

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CIII

1983

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

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

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

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

Article 5.

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

Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1983)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	25,00 F	120,00 F	145,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	25,00 F	135,00 F	160,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 270,00 F H.T. — ETRANGER : 315,00 F

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

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI) 246,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants 270,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (60,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CIII

1983

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1983 —

<i>Président</i>	M. J. CHARVET
<i>Premier Vice-Président</i>	M. V. PRUDHOMME
<i>Vice-Présidents</i>	M. M. WATERLOT M. F. ROBASYNSKI
<i>Secrétaire</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J. FERRIÈRE
<i>Directeur de la Publication</i> .	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M. B. CLÉMENT J. CHALARD H. CHAMLEY M. J. LEPLAT M. F. THIEBAULT M ^{me} D. BRICE

COMITE DE LECTURE

— 1983 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

A N N A L E S
D E L A

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 52-47

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE ORDINAIRE DU 5 JANVIER 1983

Présidence de M. Jacques CHARVET, Président

En ouvrant cette séance, M. J. CHARVET fait procéder aux votes nécessaires au renouvellement partiel du Conseil d'Administration.

— Election de deux seconds Vice-Présidents :

MM. M. WATERLOT : 28 voix ; F. ROBASYNSKI : 28 voix.

Ils sont élus à l'unanimité.

— Election de deux Conseillers :

M^{lle} D. Brice : 27 voix ; MM. F. Thiébault : 27 voix ; J.P. Colbeaux : 1 voix.

M^{lle} D. BRICE et M. F. THIEBAULT sont élus.

— Election du Secrétaire :

M. J.M. DEGARDIN : 28 voix, élu.

— Election du Trésorier :

M. G. TIEGHEM : 28 voix, élu.

— Election du Directeur de la publication :

M^{me} P. Corsin : 26 voix ; M. J.P. Colbeaux : 1 voix ; Bulletin blanc : 1.

M^{me} P. CORSIN est élue.

Le Conseil d'Administration 1983 est donc ainsi constitué :

Président : M. J. CHARVET.

Premier Vice-Président : M. V. PRUDHOMME.

Vice-Présidents : MM. M. WATERLOT, F. ROBASYNSKI.

Secrétaire : M. J.M. DEGARDIN.

Secrétaire-Adjoint : M. J. FERRIERE.

Trésorier : M. l'Abbé TIEGHEM.

Directeur de la Publication : M^{me} Paule CORSIN.

Archiviste-Bibliothécaire : M. J.L. MANSY.

Conseillers : MM. B. CLEMENT, J. CHALARD, H. CHAMLEY,
J. LEPLAT, F. THIEBAULT, M^{lle} D. BRICE.

SEANCE ORDINAIRE DU 5 JANVIER 1983

Présidence de M. Jacques CHARVET, Président

Communications orales

- B. MILHAU. — Les Ostracodes du Givétien supérieur dans le Boulonnais. Corrélations avec l'Ardenne (*).
F. AMEDRO et J. LEPLAT. — Les Ammonites albiennes des fosses et sondages du Nord de la France (*).
A. IZART et J.L. VIESLET. — Stratigraphie, sédimentologie et micropaléontologie du Viséen du bassin de Sidi Bettache et de ses bordures (Meseta marocaine nord-orientale (**)).

Communication écrite

- Y. HERVOUET. — Phases compressives quaternaires du Maroc oriental (bordure rifaine (**)).

SEANCE ORDINAIRE DU 2 FEVRIER 1983

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Premier Vice-Président

M. V. PRUDHOMME fait procéder à l'élection de nouveaux membres. Il s'agit de :

- M. René BLANCHET, Université de Bretagne Occidentale, Faculté des Sciences, Avenue Le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex, présenté par MM. P. Celet et H. Chamley.
M. Bertrand BLAISE, Université de Lille I, U.E.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale, présenté par MM. J.L. Mansy et J.F. Raoult.
M. Jean-Luc MOREL, Université de Paris-Sud, Laboratoire de Géologie historique, à 91405 Orsay, présenté par MM. A. Bouroz et M. Lys.

Puis il donne la parole à M. l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, qui fait lecture du compte rendu financier de l'année 1982. Ce compte rendu est accepté à l'unanimité.

Communications orales

- A. BLIECK. — Biostratigraphie du Dévonien inférieur du Nord de la France et du Sud de la Belgique : l'exemple des Hétérostracés (Vertébrés, Agnates) (***)
J.M. DEGARDIN et J. PILLET. — Nouveaux Trilobites du Silurien des Pyrénées centrales espagnoles.
J.L. MANSY et Paule CORSIN. — Les Bassins de Bower et de Sifton : apports paléontologiques (Colombie Britannique, Canada) (**).

Communication écrite

- M.A. CONRAD, B. PEYBERNES et J.P. MASSE — *Clypeina somalica* n. sp., Dasycladale nouvelle du Crétacé inférieur de la plaque africaine (Rép. de Somalie, Italie méridionale).

(*) Note publiée dans le fascicule n° 4 du Tome CII.

(**) Note publiée ultérieurement.

(***) Conférence non publiée.

3° Les nappes des Phyllades (Thiébaud, 1981, 1982).

4° La nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque (Thiébaud, 1982).

5° La nappe du Pinde (Blumenthal, 1933 ; Dercourt, 1964 ; Thiébaud, 1982).

Dans le secteur étudié autour du golfe de Laconie, les nappes des Phyllades affleurent largement. Elles se situent entre le parautochtone ionien et la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque. Il s'agit de séries hétérogènes qui ont été interprétées comme :

— soit une unité paléogéographique et structurale indépendante, issue d'un "sillon des Phyllades" (Jacobshagen *et al.*, 1978),

— soit comme une imbrication de métaflysch ionien (Lekkas et Papanikolaou, 1978 ; Lekkas et Ioakim, 1980) et de matériaux appartenant au soubassement triasico-paléozoïque de la série méso-cénozoïque de Gavrovo-Tripolitza (Thiébaud, 1981, 1982).

Les Phyllades du Bassin de Laconie.

Le complexe des Phyllades bordant le golfe de Laconie se caractérise par le grand développement de la nappe supérieure des Phyllades non représentée dans le massif du Taygète. On notera en outre la grande abondance de laves et pyroclastites déformées (plissements isoclinaux dans les termes les plus fins) à l'intérieur de la nappe intermédiaire. Ce fait signalé par Thiébaud (1982) au Sud de Krokee (Mt Hagios Georgios) peut être étendu à l'ensemble de la nappe intermédiaire dans la région de Krokee. Cette observation permet de lever l'ambiguïté existant quant au métamorphisme affectant ces volcanites : les faciès à actinote (Panagos *et al.*, 1979) appartiendraient à la nappe intermédiaire et les faciès à préhnite-pumpellyite (Pe-Piper et Kotopouli, 1981 ; Thiébaud, 1981 et 1982) à la nappe supérieure.

On notera enfin l'important biseautage des nappes supérieure et intermédiaire par le contact de base de la nappe de Gavrovo-Tripolitza méso-cénozoïque dont les dolomies triasiques peuvent chevaucher directement les schistes et micaschistes de la nappe inférieure.

Quant aux cartes aéromagnétiques de la partie sud-est du Péloponnèse, elles montrent essentiellement des anomalies de longueur d'onde élevée liées à des sources profondes, sauf dans deux régions (Krokee et Molai) bordant le golfe de Laconie. Dans ces régions s'observent des anomalies allongées, de courte longueur d'onde mais de forte amplitude (fig. 2).

La question qui se pose est évidemment de savoir si ces anomalies peuvent se corrélérer avec des sources superficielles et plus précisément avec les masses de métavolcanites appartenant à la nappe supérieure mais aussi intermédiaire. Nous allons montrer que l'on peut

répondre positivement, et que cette corrélation va nous permettre d'argumenter sur l'existence d'un accident transverse décrochant affectant l'ensemble de l'édifice structural du Péloponnèse méridional (Thiébaud, 1980, 1982).

Les sources possibles des anomalies.

L'étude des propriétés magnétiques d'échantillons provenant des massifs de Laconie permet d'apporter une réponse. Sur la fig. 4, nous présentons la localisation des principaux échantillons prélevés. Nous avons établi la susceptibilité de 120 échantillons appartenant aux nappes des Phyllades mais aussi aux nappes carbonatées, par mesure du moment magnétique dans un inductomètre à rotation. Les résultats des mesures des susceptibilités massiques (exprimées en 10^{-3} Gauss \times $\text{cm}^3 \times \text{gm}^{-1} \times \text{Oe}^{-1}$ dans le système u.e.m. c.g.s.) sont présentés dans la fig. 4 par des histogrammes, pour les seules unités des Phyllades (nous rappelons que la valeur du champ terrestre est de 0,5 Oersteds). Le plus grand nombre des échantillons possède une susceptibilité faible (inférieure à $0,1 \cdot 10^{-3}$ u.e.m. c.g.s.), mais ce nombre est vraisemblablement surestimé en raison de l'altération météorique qui joue un rôle important dans la modification des propriétés magnétiques des roches superficielles.

Comme les calcaires ioniens et des dolomies de Tripolitza, les micaschistes de l'unité inférieure des Phyllades ne présentent pas de valeurs importantes de susceptibilité, malgré la présence d'échantillons de metabasalts sous le faciès schistes bleus provenant du Taygète.

Il existe, dans le cortège volcanosédimentaire de la région de Krokee, des échantillons nettement schistosés ayant conservé une forte susceptibilité massique, mais ces roches semblent peu représentatives, du point de vue magnétique, de l'unité intermédiaire dans son ensemble.

De même, dans les séries pliocènes du petit bassin de Gythion, certains niveaux de grès rouges possèdent une forte susceptibilité mais leur volume total ne permet pas de les considérer comme sources des anomalies observées.

C'est à l'unité supérieure qu'appartiennent les roches dont l'aimantation induite est la plus importante (fig. 5C) et parmi elles les laves (porphyres verts et violets) tranchent particulièrement par rapport aux pyroclastites (comparer les fig. 5C et 5D).

En complément à cette étude, des mesures d'intensité de l'aimantation rémanente ont été réalisées sur une dizaine d'échantillons, et leur comparaison avec les valeurs de l'aimantation induite montre que ces dernières sont le plus souvent supérieures à celles de l'aimantation rémanente (tabl. I).

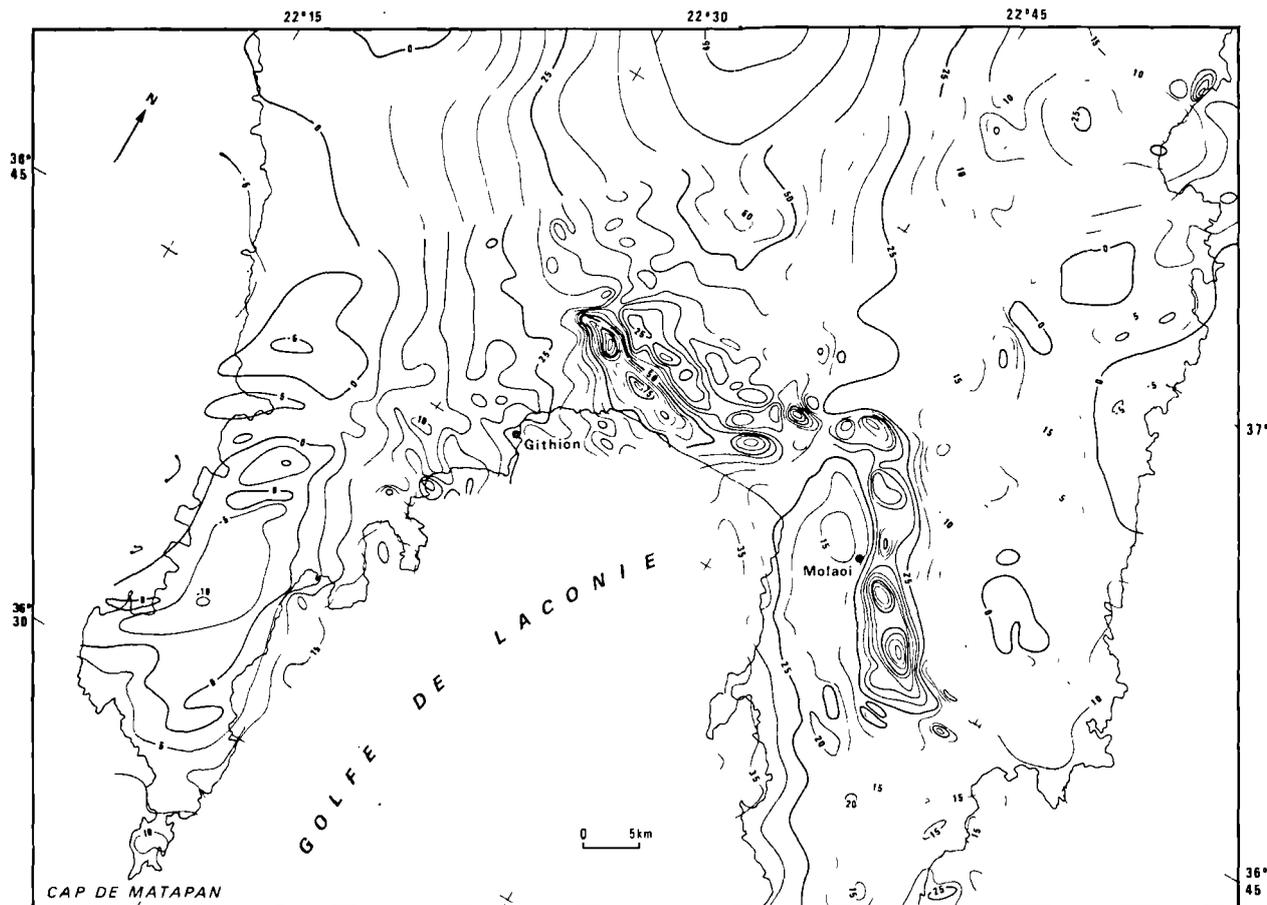


Fig. 2. — Extrait de la carte composite des anomalies résiduelles du champ magnétique en Péloponnèse méridional. Les mesures ont été réalisées à 2.000 m, altitude constante par rapport au niveau de la mer pour le Nord-Ouest de la carte et à 300 m du sol pour la partie Sud-Est qui couvre le fond du golfe de Laconie. Le gradient régional a été ôté et une constante a été ajoutée (135 γ pour le Nord-Ouest, 150 γ pour le Sud-Est). Les isovaleurs sont représentées tous les 5 γ .

On rappellera que l'aimantation des roches qui produit les anomalies observées est la somme vectorielle de la composante induite et de la composante rémanente.

La comparaison entre les fig. 2 et 4 montre une corrélation entre les affleurements de ces nappes riches en laves et des anomalies décrites précédemment. Les coupes tectoniques de la fig. 3 confirment cette corrélation par la superposition des pics positifs et négatifs de l'anomalie qui marquent les limites du corps magnétique avec les limites d'affleurement de la nappe supérieure. Il faut cependant noter que la coupe CD de la fig. 3 qui passe par l'extrémité sud de l'anomalie de

Molaï, ne reflète que très imparfaitement la structure source réelle de cette dernière.

Des modèles de sources cohérents avec la géologie régionale.

On peut aborder le problème de la recherche du modèle de corps magnétique qui engendre l'anomalie calculée la plus proche de l'anomalie observée. Cette étude peut se réaliser avec des calculs simples lorsqu'on analyse des profils (Talwani, 1965; Cady, 1980). Les modèles de la fig. 6 sont supposés prismatiques, de section polygonale, infiniment allongés suivant un axe

Numéro de l'échantillon	Type de roche	Aimantation volumique	
		Induite 10^{-3} uem cgs	Remanante 10^{-3} uem cgs
KR1	Andesite	1.12	0.16
KR2	Andesite	1.07	0.055
KR6	Andesite	0.83	0.00059
KR8	Andesite	0.0073	0.60
TY4	Andesite	0.022	0.00016
TY3	Pyroclastite	0.136	0.07
493	Pyroclastite	0.0191	0.0031
PHK4	Pyroclastite	0.0181	0.040
16	Micaschistes	0.033	0.00033
PG3	Micaschistes	0.024	0.0235
DKI	Micaschistes	0.0364	0.0066
491	Quartzites	0.044	0.44
KSK2	Calcschistes	0.015	7×10^{-4}
SPK5	Marbres	0.039	0.00014

Tableau I. — *Comparaison des valeurs de l'aimantation induite et de l'aimantation rémanente pour une série d'échantillons provenant des nappes des Phyllades.*

perpendiculaire au profil, et possédant une aimantation homogène de direction connue. L'approximation est valable pour des prismes dont la longueur égale au moins cinq fois la largeur, hypothèse vérifiée pour les deux anomalies étudiées ici.

Les parties de l'anomalie qui ont de forts gradients apportent des contraintes sur la profondeur du barycentre des masses magnétiques. Par ailleurs, l'écartement entre ces pentes contraint l'extension horizontale du corps et le rapport entre les hauteurs de pics positifs et négatifs est bien corrélé avec le pendage du toit de la structure source. Tous ces résultats ne sont valables que pour une direction d'aimantation donnée. Nous avons choisi d'imposer comme contraintes l'intensité et la direction de l'aimantation à partir des résultats précédents. La prédominance de l'aimantation induite impose la direction du champ actuel; par contre, un problème subsiste quant à l'intensité d'aimantation: l'interstratification des laves et des pyroclastites nous a conduit à donner une valeur moyenne au corps théorique inférieure aux valeurs maximales mesurées sur les laves. Nous avons établi des modèles pour différentes valeurs comprises entre un tiers et deux tiers de cette dernière, soit une aimantation volumique minimale de 0,4 u.e.m. c.g.s. et une valeur maximale de 0,8 u.e.m. c.g.s. La fig. 6 présente les meilleurs

ajustements obtenus dans la partie de l'anomalie présentant le plus fort gradient, pour ces deux valeurs limites de l'aimantation dans le cas de l'anomalie de Gythion Krokee (1 et 2, fig. 6) et dans le cas de l'anomalie de Molaï (3 et 4, fig. 6).

Malgré les contraintes imposées, la géométrie de la section du corps prismatique n'a pas une solution unique, mais il ressort deux faits importants de ces calculs: la faible profondeur des sources et leur pendage vers l'E. Ils sont cohérents avec la position des nappes des Phyllades. Les résultats de cette étude magnétique permettent d'affirmer que les anomalies de forte amplitude qui jalonnent le golfe de Laconie sont liées à la présence des séries volcaniques de l'unité supérieure des Phyllades. Nous pouvons ainsi en suivre leur extension en l'absence d'affleurements, comme dans le massif carbonaté de Gavrovo-Tripolitza qui marque la limite orientale du bassin néogène de Molaï.

Un alignement magnétique qui décale les unités structurales de la chaîne alpine.

Il apparaît alors sur la carte magnétique (fig. 2) que les deux parties de cette nappe volcanique sont séparées par un alignement magnétique qui peut signifier un décalage du front des nappes ou un réel décalage des struc-

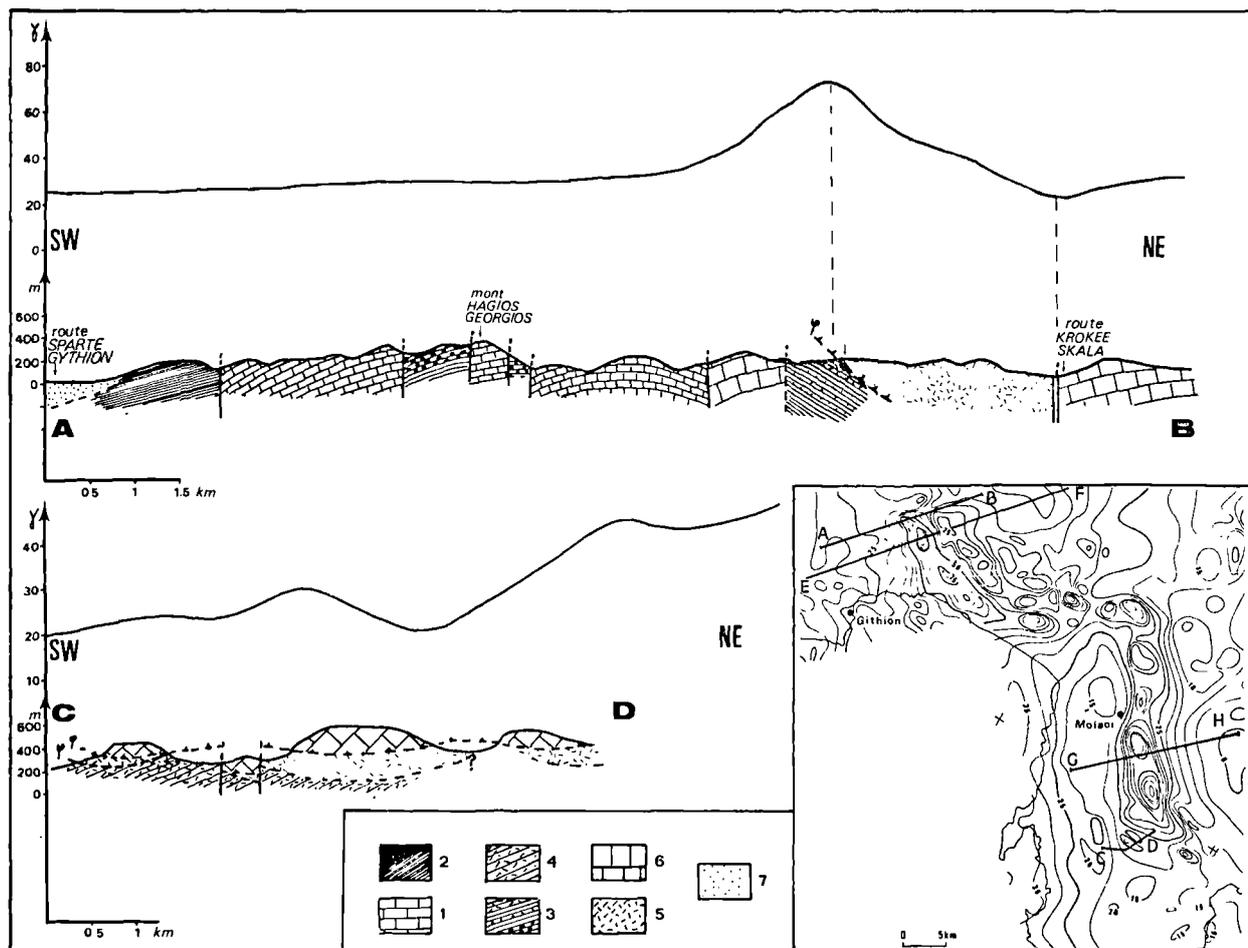


Fig. 3. — Deux coupes tectoniques dans le fond du golfe de Laconie sont comparées avec les profils magnétiques correspondants.

1. Série de calcaires en plaquettes ("Plattenkalk"). — 2. Micaschistes et quartzites de l'unité inférieure des Phyllades. — 3. Unité intermédiaire des Phyllades (séries de Pharos). — 4. Laves et pyroclastites déformées de l'unité intermédiaire. — 5. Nappe supérieure volcanique. — 6. Nappe carbonatée supérieure (zone de Tripolitza. — 7. Néogène discordant du bassin de Sparte.

turs dû à un accident cassant. La linéarité de l'accident est un argument en faveur de la seconde hypothèse. L'étude des populations de failles qui affectent les massifs de Parnon (fig. 7), réalisée à partir des cartes photogéologiques au 1/50.000 (feuilles de Molai et Richea) publiées par l'Institut de Recherches géologiques et minières de Grèce, révèle des directions de plans de faille NNE-SSW à NE-SW dans un secteur allongé, large d'une dizaine de kilomètres qui s'étend au Nord de Molai. Ce fait renforce l'hypothèse d'une importante structure cassante.

L'accident peut se suivre dans la partie occidentale de la carte par des perturbations des courbes d'isovaleur et en particulier au sud du golfe d'Areopolis avec l'interruption de l'anomalie négative qui couvre l'ensemble de la péninsule maniotte. Au Sud de cet axe d'orientation ENE-WSW, les séries marmoréennes qui prédominent dans le Magne ont été attribuées à la zone préapulienne (sous-zone de Paxos-Zanthe) (Thiébault, 1980), inconnue dans les séries du Taygète au Nord de cette limite (fig. 8). De plus, ces séries maniottes ont subi un métamorphisme intense qui n'af-

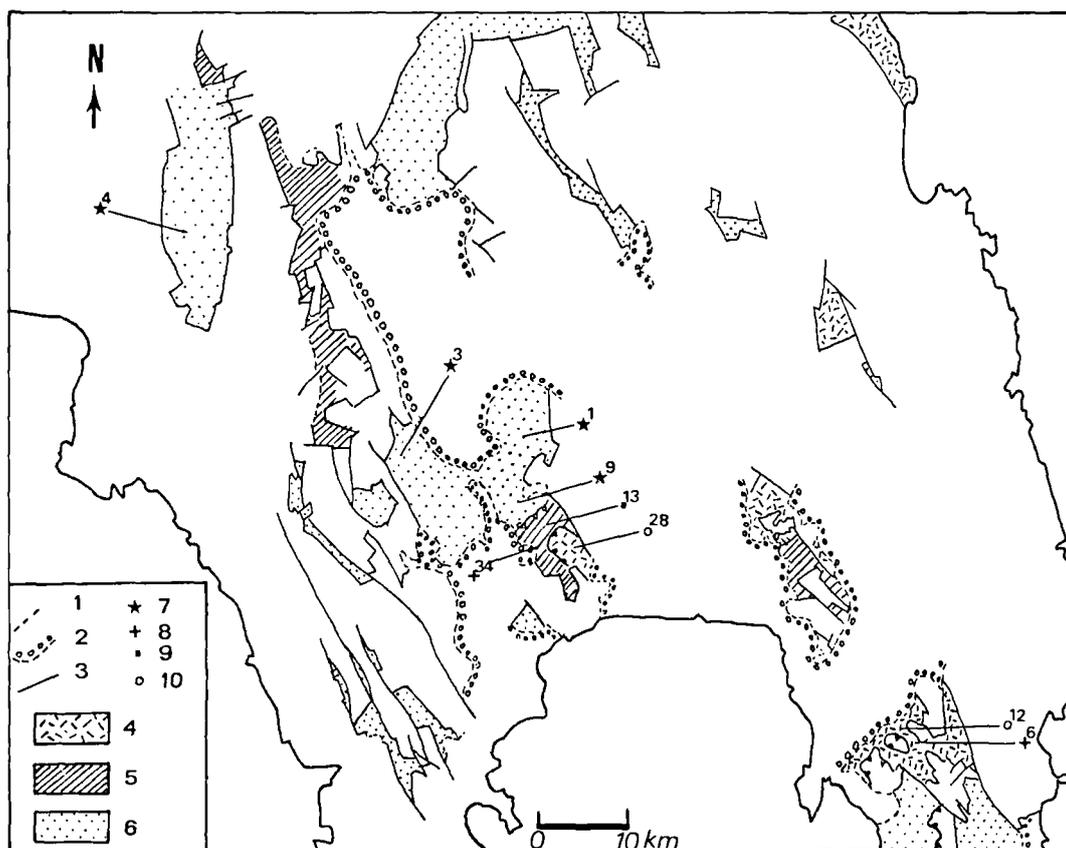


Fig. 4. — Localisation des échantillons prélevés pour les mesures magnétiques dans les principaux massifs des Phylades de Laconie (cadre structural, d'après Thiébaud, 1982, modifié).

1, Contacts stratigraphiques. — 2, Limite des bassins néogènes et quaternaires discordants. — 3, Failles. — 4, Nappe supérieure volcanique non déformée. — 5, Nappe intermédiaire. — 6, Nappe inférieure métamorphique (ou système cristallin principal) Type de roches (le nombre d'échantillons pour chaque massif est porté à droite du figuré correspondant). — 7, Micaschistes et quartzites. — 8, Laves et pyroclastites déformées. — 9, Schistes et lentilles de marbres. — 10, Laves et pyroclastites non déformées (pas de déformation pénétrative).

fecte aucun des affleurements de séries préapuliennes plus septentrionales. A la même latitude, au Sud du Cap Akritas, disparaît la sous-zone de Gavrovo, caractérisée par l'épaisseur de son flysch, et on observe un net décalage du domaine des écaillés dans le Pinde, présent en Messénie et que l'on ne retrouve au Sud que dans l'île de Cythère.

De l'ensemble de ces faits, il résulte que l'alignement magnétique mis en évidence est la signature sur les documents géophysiques d'un accident majeur transverse à la chaîne que nous baptiserons transversale Nord-maniote.

Un accident qui affecte la marge Ionienne du Péloponnèse.

Dans son prolongement occidental, la transversale, définie à terre, est jalonnée par des structures particulières. De l'encoche d'Aréopolis, au sud du Cap Akritas, elle détermine la limite septentrionale du bassin subsident de Messénie matérialisée par une série de failles normales à vergence sud. Ce bassin, d'orientation générale ENE-WSW, a subi un remplissage sédimentaire depuis le Pliocène et témoigne d'une tectonique extensive durant toute son histoire (Le Quellec, 1979). Plus à l'Ouest, la direction de la transversale coïncide avec l'interruption vers le sud de la Ride de Strophades qui

SUSCEPTIBILITES

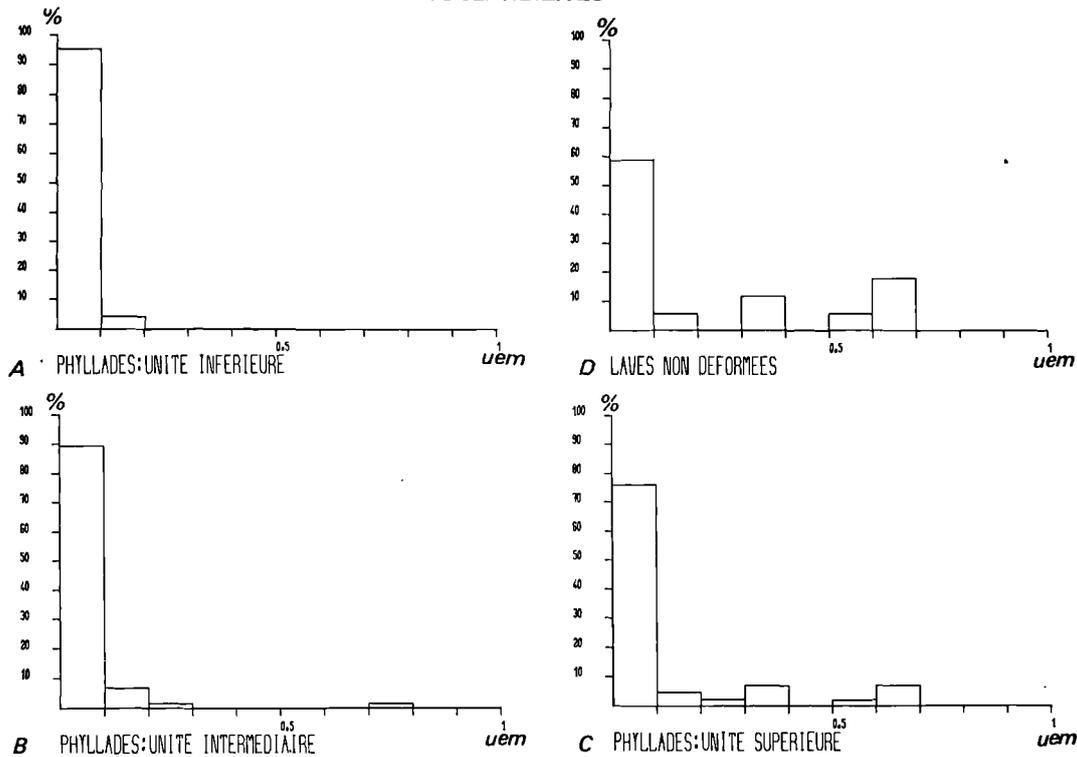


Fig. 5. — Valeurs de susceptibilité mesurées sur les échantillons appartenant aux trois nappes des Phyllades (en A, B et C). Le diagramme D représente les valeurs obtenues pour les laves de la nappe supérieure (porphyres verts antiques). En abscisse : les classes de susceptibilité de 0 à 10^{-3} uem-cgs ; en ordonnée : le pourcentage d'échantillons appartenant à la classe de mesures.

peut être considérée comme la terminaison méridionale de la structure compressive du Mole de Strophades (Le Quellec, 1979 ; Le Quellec *et al.*, 1980 ; Lybérís et Bizon, 1981).

Le phénomène le plus spectaculaire que l'on puisse observer le long de cette direction est un décalage du système des fosses de subduction avec la disparition de la fosse Nord-Matapan vers le Nord (fig. 8). L'importance de ce trait structural est accompagnée par une importante discontinuité des anomalies gravimétriques à l'air libre (Finetti et Morelli, 1973).

L'ensemble de ces faits qui avaient amené Le Quellec à postuler l'existence d'un accident décrochant nous pousse à interpréter cette zone comme le prolongement dans la marge de la transversale nord-maniote.

Mécanismes de la transversale nord-maniote et sa place dans l'évolution tectonique de l'arc égéen externe.

Deux mécanismes peuvent être à l'origine du décalage sénestre de la nappe supérieure des Phyllades : un jeu décrochant sénestre ou un jeu en faille normale

avec effondrement du compartiment septentrional. Le décalage horizontal est de l'ordre de 15 km. Il est possible d'évaluer le rejet vertical nécessaire à ce déplacement horizontal apparent de la nappe ; il est fonction du pendage des structures. Il est difficile d'extrapoler, dans un contexte structural aussi complexe, les pendages des séries en surface à l'ensemble de la nappe et de raisonner sur les pendages de contacts tangentiels qui ont subi une phase de plissement (Thiébaud, 1982). Nous utiliserons donc le pendage moyen des modèles de source (fig. 6) dont l'anomalie calculée correspond le mieux aux anomalies observées. Ce pendage vers l'Est est, en moyenne, proche de 15° . Le rejet purement vertical nécessaire pour obtenir le décalage actuel, de part et d'autre de la transversale, est alors de 4 km environ.

L'histoire plioquaternaire du Péloponnèse méridional est dominée par un régime extensif dont témoignent les bassins subsidents de Laconie et Messénie. Le rejet cumulé des failles normales limitant le "horst" du Taygète, du bassin subsident de Sparte est d'ordre pluri-kilométrique. Une étude des populations de failles a

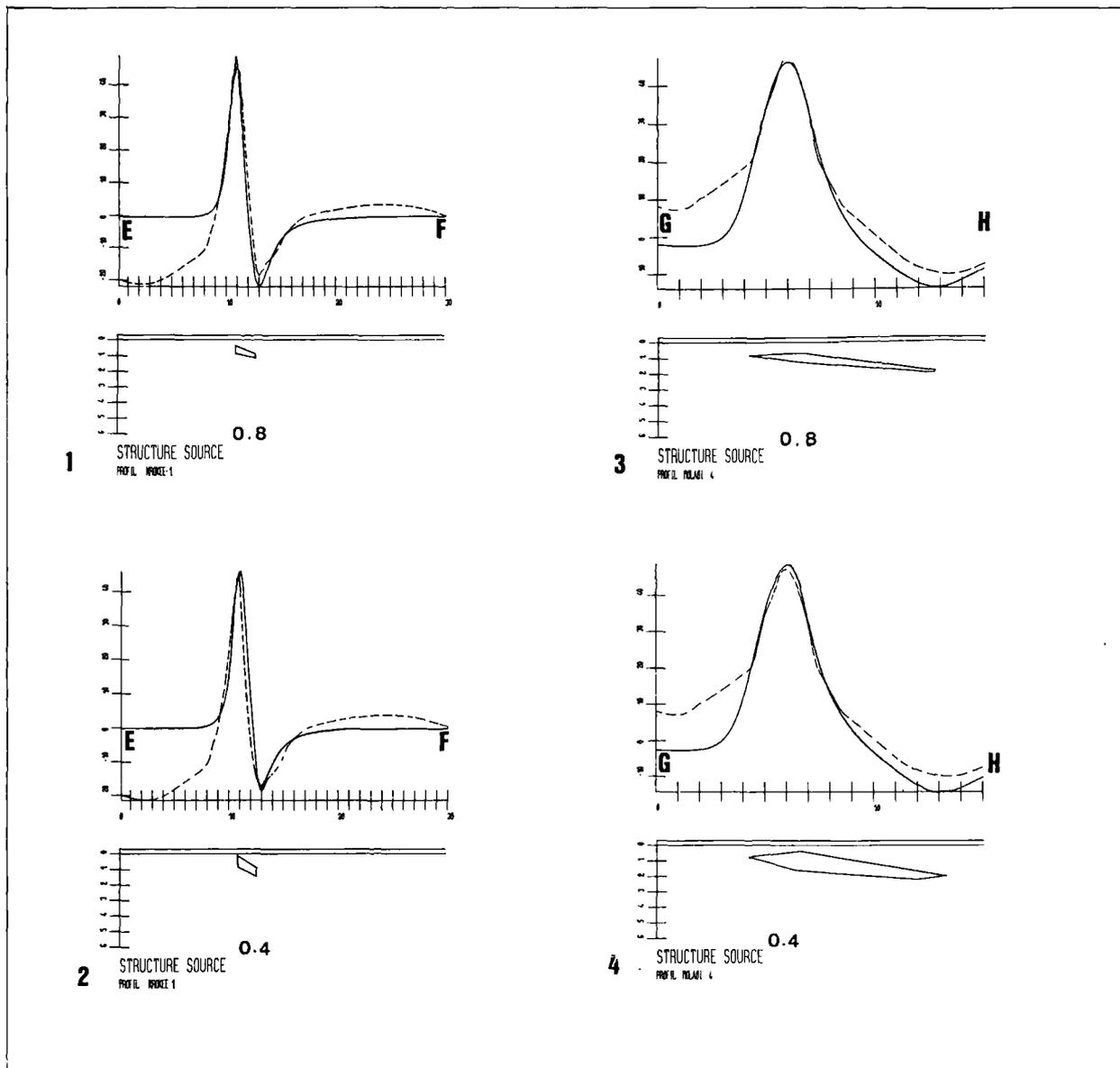


Fig. 6. — Modèles de source pour les anomalies magnétiques. Les profils 1 et 2 correspondent à la coupe EF de la fig. 3 et les profils 3 et 4 à la coupe GF de la même figure. Les corps sont homogènes avec une aimantation volumique maximale de 0,8 uem-cgs (exemples 1 et 3) et une aimantation volumique minimale de 0,4 uem-cgs (exemples 2 et 4).

En traits pleins : profils calculés ; en tiretés : profils observés.

été effectuée dans le Sud-Est du Péloponnèse. Pour la détermination des contraintes principales σ_1 (maximale), σ_2 (intermédiaire) et σ_3 (minimale) nous avons utilisé la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977) et le calcul du tenseur des contraintes (Angelier *et al.*, 1982).

L'analyse de la fracturation le long des failles à rejet d'ordre kilométrique montre que la phase extensive qui contrôle l'affaissement des bassins plioquaternaires a une direction ENE-WSW à ESE-WSW (fig. 9 et 10). Ces deux directions ont été identifiées tant sur les grandes failles bordières des massifs du Taygète et

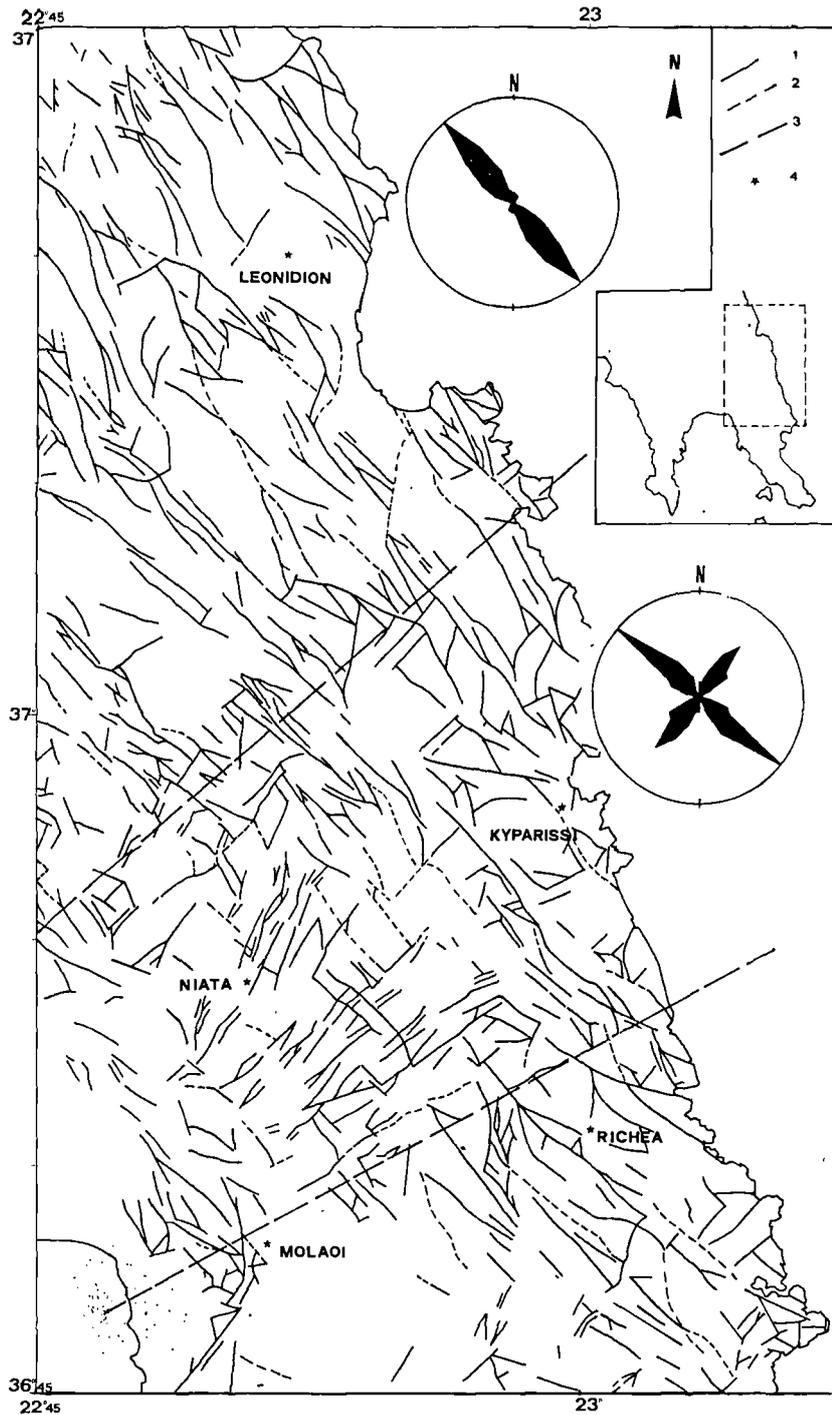


Fig. 7. — Analyse statistique des directions de plans de failles à partir des cartes photogéologiques de Léonidion et de Molaoi au 1/50.000 publiées par l'I.G.M.E.

1, Failles. — 2, Failles supposées. — 3, Limite des secteurs sur lesquels sont établies les rosettes de fréquence.
4, Localités.

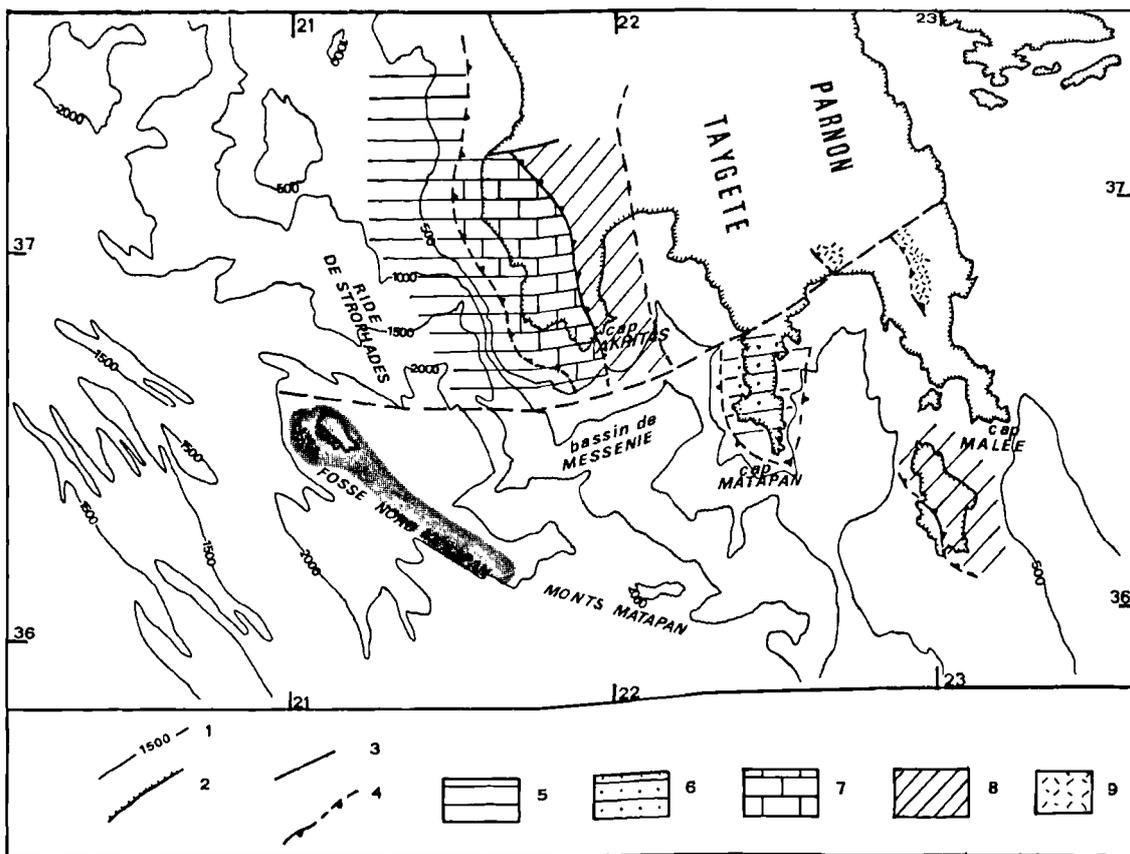


Fig. 8. — La place de la structure transverse nord-maniote dans les zones isopiques du Péloponnèse méridional et son prolongement dans la marge occidentale.
 1. Isobathes (en brasses). — 2, Limites des terres émergées. — 3, Failles. — 4, Chevauchements. — 5, Zone préaéolienne. — 6, Séries maniotes. — 7, Sous-zone de Gavrovo. — 8, Zone du Pindé des écaillés. — 9, Nappe volcanique de l'unité supérieure des Phyllades.

du Magne que dans les bassins néogènes. Nous n'avons pas pu mettre en évidence une succession de ces événements tectoniques, sur le terrain. Néanmoins, nous pouvons affirmer que leur âge est Pliocène supérieur et Quaternaire, d'après l'âge des dépôts néogènes (Kowalczyk *et al.*, 1977). Nous attribuons la dispersion des directions d'extension, de NE-SW à SE-SW, et en accord avec Lybérís *et al.* (1982), à la rotation du Péloponnèse de 25° durant le Plioquaternaire (Laj *et al.*, 1982). Dans ce cas, l'extension dirigée SE-NW serait initialement orientée ENE-WSW et précéderait l'extension de direction ENE-WSW à NE-SW (fig. 10). Les populations de failles d'âge Pliocène supérieur et Quaternaire (sites MO2 et GY2, fig. 10) et les grandes failles bordières du Taygète (sites T10 et TME, fig. 9) résultent d'événements tectoniques extensifs compara-

bles (direction d'extension ENE-WSW à ESE-WNW). La phase extensive plioquaternaire générale dans le Sud-Est du Péloponnèse et dirigée ENE-WSW à ESE-WNW est subparallèle à oblique par rapport à la transversale. Il est donc peu probable que cette phase tectonique soit génératrice d'une importante faille normale de direction ENE-WSW à NE-SW. De plus, le jeu normal nécessaire à l'obtention du décalage sénestre est incompatible avec l'approfondissement constant, depuis le Pliocène, des golfes de Laconie et de Messénie, et particulièrement de l'effondrement du bassin sous-marin de Messénie (Le Quellec, 1979) par rapport à la presqu'île de Messénie.

La direction de la fracturation spécifique de la partie orientale de la transversale, dans l'extrémité

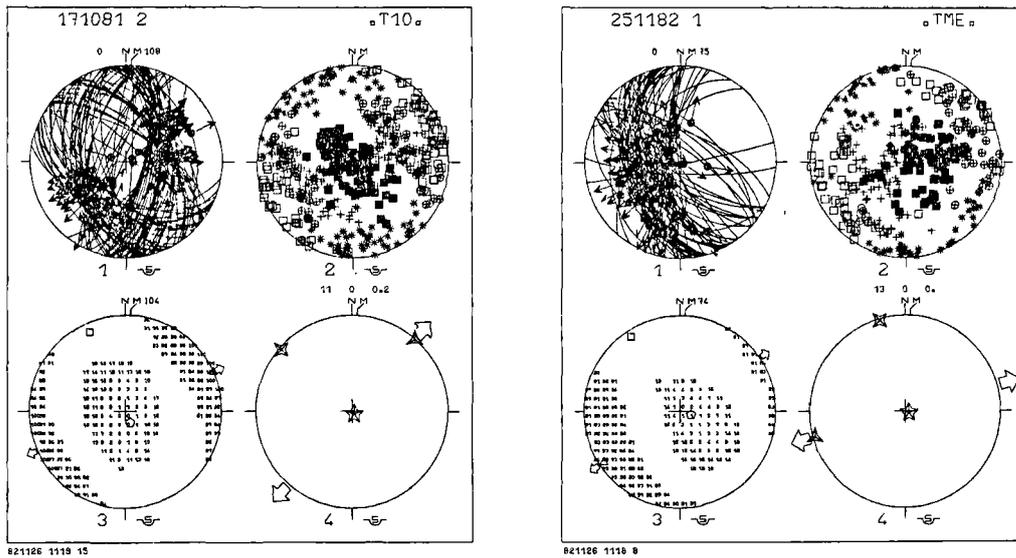


Fig. 9. — Analyse de populations de failles bordières du massif de Taygète (Site T10) : site composite rassemblant des plans de faille de rejet plurikilométrique du flanc oriental. (Site TME) : site composite comprenant les failles bordières majeures du flanc occidental. 1, Projection stéréographique des plans de failles striés, sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieur. Les flèches indiquent le mouvement du bloc supérieur, pour chaque plan de faille. — 2, Projection stéréographique des stries (croix), des normales aux plans de failles (cercles), des axes de mouvement nul (étoiles), des axes élémentaires d'allongement (carrés clairs) et de raccourcissement (carrés foncés). — 3, Directions de contraintes principales déterminées par la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977). — 4, Directions de contraintes principales (σ_1 : étoile; σ_2 : carré; σ_3 : triangle) déterminées par le calcul du Tenseur (Angelier *et al.*, 1982).

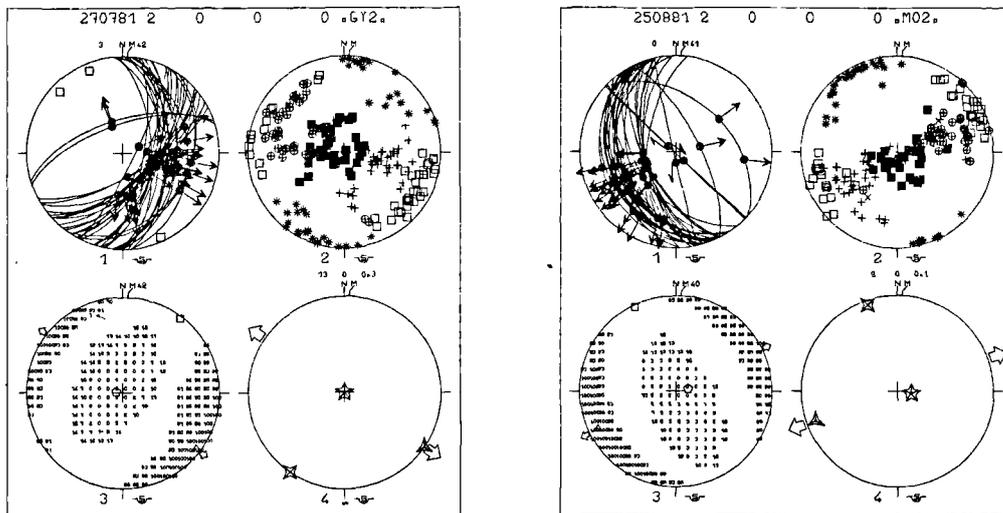


Fig. 10. — Analyse de populations de failles affectant les bassins néogènes. Site GY2 : population de failles de rejet métrique, associées à un important miroir de faille affectant les séries pliocènes du bassin de Gythion. Site MØ2 : site faillé proche de Kalamata, d'âge probablement pliocène. Même légende que pour la fig. 9.

méridionale du Parnon (fig. 7) est oblique de 10° à 15° par rapport à la direction locale de la transversale et rappelle ainsi la disposition d'une famille de failles de Riedel associées à un décrochement senestre. Ainsi, nous proposons pour cette transversale un mécanisme en décrochement senestre d'âge postérieur à la mise en place des nappes externes (post-aquitainien et anté-tortonien) et antérieure aux premiers dépôts discordants datés du Pliocène supérieur pour la Messénie (Kowalczyk *et al.*, 1977). Le régime en extension du domaine égéen depuis le Miocène supérieur (Le Pichon et Ange-

lier, 1979) contrôle la tectonique de failles normales du Péloponnèse méridional et de sa marge.

Remerciements. — La carte des levés aéromagnétiques a été fournie par l'Institut de Recherches Géologiques et Minières d'Athènes (IGME). Les missions sur le terrain ont été financées par l'IGME et le CNRS (ATP IPOD). Nous remercions l'équipe du laboratoire de Géomagnétisme de Saint-Maur pour son accueil lors des mesures de susceptibilité des roches.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANGELIER J. et MECHLER P. (1977). — Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. S.G.F.*, (7), t. XIX, 6, p. 1309-1318.
- 2) ANGELIER J., TARANTOLA A., VALETTE B. and MANOUSSIS Str. (1982). — Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. Single phase fault populations : a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 69, p. 607-621.
- 3) BIZON G. et THIEBAULT F. (1976). — Données nouvelles sur l'âge des marbres et quartzites du Taygète (Péloponnèse méridional, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, t. 178, p. 9.
- 4) BLUMENTHAL M.M. (1933). — Zur Kenntnis der Querprofile des zentralen und nordlichen Peloponnes. *Neues Jahrb. für Min.*, t. 70, p. 449.
- 5) BRAUER R., ITTNER R., KOWALCZYK G. (1980). — Ergebnisse aus der "Phyllit-serie" SE-Lakoniens (Peloponnes Grieschenland). *N. Jb. geol. palaont. Mh.*, p. 129-144.
- 6) CADY J.W. (1980). — Calculation of gravity and magnetic anomalies of finitelength right polygonal prisms. *Geophysics*, vol. 45, n° 10, p. 1507-1512.
- 7) DERCOURT J. (1964). — Contribution à l'étude géologique d'un secteur du Péloponnèse septentrional. *Ann. géol. Pays Hellen.*, t. XV.
- 8) FINETTI I., MORELLI C. (1973). — Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. *Bol. Geof. Teor. ed Appl.*, vol. XV, n° 60, p. 263-341.
- 9) FLEMMING N. (1968). — Holocene earth movements and eustatic Sea level change in the Peloponnes. *Nature*, v. 217, n° 5133, p. 1031-1032.
- 10) JACOBSHAGEN V., RICHTER D., MAKRIS J., BACHMANN G.H., GIESE G.H. and RISCH H. (1978). — Alpidic development and structure of the Peloponnesus. In *Alps, Appenines, Hellenides*, p. 415-423. Closs H., Roeder D.H. Schmidt K. (Edit.), Stuttgart.
- 11) KOWALCZYK G., RICHTER D., RISCH H. and WINTER K.P. (1977). — Zur zeitlichen Einstufung der tektonischen Ereignisse auf dem Peloponnes (Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, (9), p. 549-564.
- 12) KTENAS C. (1924). — Formations primaires semi-métamorphiques en Péloponnèse central. *C.R. Soc. Géol. Fr.*, 24, p. 61-63.
- 13) LAJ C., JAMET M., SOREL D. and VALENTE J.P. (1982). — First paleomagnetic results from Mio-Pliocene series of the Hellenic sedimentary arc. *Tectonophysics*, 86, p. 45-67.
- 14) LALLEMANT S., LYBERIS N., GALDEANO A. (1982). — La carte aéromagnétique du sud-est du Péloponnèse : présence d'un grand accident de socle. 9° R.A.S.T., Paris.
- 15) LEKKAS S. (1980). — Les phyllades du Péloponnèse : un métallich ionien chevauché par la série de Gavrovo-Tripolitza. *C.R. Ac. Sc.*, 291, p. 21-24.
- 16) LEKKAS S., IOAKIM C. (1981). — Données nouvelles sur l'âge des Phyllades en Péloponnèse (Grèce). *Prakt. Acad. Athinou*, 55, p. 350-361.
- 17) LEKKAS S., PAPANIKOLAOU D. (1978). — On the Phyllite problem in Peloponnesus. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 29, p. 395-420.
- 18) LE PICHON X., ANGELIER J. (1979). — The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, p. 1-42.
- 19) LE QUELLEC P. (1979). — La marge ionienne du Péloponnèse, géologie et structure. Thèse, Paris.
- 20) LE QUELLEC P., MASCLE J., GOT H., VITTORI J. (1980). — Seismic structure of southwestern Peloponnesus continental margin. *Am. Assoc. of Petro. Geol. Bull.*, 64, n° 2.
- 21) LYBERIS N., BIZON G. (1981). — Signification structurale des îles Strophades dans la marge hellénique. *Marine Geology*, 39, p. 57-69.

- 22) LYBÉRIS N., ANGELIER J., BARRIER E. and LALLEMANT S. (1982). — Active deformation of a segment of arc: the strait of Kythira, Hellenic arc, Greece. *Structural Geology*, vol. 4, n° 3, p. 299-311.
- 23) LYS M., THIEBAULT F. (1971). — Données nouvelles sur les schistes en Péloponnèse méridional. *C.R. Ac. Sc.*, 272, p. 196-197.
- 24) MONOPOLIS D., BRUNETON A. (1982). — Ionian Sea (Western Greece), its structural outline deduced from Drilling and geophysical data. *Tectonophysics*, (83), p. 227-242.
- 25) PANAGOS A.G., PE G.G., PIPER J.W., KOTOPOULI C.N. (1979). — Age and stratigraphic subdivision of the Phyllite serie, Krokee region, Peloponnese, Greece. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* (3), p. 181-190.
- 26) PARASKEVOPOULOS G.M. (1964). — Die alpine dislokationsmetamorphose in zentral peloponnesisch-kretischem metamorphen system. *N. Jb. Miner. Abh.*, 101, p. 195, 209, Stuttgart.
- 27) PARASKEVOPOULOS G.M. (1965). — Uber die entshungsbedingundes andesits "Porfizo verde antico" im südostlichen Zentralpeloponnes. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 16, p. 233-243.
- 28) PE-PIPER G. et KOTOPOULI C.N. (1981). — Very low grade metamorphism of triassic volcanics, west Hellenic nappes, Southern Peloponnese, Greece. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Part. II, 92, p. 1762.
- 29) TALWANI M. (1965). — Computation with the help of a digital computer of magnetic anomalies caused by bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, vol. XXX, n° 5, p. 797-817.
- 30) THIEBAULT F. (1975). — Sur l'âge alpin du métamorphisme des schistes du soubassement de Tripolitza en Péloponnèse méridional (Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 270, p. 947-950.
- 31) THIEBAULT F. (1978). — Données nouvelles sur l'attribution à la zone ionienne des "Plattenkalk" du Taygète (Péloponnèse, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 287, p. 211.
- 32) THIEBAULT F. (1980). — Sur l'existence de la sous-zone de Paxos (Préapulienne) en Péloponnèse méridional (Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 291, p. 733-736.
- 33) THIEBAULT F. (1981a). — Les Phyllades du Péloponnèse méridional (Grèce): une imbrication de nappes formées de matériel triasico-paléozoïque (soubassement de Gavrovo-Tripolitza) et oligocène (métaflysch ionien). *C.R. Ac. Sc.*, 292, p. 619-622.
- 34) THIEBAULT F. (1981b). — Modèle d'évolution géodynamique d'une portion des Hellénides externes (Péloponnèse méridional, Grèce). *C.R. Ac. Sc.*, 278, p. 581-583.
- 35) THIEBAULT F. (1982). — Evolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional (Grèce). Thèse, Lille. Publ. n° 6, *Ann. Soc. Géol. Nord.*
- 36) THIEBAULT F., KOZUR H. (1979). — Précisions sur l'âge de la formation de Tyros (Paléozoïque supérieur - Carnien) et de la base de la série de Tripolitza (Carnien). Péloponnèse méridional, Grèce. *C.R. Ac. Sc.*, 288, p. 23-26.
- 37) THIEBAULT F., TRIBOULET C., CHAMLEY H. (1980). — Premières observations sur l'évolution minéralogique post-sédimentaire du parautochtone ionien dans le Péloponnèse méridional. *C.R. Ac. Sc.*, 291, p. 869-872.
- 38) VITTORI J. (1978). — Caractères structuro-sédimentaires de la couverture plio-quadernaire au niveau des pentes et des fossés helléniques du Péloponnèse. Thèse. Perpignan.

De la fosse des Mariannes à l'île de Taïwan : géologie régionale

par Bernard PELLETIER (*), Jean-François STEPHAN (*) et René BLANCHET (*)

Résumé. — Une synthèse des données géologiques, et notamment des données de forages IPOD, le long d'un transect Est-Ouest depuis la fosse des Mariannes jusqu'à l'île de Taïwan, permet une étude régionale à l'échelle de la plaque Philippine. Des résultats préliminaires sur Taïwan et sur la chronologie des événements tectoniques nous conduisent à poser et à discuter quelques problèmes sur l'évolution géodynamique régionale. Un travail de confrontation des données de forages IPOD est présenté pour la première fois dans cet article.

Abstract. — A compilation of the geological data, including the results of the IPOD drillings, along an East-West transect from the Mariana trench to Taiwan island, is a basis for a regional synthesis on the Philippine plate. The preliminary results concerning the geology of Taiwan as well as chronology of the tectonic events leads us to point out and discuss a few problems about the geodynamic evolution of the area. A compilation of the IPOD drillings data is presented for the first time in this paper.

INTRODUCTION

Dans le cadre des programmes de recherche sur l'Ouest Pacifique et à la suite des forages IPOD, nous avons effectué une synthèse régionale à partir des données géologiques disponibles le long d'un transect, de la fosse des Mariannes à l'île de Taïwan. A la suite de missions réalisées à Taïwan, des résultats préliminaires ont été intégrés à ce travail de géologie régionale concernant la structure générale de l'île et la chronologie des événements tectoniques.

Par ailleurs, un travail nouveau de confrontation des résultats de tous les forages IPOD de cette région a été réalisé ; il est présenté dans cet article pour la première fois.

Nous proposons ainsi de fournir un bilan facilement accessible sous forme de figures commentées. Une carte structurale (fig. 1) met en place les grands ensembles géologiques autour de la plaque Philippine et montre les traits morphologiques et structuraux ainsi que les anomalies magnétiques et les stades géodynamiques (ouvertures, collision, subduction au niveau des fosses). Un tableau (fig. 2) représente la synthèse des résultats des forages DSDP sur la plaque Philippine (Legs 6, 31, 58, 59 et 60 ; soit 25 sites de forages) ; la géologie des îles (Palau, Yap, Guam, Saïpan, Tinian) a été prise en compte. Les grandes unités structurales de Taïwan sont mises en place sur la fig. 3.

(*) G.I.S. "Océanologie et Géodynamique", 6, Avenue le Gorgeu, 29283 Brest Cedex.

Note présentée le 1^{er} Décembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Novembre 1983.

I. — LES FAITS

1) La limite orientale de la plaque Philippine.

Elle peut être divisée en trois segments (fig. 1) :

— un segment septentrional (fosses d'Izu Bonin et des Mariannes) caractérisé par une intense activité volcanique et séismique où la plaque Pacifique s'enfonce sous la plaque Philippine ;

— un segment central (fosses de Yap et de Palau) qui sépare la plaque Philippine de la plaque Caroline, définie par Weissel et Anderson (1978) ;

— un segment méridional (bassin d'Ayu) où une dorsale semble fonctionner depuis le Miocène supérieur (Weissel et Anderson, 1978).

2) Le système d'arc-fosse des Mariannes.

Le système d'arc-fosse des Mariannes comprend d'Est en Ouest : la plaque Pacifique en subduction, la fosse, le bassin avant-arc, l'arc et enfin le bassin arrière-arc des Mariannes.

La tectonique générale est extensive dans tous les domaines et à toutes les échelles (Hussong, Uyeda *et al.*, 1981 ; Blanchet, 1980). Le mur interne a fortement subsidé depuis le Néogène. Aucune répétition de séries, aucun prisme d'accrétion lié à la subduction selon le modèle classique n'ont été forés. La séquence sédimentaire de la plaque plongeante est totalement différente de celle du mur interne de la fosse et du bassin avant-arc (fig. 2, sites 452 et 458 à 461).

Le substratum de l'arc et du bassin avant-arc est largement constitué de roches volcaniques d'arc insu-

important d'affinité calco-alcaline apparaît au Miocène moyen-supérieur (fig. 2, sites 53, 54, 450, 451). Au site 453, dans le bassin des Mariannes, ont été forées des brèches à éléments de métagabbros, de metabasaltes et de tonalites foliées à déformation pénétrative. Ces éléments dérivant de la ride Ouest Mariannes indiquent une évolution structurale et métamorphique, probablement polyphasée, antérieure au dispositif actuel (Husong, Uyeda *et al.*, 1981).

4) Le Bassin de Parece Vela.

La dépression d'IPOD sépare en deux domaines le bassin de Parece Vela et rejoint au Sud la fosse de Yap (fig. 1). Le domaine oriental est caractérisé par une épaisse couverture sédimentaire largement constituée de débris volcaniques de la ride Ouest Mariannes (fig. 2). Le bassin est de nature océanique (fig. 2, site 449). Les anomalies magnétiques suggèrent une ouverture symétrique de 30 à 18 ou 17 M.A. (fig. 1). La dépression d'IPOD semble représenter une figure tectonique post-accréction s'installant très près de l'ancien axe d'expansion (Mrozowski et Hayes, 1979).

Le bassin de Shikoku constitue le prolongement vers le nord du bassin de Parece Vela. Il s'ouvre cependant plus tardivement de 25 à 15 M.A. (Kobayashi et Nakada, 1978 ; Shih, 1980a).

5) La ride Palau Kyushu.

Le socle de la ride Palau Kyushu est largement constitué de roches volcaniques d'arc insulaire. La fin du volcanisme est datée de l'Oligocène moyen-supérieur (fig. 1, sites 296 et 448). L'âge du début du volcanisme est par contre moins bien connu. Les débris les plus anciens dérivant de la ride et s'accumulant dans le bassin occidental de la Mer des Philippines sont d'âge Oligocène inférieur (fig. 2, site 290). Il faut noter que les fossiles les plus anciens remaniés à ce site sont des Foraminifères Crétacé supérieur (Karig, Ingle *et al.*, 1975). Sur l'île de Palau sont exposées des tholéiites d'arc datées de 46 à 32 M.A. (fig. 2). Le R/V " Dmitry Mendeleev " a dragué sur la fosse de Palau, à l'Est de l'île, des tholéiites d'arc à tendance calco-alcaline (Beccaluva *et al.*, 1980). La ride Palau Kyushu semble donc être active de l'Eocène à l'Oligocène moyen. Un volcanisme de cet âge apparaît également sur les îles de Guam, Saipan et Tinian de l'arc des Mariannes (fig. 1 et 2).

Outre des roches volcaniques d'arc insulaire, des roches plutoniques acides ont été recueillies dans la région Nord de la ride Palau Kyushu lors de campagnes japonaises (Shiki *et al.*, 1977). Un échantillon a été daté à 37,5 M.A. par la méthode K:Ar, un autre à 51 M.A. par traces de fission.

6) Le bassin occidental de la Mer des Philippines.

Le bassin occidental de la Mer des Philippines peut être divisé en deux domaines très différents : un do-

maine très étendu de nature océanique et un domaine restreint, au nord du bassin, à substratum continental.

Le domaine océanique comprend une partie centrale structurée NW-SE autour de la " Central Basin fault ", une partie nord-ouest structurée NS et une partie sud de profondeur moindre que la partie centrale et possédant une épaisse couverture sédimentaire (Mrozowski *et al.*, 1982). L'âge du bassin, d'après l'interprétation des anomalies magnétiques, varie largement selon les auteurs (fig. 2). Les modèles diffèrent sur la répartition, l'orientation et l'âge des anomalies. Le modèle le plus récent (Lee et Hilde, 1982), représenté sur la fig. 1, propose une ouverture symétrique entre 60 et 25 M.A. Dans ce modèle, l'ancien axe d'expansion, décalé par des fractures N-S, a disparu dans la partie nord du bassin sous les îles Ryukyu et correspond dans la partie centrale à la " Central Basin fault ".

Le domaine nord, où la profondeur du Moho est supérieure à celle du reste du bassin (plus de 16 km au lieu de 10 à 12 km : Loudon, 1980 ; Murauchi *et al.*, 1968), pourrait en être la partie la plus ancienne. Les sédiments les plus anciens, forés aux sites 445 et 446 (fig. 2) (ride et bassin Oki Daito) sont des conglomérats éocènes à Nummulites, à éléments de basalte, andésite, rhyolite et schistes cristallins. Au site 446, ces dépôts détritiques sont traversés par des sills et basaltes tholéiitiques et alcalins datés à $48,2 \pm 1$ M.A. par la méthode K-Ar et à $56,5 \pm 1$ M.A. par la méthode $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$. En outre, il a été dragué, sur la ride Daito et sur le plateau Amami, des schistes cristallins métamorphisés dans le faciès amphibolite, des roches plutoniques acides et basiques (tonalite à hornblende et biotite datée à $75,1 \pm 2,4$ M.A. par la méthode K-Ar) et des roches andésitiques et basaltiques datées à 82-85 M.A. par la méthode K-Ar (Shiki *et al.*, 1977). Le métamorphisme des schistes cristallins est antérieur aux roches éocènes renfermant les Nummulites. Le domaine nord est donc largement constitué d'un substratum structuré antérieurement au Tertiaire.

7) La frontière des plaques Philippines et Eurasie.

L'affrontement des plaques Philippines et Eurasie est marqué du Nord au Sud par la dépression de Nankai, la fosse des Ryukyu, le système Taïwan-Luzon et la fosse des Philippines. Seul le système Taïwan-Luzon sera présenté ci-dessous.

L'île de Taïwan se situe à la jonction entre deux subductions perpendiculaires et de polarité contraire (fig. 3). Au NE de l'île, la croûte océanique de la Mer des Philippines est subductée vers le NO, sous l'arc des Ryukyu. Le bassin d'Okinawa, en position d'arrière-arc, se termine sur Taïwan, au niveau de la plaine d'Ilan. Au Sud de l'île, la croûte de la Mer de Chine Méridionale est subductée vers l'Est, sous l'arc de Luzon.

L'île de Taïwan comprend, d'Ouest en Est (fig. 3) : la Plaine côtière, la zone de Piémont, la Chaîne Cen-

trale, la Vallée longitudinale et la Chaîne côtière (Ho, 1975). La Vallée longitudinale correspond à la frontière proprement dite entre les plaques Philippines et Eurasie.

D'une manière générale, les déformations, le métamorphisme et l'âge des roches augmentent de la Plaine Occidentale à la Chaîne Centrale. La zone de Piémont et la moitié Ouest de la Chaîne Centrale sont constituées

de roches détritiques de plate-forme d'âge Eocène à Pléistocène. La partie orientale est formée par un complexe métamorphique anté-tertiaire. Ce complexe montre au Nord ses faciès les plus profonds (migmatites, granite d'anatexie) et s'ennoie au Sud sous les sédiments tertiaires discordants. Il faut souligner la présence de roches basiques et ultrabasiques ayant subi trois métamorphismes superposés (Liou, 1981; Ernst *et al.*, 1981): un faciès amphibolite anté-cénozoïque

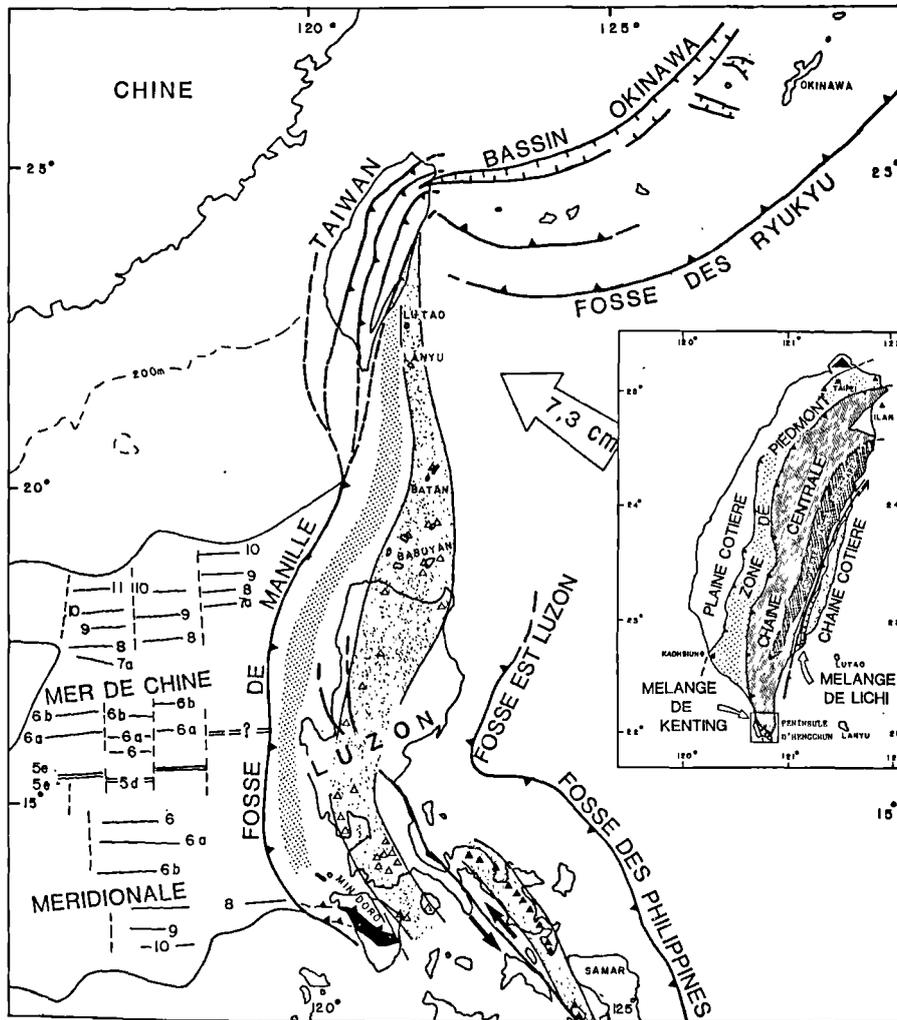


Fig. 3. — Schéma structural du système Luzon - Taïwan - Okinawa.

Le vecteur convergence Philippines-Eurasie dans la région de Taïwan est représenté par la flèche (Seno, 1977), l'arc de Luzon et ses volcans actifs associés à la fosse de Manille par le figuré gris et les triangles vides, l'arc de Bicol et ses volcans actifs associés à la fosse des Philippines par le figuré à tirets et les triangles pleins. Le figuré en pointillé correspond aux bassins Ouest Luzon et Nord Luzon. Les anomalies magnétiques de la Mer de Chine Méridionale sont celles figurées par Taylor et Hayes (1980).

En encart : Esquisse géologique de l'île de Taïwan d'après Ho (1975) et localisation des deux mélanges connus sur l'île. Les triangles pleins représentent les volcans de Tatung et de Chilung.

(80 M.A.), un faciès schiste bleu cénozoïque terminal 14-8 M.A.) et un faciès schiste vert plio-pléistocène. A l'extrémité sud de l'île, au niveau de la Péninsule d'Hengchun, la Chaîne Centrale, fortement ennoyée, est représentée par une épaisse succession détritique Miocène moyen à supérieur. Cet ensemble plissé est charrié vers l'Ouest sur le Mélange de Kenting d'âge Pliocène inférieur. La succession miocène ainsi que le mélange renferment des débris ophiolithiques d'âge Oligocène moyen à Miocène moyen (Pelletier *et al.*, en préparation).

La Vallée longitudinale sépare la Chaîne Centrale et la Chaîne côtière. Elle est remplie de sédiments fluviatiles quaternaires et est marquée en profondeur par un accident sismique penté vers l'Est à 50-55° (Tsai *et al.*, 1981). Le mouvement le long de cet accident combine un jeu de faille inverse (80 %) et un jeu décrochant sénestre (20 %) (Barrier, sous presse).

La Chaîne Côtière, bien étudiée par Hsu (1956, 1976), est constituée par des roches d'arc miocènes (*), calco-alcalines, surmontées par une série turbiditique Pliocène inférieur à Pléistocène (Chi *et al.*, 1981). Sur la bordure SO affleure le mélange de Lichi d'âge Pliocène (Page et Suppe, 1981). Il est formé d'une matrice argileuse très tectonisée dans laquelle sont emballés, entre autres, des blocs de grès turbiditiques et d'énormes panneaux ophiolithiques datés du Miocène inférieur à moyen (Huang *et al.*, 1979).

La tectonique de Taïwan est pour l'essentiel à vergence Ouest. Des roches pléistocènes sont impliquées dans les chevauchements de la zone de Piémont. La Chaîne Côtière chevauche un conglomérat pléistocène à la vitesse de l'ordre du millimètre par an (Barrier et Angelier, 1982; Barrier *et al.*, 1982). Ces faits montrent bien que l'île de Taïwan est le siège d'une tectonique très récente et toujours active.

Enfin, l'île est également le siège d'un volcanisme important. L'extrémité Nord est constituée de volcans andésitiques recoupant les roches miocènes (volcans de Tatung et de Chilung (**)). Il faut également souligner la présence de coulées de basaltes alcalins d'âge Pléistocène dans les îles Penghu à l'Ouest de Taïwan.

II. — LES INTERPRETATIONS GEODYNAMIQUES ET LES PROBLEMES

La synthèse des données géologiques nous amène à poser quelques problèmes sur l'évolution géodyna-

(*) Une datation préliminaire par la méthode K-Ar, effectuée par M. Bellon (communication orale), donne un âge de 17.8 ± 0.9 M.A.

(**) Les volcans de Tatung et de Chilung ont été respectivement datés à 0.18 ± 0.1 M.A. et à 1.67 ± 0.09 M.A. par la méthode K-Ar par M. Bellon (communication orale), que nous remercions.

mique de l'Ouest Pacifique, d'une part sur la plaque Philippines, d'autre part sur le bord de la marge asiatique.

A) LA PLAQUE PHILIPPINES

La plaque Philippines peut être divisée en deux grands domaines par la ride Palau Kyushu qui représente un trait majeur.

1) Le domaine oriental.

Le domaine oriental est caractérisé par des ouvertures successives de bassins allongés N-S derrière un arc insulaire lié à la subduction de la plaque Pacifique. L'âge des bassins diminue en allant vers la fosse : Oligo-miocène (30-15 M.A.) pour ceux de Parece Vela et de Shikoku et Plio-quaternaire (6-0 M.A.) pour celui des Mariannes. Ces bassins s'ouvrent successivement vers l'Est à partir d'un arc initial qui se dédouble à chaque ouverture (Karig, 1971; Hussong, Uyeda *et al.*, 1981). Les rides Palau Kyushu et Ouest Mariannes représentent des précurseurs de l'arc actuel des Mariannes. Si l'ouverture se crée au niveau de l'arc actif, on doit retrouver les évolutions successives dans l'arc et le bassin avant-arc des Mariannes. La fig. 2 montre que les périodes de volcanisme sur les îles de Guam, Saïpan et Tinian (arc des Mariannes) correspondent à celles des rides Palau Kyushu (Eocène - Oligocène) et Ouest Mariannes (Miocène moyen - supérieur). Les périodes initiales d'ouverture coïncident avec les périodes de volcanisme maximum selon Karig (1975) ou minimum selon Scott et Kroenke (1981). La fin de l'activité volcanique de la demi-ride abandonnée à l'Ouest coïncide avec le début de l'ouverture puisque celle-ci devient alors inactive. Pour visualiser une éventuelle corrélation, il faut s'adresser à la demi-ride orientale puisqu'elle est continuellement liée à la subduction. Sur la fig. 2, il apparaît qu'il existe un volcanisme constant de l'Eocène à l'Actuel aux sites 458 et 461. Il n'existe donc pas de corrélation claire entre l'activité volcanique et les périodes d'ouverture.

On doit se demander si ces processus d'ouverture s'effectuent uniquement en domaine océanique (notion d'arcs intra-océaniques) ou bien s'ils impliquent un socle continental. Avant l'ouverture des bassins des Mariannes et de Parace Vela - Shikoku, à l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur, les rides Mariannes, Ouest Mariannes et Palau Kyushu sont coalescentes et forment une super-ride de plusieurs centaines de km de largeur. Les fossiles anciens remaniés (Radiolaires du Crétacé inférieur aux sites 460 et 461, Calpionelles du Jurassique supérieur au site 460, Foraminifères Crétacé supérieur au site 290) montrent que des roches d'âge Jurassico-Crétacé sont présentes dans cette ride. En outre, il est difficile d'expliquer la présence de roches métamorphiques et de roches typiques des cortèges ophiolithiques (basaltes, dolérites, gabbros, péridotites et serpentinites) draguées sur le mur interne et sur la

fosse des Mariannes. Il faut noter que de telles roches ont été également forées dans une brèche Miocène - Pliocène au site 453, au pied de la ride des Mariannes (gabbros, serpentinites, tonalites à déformations pénétratives, métamorphisés dans le faciès schiste vert et amphibolite) (fig. 2). Toutes ces roches appartiennent vraisemblablement au substratum anté-Eocène supérieur à l'arc insulaire. On pourrait donc avoir, dans le système des Mariannes, la superposition de deux dispositifs géodynamiques distincts : le premier, héritier d'une histoire anté-Eocène supérieur, le second accompagnant la genèse de bassins marginaux successifs de l'Oligocène à l'Actuel.

2) Le domaine occidental.

Le bassin occidental de la Mer des Philippines est complexe. Le domaine océanique central est d'âge Paléocène supérieur - Eocène, voire Oligocène. La partie NO ne diffère du secteur central que par l'existence de structures N.S. Ces structures pourraient être liées à la subduction du bassin, sous Luzon, au Tertiaire moyen (Mrozowski *et al.*, 1982). La partie Sud, généralement considérée d'âge Paléocène, est cependant de profondeur moindre que la partie centrale d'âge plus récent. Le domaine Nord (rides Daito, Oki Daito, plateau Amami) est sans aucun doute le plus ancien du bassin et comporte un substratum pré-tertiaire.

L'origine du bassin est controversée. Certains auteurs pensent qu'il s'agit d'un morceau de la plaque Pacifique piégé derrière un arc insulaire correspondant à l'ensemble des rides Palau Kyushu, Ouest Mariannes et Mariannes. Cependant, à l'âge de croûte égal, la profondeur du plancher océanique (6.000 m) est supérieure à celle du Pacifique (5.000 m) et l'épaisseur crustale (10 km) est, quant à elle, très inférieure à celle du même océan (15 km) (Louden, 1980). Des anomalies semblables caractérisent la plupart des bassins marginaux. Il semble donc préférable de proposer pour ce bassin occidental, une ouverture de type bassin marginal. Les rides Oki Daito et Daito, au Nord du bassin, sont généralement considérées comme l'arc associé ; cependant, la compilation des données montre qu'il n'existe pas de volcanisme contemporain à l'ouverture du bassin. Ces rides ne sont donc pas l'arc recherché. Celui-ci se trouve au Sud ou n'a jamais existé. En effet, certains bassins se sont ouverts sans arc associé, en domaine continental comme, par exemple, la Mer de Chine méridionale.

B) LA REGION TAIWAN - LUZON - OKINAWA

L'île de Taïwan est interprétée comme le résultat de la collision d'un arc volcanique (Chaîne Côtière), porté par la plaque Philippines, avec la marge asiatique (Big, 1971 ; Chai, 1972 ; Ho, 1979 ; Aubouin, 1981 ; Big, 1981 ; Suppe, 1981). L'arc volcanique s'étend depuis les volcans actifs ou subactifs de Luzon, au Sud,

jusqu'à l'arc miocène de la Chaîne Côtière de Taïwan, au Nord, en passant par les îles Babuyan, Batan, Lanyu et Luta. Le rebord déformé de la marge asiatique constitue la Chaîne Centrale et la Zone de Piémont. La collision a débuté au Nord, il y a 4 M.A. et se poursuit vers le Sud à la vitesse de 90 km/M.A. (Suppe, 1981 ; Chi *et al.*, 1981). Le dispositif Luzon-Taïwan représente donc un endroit privilégié pour étudier dans le temps et dans l'espace, l'évolution d'un dispositif, de la subduction à la collision.

Un autre problème digne d'intérêt est celui du synchronisme et de l'interaction entre la collision au niveau de Taïwan et l'ouverture le long du bassin d'Okinawa (Stephan *et al.*, en préparation). Les deux dispositifs géodynamiques interfèrent à l'extrémité Nord de Taïwan, au niveau de la plaine d'Ilan. Dans ce secteur, on constate clairement que l'ouverture progresse en contexte de collision active. L'extension semble donc, au moins là, posséder sa logique propre, indépendante de celle qui contrôle le processus de collision (Stephan *et al.*, en préparation).

CONCLUSION

De cette synthèse, il ressort les faits suivants :

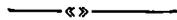
1° L'existence probable d'un continent ou micro-continent antérieur à l'ouverture des bassins des Mariannes, de Parece Vela, de Shikoku et " West Philippine Sea ", regroupant les rides Mariannes, Ouest Mariannes, Palau Kyushu, Daito, Oki-Daito et Amami. Ce domaine continental est structuré avant le dépôt de l'Eocène à Nummulites connu sur Daito, Oki-Daito, Amami et Bonin. L'existence d'un tel continent est aussi confirmée par les études sédimentologiques prouvant la présence d'une terre émergée, appelée " Kuroshio Paleoland ", au Sud du Japon, du Mésozoïque supérieur au Paléogène. Les ouvertures successives, d'abord du " West Philippine Sea Basin ", puis des bassins de Parece Vela, de Shikoku et des Mariannes, l'auraient dilacéré. La majeure partie de cet ancien édifice semble être restreinte à la partie Nord du " West Philippine Sea Basin " et au bassin avant-arc de Bonin et des Mariannes ; une deuxième histoire, indépendante, à partir du Tertiaire et jusqu'à l'Actuel, est marquée par les ouvertures successives de bassins marginaux et les manifestations volcaniques d'arc liées à la subduction de la plaque Pacifique.

2° L'existence de plusieurs types de bassins marginaux dans l'Ouest Pacifique : les uns s'ouvrent en domaine continental au sein de la marge asiatique (Mer de Chine Méridionale, 32-17 M.A.), d'autres sur le bord du continent (" West Philippine Sea Basin ", Parece Vela, Shikoku, Mariannes) ; d'autres enfin s'ouvrent en domaine océanique (bassin d'Ayu depuis le Miocène terminal).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANDERSON R.N. (1975). — Heat flow in the Mariana marginal basin. *J. Geophys. Res.*, v. 80, p. 4043-4048.
- 2) AUBOUIN J. (1981). — About mountain building. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 33-653.
- 3) BARRIER E. (1983). — Etude sismotectonique d'un grand accident actif : la faille de la Vallée Longitudinale de Taïwan (l'île de Taïwan, République de Chine). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* (sous presse).
- 4) BARRIER E. et ANGELIER J. (1982). — La Chaîne Côtière de Taïwan : un exemple de tectogénèse quaternaire. *Réunion ann. Sciences de la Terre*, Paris, p. 29.
- 5) BARRIER E., ANGELIER J., CHU H.T. et TENG L.S. (1982). — Tectonic analysis of compressional structure in an active collision zone : the deformation of the Pinanshan conglomerates, eastern, Taïwan. *Proc. Geol. Soc. China*, n° 25, p. 123-138.
- 6) BECCALUVA L., MACCIOTTA G., SAVELLI, C., SERRI G. et OZEDA O. (1980). — Geochemistry and K-Ar ages of volcanics dredged in the Philippine Sea (Mariana, Yap and Palau trenches and Parece Vela basin) in the tectonic and geological evolution of Southeast Asian Seas and Islands edited by D.E. Hayes. *Am. Geophys. Union*, Washington Geophys. Monog. Ser., v. 23, p. 247-268.
- 7) BIQ C. (1971). — Comparison of melange tectonics in Taïwan and in some other mountain belts. *Petroleum Geology of Taïwan*, n° 9, p. 79-106.
- 8) BIQ C. (1981). — Collision, Taïwan-style. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 91-102.
- 9) BLANCHET R. (1980). — Tectonique sur la marge active des Mariannes dans le Pacifique occidental. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 5, p. 182-185.
- 10) BOGDANOV S. (1977). — R/V "Dmitry Mendeleev". initial report of the geological study of oceanic crust of the Philippine sea floor. *Ophioliti*, v. 2, n° 1, p. 137-168.
- 11) CHAI B.H.T. (1972). — Structure and tectonic evolution of Taïwan. *American Journal of Science*, v. 272, p. 389-422.
- 12) CHI W.R., NAMSON J. and SUPPE J. (1981). — Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of Eastern Taïwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 155-194.
- 13) ERNST W.G., LIOU J.G., MOORE D.E. (1981). — Multiple metamorphic events recorded in Tailuk amphibolites and associated rocks of the Suao-Nanao area, Taïwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 391-441.
- 14) HO C.S. (1975). — An introduction to the geology of Taïwan ; explanator text of the geologic map of Taïwan. Taipei, Rep. of China, Ministry of Economic Affairs, 153 p.
- 15) HO C.S. (1979). — Geologic and tectonic framework of Taïwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 3, p. 57-72.
- 16) HSU T.L. (1956). — Geology of the Coastal Range, Eastern Taïwan. *Bull. Geol. Survey of Taïwan*, n° 8, p. 39-64.
- 17) HSU T.L. (1976). — The Lichi melange in the Coastal Range Framework. *Bull. Geol. Survey of Taïwan*, n° 25, p. 87-95.
- 18) HUANG T.C. CHEN M.P., CHI W.R. (1979). — Calcareous nannofossils from the red shale of the ophiolite melange complex, eastern Taïwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 3, p. 131-138.
- 19) HUSSONG D.M., UYEDA S. *et al.* (1981). — *Init. Reports, D.S.D.P.*, v. 60, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- 20) HUSSONG D.M., UYEDA S. (1981). — Tectonic processes and the history of the Mariana arc : a synthesis of the Deep Sea Drilling Project. Leg 60. *In* Hussong D.M., Uyeda S. *et al.*, *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 60, Washington (U.S. Govt. Printing office), p. 909-929.
- 21) INGLE (Jr) J.C. (1975). — Summary of late Paleogene-Neogene insular stratigraphy, paleobathymetric and correlations, Philippine Sea and Sea of Japon region. *In* Karig D.E., Ingle (Jr) J.C. *et al.* *Init. reports D.S.D.P.*, v. 31, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 387-855.
- 22) KARIG D.E. (1971). — Structural history of the Mariana island arc system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 82, p. 323-344.
- 23) KARIG D.E. (1975). — Basin genesis in the Philippine sea. *In* Karig D.E., Ingle (Jr) J.C. *et al.*, *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 31, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- 24) KARIG D.E., INGLE (Jr) J.C. *et al.* (1975). — *Init. Reports D.S.D.P.*, vol. 31, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- 25) KOBAYASHI K., NAKADA M. (1978). — Magnetic anomalies and tectonic evolution of the Shikoku inter arc basin. *J. Phys. Earth.*, v. 26, suppl., p. S391-S402.
- 26) KROENKE L.W., SCOTT R.B. *et al.* (1981). — *Init. Reports, D.S.D.P.*, v. 59, Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- 27) LA BRECQUE J.L., KENT D.V. and CANDE S.C. (1977). — Revised magnetic polarity time scale for late Cretaceous and cenozoic time. *Geology*, v. 5, p. 330-335.
- 28) LEE C., HILDE T. (1982). — Age and evolution of the western Philippine sea : a new interpretation. *Symposium of geodynamics of back arc regions*, April 1982. Texas, U.S.A.
- 29) LIOU J.G. (1981). — Petrology of metamorphosed oceanic rocks in the Central Range of Taïwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 291-341.
- 30) LOUDEN K.E. (1976). Magnetic anomalies in the West Philippine Basin. *In* the geophysics of the Pacific ocean basin and its margins, edited by Sutton G.H., Manghnam M.H. and Moberly R., *Am. Geophys. Union*, Washington Geophys. Monog. Ser., v. 19, p. 253-267.

- 31) LOUDEN K.E. (1980). — The crustal and lithospheric thicknesses of the Philippine sea as compared to the Pacific. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v. 50, p. 275-288.
- 32) MEIJER A., ANTHONY E., REAGAN M. (1981). — Petrology and volcanic rocks from the fore-arc sites, in Hussong D.M., Uyeda S. *et al.*, *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 60, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 702-729.
- 33) MROZOWSKI C.L., HAYES D.E. (1979). — The evolution of Parece Vela basin, eastern Philippine Sea. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v. 46, p. 49-67.
- 34) MROZOWSKI C.L., LEWIS D.S. and HAYES D.E. (1982). — Complexities in the evolution of the West Philippine basin. *Tectonophysics*, v. 28, p. 1-24.
- 35) MURAUCHI S. *et al.* (1968). — Crustal structure of the Philippine Sea. *J.G.R.*, v. 73, p. 3142-3171.
- 36) NATLAND J.H. HEKINIAN R. (1981). — Hydrothermal alteration of basalts and sediments at D.S.D.P. site 456, Mariana trough. In Hussong D.M., Uyeda S. *et al.*, *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 60, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 759-767.
- 37) PAGE B.M., SUPPE J. (1981). — The Pliocene Lichi melange of Taiwan: its plate-tectonic and olistostromal origin. *American J. of Science*, v. 281, p. 193-227.
- 38) SCOTT R.B., KROENKE L. (1981). — Periodicity of remnant arcs and back arc basins of the south Philippine Sea. *Oceanol. Acta, 1981. - 26th Intern. Geol. Cong., Geology of continental margins Symposium, Paris, 1980, July 7-17*, p. 193-202.
- 39) SENO K. (1977). — The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, v. 42, p. 209-225.
- 40) SHIH T.C. (1980a). — Magnetic indications in the Shikoku basin. In G. de V. Klein, Kobayashi K. *et al.*, *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 58, Washington (U.S.A. Govt. Printing Office), p. 783-788.
- 41) SHIH T.C. (1980b). — Marine magnetic anomalies from the western Philippine Sea: implications for the evolution of marginal basins. In the tectonic and geologic evolution of southeast asian seas and islands, edited by Hayes D.E., *Am. Geophys. Union*, Washington Geophys. Monogr. Sea, v. 23, p. 49-75.
- 42) SHIKI T., MISAWA Y., KONDA I. and NISHIMURA A. (1977). — Geology and geohistory of the north-western Philippine sea, with special reference to the results of the recent japanese research cruises. *Memoires of the faculty of Sciences, Kyoto University. Series of Geology and Mineralogy*, v. XLIV, n° 1, p. 67-78.
- 43) SUPPE J. (1981). — Mechanics of mountain building and metamorphosis in Taiwan. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 67-89.
- 44) TSAI Y.B., LIAW Z.S., LEE M., LIN T. and YEH Z.H. (1981). — Seismological evidence of an active plate boundary in the Taiwan area. *Mem. Geol. Soc. China*, n° 4, p. 143-154.
- 45) WEISSEL J.K. ANDERSON N. (1978). — Is there a Caroline sea plate. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v. 41, p. 143-185.



Du continent asiatique à la fosse des Philippines: géologie régionale

par Philippe GOURONNEC (*), Jean-François STEPHAN (*) et René BLANCHET (*)

Résumé. — Une synthèse des données géologiques et géophysiques sur un transect continent asiatique-fosse des Philippines est proposée. Nous y ajoutons nos propres observations de terrain sur les Philippines et des résultats géochronologiques préliminaires que nous avons obtenus. Les ophiolites des Philippines ont des âges différents et des significations géodynamiques variées. Il est mis en évidence certains points nouveaux dont il faut tenir compte dans la reconstitution de l'évolution géodynamique de l'archipel philippin.

Abstract. — A synthesis of geological and geophysical data along a west-east transect from Asia to Philippine trench is proposed. We have also added our field observations in the Philippine islands, as well as the preliminary geochronological data. The Philippine ophiolites have different ages and various geodynamic significations. We point out some new facts which have to be taken into account for geodynamic evolution of the Philippine archipelago.

Dans le cadre de la préparation des campagnes océanographiques françaises dans l'Ouest Pacifique, nous avons effectué une approche géologique régionale sur une coupe complète entre le continent asiatique et la fosse des Philippines. L'accent est surtout mis sur les traits géodynamiques autour de l'archipel philippin, c'est-à-dire sur la frontière occidentale de la plaque Philippine (fig. 1).

Trois coupes générales dans l'île de Luzon (Philippines) ont été réalisées en 1981: l'une dans la Cordillère centrale (Bagnio), l'autre au droit du massif de Zambalès, la dernière sur la transversale de Manille. Des résultats géochronologiques préliminaires ont pu être obtenus.

Ces faits nouveaux sont replacés dans le cadre régional en utilisant les données bibliographiques.

Toutes les données bibliographiques ont été utilisées. Les publications les plus récentes, depuis 1975, donnent des informations précises notamment en géophysique. Parmi celles-ci on citera: Chi, Namson et Suppe (1981); Fuller *et al.* (1981); Hamburger *et al.* (1981); Hamilton (1979); Hayes *et al.* (1981); Karig (1978); Lewis *et al.* (1981); Ludwig *et al.* (1979); Sclater *et al.* (1976); Seno et Kurita (1978); Sonido (1981); Taylor *et al.* (1980); Watanabe *et al.* (1977), Weissel (1980).

(*) G.I.S. "Océanologie et Géodynamique", 6, Avenue le Gorgeu, 29283 Brest Cedex.

Note présentée le 1^{er} Décembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Novembre 1983.

I. — LE CADRE GENERAL

L'archipel des Philippines est situé à la frontière de deux plaques lithosphériques: la plaque Eurasie et la plaque Philippine (fig. 1).

Le continent asiatique forme un vaste ensemble stable au regard des plaques Philippine et Pacifique.

Leurs mouvements respectifs conditionnent l'évolution géodynamique du Sud-Ouest Pacifique durant le Cénozoïque. Antérieurement, la structuration du continent (Chine, Vietnam, Laos, Thaïlande) s'est réalisée; elle est entièrement achevée à la fin du Mésozoïque (Bunopas et Vella, 1978).

Les épisodes magmatiques très importants affectant sa marge orientale sont jurassico-crétacés (Jahn *et al.*, 1976). Leur interprétation géodynamique doit être ré-examinée à la lumière des travaux récents sur la Mer de Chine méridionale.

La Mer de Chine méridionale.

Les études géophysiques (Magnétisme, Taylor et Hayes, 1980; Sismique réflexion, Ludwig *et al.*, 1969) permettent de reconnaître en Mer de Chine méridionale un domaine central à croûte océanique résultant d'une accréation au sein de la marge asiatique, suivant une dorsale orientée Est-Ouest (fig. 1). L'ouverture de ce bassin entre l'Oligocène moyen (32 M.A.) et le Miocène inférieur (17 M.A.) décale vers le SE un bloc correspondant à la zone de hauts-fonds des "Dangerous Grounds". Un forage réalisé dans cette région (Reed

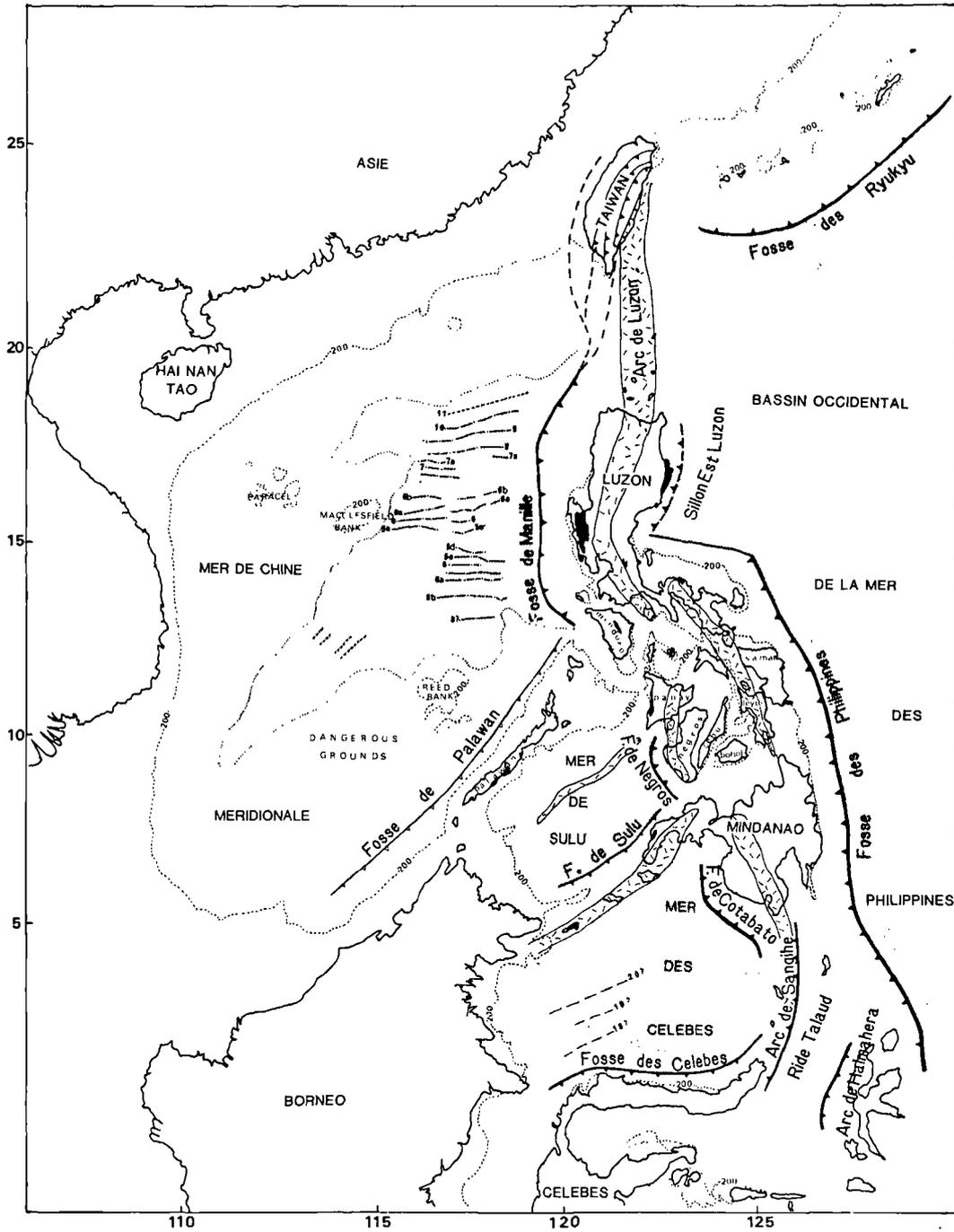


Fig. 1. — Carte structurale de l'Archipel Philippin et de la Mer de Chine méridionale.

Le figuré gris représente les domaines océaniques, le figuré à tirets les arcs volcaniques. Les linéations d'anomalies magnétiques des Mers de Chine méridionale et des Célèbes sont reportées d'après, respectivement, Taylor et Hayes (1980) et Hayes et Taylor (1978). Le figuré noir correspond aux complexes ophiolitiques.

Bank) confirme la nature continentale de ce bloc et y révèle l'existence d'un bassin apparu sur celui-ci à l'Eocène, c'est-à-dire antérieurement à la formation de la Mer de Chine.

On notera que les anomalies magnétiques de la Mer de Chine méridionale arrivent perpendiculairement à la zone de subduction de Manille. Un tel dispositif existe également au Nord du Bassin de Shikoku.

II. — LA FRONTIERE COMPLEXE DE LA PLAQUE PHILIPPINE : DONNEES DE LA GEOPHYSIQUE MARINE

1) La fosse de Manille.

Soulignée par un profond sillon bathymétrique (5.000 m) parallèle à la côte occidentale de Luzon, elle est le siège d'une subduction vers l'Est du bassin de Mer de Chine. L'activité de ce dispositif est marquée par une importante anomalie de gravité (— 150 mgals ; Sonido, 1981) et par de nombreux séismes dont les hypocentres jalonnent un plan de Bénioff à pendage 40° Est jusqu'à 220 km de profondeur (Cardwell *et al.*, 1980).

L'arc volcanique associé s'étend de Mindoro à Taïwan ; sa trace sur l'île de Luzon est sécante sur les anciennes structures N-S. A ses deux extrémités, sur Taïwan et sur Mindoro, l'arc affronte les marges passives, respectivement Nord et Sud de la Mer de Chine méridionale, déterminant deux zones de collision (Stéphan *et al.*, en préparation).

2) La fosse de Palawan.

Des profils sismiques publiés par Hamilton (1979) montrent un réflecteur plongeant au SE sous l'île de Palawan.

L'important remplissage turbiditique de la fosse, l'absence d'anomalie gravimétrique et de sismicité conduisent les auteurs à conclure à son inactivité actuelle. Selon Hamilton (*op. cit.*), l'arrêt du fonctionnement se situe au Miocène.

3) La mer de Sulu.

Elle est séparée en deux par la ride de Cagayan (fig. 1) que l'on suppose être l'arc volcanique du système de subduction de Palawan (Hamilton, *op. cit.*). Dans celui-ci, le bassin NO qui a subi un important remplissage sédimentaire (7.500 m) est en position de bassin d'avant-arc. Seul le domaine SE est reconnu comme étant de nature océanique, mais aucune linéation magnétique n'y est décelée. L'âge oligocène proposé pour ce bassin (Weissel, 1980) n'est fondé que sur des résultats de mesures de flux thermique.

Selon certains auteurs (Masclé et Biscarrat, 1978 ; Hamilton, 1979), la partie orientale de la Mer de Sulu passe en subduction sous l'île de Negros.

Le bassin s'approfondit au SE jusqu'à 5.000 m au niveau de la fosse de Sulu où la subduction s'est arrêtée très récemment (Pléistocène : Hamilton, *op. cit.*). L'arc associé à ce dispositif constitué par la ride Bornéo-Sulu-ouest Mindanao sépare la mer de Sulu du bassin des Célèbes.

4) La mer des Célèbes.

Ce bassin océanique est très mal connu. Seules quelques linéations d'anomalies magnétiques d'âge Eocène moyen et de direction N 65° y sont reconnues (Weissel, 1980).

Le flanc Sud subducte actuellement sous les îles Célèbes, et le flanc Nord-Est sous Mindanao (fosse de Cotabato). Selon Hamilton (*op. cit.*), la partie occidentale a été subductée à l'Oligocène sous l'arc de Sulu, il est donc impossible de préciser la durée de l'accrétion et l'extension originelle du bassin.

La limite orientale de la mer des Célèbes est marquée par un dispositif complexe de deux arcs actifs en collision : les systèmes de Sangihe à l'Ouest et d'Halmahera à l'Est (Moore, 1981).

5) Limite orientale de l'archipel des Philippines.

Le bassin Ouest Philippin (plaque Philippine) passe en subduction sous l'archipel au niveau de la fosse des Philippines. L'activité de ce dispositif est très bien établie grâce à l'importante anomalie de gravité (— 250 mgals) et l'existence d'une sismicité et d'un volcanisme actif associés.

Plus au Nord, les auteurs s'accordent pour reconnaître une subduction naissante dans le sillon Est-Luzon ; les profils sismiques (Karig et Sharman, 1975) montrent en effet, un plongement du plancher océanique vers l'Ouest accompagné d'une déformation des sédiments sus-jacents d'une part et une forte anomalie à l'air libre négative qui coïncide avec la dépression (— 200 mgals), d'autre part. Ajoutons enfin, que les mécanismes au foyer des séismes superficiels sont chevauchants.

Ainsi, les données géophysiques marines révèlent aux Philippines un dispositif complexe d'arcs à différents stades d'évolution et mettent en évidence des systèmes géodynamiques nouveaux : collision de deux arcs volcaniques actifs, passage en 100 km d'une subduction active à une collision active. De tels dispositifs doivent être mieux étudiés : ils peuvent, en effet, servir de modèles pour les divers stades d'évolution des chaînes paléo-océaniques.

III. — L'ARCHIPEL DES PHILIPPINES : DONNEES GEOLOGIQUES SUR LES ILES PHILIPPINES

Parmi les 7.000 îles de l'archipel des Philippines, Luzon est la mieux connue du point de vue géologique : d'importantes mines y sont exploitées (gisements des

roches ultrabasiqnes de Zambalès, district minier de Baguio) et les bassins sédimentaires cénozoïques présentent d'intéressantes potentialités pétrolières.

A) LUZON

Les structures de l'île sont orientées N-S et constituent trois chaînes montagneuses (d'Ouest en Est : Zambalès, Cordillère Centrale, Sierra Madre) séparées par deux bassins sédimentaires (Cagayan et Centre Luzon). Une importante faille décrochante sénestre, la faille Philippine, découpe l'île selon une direction NO-SE.

1) La chaîne de Zambalès.

Elle est constituée par un important assemblage ophiolitique, où affleurent principalement des péridotites et des gabbros.

Une étude pétrologique récente (Hawkins et Evans, 1982) montre que la chaîne résulte de la juxtaposition de deux unités ophiolitiques : l'Unité de "Barlo-Acoje" au NO, dont la pétrologie et la géochimie s'apparentent à celles des arcs insulaires, et l'Unité de "Coto" à affinité de croûte océanique. Les travaux de Villonès (1980) sur la couverture sédimentaire des basaltes de

"Morianès River" (partie orientale de Zambalès) permettent de proposer un âge Eocène supérieur pour les ophiolites, leur mise en place sur le continent s'effectuant entre l'Oligocène inférieur et le Miocène inférieur. Une mesure radiométrique (*) (K-Ar) sur les dykes recoupant les péridotites et les gabbros confirme que ceux-ci sont antérieurs à l'Eocène supérieur. La fig. 2 présente une synthèse des observations de terrains réalisées sur les ophiolites de Zambalès. On notera : 1°) l'existence d'une écaïlle de micaschistes métamorphisés dans le faciès amphibolite à "Acoje Mine"; 2°) une couverture Eocène supérieur sur les basaltes en coussins à "Barlo".

L'ensemble de ces données permet d'établir les faits suivants :

1) Les ophiolites de Zambalès n'ont pas pour origine la Mer de Chine méridionale puisque celle-ci s'ouvre postérieurement à l'âge de la formation des ophiolites.

2) Les schistes amphibolitiques d'Acoje pourraient représenter un fragment de croûte continentale impliqué dans le front tectonique occidental de Zambalès.

(*) Une datation par la méthode K-Ar, effectuée par M. Bellon (communication orale), donne un âge de 44 ± 2 M.A.

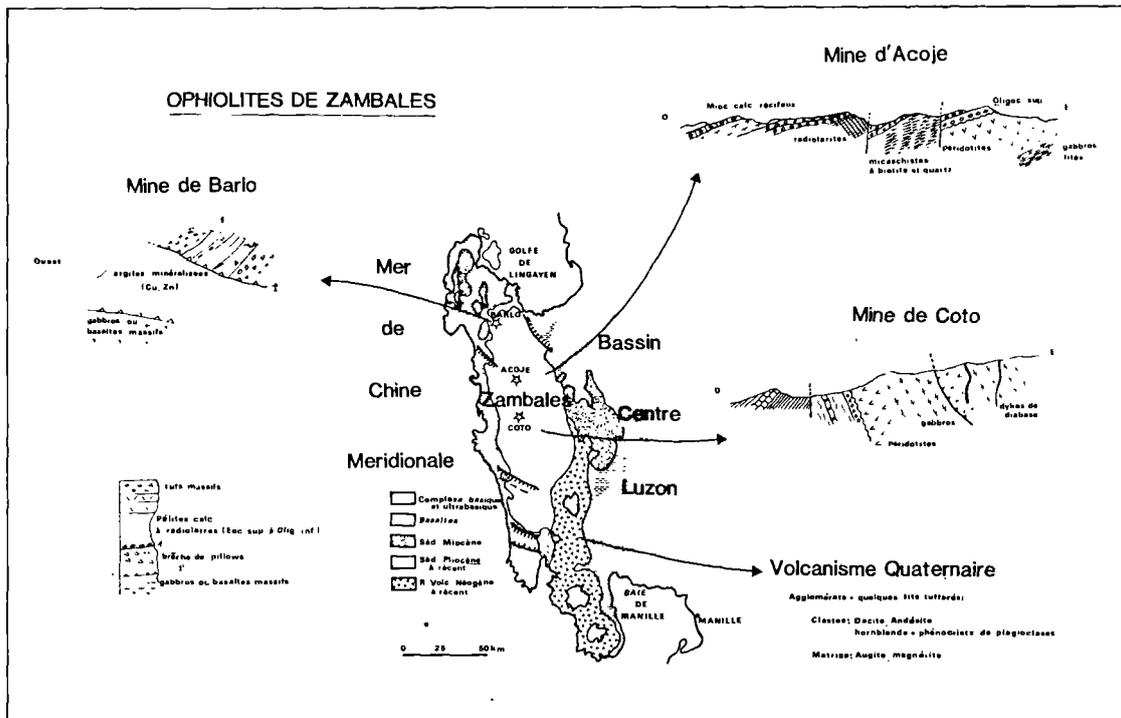


Fig. 2. — Ophiolites de Zambalès (île de Luzon).

3) Le massif de Zambalès ayant subi une rotation antihoraire de 90° depuis sa formation (Hawkin et Evans, *op. cit.*), il faut imaginer à l'Eocène supérieur un arc volcanique orienté E-O. On ne connaît pas actuellement d'ouverture océanique associée à l'existence de cet arc.

2) Le bassin Centre-Luzon.

Etudié pour des recherches pétrolières, il est interprété par Schweller *et al.* (1981) comme un grand bassin asymétrique (flanc E plus escarpé) à l'avant d'un arc (représenté par la Cordillère Centrale) et bordé à l'Ouest par les Ophiolites de Zambalès. La série comporte environ 6.000 m de carbonates et volcanoclastites du Miocène au Pléistocène surmontant des métasédiments et des volcanites du Tertiaire inférieur.

3) La Cordillère Centrale.

Cette chaîne médiane est composée d'importantes intrusions batholitiques mises en place dans un ensemble de roches sédimentaires pélagiques, détritiques et volcano-détritiques.

Les colonnes stratigraphiques montrent deux discordances principales contemporaines de deux phases majeures de plutonisme de la chaîne : batholithe cordilléraire calco-alkalin mis en place au Miocène inférieur et batholithe d'Agno, tholéitique d'arc, au Miocène moyen (Balce *et al.*, 1980).

L'interprétation de ces événements diffère selon les auteurs. Wolfe (1981) voit dans le batholithe cordilléraire la manifestation d'une subduction à l'Est de Luzon, alors que l'intrusion d'Agno serait due à une subduction à l'Ouest de l'île. Balce *et al.* (1980) relie la mise en place du batholithe cordilléraire à une subduction à vergence Est dans le sillon Ouest-Luzon.

4) Le bassin de Cagayan.

Cette structure asymétrique est le plus grand bassin sédimentaire cénozoïque des Philippines (20.000 km²). Il est constitué de 7.500 à 10.000 mètres de sédiments principalement détritiques de l'Oligocène à l'Actuel.

A l'Oligocène, le substratum du bassin, formé de grès tuffacés, est sous une faible tranche d'eau. L'axe s'approfondit à partir du Miocène inférieur. Le maximum de subsidence semble atteint au début du Miocène supérieur, car dès le Pliocène se déposent des faciès continentaux (Caagusan, 1977; Tamesis, 1976). La sédimentation présente des marques de volcanisme à partir du Pliocène inférieur.

Le bassin est interprété par Caagusan (*op. cit.*) comme un bassin d'arrière-arc (associé à la Sierra Madre) durant la fin du Mésozoïque et évoluant en interarc durant le Néogène au fur et à mesure de la surrection de la Cordillère Centrale.

5) La Sierra Madre.

En bordure orientale de Luzon, la Sierra Madre forme une ceinture à convexité Est constituée de sédiments pélagiques carbonatés et siliceux, de masses ophiolitiques et de volcanites d'arcs très tectonisés.

Au Sud de la faille des Philippines, au niveau d'Angat, un corps ophiolitique est étudié (fig. 3) : les Ophiolites exposées sont d'âge Crétacé (la couverture des basaltes en coussins est maestrichtienne à Baras) et leur mise en place remonte au Paléocène (Karig, *comm. or.*, 1981).

A l'Est de la Sierra Madre méridionale, Karig (*comm. or.*, 1981) signale l'existence des diverses composantes d'un arc d'âge santorien.

Enfin, les études géochronologiques de Wolfe (1981) mettent en évidence au niveau de la Sierra Madre deux phases de plutonisme calco-alkalin d'âges Eocène moyen et Oligocène supérieur.

De l'ensemble de ces données, il ressort que la chaîne témoigne d'une histoire complexe d'arcs : arc crétacé supérieur dans la partie orientale, obduction des ophiolites d'Angat au Paléocène, plutonisme calco-alkalin à l'Eocène moyen et l'Oligocène supérieur ; la signification géodynamique de ces phénomènes qui viennent seulement d'être reconnus n'est pas actuellement élucidée.

B) LES PHILIPPINES CENTRALES ET MERIDIONALES

L'archipel porte la marque d'un important volcanisme récent ou encore actif dont les produits, étudiés par Divis (1980) sont tholéitiques, calco-alkalins ou shoshonitiques. Il s'organise en deux chaînes méridiennes (fig. 1) en relation avec les fosses de Manille (arc de Luzon) et des Philippines (arc de Samar Leyte).

La géologie des îles est relativement mal connue. Seules, Mindoro et Panay, ont fait l'objet d'études récentes (Rangin *et al.*, en préparation; Stéphan et Rangin, en préparation).

L'ensemble des recherches menées sur les Philippines Centrales et méridionales conduit à mettre en évidence les points suivants :

1) Des éléments d'origine continentale affluent à Palawan (région NE : schistes et quartzites, calcaires permians), Mindoro (N : gneiss), Panay (micaschistes et marbres supposés paléozoïques).

2) Les îles Philippines portent la trace d'arcs volcaniques cénozoïques et de bassins sédimentaires de type bassin de Cagayan.

3) Plusieurs complexes ophiolitiques d'âges variés sont signalés. Les Ophiolites de Palawan sont réputées Jurassiques supérieur à Crétacé supérieur (faunes décrites dans les séries hypersiliceuses de la couverture des basaltes), celles de Mindoro sont d'âge Oligocène moyen

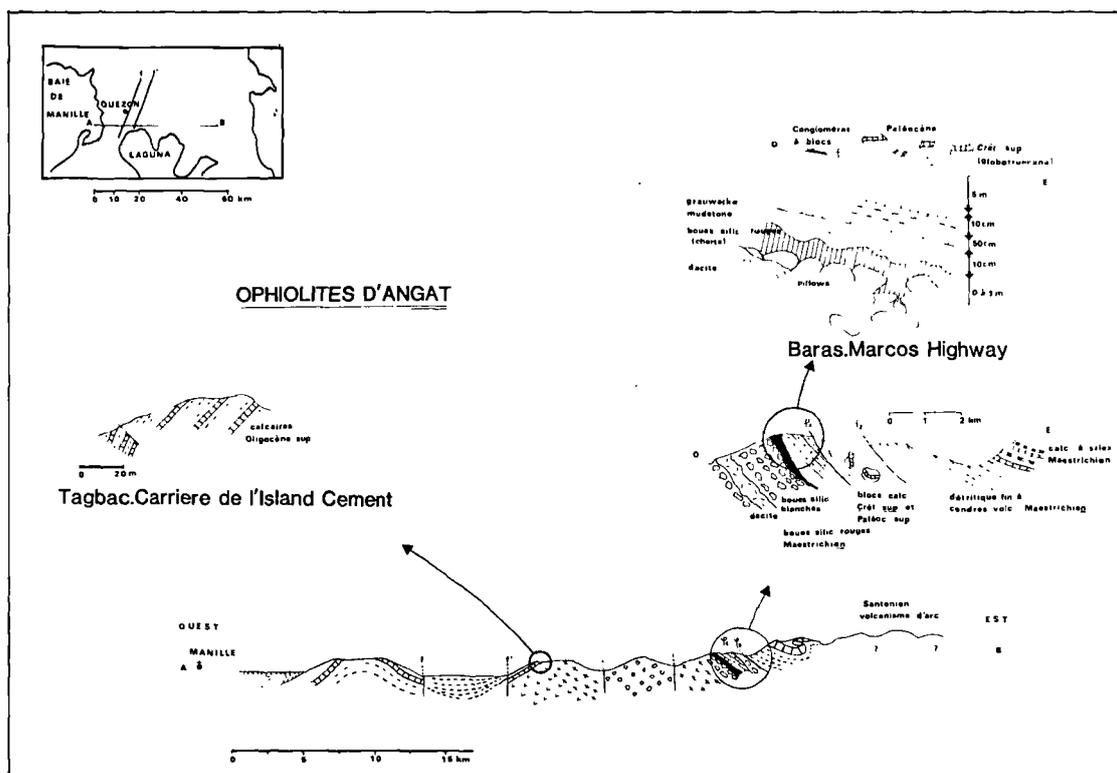


Fig. 3. — Ophiolites d'Angat (Sierra Madre méridionale (île de Luzon).

à supérieur (NP 24, Rangin *et al.*, *op. cit.*), des ophiolites d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur (Mc Cabe *et al.*, 1982) et un mélange d'âge Miocène moyen basal (NN5, Stéphan *et al.*, *op. cit.*) sont décrits sur l'île de Panay.

CONCLUSION

La géologie de la frontière occidentale de la plaque Philippine, bien qu'encore incomplètement connue, témoigne d'une évolution géodynamique très complexe rendant les reconstitutions délicates.

Néanmoins, les études récentes, les observations de terrain et les mesures radiométriques font ressortir les faits suivants :

1) La Mer de Chine méridionale est un bassin océanique ouvert en domaine continental. Le domaine central à croûte océanique est en effet bordé au Nord par la marge continentale asiatique et au Sud par un bloc continental (Dangerous grounds et Reed Bank). De plus, la région de Palawan n'expose aucun indice d'arc volcanique associé à cette ouverture. L'accrétion aurait donc

fonctionné au sein d'une marge continentale sans arc associé. Enfin, l'étude de " Reed Bank " montre l'existence d'un bassin antérieur à la Mer de Chine méridionale.

2) L'évolution cénozoïque est dominée par l'existence de subductions localisées à l'Ouest et à l'Est de l'archipel.

3) Les ophiolites des Philippines ont des significations géodynamiques variées : la chaîne de Zambalès ne représente pas la croûte océanique de la Mer de Chine, mais un ancien arc et un bassin éocènes juxtaposés. A Angat, les corps ophiolitiques sont Crétacé supérieur, ceux de Palawan probablement plus anciens encore : Jurassique supérieur à Crétacé. Leur étude est essentielle car ils sont les seuls témoins d'anciens bassins et d'anciens arcs actuellement disparus.

4) Les éléments d'un microcontinent sont actuellement disséminés entre Palawan, Mindoro, Panay et Luzon (front ouest de Zambalès).

Les pièces de ce puzzle Ouest Pacifique doivent être assemblées patiemment : c'est l'un des objectifs des campagnes océanographiques programmées dans ce secteur.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BALCE G.R., ENCINA R.I., MONOGAN A., LARA E. (1980). — Geology of the Baguio District and its implications on the tectonic development of the Luzon Central Cordillera. *Geology and Paleontology of Southeast Asia*, vol. 21, p. 271-287.
- 2) BUNOPAS S., VELLA P., PITAKPAIVAN K., SUKROO J. (1978). — Preliminary paleomagnetic results from Thailand sedimentary rocks. Third regional conference on Geology and mineral Resources of Southeast Asia, Bangkok, Thailand, 14-18 Nov. 1978.
- 3) CAAGUSAN N.L. (1977). — Source material, compaction history and hydrocarbon occurrence in the Cagayan Valley basin, Luzon, Philippines. Offshore South East Asia Conference, 21-24 February 1977. Southeast Asia Petroleum Exploration Society Session.
- 4) CARDWELL R.K., ISACK B.L., KARIG D.E. (1980). The spacial distribution of Earth quakes, focal mechanism solutions and subducted lithosphere in the Philippines and Northeastern Indonesian Islands. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 23, 1-35.
- 5) CHI W.R., NAMSON J., SUPPE J. (1981). — Stratigraphic record of plate interactions in the Coastal Range of Eastern Taiwan. *Memoir of the geological Society of China*, n° 4, p. 155-193.
- 6) DIVIS A.F. (1980). — The petrology and Tectonics of recent volcanism in the central Philippine islands. *American Geophysical Union, Geophysical monograph*, 23. p. 127-144.
- 7) FULLER M., McCABE R., WILLIAMS I., WOLFE J., ENCINA R.Y. (1981). — Paleomagnetism of Luzon preliminary results (progress report). In: Joint CCOP-IOC working group on post IDOE studies in East Asian tectonics and resources. Philippine seatar committee. Workshop on the Luzon-Marianas transect, 21-28 Nov. 1981, Manila, Philippines.
- 8) HAMBURGER M., CARDWELL R., ISACKS B. (1981). — Seismotectonics of the Luzon, Philippine Region. In: Joint CCOP-IOC working group on post-IDOE studies in east Asia tectonics and resources. Philippine Seatar committee. Workshop on the Luzon-Marianas transect, 21-28 Nov. 1981, Manila.
- 9) HAMILTON W. (1979). — Philippine islands. In: Tectonics of the Indonesian Region. *Geological survey*, Prof. Paper 1078, p. 206-218.
- 10) HAWKINS J.W. EVANS A.C. (1982). — Geology of the Zambalès Range, Luzon, Philippine Islands: Ophiolite derived from an Island Arc-Backarc basin Pair. *American Geophysical Union Monograph* (in press).
- 11) HAYES D.E., TAYLOR B. (1978). — Tectonics. In: Geophysical Atlas of East and Southeast Asian Seas, D.E. Hayes, (ed.), *Geol. Soc. Am.*, MC-25.
- 12) JAHN B.M., CHEN P.Y., YEN T.P. (1976). — Rb-Sr ages of granitic rocks in southeastern China and their tectonic significance. *Geological Society of America Bull.*, vol. 86, p. 763-776.
- 13) KARIG D.E. (1978). — Structure and evolution of the western margin of Northern Luzon. In: Proposal to the National Science Foundation Mariana-Philippine Transect zone (Seatar), p. 120-126.
- 14) KARIG D.E., SHARMAN G.F. (1975). — Subduction and accretion in trenches. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 86, p. 377-389.
- 15) LEWIS S.D., HAYES D.E. (1981). — Northward propagating subduction along eastern Luzon, Philippine Islands (abstract). In: Joint CCOP-IOC working group on post-IDOE studies in east Asian tectonics and resources, Philippine seatar committee. Workshop on the Luzon-Marianas transect, 21-28 Nov. 1981, Manila.
- 16) LUDWIG W.J. (1969). — The Manila Trench and West Luzon Trough. Seismic refraction measurements. *Deep Sea Research*, 1970, v. 17, p. 553-571.
- 17) MASCLE A., BISCARRAT P.A. (1978). — The Sulu Sea: A marginal basin in southeast Asia. Geological and Geophysical investigations of continental margins. *AAPG Memoir*, 29, p. 373-381.
- 18) McCABE R., ALMASCO J., DIEGOR W. (1982). — Geologic and paleomagnetic evidence for a possible Miocene collision in western Panay, Central Philippines. *Geology*, v. 10, p. 325-329.
- 19) MOORE G.F., KADARISMAN D., EVANS C.A., HAWKINS J.W. (1981). — Geology of the Talud Islands, Molucca sea collision zone, Northeast Indonesia. In: Contribution of the Scripps Institution of Oceanography, New series.
- 20) SCHWELLER W., BACHMAN S., KARIG D. (1981). Evolution of a forearc basin in Luzon from stratigraphy and detrital mineralogy (abstract). In: Joint CCOP-IOC working group on Post IDOE studies in East Asian Tectonics and resources. Philippine SEATAR committee. Workshop on the Luzon-Marianas transect, 21-28 Nov. 1981, Manila, Philippines.
- 21) SCLATER J.G., KARIG D., LAWVER L.A., LOUDEN K. (1976). — Heat flow, depth and crustal thickness of the marginal basin of the South Philippine Sea. *J.G.R.*, vol. 81, n° 2, p. 309-318.
- 22) SENO T. (1977). — The instantaneous rotation vector of the Philippine sea plate relative to the Eurasian plate. *Tectonophysics*, vol. 42, p. 209-226.

- 23) SENO T., KURITA K. (1978). — Focal mechanisms and tectonics in the Taiwan Philippine region. *J. Phys. Earth*, 26, suppl., S, 249-S. 263.
- 24) SONIDO Ph.D. (1981). — The state of the art of gravity works in the Philippines. *In* : Joint CCOP-IOC working group on post-IDOE studies in east Asian tectonics and resources. Philippine seatar committee. Workshop on the Luzon-Marianas transect, 21-28 Nov. 1981, Manila.
- 25) TAMESIS E.V. (1976). — The Cagayan Valley basin : A second exploration cycle is warranted. Seapex Program, offshore South East. Asia Conference. February 1976, paper 14.
- 26) TAYLOR B., HAYES D.E. (1980).. — The tectonic evolution of the south China basin. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 23, p. 89-103.
- 27) VILONNES R.D. Jr (1981). — The Aksitero formation. Its implication and relationship with respect to the Zambalès ophiolite. *BMG Tech. Infor. Series*, 1980.
- 28) WEISSEL J.K. (1980). — Evidence for Eocene oceanic crust in the Celebes basin. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 23, p. 37-47.
- 29) WOLFE J.H. (1981). — Philippine Geochronology. *Journal of the Geol. Soc. of the Phil.*, vol. 35. n° 1, p. 1-30.

«»

La Formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne) :

Un marqueur régional lithostratigraphique et structural (*)

par Francis MEILLIEZ (**)

Résumé. — La transgression du Dévonien inférieur sur le massif cambrien de Rocroi débute par des dépôts hétérogènes (conglomérats, grès grossiers, schistes fins, carbonates), connus sous les noms de Poudingue de Fépin, Arkose d'Haybes, Calcaire de Naux, etc... Leur disposition dans l'espace est examinée à partir de 23 coupes, dont 21 sont révisées. Il est proposé de regrouper l'ensemble dans une unité lithostratigraphique unique, appelée Formation de Fépin.

La texture des conglomérats est l'objet d'une analyse statistique : la forme et l'orientation de sections de galets sont mesurées sur deux plans suborthogonaux en cinq sites. Des estimations de la fabrique initiale des galets et de sa déformation sont discutées.

En conclusion, il est suggéré que la Formation de Fépin reflète une sédimentation alluviale entrecoupée par, et/ou remaniée lors d'incursions marines dues à la transgression générale du Dévonien inférieur. En particulier, les conglomérats auraient comblé les chenaux de cônes alluviaux disposés de façon centrifuge autour des limites actuelles du massif de Rocroi.

Abstract. — The Lower Devonian transgressive deposits on to the Rocroi massif are heterogeneous (conglomerates, coarse sandstones, slates, limestones). They are the classical Fépin Conglomerate, Haybes Arkose, Naux Limestone, etc... Their spatial distribution is studied from 23 sections, 21 of them being reviewed. It is suggested to consider all those deposits as entering a single lithostratigraphical unit, called the Fépin Formation.

The conglomerates fabric has been statistically analyzed : shape and orientation of the pebbles were measured on two suborthogonal planes from five locations. The pebbles initial fabric, and its subsequent strain are estimated and discussed.

As a conclusion, the Fépin Formation is suggested to reflect an alluvial sedimentation, alternating with, and/or resedimented by intermittent marine floods, as the lower Devonian general transgression proceeded. In fact, the conglomerates would have infilled streams incised within alluvial fans, the later being centrifugally located around the present border of the Rocroi massif.

I. — INTRODUCTION

Le massif de Rocroi est constitué de roches cambriennes pélito-gréseuses finement stratifiées et fortement déformées (Beugnies, 1963). Il est surmonté en discordance par une puissante série clastique transgres-

sive (3.000 m pour le seul Dévonien inférieur), célèbre par les analyses maintenant classiques de Gosselet (1888) et Asselberghs (1946) le long de la vallée de la Meuse (fig. 1).

L'importance de cette discordance est toujours un sujet de discussion.

(*) Une partie des résultats rapportés dans cette publication a été présentée oralement devant le *Tectonic Studies Group* de la *Geological Society of London*, lors du colloque de Dublin (12-14 septembre 1982), avec le concours financier du Laboratoire de Géologie de la Faculté Polytechnique de Mons.

(**) Laboratoire de Géologie Structurale, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France).

Note présentée en Novembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Novembre 1983.

Elle témoignerait d'une tectogenèse prégédinnienne jugée forte par certains (Waterlot, 1937, 1945) et faible par d'autres (Beugnies, 1963, 1964). Dans ce dernier cas, l'orogénèse hercynienne aurait, par disharmonie, exacerbé les effets géométriques de la déformation calédonienne. Enfin, quelques auteurs ont même nié toute déformation ancienne, attribuant cette discordance à la seule disharmonie entre les séries cambriennes et dévoniennes, activée lors de l'orogénèse

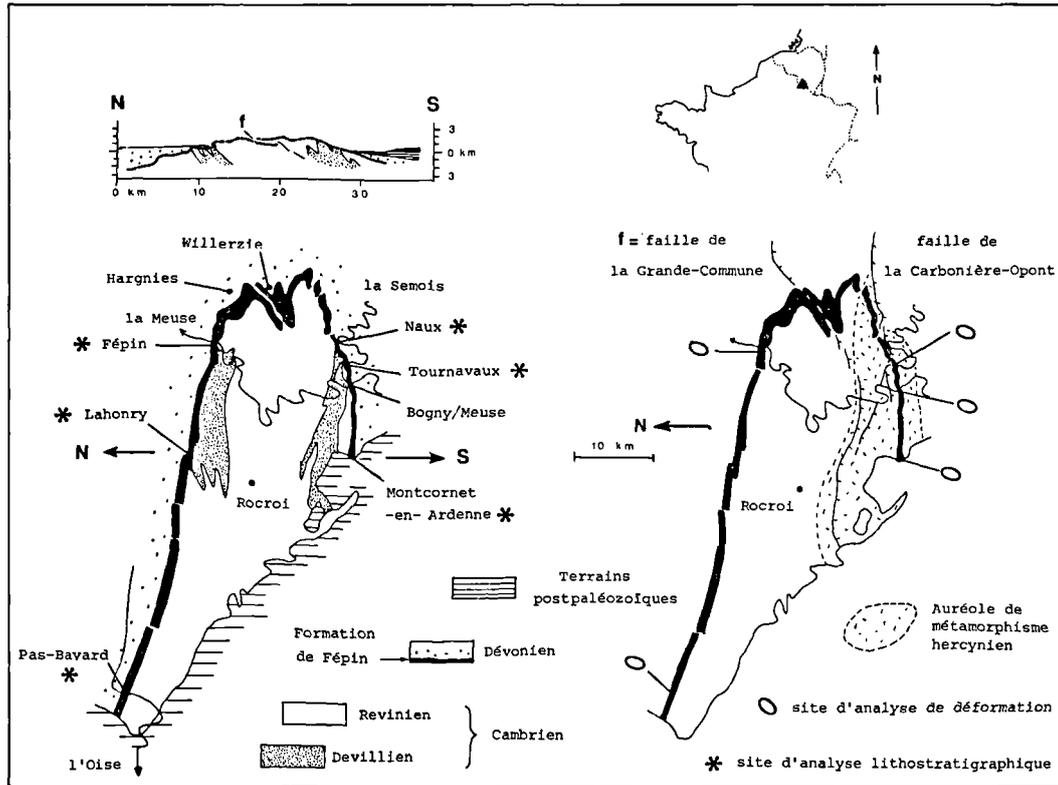


Fig. 1. — Le massif de Rocroi : cartes simplifiées, géologique et structurale, délimitées par les affleurements de la Formation de Fépin ; coupe dessinée par projection cylindrique de ceux-ci dans le plan vertical N-S ; localisation des sites analysés.

hercynienne (Kaisin, 1936 ; Hugon et Le Corre, 1979 ; Hugon, 1982).

L'existence de plis fermés antégédinniens (Meilliez, 1981 ; Delvaux et Laduron, 1983) justifie que soient réexaminés en détail les affleurements de cette discordance. Une nouvelle cartographie a été entreprise, à des échelles variant de 1/1.000 à 1/10.000, en commençant par les sites les plus classiques. Le travail consiste à évaluer la déformation macroscopique à mésoscopique (au sens de Turner et Weiss, 1963) dans l'enveloppe gédinnienne, d'une part, dans le substratum cambrien proche, d'autre part, puis à comparer les résultats. Le but de cette publication est d'établir une synthèse provisoire de la première partie du travail, faisant ressortir la difficulté à disposer, à toutes les échelles, de repères lithologiques, marqueurs de la déformation.

Dans la puissante série détritique à grain fin du Dévonien inférieur, Asselberghs (1946) avait tenté de reconnaître un ordre litho- et biostratigraphique, débutant avec la Formation des Schistes de Mondrepuis, et n'ayant subi que peu de modifications depuis (Gode-

froid *et al.*, 1982). En opposition avec la monotonie des termes sus-jacents, il avait groupé sous l'appellation " Couches de base " les premiers dépôts du Gédinnien, très hétérogènes, discontinus et peu épais, en conservant les noms de Poudingue de Fépin pour les conglomérats et Arkose d'Haybes pour les grès grossiers, sans détailler davantage.

Le besoin de disposer de repères lithologiques pour l'analyse tectonique a impliqué de lever de nombreuses coupes lithostratigraphiques dans ces " Couches de base ". Les corps sédimentaires reconnus montrent des relations géométriques imbriquées complexes, qui ont justifié l'introduction d'une nomenclature lithostratigraphique nouvelle pour la série étudiée.

II. — ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

A) CONDITIONS D'OBSERVATION

Ces " Couches de base " n'affleurent bien que dans les flancs des vallées qui entaillent le plateau ardennais (Oise, Ruisseau de Pernelle, Meuse, Semois) et dans

les carrières de Montcornet-en-Ardenne (fig. 1). Bien que l'observation tridimensionnelle ne soit qu'exceptionnellement possible, 21 coupes lithostratigraphiques ont été levées en détail, et l'attitude de la discordance basale a été précisée localement. L'étude est focalisée sur la description qualitative à l'affleurement de la structure et de la texture des bancs. Dans la suite, ce travail d'approche sédimentologique serait à affiner par de nombreux examens microscopiques.

La terminaison orientale du massif est pauvre en affleurements. Sa complexité géologique alimente une discussion toujours ouverte (Beugnies, 1983 ; Dumont et Hasnon, 1975 ; Geukens, 1981). Devant prochainement être l'objet de forages de reconnaissance par le Service Géologique de Belgique, elle ne sera pas examinée ici.

B) METHODE D'ANALYSE

Depuis Gosselet (1888), le Poudingue de Fépin était interprété comme un cordon littoral (G. Waterlot *et al.*, 1973, p. 13). La connaissance améliorée des environnements sédimentaires actuels permet de proposer une interprétation différente, pour les dépôts grossiers des " Couches de base ", mettant en jeu des dépôts intermittents, issus de coulées fluides à densité élevée, en milieu aérien et/ou sous-marin.

Les éléments structuraux et texturaux d'un dépôt conglomératique reflètent les variations des conditions hydrodynamiques de transport et de sédimentation (Middleton et Hampton, 1976). Certaines de leurs associations ont valeur de critères au vu de la sédimentation actuelle, et ont été utilisées avec profit dans les séries anciennes (Reading, 1978 ; Stanley et Kelling, 1978 ; Einsele et Seilacher, 1982).

La méthode d'analyse adoptée ici comporte trois étapes :

- 1° la définition de *lithofaciès*, ou associations d'éléments structuraux et texturaux susceptibles de variations continues dans l'espace, mais suffisamment distinctes l'une de l'autre pour ne pas avoir montré de passage continu entre elles dans les coupes observées ;
- 2° la définition de *séquences* de lithofaciès, celles-ci présentant des successions verticales, récurrentes ou non, observées en de nombreux points ; la nature des contacts stratigraphiques est progressive dans un assemblage, et tranchée d'un assemblage à l'autre (fig. 2) ;
- 3° la définition de *lithozones*, ou unités lithostratigraphiques informelles (Hedberg, 1979), susceptibles d'être cartographiées à grande échelle ($\geq 1 : 10.000$), et reflétant la permanence d'un environnement sédimentaire local (fig. 3).

C) OBSERVATION DE DEPOTS ACTUELS

Plusieurs régions terrestres, à des altitudes et latitudes diverses, reçoivent épisodiquement des masses d'eau importantes, libérées brutalement : événements saisonniers sous forme de précipitations abondantes ou de

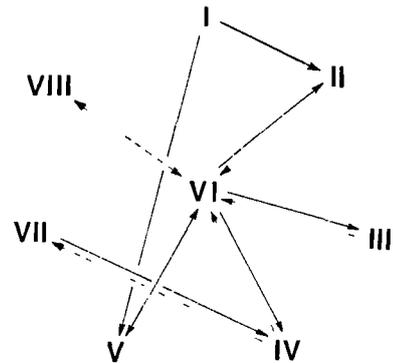


Fig. 2. — Nature des contacts stratigraphiques les plus abondamment observés entre lithofaciès : la flèche est orientée de bas en haut des bancs ; les pointillés indiquent un contact progressif, observé à l'intérieur des assemblages ; les traits pleins caractérisent un contact tranché, entre assemblages.

débâcle estivale, événements exceptionnels telle la fusion de neige et glace à la suite d'une activité volcanique (Frécaut et Pagny, 1983 ; A.I.S.H., 1983 ; A.S.F., 1983). Quelle qu'en soit l'origine, la majeure partie de l'eau s'écoule sur les pentes sans avoir le temps de s'infiltrer. Cet écoulement en nappe emporte les débris non consolidés qu'il rencontre, en fonction de l'énergie cinétique acquise (Rahn, 1967 ; Collinson, 1978). Une partie de l'écoulement peut atteindre un chenal, où se concentre alors un courant très chargé. En milieu sous-marin, la masse sédimentaire remobilisée, peu ou non consolidée, est en équilibre sur la pente continentale ou le flanc d'un canyon, et se met en mouvement sous l'action d'une surcharge sédimentaire progressive ou brutale, d'une secousse sismique ou même d'orages particulièrement violents (Stow, 1981 ; Stanley et Kelling, 1978 ; Rupke, 1978).

Aérien ou sous-marin, le courant chargé acquiert, à pente constante, une énergie cinétique qui s'accroît rapidement de la masse et de l'énergie des apports qu'il draine dans la partie amont de son parcours. Les galets et blocs qu'il charrie, même très grossiers, sont transportés en suspension sous le contrôle de plusieurs paramètres qui interviennent en proportions variables de l'amont à l'aval de la coulée.

— *La force du courant* est fonction de son énergie cinétique pour une masse transportée, elle détermine la distance qui pourrait être parcourue, toutes deux variant dans le même sens. Son intensité augmente avec la valeur de la pente suivie par le courant, et avec la masse initiale disponible : le volume d'eau libéré en milieu aérien, la masse sédimentaire déstabilisée en milieu sous-marin.

— *La densité du courant* est d'autant plus élevée que le volume de la fraction fine transportée est important. Son augmentation accroît la portance du courant (Middleton et Hampton, 1976).

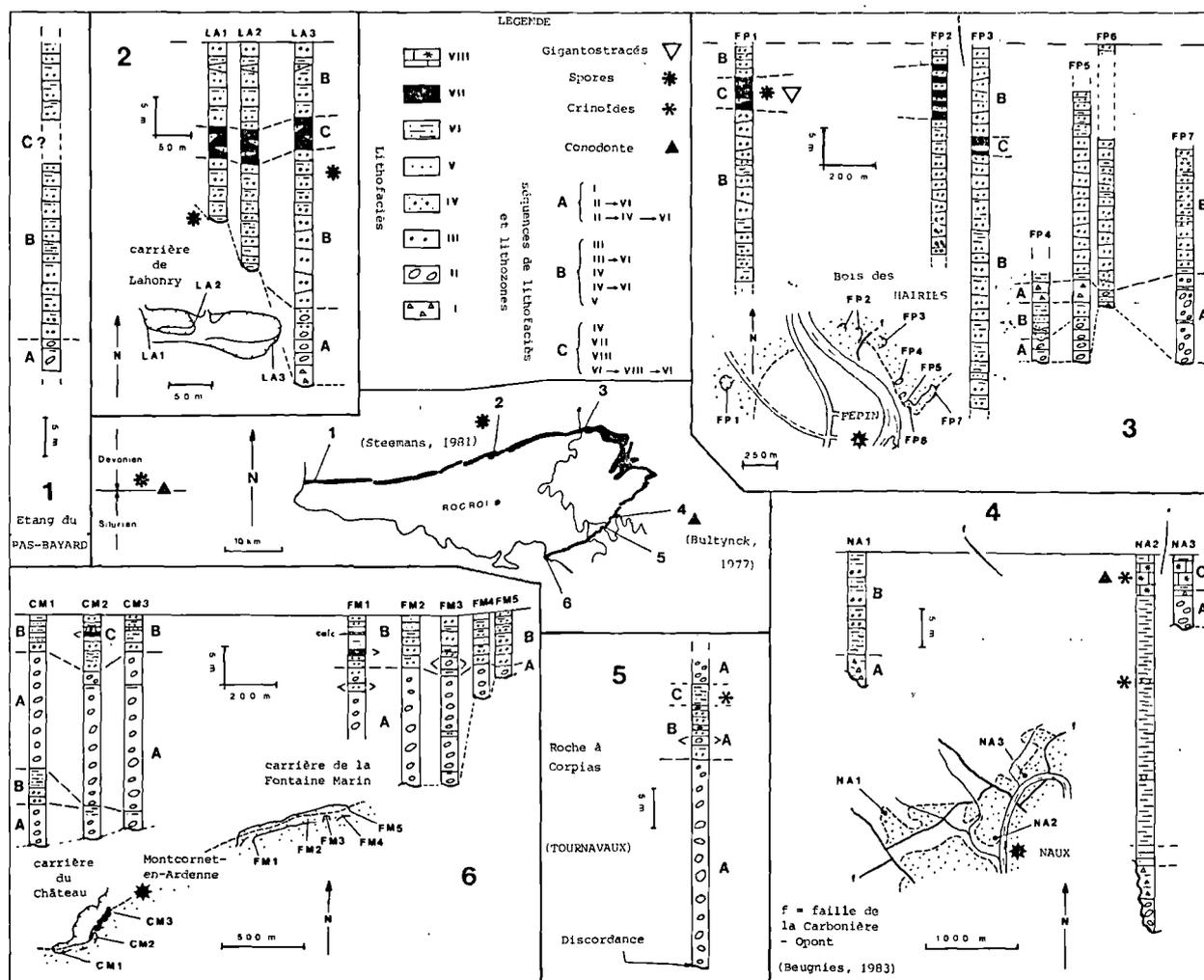


Fig. 3. — Les coupes lithostratigraphiques.

La légende encadrée reprend les lithofaciés du tableau I et les regroupe en séquences ; les lignes en tiretés suggèrent les corrélations séquentielles observées à l'affleurement (les coupes NA2 et NA3 sont interprétées d'après les descriptions de Beugnies, 1968).

Les numéros 1 à 6 renvoient à la localisation sur la carte centrale.

- *La viscosité varie* et influe comme la densité. Mais son augmentation abaisse la fluidité de la coulée, c'est-à-dire l'aptitude des particules à se mouvoir l'une par rapport à l'autre dans la coulée. En milieu aérien, la fluidité décroît d'amont en aval, la charge augmentant. En milieu sous-marin, la fluidité s'accroît d'amont en aval, facilitant le vannage des fractions fines (Middleton et Hampton, 1976 ; Stow, 1981 ; Stanley et Kelling, 1978).
- *Le régime d'un courant de haute densité* est laminaire dans sa partie centrale, turbulent à sa périphérie. En fonction de la géométrie du chenal, des zones de tur-

bulences peuvent se développer vers le centre et isoler des cellules à régime laminaire (Komar, 1976 ; Middleton et Hampton, 1976).

- *La vitesse moyenne* d'un courant de haute densité augmente, passe par un maximum, puis chute brusquement. Sous un certain seuil, l'écoulement est turbulent et la structure interne de la coulée est chaotique (Rahn, 1967). Au-delà de ce seuil, l'écoulement est laminaire dans la partie centrale (*ibidem*), où des mouvements relatifs lents des galets et blocs tendent à concentrer les plus gros d'entre eux vers le milieu du courant, là où la vitesse est maximale : c'est l'effet Bagnold (1954).

Simultanément, les turbulences périphériques ne permettent qu'à très peu de matériel nouveau d'incorporer la zone centrale (Komar, 1976 ; Middleton et Hampton, 1976). Le courant progresse alors grâce à l'énergie cinétique acquise, jusqu'à la dissipation soudaine de celle-ci lorsque le courant sort du chenal pour s'étaler sur le cône de déjection. En milieu aérien, l'arrêt est brutal, la viscosité augmentant rapidement dès que le fluide porteur peut s'échapper latéralement. En milieu sous-marin, seules les fractions grossières se sédimentent rapidement, fossilisant la structure interne acquise au cours du transport (Lindsay, 1968), tandis que la fluidité croissante du courant permet le vannage partiel de la fraction fine (Middleton et Hampton, 1976 ; Stow, 1981).

Le scénario évoqué ci-dessus s'observe actuellement dans des environnements sédimentaires très variés. Les caractères structuraux et texturaux des dépôts résultants évoluent selon le lieu d'observation dans le profil longitudinal de la coulée. De plus, certaines associations de caractères sont spécifiques de l'environnement sédimentaire où s'est développée la coulée. Ceci a été vérifié aussi bien dans les dépôts actuels qu'anciens.

D) LES CRITERES STRUCTURAUX ET TEXTURAUX DES DEPOTS GROSSIERS

Le *classement* est un élément textural important : il dépend du matériel initial disponible et évolue avec la distance parcourue. Un dépôt constitué d'éléments grossiers de tailles diverses, emballés dans une matrice argilo-sableuse, témoigne de la simultanéité du départ, du transport et de la sédimentation de l'ensemble du matériel. Le vannage des fractions fines étant plus tangible d'une part en milieu sous-marin qu'en milieu aérien, d'autre part lorsque la distance parcourue augmente, les dépôts chaotiques sont plus probablement proximaux et/ou aériens que distaux et/ou sous-marins (Bluck, 1964, 1967, 1974).

L'*émoussé*, que blocs et galets acquièrent par chocs mutuels répétés, est un élément textural valide pour une même nature lithologique. Il s'améliore lorsque augmente la distance de transport.

La *granulométrie* maximale d'un dépôt mesure la compétence d'un courant, dont la charge est estimée par la *puissance* du dépôt. Un transport en suspension se traduit par une relation linéaire entre ces deux paramètres. Cette relation révèle un mécanisme, indépendamment de la distance parcourue (Bluck, 1964, 1967, 1974 ; Larsen et Steel, 1978 ; Kelling et Holroyd, 1978).

Le *granoclasement* est un élément structural qui évolue depuis une polarité inverse proximale vers une polarité normale distale. Dans la partie centrale, la disposition inverse puis normale témoignerait du transport en suspension et de l'effet Bagnold (Bluck, 1967 ; Larsen et Steel, 1978 ; Stanley et Kelling, 1978). Elle caractériserait la resédimentation des conglomérats (Davies et Walker, 1974 ; Walker, 1975).

L'*imbrication* des galets est un élément textural qui caractérise aussi le type de transport. Si *a* et *b* sont les deux plus grands diamètres d'un galet, le plan *ab* s'oriente avec un pendage dirigé vers l'amont du courant ; et *a* est orienté transversalement ou parallèlement à la direction du courant, selon que le transport s'est effectué en traction ou en suspension (Laming, 1966 ; Bluck, 1967 ; Davies et Walker, 1974). Sous un certain seuil d'énergie cinétique, le transport des blocs et galets n'est plus assuré : ils se déposent alors en masse. Si la matrice est trop peu abondante entre galets voisins pour que leurs mouvements relatifs ne soient pas libres, alors la fabrique acquise lors du transport se fossilise (Lindsay, 1968). L'imbrication des galets est l'un des critères de polarité longitudinale les plus fiables (Bluck, 1974). Elle peut être modifiée mais non effacée par une déformation subséquente (voir *infra*).

Enfin, les structures internes et externes d'un banc témoignent de remaniements éventuels soit du banc sous-jacent (état de la surface inférieure), soit de la masse même du banc (stratifications entrecroisées, rides de courant...).

E) LES COUCHES DE BASE DE L'EODEVONIEN DE L'ARDENNE

1) Les lithofaciès.

Ils sont référencés de I à VIII (fig. 3), et sont définis ci-après, de façon plus détaillée pour les dépôts grossiers que pour les dépôts fins.

a) LES CONGLOMERATS.

Lithofaciès I (fig. 4A). — Classement très mauvais ; galets et blocs dispersés dans une matrice argilo-sableuse très abondante à présent schistosée ; émoussé faible (très abondant) à bon (peu abondant) ; pas d'imbrication ; pas de structure interne aux bancs ; surface supérieure plane ; surface inférieure irrégulière.

Lithofaciès II (fig. 4D). — Classement très mauvais ; galets et blocs dispersés dans une matrice argilo-sableuse schistosée abondante à peu abondante ; émoussé bon à très bon ; imbrication médiocre à très nette ; granoclasement inverse (rare), inverse à normal, normal ; surfaces supérieure et inférieure planes.

Dans les deux cas, il y a proportionnalité entre puissance des bancs et grain maximal, ce qui indique un transport en suspension.

b) LES GRES GROSSIERS.

Lithofaciès III. — Classement moyen à mauvais ; gravillons peu abondants dispersés, anguleux ; galets mous, noirs, rares ; structures internes abondantes et variées : rides, stratifications entrecroisées, lits à granoclasement inverse ou normal ; surfaces inférieure et supérieure des bancs planes ; bancs en lentilles de puissance métrique et d'extension décamétrique.

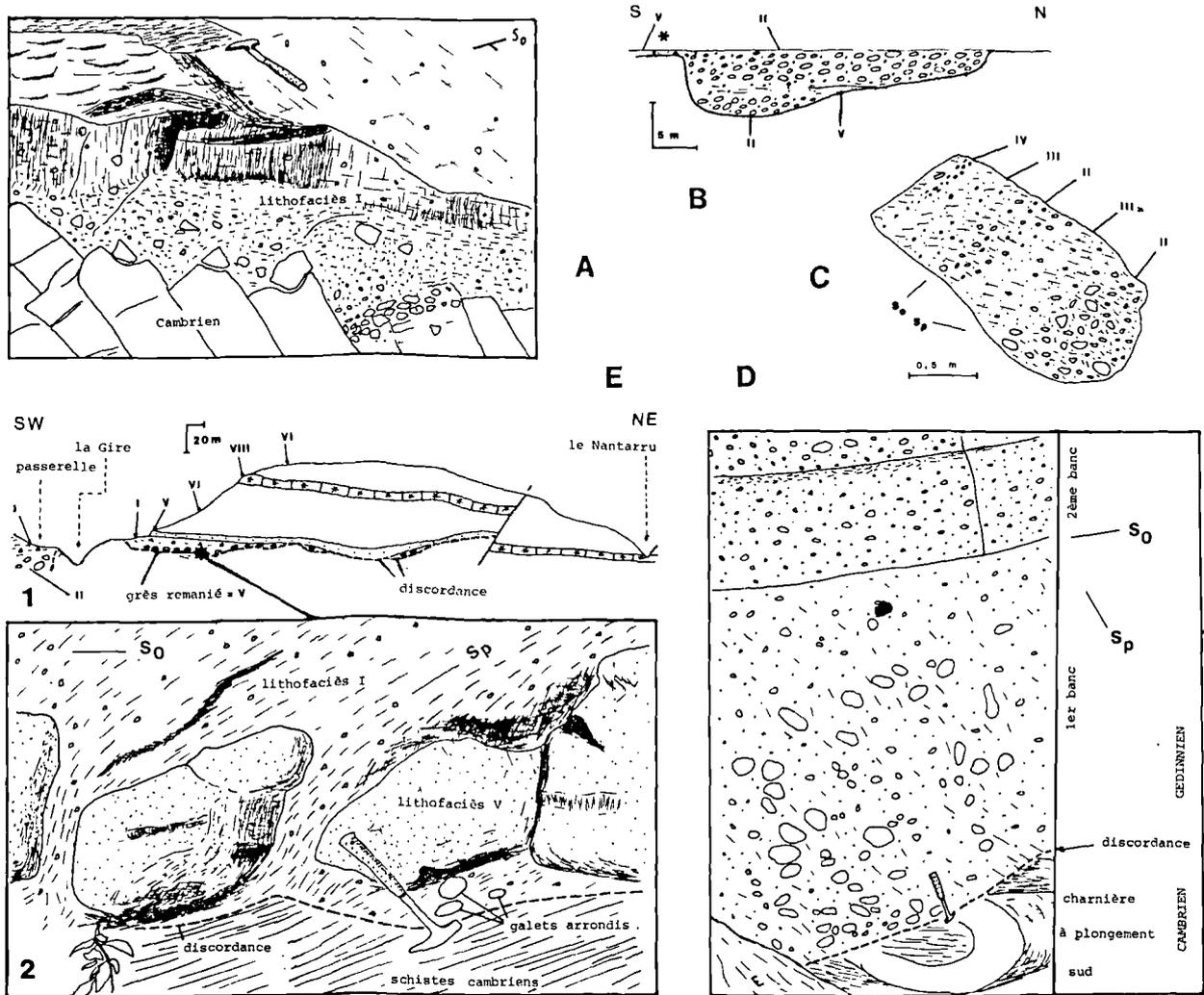


Fig. 4. — Quelques lithofaciés.

A, Lithofaciés I discordant sur les grès-quartzites cambriens (carrière Lahonry). — B, Chenal à Bogny-sur-Meuse (Rocher de l'Hermitage), comblé par deux bancs conglomératiques; sur le bord sud: grès fin. carbonaté, à tiges d'encrines, recouvrant quelques galets roulés isolés. — C, Dépôts grossiers lités: bloc éboulé situé entre les coupes FP5 et FP5 (Fépin: fig. 3). — D, Bancs de lithofaciés II à Fépin (base de la coupe FP5). — E, Coupe du chemin de halage à Naux, d'après Beugnies (1968) modifiée (1) et détail des grès remaniés au contact (2): voir explications dans le texte. Les dessins A, D, E. sont faits d'après photographies; seuls les plus gros galets sont représentés.

Lithofaciés IV. — *Ibidem*, mais le litage interne aux bancs est souligné par des alignements de petits galets de quartz filonien globuleux, faiblement émoussés.

Il n'y a plus de relation proportionnelle entre puissance des bancs et grain maximal; le transport ne s'est donc pas fait en suspension. L'abondance des structures

internes suggère des remaniements sur place après dépôt mais peu importants, vu le classement. Les galets mous indiquent une distance de transport limitée pour les bancs qui les contiennent; l'un d'eux a livré des débris de plantes (à Lahonry: 2, fig. 3). Localement, des rubanements rouges et verts alternent avec les dépôts gris clair dans l'ensemble.

c) LES GRES FINS.

Lithofaciès V. — Bancs isolés, rares, ne dépassant pas 1 m d'épaisseur ; classement bon à très bon ; stratifications entrecroisées internes abondantes mais non systématiques ; surfaces planes.

Bien classés, ces grès ont été travaillés avec énergie. Il s'agit d'accumulations limitées dans l'espace, situées dans des environnements changeants, telles des barres fluviales dans un cours d'eau anastomosé, ou une barre littorale dans un milieu estuarien (Collinson, 1978 ; Kelling et Holroyd, 1978).

d) LES SCHISTES.

Lithofaciès VI. — Bancs d'argile sableuse, à présent schistosee, de teinte claire, à altération verdâtre ou brunâtre ; épaisseur stratigraphique d'ordre millimétrique à métrique.

Lithofaciès VII. — Schistes fins à silteux noirs, organiques, pyriteux ; débit en petites plaquettes irrégulières ; rares lentilles de schistes fins bleu-vert foncé organiques.

Les premiers surmontent partout des dépôts grossiers, auxquels ils paraissent associés. Ils n'ont livré aucun fossile. Les seconds se présentent en lentilles plus ou moins anastomosées. Ils ont livré de nombreux fossiles en dépit d'une conservation souvent difficile : spores datant la base du Gédinnien à Lahonry (Steevens, 1981) et à Fépin (3, fig. 3), acritarches, débris de chitinozoaires (Martin, 1971), lingules et quelques gigantostacés (Waterlot, 1959 ; Paquet et Waterlot, 1970). Ces schistes noirs (VII) témoignent de milieux confinés tels ceux trouvés actuellement en milieux de transition (fonds de baies, estuaires, marais maritimes) ou à faible profondeur marine (50 - 100 m) dans des zones à fort apport terrigène et vie benthique intense.

e) LES CARBONATES.

Lithofaciès VIII. — Peu abondants : un banc calcaire crinoïdique gris, entouré de schistes carbonatés gris (Naux : 4, fig. 3 et fig. 4e) ; et ici ou là, un banc de grès carbonaté à entroques, et stratifications entrecroisées internes.

Le premier a livré des conodontes datant le passage du Silurien au Dévonien (Bultynck, 1977). Les grès carbonatés à entroques sont visibles à Tournavaux (5, fig. 3), Bogny-sur-Meuse et dans la carrière du Château de Montcornet-en-Ardenne (6, fig. 3). A Tournavaux, Gosselet (1888) a signalé un bloc coralliaire qu'il a rapporté au genre *Cyatophyllum*.

2) Les séquences de lithofaciès.

Aucun passage latéral d'un lithofaciès à un autre n'a été reconnu au sein d'un même banc. Mais plusieurs types de passages verticaux (fig. 2) ont permis d'identifier des séquences de lithofaciès, significatives de leurs conditions de dépôt, au moins pour les faciès les plus grossiers.

a) LES CONGLOMERATS.

Trois séquences ont été reconnues : I ; II → VI ; II → IV → VI.

Le lithofaciès I est isolé, forme des nappes peu épaisses qui, le plus souvent, oblitèrent la discordance basale et offrent un aspect toujours chaotique. L'angularité des éléments grossiers suggère qu'ils ont été mobilisés par une altération mécanique dominante et transportés sur des distances réduites. Une coulée boueuse se développant en milieu aérien présente de telles caractéristiques (" *débris flow* " de Middleton et Hampton, 1976 ; " type 3 " de Walker, 1975 ; Rahn, 1967).

Les deux autres séquences sont partout dominées par le lithofaciès II en volume. Les lithofaciès qui le surmontent ont la composition et la granulométrie de sa fraction fine. Le bon émoussé qui caractérise ses galets suggère un transport nettement plus long que pour le lithofaciès I. Ces séquences sont vraisemblablement issues de courants fluides à haute densité, probablement chenalisés (exemple : fig. 4B) le long de parcours aérien et/ou sous-marin. Les lithofaciès plus fins qui coiffent le conglomérat représenteraient le résultat de l'amorce d'un vannage, préservés de l'érosion avant le dépôt du banc suivant (fig. 4D). Il est probable que les bancs dans lesquels l'effet Bagnold, l'imbrication et le début de vannage sont les mieux marqués, se soient déposés en milieu sous-marin (Walker, 1981).

b) LES GRES GROSSIERS.

Chacun des deux lithofaciès qu'ils recourent (III, IV) se présente seul ou surmonté de schistes clairs (VI). Aucun ne résulte d'un transport en suspension (cf. *supra*). La plupart des séquences IV → VI observées montrent des structures internes litées abondantes. Celles qui en sont dépourvues pourraient représenter des séquences turbiditiques plus distales que les séquences II → IV → VI. Les autres témoignent d'une sédimentation moins simple, étant donné leur mauvais classement. Le lithofaciès III, à lits de galets de quartz filonien, n'est pas attribuable à des dépôts turbiditiques. Les stratifications obliques, les remaniements de faciès sous-jacents évoquent un transport par traction, abandonnant des sédiments grossiers peu triés qui arriveraient par à-coups. A Fépin, quelques lits gréseux montrent des concentrations de brachiopodes mal conservés (genre *Retzia* probable, déterminé par M^{lle} D. Brice).

A Lahonry, de nombreux bancs, peu altérés, montrent des remaniements de schistes noirs abondants, ainsi que de courts terriers verticaux comblés de schistes noirs.

La variété et la complexité des séquences de ce type observées suggèrent un milieu de transition : des dépôts alluviaux à l'aval d'un système fluvial qui serait épisodiquement immergé. Les quelques séquences attribuées à des turbidites devraient s'être développées

uniquement en milieu marin (Holroyd et Kelling, 1978 ; Walker, 1981).

c) LES FACIES FINS.

Hormis les schistes clairs (VI), qui terminent les séquences grossières, les lithofaciès apparaissent indépendants l'un de l'autre. Leur interprétation a été discutée ci-dessus.

3) Les lithozones.

Les séquences se succèdent verticalement avec des contacts tranchés (fig. 2). En un site donné, une logique sédimentaire d'ensemble se dégage. Les dépôts conglomératiques sont concentrés vers le bas de la série ; ils cachètent la discordance du Dévonien sur le massif de Rocroi, et sont surmontés des grès grossiers. Dans le tiers supérieur de la série, des faciès fins sont intercalés.

En chaque site, les successions dominées respectivement par les conglomérats, les grès grossiers, les faciès fins, constituent les unités A, B, C, pouvant être cartographiées à grande échelle, en dépit de leurs imbrications (fig. 3). Le statut de lithozone peut donc leur être appliqué (Hedberg, 1979).

4) Précisions locales sur la géométrie de la discordance basale.

Le lithofaciès I, le plus chaotique, comble toutes les dépressions comme le montre le mieux l'exemple de Lahonry (2, fig. 3, fig. 4A). Bogny-sur-Meuse est le plus bel exemple de chenal dans le substratum, emplî de conglomérats (fig. 4B).

A Naux, on observe de bas en haut la série suivante subhorizontale et discordante sur le Cambrien (fig. 4E).

- quelques petits galets disséminés, très arrondis,
- un, puis deux alignements de blocs de grès-quartzite sombre, bien classé, à grain moyen (lithofaciès V).
- une couche massive de lithofaciès I, à éléments anguleux centimétriques très abondants,
- des grès feldspathiques régulièrement stratifiés, dits "Grès de Naux" (Beugnies, 1968), que l'on peut suivre cartographiquement vers l'Est.

Les blocs de grès-quartzites alignés sont grossièrement cubiques, aux arêtes émoussées ; et certains d'entre eux partiellement emballés dans le lithofaciès I (fig. 4E). J'interprète ces alignements de blocs comme des bancs de grès, désorganisés et faiblement déplacés dans leur ensemble, en réponse à leur mise en charge brutale par la coulée boueuse qui les surmonte. A peine lapidifiés, soumis à des surpressions de fluides internes, disposés sur une pente même très faible (moins de 5°), ils se seraient disjoints et déplacés en masse. L'injection de lithofaciès I puis l'évacuation des fluides de cette coulée auraient facilité ce déplacement et, au passage, émoussé, voire érodé, les angles de certains blocs.

F) LA FORMATION DE FEPIN

Godefroid *et al.* (1982) ont dressé l'inventaire bibliographique de l'étude du Dévonien inférieur ardennais. Deux travaux synthétiques majeurs en ressortent, qui ont mis en valeur la puissance et la monotonie des dépôts argileux enveloppant la Ride Anticlinale de la Haute Ardenne (Gosselet, 1888), et débutant par les Schistes de Mondrepuis au Nord, les Phyllades de Lévrezy au Sud, séries dont l'équivalence est maintenant admise (Asselberghs, 1946). Par contre, la minceur et l'hétérogénéité des dépôts sous-jacents avaient justifié une attention limitée. Depuis Gosselet (1888) toutefois, l'usage prévalait d'y distinguer deux ensembles lithologiques : le Poudingue de Fépin, discontinu, passant latéralement et verticalement à l'Arkose d'Haybes.

La révision des meilleurs affleurements conduit à affiner cette distinction et à proposer une nomenclature nouvelle (fig. 3).

Trois caractères assurent une unité certaine à l'ensemble de ces "couches de base" autour du massif de Rocroi :

- sa forte hétérogénéité latérale et verticale au niveau local comme au niveau régional. La végétation et la forme lenticulaire des bancs n'autorisent pas les corrélations banc à banc à l'affleurement (Lahonry excepté), *a fortiori* d'un site à l'autre autour du massif ;
- sa puissance très variable au niveau local comme au niveau régional : de 2 à 30 m à Montcornet-en-Ardenne, de 23 à 45 m à Lahonry. Deux raisons y ont contribué sans doute : le ravinement inégal du substratum calédonien (déjà évoqué par Beugnies, 1968), le remaniement vraisemblable des dépôts frais dans des proportions qui échappent à l'observation actuelle. L'hypothèse d'une subsidence différentielle selon les lieux nécessiterait, pour être discutée, un support biostratigraphique qui s'avère insuffisant jusqu'à présent (voir plus loin) ;
- sa tendance globale au granoclassement vertical positif, déjà notée par Gosselet (1888). Cette relation est vraie au niveau des séquences dominées par un ou deux lithofaciès. La répétition des séquences sur une même verticale fait ressortir les lithozones A, B ou C, alors déterminées par les caractères texturaux des lithofaciès dominants en volume. Ainsi A, abondant à la base de la série, est essentiellement conglomératique ; B, qui le surmonte, est gréseux ; et C, intercalé dans la partie supérieure de la série, est à grain fin (schistes organiques ou carbonates).

La constance de ces trois caractères autour du massif me conduit à considérer les lithozones A, B, C comme des unités lithostratigraphiques qui, dans leur ensemble, constituent la formation de Fépin.

A l'échelle régionale, une évolution NW-SE d'ensemble se dégage des coupes de la fig. 3 :

- la lithozone A est plus abondante et grossière au sud qu'au nord et au sud-est du massif,
- la lithozone B est plus abondante au nord qu'au sud du massif, et plus schisteuse à l'est qu'ailleurs,
- la lithozone C est représentée par les Schistes noirs (VII) au Nord, les carbonates périrécifaux (VIII) au sud-est, et un peu des deux au sud.

Je propose de définir la Formation de Fépin dans le Bois des Hairies, face au village de Fépin sur la rive Est de la Meuse, où se trouvent la plus grande variété des lithofaciès et une coupe (FP6) montrant la base et le sommet de la série (3, fig. 3). Mais j'y adjoindrai trois paratratotypes : les coupes LA3 (Lahonry), NA2 (Naux) et CM2 (Montcornet-en-Ardenne), pour rendre compte de la variabilité latérale régionale.

L'unité de la formation de Fépin est caractérisée par son hétérogénéité lithologique qui l'oppose à l'homogénéité de ce qui la surmonte. L'impossibilité de suivre un banc au long d'une succession d'affleurements voisins comme dans le bois des Hairies à Fépin, conduit à l'absence de repère lithologique fin au niveau local, hormis la polarité granulométrique d'ensemble. Cette conclusion est *a fortiori* vraie au niveau régional. Il n'y a pas non plus de repère chronologique ou biostratigraphique local, puisque les spores collectées sur le bord nord appartiennent toutes à la même florizone. Le métamorphisme régional (fig. 1) a probablement détruit les spores du bord Sud (Stemans, comm. pers., 1983). Il n'y a donc pas non plus de repère biostratigraphique régional interne à la Formation. Provenant de groupes différents, les deux datations obtenues à ce jour suggèrent un diachronisme qu'elles ne démontrent pas (fig. 3).

III. — ANALYSE DE LA DEFORMATION

A) LES STRUCTURES TECTONIQUES DE LA FORMATION DE FEPIN

A l'échelle macroscopique, la répartition des affleurements souligne l'allure dissymétrique de l'Anticlinorium de la Haute-Ardenne, affecté de failles transversales et longitudinales (fig. 1). La connaissance insuffisante des variations latérales de faciès au sein de la Formation, ne permet pas toujours d'apprécier l'importance des failles qui la recoupent, comme vient de le montrer Beugnies (1983) dans la région de Naux.

A l'échelle mésoscopique, l'hétérogénéité lithologique de la Formation de Fépin se traduit par la variété des structures tectoniques que l'on peut y rencontrer. En effet, la nature et la granularité de ses composants lithologiques ont induit des comportements rhéologiques différents dans un champ de contraintes régional, qu'on pourrait supposer uniforme *a priori* (Ramsay, 1982). D'une part, cette dernière condition n'est jamais réalisée dans un milieu naturel ; d'autre part, le métamorphisme régional hercynien, partiellement synchrone de la déformation (Delvaux et Laduron, 1983), a favorisé un comportement plus ductile des roches au sud qu'au nord du massif. Il s'ensuit que, selon les lieux et les termes lithologiques analysés, la Formation de Fépin fournit des réponses différentes à la déformation régionale postgédinnienne.

Ainsi, l'influence rhéologique des lithozones A et C se ressent dans les structures tectoniques locales ; celle de la lithozone B, dans la structure régionale. Les schistes noirs de la lithozone C sont le siège de glissements et de bourrages limités, étant donné leur faible épaisseur relativement aux grès grossiers qui les encadrent. La lithozone B est un ensemble rigide, finement stratifié et continu le long du bord nord du massif. Elle souligne le plissement concentrique régional, dont on perd la trace vers le sud, là où change la lithostratigraphie. La lithozone A, formée de bancs puissants mais de faible extension latérale, n'était pas en mesure de propager un pissement régional comme la lithozone B. Dominée par les conglomérats à galets subarrondis du lithofaciès II, elle témoigne de deux mécanismes de déformation :

- une fracturation plus intense au nord qu'au sud manifestant sa rigidité relative dans un environnement local plus ductile (schistes au-dessus ; fines alternances grès-schistes dessous) ;
- une déformation ductile pénétrative, plus marquée au sud qu'au nord, ayant modifié la fabrique sédimentaire des galets.

Les fractures ont été localement le siège de glissements dont l'intensité ne peut être estimée faute de marqueurs appropriés. La déformation ductile englobe plusieurs phénomènes qui sont sans doute les meilleurs témoins de la déformation régionale et de ses perturbations locales :

- un fluage interne des galets, manifesté par une modification de leur forme et des poinçonnements limités entre galets voisins ;
- des mouvements relatifs (rotations, translations), striant par endroits les faces supérieure et inférieure des galets ;
- la formation d'une schistosité, statistiquement définie à l'affleurement par la réorientation des minéraux phylliteux de la matrice, et celle de la plus grande section des galets.

Les stries sur les fractures et les galets sont abondantes à l'ouest de Tournavaux, rares à l'est, exceptionnelles sur le bord nord du massif. Le fluage interne des galets est net au sud (Klein, 1976 ; Meilliez, 1983) : aspect fusiforme, extrémités spatulées, poinçonnements localisés peut-être accompagnés de pression-dissolution. Il est nettement moins marqué à l'est de Tournavaux et sur le bord nord. La schistosité, partout reconnaissable, traduit la ductilité globale des unités conglomératiques. Sa genèse a dû être facilitée sur le bord sud par le fluage interne concomitant des galets, dont les extrémités sont prolongées par des zones abritées qui leur sont soudées.

En résumé, la déformation régionale postgédinnienne a été enregistrée par la Formation de Fépin, enveloppe du massif de Rocroi, sous deux formes :

- un raccourcissement régional par plis et failles dont témoigne la lithozone B rigide ;

— une déformation pénétrative dont témoigne la lithozone A, plus ductile que la lithozone B, par la formation d'une schistosité, et une modification de la forme et de l'orientation des galets.

Une analyse quantitative de la texture des galets, permet une première estimation de cette déformation ductile en quelques sites.

B) ESTIMATION DE LA DEFORMATION DES GALETS

La technique utilisée a fait l'objet d'un essai préalable et d'une discussion (Meilliez, 1983) ; le principe en sera brièvement rappelé ici.

Le référentiel régional est la schistosité (S_p) dont l'orientation est statistiquement constante (Beugnies, 1963 ; Delvaux, 1980 ; Hugon, 1982). Nette à l'affleurement, elle est admise comme matérialisant le plan d'aplatissement maximal de l'ellipsoïde local de la déformation finie (XY, Borradaile, 1974). Cette condition est vraie en théorie, mais rarement réalisée dans un milieu naturel aussi hétérogène qu'un conglomérat. Le contraste de viscosité entre galets et matrice (Gay, 1968), l'existence d'une fabrique initiale (Dunnet et Siddans, 1971), l'impossibilité de réaliser les mesures dans un plan principal de l'ellipsoïde local de la déformation finie (Oertel, 1978) altèrent la finesse des résultats. Mais eu égard à la précision réelle des mesures, l'approximation $S_p \sim XY$ reste valable pour évaluer l'ordre de grandeur de la déformation en intensité et orientation (Siddans, 1980 ; Borradaile, 1981 ; Meilliez, 1983).

La forme et l'orientation de sections de galets ont été mesurées sur deux surfaces suborthogonales ($S_n =$ fracture, $S_o =$ stratification) dans un même banc, et cela dans cinq sites (fig. 1). Chaque section est assimilée à une ellipse dont on mesure les rayons **a** et **b** ($a > b$), et l'angle α entre **a** et T_p , la trace orientée de la schistosité ($S_p \sim XY$) sur la surface observée. Ces grandeurs conduisent à trois variables : la taille ($d : \sqrt{a \times b}$), la forme ($R = a/b$) et l'orientation (α) qui situent complètement chaque section de galet dans l'espace.

Les distributions statistiques de ces variables, présentées graphiquement (fig. 5A et 5B) caractérisent la fabrique actuelle des sections observées. Celles-ci ont toutes une taille fictive (**d**) qui entre dans la classe granulométrique des galets, quelle que soit leur forme. Une étude régionale des modifications de cette dernière par déformation est donc significative (Dunnet et Siddans, 1971). La direction moyenne des sections les plus excentrées est orientée E-O sur le bord nord du massif (sites 1 et 2), N-S sur le bord sud (sites 4 et 5), et fait apparaître la région de Tournavaux (site 3) comme transitionnelle.

L'estimation quantitative de la déformation utilise la forme et l'orientation des sections de galets selon le principe suivant : l'attitude (R, α) caractérise l'état final

d'une section d'attitude initiale (R_i, α_i), qui auraient subi une déformation plane par aplatissement pur de paramètres (R_s, O) dans le plan XY ($\sim S_p$). C'est une analyse qui n'a de valeur que statistique, et qui a donné naissance à de nombreuses méthodes discutées par ailleurs (Meilliez, 1983). Les trois méthodes d'estimation qui avaient été retenues sont exploitées ici :

- la moyenne harmonique étendue à 20 % de l'effectif (Lisle, 1977 : modifié) ;
- la méthode graphique d'Elliott (1970) ;
- la méthode graphique de Dunnet (1969) améliorée (Dunnet et Siddans, 1971).

Les résultats numériques, regroupés dans le tabl. I, sont les estimations de R_s que chaque méthode fournit pour chaque surface mesurée. R_s est l'excentricité d'une ellipse fictive actuelle, déformée par aplatissement pur dans la surface observée, d'un cercle fictif initial. Traduite en élongation (ϵ_s), sa valeur est l'allongement que les sections de galets ont globalement subi. A Bogny-sur-Meuse, Hugon (1982, p. 37) a effectué une analyse semblable, mais sans doute sur une classe granulométrique plus petite. Il a estimé R_s par la méthode de Dunnet dans S_p ($\sim XY : R_s = 2,6$) et dans une surface subperpendiculaire à S_p et à la linéation ($\sim YZ : R_s = 1,7$).

Site	R_i	R_H	R_E	R_D	ϵ_s	ϵ_s (%)
S_p	PAS-BAYARD	1,60	1,55	1,6	50	25
	PEPIN	1,14	1,1	1,1	50	47
	TOURNAVAUX	1,35	1,40	1,6	30	15
	BOGNY, MEUSE	2,01	2,20	2,0	50	42
	MONTCORNET-EN-F.	2,15	2,20	2,2	30	50
S_o	PAS-BAYARD	1,86	1,68	1,8	50	—
	PEPIN	2,03	2,00	2,0	50	42
	TOURNAVAUX	2,27	2,40	2,2	50	50
	MONTCORNET-EN-A.	2,87	2,10	3,0	100	70

Tableau I. — Résultats des estimations de R_s .

- n = effectif ;
- R_H = moyenne harmonique (Lisle, 1977) modifiée (Meilliez, 1983) ;
- R_E = estimateur graphique d'Elliott (1970) ;
- R_D = estimateur graphique de Dunnet (1969) ;
- ϵ_s = élongation retenue pour la discussion ;
- $S = (l_1 - l_0) / l_0$

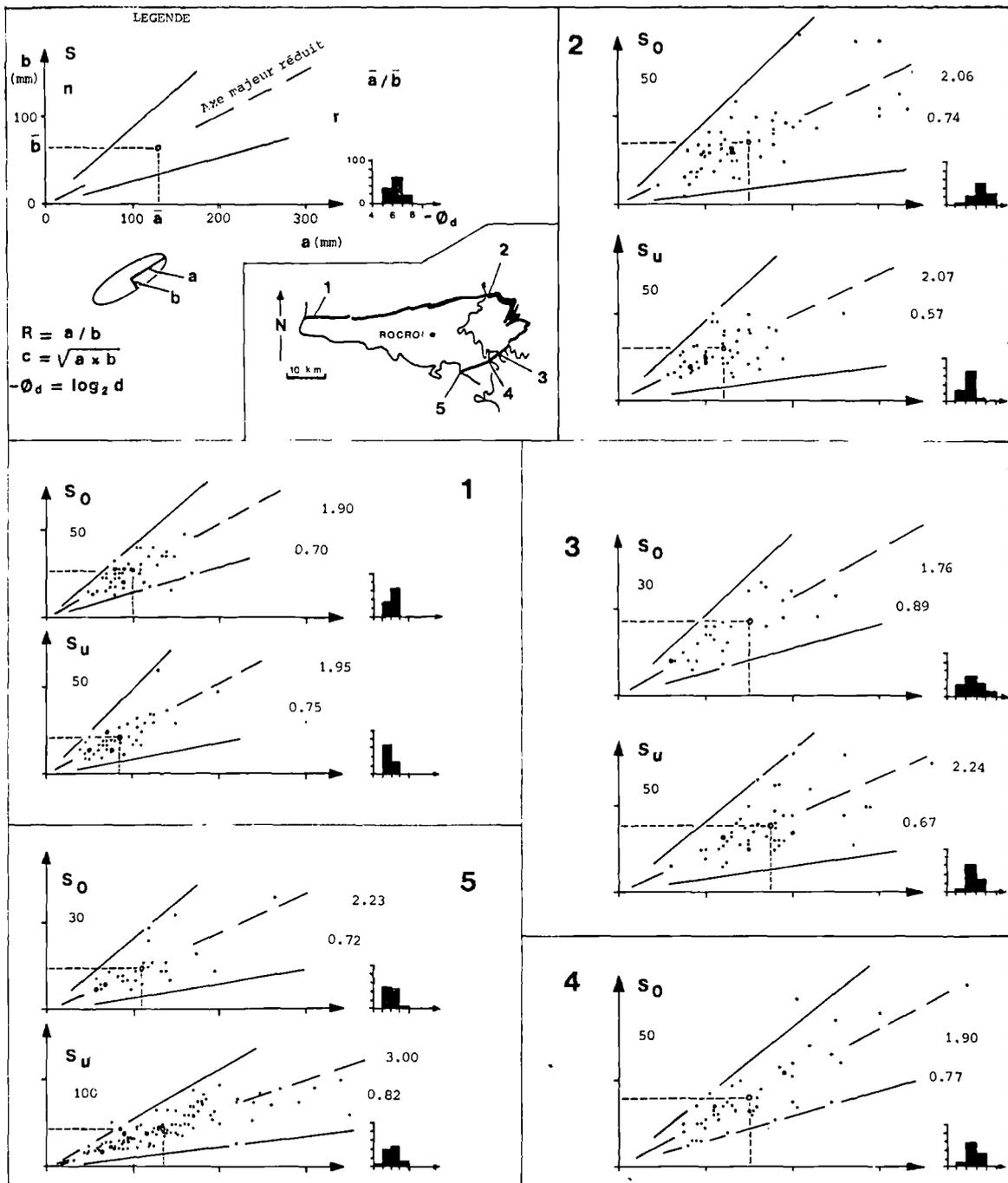


Fig. 5A. — La fabrique des sections de galets observées : la taille.

Légende : Diagrammes croisés des mesures du grand axe (a) et du petit axe (b) et calcul du coefficient de corrélation (r) entre a et b ; histogrammes des valeurs de la taille fictive (d), exprimée en unités Ø (Meilliez, 1983); n = effectif.

Les schémas 1 à 5 renvoient à la localisation sur la carte centrale.

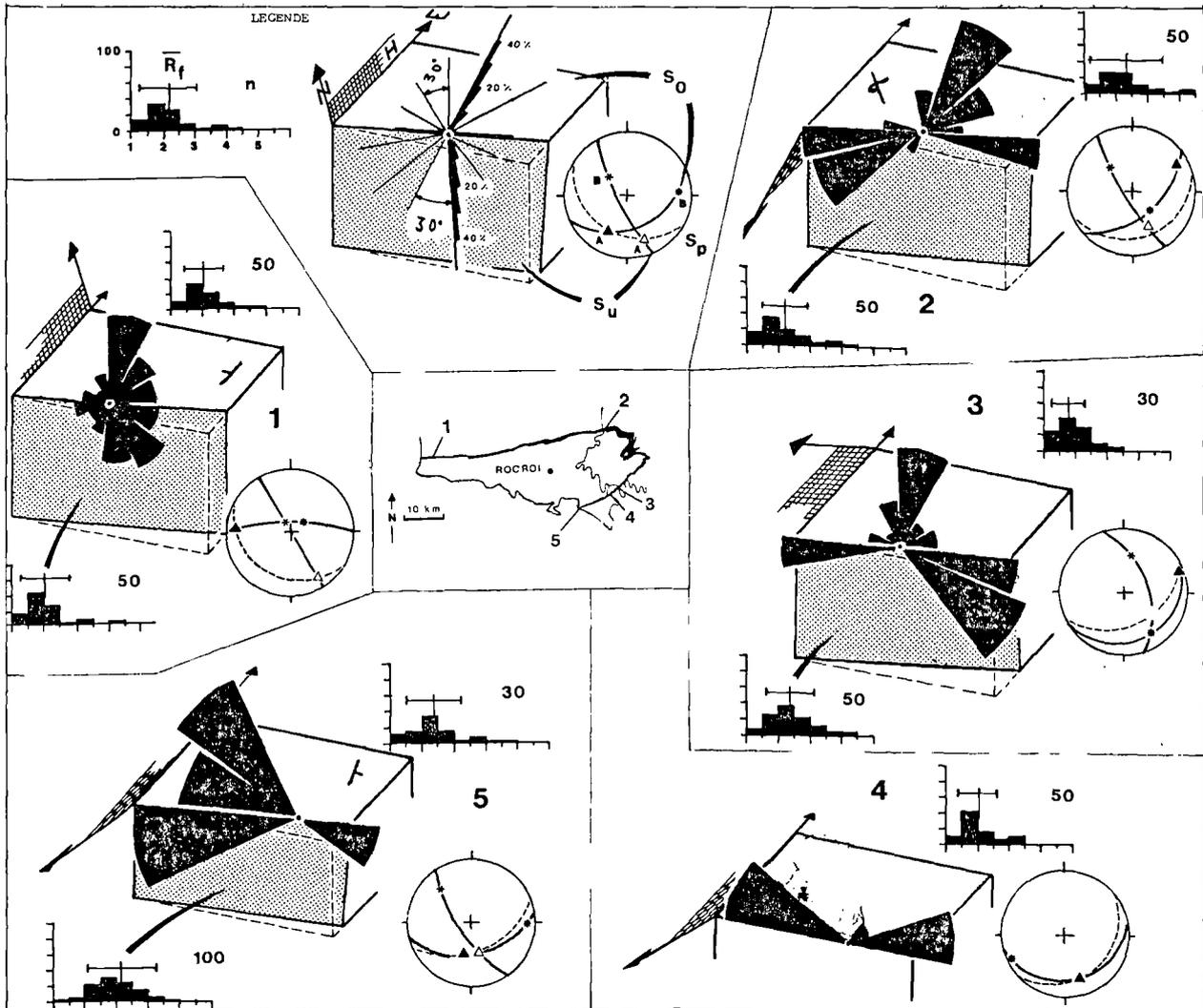


Fig. 5B. — La fabrication des sections de galets observées : la forme et l'orientation.

Légende : Histogrammes du paramètre R (segment horizontal = 2 écarts-types autour de la moyenne arithmétique). Stéréogrammes (canevas de Schmidt, hémis. inf.) donnant l'attitude des surfaces observées (fracture S_u , stratification S_o) et l'orientation moyenne du grand axe (A) et du petit axe (B) des sections mesurées. Sur chaque surface, un histogramme en demi-rosace indique la dispersion autour de A , par secteurs de 30° . H = plan horizontal.

Les schémas 1 à 5 renvoient à la localisation sur la carte centrale.

La direction de l'éirement maximal dans chaque surface observée, est évaluée graphiquement (fig. 6). Cette direction ne coïncide pas partout avec T_p , contrairement à l'hypothèse initiale ($XY \sim S_p$). La différence exprime l'approximation faite dans toute analyse de déformation (voir plus haut).

En fin de compte, le nécessaire compromis entre le temps consacré au recueil de mesures significatives et celui requis par l'interprétation de traitements sta-

tistiques exigeants, conduit à ne retenir que des méthodes robustes qui indiquent un ordre de grandeur significatif des résultats. Celui-ci est présenté pour chaque surface étudiée (fig. 7) :

- par une section de l'ellipsoïde local de déformation finie,
- par une section moyenne des galets les plus excentrés indiquant la trace du plan d'imbrication initial (cf. § II-C-1).

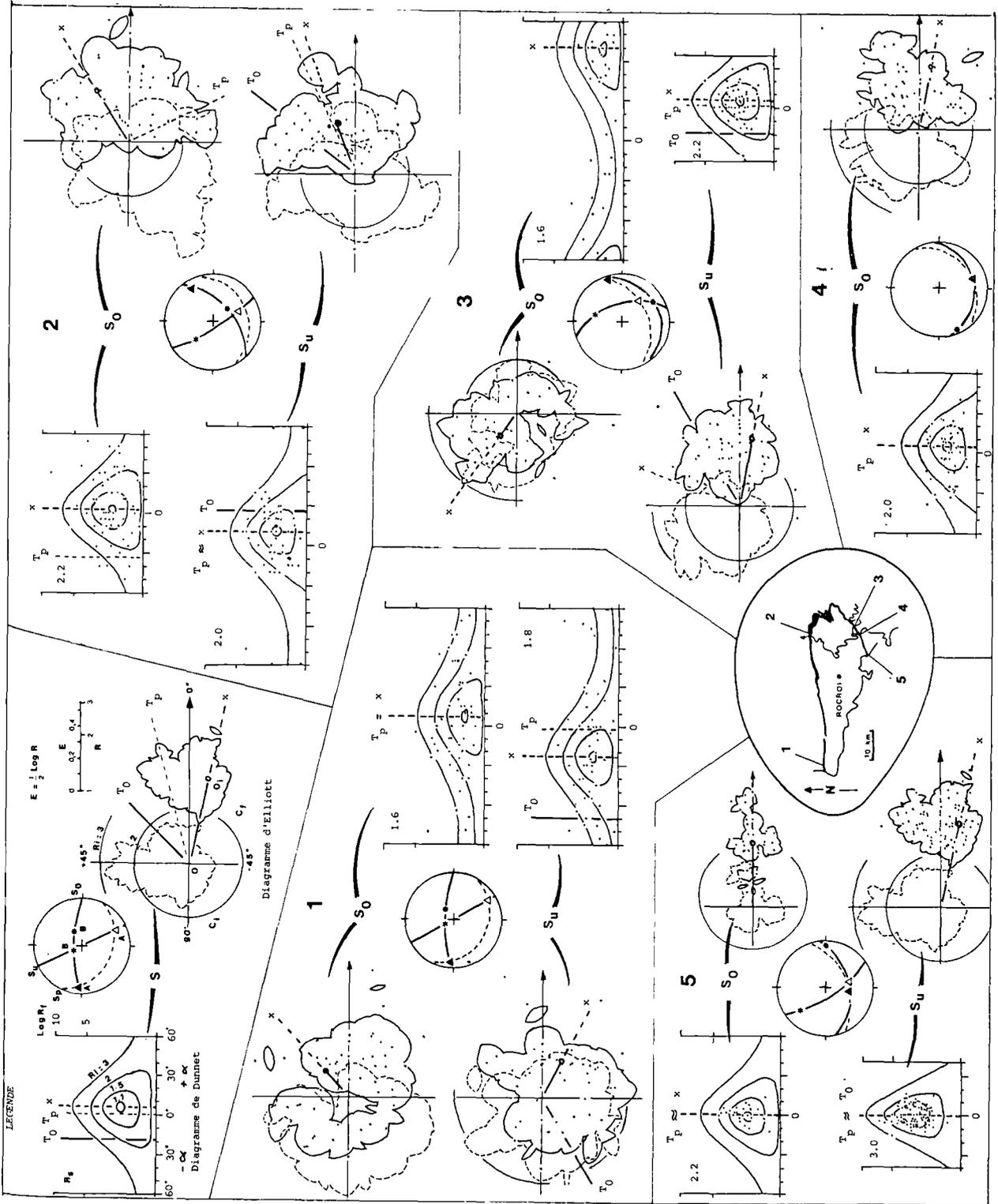


Fig. 6. — Analyse graphique de la déformation, par les méthodes de Dunnet (1969) et d'Elliott (1970) (légende). Les stéréogrammes sont repris de la fig. 5 (voir discussion dans le texte). T_p = Trace de S_p ; T_0 = trace de S_0 . Les schémas 1 à 5 renvoient à la localisation sur la carte centrale.

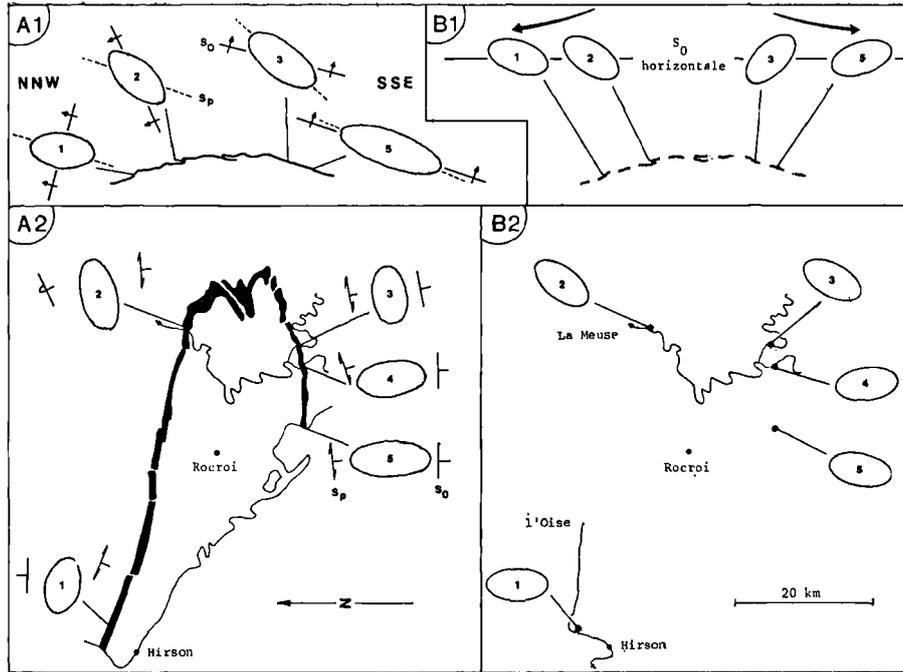


Fig. 7. — Estimations de la déformation (A) et de la fabrique initiale (B).

Les estimations sont faites dans chaque cas : A₁ et B₁ dans le plan S_u, assimilé à un plan vertical orienté NNW-SSE ; (A₂ et B₂) dans le plan S₀, considéré rabattu à l'horizontale en chaque site étudié. La fabrique initiale est estimée pour une section de galets moyenne Ri ≥ 2 ; dans le plan S_u (B), les flèches indiquent le sens d'écoulement des courants transporteurs.

Les résultats numériques et graphiques sont remarquablement cohérents ; ils ne reflètent pas les hétérogénéités locales de la déformation que Holm (1983) souligne ailleurs.

Les résultats actuels de cette analyse de la déformation de la Formation de Fépin sont :

- les liens géométriques étroits, visibles en coupe et en plan, entre l'allure régionale de la stratification, l'attitude de la schistosité, et la déformation des galets ;
- le régime de déformation variant entre un étirement net, méridien, ductile sur le flanc sud de l'anticlinorium, et un étirement modéré, ouest-est, moins ductile sur le flanc nord ;
- une estimation de la fabrique initiale des galets : elle montre un plan d'imbrication qui plonge de façon centripète autour du massif de Rocroi, de la même façon que le grand axe des galets (fig. 6) ; une telle fabrique suggère un transport en suspension des galets, dans des courants de forte densité, centrifuges autour du massif calédonien (fig. 7. Davies et Walker, 1974).

IV. — CONCLUSIONS

Sous l'ensemble puissant et monotone des Schistes de Mondrepuis, et équivalents (Asselberghs, 1946), la série éodévonienne de l'Ardenne débute par des dépôts hétérogènes peu épais (1 à 60 m) qui cachètent un paléorelief raviné, développé à l'aval de pentes fortes. Des conglomérats comblent les points bas de ce paléorelief. Les uns résultent de coulées boueuses chaotiques, peu épaisses ; les autres témoignent d'un transport plus long, ou répété, en partie en suspension dans des courants de densité et de vitesse élevées, dévalant des chenaux avant de dissiper leur énergie par un épandage à l'aval. Les dépôts conservés sont actuellement plus abondants et grossiers au sud et au sud-est qu'au nord du massif. Leur succèdent des grès grossiers, bien stratifiés et lenticulaires. Selon les endroits, les structures sédimentaires qu'on y rencontre suggèrent d'y reconnaître tantôt des épandages intermittents ("inondites" ? de Einsele, 1982), remaniés en milieu fluvial ou littoral pour certains, tantôt des turbidites extraites par

criblage à l'aval d'un courant à charge conglomératique (Bluck, 1964 ; Walker, 1975, 1981).

Vers le sommet de la série, deux faciès fins très différents sont localement intercalés. Le premier, des schistes organiques noirs, témoigne de la présence d'anciens milieux confinés, épisodiquement envahis de grès grossiers. Ces schistes ont été remaniés, redéposés à l'aval sous forme de galets mous et de débris millimétriques donnant une teinte grise aux grès qui les contiennent (c'est "l'arkose grise" de Gosselet qui ne peut, de ce fait, avoir valeur de niveau repère). Le second faciès fin regroupe des carbonates récifaux et périrécifaux, associés à des schistes sombres. Ces deux faciès paraissent exclusifs : les schistes noirs se rencontrent à l'ouest d'une ligne Hargnies - Montcornet-en-Ardenne, et les carbonates à l'est (fig. 1). Seule la coupe CM2, à Montcornet, recèle un mince banc de chacun de ces faciès (fig. 3).

En bref, la Formation de Fépin se compose des trois lithozones A (conglomératique), B (gréseuse) et C (à grain fin). Dans toutes les coupes, ces unités sont latéralement imbriquées de telle sorte que la lithozone A domine la base, et que la lithozone C est intercalée dans la partie supérieure de la série. Quel environnement sédimentaire et quel contexte géodynamique ont pu laisser un dépôt aussi hétérogène que peu puissant ?

Les dépôts conglomératiques de la lithozone A résultent sans doute de phénomènes météorologiques violents (Reading, 1978), communs aux latitudes intermédiaires où devait se situer l'Ardenne au Siluro-Dévonien (Heckel et Witzke, 1979 ; A.I.S.H., 1981 ; Frécaut et Pagny, 1983), et correspondent aux conditions suivantes :

- un climat marqué par des précipitations épisodiques abondantes, déterminant un écoulement superficiel apte à emmener éboulis et colluvions ;
- des pentes fortes à l'amont, sans être nécessairement élevées ;
- des sites abrités, envasés, à l'origine des schistes noirs (lithofaciès VII) ;
- des sites protégés des actions précédentes, et pouvant accueillir des constructions récifales (lithofaciès VIII) ;
- une morphologie accidentée, favorisant les apports terrigènes, et contrôlant une dynamique sédimentaire à évolution rapide (Miall, 1981).

En bref, les influences marines et alluviales paraissent interférer en de nombreux points, suggérant une instabilité marquée de la ligne de rivage de cette partie de l'Ardenne située à la périphérie du Continent des Vieux Grès Rouges (Allen, 1979 ; Blicck, 1982).

Cartographiquement, la Formation de Fépin constitue une bande étroite qui enveloppe le massif de

Rocroi. Elle esquisse ainsi la forme acquise par l'anticlinorium de la Haute-Ardenne à la suite des déformations post-gédinniennes.

La nature et la géométrie variables des unités sédimentaires de la Formation de Fépin ont induit des comportements rhéologiques variables au cours de ces déformations. Il en résulte que des unités différentes montrent des structures mésoscopiques différentes. En particulier, les conglomérats grossiers de la lithozone A ont enregistré une déformation régionale ductile hercynienne, synchrone du métamorphisme épizonal (Beugnies, 1963), et se traduisant par une schistosité pénétrative et une modification de la forme et de l'orientation des galets. L'analyse statistique de celles-ci en quelques sites (fig. 1), suggère que la déformation se soit faite par étirement subméridien sur le flanc sud de l'anticlinorium, par aplatissement et faible étirement est-ouest sur le flanc nord (fig. 13).

Enfin, la discordance qui sépare la Formation de Fépin des séries grésopélitiques cambriennes plissées est une surface irrégulière, et non la surface de décollement imaginée par Kaisin (1936). Des glissements locaux, dans les surfaces de stratification à l'intérieur de la Formation de Fépin, restent limités à des rejets métriques. Les failles régionales, considérées par cet auteur comme semelles d'écaillés, sont connues dans les pélites du Dévonien inférieur, coupent la Formation de Fépin et s'enracinent dans le massif cambrien (fig. 1 ; Beugnies, 1983). Elles ont probablement été le siège de multiples déplacements depuis le Dévonien jusqu'à l'Actuel (Colbeaux, 1983) difficiles à dater.

La Formation de Fépin apparaît donc comme un marqueur. Son hétérogénéité lithostratigraphique, et sa faible puissance, évoquent des environnements de transition fossilisés par une rapide transgression éodévonnienne.

Les déformations postgédinniennes se reflètent différemment selon la lithozone observée :

- raccourcissement régional par plis et fractures ;
- déformation ductile associée au métamorphisme : son estimation à partir des galets met en évidence des variations locales dans un champ régional d'aplatissement ;
- fracturation régionale.

Ainsi ont été enregistrés les effets cumulés des déformations hercynienne et alpine dans l'enveloppe du massif cambrien de Rocroi.

Remerciements. — Ils s'adressent à tous ceux qui, sur le terrain ou au laboratoire, ont contribué à la réalisation de ce travail : A. Beugnies, A. Blicck, H. Chamley, A. Desprairies, B. Hébert, M. Lequin, C. Meilliez, J.F. Raoult, Ph. Steemans.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) A.I.S.H. (Association Internationale des Sciences Hydrologiques) (1981). — Mesure de l'érosion et du transport des sédiments. Actes Coll. Florence, A.I.S.H., Publ. n° 133, 528 p.
- 2) ALLEN J.R.L. (1979). — Old Red Sandstone facies in external basins, with particular reference to southern Britain. *Sp. papers in Palaeontology*, 23, p. 65-80.
- 3) A.S.F. (Association des Sédimentologues Français) (1982). — Les événements exceptionnels et leur enregistrement dans les séries sédimentaires. *Réunion spéc. Soc. Géol. France*, Paris, nov. 1982.
- 4) ASSELBERGHS E. (1946). — La Belgique aux temps éodévonien. *Bull. Acad. Roy. Sc. Belgique*, n° 29.
- 5) BAGNOLD R.A. (1954). — Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proc. Roy. Soc. (London)*, série A, 225, p. 49-63.
- 6) BEUGNIES A. (1963). — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 270. 155 p., 5 pl. ph., 6 ph. h.-t.
- 7) BEUGNIES A. (1964). — Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. dyn.*, 6, p. 269-277.
- 8) BEUGNIES A. (1968). — La géologie des environs de Naux (une mise au point qui s'impose). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVIII, p. 57-63.
- 9) BEUGNIES A. (1983). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CII, p. 165-173.
- 10) BLIECK A. (1982). — Les grandes lignes de la biogéographie des Hétérostracés du Silurien supérieur-Dévonien inférieur dans le domaine Nord-Atlantique. *Palaeogéogr., Palaeocl., Palaeoéco.*, 38, p. 238-316.
- 11) BLUCK B.J. (1964). — Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *J. Sed. Petr.*, 34, p. 395-400.
- 12) BLUCK B.J. (1967). — Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study of significance of bedding. *Scott. J. Geol.*, 3, p. 139-167.
- 13) BLUCK B.J. (1974). — Structure and directional properties of some valley sandur deposits in southern Iceland. *Sedimentology*, 21, p. 533-554.
- 14) BORRADAILE G.J. (1974). — Bulk finite tectonic strain estimates from the deformation of neptunian dykes. *Tectonoph.*, V. 22, p. 127-139.
- 15) BORRADAILE G.J. (1981). — Particulate flow of rock and the formation of cleavage. *Tectonoph.*, V. 72, p. 305-321.
- 16) BULTYNCK P. (1977). — Conodontes de la série de Liévin (Siluro-Dévonien) de l'Artois (Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 11-20.
- 17) COLBEAUX J.P. (1983). — L'évolution structurale du sud de la Belgique et du Nord de la France. *Bull. Soc. belge Géol.* (à paraître).
- 18) COLLINSON J.D. (1978). — Alluvial sediments in Sedimentary environments and facies. Ed. by Reading, H.-G., Blackwell, ch. 3, p. 15-60.
- 19) DAVIES I.C. et WALKER R.G. (1974). — Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enragé Formation, Cambro-Ordovician, Gaspé, Québec. *J. Sed. Petr.*, 44, p. 1200-1216.
- 20) DELVAUX de FENFFE D. (1980). — Etude micro-tectonique du bord sud du massif de Rocroi dans la région de Monthermé et Bogny-sur-Meuse. *Mém. de Licence*, Univ. Louvain-la-Neuve, 109 p., 17 pl. ph.
- 21) DELVAUX de FENFFE D. et LADURON D. (1983). — Analyse structurale au bord sud du massif de Rocroi (Ardenne Françaises). *Bull. Soc. belge Géologie* (à paraître).
- 22) DUMONT P. et HASNON M. (1975). — Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie (Ardenne belge). *Ass. Fr. Avanc. Sci.*, 4^e congrès. 8 p.
- 23) DUNNET D. (1969). — A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonoph.*, V. 7, p. 137-157.
- 24) DUNNET D. et SIDDANS A.W. B. (1971). — Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonoph.*, V. 12, p. 307-325.
- 25) EINSELE G. (1982). — General remarks about the nature, occurrence, and recognition of cyclic sequences (periodites). In "Cyclic and event stratification", Einsele et Seilacher éd., p. 3-7.
- 26) EINSELE G. et SEILACHER A., ed. (1982). — Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, 536 p.
- 27) ELLIOTT D. (1970). — Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, p. 2221-2236.
- 28) FRECAUT R. et PAGNEY P. (1983). — Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. Masson, Paris, 240 p.
- 29) GAY N.C. (1968). — Pure shear and simple shear deformation of inhomogeneous viscous fluids: 1) Theory. *Tectonoph.*, V. 5, n° 3, p. 211-234.
- 30) GEUKENS F. (1981). — Observations géologiques dans la région de Willerzie. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 104, p. 67-73.
- 31) GODEFROID J., STAINIER P. et STEEMANS P. (1982). — Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. In Plodowski G., Werner R. et Ziegler W., Field meeting on Lower and Lower Middle Devonian Stages in the Ardenno-Rhenish type area: Guidebook, p. 3-79, IUGS/SDS, Frankfurt/Main.
- 32) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 881 p.
- 33) HECKEL P.H. et WITZKE B.J. (1979). — Devonian world paleogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. *Sp. Paper in Palaeontology*, 23, p. 99-123.

- 34) HEDBERG H. (1979). — Guide stratigraphique international. Doin, Paris, 234 p.
- 35) HOLM P.E. (1983). — The effect of strain heterogeneity on graphical strain analysis methods. *Tectonop.*, 95, p. 101-110.
- 36) HUGON H. (1982). — Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardenne). *Thèse 3^e cycle*, Rennes, 98 p.
- 37) HUGON H. et LE CORRE Cl. (1979). — Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisailant progressif dans le massif cambrien de Rocroi (Ardenne). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 289, D, p. 615-618.
- 38) KAISIN F. (1936). — Compte rendu de la session extraordinaire de la Soc. belge de Géologie et de la Soc. Géol. de Belgique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 45, p. 357-427.
- 39) KELLING G. et HOLROYD J. (1978). — Clast size, shape and composition in some ancient and modern fan gravels. In *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*, ed. by Stanley and Kelling, p. 138-159.
- 40) KLEIN Cl. (1976). — Discordances tectonisées et phénomènes connexes en Ardenne. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 282, p. 153-156.
- 41) KOMAR P.D. (1976). — Boundary layer flow under steady unidirectional currents. In "Marine sediment transport and environmental management", éd. par Stanley et Swift, Wiley et Sons, p. 91-106.
- 42) LAMING D.J.C. (1966). — Imbrication, palaeocurrents and other sedimentary features in the Lower New Red Sandstone, Devonshire, England. *J. Sed. Petr.*, 36, p. 940-959.
- 43) LARSEN V. et STEEL R.J. (1978). — The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial fan - a study of textural inversion. *Sedimentology*, 25, p. 37-59.
- 44) LINDSAY J.F. (1968). — The development of clast fabric in mudflows. *J. Sed. Petr.*, 38, p. 1232-1253.
- 45) LISLE R.J. (1977). — Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol.-Mijnbouw*, 56, p. 140-144.
- 46) MARTIN F. (1971). — Observations microscopiques sur les schistes noirs de l'Arkose d'Haybes (Gédinnien inférieur) à Fépin (Ardenne française). *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. Belgique*, 47, p. 42.
- 47) MEILLIEZ F. (1981). — Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardenne). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 101-104.
- 48) MEILLIEZ F. (1983). — Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaire et tectonique dans le Poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CII, p. 153-163.
- 49) MIALI A.D. (1981). — Alluvial sedimentary basins: tectonic setting and basin architecture. In *Sedimentation and tectonics in alluvial basins*. Ed. by A.D. Miall. *The Geol.-Ass. Canada*, sp. paper, 23, p. 1-34.
- 50) MIDDLETON G.V. et HAMPTON M.A. (1976). — Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In *Marine sediment transport and environmental management*, ed. by Stanley et Swift, Wiley, p. 197-218.
- 51) OERTEL G. (1978). — Strain determination from the measurement of pebble shapes. *Tectonop.*, V. 50, T1-T7.
- 52) PAQUET J. et WATERLOT G. (1970). — Découverte d'un Euryptéridé (*Eriopterus brewsteri* Woodward) dans l'arkose d'Haybes, à Fépin (Gédinnien inférieur de l'Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XC, p. 45-48.
- 53) RAHN P.H. (1967). — Sheetfloods, streamfloods and the formation of pediments. *Ann. Ass. Amer. Geogr.*, 57, p. 593-604.
- 54) RAMSAY J.G. (1982). — Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. In Hsü K.J. ed.: "Mountain building processes". *Academic Press*, p. 111-128.
- 55) READING H.G. (1978). — Facies. In *Sedimentary environments and facies*, Reading H.G., ed., ch. 4, p. 4-14.
- 56) RUPKE N.A. (1978). — Deep clastic seas. In *Sedimentary environments and facies*, Reading H.G., ed., Blackwell, ch. 12, p. 372-415.
- 57) SIDDANS A.W.B. (1980). — Analysis of three-dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonop.*, V. 64, p. 1-16.
- 58) STANLEY D.J. et KELLING G. (1978). — Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches. Dowden, Hutchinson et Ross Inc.
- 59) STEEMANS Ph. (1981). — L'âge du Poudingue de Fépin (base du Gédinnien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 90, p. 331-340.
- 60) STOW D.A.V. (1981). — Laurentian fan: morphology, sediments, processes, and growth pattern. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65, p. 375-393.
- 61) TURNER J. et WEISS L. (1963). — Structural analysis of metamorphic tectonites. New-York, McGraw-Hill, 546 p.
- 62) WALKER R.G. (1975). — Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 737-748.
- 63) WALKER R.G. (1981). — Turbidites and associated coarse clastic deposits. *Geoscience Canada*, reprint series 1, p. 91-103.
- 64) WATERLOT G. (1937). — Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 195, p. 77-129.
- 65) WATERLOT G. (1945). — L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases de plissements calédoniens et hercyniens. *Bull. Soc. Géol. France*, 15, p. 3-44.
- 66) WATERLOT G. (1959). — Sur la présence de *Pterygotus* sp. dans l'arkose d'Haybes à Fépin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIX, p. 87-88.
- 67) WATERLOT G. (1974). — Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (Ardenne et Boulonnais). In *Géologie de la France*, éd. par J. Debilmas, t. 1, p. 42-58. Doin, Paris.
- 68) WATERLOT G., BEUGNIES A. et BINTZ J. (1973). — Guide géologique régional: Ardenne, Luxembourg. Masson, Paris, 206 p.

Graptolites du Silurien de la région de Camprodon
Province de Gerone, Pyrénées orientales espagnoles

Graptolites del Silúrico de la región de Camprodon
Provincia de Gerone, Pirineos Orientales Espanoles

par Jean-Marie DEGARDIN (*)

(Planche I)

Résumé. — La découverte de nouveaux gisements à Graptolites permet de présenter la révision systématique de 20 espèces appartenant aux genres *Climacograptus*, *Petalograptus*, *Retiolites*, *Monoclimacis*, *Monograptus* et *Rastrites*. L'étude biostratigraphique des espèces rencontrées montre que la faune graptolitique de Camprodon, longtemps considérée comme restreinte aux seules zones 22 à 25 de l'ancien étage du Tarannon, est développée du Llandoveryen moyen au Wenlockien moyen.

Resumen. — El descubrimiento y el estudio de nuevas localidades fosilíferas con Graptolites han conducido a revisar la sistemática de 20 especies perteneciendo a los géneros *Climacograptus*, *Petalograptus*, *Retiolites*, *Monoclimacis*, *Monograptus* y *Rastrites*. El estudio bioestratigráfico de las especies encontradas demuestra que la fauna de Camprodon — previamente considerada como representando unicamente las zonas 22 hasta 25 del llamado Tarannoniense — se desarrolla desde el Llandoveryico medio hasta el Wenlockiano medio.

INTRODUCTION

Les terrains siluriens ont été signalés pour la première fois dans la région de Camprodon par Maestre (1845), qui observait des schistes ampéliteux extrêmement écrasés, surmontés de calcaires gris ou noirs renfermant de nombreux fossiles. Des gisements fossilifères furent décrits à diverses reprises et une importante faune de Graptolites fut reconnue (Barrois, 1901 ; Font y Sagué, 1902 ; Faura y Sans, 1913). Les principales espèces citées furent *Monograptus turriculatus* Barrande, *M. hisingeri* Carruthers, *M. Concinus* Lapworth, *M. galaensis* Lapworth, *M. lobiferus* M'Coy, *M. becki* Barrande, *M. gemmatus* Barrande, *Petalograptus* cf. *palmeus* Barrande, *Diplograptus* cf. *pristis* Hisinger, *Cyrtograptus grayi* Lapworth, *M. priodon* Bronn. Ces différentes espèces, sauf les deux dernières qui indiquent la

base du Wenlockien, appartiennent à la faune dite du Tarannon, soit aux zones 22 à 25 de la zonation classique de Elles et Wood (1901-1918). Cette première liste fut complétée par les observations de Faura y Sans et les déterminations de Dollé (1914) qui reconnut *Monograptus priodon* Bronn, *M. vomerinus* Nicholson, *M. dubius* Suess et *M. capillaceus* Tullberg au Collado Verde situé à mi-chemin entre Ribas de Fresser et Camprodon.

De nombreux gisements furent signalés par Dalloni (1930) mais, malheureusement, les informations données sont peu précises et non localisées sur le terrain. Seule une liste d'espèces pour l'ensemble des gisements de la région est citée et permet l'attribution de la faune au Tarannon.

Le but de ce travail est de donner l'analyse des gisements de Graptolites que j'ai observés et de montrer, en raison de la grande abondance de spécimens bien préservés, que la "faune de Camprodon" ne se limite pas aux seules zones 22 à 25 de l'ancien sous-étage du Tarannon, mais que celle-ci est présente du Llandoveryen moyen au Wenlockien. Dans ce travail, j'ai égale-

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

Note présentée le 1^{er} Décembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Novembre 1983.

ment situé les gisements des Graptolites conservés au musée du Séminaire de Barcelone lorsque la précision du lieu est indiquée (*).

I. — SITUATION GEOGRAPHIQUE ET APERÇU STRATIGRAPHIQUE

La région étudiée est située sur le versant septentrional de la Sierra Caballera, entre le rio Ter et son affluent de la rive droite, le rio Fresser, à la latitude de Ribas-de-Fresser et de Camprodon (fig. 1).

Trois secteurs particuliers ont été choisis. D'Ouest en Est, nous distinguons les gisements de Ribas-de-Fresser, ceux de la région de Pardinas et enfin ceux de la région de Camprodon.

Tous les gisements de Graptolites ont été observés dans les terrains siluriens qui affleurent en une bande relativement étroite que l'on peut suivre du village de Campellas à celui de Rocabrana en passant par Camprodon.

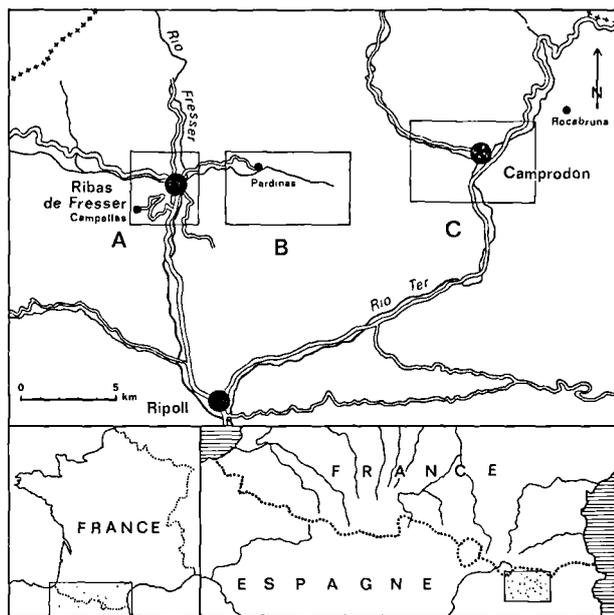


Fig. 1. — Situation géographique de la région étudiée.

A, secteur de Ribas de Fresser. — B, secteur de Pardinas.
C, secteur de Camprodon.

(*) Je remercie vivement Monsieur Cazalda, du Musée et Laboratoire de Géologie du Séminaire de Barcelone, pour l'aide qu'il m'a apportée pour retrouver les échantillons et les gisements de Font y Sagué.

Les terrains siluriens sont représentés dans cette région essentiellement par une série pélitique avec quelques intercalations carbonatées vers le sommet.

De la base au sommet, la série silurienne comprend :

- 120 à 150 m de pélites noires, graphiteuses à Graptolites. Localement, ces pélites présentent un débit en grandes plaques ardoisières ;
- 40 à 50 m de pélites noires emballant de nombreux nodules calcaires. Peu de Graptolites ont été récoltés dans ces pélites, mais les nodules renferment une riche faune d'Orthocères et de Lamellibranches, dont *Cardiola interrupta* Sowerby, permettant d'attribuer un âge wenlockien moyen à supérieur à ce niveau noduleux ;
- 15 à 20 m de calcaires gris à noirs, en bancs décimétriques, très fossilifères, surmontés par les calcaires dévoniens.

II. — INVENTAIRE DES GISEMENTS DE GRAPTOLITES

Les figures de situation des gisements ont été effectuées à partir des cartes topographiques suivantes : Ripoll : 1/50.000 ; Prats-de-Mollo-la-Preste : 1/50.000 ; Campellas : 1/25.000.

Les longitudes indiquées sur les cartes sont données par rapport au méridien de Madrid. Pour les repérer selon le méridien de Greenwich, il faut retrancher 3° 41' 14''.

Les coordonnées des gisements sont celles du quadrillage kilométrique de la projection Lambert.

A) LES GISEMENTS DE LA REGION DE RIBAS-DE-FRESSER

La fig. 2 montre l'emplacement des gisements 1 et 2.

1) Gisement n° 1 : Gisement de la route de Campellas.

- Situé à l'intersection de la route Ribas-Campellas et de la piste descendant de San Antonio de Ribas.
- x : 81,70 ; y : 71,15 ; altitude : 1.135 m.
- Pélites noires, altérées en surface, renfermant de nombreuses empreintes de Monograptidés.
- Dalloni (1930) cite les formes suivantes : *Monograptus marri* Perner, *M. dextrorsus* Lapworth, *M. crenulatus* Tornquist, *M. triangulatus* Harkness, *M. priodon* Bronn, *Climacograptus tornquisti* Elles et Wood.
- Pour ma part, j'y ai récolté : *Monoclimacis galaensis* (Lapworth), *Monograptus involutus* Lapworth, *M. priodon* (Bronn), *M. proteus* (Barrande), *M. planus* (Barrande), *M. turriculatus* (Barrande), *M. undulatus* Elles et Wood.

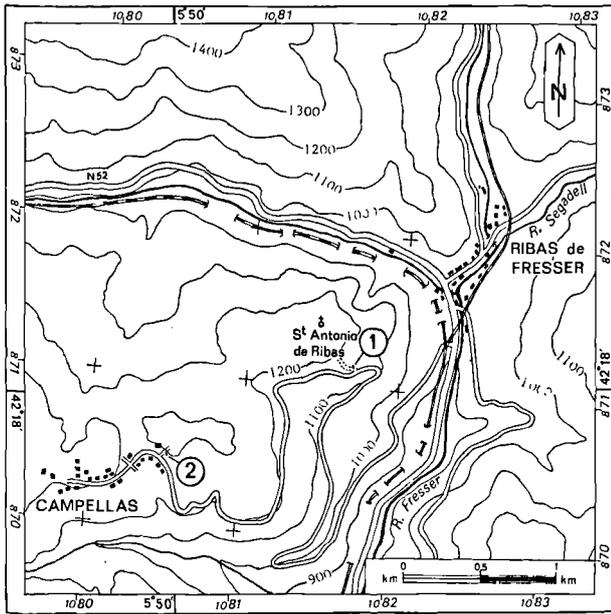


Fig. 2. — Localisation des gisements fossilifères du secteur de Ribas de Fresser.

— Age du gisement : zones 22 à 25 du Llandovérien supérieur.

2) Gisement n° 2 : Gisement de Campellas.

- Situé à l'Ouest du village de Campellas, dans le talus de la piste à l'entrée de la petite carrière.
- x : 80,52 ; y : 70,45 ; altitude : 1.280 m.
- Les Graptolites sont sous forme d'empreintes généralement en mauvais état de conservation. J'ai cependant pu reconnaître *Monograptus proteus* (Barrande) et *M. undulatus* Elles et Wood.
- Age du gisement : zones 22 et 23 du Llandovérien supérieur.

B) LES GISEMENTS DE LA REGION DE PARDINAS

La fig. 3 permet de situer les gisements 3 et 4.

1) Gisement n° 3 : Gisement du Collado verde.

- Situé sur le flanc du Mont Caballera au Sud-Est du Collado verde.
- x : 90,80 ; y : 71,72 ; altitude : 1615 m.
- Pélites noires, très friables, visibles dans une zone d'érosion. Les empreintes de Graptolites sont très abondantes.

— J'ai récolté : *Climacograptus rectangularis* (M'Coy), *Cl. scalaris scalaris* (Hisinger), *Monoclimacis crenularis* (Lapworth), *Monograptus intermedius* (Carruthers), *M. proteus* (Barrande), *M. undulatus* Elles et Wood, *M. triangulatus triangulatus* Harkness, *Rastrites peregrinus socialis* Tornquist.

— Age du gisement : zones 19-21 du Llandovérien moyen.

2) Gisement n° 4 : Gisement du Vall de Ribas.

- Situé sur le versant gauche du ravin du rio Segadell, au Sud du Collado verde.
- x : 90,52 ; y : 71,67 ; altitude : 1.585 m.
- Schistes noirs se débitant en plaques à la surface desquelles de nombreux Graptolites en très bon état sont visibles.
- Dollé (1914) y décrit : *Monograptus capillaceus* Tullberg, *M. dubius* Suess, *M. priodon* Bronn, *M. vomerinus* Nicholson.
- Dalloni (1930) cite également : *Monograptus marri* Perner, *M. priodon* Bronn.
- Pour ma part, je n'y ai récolté que *M. priodon* (Bronn) et *M. riccartonensis* Lapworth.
- Age du gisement : Wenlockien inférieur.

C) LES GISEMENTS DE CAMPRODON

La fig. 4 indique l'emplacement des gisements 5 à 14.

1) Gisement n° 5 : Gisement de la Barjolada.

- Situé au Sud du hameau d'Abella, sur la colline entre les vallées des Riera d'Abella et Negre.
- x : 94,10 ; y : 70,98 ; altitude : 1.225 m.
- Schistes noirs à patine d'altération grisâtre. Les nombreux Graptolites sont généralement altérés et subsistent sous la forme de moules externes.
- J'y ai recueilli : *Monograptus delicatulus* Elles et Wood, *M. intermedius* (Carruthers), *M. involutus* (Lapworth), *M. priodon* (Bronn).
- Age du gisement : Llandovérien moyen.

2) Gisement n° 6 : Gisement de Les Cortades.

- Situé dans la forêt au NE de Les Cortades.
- x : 97,30 ; y : 71,45 ; altitude : 1.020 m.
- Pélites noires très altérées, dans lesquelles je n'ai trouvé que des empreintes de Monograptidés mal conservées.
- Font y Sagué (1902) y a reconnu : *Cyrtograptus grayi* Lapworth, *Monograptus* sp.
- Age du gisement : Wenlockien inférieur.

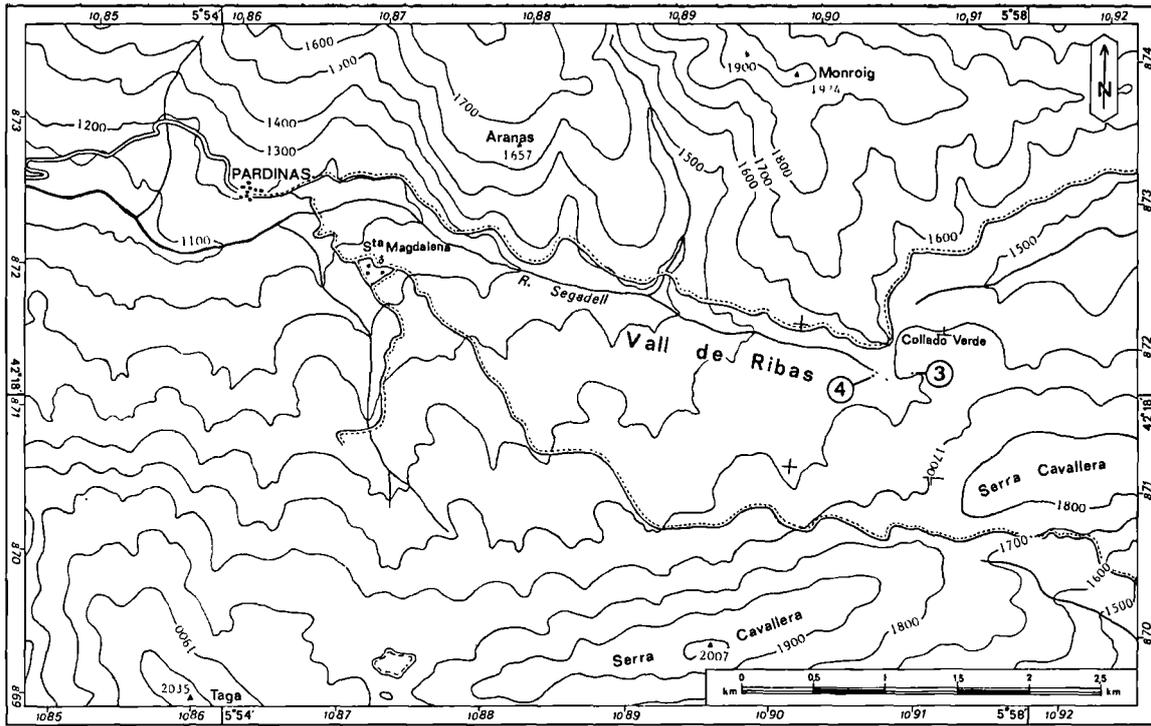


Fig. 3. — Localisation des gisements fossilifères du secteur de Pardinàs.

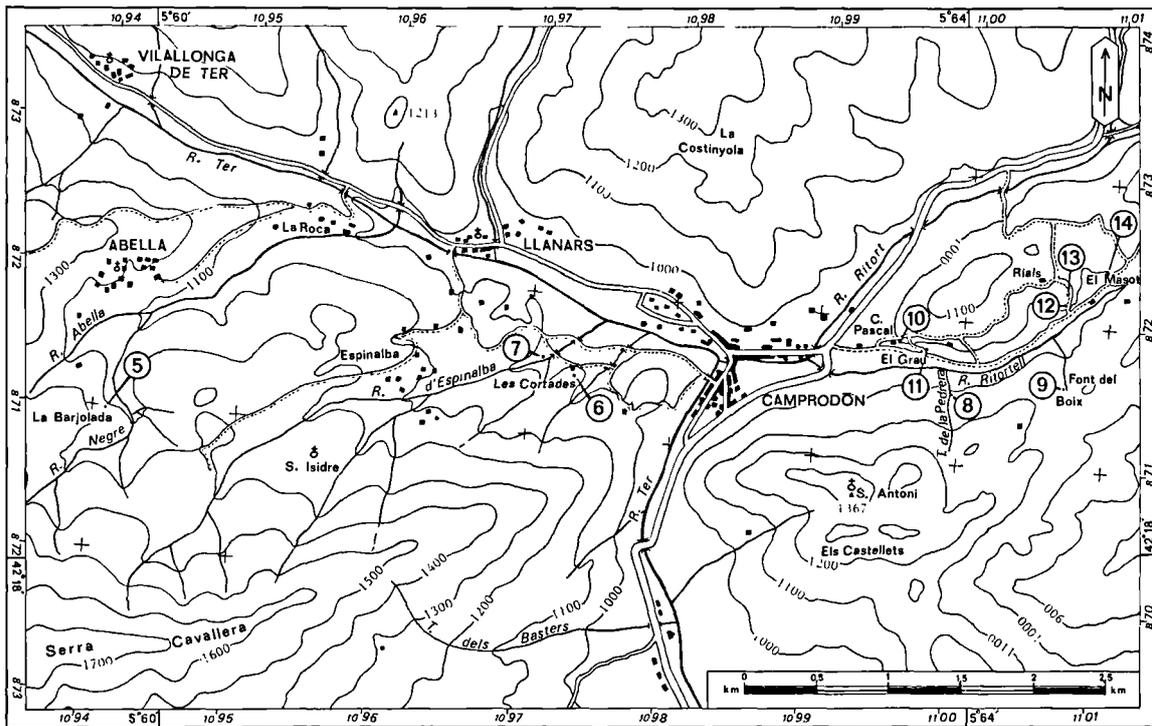


Fig. 4. — Localisation des gisements fossilifères du secteur de Camprodon.

3) **Gisement n° 7 : Gisement du Torrent de l'Espinalba.**

- Situé à 200 m au NE de Les Cortades.
- x : 97,10 ; y : 71,58 ; altitude : 985 m.
- Pérites noires très altérées, dans lesquelles je n'ai recueilli que quelques empreintes de Monograptidés indéterminables.
- Font y Sagué (1902) a recueilli *Monograptus* sp.

4) **Gisements n° 8 et 9 : Gisements du Torrent de la Pedrera et de la Font del Boix.**

- Gisements non indiqués avec précision et non retrouvés.
- Barrois (1901), Font y Sagué (1902), Faura y Sans (1913) ont cité la présence de : *Cyrtograptus grayi* Lapworth, *Diplograptus* cf. *pristis* Hisinger *Petalograptus* cf. *palmeus* Barrande, *Monograptus becki* Barrande, *M. concinnus* Lapworth, *M. galaensis* Lapworth, *M. gemmatus* Barrande, *M. hisingeri* Carruthers, *M. turriculatus* Barrande.
- Age du gisement : Llandovérien moyen et supérieur.

5) **Gisement n° 10 : Gisement de C. Pascal (Mas Llandrius).**

- Situé à proximité de la Maison Pascal.
- x : 99,55 ; y : 71,85 ; altitude : 1.000 m.
- Gisement non retrouvé.
- Font y Sagué (1902) y cite : *Monograptus nudus* Lapworth, *Monograptus* sp., *Monograptus* cf. *jaculum* Lapworth.
- Age du gisement : Llandovérien moyen :

6) **Gisement n° 11 : Gisement El Grau.**

- Situé sur la rive droite du Rio Ritortell, au croisement de la piste descendant de C. Pascal avec le chemin de Camprodon à Rocabrana.
- x : 99,75 ; y : 71,80 ; altitude : 990 m.
- Schistes noirs à patine d'altération de teinte rouille, très tectonisés. Peu de Graptolites ont été récoltés en raison de la schistosité qui est perpendiculaire à la stratification.
- Les Graptolites que j'ai récoltés sont : *Climacograptus scalaris scalaris* (Hisinger), *Monograptus nicholsoni* Perner, *Petalograptus palmeus* var. *ovatoelongatus* (Kurck).
- Age du gisement : Llandovérien moyen :

7) **Gisement n° 12 : Premier gisement de Rials.**

- Situé sur la nouvelle piste qui relie la ferme Rials au chemin de Camprodon, à quelques dizaines de mètres seulement du croisement.
- x : 00,67 ; y : 72,15 ; altitude : 1.005 m.

— Schistes noirs altérés en surface, très riches en empreintes de Graptolites et de Trilobites.

— J'y ai recueilli : *Monograptus distans* (Portlock), *M. priodon* (Bronn), *M. proteus* (Barrande), *M. riccartonensis* Lapworth, *Retiolites geinitzianus geinitzianus* Barrande.

— Age du gisement : Llandovérien supérieur - Wenlockien.

8) **Gisement n° 13 : Deuxième gisement de Rials.**

- Situé à 200 m au NE du gisement n° 12, sur la piste conduisant à Rials.
- x : 00,67 ; y : 72,20 ; altitude : 1.015 m.
- Schistes noirs altérés en surface, riches en Monograptidés.
- Les Graptolites que j'ai reconnus sont : *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg), *Monograptus priodon* (Bronn), *M. riccartonensis* Lapworth.
- Age du gisement : Wenlockien.

9) **Gisement n° 14 : Gisement El Masot.**

- Situé dans la vallée du torrent El Masot, sur la rive droite du rio Ritortell, à 20 m du chemin Camprodon-Rocabruna.
- x : 00,95 ; y : 72,38 ; altitude : 995 m.
- Schistes noirs, à patine d'altération de teinte blanchâtre, à nombreuses empreintes de Graptolites.
- Font y Sagué (1902) y a recueilli : *Gladiograptus geinitzianus* Barrande, *Monograptus becki* Barrande, *M. bohemicus* Barrande, *M. clintonensis* Hall, *M. delicatulus* Elles et Wood, *M. discus* Tornquist, *M. gemmatus* Barrande, *M. involutus* Lapworth, *M. linnarssoni* Tullberg, *M. lobiferus* M'Coy, *M. nodifer* Tornquist, *M. priodon* (Bronn), *M. riccartonensis* Lapworth, *M. turriculatus* Barrande, *Rastrites peregrinus* Barrande.
- Les Graptolites que j'ai pu récolter sont : *Monograptus involutus* Lapworth, *M. priodon* (Bronn), *M. riccartonensis* Lapworth, *Retiolites geinitzianus geinitzianus* Barrande.
- Age du gisement : Llandovérien supérieur - Wenlockien.

D'autres gisements de Graptolites sont encore signalés dans la littérature mais, malheureusement, peu de précisions sont données quant à leur situation. De plus, malgré mes recherches, des gisements n'ont pu être retrouvés. Ils ont totalement disparu sous la végétation.

De nombreux échantillons récoltés par Font y Sagué dans la région de Camprodon et conservés au Musée du Séminaire de Barcelone n'ont pu être replacés dans ce travail en raison du manque d'informations sur l'emplacement des gisements.

III. — ETUDE SYSTEMATIQUE DES GRAPTOLITES

Classe GRAPTOLITHINA Bronn, 1846

Ordre GRAPTOLOIDEA Lapworth, 1875

Sous-ordre DIPLOGRAPTINA Lapworth, 1880,
emend. Bulman, 1963

Famille DIPLOGRAPTIDAE Lapworth, 1873

Genre *CLIMACOGRAPTUS* Hall, 1865

Espèce-type : *Graptolithus bicornis* Hall, 1848.

CLIMACOGRAPTUS RECTANGULARIS

(M'Coy, 1850)

(Pl. I, fig. 3 et 4)

* 1850. *Diplograptus rectangularis* M'Coy, p. 271.

1970. *Climacograptus rectangularis* (M'Coy, 1850); Richards, p. 30, Pl. 3, fig. 1, fig.-texte 13, fig. 5, avec une synonymie antérieure complète.

1971. *Climacograptus rectangularis* (M'Coy); Stachan, p. 34.

MATÉRIEL : Gisement 3; 6 individus dont 2 figurés : L.G.R. (*) n° 11-12.

Diagnose : « Rhabdosome effilé, à apex simple, à thèques sans épines et à septum médian rectiligne ».

Description.

La longueur du rhabdosome est comprise entre 1,5 et 3 cm et la largeur maximale atteint 2,5 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 10 et 12. La longueur de la thèque est égale à 1,5 mm. La profondeur de l'excavation atteint le 1/4 de la largeur totale du rhabdosome et la largeur de l'excavation vaut le 1/3 de la longueur du bord ventral libre de la thèque.

Rapports et différences.

Climacograptus rectangularis (M'Coy, 1850) ressemble beaucoup à *Climacograptus scalaris* (Hisinger, 1837). Ces deux espèces se distinguent cependant par la largeur maximale du rhabdosome et le nombre de thèques par centimètre qui reste plus faible chez *Cl. scalaris*. Ces deux espèces possèdent en outre une virgella courte.

(*) Collection Université de Lille - Géologie Régionale.

Association.

Cl. rectangularis a été observé en compagnie de *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851).

Répartition.

En Bohême : de la zone à *Pristiograptus cyphus* à la zone à *Monograptus triangulatus*.

En Grande-Bretagne : de la zone à *Monograptus atavus* à la zone à *Pristiograptus cyphus*.

Au Maroc et au Portugal : Llandovérien inférieur et moyen.

Dans les Pyrénées : zones 18 et 19 du Llandovérien moyen.

CLIMACOGRAPTUS SCALARIS SCALARIS

(Hisinger, 1837)

(Pl. I, fig. 1 et 2)

* 1837. *Prionotus scalaris* Hisinger, p. 113. Pl. 35, fig. 4.

1906. *Climacograptus scalaris* (Hisinger); Elles et Wood, p. 184. Pl. 26, fig. 1a-c, fig.-texte 118a, b, avec une synonymie antérieure complète.

1924. *Climacograptus scalaris* (Hisinger); Hundt, p. 55, Pl. 1, fig. 27.

1945. *Climacograptus scalaris* Hisinger; Waterlot, p. 49, fig.-texte IV, fig. 90.

1948. *Climacograptus (Climacograptus) scalaris scalaris* (Hisinger, 1837); Pribyl, p. 17.

1970. *Climacograptus scalaris scalaris* (Hisinger); Strachan, p. 34.

MATÉRIEL : Gisements 3. 11; 5 individus dont 2 figurés : L.G.R. n° 9-10.

Diagnose : « Rhabdosome non effilé, à apex simple et bords parallèles. Les thèques sont dépourvues d'épines et les excavations sont elliptiques ».

Description.

La largeur maximale du rhabdosome atteint 1,5 mm et le nombre de thèques par centimètre varie entre 9 et 11.

L'apex est arrondi et le rhabdosome atteint rapidement la largeur maximale. La virgella n'est pas visible sur les échantillons étudiés. Le septum est rectiligne. La profondeur de l'excavation atteint le 1/4 de la largeur du rhabdosome et la largeur de l'excavation vaut le 1/4 de la longueur du bord ventral de la thèque.

Rapports et différences.

Climacograptus scalaris scalaris (Hisinger, 1837) atteint très rapidement sa largeur maximale, caractère qui le différencie aisément de *Climacograptus rectangularis* (M'Coy, 1850).

Association.

Climacograptus scalaris scalaris (Hisinger, 1837) a été observé dans le même gisement fossilifère en compagnie de *Monoclimacis crenularis* (Lapworth, 1880), *Monograptus intermedius* (Carruthers, 1868) et *M. triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851).

Répartition.

En Bohême : de la zone à *Monograptus convolutus* à la zone à *Monograptus sedgwickii*.

En Grande-Bretagne, au Maroc et dans les Pyrénées : zones 19 à 22 du Llandovérien moyen.

Genre *PETALOGRAPTUS* Suess, 1851

Espèce-type : *Prionotus folium* Hisinger, 1837.

PETALOGRAPTUS PALMEUS

var. *OVATO-ELONGATUS* (Kurck, 1882)

(Pl. I, fig. 10)

- * 1882. *Cephalograptus ovato-elongatus* n. sp., Kurck, p. 303, Pl. 14, fig. 10.
- 1897. *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus* Kurck ; Elles, p. 197, Pl. 14, fig. 11-14.
- 1908. *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus* Kurck ; Elles et Wood, p. 277, fig.-texte 191a-c. Pl. 32, fig. 4a.
- 1945. *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus* Kurck ; Waterlot, p. 64, Pl. 19, fig. 231.
- 1963. *Petalograptus palmeus* cf. var. *ovato-elongatus* (Kurck) ; Willefert, p. 23, fig.-texte 27, Pl. 3, fig. 7.
- 1970. *Petalograptus ovato-elongatus* (Kurck) ; Rickards, p. 47, Pl. 3, fig. 4.
- 1971. *Petalograptus ovato-elongatus* (Kurck) ; Strachan, p. 43.

MATÉRIEL : Gisement 11 ; 1 individu figuré : L.G.R. n° 18.

Description.

Le rhabdosome, légèrement aplati et déformé, mesure 1,3 cm de longueur et présente une largeur maximale de 5 mm au niveau de la 9^e thèque. Le nombre de thèques au centimètre varie entre 14 et 16. Les thèques, d'une longueur de 2,5 mm, sont inclinées de 45° dans la partie proximale sur l'axe du rhabdosome. L'ouverture des thèques est légèrement oblique. Le rapport longueur de la thèque sur largeur est égal à 4.

Rapports et différences.

Petalograptus palmeus var. *ovato-elongatus* (Kurck, 1882) ressemble fort à *P. palmeus* (Barrande, 1850). Cependant, la largeur maximale est moins importante chez *P. palmeus* (Barrande). L'individu décrit présente

certains caractères de *P. palmeus* var. *latus* (Barrande, 1850), en particulier le nombre de thèques par centimètre et la largeur maximale. Cependant, l'allure fusiforme du rhabdosome caractérise *P. palmeus* var. *ovato-elongatus* (Kurck, 1882) malgré la faible partie du rhabdosome présentant une diminution de la largeur maximale.

Association.

Petalograptus palmeus var. *ovato-elongatus* (Kurck, 1882) a été récolté dans le même niveau que *Monograptus nicholsoni* Perner, 1897 et *Climacograptus scalaris scalaris* (Hisinger, 1837).

Répartition.

En Bohême : de la zone à *Monograptus pectinatus* à la zone à *Monograptus triangulatus*.

En Grande-Bretagne : zone à *Monograptus triangulatus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 19 à 22 du Llandovérien moyen et supérieur.

Famille RETIOLITIDAE Lapworth, 1873

Sous-famille RETIOLITINAE Lapworth, 1873

Genre *RETIOLITES* Barrande, 1850

Espèce-type : *Gladiolites geinitzianus* Barrande, 1850.

RETIOLITES GEINITZIANUS GEINITZIANUS

Barrande, 1850

(Pl. I, fig. 5 et 6)

- * 1850. *Gladiolites geinitzianus* Barr. ; Barrande, p. 69, Pl. 4, fig. 16-19, 22, 23.
- 1908. *Retiolites (Gladiograptus) geinitzianus* Barrande ; Elles et Wood, p. 336, fig. 220a-c, Pl. 34, fig. 8a-d, avec une synonymie antérieure complète.
- 1929. *Retiolites (Gladiograptus) geinitzianus* Barrande ; Glémarec, p. 63, Pl. 2, fig. 8, 9.
- 1930. *Retiolites (Gladiograptus) geinitzianus* Barrande ; Laverdière, p. 63, Pl. 2, fig. 8, 9.
- 1945. *Retiolites (Gladiograptus) geinitzianus* Barrande ; Waterlot, p. 65, Pl. 20, fig. 237.
- 1948. *Retiolites (Retiolites) geinitzianus* Barrande, 1850 ; Pribyl, p. 25.
- 1950. *Retiolites geinitzianus* Barrande ; Philippot, p. 250.
- 1971. *Retiolites geinitzianus geinitzianus* Barrande ; Strachan, p. 47.

MATÉRIEL : Gisements 12, 14 ; 8 individus dont 3 figurés : L.G.R. n° 13-14.

Diagnose : « Une espèce du genre *Retiolites* à thèques de section quadrangulaire, dépourvues d'ornement et dont l'angle d'inclinaison des thèques sur l'axe du rhabdosome varie entre 40° et 70° ».

Description.

Les individus décrits appartiennent à des formes jeunes. La longueur du rhabdosome n'atteint que 2 cm et la largeur maximale 3 mm. Le rhabdosome se présente en forme d'épée et les bords du rhabdosome deviennent très rapidement parallèles. Le nombre de thèques au centimètre est de 14. Les thèques se recouvrent presque entièrement. Le bord de l'ouverture des thèques est subperpendiculaire à l'axe de la thèque.

Rapports et différences.

L'espèce *Retiolites geinitzianus geinitzianus* (Barrande, 1850) décrite ressemble beaucoup à *Retiolites geinitzianus* var. *angustidens* Elles et Wood par la largeur maximale de l'ordre de 3 mm. Cependant, en raison de la longueur du rhabdosome, les individus décrits sont rapportés à *Retiolites geinitzianus geinitzianus* (Barrande, 1850).

Association.

Dans le même gisement, *Retiolites geinitzianus geinitzianus* (Barrande) a été recueilli en compagnie de *Monograptus priodon* (Bronn, 1835), *M. proteus* (Barrande, 1850) et *M. riccartonensis* Lapworth, 1876.

Répartition.

En Bohême : de la zone à *Monograptus spiralis* à la zone à *Cyrtograptus murchisoni*.

En Grande-Bretagne : zone 22 à 27 du Wenlockien inférieur.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 23 à 26 du Wenlockien inférieur.

Sous-ordre MONOGRAPTINA Lapworth, 1880

Famille MONOGRAPTIDAE Lapworth, 1873

Genre *MONOCLIMACIS* Frech, 1897

Espèce-type : *Graptolites vomerinus* Nicholson, 1872 emend. Lapworth.

MONOCLIMACIS CRENULARIS (Lapworth, 1880)
(Pl. I, fig. 8)

* 1880. *Monograptus crenularis* Lapworth, p. 153, Pl. 4, fig. 10a-e.

1911. *Monograptus crenularis* Lapworth ; Elles et Wood p. 414, Pl. XLI, fig. 7a-e, fig.-texte 181a-e.

1940. *Monograptus crenularis* Lapworth ; Pribyl, p. 9, Pl. II, fig. 12-13.

1945. *Monograptus crenularis* Lapworth ; Waterlot, p. 77, Pl. XXXII, fig. 331.

1948. *Monograptus crenularis* (Lapworth, 1880) ; Pribyl, p. 44.

1971. *Monograptus ? crenularis* Lapworth ; Strachan, p. 63.

MATÉRIEL : Gisement 3 ; 2 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 16.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monoclimacis* à rhabdosome légèrement arqué et à thèques courtes avec courbure sigmoïde ; l'ouverture des thèques se trouvant parfois dans des excavations distinctes ».

Description.

Le rhabdosome est long et présente généralement une courbe légère. La largeur maximale est de 1 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 10 et 12 et le recouvrement de celles-ci est égal aux 2/3 de leur longueur. Le rapport longueur sur largeur des thèques est égal à 6. Le bord de l'ouverture des thèques se situe généralement dans une excavation. La région libre des thèques représente le 1/5 de la largeur du rhabdosome.

Rapports et différences.

Monoclimacis crenularis (Lapworth, 1880) ressemble beaucoup à *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg, 1883) en raison de l'allure des thèques. Cependant, les différences résident dans le nombre faible de thèques par centimètre de longueur (7 à 8) et dans la profondeur plus importante des excavations entre les thèques. De plus, le rhabdosome de *M. linnarssoni* est rectiligne.

Association.

Monoclimacis crenularis a été récolté en compagnie de *Monograptus proteus* (Barrande, 1850).

Répartition.

En Bohême : zone à *Monograptus convolutus*.

En Grande-Bretagne : zone à *Monograptus convolutus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zone 20 à *Monograptus convolutus*.

MONOCLIMACIS GALAENSIS (Lapworth, 1876)
(Pl. I, fig. 7)

* 1876. *Monograptus galaensis* Lapworth, p. 356, Pl. 12, fig. 5a-d.

1913. *Monograptus galaensis* Lapworth ; Elles et Wood, p. 415, Pl. XLII,, fig. 1a-c, fig.-texte 281a-d.
1945. *Monograptus galaensis* Lapworth ; Waterlot, p. 76, Pl. XXXI, fig. 327.
1968. *Monograptus ? galaensis* (Lapworth) ; Rickards, p. 304, fig.-texte 1-4.
1971. *Monograptus ? galaensis* (Lapworth) ; Strachan, p. 64.

MATÉRIEL : Gisement 1 ; 3 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 15.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monoclimacis* à rhabdosome approximativement rectiligne et à thèques parfois recourbées ».

Description.

Le rhabdosome rectiligne atteint une largeur maximale de 2 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 9 et 10. Le recouvrement des thèques est voisin de 1/2 et le rapport longueur sur largeur de la thèque est égal à 4. La longueur des thèques est de 2 mm.

Rapports et différences.

La partie proximale de *Monoclimacis galaensis* (Lapworth, 1876) ressemble beaucoup à celle de *Monoclimacis vomerinus* (Nicholson, 1872) mais ces deux espèces diffèrent par la partie distale qui présente chez *M. vomerinus* des excavations comparables à celles observées chez *M. crenularis* (Lapworth, 1880).

Des ressemblances sont à signaler entre les extrémités distales des rhabdosomes de *M. galaensis* et de *Pristiograptus dubius* (Suess, 1851) où les thèques peuvent être légèrement recourbées en une petite épine.

Association.

Dans le même gisement, *Monoclimacis galaensis* a été récolté avec *Monograptus proteus* (Barrande, 1850) et *M. involutus* Lapworth, 1876.

Répartition.

En Grande-Bretagne : zone à *Monograptus turriculatus* et zone à *Monograptus crispus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 22 et 23 du Wenlockien inférieur.

MONOCLIMACIS LINNARSSONI (Tullberg, 1883)
(Pl. I, fig. 9)

* 1883. *Monograptus linnarssoni* Tullberg, p. 20, Pl. 11, fig. 5-9.

1940. *Monoclimacis linnarssoni* Tullberg ; Pribyl, p. 7, Pl. III, fig. 11-13.

1945. *Monograptus linnarssoni* Tullberg ; Waterlot, p. 77, Pl. XXXII, fig. 329.

1948. *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg, 1883) ; Pribyl, p. 46.

1965. *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg) ; Rickards, p. 250, Pl. 30, fig. 5, fig.-texte 2a, b.

1970. *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg) ; Strachan, p. 64.

MATÉRIEL : Gisement 13 ; 2 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 17.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monoclimacis* à rhabdosome rectiligne et à thèques avec courbure sigmoïde dont l'ouverture se situe dans une excavation ».

Description.

Le rhabdosome est long et atteint souvent plus de 10 cm. La largeur maximale est de 1 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur est faible et oscille entre 7 et 8. Le recouvrement des thèques est important, il atteint les 3/4 de la longueur de la thèque. Le rapport de la longueur sur la largeur de la thèque varie entre 3 et 4. Les excavations sont profondes et atteignent le 1/4 de la largeur du rhabdosome.

Rapports et différences.

Cette étude a déjà été traitée pour l'espèce *Monoclimacis crenularis* (Lapworth, 1880).

Association.

Monoclimacis linnarssoni (Tullberg, 1883) a été recueilli dans le même gisement en compagnie de *Monograptus priodon* (Bronn, 1835) et de *Monograptus riccardonensis* Lapworth, 1876.

Répartition.

En Bohême : de la zone à *Monograptus probosciformis* à la zone à *Retiolites grandis*.

En Grande-Bretagne : zones 22 à 25.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zone 25 du Wenlockien moyen.

Genre *MONOGRAPTUS* Geinitz, 1852

Espèce-type : *Lomatoceras priodon* Bronn, 1835.

MONOGRAPTUS DELICATULUS
Elles et Wood, 1913
(Pl. I, fig. 11 et 12)

* 1913. *Monograptus delicatulus* sp. nov. ; Elles et Wood, p. 478, fig. 333, Pl. 47, fig. 2a-b.

1930. *Monograptus delicatulus* Elles et Wood ; Laverdière, p. 70, 72, 74, 80.
1941. *Demirastrites* cf. *delicatulus* (Elles et Wood) ; Pribyl et Munch, p. 21-22, fig.-texte 1, fig. 7.
1945. *Monograptus delicatulus* Elles et Wood ; Waterlot, p. 86, Pl. 41, fig. 412.
1947. *Monograptus delicatulus* Elles et Wood ; Ruedemann, p. 479.
1948. *Demirastrites delicatulus* (Elles et Wood, 1913) ; Pribyl, p. 60.
1969. *Demirastrites delicatulus* ; Romariz, p. 137.
1971. *Monograptus delicatulus* Elles et Wood ; Strachan, p. 53, 93, 110.
1975. *Monograptus delicatulus* Elles et Wood, 1913 ; Hutt, p. 87, fig.-texte 21, fig. 1 ; ? fig.-texte 19, fig. 7.

MATÉRIEL : Gisement 5 ; 10 individus dont 2 figurés : L.G.R. n° 19, 20.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome mince, en spirale irrégulière et à thèques triangulaires bien dégagées et épineuses d'un seul type ».

Description.

Le rhabdosome atteint une largeur maximale de 1,5 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur est 10. Le rapport de la portion libre des thèques par rapport à la largeur maximale du rhabdosome est égal à 2/3. La fraction de la thèque recourbée en barbillon représente le 1/4 de la région libre.

Rapports et différences.

La partie distale de *M. delicatulus* Elles et Wood ressemble à la partie proximale de *M. convolutus* (Hisinger, 1837). Cependant, dans leur partie distale, ces deux espèces se distinguent par l'allure des thèques qui sont rectilignes chez *M. convolutus*.

M. delicatulus Elles et Wood est proche de *M. pro-teus* (Barrande, 1850) où les morphologies des thèques sont identiques dans leur partie médiane.

Association.

M. delicatulus Elles et Wood a été récolté en compagnie de *M. priodon* (Bronn, 1835).

Répartition.

En Bohême : zone à *Monograptus triangulatus*.

En Grande-Bretagne : zones à *Monograptus gregorius* et *M. convolutus* du Llandoveryen.

Au Maroc, au Portugal et dans les Pyrénées : zones 19 et 20 du Llandoveryen moyen et supérieur.

MONOGRAPTUS DISTANS (Portlock, 1843)

(Pl. I, fig. 18)

- * 1843. *Graptolithus (Prionotus) sedgwickii* var. *distans* sp. nov. ; Portlock, p. 319, Pl. 19, fig. 4b.
1908. *Monograptus distans* Portlock ; Delgado, p. 212.
1913. *Monograptus distans* (Portlock) ; Elles et Wood, p. 433, fig. 196. Pl. 43, fig. 6a-d.
1922. *Monograptus distans* (Portlock) ; Gortani, p. 106, Pl. 17, fig. 28-19 ; Pl. 19, fig. 16.
1941. *Monograptus distans* Portlock ; Waterlot, p. 79.
1945. *Monograptus distans* Portlock ; Waterlot, p. 80, Pl. 35, fig. 363.
1947. *Monograptus distans* (Portlock) ; Ruedemann, p. 479.
1948. *Monograptus (Monograptus?) distans* (Portlock, 1843) ; Pribyl, p. 28.
1950. *Monograptus distans* (Portlock) ; Philippot, p. 260.
1971. *Monograptus distans* (Portlock) ; Strachan, p. 54, 92, 109.

MATÉRIEL : Gisement 12 : 4 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 28.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome mince avec une légère courbure dorso-ventrale, à thèques toutes identiques, terminées par un crochet large et volumineux ».

Description.

Rhabdosome long et mince, La largeur maximale du rhabdosome atteint 1 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 8 et 10. Le recouvrement des thèques reste léger. Le rapport de la région libre des thèques sur la largeur maximale du rhabdosome est égal à 2/3, et le crochet représente les 2/3 de la région libre de la thèque.

Rapports et différences.

La partie distale de *Monograptus distans* (Portlock) ressemble à la partie proximale de *M. sedgwickii* (Portlock, 1843) par la forme des thèques. Cependant, ces deux espèces se différencient par la largeur maximale du rhabdosome qui est nettement plus importante chez la deuxième espèce. De plus, la région distale de *M. sedgwickii* possède des thèques présentant un crochet terminé par une épine.

Association.

M. distans (Portlock) a été observé sur la même plaque schisteuse en compagnie de *M. riccartonensis* Lapworth, 1876.

Répartition.

En Bohême : zone à *Monograptus sedgwickii*.

En Grande-Bretagne : zone à *Monograptus sedgwickii* (Llandoveryen supérieur).

Au Maroc, au Portugal, en Sardaigne et dans les Pyrénées : zones 20 et 21 du Llandovérien supérieur.

MONOGRAPTUS INTERMEDIUS (Carruthers, 1868)
(Pl. I, fig. 20)

- * 1868. *Graptolithus intermedius* Carruthers, p. 126, Pl. 5, fig. 18.
- 1876. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Lapworth, p. 316, Pl. 10, fig. 10a-c.
- 1913. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Elles et Wood, p. 485, fig.-texte 341a-d, Pl. XLIX, fig. 3a-c.
- 1931. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Habermeyer, p. 62, fig. 3, Pl. I, fig. 26a-d.
- 1945. *Monograptus intermedius* Carruthers; Waterlot, p. 87, Pl. 42, fig. 423.
- 1947. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Ruedemann, p. 481.
- 1948. *Monograptus* (? *Mediograptus*) *intermedius* (Carruthers, 1868); Pribyl, p. 39.
- 1950. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Philippot, p. 265.
- 1969. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Strachan, p. 198, Pl. 5, fig. 6, fig.-texte 5.
- 1969. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Romariz, p. 128, 137.
- 1970. *Monograptus* aff. *intermedius* (Carruthers, 1868); Rickards, p. 88.
- 1971. *Monograptus intermedius* (Carruthers); Strachan, p. 56.

MATÉRIEL : Gisements 3 et 5 ; 3 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 29.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome présentant une courbure dorsale et portant des thèques triangulaires identiques avec un crochet légèrement recourbé en forme de griffe ».

Description.

Rhabdosome mince et légèrement arqué dans la région proximale ; la largeur maximale reste inférieure ou égale à 1 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 8 et 10. La région libre des thèques représente les 2/3 de la largeur du rhabdosome. La fraction de la région libre de la thèque recourbée atteint les 2/5 de celle-ci. Les thèques sont terminées par un crochet légèrement en forme de griffe.

Rapports et différences.

M. intermedius (Carruthers) ressemble à *M. involutus* Lapworth, 1876 par l'allure des thèques dans la partie moyenne du rhabdosome. Cependant, ces deux espèces se distinguent par la terminaison du crochet : un barbillon chez *M. involutus* Lapworth, une griffe très courte chez *M. intermedius* (Carruthers).

Association.

M. intermedius (Carruthers) a été recueilli avec *M. triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851).

Répartition.

En Bohême : zone à *Monograptus triangulatus*.

En Grande-Bretagne : zone à *Monograptus convolutus*.

Au Maroc, au Portugal, dans le Massif Armoricain et les Pyrénées : zones 19 à 21 du Llandovérien moyen et supérieur.

MONOGRAPTUS INVOLUTUS Lapworth, 1876
(Pl. I, fig. 15)

- * 1876. *Monograptus intermedius* var. *involutus* var. nov. ; Lapworth, p. 316, Pl. 10, fig. 11.
- 1913. *Monograptus involutus* (Lapworth); Elles et Wood, p. 478, fig. 334a-c, Pl. 49, fig. 4a-c.
- 1929. *Monograptus involutus* Lapworth; Glémarec, p. 118, Pl. 3, fig. 1a-d.
- 1930. *Monograptus involutus* (Lapworth); Laverdière, p. 70, 73, 74, 75, 77, 80.
- 1945. *Monograptus involutus* Lapworth; Waterlot, p. 86, Pl. 41, fig. 414.
- 1946. *Spirograptus involutus* (Lapworth); Pribyl, p. 20, Pl. 7, fig. 1-5; fig.-texte 3, fig. 3-5.
- 1948. *Spirograptus involutus* (Lapworth, 1876); Pribyl, p. 49.
- 1950. *Monograptus involutus* (Lapworth); Philippot, p. 265.
- 1970. *Monograptus* aff. *involutus* Lapworth, 1876; Rickards, p. 90, fig.-texte 16, fig. 20.
- 1971. *Monograptus involutus* Lapworth; Strachan, p. 56, 95, 110.
- 1975. *Monograptus involutus* Lapworth, 1876; Hutt, p. 91, Pl. 24, fig. 3-4; fig.-texte 19, fig. 10-12.

MATÉRIEL : Gisements 1, 5, 14 ; 12 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 24.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome présentant une courbure spirale avec thèques toutes identiques, triangulaires, dont la région de l'ouverture est légèrement recourbée ».

Description.

Rhabdosome de forme irrégulière ou en spirale plane largement ouverte. La largeur maximale est de 1 mm et le nombre de thèques par centimètre de longueur oscille autour de 8. La région libre des thèques représente les 4/7 de la largeur maximale du rhabdosome. La portion de la thèque isolée atteint les 3/8 de la longueur de la thèque.

Rapports et différences.

Pour la discussion, le lecteur se reportera à l'étude de *Monograptus intermedius* (Carruthers, 1868)

Association.

Monograptus involutus Lapworth a été observé en compagnie de *Monoclimacis galaensis* (Lapworth, 1876).

Répartition.

En Bohême : zone à *Monograptus sedgwickii*.

En Grande-Bretagne : zones à *Monograptus convolutus* et *M. sedgwickii*.

Au Maroc, dans le Massif Armoricaïn et les Pyrénées : zones 20 et 21 du Llandovérien supérieur.

MONOGRAPTUS NICHOLSONI Perner, 1897

(Pl. I, fig. 13)

* 1897. *Monograptus nicholsoni* Perner. p. 22. Pl. 11. fig. 22, 23.

1945. *Monograptus nicholsoni* Perner ; Waterlot, p. 78. Pl. 33, fig. 337.

1948. *Monograptus (Monograptus) nicholsoni* Perner. 1897 ; Pribyl. p. 31.

MATÉRIEL : Gisement 11 : 2 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 21.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome subrectiligne et à thèques d'un seul type, terminées par un crochet très court et trapu qui ne s'amincit pas vers l'ouverture ».

Description.

Rhabdosome long et étroit dont la largeur maximale ne dépasse pas 1,8 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur est 9 et le recouvrement des thèques se fait sur 1/3 de la longueur. La région libre des thèques représente la moitié de la largeur maximale du rhabdosome et le crochet, court et trapu, intéresse le 1/3 de la longueur de la thèque.

Rapports et différences.

Monograptus nicholsoni Perner ressemble à *Monograptus priodon* (Bronn, 1835) par l'allure des thèques terminées en crochet. Cependant, il faut remarquer que ce dernier s'amincit vers l'orifice et est parfois terminé par une épine. Certains fragments de rhabdosome de *Monograptus holmi* Perner, 1897 se rapprochent de *Monograptus nicholsoni* Perner. Seul le rapport de la région libre des thèques sur la largeur maximale du rhabdosome permet de lever l'incertitude. Ce dernier est inférieur à 1/2 pour *Monograptus holmi* Perner.

Association.

Monograptus nicholsoni Perner a été recueilli en compagnie de *Climacograptus scalaris scalaris* (Hisinger, 1837).

Répartition.

En Bohême : zone à *Monograptus convolutus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 19 à 21 du Llandovérien moyen et supérieur.

MONOGRAPTUS PLANUS (Barrande, 1850)

(Pl. I, fig. 28)

* 1850. *Graptolithus proteus* var. *plana* Barrande ; Barrande, p. 58, Pl. 4, fig. 15.

1881. *Monograptus resurgens* n. sp. ; Linnarsson, p. 515. Pl. 23, fig. 13, 21.

1913. *Monograptus planus* (Barrande) ; Elles et Wood, p. 484. Pl. 48, fig. 6a-c. ? d. fig.-texte 340.

? 1931. *Monograptus planus* Barrande ; Habermelner, Pl. 3, fig. 3.

1945. *Monograptus planus* Barrande ; Waterlot. p. 87. Pl. 42, fig. 420.

1945. *Spirograptus planus* (Barrande, 1850) ; Pribyl, p. 33-35, Pl. 4, fig. 1, 8 ; Pl. 8, fig. 6-8 ; Pl. 11, fig. 5-6.

? 1949. *Campograptus planus* (Barrande) ; Obut, p. 24. Pl. 4, fig. 9a-b.

1958. *Monograptus planus* (Barrande) ; Sudbury. p. 524. Pl. 22, fig. 92, 93. fig.-texte 22b.

1967. *Oktavites planus* (Barrande), 1850 ; Obut, Soboleskaya et Nikoljev, p. 120. Pl. 16, fig. 12, 13.

1970. *Monograptus planus* (Barrande, 1850) ; Rickards, p. 86, fig.-texte 17, fig. 7.

1974. *Monograptus planus* (Barrande, 1850) ; Sherwin, p. 168. Pl. 10, fig. 7, 10, 11 ; fig.-texte 2c, d.

1975. *Monograptus planus* (Barrande, 1850) ; Hutt, p. 99, fig.-texte 22, fig. 11, 12.

MATÉRIEL : Gisement 1 ; 3 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 36.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome présentant une courbure dorsale et portant des thèques d'un seul type, groupées et triangulaires ».

Description.

Rhabdosome régulièrement courbe dont la largeur maximale atteint 1,5 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur oscille entre 9 et 11 dans la partie distale et entre 8 et 9 dans la partie proximale. Le rapport entre la région libre des thèques et la largeur maximale du rhabdosome est égal à 1/2. Les thèques sont triangulaires et terminées par un bec peu recourbé

dans la partie distale du rhabdosome. Dans la partie proximale et moyenne, les thèques sont plus longues, épineuses avec un bec très petit ou inexistant.

Rapports et différences.

Monograptus planus (Barrande, 1850) ressemble, de par l'allure générale du rhabdosome, à *Monograptus communis communis* Lapworth, 1876. Cependant, il faut remarquer que ces deux espèces diffèrent par l'implantation des thèques qui sont plus serrées chez *Monograptus planus* (Barrande).

Association.

Monograptus planus (Barrande, 1850) a été recueilli dans le même gisement en compagnie de *M. involutus* Lapworth, 1876 et *M. turriculatus* Barrande, 1850.

Répartition.

En Bohême : zone à *Rastrites linnaei*.

En grande-Bretagne : zone à *Monograptus turriculatus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 22 à 25 du Wenlockien inférieur.

MONOGRAPTUS PRIODON (Bronn, 1835)

(Pl. I, fig. 17 et 19)

- * 1835. *Lomatoceras priodon* n. sp.; Bronn, p. 56, Pl. 1, fig. 13.
- 1912. *Monograptus priodon* (Bronn); Elles et Wood, p. 418, fig.-texte 282a-d, Pl. 42, fig. 2a-e, avec une synonymie complète antérieure.
- 1914. *Monograptus priodon* Bronn; Dollé, p. 298, Pl. 3, fig. 1-5, 7, 8.
- 1923. *Monograptus priodon* (Bronn); Gortani, p. 6, Pl. 1, fig. 9-10.
- 1930. *Monograptus priodon* (Bronn); Laverdière, p. 67.
- 1937. *Monograptus priodon* Bronn; Chaubet, p. 143, Pl. 5, fig. 1.
- 1945. *Monograptus priodon* Bronn; Waterlot, p. 78, Pl. 33, fig. 334.
- 1948. *Monograptus (Monograptus) priodon priodon* (Bronn, 1835); Pribyl, p. 32.
- 1950. *Monograptus priodon* (Bronn); Philippot, p. 259.
- 1964. *Monograptus priodon* (Bronn); Willefert, p. 85, fig. 17a, b, c; Pl. 1, fig. 14, 15, 17, 18, 21.
- 1968. *Monograptus priodon* (Bronn); Rickards et Smith, Pl. 4, fig. a, b.
- 1969. *Monograptus priodon* (Bronn); Cocks et Rickards, Pl. 9, fig. f.
- 1971. *Monograptus priodon* (Bronn); Strachan, p. 59.

MATÉRIEL : Gisements 1, 4-5, 12-14; 25 individus dont 2 figurés : L.G.R. n° 26-27.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome rectiligne, à thèques d'un seul type, recourbées en un long crochet bien dégagé qui s'amincit vers l'orifice. La largeur maximale du rhabdosome est supérieure à 2 mm ».

Description.

Rhabdosome long, robuste et rectiligne dont la largeur maximale est comprise entre 2,5 et 3 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 8 pour la partie distale du rhabdosome et 13 pour la partie proximale. Les thèques se recouvrent environ sur 1/3 de leur longueur et les 2/3 de la région libre des thèques sont recourbés pour former le crochet.

Rapports et différences.

Monograptus priodon (Bronn, 1835) ressemble beaucoup à *Monograptus marri* Perner, 1897, en raison de la similitude de leur largeur maximale du rhabdosome et de leur nombre de thèques par centimètre. Cependant, les thèques de *M. marri* Perner possèdent un crochet plus long que celui observé chez *M. priodon* (Bronn).

Association.

M. priodon (Bronn) a été récolté dans les mêmes gisements en compagnie de *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg, 1883) et de *M. delicatulus* Elles et Wood, 1913.

Répartition.

En Bohême, en Grande-Bretagne : de la zone à *Monograptus crispus* à la zone à *M. riccartonensis*.

Au Maroc, en Montagne Noire et dans les Pyrénées : de la zone 22 à la zone 29 du Wenlockien inférieur et moyen.

MONOGRAPTUS PROTEUS (Barrande, 1850)

(Pl. I, fig. 14)

- * 1850. *Graptolithus proteus* Barrande; Barrande, p. 58, Pl. 4, fig. 12-15.
- 1851. *Graptolithus proteus* Barrande; Suess, p. 39, Pl. 9, fig. 3.
- 1851. *Graptolithus armatus* Suess; Suess, p. 39, Pl. 9, fig. 2.
- 1852. *Monograptus proteus* Barrande; Geinitz, p. 44-45, Pl. 4, fig. 13, 14a-b. ? 29 (non fig. 4, 6-12, 15-18, 20, 23, 25).
- 1876. *Monograptus convolutus* var. *proteus* Barrande. Lapworth, p. 23, Pl. 13, fig. 4e.
- 1877. *Monograptus proteus* Barrande; Lapworth, p. 128, Pl. 5, fig. 18.

1890. *Monograptus proteus* Barrande; Geinitz, p. 21. Pl. A, fig. 28.
1892. *Monograptus proteus* Barrande; Tornquist, p. 40-41. Pl. 3, fig. 29-30.
1892. *Monograptus proteus* Barrande; Barrois, p. 116.
1897. *Monograptus proteus* Barrande; Perner, p. 14, fig.-texte 13. Pl. 12, fig. 21-23.
1897. *Monograptus proteus* Barrande; Frech, p. 648.
1899. *Monograptus proteus* Barrande; Tornquist, p. 23-24, Pl. 4, fig. 23-34.
1909. *Monograptus proteus* Barrande; Delgado, p. 212, 213, 218.
1912. *Monograptus proteus* (Barrande); Elles et Wood, p. 477, 478, fig.-texte 332a-c, Pl. 48, fig. 8a-c.
1919. *Monograptus proteus* Barrande; Kirste, p. 177-178. Pl. 3, fig. 10-11.
1920. *Monograptus proteus* (Barrande); Gortani, p. 48, Pl. 3, fig. 37.
1923. *Monograptus proteus* (Barrande); Gortani, p. 17, Pl. 1, fig. 37-40.
1930. *Monograptus proteus* Barrande; Laverdière, p. 72, 73, 74, 75, 76, 78, 81.
1931. *Monograptus proteus* (Barrande); Habermelner, p. 143, Pl. 3, fig. 1a-b.
1939. *Monograptus proteus* (Barrande); Hundt, p. 32, 154, 166, 184, 314, 334.
1941. *Monograptus proteus* Barrande; Waterlot, p. 78.
1945. *Monograptus proteus* Barrande; Waterlot, p. 86, Pl. 41, fig. 411.
1946. *Spirograptus proteus* (Barrande); Pribyl, p. 12-14, fig. 2, Pl. 3, fig. 3-8; Pl. 5, fig. 7, Pl. 9, fig. 1-3.
1948. *Spirograptus proteus* (Barrande, 1850); Pribyl, p. 50.
1950. *Monograptus proteus* (Barrande); Philippot, p. 264.
1962. *Spirograptus proteus* (Barrande); Romariz, p. 268.
1969. *Spirograptus proteus* (Barrande); Romariz, p. 128, 137.
1970. *Monograptus proteus* (Barrande, 1850); Rickards, p. 87, fig.-texte 13, fig. 13, fig.-texte 17, fig. 14.
1970. *Monograptus proteus* (Barrande, 1850); Hutt, Rickards et Shewington, p. 12, Pl. 3, fig. 51-55.
1971. *Monograptus proteus* (Barrande); Strachan, p. 59, 94, 100.
1974. *Spirograptus proteus* (Barrande, 1850); Krstić, p. 172, Pl. 3, fig. 5.
1975. *Monograptus proteus* (Barrande, 1850); Hutt, p. 102, Pl. 26, fig. 4, fig.-texte 25, fig. 2, 3.

MATÉRIEL : Gisements 1-3, 12 ; 6 individus dont 2 figurés : L.G.R. n° 22, 23.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome présentant une courbure en spirale hélicoïdale et à thèques triangulaires groupées d'un seul type ; rhabdosome mince dans la région proximale et s'élargissant rapidement ».

Description.

La largeur maximale du rhabdosome ne dépasse pas 1,6 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 7 et 10. La région libre des thèques représente les 2/3 de la largeur maximale du rhabdosome. La thèque est libre sur la moitié de sa longueur et le crochet intéresse le 1/3 seulement de la portion libre.

Rapports et différences.

M. proteus (Barrande, 1850) ressemble beaucoup à la partie moyenne de *M. delicatulus* Elles et Wood, 1913 et à la partie distale de *M. communis communis* Lapworth, 1876. Cependant, ces différentes espèces se distinguent aisément par les thèques de leur partie proximale et également par l'allure générale de leur rhabdosome. Rappelons que *M. delicatulus* dessine une spirale irrégulière et que *M. communis communis* présente seulement une courbure dorsale dans la partie proximale.

Association.

M. proteus (Barrande, 1850) a été recueilli en compagnie de *Monoclimacis crenularis* (Lapworth, 1880), de *Monoclimacis galaensis* (Lapworth, 1876).

Répartition.

En Bohême, en Grande-Bretagne : de la zone à *Monograptus turriculatus* à la zone à *M. crispus*.

Au Maroc et au Portugal, dans le Massif Armoricaïn et les Pyrénées : zones 20 à 23 du Llandovérien supérieur et du Wenlockien inférieur.

MONOGRAPTUS RICcartONENSIS

Lapworth, 1876

(Pl. I, fig. 21, 26 et 27)

- * 1876. *Monograptus riccartonensis* n. sp.; Lapworth, p. 355, Pl. 13, fig. 2a-e.
1892. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Barrois, p. 120, 163.
1899. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Perner, p. 5, Pl. 17, fig. 22.
1913. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Elles et Wood, p. 424, fig. 286a-c, Pl. 42, fig. 8a-e.
1920. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Laverdière, p. 81, 86.
1937. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Chaubet, p. 144.
1945. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Waterlot, p. 79, Pl. 34, fig. 345.
1948. *Monograptus (Monograptus) riccartonensis* Lapworth, 1876; Pribyl, p. 33.
1950. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Philippot, p. 259.

1971. *Monograptus riccartonensis* Lapworth; Strachan, p. 60.

MATÉRIEL : Gisements 4. 12-14 ; 7 individus dont 3 figurés : L.G.R. n° 30, 31, 32.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome sub-rectiligne à thèques identiques recourbées en un crochet mince souvent terminé par une courte épine. La largeur maximale du rhabdosome est inférieure à 2 mm ».

Description.

Le rhabdosome présente une légère courbure dorsale et une largeur maximale comprise entre 1,5 et 2 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur oscille entre 9 et 10. Le recouvrement des thèques est égal à 1/2. Le rapport région libre des thèques et largeur maximale est égal à 1/4. Les thèques se rétrécissent brutalement en un crochet important qui représente la moitié de la portion libre de la thèque.

Rapports et différences.

M. riccartonensis Lapworth présente des caractères intermédiaires entre ceux de *M. priodon* (Bronn, 1835) et ceux de *M. sedgwickii* (Portlock, 1843). En effet, les thèques de *M. priodon* ne possèdent pas d'épine tandis que celles de *M. sedgwickii* (Portlock) présentent une épine bien développée.

Association.

M. riccartonensis Lapworth a été recueilli dans le même gisement en compagnie de *Monoclimacis linnars-soni* (Tullberg, 1883).

Répartition.

En Bohême et en Grande-Bretagne : zone à *Monograptus riccartonensis* du Wenlockien inférieur.

Au Maroc, au Portugal, dans le Massif Armoricain, la Montagne Noire et les Pyrénées : zones 26 à 27 du Wenlockien moyen.

MONOGRAPTUS TRIANGULATUS TRIANGULATUS

(Harkness, 1851)

(Pl. I, fig. 23)

- * 1851. *Rastrites triangulatus* sp. nov.; Harkness, p. 59. Pl. 1, fig. 3a, b.
1913. *Monograptus triangulatus* (Harkness); Elles et Wood, p. 471. Pl. 47, fig. 4a, c, d; fig.-texte 327b.
1913. *Monograptus triangulatus* var. *major* var. nov.: Elles et Wood, p. 472, Pl. 47, fig. 5a, b; fig.-texte 328a.
1913. *Monograptus raitzhainiensis* (Eisel); Elles et Wood, p. 473, Pl. 48, fig. 3a; fig.-texte 329a.

1941. *Demirastrites triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851); Pribyl et Münch, p. 3-4. Pl. 1, fig. 1-5; fig.-texte 1, fig. 1-3.

1945. *Monograptus triangulatus* Harkness; Waterlot, p. 88, Pl. 43, fig. 429.

1948. *Demirastrites triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851); Pribyl, p. 61.

1957. *Monograptus triangulatus* Harkness; Romariz, Pl. 1, fig. 5; Pl. 2, fig. 2; Pl. 4, fig. 1.

1958. *Monograptus separatus triangulatus* (Harkness); Sudbury, p. 503, Pl. 20, fig. 52-63.

1959. *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851); Sudbury, p. 172.

1962. *Demirastrites triangulatus triangulatus* (Harkness); Romariz, p. 273-274. Pl. 1, fig. 7; Pl. 19, fig. 3.

1963. *Monograptus triangulatus* (Harkness); Willefert, p. 45, fig.-texte 12; Pl. 2, fig. 5.

1958. *Demirastrites triangulatus triangulatus* (Harkness); Obut, Soboleskaya et Merkureva, p. 105-108. Pl. 27, fig. 3-5; Pl. 28, fig. 1-5; Pl. 29, fig. 1-3.

1970. *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851); Rickards, p. 80, fig.-texte 18, fig. 1.

1971. *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness); Strachan, p. 62.

1975. *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851); Hutt, p. 109-110. Pl. 19, fig. 1-2; Pl. 20, fig. 2, 7.

MATÉRIEL : Gisement 3; 4 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 34.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome avec courbure dorsale et thèques de deux types : thèques proximales isolées et linéaires ; thèques distales triangulaires ».

Description.

Le rhabdosome est petit avec région proximale recourbée. La largeur maximale atteint 2 mm dans la partie distale. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 8 et 10. La région libre des thèques est importante et représente les 3/4 de la largeur maximale du rhabdosome. Les thèques de la partie proximale sont linéaires et très espacées, du type *Rastrites*. Celles de la partie distale sont triangulaires mais avec une base étroite. Elles sont terminées par un barbillon peu recourbé qui intéresse le 1/4 de la portion libre de la thèque.

Rapports et différences.

Monograptus triangulatus triangulatus (Harkness, 1851) ressemble à *M. raitzhainiensis* (Eisel, 1899) par l'allure générale du rhabdosome et l'implantation des thèques. Cependant, les différences résident dans le

nombre de thèques par centimètre qui est plus important chez *M. raitzhainiensis* (Eisel) et la base plus grande des thèques triangulaires de la partie distale.

Association.

Monograptus triangulatus triangulatus (Harkness, 1851) a été recueilli en compagnie de *M. involutus* Lapworth, 1876.

Répartition.

En Bohême, en Grande-Bretagne : zone à *Monograptus triangulatus*.

Au Maroc, au Portugal et dans les Pyrénées : zone 19 du Llandovérien moyen.

MONOGRAPTUS TURRICULATUS (Barrande, 1850)

(Pl. I, fig. 24)

- * 1850. *Graptolithus turriculatus* Barrande, p. 56, Pl. 4, fig. 7-11.
- 1913. *Monograptus turriculatus* (Barrande); Elles et Wood, p. 438, Pl. XLIV, fig. 4a. b. e. fig.-texte 301a-c.
- 1945. *Monograptus turriculatus* Barrande; Waterlot, p. 81, Pl. XXXVI, fig. 374.
- 1946. *Spirograptus turriculatus turriculatus* (Barrande, 1850); Pribyl, p. 27, Pl. X, fig. 1-2.
- 1948. *Spirograptus turriculatus turriculatus* (Barrande, 1895); Pribyl, p. 52.
- 1971. *Monograptus turriculatus turriculatus* (Barrande); Strachan, p. 62.
- 1975. *Monograptus turriculatus* (Barrande, 1850); Hutt, p. 111, fig.-texte 22, fig. 9. 10.

MATÉRIEL : Gisement 1; 1 individu figuré : L.G.R. n° 35.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome enroulé en spirale portant des thèques d'un seul type ».

Description.

Le rhabdosome, long de 2 à 3 cm, est enroulé en spirale conique de 2 à 3 tours. La largeur maximale ne dépasse pas 1 mm. Le nombre de thèques par centimètre varie entre 12 et 14 et le recouvrement des thèques se fait sur la moitié de leur longueur. Le crochet, peu individualisé, se termine par une forte épine.

Rapports et différences.

Monograptus turriculatus (Barrande, 1850) se distingue aisément des autres espèces par l'allure du rhabdosome enroulé en spirale. Cependant, ces fragments de cette spirale peuvent ressembler à la partie

distale de *Demirastrites convolutus* (Hisinger, 1837) bien que les thèques de cette dernière espèce ne présentent pas de crochet, mais uniquement une forte épine.

Association.

Monograptus turriculatus (Barrande, 1850) a été recueilli en compagnie de *Monograptus planus* (Barrande, 1850).

Répartition.

En Bohême et en Grande-Bretagne : zone à *Monograptus turriculatus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 22 et 23 du Wenlockien inférieur.

MONOGRAPTUS UNDULATUS Elles et Wood, 1913

(Pl. I, fig. 16)

- * 1913. *Monograptus undulatus* Elles et Wood, p. 432, fig. 295, Pl. 45, fig. 5.
- 1945. *Monograptus undulatus* Elles et Wood; Waterlot, p. 80, Pl. 35, fig. 364.
- 1947. *Monograptus* sp. nov. aff. *undulatus* Elles et Wood; Ruedemann, p. 488-489.
- 1969. *Monograptus* aff. *undulatus* (Elles et Wood); Romariz, p. 128.
- 1971. *Monograptus undulatus* Elles et Wood; Strachan, p. 63, 93, 109.

MATÉRIEL : Gisements 1-3; 5 individus dont 1 figuré : L.G.R. n° 25.

Diagnose : « Une espèce du genre *Monograptus* à rhabdosome présentant une courbure dorso-ventrale et à thèques d'un seul type, recourbées en crochet mince en col de cygne ».

Description.

Le rhabdosome est long et mince avec l'extrémité proximale bien recourbée. La largeur maximale est de 1 mm. Le nombre de thèques par centimètre de longueur varie entre 8 et 10. Le recouvrement des thèques est légèrement supérieur à la moitié de la longueur de la thèque. La région libre des thèques représente les 3/4 de la largeur maximale du rhabdosome. Les thèques sont donc bien dégagées. Le crochet bien développé est mince et en col de cygne. Il occupe la moitié de la portion libre de la thèque.

Rapports et différences.

Monograptus undulatus Elles et Wood ressemble à *Monograptus scanicus* Tullberg, 1883 par la morphologie du rhabdosome, en particulier la largeur maximale et le nombre de thèques par centimètre. Ces deux

Association.

Rastrites peregrinus socialis Tornquist a été recueilli dans le même gisement graptolitique avec *Monoclimacis crenularis* (Lapworth, 1880) et *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851).

Répartition.

En Bohême : de la zone à *Monograptus pectinatus* à la zone à *M. triangulatus*.

Au Maroc et dans les Pyrénées : zones 19 à 21 du Llandovérien moyen et supérieur.

IV. — ETUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE

L'analyse des différents gisements fossilifères permet de dénombrer 20 espèces de Graptolites réparties en 6 genres. 11 espèces sont citées pour la première fois dans la région de Camprodon : *Climacograptus scalaris scalaris* (Hisinger), *Cl. rectangularis* (M'Coy), *Petalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus* (Kurck), *Monoclimacis crenularis* (Lapworth), *Monograptus distans* Portlock, *M. intermedius* (Carruthers), *M. nicholsoni* Perner, *M. planus* Barrande, *M. proteus* Barrande, *M.*

undulatus Elles et Wood et *Rastrites peregrinus socialis* Tornquist. Malheureusement, la totalité de la trentaine d'espèces récoltées au début du siècle n'a pas été retrouvée sur le terrain.

Le tableau I montre que les premiers Graptolites rencontrés dans la région de Camprodon appartiennent aux zones 19 à 21 du Llandovérien moyen. Les différentes espèces sont réparties du Llandovérien moyen au Wenlockien moyen mais c'est dans les zones du Llandovérien supérieur et du Wenlockien inférieur que la plupart d'entre elles sont présentes.

CONCLUSION

L'étude des Graptolites de la région de Camprodon a permis l'établissement d'un répertoire où sont localisés avec précision les gisements fossilifères avec la liste des espèces citées par différents auteurs. La découverte de nouveaux gisements, renfermant pour la plupart des espèces nouvelles pour la région, modifie sensiblement l'âge de la " faune de Camprodon " qui longtemps, était considérée restreinte aux seules zones 22 à 25. Cette dernière possède maintenant une extension verticale plus importante puisqu'elle est présente de la zone 19 du Llandovérien moyen à la zone 27 du Wenlockien moyen.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) BARRANDE J. (1850). — Graptolites de Bohême ; système silurien du centre de la Bohême. Prague, p. 1-74, Pl. I-IV.
- 2) BARROIS Ch. (1901). — Note sur les Graptolites de la Catalogne et leur relations avec les étages graptolitiques de France. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 4^e sér., t. I, p. 637-646.
- 3) CHAUBET M.C. (1937). — Contribution à l'étude géologique du Gothlandien du versant méridional de la Montagne Noire. *Thèse Sciences Montpellier*, 237 p., Pl. I-VII.
- 4) DALLONI M. (1930). — Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sciences*, Marseille, t. XXVI, fasc. 3, 373 p., Pl. I-XII.
- 5) DELGADO N.J.F. (1908). — Système silurien du Portugal. Etude de Stratigraphie paléontologique. *Mém. Com. Serv. Géol. Portugal*, p. 1-247, Pl. I-VIII.
- 6) DOLLE L. (1914). — Notes sur les Graptolites du Vall de Ribes, Pyrénées Orientales (Espagne). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. XLIII, p. 295-301, Pl. III.
- 7) ELLES G.L. et WOOD E.M.R. (1901-1918). — A monograph of British Graptolites. *Palaeont. Soc.*, Londres, 526 p., 359 fig., Pl. I-LII.
- 8) FAURA y SANS M. (1913). — Sintesis estratigrafia de los terrenos primarios de Cataluña, con una descripción de los yacimientos fossiliferos mas principales. *Mem. Real. Soc. esp. Hist. Nat.*, Madrid, t. IX, fasc. 1, p. 1-200, Pl. I-IX.
- 9) FONT y SAGUE N. (1902). — Nota sobre el silurico superior del Valle de Camprodon (Pirineos catalanes). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, Madrid, t. VII, p. 102-104.
- 10) GEINITZ H.B. (1852). — Die Versteinerungen der Grauwacken formation (Die Graptolithen). *Leipzig*, 58 p., Pl. I-VI.
- 11) GLEMAREC L. (1929). — Etude de la faune graptolitique des Ampélites de Poligné (I.-et-V.). *Bull. Soc. Géol. min. Bret.*, t. X, fasc. 1, 2, 3, 4, p. 87-152, Pl. I-III.
- 12) GORTANI M. (1922). — Faune paleozoiche della Sardegna, parte II ; Graptoliti della Sardegna Orientale. *Palaeont. Ital.*, vol. 28, p. 85-112, Pl. XV-XIX.
- 13) HABERFELNER E. (1931). — Graptolithen aus dem Obersilur der Karnischen Alpen. Teil 1 Hochwipfel, Nordseite. *Sber. Akad. Wiss. Wien*, t. CXL, (1, 2), p. 89-168, Pl. I-III.
- 14) HUTT J.E. (1975). — The Llandovery graptolites of the English Lake District. *Palaeont. Soc.*, Londres, p. 57-137, Pl. XI-XXVI.

- 15) HUTT J., RICKARDS R.B. et SKEVINGTON D. (1970). — Isolated Silurian graptolites from the Bollrup and Klubbudden stages of Dalarna, Sweden. *Geologica et Paleontologica* (4), p. 1-23, Pl. I-III.
- 16) LAPWORTH C. (1976). — On Scottish Monograptidae. *Geol. Mag.*, (2), t. III, p. 308-323, 350-360, 499-507, 544-552, Pl. X-XIII, XX.
- 17) LAPWORTH C. (1977). — On the Graptolites of County Down. Appendix in Swanston W. et Lapworth C. *Proc. Belf. Nat. Fld. Club.*, p. 125-147.
- 18) LAVERDIERE J.W. (1930). — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. X, n° 2, 131 p., Pl. I-VIII.
- 19) LINNARSON G. (1881). — Graptolitskiffar med *Monograptus turriculatus* vid Klubbudden nära Motala. *Geol. För. Stockh. Förh.*, t. V, n° 12, p. 503-527.
- 20) MAESTRE A. (1945). — Descripción geognostica y minera del districts de Cataluña y Aragon. *Ann. Min. Espana*, Madrid, t. III.
- 21) PERNER J. (1897). — Etudes sur les Graptolites de Bohême. Description des Graptolites de l'Etage E inférieur. *Prague*, p. 1-25, Pl. IX-XIII.
- 22) PHILIPPOT A. (1950). — Les Graptolites du Massif Armoricaïn. Etude stratigraphique et paléontologique. *Mém. Soc. géol. Min. Bret.*, t. XIII, p. 1-295.
- 23) PRIBYL A. (1948). — Bibliographic index of Bohemian Silurian Graptolites. *Knih. st. geol. Ust. Cesk. Rep.*, Sv. 22, 96 p.
- 24) RICKARDS R.B. (1970). — The Llandovery (Silurian) Graptolites of the Howgill Fells, Northern England. *Palaeont. Soc.*, Londres, p. 1-108, Pl. I-VIII.
- 25) ROMARIZ C. (1962). — Graptolitos do Silúrico portugues. *Rev. Fac. Cién. Lisbone*, (2, c), t. X, p. 11-312, Pl. I-XXII.
- 26) ROMARIZ C. (1969). — Graptolitos siluricos do noroesta peninsular. *Com. Serv. géol. Portugal*, t. LII, p. 107-155, Pl. I-V.
- 27) SAMPELAYO P.H. (1942). — El sistema siluriano. *Mem. Inst. geol. y min. Espana*, Madrid, 848 p.
- 28) SHERWIN L. (1974). — Llandovery graptolites from the Forbes District, New-South Wales. In Rickards R.B., Jackson D.E. et Hughes C.P. : Graptolites studies in honour of O.M.B. Bulman. *Spec. Pap. Palaeont.*, n° 13, p. 149-175, Pl. X-XII.
- 29) STRACHAN I. (1971). — A synoptic supplement to "a monograph of British Graptolites by L.G. Elles et E.M.R. Wood". *Palaeont. Soc.*, Londres, 130 p.
- 30) SUDBURY M. (1958). — Triangulate monograptids from the *Monograptus gregarius* Zone (Lower Llandovery) of the Rheidol Gorge (Cardiganshire). *Phil. Trans. R. Soc.*, (B), t. CCXLI, p. 485-555, Pl. XIX-XXIII.
- 31) SUDBURY M. (1959). — *Monograptus triangulatus*. *Geol. Mag.*, t. XCVI, p. 171-172.
- 32) SUESS E. (1851). — Über böhmische Graptolithen. *Naturwiss. Abh. von W. Haidinger*, t. IV, (4), p. 87-134, Pl. VII-IX.
- 33) TORNQUIST A. (1892). — Undersökningar öfver Siljansområdets Graptoliter. Pt. II. *Lunds Univ. Arsskr.* Bd. 28.
- 34) TULLBERG A. (1883). — Skanes Graptoliter. *Sver. Geol. unders. Afh.*, Ser. C, n° 55, p. 1-43, Pl. I-IV.
- 35) WATERLOT G. (1945). — Les Graptolites du Maroc. 1^{re} partie : Généralités sur les Graptolites. *Notes et Mém. Serv. Mines Carte géol. Maroc*, n° 63, 112 p., Pl. I-L.
- 36) WILLEFERT S. (1963). — Graptolites du Silurien et du Lochkovien de Touchent (Anticlinorium de Kasba-Tadla - Azrou, Maroc Central). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. XXIII, n° 172, p. 69-99, Pl. I-II.
- 37) WILLEFERT S. (1963). — Les Graptolites du Silurien inférieur du jbel Eguer-Iguiguena (SW d'Ito, anticlinorium de Kasba-Tadla - Azrou, Maroc Central). *Notes Serv. géol. Maroc*, n° 177, p. 1-70, Pl. I-III.

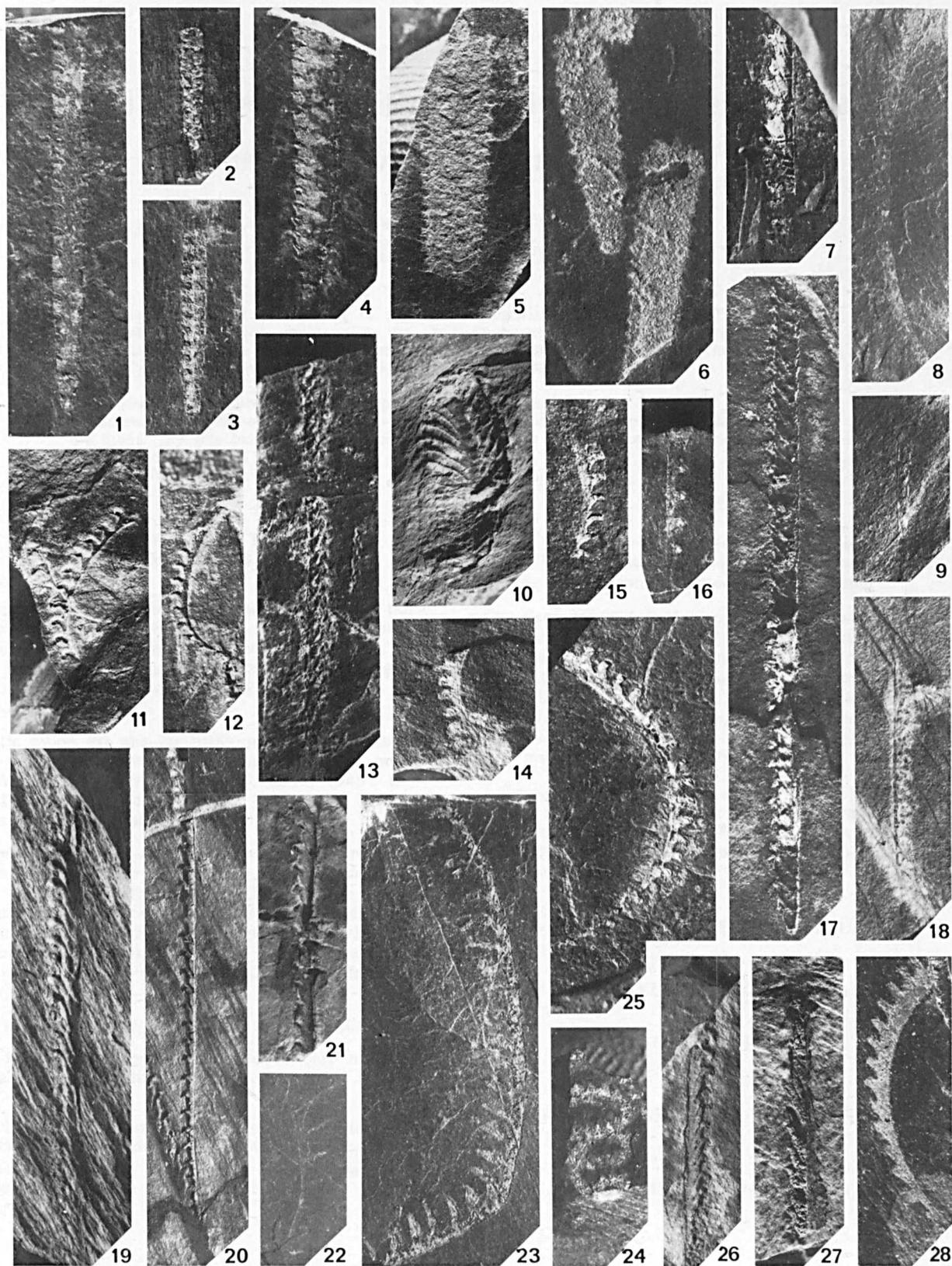
* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE I(*)

- Fig. 1 et 2. — *Climacograptus scalaris scalaris* (Hisinger, 1897), L.G.R. n° 9, 10.
- Fig. 3 et 4. — *Climacograptus rectangularis* (M'Coy, 1850). L.G.R. n° 11, 12.
- Fig. 5 et 6. — *Retiolites geinitzianus geinitzianus* Barrande, 1850. L.G.R. n° 13, 14.
- Fig. 7. — *Monoclimacis galaensis* (Lapworth, 1876). L.G.R. n° 15.
- Fig. 8. — *Monoclimacis crenularis* (Lapworth, 1880). L.G.R. n° 16.
- Fig. 9. — *Monoclimacis linnarssoni* (Tullberg, 1883). L.G.R. n° 17.
- Fig. 10. — *Patalograptus palmeus* var. *ovato-elongatus* (Kurck, 1882). L.G.R. n° 18.
- Fig. 11 et 12. — *Monograptus delicatulus* Elles et Wood, 1913. L.G.R. n° 19, 20.
- Fig. 13. — *Monograptus nicholsoni* Perner, 1897. L.G.R. n° 21.
- Fig. 14 et 25. — *Monograptus proteus* (Barrande, 1850). L.G.R. n° 22, 23.
- Fig. 15. — *Monograptus involutus* Lapworth, 1876. L.G.R. n° 24.
- Fig. 16. — *Monograptus undulatus* Elles et Wood, 1913. L.G.R. n° 25.
- Fig. 17 et 19. — *Monograptus priodon* (Bronn, 1855). L.G.R. n° 26, 27.
- Fig. 18. — *Monograptus distans* (Portlock, 1843). L.G.R. n° 28.
- Fig. 20. — *Monograptus intermedius* (Carruthers, 1868). L.G.R. n° 29.
- Fig. 21, 26 et 27. — *Monograptus riccartonensis* Lapworth, 1876. L.G.R. n° 30, 31, 32.
- Fig. 22. — *Rastrites peregrinus socialis* Tornquist, 1907. L.G.R. n° 33.
- Fig. 23. — *Monograptus triangulatus triangulatus* (Harkness, 1851). L.G.R. n° 34.
- Fig. 24. — *Monograptus turriculatus* (Barrande, 1850). L.G.R. n° 35.
- Fig. 28. — *Monograptus planus* (Barrande, 1850). L.G.R. n° 36.

(*) Toutes les figures sont Gr. = 3. Elles ont été réalisées par M. Jean Carpentier, photographe. U.E.R. des Sciences de la Terre - Lille I.

—————«»—————



A propos d'un poisson volant biplan de l'Eotrias du NW de Madagascar: *Icarealcyon malagasium* Beltan

par Laurence BELTAN (*)
(Planches II, III et IV)

Résumé. — Dans cet article, il est surtout question d'un poisson de l'Eotrias de Madagascar, *Icarealcyon malagasium* qui, par l'hypertrophie de ses nageoires, indique l'adaptation au vol de *type biplan*. Par ce mode de locomotion, il se rapproche du genre actuel *Cypsilurus*, mais ce fait n'implique pas une phylogénie.

Abstract. — In this paper, it is especially described a fish from the Lower Triassic of Madagascar, *Icarealcyon malagasium* whose hypertrophied fins indicate the adaptation to the flight. By this mode of locomotion, it resembles the living genus *Cypsilurus*, but this fact does not imply a phylogeny.

I. — INTRODUCTION TRAVAUX PRECEDENTS

Trois spécimens, référés au même genre de poisson volant biplan, ont été trouvés dans les formations triasiques du Nord-Ouest de Madagascar. Ces gisements fossilifères sont connus depuis longtemps, grâce aux nombreux travaux qui ont été consacrés aux fossiles qu'ils ont livrés.

Cette étude est une contribution à la connaissance de la paléoichtyofaune décrite dans plusieurs ouvrages : White, 1932 ; Piveteau, 1934, 1944, 1945 ; Lehman, 1952, 1956 ; Beltan, 1968, 1979, pour ne citer que les plus importants.

Etant donné qu'il s'agit d'un poisson volant, il est nécessaire de rappeler brièvement les modes de locomotion relatifs aux ichthyofaunes. On distingue la nage (presque tous les poissons), la reptation (*Anguille*), la marche (*Periophthalmus*) et le vol plané (*Paraexocætus*, *Exocætus*, *Cypsilurus*). Les trois derniers modes de locomotion sont liés aux modifications des nageoires (Bertin, 1958).

En ce qui concerne le vol plané, on note deux types :

a) *Le type monoplan*, pour lequel les nageoires pectorales sont hypertrophiées : *Exocætus*.

b) *Le type biplan*, pour lequel, non seulement on observe l'hypertrophie des nageoires pectorales, mais aussi celle des nageoires pelviennes : *Cypsilurus*.

Ces deux types de vol plané sont observables aussi chez les poissons fossiles, auxquels quelques auteurs ont consacré des travaux importants. On peut citer l'ouvrage d'Abel (1906) dans lequel sont présentés l'anatomie et la paléobiologie des genres triasiques monoplans, *Gigantopterus*, *Dollopterus*, *Thoracopterus*. L'étude de ce dernier genre a été reprise par Griffith (1977), puis par Lehman (1979).

Le poisson de l'Eotrias malgache (fig. 1) qui fait l'objet de la présente étude est l'unique poisson volant biplan connu. L'auteur a déjà publié des résumés succincts concernant *Icarealcyon* (1980, 1982).

II. — ANALYSE SYSTEMATIQUE

PHYLUM PISCES

Classe ACTINOPTERYGII

Ordre PARASEMIONOTIFORMES

Famille PARASEMIONOTIDAE Stensiö, 1932

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

Note présentée le 4 Mai 1983 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Novembre 1983.

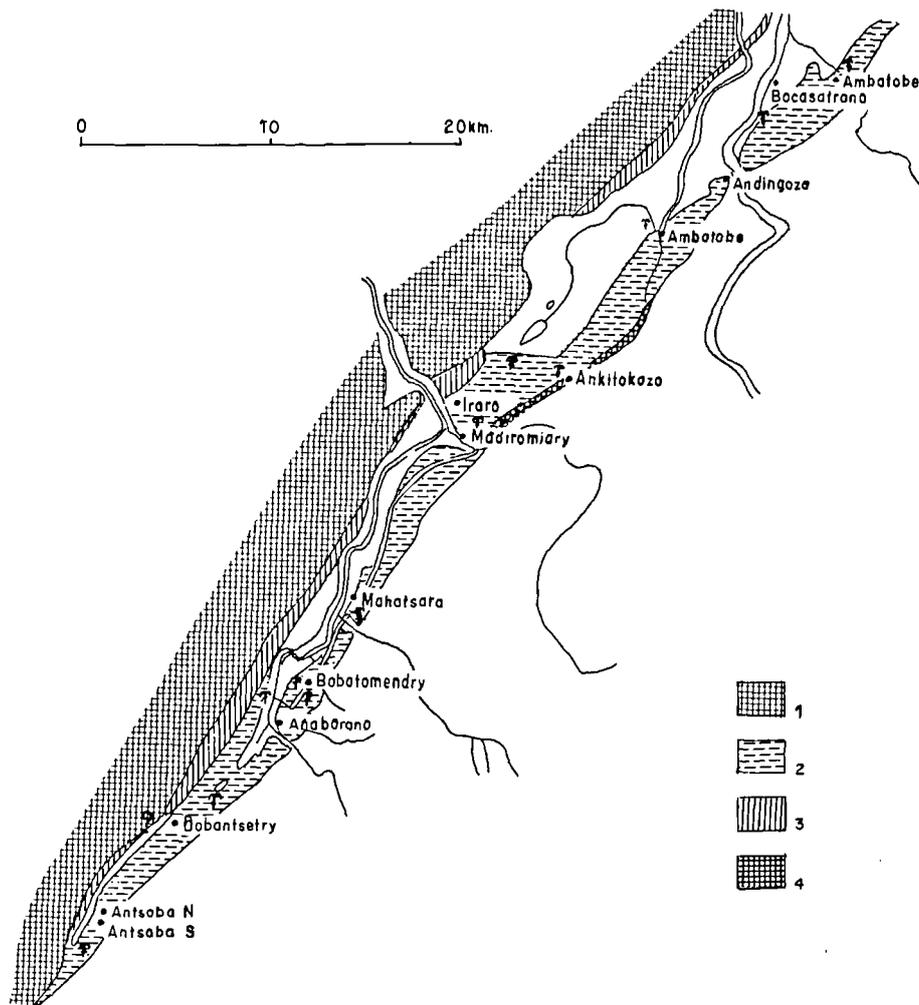


Fig. 1. — Gisements de Vertébrés fossiles dans l'Eotrias du Nord-Ouest de Madagascar, au Sud d'Ambilobe (d'après Besairie in Lehman, 1956).

1, grès de l'Isalo. — 2, Trias à Poissons. — 3, schistes d'Iraro. — 4, Permien supérieur.

Genre *ICAREALCYON* Beltan, 1980

Espèce-type : *Icarealcyon malagasium*.

HOLOTYPE. N° MAE 576a, b. — Nodule de 14 cm de long sur 9 cm de large à peu près, contenant un poisson privé de son crâne, aplati latéralement et en excellent état de conservation. Hypertrophie de toutes les nageoires.

PARATYPE. N° MAE 577a, b. — Nodule de 15 cm de long sur 12 cm de large en moyenne. Poisson aplati latéralement, bien conservé, mais présentant de nombreuses fissures de retrait. Tête absente.

Un troisième Poisson, N° MAE 628a, contenu dans une moitié de nodule assez mal conservé, privé de crâne, peut être néanmoins rapproché du genre étudié. Cette moitié de nodule oblong a à peu près 23 cm sur 14.

LOCALITÉS TYPES. — L'holotype et le paratype ont été trouvés dans un gisement situé non loin du village d'Ambodipo, près du fleuve appelé Mamoro, et le troisième spécimen, dans le gisement d'Anaborano. Il s'agit donc des assises éotriasiques du Sud d'Ambilobe (fig. 1).

DERIVATIO NOMINIS. — *Icarealcyon* est formé de deux noms : Icare, Alcyon, personnages volants de la mythologie gréco-latine ; *malagasy* signifie malgache dans la langue de la Grande Ile.

Diagnose : " Poisson d'assez grande taille. Corps recouvert d'écaillés assez épaisses, quadrangulaires devenant rhombiques dans la région caudale, ornées de quelques fines stries de ganoïne convergeant vers l'arrière ou parallèles ; bord postérieur des écaillés denticulé. Extrémité du corps semi-hétérocerque. Toutes les nageoires hypertrophiées. Nageoire caudale très puissante, comprenant une vingtaine de lépidotriches indivis dans leur partie proximale, puis se segmentant et se dichotomisant dans leur région distale. Présence de fulcres, petits et étroits le long du bord inférieur, longs et larges, le long des bords postérieurs du corps et supérieur de la nageoire caudale. Nageoire anale comprenant une douzaine de lépidotriches très longs, se segmentant et se ramifiant dans sa partie distale. Nageoire dorsale située dans la région postérieure du corps. L'insertion de celle-ci est à peu près le tiers de la distance qui sépare l'extrémité postérieure de la tête, du premier fulcre basilaire de la partie caudale du corps. Une vingtaine de lépidotriches compose la nageoire dorsale. Les sept antérieures sont indivis sur une certaine longueur puis se segmentent, les autres sont fragmentés dès la base. Présence de fulcres basilaires et frangeants en avant de la nageoire dorsale. Nageoire pelvienne à insertion très étroite 6 à 8 lépidotriches, très longs, nageoire non loin de la ceinture pectorale. Nageoire pectorale à insertion assez large 30 à 35 lépidotriches très développés ".

Description.

Aucun des trois spécimens groupés sous les vocables générique et spécifique *Icarealcyon malagasium* ne possède de crâne. Ce genre n'est figuré que par l'holotype (fig. 2, Pl. III) ; d'après les trois spécimens examinés, il devait avoir de son vivant une trentaine de centimètres de long. Le paratype (empreinte a) montre la partie latéro-supérieure de la joue droite. Ces restes peuvent être interprétés comme étant les parties inférieure du supracleithrum et supérieure du cleithrum pourvues d'une ornementation ponctuée ; adjacente à ces os, on observe la majeure partie de l'écaillage post-cleithrale supérieure.

CORPS.

Celui-ci est fusiforme, sa hauteur maximale représente près de la moitié de la distance séparant le bord postérieur de l'écaillage cleithrale du point d'insertion de la partie médiane de la nageoire caudale. Entre 30 et 35 rangées transversales d'écaillés quelque peu obliques recouvrent le corps. Les écaillés épaisses quadrangulaires s'imbriquent légèrement, montrant quelques stries de ganoïne. Celles-ci tendent à confluer dans l'angle postérieur, ou bien elles restent parallèles jusqu'au bord postérieur, lequel est denticulé. L'extrémité distale du rachis se trouve dans la région proximale du lobe épicaudal de la nageoire caudale. Il s'agit donc d'un genre semi-hétérocerque. On observe à mi-hauteur du corps de nombreux pores de la ligne latérale. Celle-ci avait donc la même position que chez *Parasemionotus* Piveteau, *Thomasinotus* Stensiö, par exemple.

NAGEOIRES.

Le genre étudié possède des nageoires très développées, ce qui représente un de ses principaux caractères.

La nageoire pectorale s'insère très bas sur le cleithrum dont on ne voit la région postéro-inférieure que sur le spécimen n° MAE 628a. Ce spécimen permet de constater que la nageoire a une longue insertion et comprend à peu près 35 rayons, nombre supérieur à celui qui existe sur la reconstitution (fig. 2) faite seulement d'après l'holotype. Ces lépidotriches, indivis sur une certaine longueur, sont segmentés et se dichotomisent plusieurs fois en donnant des ramifications très ténues dans la région distale.

La nageoire pelvienne est située très en avant et a une insertion très étroite. Elle ne comporte que 4 à 6 lépidotriches, présentant des parties indivises, segmentées et ramifiées comme dans la nageoire pectorale dont elle atteint la longueur.

La nageoire anale montre une insertion très longue. Située en arrière du corps, elle est composée d'une douzaine de lépidotriches ayant la conformation des lépidotriches des nageoires décrites ci-dessus, mais en plus, elle est ornée antérieurement d'une frange de fulcres.

La nageoire caudale, très puissante, comprend 26 lépidotriches. Ceux du lobe hypocaudal sont indivis sur une certaine longueur proximale. Puis, ensuite, la segmentation et la dichotomisation s'observent dans cette nageoire. Celle-ci était probablement plus développée qu'elle ne l'est sur la reconstitution (fig. 2). Des fulcres sont présents sur les bords inférieur et supérieur de la nageoire. Ceux qui ornent le bord supérieur du lobe épicaudal étaient précédés de quelques fulcres basilaires.

La nageoire dorsale, de grande envergure, a une longue insertion et est située dans la partie postérieure du corps. Elle comprend une vingtaine de lépidotriches. Les parties indivises des 9 lépidotriches antérieurs occupent presque un quart de cercle. Le premier des rayons est orné de fulcres précédés de 4 fulcres basilaires. Ensuite la segmentation et la ramification sont observables comme dans les autres nageoires. Dans aucun cas, les rayons endosquelettiques ne sont conservés.

Remarques concernant *Icarealcyon*.

L'auteur a créé un nouveau genre pour ce poisson caractérisé par l'hypertrophie de ses nageoires et l'a placé dans la famille triasique des *Parasemionotidae* Stensiö, 1932. Cette famille groupe entre autres les genres suivants : *Ospia*, *Broughia* Stensiö ; *Parasemionotus* Piveteau ; *Watsonulus* Brough ; *Stensionotus*, *Jacobulus* Lehman ; *Piveteaunotus*, *Lehmanotus* Beltan... Bien qu'étant privé de tête, *Icarealcyon* se rapproche du genre *Parasemionotus*. En considérant seulement le corps, on note entre les deux genres la similitude de l'écaillage, la même position de la ligne latérale. La

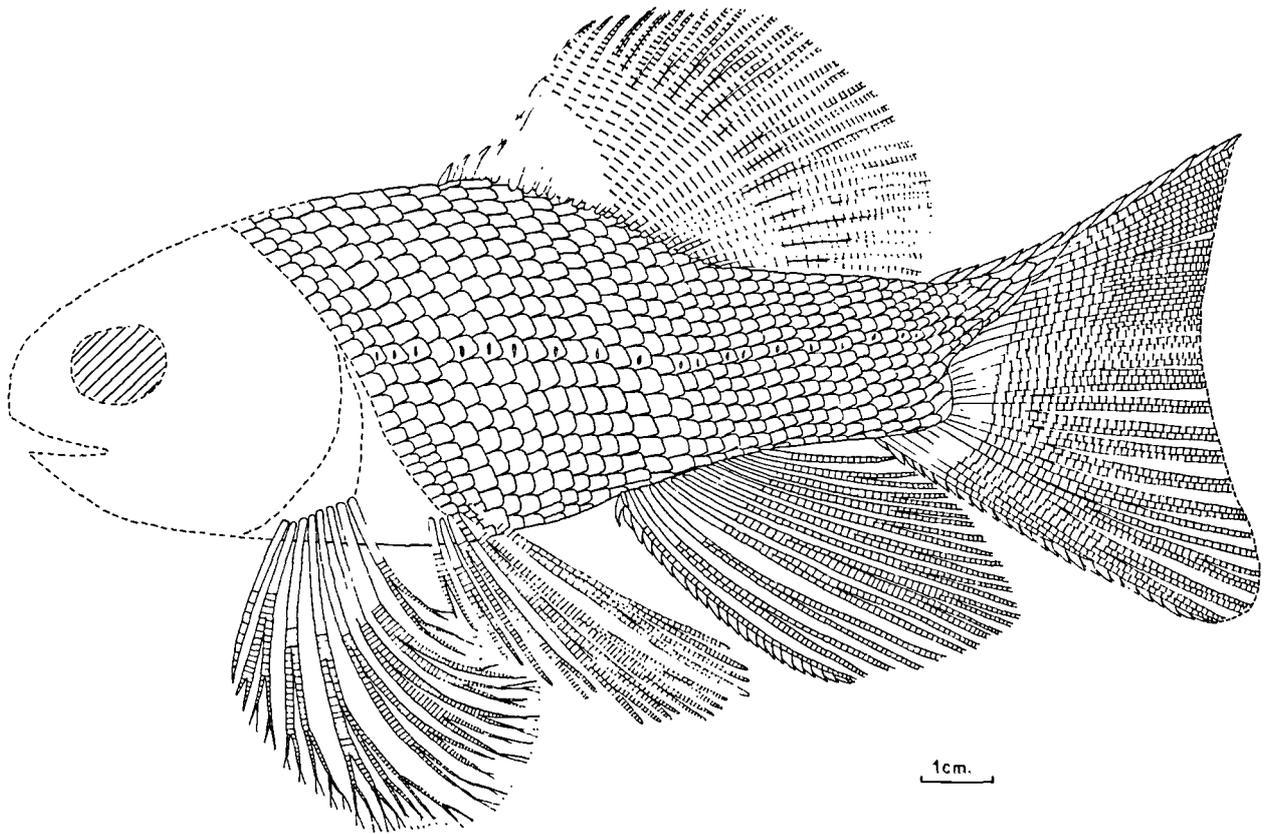


Fig. 2. — *Icarealcyon mulagasium* Boltan.
Reconstitution du corps en vue latérale faite à partir de l'holotype MAE 576 a, b.

semihétérocercie est identique chez les deux genres, de même que le rapport de la hauteur maximale du corps sur la longueur de celui-ci, de l'écaille cleithrale supérieure à la naissance de la nageoire caudale. La position des nageoires sur le corps est la même chez les deux genres, sauf en ce qui concerne les pelviennes. Eu égard au corps, les différences entre *Parasemionotus* (fig. 3) et *Icarealcyon* consistent en l'absence, chez ce dernier, de fulcres le long du bord antérieur des nageoires pectorale et pelvienne, en la migration caudo-crânienne de la nageoire pelvienne qui devient presque thoracique, et surtout en l'hypertrophie de toutes les nageoires (fig. 2). L'élongation des rayons des nageoires pectorales et pelviennes fait penser qu'on est en présence d'un poisson volant biplan comme le genre actuel *Cypsilurus* (B, Pl. IV). L'accroissement considérable de la grandeur de la nageoire pectorale est observable chez les poissons volants actuels et fossiles appartenant au type monoplan comme l'*Exocætes* par

exemple (A, Pl. IV). Cette hypertrophie de la nageoire pectorale serait due, selon Berg (1926), à une hyper-sécrétion de certains organes (hypophyse?). L'auteur pense plutôt que cette hypertrophie serait provoquée par des mutations pour lesquelles les genres de la famille des Exocætidae montrent une prédisposition. Le même phénomène a probablement dû se produire chez les poissons volants fossiles de type monoplan, *Dollopterus*, *Thoracopterus* (A et B, Pl. II), *Gigantopterus*, *Perleididae* triasiques, où on note la grande envergure de la nageoire pectorale et aussi l'importance de celle-ci chez des Poissons non volants appartenant à la même famille : *Perleides*, par exemple.

Un *Parasemionotidae*, *Albertonia*, de l'Eotrias de l'Alberta et de la Colombie Britannique, possède une nageoire pectorale très développée; Schaeffer et Mangus le rapprochent d'ailleurs de *Dollopterus*, *Thoracopterus*, *Gigantopterus* (Schaeffer et Mangus, 1976).

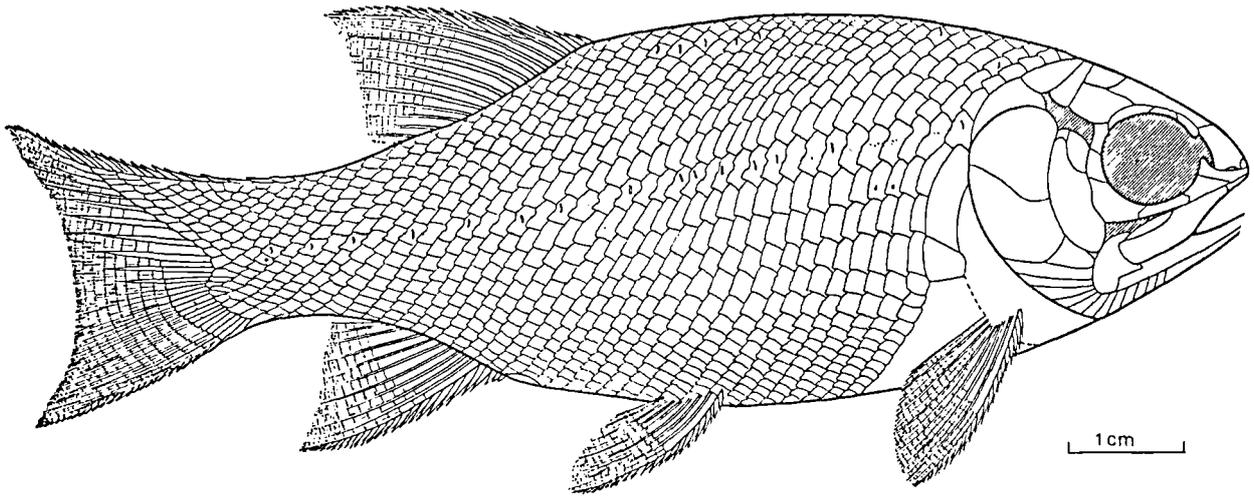


Fig. 3. — *Parasemionotus labordei* Piveteau.
Reconstitution du corps en vue latérale d'après Lehman, 1952.

Mode de locomotion de *Icarealcyon*.

a) LA NAGE.

Comme la plupart des Poissons, le mode de locomotion de *Icarealcyon* devait être la nage. Celle-ci était probablement rapide chez ce poisson néritique de surface pourvu de nageoires pelviennes presque thoraciques. Ce poisson, en effet, était probablement néritique, parce que son gisement est considéré comme ayant été très proche du rivage, étant donné la présence dans cette formation éotriasique malgache de Stégocéphales terrestres comme *Benthosuchus*, d'un reptile éosuchien et de plantes terrestres. La progression dans l'eau de *Icarealcyon* devait se faire grâce aux ondulations du corps qui se transmettaient facilement, car les écailles étaient légèrement imbriquées. La propulsion, provoquée par les battements latéraux de la puissante nageoire caudale, assurait la formation de ces ondulations, tandis que les nageoires dorsale et anale concouraient à la stabilité de l'animal et les nageoires paires fonctionnaient comme organes équilibrateurs. Les problèmes d'équilibre statique et de la nage ont été étudiés par Magnan (1930).

b) LE VOL.

L'hypertrophie des nageoires pectorales et pelviennes permet de penser que *Icarealcyon* était aussi un poisson volant de type biplan, comme le genre actuel *Cypsilurus*. Chez *Icarealcyon*, les nageoires pectorales étaient presque aussi longues que les nageoires pelviennes : à peu près la moitié de la longueur du

corps, de l'extrémité postérieure de la joue à la naissance de la nageoire caudale. Ce poisson devait de temps en temps sortir de l'eau, grâce à la vitesse qu'il acquérait en nageant très vite à la surface de l'eau, vitesse due aux oscillations très rapides de la puissante nageoire caudale.

La partie distale de celle-ci manque ; cette nageoire était certainement plus développée qu'elle n'est représentée sur la reconstitution (fig. 2) et devait rappeler la morphologie indiquée sur le schéma de l'envol de l'animal proposé par l'auteur (fig. 4). Les lépidotriches inférieurs du lobe hypocordal devaient être très allongés (type hypobathe, Abel, 1912, qu'il ne faut pas confondre avec le type hypocerque), si bien que nageoire devait rappeler celle du Poisson volant fossile *Thoracopterus* (A et B, Pl. II) et celles des Poissons volants actuels *Exocætus* et *Cypsilurus* (A et B, Pl. IV). Cette élongation des lépidotriches provoque une dissymétrie des deux lobes ; la nageoire caudale de type hypobathe facilite l'envol du poisson, mais il est à noter que cette condition morphologique n'est pas indispensable au vol des Poissons (*Pantodon*, poisson volant d'eau douce). Le vol des Poissons volants a été étudié par Hubbs (1932) chez l'*Exocætus*, et en particulier chez *Cypsilurus* où il est le plus parfait : le vol biplan. Toutes les nageoires étant repliées et tout contre le corps, le poisson nage très rapidement en surface et progresse grâce aux battements latéraux de la queue. La vitesse atteinte permet à sa région antérieure de sortir de l'eau, il y a alors déploiement des nageoires pectorales, le corps devenant plus léger se trouve presque entièrement dans

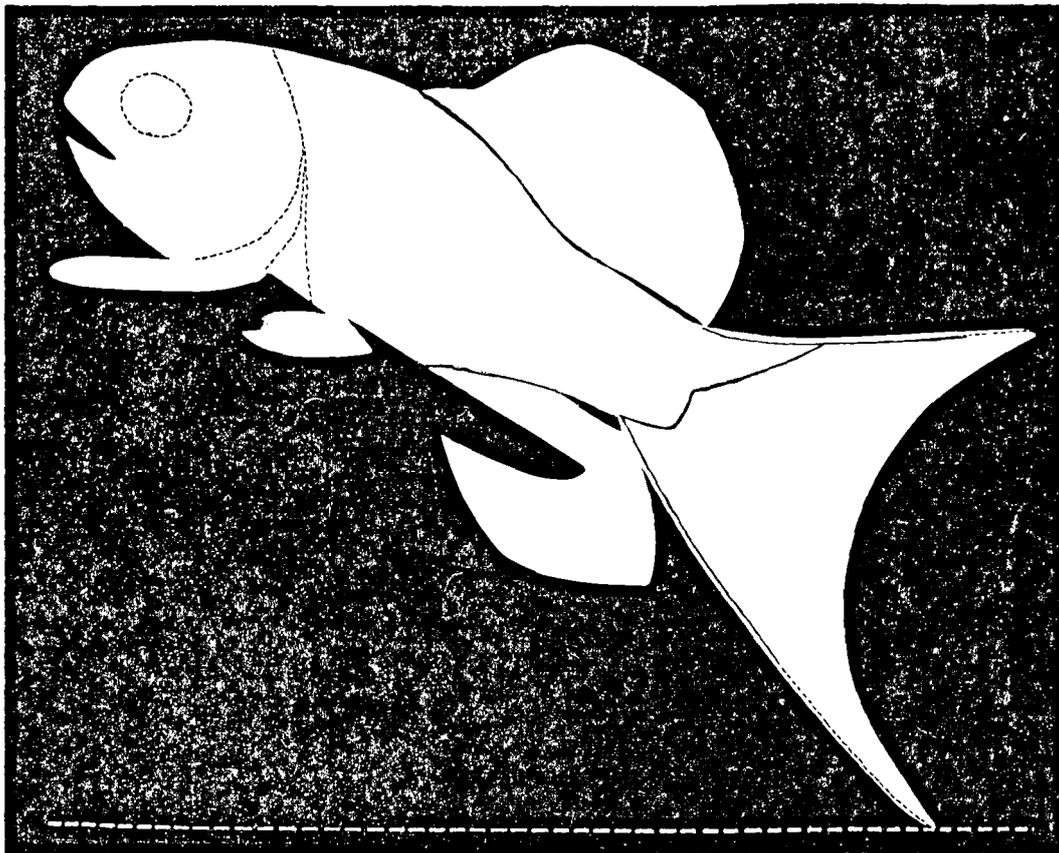
l'air, les nageoires pelviennes s'étendent à leur tour, grâce à la vitesse acquise et le poisson plane, complètement dégagé du milieu liquide, après que l'extrémité du lobe inférieur de la nageoire caudale ait effectué avant l'essor dans l'air, un sillage à la surface de l'eau appelé " taxi ". La morphologie de *Icarealcyon* permet de penser que l'envol était identique à celui de *Cypsilurus* (fig. 4). Cependant, il est à remarquer que les nageoires pelviennes de *Icarealcyon* étaient très grandes et que, par conséquent, sa sustentation dans l'air était plus parfaite que celle de *Cypsilurus* et qu'il était un meilleur planeur que ce dernier. La nageoire dorsale très développée et très en arrière devait être pour *Icarealcyon* en vol, un important gouvernail de direction. Il convient d'ajouter que le vol biplan chez les Poissons est supérieur au vol monoplane et que c'est le contraire en aviation.

Comparaison de *Icarealcyon* avec *Cypsilurus*.

Icarealcyon est l'unique poisson volant biplan fossile connu. Il est à comparer au poisson volant biplan actuel, le plus perfectionné : le genre *Cypsilurus*.

On note de nombreuses différences (fig. 2 et B, Pl. IV).

a) *Icarealcyon* est proportionnellement moins fusiforme que *Cypsilurus*. Le corps est recouvert d'écailles épaisses, quadrangulaires, devenant rhombiques dans sa région supéro-postérieure ; il montre une semi-hétérocercie chez *Icarealcyon* comme chez les autres Parasemionotidae connus (Lehman, 1952 ; Schaeffer et Mangus, 1978) et la présence de fulcres basilaires et frangeants. Chez *Cypsilurus*, des écailles minces et cycloïdes recouvrent le corps homocercue.



----- Plan horizontal.

Fig. 4. — Schéma de l'envol de *Icarealcyon* d'après l'auteur.

L'ombre de la nageoire pectorale se projette sur la nageoire pelvienne ; celle de la nageoire pelvienne sur la nageoire anale. La lumière vient du Nord-Ouest.

La ligne latérale montre ses pores au milieu du flanc chez *Icarealcyon*, tandis que celle-ci est presque ventrale chez *Cypsilurus*.

b) La nageoire pectorale de *Icarealcyon*, assez large, s'insérait dans la partie ventrolatérale de l'animal, et atteignait la moitié de la longueur de celui-ci, des écailles cleithrales à la naissance de la nageoire caudale.

La nageoire pectorale de *Cypsilurus* s'insérait très haut dans la région dorsolatérale et ses plus longs lépidotriches atteignaient presque la nageoire caudale. Il est à remarquer que dans le type biplan fossile *Icarealcyon*, la nageoire pectorale se situe vers le bas et la ligne latérale vers le milieu du corps, tandis que chez *Cypsilurus*, la nageoire pectorale s'insère vers le haut et la ligne latérale est presque ventrale. Les mêmes observations peuvent être faites pour les monoplans fossiles et actuels *Thoracopterus* et *Exocætus*, par exemple.

c) La nageoire pelvienne est presque aussi longue que la nageoire pectorale chez *Icarealcyon* et se trouve non loin de la ceinture thoracique.

La nageoire pelvienne de *Cypsilurus* est assez reculée. Chez les deux genres, l'insertion de cette nageoire est étroite et on observe une amorce de mouvement caudo-crânien chez *Icarealcyon*, puisque la pelvienne est presque thoracique, et le mouvement inverse chez *Cypsilurus*. Chez les formes anciennes, les pelviennes s'insèrent assez loin des pectorales; cependant, chez le genre *Dorypterus* Germar, du Permien supérieur d'Allemagne, les pelviennes se trouvent juste en arrière des cleithra. Au cours de l'évolution des osteichthyens s'est effectuée une migration caudo-crânienne des pelviennes. Chez les types primitifs, (Chondrostéens, Holostéens, Cypriniformes) les pelviennes sont abdominales; puis elles deviennent thoraciques ou jugulaires (Gadiformes, Pleuronectiformes). Cette migration, d'abord caudo-crânienne, est suivie d'une migration crânio-caudale et les pelviennes redeviennent abdominales, ce qui s'observe chez *Cypsilurus*.

d) Les nageoires impaires dorsale et anale présentent d'importantes différences chez les deux genres. Chez *Icarealcyon*, les nageoires dorsale et anale, à insertion très longue, sont pourvues de nombreux lépidotriches (respectivement 20 et 12) présentant une remarquable élongation. Au contraire, les nageoires dorsale et anale de *Cypsilurus* sont pourvues de 12 et 8 lépidotriches assez courts, se divisant distalement comme ceux de *Icarealcyon*. Ces grandes différences de surface des nageoires dorsale et anale permettent de penser que *Icarealcyon* était un meilleur planeur et un meilleur nageur que *Cypsilurus*.

e) La nageoire caudale était formée de très nombreux lépidotriches chez *Icarealcyon* et devait être fourchue de type hypobathe comme chez *Thoracopterus* (A, B, Pl. II); celle de *Cypsilurus* possède un petit nombre de lépidotriches, ceux du lobe inférieur montrent une élongation très marquée.

Répartition géographique des poissons volants fossiles et actuels.

Les restes de poissons volants fossiles sont très rares. Ceux de type monoplan sont localisés en Europe Centrale. On peut citer: *Dollopterus* Abel, du Trias moyen de Thuringe et du Hanovre; *Thoracopterus* Bronn, dans le Trias supérieur d'Autriche; ce genre a été signalé par Wade (1949) en Australie (Nouvelle Galles du Sud); *Gigantopterus* Abel, dans le Trias supérieur d'Autriche. En ce qui concerne les biplans fossiles, un seul est connu jusqu'à présent: *Icarealcyon* de l'Eotrias du Nord-Ouest de Madagascar.

Les poissons volants actuels sont au contraire très largement répandus dans tous les Océans. Parmi les monoplans, on peut indiquer les genres *Fodiator*, *Oxyporhamphus*, *Hirundichthys*, *Paraexocætus*, *Exocætus* (connu par de nombreuses espèces); citons en outre les genres *Pantodon* et *Gasteropelecus*, présents respectivement dans des rivières ouest-africaines et sud-américaines. Le genre biplan le plus important est *Cypsilurus* auquel sont attribuées de nombreuses espèces. Cette ichtyofaune est présente dans les zones intertropicales de tous les Océans et en particulier non loin des mers chaudes et calmes (mer des Sargasses, mer de Corail, les mers des régions Indo-Pacifiques, par exemple).

Cependant, l'espèce *Cypsilurus heterurus* (par exemple Brunn, 1935, Pl. IV) a été trouvée dans le Fjord d'Oslo et dans la mer Méditerranée. Cette ichtyofaune volante comprend des espèces néritiques ou océaniques (Brunn, 1935).

En conclusion, cette analyse nous permet de constater que les poissons fossiles volants sont très rares; ils n'ont jusqu'ici été trouvés que dans le Trias et n'appartiennent qu'à deux familles, les Perleididae et les Parasemionotidae. Au contraire, les poissons volants actuels constituent une faune très abondante, dont les représentants marins font partie de la famille des Exocætidae. Les différences anatomiques sont très importantes entre ces familles du Trias où sont présents des caractères chondrostéens et holostéens et les familles téléostéennes actuelles de poissons volants; et, par suite, une phylogénie s'avère impossible à établir. On observe, au total, une concordance entre l'évolution morphologique et l'évolution éthologique (l'adaptation au vol).

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABEL O. (1905). — Fossile Flugfische. *Jahrb. K. K. Geologie*, vol. 56, fasc. 1.
- 2) ABEL O. (1912). — Grundzüge der Palaeobiologie des wirbeltiere. *Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Nägele und Dr Sproesser*, p. 646. Stuttgart.
- 3) BELTAN L. (1958). — La faune ichtyologique de l'Eotrias du NW de Madagascar: le neurocrâne. *Cah. de Paleont.*, C.N.R.S., p. 125.
- 4) BELTAN L. (1979). — Eotrias du Nord-Ouest de Madagascar: étude de quelques poissons dont un est en parturition. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 453-464.
- 5) BELTAN L. (1980). — Sur la présence d'un poisson volant, *Icarealcyon malagasium* n.g., n. sp., dans l'Eotrias malgache. 26^e Congrès Internat. de Géologie, vol. 1, (sections 1 à 5), Résumés, p. 155, Paris.
- 6) BELTAN L. (1982). — On fossil and living Flying Fishes. 4^e Congrès européen des Ichtyologistes, vol. Abstracts (n° 25), Hamburg.
- 7) BERG S. (1926). — Nomogenesis or evolution directed by Law. London.
- 8) BRUNN A.F. (1935). — Flying-Fishes (Exocætidae) of the Atlantic. Systematic and Biological Studies. The Carlsberg Foundation Oceanographical Expedition round the world 1928-1930, and previous "Dana" Expeditions, Dana-Report, n° 6.
- 9) BERTIN L. (1958). — In Grassé. Masson éd., Traité de Zoologie. Modification des nageoires, t. XIII, fasc 1. p. 748-782.
- 10) BERTIN L. et ARAMBOURG C. (1958). — In Grassé. Traité de Zoologie, Super Ordre des Téléostéens (Teleostei), t. XIII, fasc. 3, p. 2204-2500, Paris.
- 11) GRIFFITH J. (1977). — The Upper Triassic fishes from Polzberg bei Lunz, Austria. *Zool. Journ. of Linnean Society*, vol. 60, n° 1, p. 1-93.
- 12) HUBBS C.L. (1932). — Observation on the flight of fishes with a statistical study of the flight of the Cypsilurinae and remarks on the evolution of the flight of Fishes. *Paper of the Michigan Acad. of Sciences, Arts and Letters*, 17.
- 13) LE DANOIS Y. (1967). — Quelques figures descriptives de l'anatomie de *Pantodon buchholzi* Peters. *Bull. Inst. Fond. Afrique Noire*, T. XXIX. sér. A, n° 3.
- 14) LEHMAN J.P. (1952). — Etude complémentaire des Poissons de l'Eotrias de Madagascar. *Kung. Svenska Vetensk. Handl.*, sér. 4, vol. 2, p. 1-192.
- 15) LEHMAN J.P. (1956). — Compléments à l'étude des genres *Ecrinesomus* et *Bobasatrania* de l'Eotrias de Madagascar. *Ann. Paleont.*, t. XLII.
- 16) LEHMAN J.P. (1979). — Notes sur les Poissons du Trias de Lunz I. *Thoracopterus* Bronn. *Ann. Naturhist. Mus.*, vol. 82. p. 53.66.
- 17) MAGNAN A. (1930). — Les caractéristiques géométriques et physiques des Poissons, avec contribution à l'étude de leur équilibre statique et dynamique (II^e partie). *Ann. Sc. Nat. Zool.*, 10^e série, t. XIII, fasc. 3.
- 18) PARIN N.V. (1962). — Flying Fishes (Exocetidae and Oxyporhamphidae) of the sea of Japan and adjacent waters. *Voprosy Ikhtologie*, vol. 2, n° 2, p. 224-229.
- 19) PIVETEAU J. (1934a). — Paléontologie de Madagascar. XXI. Les Poissons du Trias inférieur. Contributions à l'étude des Actinoptérygiens. *Ann. Paléont.*, vol. 23.
- 20) PIVETEAU J. (1944-1945). — Paléontologie de Madagascar. XXV. Les Poissons du Trias inférieur. La famille des Saurichthyidés. *Ann. Paléont.*, vol. 31.
- 21) RIDEWOOD W.G. (1913). — Notes on the american fresh water flying fish *Gasteropelecus*, and the Common flying-fish *Exocætus*. *Ann. Mag. Nat. Hist.*, (8), XII, p. 344-548.
- 22) SCHAEFFER B. et MANGUS M. (1976). — An Early Triassic Fish Assemblage from British Columbia. *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, vol. 156, art. 5.
- 23) STENSIÖ E. (1932). — Triassic Fishes from East Greenland. *Medd. om Grønland*, vol. 83, n° 3. p. 1-300.
- 24) TAVERNE L. (1974). — Sur une adaptation au vol des lépidotriches pectoraux de *Pantodon* Peters (Pisces Osteoglossiformes). *Rev. Zool. afr.*, vol. 88, n° 1.
- 25) WADE R.T. (1940). — The Triassic Fishes of Gosford New south Wales. *Journ. a Proc. of the Roy. Soc. of New South Wales*, vol. 73.
- 26) WHITE E.I. (1932). — A new triassic Fish from NW Madagascar. *Ann. a Mag. Nat. Hist.*, vol. 10, ser. 10.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE II

Fig. A. — *Thoracopterus niederristi* Bronn (in Lehman, 1979).

Fig. B. — Reconstitution de *Thoracopterus niederristi* Bronn (d'après Lehman, 1979).

PLANCHE III

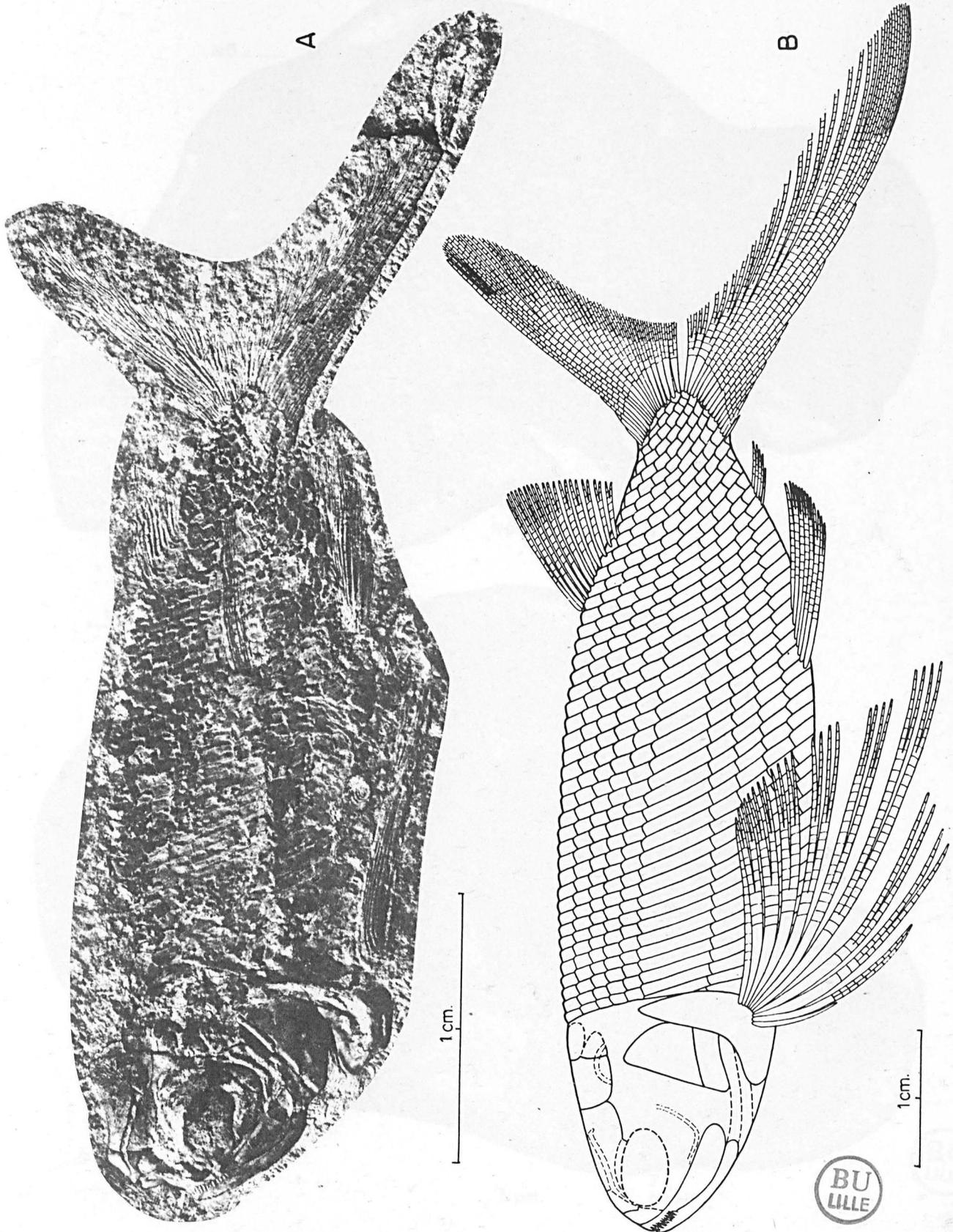
Empreinte A et contre-empreinte B de *Icarealcyon malagasium*. Holotype MAE 576 a, b.

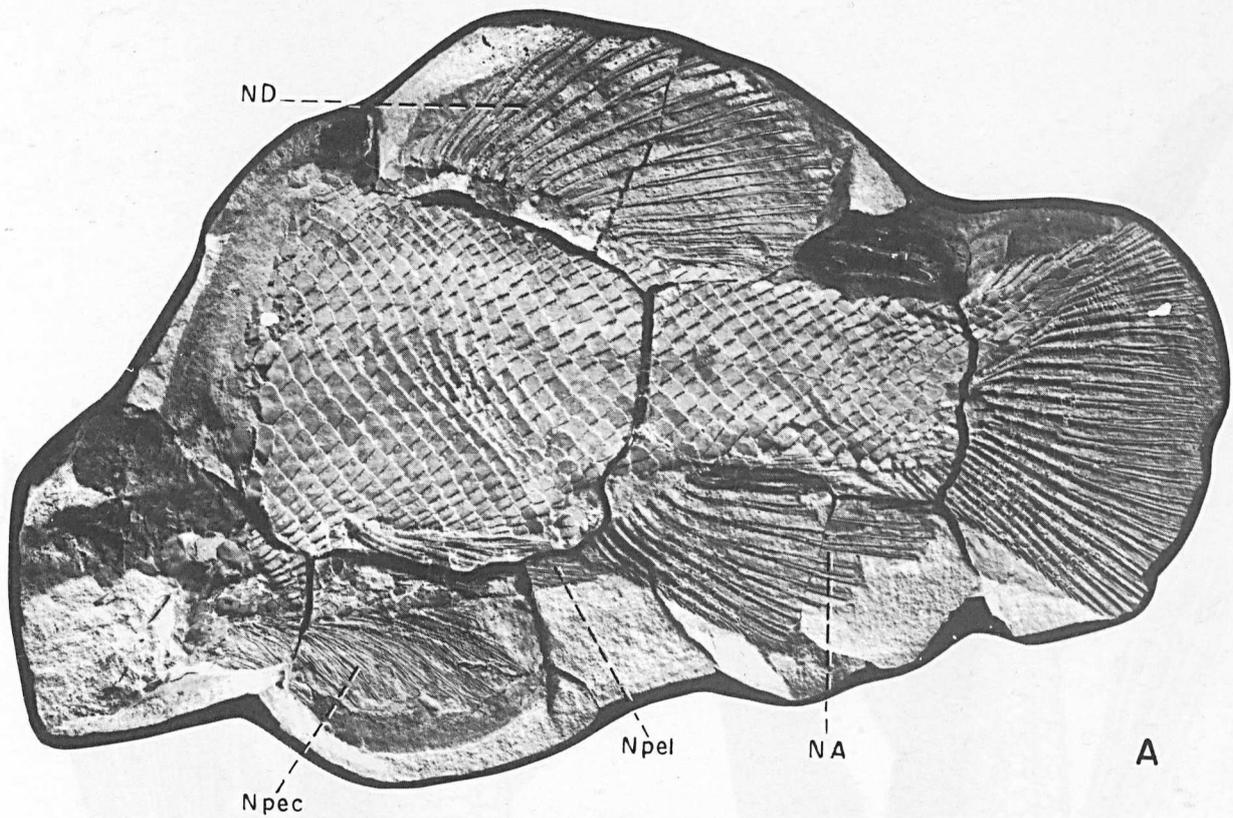
NA : Nageoire anale ; ND : Nageoire dorsale ; Npec : Nageoire pectorale ; Npel : Nageoire pelvienne.

PLANCHE IV

Fig. A. — *Exocætus volitans* Linné (in Brunn, 1935, Pl. II).

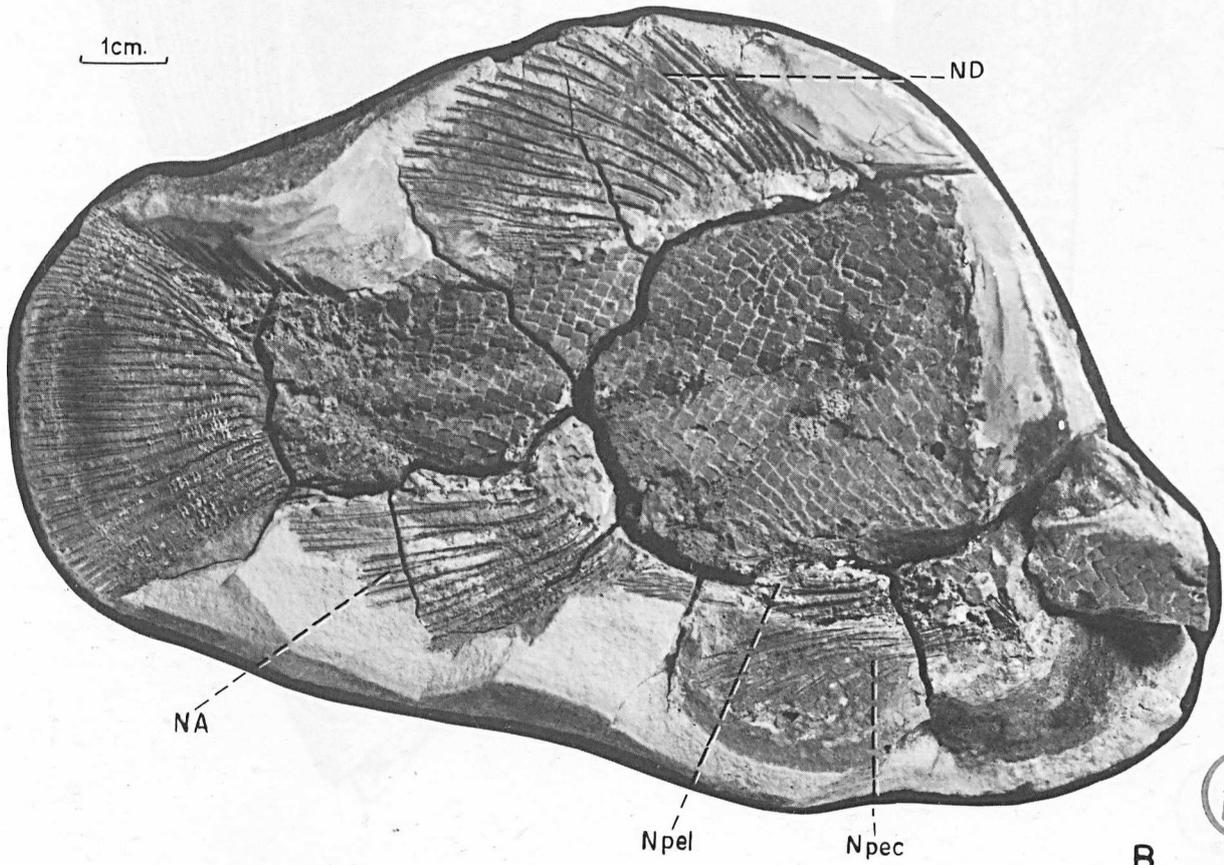
Fig. B. — *Cypsilurus heterurus* Rafinesque. Schmaltz (in Brunn, 1935, Pl. IV).





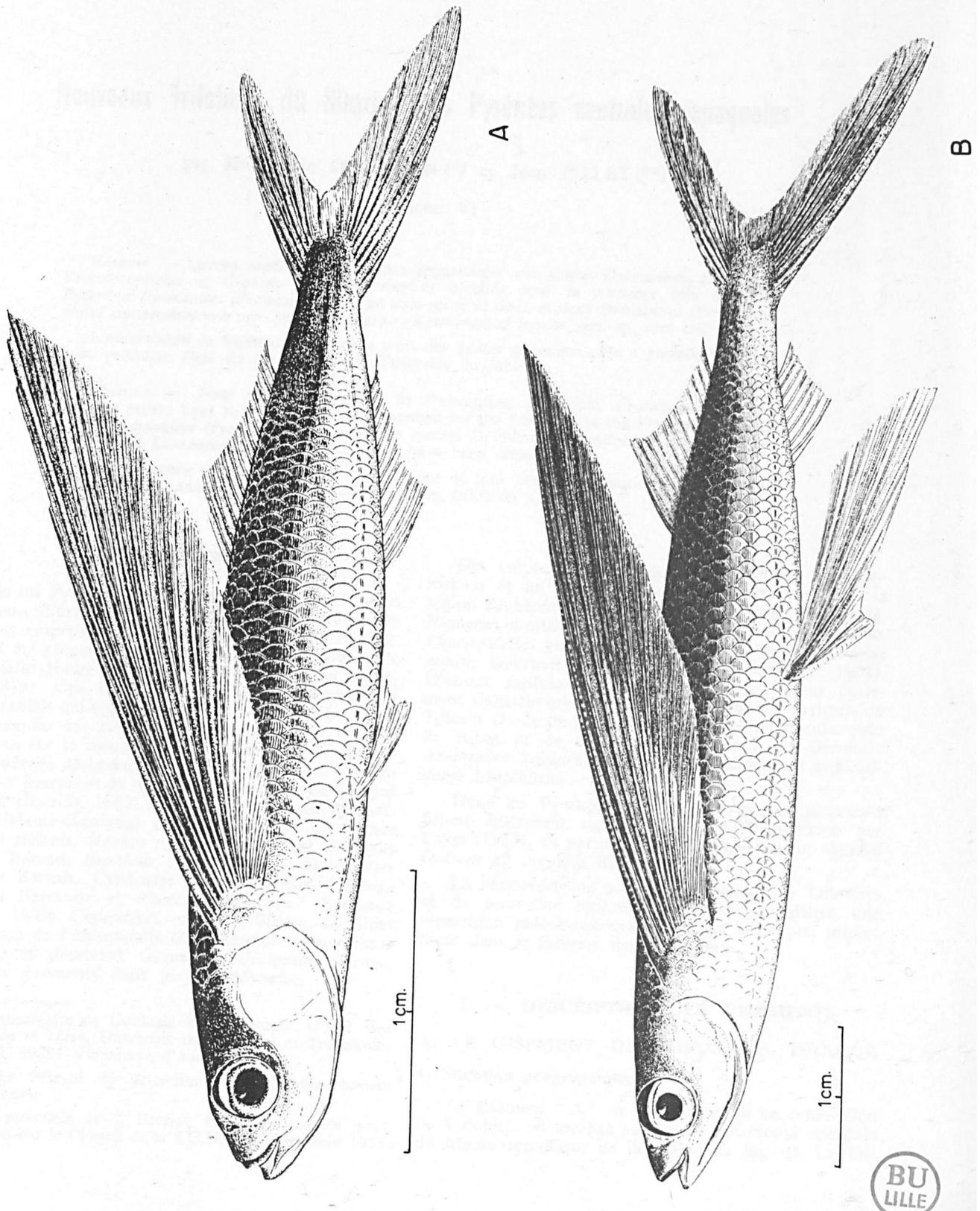
A

1cm.



B





Nouveaux Trilobites du Silurien des Pyrénées centrales espagnoles

par Jean-Marie DEGARDIN (*) et Jean PILLET (**)

(Planche V)

Résumé. — Quatre espèces de Trilobites appartenant aux genres *Dalmanites*, *Leonaspis*, *Crotalocephalus* et *Cromus* sont observées et décrites pour la première fois dans les Pyrénées. *Dalmanites* (*Preodontochile*), un sous-genre et deux espèces *Dalmanites* (*Preodontochile*) *camprodonensis* nov. sp. et *Leonaspis* (*Kettneraspis*) *leridae* nov. sp. sont créés.

L'observation de Monograptidés dans trois des quatre gisements cités a permis de définir avec précision l'âge de ces espèces de Trilobites du Silurien.

Abstract. — Four species belonging to *Dalmanites*, *Leonaspis*, *Crotalocephalus* and *Cromus* genera have been observed and described for the first time in the Pyrenees. A sub-genus *Dalmanites* (*Preodontochile*) and two species *Dalmanites* (*Preodontochile*) *camprodonensis* and *Leonaspis* (*Kettneraspis*) *leridae* have been created.

The existence of Monograptides in three out of four observed deposits has allowed to precise with accuracy the age of those silurian trilobites species.

INTRODUCTION

Dans les Pyrénées, l'observation de Trilobites dans les terrains siluriens reste encore un fait très rare. Les premières empreintes de Trilobites rapportées au Silurien ont été recueillies par Gourdon dans la région de Cathervielle (Haute-Garonne) et signalées par De Lapparent (1879). Ces fossiles furent ensuite décrits par Barrois (1880) qui reconnut *Phacops fecundus* Barrande et *Dalmanites* cf. *haussmanni* Barrande. Des récoltes ultérieures sur le même site de Cathervielle lui permirent de décrire *Dalmanites gourdoni* Barrois et *Cyphaspis bellocci* Barrois et de rapporter ces espèces au Silurien supérieur (Barrois, 1883). Cet âge fut confirmé à Hontde-Ver (Haute-Garonne) par l'observation de *Lichas gourdoni* Barrois, *Harpes pyrenaicus* Barrois, *Bronteus raphaeli* Barrois, *Bronteus trutati* Barrois, *Dalmanites gourdoni* Barrois, *Cyphaspis bellocci* Barrois, *Phacops fecundus* Barrande et *Phacops breviceps*? Barrande (Barrois, 1886). Cependant, en 1959, Struve, signalant la présence de *Phacopidella* (*Denckmanites*) *micromma* (Roemer) et décrivant *Gourdonia destombeii* Struve, plaça ces gisements dans le Mésodévonien.

Des empreintes de Trilobites rapportées au Wenlockien et au Ludlowien ont été observées dans la région de Montardit (SW de Sort, province de Lérida, Espagne) et attribuées à *Ceratocephala minuta* Barrande, *Phacopidella grimburgi* Frech et *Phacops fecundus minor* Gaertner (Gaertner, 1930; Schmidt, 1931). D'autres espèces du Silurien supérieur furent également signalées par Dalloni (1930) dans les environs de Toloriu (E de Seo de Urgel, province de Lérida, près de Ribas et de Camprodon, province de Gerone): *Arethusina konincki* Barrande et *Dalmanites longicaudatus* Murchison.

Dans les Pyrénées Orientales, quelques gisements furent également signalés dans le Wenlockien par Cavet (1957), en particulier à Castelnou où fut observé *Otarion* aff. *novella* Barrande.

La découverte de nouveaux gisements de Trilobites et de nouvelles espèces permet de compléter une répartition paléobiogéographique qui reste peu importante dans le Silurien des Pyrénées.

I. — DESCRIPTION DES GISEMENTS

A) LE GISEMENT DU TOSSAL DE TRIADOR

1) Situation géographique.

Le gisement "A" où a été recueilli un échantillon de Trilobite, est localisé au Sud de l'extrémité orientale du Massif granitique de la Maladetta (fig. 1). Le Tri-

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

(**) Le Prieuré de Beaumont, Bouchemaine-Pruniers 49000 Angers.

Note présentée le 2 Février 1983 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Novembre 1983.

lobite a été découvert dans la vallée du Barranco de Biguetes qui descend du Tossal de Triador pour venir grossir les eaux du Rio Flamisell à la hauteur du village de Espui à 4 km au Nord de Torre de Cabdella (province de Lérida).

Les coordonnées du gisement (les longitudes sont données par rapport au méridien de Madrid) sont : $x = 4^{\circ} 42' 19''$; $y = 42^{\circ} 27' 26''$; altitude : 1.980 m.

2) Localisation stratigraphique.

Dans la région de Espui, les terrains siluriens sont représentés (fig. 4) par une épaisse série de schistes noirs se débitant en plaquettes ardoisières surmontées de quelques passées carbonatées constituant les termes de passage du Silurien au Dévonien. L'empreinte de Trilobite a été observée dans les schistes et sa position stratigraphique a été déduite grâce à la proximité d'un gisement de Graptolites dans lequel j'ai déterminé *Monograptus mutuliferus* Gortani, 1922, *M. latus* (M'Coy, 1848) et *M. flemingi* (Salter, 1852). De ce fait, ce gisement est d'âge Wenlockien supérieur.

3) Inventaire paléontologique du gisement.

Seule une empreinte complète de *Leonaspis (Kettneraspis) leridae* nov. sp. a été récoltée.

B) LES GISEMENTS DE LA REGION DE BAR-TOLORIU

1) Situation géographique.

La région étudiée est située à 15 km environ à l'Est de la ville de Seo de Urgel, dans la vallée du Rio Segre (fig. 2). Les deux gisements de Trilobites sont observés sur la rive gauche du Rio Segre dans les environs de Bar et de Toloriu (province de Lérida).

— le premier gisement " B " (fig. 2) se trouve sur la nouvelle piste qui relie Bar à la route nationale Seo de Urgel-Puigcerda, à 1 km en amont de Pont de Bar. Ses coordonnées sont : $x = 5^{\circ} 19' 35''$; $y = 42^{\circ} 21' 44''$; altitude : 1.175 m.

— Le second gisement " C " (fig. 2) est localisé sur la route Toloriu-Bar, dans le dernier virage à gauche juste avant l'entrée du village de Bar. Il a pour coordonnées : $x = 5^{\circ} 19' 39''$; $y = 42^{\circ} 21' 35''$; altitude : 1.185 m.

2) Localisation stratigraphique.

Dans la région orientale de Seo de Urgel, les terrains siluriens sont représentés par une importante série de pélites noires, localement très altérées (fig. 4).

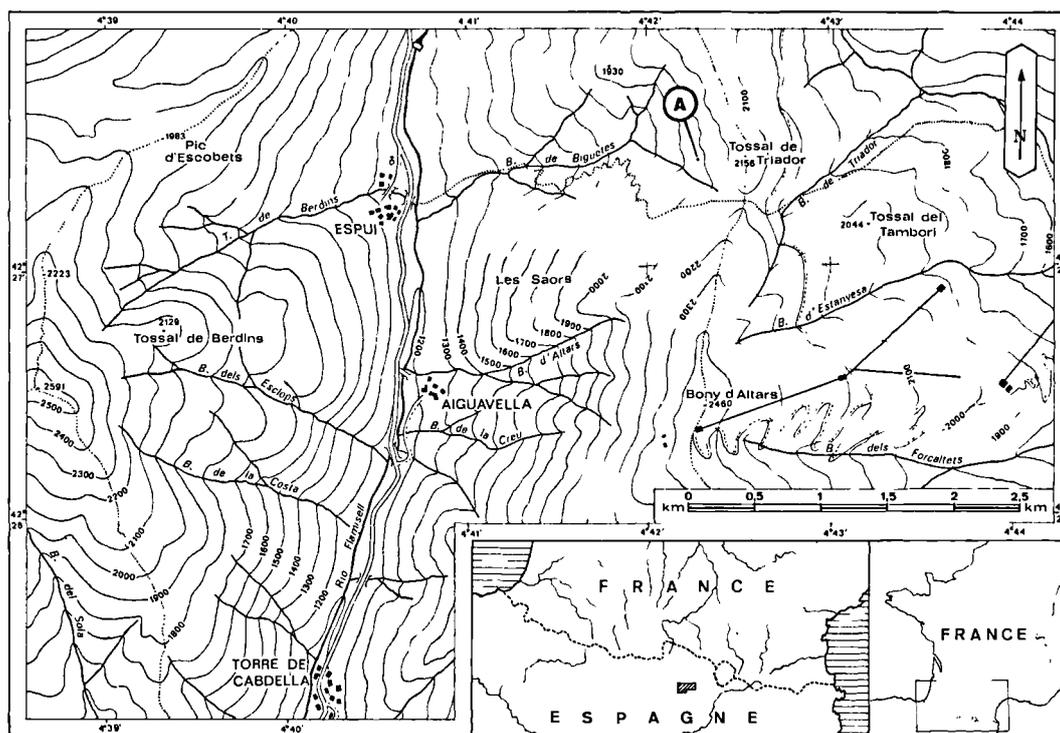


Fig. 1. — Situation géographique du gisement du Tossal de Triador.

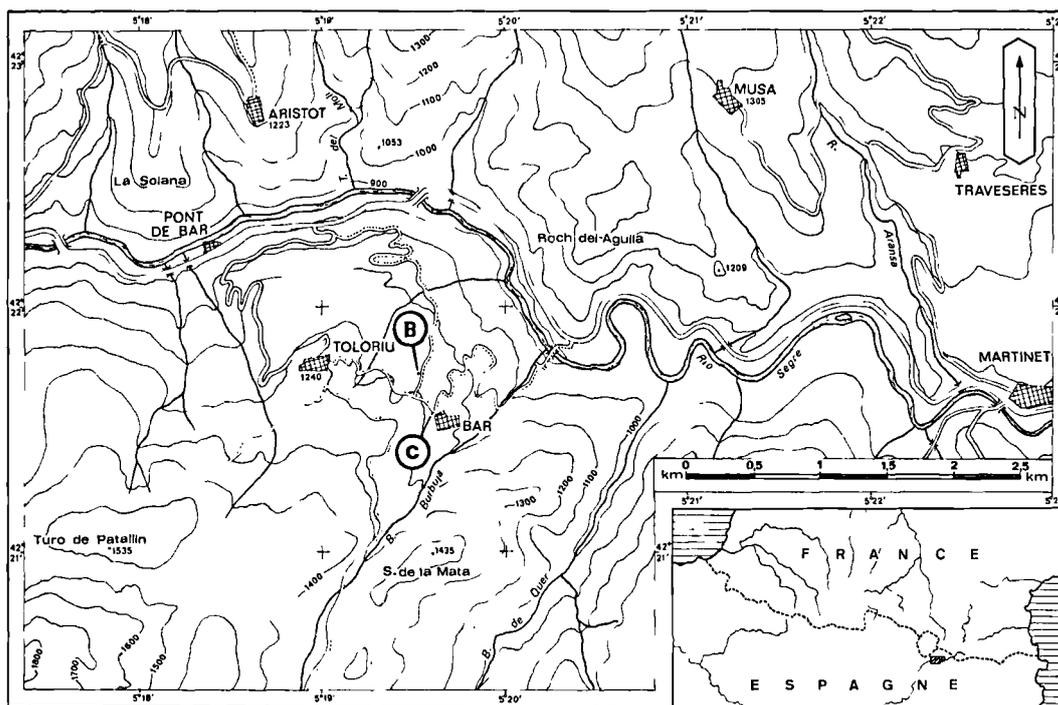


Fig. 2. — Situation géographique des gisements de la région de Bar-Toloriu.

Cette série, puissante de 200 m environ, présente à son sommet des intercalations de bancs de calcaires noirs à Orthocères et Conodontes et un niveau peu épais de nodules carbonatés.

Les gisements "B" et "C" ont été rencontrés à dix mètres environ sous les premiers niveaux calcaires datés par Conodontes du Pridolien. Les Trilobites de ces gisements sont associés à une faune variée de Monograptidés indiquant un âge Ludlowien inférieur.

3) Inventaire paléontologique du gisement.

a) Le gisement "B".

- 1 céphalon de *Crotalocephalus (Pilletopeltis) aff. transiens* (Boucek, 1935);
- *Monograptus uncinatus* Tullberg, 1883 et *M. unguiferus* Perner, 1899.

b) Le gisement "C".

- 1 pygidium de *Cromus* sp., aff. *krolmusi* Chlupac, 1971;
- *Pristiograptus gothlandicus* (Perner, 1899).

C) LE GISEMENT DE CAMPRODON

1) Situation géographique.

Le gisement de Camprodon appartient à l'un des secteurs les plus orientaux où affleurent les terrains siluriens. Le gisement "D" est situé à l'Est de la ville de Camprodon, sur la rive droite du Rio Ritortell (fig. 3). Ses coordonnées sont: $x = 6^{\circ} 04' 57''$; $y = 42^{\circ} 18' 58''$; altitude: 1.005 m.

2) Localisation stratigraphique.

Dans le secteur de Camprodon, les terrains siluriens (fig. 4) sont très comparables à ceux observés dans la région de Seo de Urgel et se présentent généralement sous forme d'une épaisse série de pélites noires renfermant vers son sommet des intercalations de bancs et de nodules carbonatés (Dégardin, 1983). Les Trilobites ont été récoltés dans un gisement renfermant de nombreux Graptolites du Llandovérien moyen et supérieur.

3) Inventaire paléontologique du gisement.

1 céphalon, quelques anneaux thoraciques et une douzaine de pygidiums de *Dalmanites (Preodontochile)*

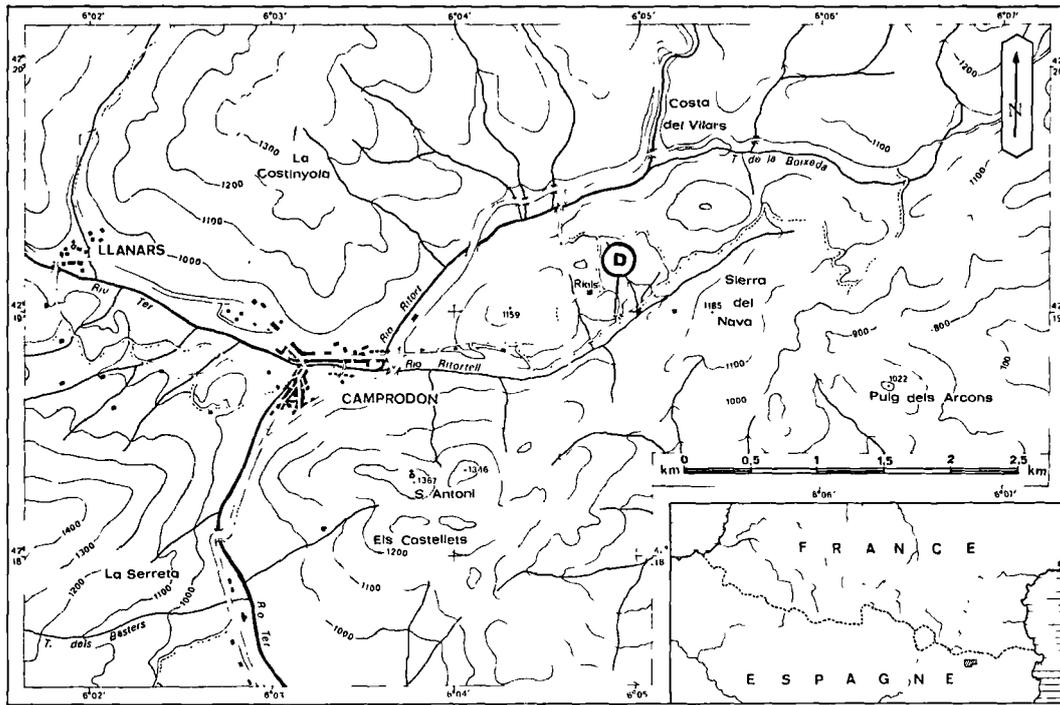


Fig. 3. — Situation géographique du gisement de Camprodon.

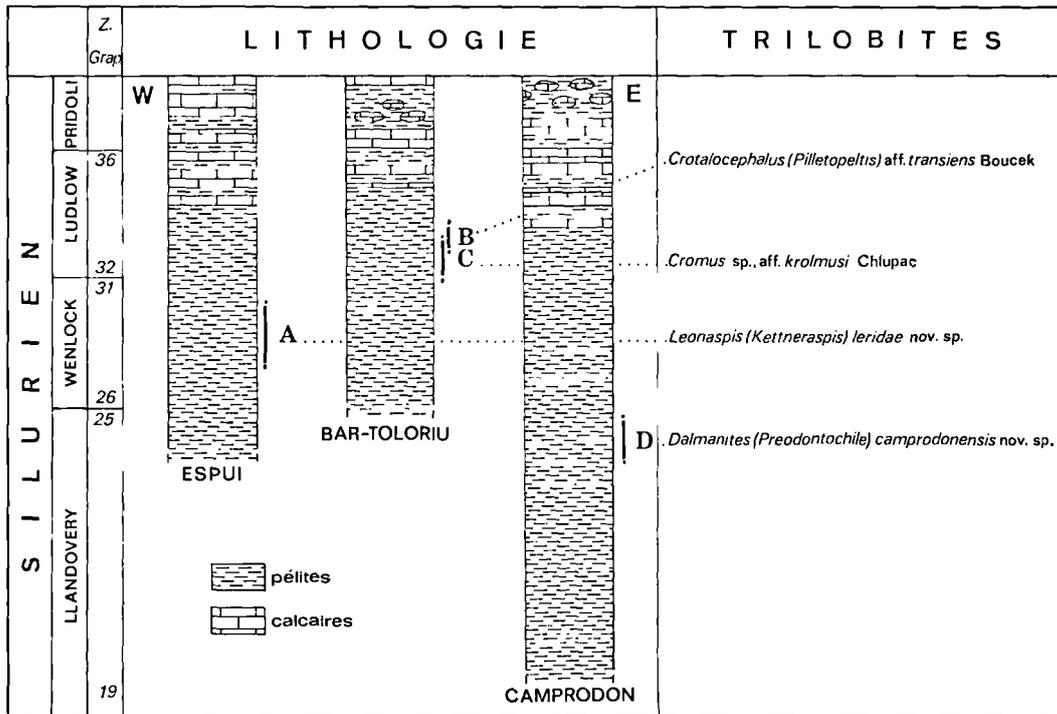


Fig. 4. — Localisation stratigraphique des différentes espèces de Trilobites.

camprodonensis nov. sp., *Monograptus distans* (Portlock, 1843), *M. priodon* (Bronn, 1835), *M. proteus* (Barrande, 1850), *M. riccartonensis* Lapworth, 1876 et *Retiolites geinitzianus geinitzianus* Barrande, 1850.

II. — ETUDE SYSTEMATIQUE DES TRILOBITES

Ordre PHACOPIDA Salter, 1864

Sous-ordre PHACOPINA Striwe, 1964

Superfamille DALMANITACEA Vogdes, 1890

Famille DALMANITIDAE Vogdes, 1890

Sous-famille DALMANITINAE Vogdes, 1890

Genre *DALMANITES* Barrande, 1852

Sous-genre *DALMANITES (PREODONTOCHILE)*
nov. sub. gen.

Espèce-type : *Dalmanites (Preodontochile) Camprodonensis*
nov. sp.

Diagnose : « *Dalmanites* caractérisé par la petite taille de l'œil, par la suture contournant étroitement la glabelle mais séparée de celle-ci par une mince bande continue et par un pygidium multisegmenté terminé par une pointe courte et mousse ».

Observations.

Ce sous-genre présente des caractères appartenant au genre *Dalmanites* associés à des caractères d'*Odontochile*. Le caractère essentiel qui rappelle *Dalmanites* est le cours de la suture contournant étroitement le bord frontal de la glabelle. Pour *Odontochile*, il s'agit de l'existence d'une bande entre la suture et le bord frontal de la glabelle et le pygidium multisegmenté.

DALMANITES (PREODONTOCHILE)
CAMPRODONSIS nov. sp.

(Pl. V, fig. 1 à 7)

HOLOTYPE : Pygidium figuré Pl. V, fig. 6.

NIVEAU TYPE : Zone à *Monograptus riccartonensis* Lapworth

LOCALITÉ TYPE : Camprodon (Province de Gerone, Espagne).

MATÉRIEL : 1 céphalon, 1 anneau thoracique isolé et une dizaine de pygidiums. L.G.R. (*) n° 37-43.

(*) Collection Université de Lille. Géologie Régionale.

Diagnose : « Le sous-genre nouveau *Dalmanites (Preodontochile)* étant monotypique, la diagnose de l'espèce-type se confond avec celle du sous-genre ».

Description.

Espèce de taille moyenne, de forme générale aplatie. Céphalon large et court. Glabelle trapézoïdale, limitée par des sillons dorsaux profonds et sinueux. Ces sillons présentent une forte indentation en regard du sillon latéral antérieur. Ceux-ci sont sinueux, en S italique, très obliques en arrière. Sillons latéraux postérieurs se réunissant sur la ligne médiane. Anneau occipital large et sinueux. Lobes palpébraux très arqués, touchant le sillon dorsal. Fixigènes très larges, prolongées par une longue pointe générale. La suture préoculaire suit étroitement le bord frontal de la glabelle (fig. 5, a).

Thorax connu par un seul anneau. L'axe est très étroit. Plèvres longues, régulièrement arquées, sillonnées, se continuant progressivement en pointes aiguës.

Pygidium subtriangulaire, aplati. Axe étroit, conique, avec des anneaux ondulés séparés par des sillons étroits. Lobes pleuraux plats, triangulaires, portant 11 plèvres. Celles-ci sont constituées d'une bande antérieure épaisse et convexe et d'une bande postérieure beaucoup moins saillante. Il existe une bordure étroite et convexe. Celle-ci se continue par une pointe médiane courte à extrémité arrondie (fig. 5, a).

Observations.

La détermination générique de cette espèce n'est pas facile en raison de la confusion qui existe entre les genres *Dalmanites* Barrande, 1852 et *Odontochile* Hawle et Corda, 1847. Le premier existerait seul au Silurien, les deux étant présents simultanément au Dévonien inférieur. Les différents critères utilisés peuvent tous être discutés. L'étude de la littérature tendrait à faire considérer comme *Dalmanites* les formes dont la suture préoculaire encadre étroitement le lobe frontal de la glabelle et qui ne possèdent qu'un nombre relativement restreint de segments pygidiaux et, comme *Odontochile*, celles où la suture s'écarte nettement du lobe frontal de la glabelle et dont le nombre de segments pygidiaux est plus important (Whittington et Campbell, 1967). Ce dernier caractère est seul utilisé par Delo (1940) pour l'étude des espèces nord-américaines. Il va de soi que l'utilisation de tels critères, purement quantitatifs, pour distinguer deux genres, est de peu de valeur et, en l'absence de distinctions qualitatives, l'hésitation est fréquente. Notons par ailleurs que beaucoup d'espèces attribuées à *Dalmanites* (mais non toutes) possèdent une longue épine pygidiale. Il semble que l'étude de ces deux genres est entièrement à reprendre.

Au plan spécifique, le céphalon étudié se rapproche de *Dalmanites contractus* Shrank, 1972 (Wenlock ou Ludlow) en raison de ses lobes palpébraux de petite

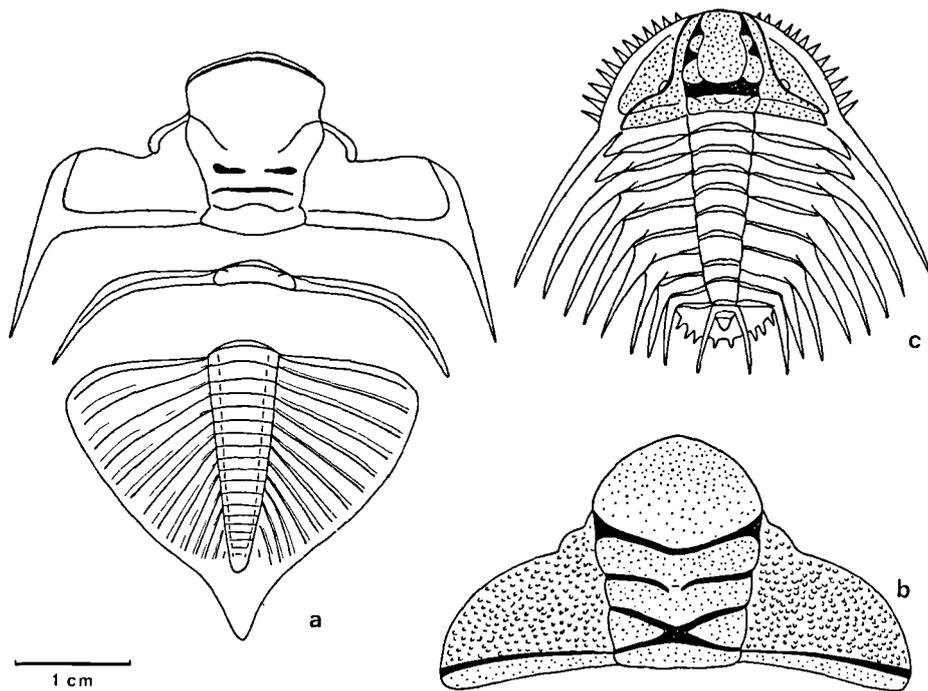


Fig. 5. — Reconstitution schématique des différentes espèces de Trilobites.
a, *Dalmanites (Preodontochile) camprodonensis* nov. sp. — b, *Crotalocephalus (Pilletopeltis) aff. transiens* (Boucek, 1935). — c, *Leonaspis (Kettneraspis) leridae* nov. sp.

taille et éloignés du sillon postérieur. Toutefois, la forme du lobe frontal de la glabelle est différente et les pointes génales de *contractus* sont plus longues. Le pygidium est voisin de celui de *Dalmanites vulgaris* (Lindstrom, 1885), du Ludlow inférieur de Gothland, qui a toutefois un plus petit nombre de sillons axiaux (14-15 au lieu de 20) et pleuraux (8 au lieu de 11). Ce dernier caractère rapproche notre espèce de *Odontochile*.

Dalmanites caudatus (Brunnich, 1781), espèce-type du genre *Dalmanites*, a des lobes palpébraux plus grands et un pygidium moins segmenté.

Sous-ordre CHEIRURINA Harrington et Leanza, 1957

Famille CHEIRURIDAE Salter, 1864

Sous-famille CHEIRURINAE Salter, 1864

Genre *CROTALOCEPHALUS* Salter, 1853

Sous-genre *CROTALOCEPHALUS (PILLETOPELTIS)*
Pribyl et Vanek, 1972

CROTALOCEPHALUS (PILLETOPELTIS)
aff. *TRANSIENS* (Boucek, 1935)

(Pl. V, fig. 8)

1935. *Cheirurus transiens*, Boucek, p. 1, Pl I, fig. 13-15.

1972. *Cheirurus (Pilletopeltis) transiens* (Boucek). Pribyl et Vanek. p. 50. Pl. I, fig. 5-6; Pl. VII, fig. 1-2; fig.-texte 4.

MATÉRIEL : 1 seul céphalon fragmentaire. L.G.R. n° 44.

LOCALITÉ : Toloriu, Province de Lérida (Pyrénées Centrales Espagnoles).

Description.

Céphalon légèrement écrasé. Glabelle trapézoïdale, légèrement élargie en avant. Lobe frontal peu saillant. Sillons latéraux antérieurs profonds, obliques, légèrement sinueux, continus, sans aucune interruption. Seconde paire de sillons latéraux recourbés en arrière à l'extrémité axiale et séparés par un très court espace où existe une dépression. Sillons latéraux postérieurs en X. Lobes palpébraux étroits, un peu en arrière du sillon antérieur, situés à une petite distance du sillon dorsal. Fixigènes larges, presque plates, couvertes de fossettes serrées (fig. 5, b).

Observations.

Cet unique spécimen un peu écrasé semble bien appartenir au sous-genre *Crotalocephalus* (*Pilietopeltis*) en dépit de la courte interruption du sillon latéral médian. En effet, de nombreux cas tératologiques de *Crotalocephalus* présentant cette anomalie ont été publiés. D'ailleurs, les figures de Pribyl et Vanek montrent une ébauche de ce caractère.

Il ne semble pas possible de séparer ce spécimen de *Cr. (P.) transiens* (Boucek, 1935) du Pridolien de Bohême. Toutefois, le matériel est insuffisant pour une affirmation absolue.

Famille ENCRINURIDAE Angelin, 1854

Sous-famille ENCRINURINAE Angelin, 1854

Genre *CROMUS* Barrande, 1852

CROMUS sp., aff. *KROLMUSI* Chlupac, 1971
(Pl. V, fig. 10)

1971. *Cromus krolmusi* Chlupac, p. 285, Pl. I et II.

LOCALITÉ : Toloriu, Province de Lérida (Espagne).

NIVEAU : Zone 33 à *Pristiograptus nilssoni* (Lapworth).

MATÉRIEL : Un seul pygidium fragmentaire. L.G.R. n° 45.

Description.

Pygidium de forme courte et large, avec un relief faible (ceci pouvant être dû à la conservation dans un schiste). Axe ne représentant que 1/5 de la largeur totale, à bords latéraux se rapprochant régulièrement, à extrémité postérieure arrondie. On peut compter 15 anneaux mais l'extrémité postérieure est érodée. Il existe 11 plèvres saillantes, élargies en dehors, séparées par des sillons à fond plat. Ces plèvres sont de plus en plus obliques d'avant en arrière. Elles se terminent latéralement par des épines pleurales triangulaires, courtes et larges, aiguës, un peu rebroussées vers l'avant.

Observations.

Cette forme se rattache sans conteste au genre *Cromus* Barrande, 1852 et, à l'intérieur de ce genre, au groupe de *Cromus intercostatus* Barrande, 1852, caractérisé par l'existence d'épines pleurales. L'absence de céphalon rend difficile une discussion plus précise.

Dans ce groupe, qui est caractéristique du Silurien supérieur de Bohême, trois espèces sont connus :

— *Cromus intercostatus* Barrande, 1852, de la partie supérieure de la formation de Kopanina (Ludlow), qui se distingue de *Cromus* sp. aff. *krolmusi* par le grand nombre d'anneaux axiaux (26-30) et de plèvres (16) ;

— *Cromus bohemicus* Barrande, 1852, qui est très voisin de *Cromus* sp. aff. *krolmusi* ;

— *Cromus krolmusi* Chlupac, 1971, de la partie supérieure de la formation de Pridoli (zone à *Mono-graptus transgrediens*) qui est la forme la plus voisine. Elle s'en rapproche par le nombre relativement restreint d'anneaux axiaux (18-20) et de plèvres (16) mais semble s'en distinguer par la forme plus transverse du pygidium et par ses plèvres plus acuminées. Mais nous ne disposons que d'un spécimen, incomplet et aplati, ce qui ne permet pas d'être affirmatif.

Ordre ODONTOPLEURIDA Whittington, 1958

Famille ODONTOPLEURIDAE Burmeister, 1843

Sous-famille ODONTOPLEURINAE Burmeister, 1843

Genre *LEONASPIS* Richter et Richter, 1917

Sous-genre *LEONASPIS (KETTNERASPIS)*
Prantl et Pribyl, 1949

LEONASPIS (KETTNERASPIS) LERIDAE nov. sp.
(Pl. V, fig. 9)

HOLOTYPE : Spécimen entier, légèrement endommagé, figuré.

LOCALITÉ TYPE : Espui (Tossal de Triador) (Province de Lérida, Espagne).

NIVEAU TYPE : Wenlockien supérieur.

MATÉRIEL : Seulement l'holotype. L.G.R. n° 46.

Diagnose : « Une espèce de *Leonaspis (Kettneraspis)* caractérisée par le profil antérieur du céphalon très convexe, par la partie centrale de la glabelle en forme de violon, par les pointes génales très divergentes et l'existence de longues pointes pleurales aiguës ».

Description.

Espèce de taille moyenne. Céphalon très transverse. Glabelle présentant une partie centrale avec un rétrécissement au tiers antérieur et deux lobes latéraux glabellaires bien isolés, le postérieur étant nettement plus gros. Sillon occipital très profond. Anneau occipital large et saillant avec deux gros tubercules latéraux. Surface oculaire éloignée du sillon dorsal. La suture préoculaire est oblique en avant et en dedans. Joes

bordées d'un bourrelet étroit et peu saillant. Les fixigènes sont prolongées par une longue épine oblique légèrement courbe. Les librigènes sont bordées d'une rangée d'épines aiguës (une quinzaine) dont la longueur croît d'avant en arrière (fig. 5, c).

Il existe 9 segments thoraciques. L'axe est relativement étroit et se rétrécit progressivement en arrière. Les 7 derniers anneaux se continuent par des plèvres dont le segment antérieur est convexe avec deux renflements, l'un interne et l'autre externe, et le segment postérieur très déprimé. Ces plèvres sont prolongées par des épines longues, acérées, de plus en plus repliées vers l'arrière. Par contre, les deux premiers anneaux thoraciques se terminent par de courtes épines trapues.

Pygidium transverse, court. Axe avec deux segments et une pièce terminale. Le premier segment se prolonge par deux épines longues se dirigeant vers l'arrière. La bordure présente trois courtes épines en dehors et une en dedans de la longue pointe ci-dessus décrite.

Observations.

Le sous-genre *Leonaspis* (*Kettneraspis*) a été créé par Prantl et Pribyl pour des formes attribuées autrefois au genre *Leonaspis* (= *Acanthaloma* Conrad, 1840) et présentant les caractères suivants : « Céphalon large, court, subtrapézoïdal, dont la bordure est longée d'épines. Les deux premiers segments thoraciques ont des épines latérales courtes, les sept autres sont prolongés par de longues pointes. Le pygidium est court avec deux segments ». Ce sous-genre est connu en Bohême, du Wenlock au Mésodévonien inférieur.

Leonaspis (*Kettneraspis*) *leridae* nov. sp. se diffère de :

— *L. (K.) propinqua* (Barrande, 1852) du Wenlock supérieur (Motols beds), par son profil antérieur beaucoup plus convexe et ses pointes génales plus divergentes ;

— *L. (K.) derelicta* (Barrande, 1852) du Mésodévonien (Branik limestones), qui a un bord frontal rectangulaire et des épines bordantes plus longues et plus divergentes ;

— *L. (K.) portlocki* (Hawle et Corda, 1847) du Wenlock supérieur (Motols beds), qui possède de longues épines bordantes, une partie centrale de la glabbe rectangulaire, une suture préoculaire beaucoup plus oblique ;

— *L. (K.) truncata* (Hawle et Corda, 1847) de l'Eodévonien (calcaires de Vinarice), qui est très différent par le contour des librigènes avec une large bordure convexe, des épines aiguës et longues, des lobes glabellaires postérieurs étroits.

L'espèce de beaucoup la plus proche est *L. (K.) pigra* (Barrande, 1872) du Mésodévonien (calcaires de Branik), qui ne s'en distingue que par des détails : yeux très légèrement plus postérieurs, bordure jugale un peu plus large, présence d'un tubercule occipital médian, pointes pleurales thoraciques plus aiguës et plus incurvées. La plupart de ces différences pourraient être attribuées à des artifices de conservation.

CONCLUSIONS

L'étude des Trilobites des Pyrénées centrales espagnoles permet de compléter la répartition géographique d'espèces et de genres bien connus en Bohême et de noter la ressemblance de cette faune dans ces deux régions appartenant à la Pro-Téthys qui s'étendait entre les deux blocs continentaux : Baltica au Nord et Nigritia au Sud (Babin *et al.*, 1980).

Les individus décrits sont parfaitement datés grâce à la présence de Graptolites mais leur répartition biostratigraphique reste très incomplète en raison de la rareté des gisements dans les pélites et les calcaires qui constituent les terrains du Silurien pyrénéen.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BABIN C., COCKS L.R.M. et WALLISER O.H. (1980). — Faciès, faunes et paléogéographie anté-carbonifère de l'Europe; in Cogné J. et Slansky M.: Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIX, p. 191-202.
- 2) BARROIS Ch. (1880). — Note sur les fossiles de Cathervielle. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e sér., t. VIII, p. 266-269, Pl. VII.
- 3) BARROIS Ch. (1883). — Sur les faunes siluriennes de la Haute-Garonne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. X, p. 151-169, Pl. VI-VII.
- 4) BARROIS Ch. (1886). — Sur la faune de Hont-de-Ver (Haute-Garonne). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XIII, p. 124-144, Pl. II-III.
- 5) BOUCEK B. (1935). — Prispěvek k poznání trilobitu českého gothlandu (II). *Rozpr. II česk. Akad.*, t. XLIV, p. 1-7, Pl. I.
- 6) CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 254, t. LV, p. 1-216, Pl. I-IX.
- 7) CHLUPAC I. (1971). — The youngest representative of the trilobite genus *Cromus* from the Silurian of Czechoslovakia. *Vestn. Ustr. ust. geol.*, t. XLVI, p. 285-288, Pl. I-II.
- 8) DALLONI M. (1930). — Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXVI, fasc. 3, 374 p., Pl. I-XI.
- 9) DEGARDIN J.M. (1983). — Graptolites du Silurien de la région de Camprodon, Province de Gerone, Pyrénées orientales espagnoles. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, p. 55-74, Pl. I.
- 10) DELO D.M. (1940). — Phacop trilobites of North America. *Geol. Soc. amer.*, Spec. pap. n° 29, 135 p., Pl. I-XIII.
- 11) FONT y SAGUE N. (1902). — Nota sobre el Silúrico superior del Valle de Camprodon (Pirineos catalanes). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. VII, p. 102-104.
- 12) GAERTNER H.R. v. (1930). — Obersilurische Faunen aus den spanischen Pyrenäen. *N. Ges. Wissensch. von Göttingen*, IV, p. 179-180.
- 13) HORNY R., PRANTL F. et VANEK J. (1958). — On the limit between the Wenlock and the Ludlow in the Barrandian. *Sborn. Ustr. ust. geol.*, t. XXIV, p. 217-278, Pl. XXIX-XXXVII.
- 14) KIELAN Z. (1959). — Upper Ordovician Trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Pal. Polonia*, n° 11, 198 p., Pl. I-XXXVI.
- 15) LAPPARENT (de) A. (1879). — Note sur un gisement de Trilobites découvert par M. Maurice Gourdon aux environs de Luchon. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e sér., t. VIII, p. 17-18.
- 16) PRANTL F. et PRIBYL A. (1949). — Studie o trilobitech nadceledi Odontopleuracea nov. superfam. *Rozpravy*, 3, t. XII, 221 p., Pl. I-XI.
- 17) PRIBYL A. et VANEK J. (1972). — Zur taxinomie und biostratigraphie der Crotalocephaliden trilobiten aus dem böhmischen Silur and Devon. *Sborn. Nar. Muz. V. Praze*, t. XXVIII, B. n° 3-5, p. 37-92, Pl. I-XXI.
- 18) SCHMIDT H. (1931). — Das paläozoikum der spanischen Pyrenäen. *Abh. der Ges. Wissenschaften von Göttingen*, Heft 5, n° 8, p. 981-1055.
- 19) SCHRANK E. (1972). — Proetacea, Encrinuridae und Phacopina (Trilobita) aus silurischen Geschieben. *Geol.*, Berlin, n° 76, p. 1-117, Pl. I-XXI.
- 20) STRUSZ D.L. (1980). — The Encrinuridae and related trilobite families with a description of Silurian species from South Western Australia. *Palaeontogr.*, Ab. A, Bd. 168, p. 1-68, Pl. I-VI.
- 21) STRUVE W. (1959). — *Gourdonia destombeii* n. sp. (*Asperopygenae*) aus dem Mittel-Devon von S. Frankreich. *Senck. leth.*, Bd. 40, n° 1-2, p. 47-50.
- 22) WHITTINGTON H.B. (1962-1968). — A Monograph of the Ordovician Trilobites of the Bala area. Merioneth. *Pal. Soc.*, Londres, 138 p., Pl. I-XXXII.
- 23) WHITTINGTON H.B. and CAMPBELL K.S.W. (1967). — Silicified silurian trilobites from Maine. *Bull. Mus. comp. zool.*, Harvard Univ., vol. 135, n° 9, p. 447-482, Pl. I-XIX.

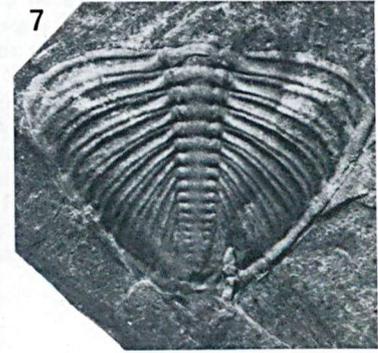
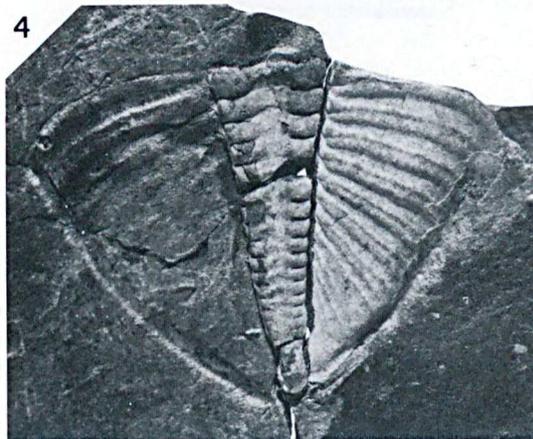
* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE V (*)

- Fig. 1 à 7. — *Dalmanites (Preodontochile) camprodonensis* nov. sp.
1. - Cranium, L.G.R. n° 37.
2. - Segment thoracique isolé. L.G.R. n° 38.
3 à 7. - Pygidiums. L.G.R. n° 39-43. Holotype :
fig. 6, L.G.R. n° 42.
- Fig. 8. — *Crotalocephalus (Pilletopeltis) aff. transiens*
(Boucek, 1935), L.G.R. n° 44.
- Fig. 9. — *Leonaspis (Kettneraspis) leridae* nov. sp., Holotype, L.G.R. n° 46.
- Fig. 10. — *Cromus* sp., aff. *krolmusi* Chlupac, 1971, L.G.R. n° 45.

(*) Toutes les figures sont au Gr. = 2.

—————«»—————



Clypeina somalica n. sp.
Dasycladale nouvelle du Crétacé inférieur de la Plaque Africaine
(Rép. de Somalie, Italie méridionale) (*)

par Marc-André CONRAD (**) Bernard PEYBERNÈS (***) et Jean-Pierre MASSE (****)

(Planche VI)

Résumé. — *Clypeina somalica* n. sp. est décrite dans les calcaires du membre carbonaté moyen de la "Main Gypsum Formation" (Somalie Centrale) et dans les calcaires à Rudistes du "Niveau Corato" (Murge Baresi, Pouilles, Italie du Sud-Est). L'intervalle stratigraphique de l'espèce, du Barrémien supérieur au Bédoulien supérieur, est attesté par son association avec des Orbitolinidés caractéristiques (*Palorbitolina*, *Praeorbitolina*). Son appartenance à la Province Sud-mésogéenne est suggérée par la présence, dans les mêmes faciès, de *Salpingoporella dinarica* Radoičić, Dasycladale caractéristique de la Plaque Africaine et de ses prolongements septentrionaux.

Abstract. — A new Dasycladacean Alga, *Clypeina somalica* n. sp., is described from the middle carbonated part of "Main Gypsum Formation" (Central Somalia) and the Rudistid limestones of the "Corato Level" (Murge Baresi, Puglia, Southern Italy). The stratigraphic interval of this species, from Upper Barremian to Upper Bedoulian, is given by its association with characteristic Orbitolinids (*Palorbitolina*, *Praeorbitolina*). Its South-Mesogean specificity is suggested by the presence, in the same facies, of *Salpingoporella dinarica* Radoičić, another Dasycladacean Alga, typical from the African Plate and its Italian and Dinaric extensions.

En dressant l'inventaire des Dasycladales et des Floridées du Jurassique et du Crétacé d'Afrique (Conrad, Masse et Peybernès, 1982), nous avons observé dans du matériel somalien obligamment communiqué par B. Prestat [S.N.E.A. (P.), Bouspens], une nouvelle Dasycladale barrémo-bédoulienne, *Clypeina somalica* n. sp., dont la description fait l'objet de la présente note. Cette forme a été presque simultanément identifiée dans le Bédoulien moyen/supérieur des Murges, en Italie du Sud-Est. Sous réserve d'autres découvertes en Europe, *Clypeina somalica* n. sp. pourrait constituer un

nouveau marqueur paléogéographique de la Plaque Africaine au sens large (Bloc Apulien compris) au même titre que *Salpingoporella dinarica* Radoičić à laquelle notre nouvelle espèce est associée.

I. — INTRODUCTION STRATIGRAPHIQUE

1) Matériel en provenance de la République de Somalie.

Clypeina somalica n. sp. a été reconnue pour la première fois par Prestat (1977) en Somalie centrale (Bassin du Scebeli), le long de la piste de Belet Uen à Bugda Cusar (coupé à in Prestat, 1970) et figurée par cet auteur en 1977 sous les noms de *Salpingoporella* aff. *muehlbergii* Lorenz (Pl. 6, fig. 5 à 7) et de *Cylindroporella* sp. (Pl. 6, fig. 8). Le niveau-type de *Cl. somalica* (fig. 1 A) est constitué par deux barres calcaires formant la partie moyenne de la "Main Gypsum Formation". Celle-ci est, en effet, subdivisée en trois membres : un membre inférieur, évaporitique, attribué par Prestat (1977) au Pürbecko-Wealdien ; un membre moyen carbonaté et un membre supérieur, de nouveau évaporitique. Les deux barres calcaires contenant *Cl. so-*

(*) Contribution au P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. n° 183 et aux R.C.P.-C.N.R.S. n° 614 et 510.

(**) Petroconsultants S.A., 8-10, rue Muzy, P.O. Box 228, 1211 Genève 6 (Suisse).

(***) Laboratoire de Géologie Sédimentaire et de Paléontologie, Université Paul Sabatier, 39, Allées Jules-Guesde, 31077 Toulouse Cedex (France).

(****) Laboratoire de Géologie Marine et de Sédimentologie, L.A. (C.N.R.S.) n° 41, Centre Universitaire de Luminy, 13000 Marseille (France).

Note présentée le 2 Février 1983 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 4 Janvier 1984.

malica sont respectivement situées à 450 m et 300 m du toit de la formation. Elles renferment des Foraminifères benthiques [*Palorbitolina lenticularis* (Blum.), *Choffatella decipiens* Schlumb., *Cuneolina* gr. *laurentii-camposaurii*, *Hensonina* ? n. sp.] et d'autres Dasycladales dont d'abondantes *Salpingoporella dinarica* Radoičić. Cette association confère au membre moyen de la "Main Gypsum Formation" un âge Barrémien supérieur - Bédoulien par comparaison avec les échelles biostratigraphiques de Foraminifères et d'Algues récemment établies dans le Crétacé africain (Peybernès, 1982; Conrad, Masse et Peybernès, 1982).

2) Matériel en provenance d'Italie du Sud-Est.

Notre nouvelle espèce a été également identifiée au Sud-Est de la Péninsule Italienne (fig. 1 B), dans la région des Pouilles (secteur des Murges, Province de Bari). L'Eocrétaçé y comprend quatre membres (Luperto-Sinni et Masse, sous presse) qui sont, de bas en haut :

— le membre des calcaires et dolomies de l'Avvantaggio, appartenant au Valanginien *p.p.* et à l'Hauterivien *p.p.* ;

— le membre des calcaires de Montericco, d'âge Hauterivien *p.p.* à Barrémien *p.p.* ;

— le membre des calcaires à Palorbitolines, daté du Barrémien supérieur *p.p.* - Bédoulien *p.p.* ;

— le membre Corato, attribué au Bédoulien *p.p.* (probablement moyen à supérieur).

C'est dans le "membre Corato" [pro "Livello Corato"] dont la puissance est actuellement estimée (Masse et Luperto-Sinni, sous presse) à environ 60 m, qu'a été identifiée *Clypeina somalica* n. sp. Dans la carrière Petrali (Cava Petrali, située sur la route de Trani à Corato), *Cl. somalica* est associée à *Salpingoporella dinarica* Radoičić (*), *Praechrysalidina cretacea* Luperto-Sinni et *Debarina hahounerensis* Fourcade et Raoult; la série locale comprend par ailleurs plusieurs bancs à *Requeniidae* (dont *Toucasia carinata* Math.). On notera également que, latéralement, le membre Corato a livré par ailleurs : *Palorbitolina praecursor* (Montanari), *Praeorbitolina* gr. *cormyi-wienandsi* Schr., ainsi que des Rudistes (*Caprinidae* et *Caprotinidae*). L'ensemble des données paléontologiques indique donc pour le membre Corato un âge Bédoulien, probablement moyen à supérieur.

II. — DESCRIPTION PALEONTOLOGIQUE

Ordre des DASYCLADALES

Famille des DASYCLADACEAE Kutzing, 1843

Genre *CLYPEINA* Michelin, 1845
emend. Bassoulet *et al.*, 1978

CLYPEINA SOMALICA n. sp.

(Pl. VI, fig. 1 à 11)

1977. *Salpingoporella* sp. aff. *muehlbergii* Lorenz, 1902 (rappelle aussi *Accroporella occidentalis* Johnson, 1965). Prestat, Pl. 6, fig. 5 à 7.

1977. *Cylindroporella* sp., Prestat, Pl. 6, fig. 8.

HOLOTYPE : L'holotype (Pl. VI, fig. 1) est constitué par une section longitudinale oblique dans la lame mince B. Prestat E 2516 bis déposée au Laboratoire de Micropaléontologie de la S.N.E.A. (P.) à Boussens (Haute-Garonne).

DERIVATIO NOMINIS : De Somalie, pays où cette espèce a été découverte (Conrad, Masse et Peybernès, 1982).

(*) L'un de nous (J.P. Masse) considère qu'en raison de la microstructure de sa paroi, cette forme devrait être séparée des *Salpingoporella* s. s.

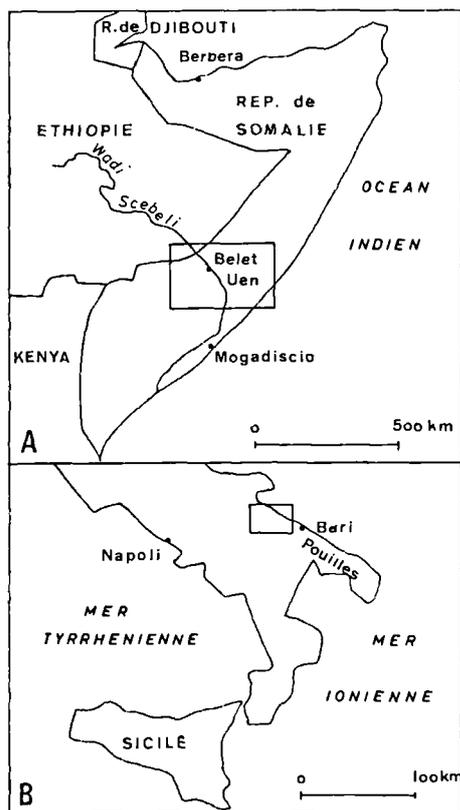


Fig. 1. — Carte de situation des deux gisements de *Clypeina somalica* n. sp.

A : Belet Uen (Somalie Centrale).

B : Murge Baresi (Italie du Sud-Est).

LOCALITÉ TYPE : Coupe de la piste de Belet Uen à Bugda Cosar, à 50 km W-SW, Vallée moyenne du Wadi Scebeli (Somalie centrale), décrite *in* Prestat, 1970.

NIVEAU TYPE : Partie moyenne, carbonatée, de la "Main Gypsum Formation", Barrémien supérieur - Bédoulien.

MATÉRIEL : 11 lames minces taillées dans 4 échantillons B. Prestat E 2523 Ap., E 2527 Ap., 2516 bis, E 24633.

Diagnose : « Thalle simple, formé d'un siphon relativement large et cylindrique, porteur de rameaux disposés en verticilles espacés. Rameaux en forme d'œuf plus ou moins allongés, perpendiculaires ou légèrement obliques par rapport à l'axe du thalle, jamais contigus même à proximité du siphon, communiquant avec ce dernier par un court pore proximal. Enveloppe calcaire de type microsparitique en fine mosaïque probablement aragonitique à l'origine, couvrant les rameaux et le siphon, sans toutefois former de véritable manchon. La description et la forme des ramifications fertiles confèrent au thalle une structure clypeiniforme. Nous n'avons cependant pas observé entre les verticilles à ramifications ovoïdes (fertiles) de pores verticilles pouvant correspondre à des rameaux capillaires (stériles). En raison de l'absence de ce caractère et à cause de la contiguïté des verticilles (au moins dans leur partie proximale) certaines réserves pourraient être envisagées concernant l'appartenance de notre forme au genre *Clypeina* ».

Dimensions (localité-type).

Diamètre externe	D = 470 à 800 microns
Diamètre du siphon	d = 300 à 420 microns
Rapport des diamètres	d/D = 0,36 à 0,59
Ecart entre deux verticilles successifs	h = 230 microns env.
Nombre de rameaux par verticille	ω = 6 à 7
Longueur des rameaux	= 160 à 230 microns
Diamètre des pores proximaux	= 40 microns env.

Rapports et différences.

Par sa morphologie générale et la microstructure de la paroi, *Clypeina somalica* n. sp. se rapproche le plus de *Clypeina marteli* Emberger, 1955 et de *Clypeina ? solkani* Conrad et Radoičić, 1972, deux espèces connues dans le Berriasien-Valanginien et le Berriasien (affinis) - Aptien respectivement. Toutes deux se distinguent de *Cl. somalica* par de plus grandes dimensions, un rapport d/D nettement plus petit et un nombre plus élevé de rameaux par verticille. Ces différences sont résumées dans le tableau suivant :

	d (microns)	d/D	ω
<i>Cl. somalica</i>	300 à 420	0,36 à 0,59	6 à 7
<i>Cl. ? solkani</i> ...	150 à 310	0,2 env.	8 à 16
<i>Cl. marteli</i>	120 à 300	0'17 env.	7 à 12

Les rameaux de *Cl. marteli* sont beaucoup plus allongés et jointifs près du siphon. Chez *Cl. ? solkani*, l'espace interverticillaire est proportionnellement moins élevé. Les rameaux de *Cl. somalica* jouaient probablement le rôle d'ampoules fertiles, entièrement calcifiées pour autant que les sections disponibles permettent d'en juger.

Chez ces trois espèces, on note l'absence apparente de verticilles et de ramifications capillaires. Cependant, chez *Cl. marteli* et *Cl. ? solkani*, les ramifications des verticilles fertiles sont soudées dans leur partie proximale, alors qu'elles sont nettement séparées chez *Cl. somalica*. Ce dernier caractère, qui singularise notre nouvelle espèce, rend difficile l'établissement d'une filiation entre celle-ci et les espèces précédentes, difficulté aggravée par le fait qu'on ne connaît pas pour le moment de Clypéines dans l'intervalle Hauterivien-Barrémien.

Remerciements : Les auteurs remercient bien vivement M. B. Prestat [S.N.E.A. (P.), Boussens], qui leur a fourni du matériel somalien ; M^{me} M. Filhastre, P. Eichène et Y. Hannachi, pour leur collaboration technique.

* * *

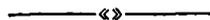
BIBLIOGRAPHIE

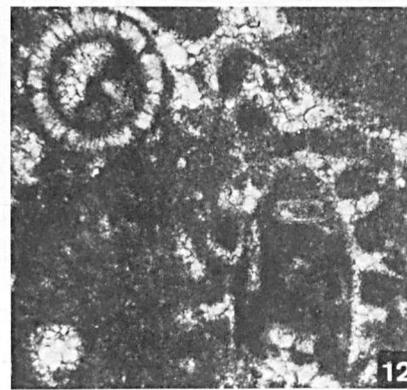
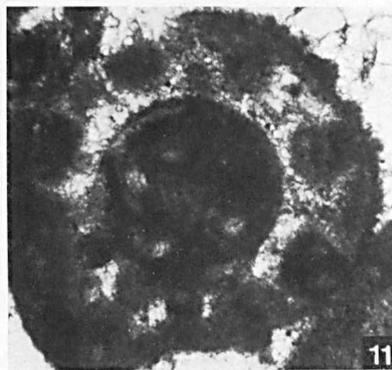
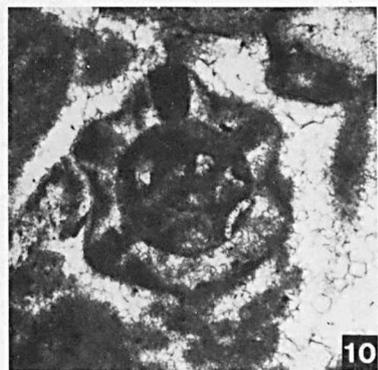
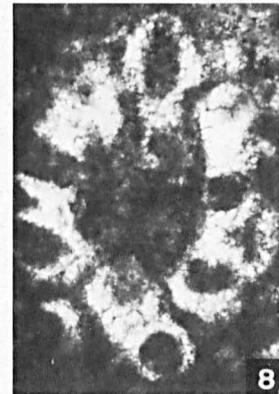
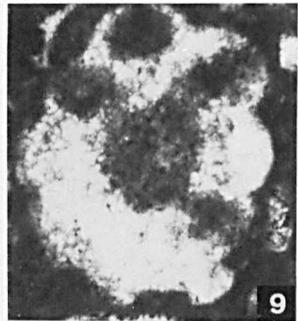
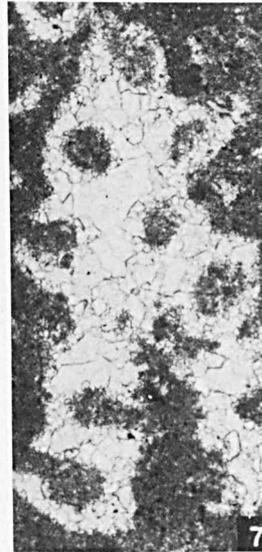
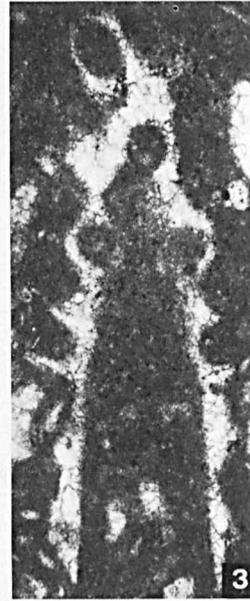
- 1) CONRAD M.A. et RADOIČIĆ R. (1972). — On *Muniera baconica* Deecke (*Characeae*) and *Clypeina ? solkani* n. sp. (*Dasycladaceae*). A case of homeomorphism in calcareous green Algae. *C.R. des Séances, S.P.H.N. Genève, N.S.*, vol. 6, fasc. 2-3, p.
- 2) CONRAD M.A., MASSE J.P. et PEYBERNES B. (1982). — Dasycladales et Floridées du Jurassique et du Crétacé d'Afrique: intérêt biostratigraphique et paléobiogéographique. *Notes et Mém., Serv. Géol. Maroc* (sous presse).
- 3) EMBERGER J. (1955). — Les Clypéines (Algues siphonnées verticillées) des Monts Oulad-Naïl (Atlas Saharien). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), V, p. 543-552.
- 4) LUPERTO-SINNI E. et MASSE J.P. — Données nouvelles sur la micropaléontologie et la stratigraphie de la partie basale du "Calcare di Bari" (Crétacé inférieur) dans la région des Murges (Italie méridionale). *Geologica Romana* (sous presse).
- 5) MASSE J.P. et LUPERTO-SINNI E. — Apporti della paleoecologia alla paleogeografia della parte meridionale della piattaforma apula nel Cretacico inferiore. In "Paleobenthos", pub. sp., *Geologica Romana* (sous presse).
- 6) PEYBERNES B. (1982). — Les Orbitolinidés crétacés d'Afrique: essai de synthèse. 8^e Colloque Africain de Micropaléontologie, Paris, 1980. *Cahiers de Micropaléontologie*, n° 2, p. 13-28.
- 7) PRESTAT B. (1970). — Présence de *Colomiella* Bonet (*Calpionellidae*) dans le Crétacé inférieur de Somalie et d'Iran. 4^e Colloque Africain de Micropaléontologie, Abidjan, p. 314-324.
- 8) PRESTAT B. (1977). — Marqueurs micropaléontologiques du Jurassique et du Crétacé de Somalie centrale. 6^e Colloque Africain de Micropaléontologie, Tunis, 1974. *Annales Mines et Géologie, Tunis*, n° 28, p. 273-309.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VI

CLYPEINA SOMALICA n. sp.

- | | |
|---|---|
| <p>Fig. 1. — Holotype. Section longitudinale-oblique. Gr. = 57.
Origine: Somalie, membre moyen de la "Main Gypsum Formation"</p> <p>Fig. 2. — Paratype. Section très oblique. Gr. = 57.
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 3. — Paratype. Section longitudinale-Oblique. Gr. = 57. Noter l'inclinaison des rameaux.
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 4. — Section longitudinale-oblique. Gr. = 57.
(= Pl. 6, fig. 7, in B. Prestat, 1977).</p> <p>Fig. 5. — Section oblique. Gr. = 57.
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 6. — Section tangentielle légèrement oblique recoupant cinq verticilles (associée à une section perpendiculaire oblique de <i>Salpingoporella dinarica</i>). Gr. = 57.
Même origine que fig. 1.</p> | <p>Fig. 7. — Section tangentielle oblique. Gr. = 45.
Origine: Italie (Murge Baresi), "Niveau Corato".</p> <p>Fig. 8. — Section oblique. Gr. = 57.
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 9. — Section perpendiculaire oblique. Gr. = 57.
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 10. — Section presque perpendiculaire recoupant un verticille. Gr. = 57. (= Pl. 6, fig. 5 in B. Prestat, 1977).
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 11. — Section presque perpendiculaire. Gr. = 57.
(= Pl. 6, fig. 8 in B. Prestat, 1977).
Même origine que fig. 1.</p> <p>Fig. 12. — Section oblique (associée à une section perpendiculaire de <i>Salpingoporella dinarica</i>). Gr. = 57.
Même origine que fig. 1.</p> |
|---|---|





Sont en vente au Siège de la Société :

MEMOIRES (*)

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 Pensylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F.
n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F.
Tome IV , n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F.
Tome VI , n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F.
n° 2. — J. GOSSELET 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 élasmodontes 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 genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i>	250,00 F.

FASCICULES SPECIAUX (*)

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

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac</i> (Yougoslavie)	130,00 F.
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo</i> (Yougoslavie)	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</i> (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin	175,00 F.
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F.
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse 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 Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion</i> (Grèce continentale)	185,00 F.
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F.

<i>Esquisse géologique du Nord de la France</i> , par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)	50,00 F.

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

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe.

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

SOMMAIRE

Tome CIII

1983

1^{er} trimestre

	pages
S. LALLEMANT, N. LYBERIS et A. GALDEANO. — La transversale Nord-Maniote ; un accident transverse dans le Sud du Péloponnèse : comparaison des données géologiques et géophysiques	5
B. PELLETIER, J.F. STEPHAN et R. BLANCHET. — De la fosse des Mariannes à l'île de Taïwan : géologie régionale	19
Ph. GOURONNEC, J.F. STEPHAN et R. BLANCHET. — Du continent asiatique à la fosse des Philippines : géologie régionale	29
F. MEILLIEZ. — La Formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne) : Un marqueur régional lithostratigraphique et structural	37
— J.M. DEGARDIN. — Graptolites du Silurien de la région de Campodon, Province de Gerone, Pyrénées orientales espagnoles	55
— L. BELTAN. — A propos d'un poisson volant biplan de l'Eotrias du NW de Madagascar : <i>Icarealcyon malagasium</i> Beltan'	75
— J.M. DEGARDIN et J. PILLET. — Nouveaux <u>Trilobites</u> du Silurien des Pyrénées centrales espagnoles	83
— M.A. CONRAD, B. PEYBERNES et J.P. MASSE. — <i>Clypeina somalica</i> n. sp., Dasycladale nouvelle du Crétacé inférieur de la Plaque Africaine (Rép. de Somalie, Italie méridionale)	93

© 1984 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

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

Imprimé en France (Printed in France)