

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVI

(1986)

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1987

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 similli étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse 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⁾	30,00 F	135,00 FT.T.C.	165,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques.....	30,00 F	150,00 FT.T.C.	180,00 F

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

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à: Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
59655 Villeneuve-d'Ascq Cedex - Tél. 20.43.43.43, postes 4140 - 4132 — C.C.P. Lille 52-47 Y

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.

Tome I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	255,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants.....	300,00 F H.T.

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (T
Ecorché géologique infra-mésozoïque (extrait de « Contribution à la connais
du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)



IRIS (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 (67,50 F).



SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome. CVI.

(1986)

1^{er} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1987

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1986 —

<i>Président</i>	M. M. WATERLOT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. THIEBAULT
<i>Vice-Présidents</i>	M. I. GODFRIAUX
	M. P. CELET
<i>Conseillers</i>	M. V. PRUDHOMME
	M. A. DALINVAL
	M. J. CHARVET
	M. H. CHAMLEY
	M. C. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Bibliothécaire</i>	M ^{lle} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1986 —

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
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE DU 15 JANVIER 1986

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

M. V. PRUDHOMME fait procéder aux élections pour le renouvellement partiel du Conseil d'Administration de la Société. Les résultats du scrutin sont les suivants :

Président : MM. E. Mériaux, 15 voix ; M. Waterlot, 15 voix ; J. Chalard, 10 voix.

Premier Vice-Président : MM. F. Thiébault, 14 voix ; H. Chamley, 5 voix ; J. Chalard, 3 voix ;
A. Blieck, 2 voix ; J.P. Laveine, 2 voix ; J.F. Raoult, 2 voix ; M^{lle} D. Brice, 1 voix ;
M^{me} P. Corsin, 1 voix ; MM. B. Clément, 1 voix ; J. Leplat, 1 voix.

Seconds Vice-Présidents : MM. I. Godfriaux, 18 voix ; P. Celet, 18 voix ; J. Sommé, 14 voix.

Conseillers : MM. V. Prudhomme, 23 voix ; A. Dalinval, 15 voix ; J. Chalard, 12 voix.

Trésorier : MM. G. Tieghem, 23 voix ; J. Chalard, 1 voix ; M^{me} P. Corsin, 1 voix.

Délégué aux publications : M^{me} P. Corsin, 24 voix ; M. G. Tieghem, 1 voix.

Sont donc élus : MM. M. Waterlot, Président (M. E. Mériaux ne désirant pas être Président) ; F. Thiébault, Premier Vice-Président ; I. Godfriaux et P. Celet, Seconds Vice-Présidents ; V. Prudhomme et A. Dalinval ; G. Tieghem, Trésorier ; M^{me} P. Corsin, Déléguée aux publications.

Le Conseil d'Administration 1986 est donc le suivant :

Président : M. M. WATERLOT.

Premier Vice-Président : M. F. THIEBAULT.

Seconds Vice-Présidents : MM. I. GODFRIAUX et P. CELET.

Conseillers : MM. V. PRUDHOMME, A. DALINVAL, J. CHARVET, H. CHAMLEY,
C. DUPUIS et B. MISTIAEN.

Secrétaire : M. A. BLIECK.

Secrétaire-Adjoint : M. Y. DESPEYROUX.

Déléguée aux Publications : M^{me} P. CORSIN.

Trésorier : M. G. TIEGHEM.

Bibliothécaire : M^{lle} S. CRASQUIN.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 15 JANVIER 1986

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

M. V. PRUDHOMME fait procéder à l'élection de deux nouveaux membres :

M. Paul HUVELIN, Service d'Etude des Gites Minéraux. Direction de la Géologie, Ministère de l'Energie et des Mines, à Rabat (Maroc), présenté par M. J. Destombes et M^{lle} S. Willefert.

M^{lle} Laurence SERRET, c/o 46 B, rue du Brouaz, à 74100 Annemasse, présentée par M. J.P. Laveine et M^{lle} C. Brousmiche.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 5 FEVRIER 1986

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président 1984 et 1985

puis de M. M. WATERLOT, Président 1986 et 1987

Avant de céder la place à M. WATERLOT, M. V. PRUDHOMME prononce le discours suivant :

Chers Collègues,

C'est presque avec humilité que je prends la parole au terme de ces deux années de présidence de la Société Géologique du Nord. Pendant ces deux ans, la Société a continué sa vie apparemment tranquille, avec quelques temps forts comme la participation aux journées de Mons, en hommage au Professeur Beugnies ; mais ma participation personnelle a été plus que modeste. Sans doute, j'au eu le souci de maintenir le contact avec l'enseignement secondaire, d'y faire connaître la Société, d'inciter les collègues à participer à sa vie, à compter sur ce qu'elle peut leur apporter pour valoriser leur enseignement. Mais ces années de présidence m'ont appris que la vie de la Société n'est qu'apparemment facile. L'amateur que j'étais jusqu'alors, qui attendait tranquillement chez lui l'arrivée de son fascicule des *Annales*, n'imaginait pas le nombre et l'ampleur des difficultés à résoudre, depuis les tracasseries administratives jusqu'aux impératifs budgétaires, tellement catégoriques. En vérité, chaque fascicule est le fruit d'une victoire, souvent acquise comme on dit « à l'arraché » : victoire d'une petite équipe d'un dévouement illimité et qui se dépense sans compter. Je pense à Madame Corsin, à MM. Dégardin, Blieck, à M. l'abbé Tieghem, aux membres du Comité, que je remercie tous bien sincèrement, comme je remercie tous ceux qui se sont astreints à préparer conférences et communications.

Que la vie de notre Société suscite de pareilles abnégations n'est pas surprenant. Notre Société a un passé prestigieux. Dès ses premiers travaux, elle se signalait par la modernité des idées qui s'y échangeaient. J'en prendrai seulement deux exemples en ces temps de tectonique triomphante : la Faille du Midi et le relief de l'Artois. Ayant eu à élaborer un thème de travail pour les élèves du Second Degré, j'ai retrouvé et feuilleté les anciennes *Annales* (celles-ci représentent une inépuisable mine de renseignements et le souci de précision et de détail des auteurs y est tel que la seule description d'un affleurement ou d'un fossile en donne une connaissance presque tactile, bien précieuse lorsqu'on s'aventure sur le terrain). J'ai donc pu retrouver la progression de l'élaboration du concept de la Faille du Midi. On sent, rien que dans le vocabulaire, comment il est né, s'est enrichi, élargi, généralisé. D'abord citée comme limite méridionale du Bassin (et même confondue, un temps avec la " faille limite "), elle se nommait bientôt faille du Condroz, ou faille eifélienne pour finalement devenir ce qu'elle est pour tous aujourd'hui : la Grande Faille : la Grande ! On se sent ici tout proche des données de la campagne sismique du programme ECORS dont M. Raoult nous a ici même, il y a peu, disséqué les informations. L'autre exemple est lié aux failles " épicrotécées ". Nous vivons aujourd'hui avec la tectonique des Blocs et le Cisaillement Nord-Artois ! Rappelons Gosselet écrivant en 1911 : *L'Artois est un horst*.

Moderne en demeurant sérieuse, la Société l'est toujours. Elle n'a évidemment pas démerité. Mais la recherche s'est alourdie, elle implique des investissements coûteux, des stratégies complexes et longues, pour tout dire le recours à des organismes de subvention ou de " sponsorship ". Y a-t-il encore une place pour des sociétés comme la nôtre ? Rappelons ici le rôle fondamental qu'ont joué les nombreuses sociétés scientifiques dans le développement des Sciences, et que ces sociétés se sont presque toutes plus ou moins inspirées de la vieille *Royal Society of London*

dont le but avoué était la publication et la diffusion des travaux scientifiques, diffusion permettant leur connaissance et leur libre critique. Beaucoup d'épistémologistes considèrent que la naissance de cette société marquait, par sa volonté délibérée de sortir de l'ésotérisme, l'avènement de la pratique moderne de la science. Nous n'en sommes plus là. Mais des dangers comparables demeurent : les structures en s'alourdissant, tournent facilement au monopole ; quant à la tentation d'un retour partiel aux pratiques du secret, pour tout dire à une attitude ésotérique, elle n'est pas toujours exclue.

Pour toutes ces raisons (et il y en a bien d'autres), il faut que vivent ce qu'on appelait naguère les " sociétés savantes " et tout spécialement la nôtre.

Aussi, suis-je particulièrement heureux de passer mes pouvoirs à Monsieur Michel Waterlot, dont chacun connaît la compétence, l'efficacité et l'inépuisable dévouement.

La Société lui doit d'ailleurs beaucoup...

Il cède alors la place à M. M. WATERLOT, qui s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

Chers Collègues.

Le Professeur Mériaux, Premier Vice-Président en 1984 et 1985, n'a pu pour des raisons professionnelles, se présenter à nos suffrages afin, selon une longue tradition, d'être élu Président pour 1986 et 1987.

Ce cas de figure imprévu a donc fait que les voix des membres de notre Société se sont dispersées sur le nom de M. Chalard et sur le mien. Bien évidemment, ni lui, ni moi, qui avions déjà eu l'honneur d'être Présidents de la Société Géologique du Nord, n'étions candidats.

Devant cette situation inattendue, il convenait de trouver une solution.

M. Chalard et moi vous proposons donc de scinder en deux le mandat présidentiel. Si vous en êtes d'accord, je tenterai d'animer nos débats en 1986 et M. Chalard présidera nos réunions en 1987.

★ ★

Je voudrais remercier ici M. Prudhomme de l'action qu'il a pu mener pendant les deux années de sa présidence. Il a ouvert notre Société au monde de l'enseignement secondaire et a axé nos activités, ce qui est l'un des buts primordiaux de notre communauté, selon les vœux de son créateur, Jules Gosselet, sur la Géologie et la Géotechnique de notre région.

Il vient de remercier les différents collègues qui œuvrent tous les jours à la bonne marche de la Société Géologique du Nord. M. Chalard et moi, nous nous joignons à ses remerciements. Nous savons, ce qui est très encourageant que nous pourrons, nous aussi, compter sur leur dévouement efficace.

★ ★

Outre les séances ordinaires, notre Société verra en 1986 une séance spécialisée sur le Paléozoïque supérieur organisée par MM. Courel et Vetter. Elle aura lieu les 5 et 6 Novembre 1986, à Lille.

En Mai 1987, avec l'accord du Groupe Français d'Etude du Gondwana, nous comptons organiser une séance spécialisée consacrée à la Géologie du Gondwana. Dix ans après notre réunion de 1977, nous pourrons ainsi faire un nouveau point de l'activité des géologues francophones dans ce vaste domaine.

★ ★

Beaucoup de choses ont changé dans la géologie gondwanienne. De plus en plus, les études classiques axées sur la géologie des vastes ensembles précambriens et paléozoïques de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Inde, de l'Australie et de l'Antarctique et de leur recouvrement homogène sus-horizontale, allant du Carbonifère terminal au Crétacé, sont complétées par une analyse difficile mais très prometteuse de l'histoire temporo-spatiale des marges gondwanienues et de l'intégration des dites marges, après déplacements plus ou moins longs, dans les grands ensembles tectoniques de l'actuel hémisphère Nord. Nul doute que ces problèmes seront longuement évoqués lors de cette séance. Nous essaierons également de souligner l'intérêt scientifique de la théorie de l'Expansion de la Terre développé par S.W. Carey et exposé en Europe par le Professeur Ciric, le Professeur et Madame Termier et le Professeur Avias.

Nous pourrions ainsi en deux jours, faire le tour des acquis et envisager les futurs axes de recherche. Nous envisageons de publier ces travaux dans nos *Annales*, si nous pouvons obtenir des crédits ou, autrement, dans les *Travaux de notre Société*.

Par ailleurs, nous allons essayer, comme cela a été fait à de nombreuses reprises, de demander des conférences générales, faisant le point des grands problèmes géologiques actuels. Les étudiants lillois en géologie y seront cordialement invités.

Voilà, Chers Collègues, le programme que nous vous proposons et que nous espérons réaliser.

M. A. BLIECK, Secrétaire, donne ensuite rapidement le bilan de l'année écoulée : 19 nouveaux adhérents mais 18 membres résiliés pour défaut de paiement ou pour démissions ; cela entraîne un bilan à peu près nul.

Puis M. G. TIEGHEM, Trésorier, présente le bilan financier de 1985 qui est accepté à l'unanimité des présents.

M. M. WATERLOT fait alors procéder à l'élection d'un nouveau membre :

M. Daniel VIZCAINO, 22, rue Basse, à 11000 Carcassonne, présenté par MM. J. Pillet et J.M. Dégardin.

Communication orale

R. COQUEL et F. PEREZ-LORENTE. — Le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Espagne). Apports de la Palynologie.

Enfin, M^{lle} S. CRASQUIN, Bibliothécaire, présente les derniers ouvrages reçus par la bibliothèque de la Société.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 5 MARS 1986

Présidence de M. M. WATERLOT, Président

M. WATERLOT fait d'abord procéder à l'élection de trois nouveaux membres :

M. Frédéric BOULVAIN, Université Libre de Belgique, 50, Avenue Roosevelt, à B-1050 Bruxelles 1 (Belgique), présenté par MM. C. Dupuis et A. Beugnies.

M. Philippe GAYOT, 176, Avenue de la République, à 59110 La Madeleine, présenté par MM. A. Blicck et J.P. Laveine.

M. Laurent CHOUTEAU, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Sédimentologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. H. Chamley et J. Leplat.

Communications orales

A. PREAT, G. CEULENEER et F. BOULVAIN. — Etude sédimentologique des calcaires du Givétien inférieur d'Olloy s/Viroin (bord sud du Bassin de Dinant, Belgique) (*).

A. PREAT et F. BOULVAIN. — Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant, témoins paléogéographiques et paléoclimatiques.

(*) Cette communication sera intégrée dans le tome CVI, fascicule 3.

- F. et D. LAURENTIAUX. — Sur un Protorthoptère nouveau du Namurien belge. Sur un Archimylacride du Westphalien A belge et l'ancienneté du dimorphisme sexuel chez les Blattes.
- A. BOUROZ. — A propos des failles de Ferques et du Haut-Banc : réflexions sur quelques interprétations récentes de la tectonique du Carbonifère du Boulonnais.

Communications écrites

- E. CARLIER. — Une méthode de détermination du type de régime d'écoulement hydraulique en milieu fissuré par traçage (*).
- E. CARLIER. — Représentation d'un milieu poreux anisotrope (anisotropie de perméabilité) pour un ensemble de poches et pour un ensemble de conduits cylindriques à directions orthogonales (*).

Conférence

J.J. VERRIEZ. — Le Paris-Dakar à pied, tel que je l'ai vécu !

Enfin, M^{lle} S. CRASQUIN, Bibliothécaire, a présenté les ouvrages reçus par la bibliothèque.

(*) Cette communication sera intégrée dans le tome CVI, fascicule 3.

LISTE DES MEMBRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

ÉTABLIE AU 1^{ER} DÉCEMBRE 1986

- ACCARIE Hugues, 7, rue des Tilleuls, à 77210 Avon.
AMEDRO Francis, 26, rue de Nottingham, à 62100 Calais.
ANGELIER Jacques, Université P. et M. Curie, Laboratoire de Géodynamique, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
ANSART-LELIEVRE, Tour de l'Europe, 215, 3, Boulevard de l'Europe, à 68100 Mulhouse.
ARNOULT Philippe, 6, Square E. Blandin, à 44400 Rezé.
- BABIN Claude, 1, rue Neptune, à 29200 Brest.
BACCHUS, Professeur, 40, rue Haute, à La Grande Paroisse 77130 Montereau.
BADILLET Guy, 8, rue de l'Alboni, à 75016 Paris.
BALOGE Alain, Université d'Angers, Géologie, Boulevard Lavoisier, à 49045 Angers Cedex.
* † BARROIS Charles, Membre de l'Institut.
* BARROIS C.E., à Fontaine-les-Grès 10170 Méry-sur-Seine.
* † BARROIS Jean.
- BARTA Ladislav, Laboratoire des Sciences de la Terre, B.P. 347, à 51862 Reims Cedex.
BASSIAS Ioannis, 23, rue Bobillot, à 75013 Paris.
BATTIAU-QUENEY Yvonne, 8, Allée des Tuileries, 566, Avenue de la République, à 59800 Lille.
BAUDET James, La Moulière, à Gouttières 63390 Saint-Gervais-d'Auvergne.
BEAUCHAMP Jacques, Université de Picardie, Géologie, à 80039 Amiens Cedex.
BEAUMONT Claude, Directeur général du B.R.G.M., 3, avenue Sainte-Marie, à 92370 Chaville.
BEAUVAIS Louise, Chargée de Recherche au C.N.R.S., Laboratoire de Paléontologie, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
BECK Christian, U.E.R. Sciences de la Terre, Université de Lille I, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
BECKARY Sophie, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Paléobotanique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
BECQ-GIRAUDON Jean-François, 10, rue du Grenier-à-Sel, à 45000 Orléans.
BELHIS Amor, 7, Cité Sainte-Barbe, à 62110 Hénin-Beaumont.
BELTAN Laurence, Institut de Paléontologie, Muséum d'Histoire Naturelle, 8, rue de Buffon, à 75005 Paris.
BERGERAT Françoise, Université P. et M. Curie, Géotectonique, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
BERQUER-GABOREAU Claudine, Laboratoire de Géologie régionale, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
BERT Jean-Louis, 76, rue de la Malcense, à 59200 Tourcoing.
BEUGNIES Alphonse, 8, Sentier Cavenaille, à B-7000 Mons (Belgique).
BEUN Noël, Université de Picardie, Département de Géologie, 33, rue Saint-Leu, à 80039 Amiens Cedex.
BIAYS Pierre, Professeur, 5, Allée des Résédas, à 59700 Marcq-en-Barœul.
BIGEY Françoise, Université P. et M. Curie, Laboratoire de Paléontologie des Invertébrés, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
BLAISE Bertrand, c/o Geological Survey of Canada, Pacific Geoscience Centre, 9860 W. Saanich Rd., P.O.B. 6000, Sidney, BC V8L 4B2 (Canada).

Les noms des Membres à perpétuité sont précédés d'un astérisque, ceux des Membres à vie de deux astérisques.

- BLANCHET René. Université de Bretagne Occidentale, Avenue le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex.
- BLIECK Alain. Université de Lille I, Sciences de la Terre, B.P. 36, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BLONDEAU Alphonse, Université P. et M. Curie, Laboratoire de Géologie des Bassins sédimentaires, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
- BOGDANSKI Patrick, Immeuble des Instituteurs, Avenue du Golf, à 14800 Deauville.
- BONTE Antoine. Professeur Emérite, 11/2, rue Calmette, Bois de Gruson, à 59152 Chérengh.
- BOREL André, Directeur de l'Institut Supérieur d'Agriculture, rue du Pont, à Auchy-les-Orchies 59310 Orchies.
- BOUCARUT Marc, Université de Bordeaux III, Géodynamique, Avenue des Facultés, à 33405 Talence Cedex.
- BOULVAIN Frédéric, U.L.B., Géologie, 50, Avenue Roosevelt, à B-1050 Bruxelles 1 (Belgique).
- BOUQUILLON Anne, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Sédimentologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BOUROZ Alexis. Ing. Civ. Mines, Chairman int. Subc. Carb. Strat. (Int. Un. Geol. Sc.), ancien Ing. en Chef Serv. Géol. Gis. Charb. France, 110, avenue Félix Faure, à 75015 Paris.
- BOURROUILH Robert, 1, rue Labourdette, à 64000 Pau.
- BOUYX Emmanuel, Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux III, Bât. de Géologie, Avenue des Facultés, à 33405 Talence Cedex.
- BRICE Denise, Faculté libre des Sciences, 13, rue de Toul, à 59046 Lille Cedex.
- BROUDOUX Bruno, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BROUSMICHE Claudine, Maître de Conférences, Laboratoire de Paléobotanique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- BRUNEEL Jean-Claude, à Crochte 59380 Bergues.
- BUISSART Hubert, Pavillon Barbès, rue Vincent Auriol, à 59120 Loos.
- BUREAU Dominique, Université P. et M. Curie, Géotectonique, Laboratoire de Géodynamique, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
- CAPELLE Hervé, 53, rue de la Pilaterie, à 59700 Marcq-en-Barœul.
- CARLIER Eric, Université des Sciences et Techniques, U.E.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Appliquée, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CELET Paul, Professeur de Géologie, Laboratoire de Géologie dynamique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CHALARD Jacques, Ingénieur Géologue, 65, rue d'Arleux, à 59500 Douai.
- CHAMLEY Hervé, U.E.R. Sciences de la Terre, Lab. Sédimentologie et Géochimie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, c/o Graduate School of Oceanography, The University of Rhode Island, Narragansett Bay Campus, Narragansett, RI 02882-1197 (U.S.A.).
- CHARLET Jean-Marie, Route de Mons 268, à B-7320 Hornu (Boussu) (Belgique).
- CHARVET Jacques, Professeur, Université d'Orléans, Sciences de la Terre, à 45046 Orléans Cedex.
- CHAUVE Pierre, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géologie Structurale et Appliquée, Place Leclerc, à 25030 Besançon Cedex.
- CHOPINEAUX Bernard, Assistant, 194, rue de Fontenay, à 94300 Vincennes.
- CHOROWICZ Jean, Université de Paris VI, Département de Géologie Structurale, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
- CHOTIN Pierre, Université P. et M. Curie, Dép. de Géotectonique, Géologie structurale, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
- CHOUTEAU Laurent, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Sédimentologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CLABAUT Philippe, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Sédimentologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CLÉMENT Bernard, Maître de Conférences, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Stratigraphique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CLIN Michel, Professeur, Université de Bordeaux III, Géodynamique, Avenue des Facultés, à 33405 Talence Cedex.
- COEN Michel, Institut de Géologie, Laboratoire de Paléontologie, 3, Place Louis Pasteur, à B-1348 Louvain-la-Neuve.
- COLBEAUX Jean-Pierre, Assistant, Université de Lille I, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CONIL Raphaël, Professeur, Institut de Géologie, 3, place Louis Pasteur, à B-1348 Louvain-la-Neuve (Belgique).
- CONRAD Jacqueline, Faculté Sciences St-Jérôme, Laboratoire de Sédimentologie, à 13397 Marseille Cedex 13.
- CONRAD Georges, Faculté Sciences St-Jérôme, Laboratoire de Sédimentologie, à 13397 Marseille Cedex 13.
- COQUEL Robert, Maître de Conférences, Université de Lille I, Laboratoire de Paléobotanique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

- CORSIN Paule, Professeur, Université de Lille I, Laboratoire de Géologie Stratigraphique,
10 A. rue du Capitaine Michel, à 59000 Lille.
- COULON Hervé, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Pétrologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- COULON Michel, Faculté des Sciences de Reims, Laboratoire de Géologie, à 51062 Reims Cedex.
- COUREL Louis, Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre, 6, Boulevard Gabriel, à 21100 Dijon.
- COURTESOLE Robert, L'Horte, Avenue Jean Moulin, à 11000 Carcassonne.
- COURTY Georges, Université de Lille I, Laboratoire de Géologie Stratigraphique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CRAMPON Norbert, Professeur, Université de Lille I, Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CRASQUIN Sylvie, Laboratoire de Paléobotanique, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- CROUZEL Fernand, Professeur, 31, rue de la Fonderie, à 31068 Toulouse Cedex.
- CUIR Pierre, 7, Avenue du 18 Juin, à 59790 Ronchin.
- DALINVAL André, Ingénieur Géologue, résidence Saint-Rémy, rue de Loffre, à Lewarde 59287 Guesnain.
- DAMBRINE Jean-Michel, 2/57, Chemin des Tisserands, à 59650 Villeneuve d'Ascq.
- DANLOUX Joël-Marc, 6, Place L. Comerre, à 59132 Trélon.
- DATCHARRY Bernard, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DAVID Louis, Professeur à la Faculté des Sciences de Lyon, Départ. Sciences de la Terre, 15-43, Boulevard du
11 Novembre, à 69621 Villeurbanne Cedex.
- DEBAERE Jean-Pierre, 67, Avenue Becquart, à 59130 Lambersart.
- DEBRABANT Christian, H.B.N.P.C., 139, rue J.B. Corot, à Cuincy 59500 Douai.
- DEBRABANT Pierre, Professeur, Université de Lille I, Laboratoire de Géochimie Sédimentaire,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DEBUYSER Michel, rue des Moulins, à Autingues, 62610 Ardres.
- DECONINCK Jean-François, Laboratoire de Sédimentologie-Géochimie, U.E.R. Sciences de la Terre,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DECROUEZ Danielle, Muséum d'Histoire Naturelle, C.P. 434, à CH-1211 Genève 6 (Suisse).
- DÉGARDIN Jean-Marie, Assistant, Université de Lille I, Laboratoire de Géologie Stratigraphique,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DEGRUGILLIERS Patrick, 50, route d'Oppy, à Neuville 62580 Vimy.
- ** DEHAY Charles, Professeur à la Faculté de Médecine et de Pharmacie, Cité Hospitalière, à 59000 Lille.
- DE HEDOUVILLE Pierre, 5, rue de la Fontaine, à 52190 Eclaron.
- DELANCE Henri, Institut des Sciences de la Terre, 6, Boulevard Gabriel, à 21100 Dijon.
- DELATTRE Charles, Professeur, Université de Lille I, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DELAY Frédéric, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Géologie Appliquée,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DELBART Robert, à Saint-Josse-sur-Mer 62170 Montreuil.
- DELMER André, Ingénieur au Corps des Mines et au Service Géologique de Belgique, 16, Avenue Colonel Daumerie,
à Bruxelles (Belgique).
- DELRIEU Bruno, 13, rue des Moineaux, 95610 Eragny-sur-Oise.
- DE LUCA Patrick, Université F. Rabelais, Géologie, Parc de Grandmont, à 37200 Tours.
- DERAMONT M., Université P. Sabatier, Géologie, 38, rue des 36 Ponts, à 31078 Toulouse Cedex.
- DERCOURT Jean, Professeur de Géologie, Université de Paris VI, Tour 14-15, 4, Place Jussieu,
à 75230 Paris Cedex 05.
- DEROO Gérard, Chemin du Clos Saint-Martin, à 78620 L'Etang-la-Ville.
- DERYCKE Claire, 17 bis, Impasse Mairie, à Achicourt 62217 Beaurains.
- DERYCKE Fernand, Service Géologique de Belgique, 13, rue Jenner, à B. 1040 Bruxelles (Belgique).
- DESCHAMPS Guy, 3, rue du Commissaire Martin, à 59700 Marcq-en-Barœul.
- DESCHAMPS Marc, Professeur, Lycée Turgot à Paris, 71, rue de Neuilly, à 93250 Villemonble.
- DESPEYROUX Yves, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Sédimentologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DESTOMBES Jacques, Ingénieur Géologue, Directeur des Mines et de la Géologie, à Rabat (Maroc).
- DE WEBER Patrick, Université P. et M. Curie, Géologie, Tour 14-15, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
- DEZOBRY Claude, Professeur, 30, Résidence Van Gogh, à Cuincy, 59500 Douai.
- DEZWARTE Jean-Marie, 98, rue L. Guislain, à Nomain 59310 Orchies.

- DHONDT Annie. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Département de Paléontologie, 29, rue Vautier, à 1040 Bruxelles (Belgique).
- DIDON Jean. Maître de Conférences. Université de Lille I. U.E.R. Sciences de la Terre. à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- DIEUDONNE André, B.R.G.M./S.G.R., à Lezennes 59260 Hellemmes-Lille.
- ** DOLLÉ Pierre, Ingénieur-Géologue, 48, rue des Belles-Feuilles, à 75116 Paris.
- DOREMUS Christian, 4, Chemin de Flers, à 59650 Villeneuve d'Ascq.
- DOREMUS Pascal, 2, rue de l'Abbaye, à Liessies 59740 Solre-le-Château.
- DOUBINGER Jeanne, Laboratoire de Géologie et de Paléontologie, Université de Strasbourg, 1, rue Blessig, à 67074 Strasbourg Cedex.
- † DROT Jeanine. Institut de Paléontologie, 8, rue de Buffon, à 75005 Paris.
- DUBREUIL Marcel. Laboratoire de Géologie historique, 38, Boulevard Michelet, à 44037 Nantes Cedex.
- DUDRESNAY Renaud, Ingénieur-Géologue, Service Géologique du Maroc, 5, rue Ahmed Arabi (ex rue Kuhn), à Rabat-Agdal (Maroc).
- DUMON Paul. Ingénieur des Mines, Géologue, 3, rue de la Petite Triperie, à 7000 Mons (Belgique).
- DUPUIS Christian, Faculté Polytechnique de Mons, 7, rue de Houdain, à 7000 Mons (Belgique).
- DURAND DELGA Michel. Université Paul Sabatier, Géologie méditerranéenne, 38, rue des 36 Ponts, à 31078 Toulouse Cedex.
- ELMI Serge, 32, rue Michel Dupeuble, à 69100 Villeurbanne.
- FABRE Jean-Pierre, 10, rue G. de Porto-Riche, à 75014 Paris.
- FERGUSON Josette, Professeur, 167, Avenue Pottier, à 59130 Lambersart.
- FERRANDON Alain, 48, Cours Camon, à 64000 Pau.
- FERRIÈRE Jacky. Université de Lille I, Laboratoire de Géologie Dynamique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- FEYS Robert, Ingénieur-Géologue au B.R.G.M., 53, Boulevard Saint-Michel, 75005 Paris.
- FIEVET Joël, 6, rue des Prairies, à Courchelettes 59500 Douai.
- FIRTION F., Maître de Conférences, Université de Sarrebrück, Saurenhaus Kleiner Bartenberg, Eichendorfsstraße, 13, à Sarrebrück, D-6601 Scheidt (Allemagne).
- FLEURY Jean-Jacques, Maître de Conférences, Université de Lille I, Laboratoire de Géologie stratigraphique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- FOUCHER Jean-Claude. Laboratoire de Géologie, Moulin de la Housse, B.P. 347, à 51062 Reims Cedex.
- FOULON Janine, Université de Lille I, Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- FOURIER Hervé. Institut Supérieur d'Agriculture, 92, rue Ma Campagne, à 59200 Tourcoing.
- GARCIA-ALCALDE Jenaro-Luis. Université d'Oviedo, Paléontologie, à Oviedo (Espagne).
- GAVERIAUX Jean-Pierre, 14, les Hirsons, rue Jules Guesde, à 62800 Liévin.
- GAYOT Philippe, 176, Avenue de la République, à 59110 La Madeleine.
- GEHU Jean-Marie, Professeur à l'U.E.R. de Pharmacie, Hameau de Hendries, à 59270 Bailleul.
- GEVART Pierre, 28, Boulevard Harpignies, à 59300 Valenciennes.
- GEYS Jooris F., Jan Moorkensstraat, 24, à B. 2600 Berchem (Belgique).
- GILBIN Bernard. Professeur au Lycée de Tourcoing, 27, rue du Peintre Grau, à 59200 Tourcoing.
- GILLOT Pierre-Yves, C.E.A., Institut de Recherche Fondamentale. U.G.-C.F.R, à 91191 Gif-sur-Yvette Cedex.
- GODEFROID Jacques, Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Département de Paléontologie, 29, rue Vautier, à 1040 Bruxelles (Belgique).
- GODFRIAUX Ivan, Professeur, Faculté Polytechnique de Mons, 7, rue de Houdain, à 7000 Mons (Belgique).
- * † GOSSELET Jules. Membre de l'Institut, Fondateur de la Société Géologique du Nord.
- GOUILLARD Maurice, 50, Avenue des Lilas, à 59800 Lille.
- GOUJET Daniel, Muséum National d'Histoire Naturelle, Institut de Paléontologie, 8, rue de Buffon, à 75005 Paris.
- GOURVENNEC Rémy, Université de Bretagne Occidentale, Paléontologie, Avenue le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex.
- GUILLOT François, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

- HACQUAERT Armand, Professeur, Université de Gand, Krygstaan 271, à B-9000 Gent (Belgique).
HAMOUMI Naïma, Poste principale de Meknès, à Meknès (Maroc).
HARIELLE Christian, 46 bis, rue du 4 Septembre, à 24290 Montignac.
HAUDOUR Jean, Ingénieur-Géologue, à Yronde 63270 Vic-le-Comte.
HENRY Jean-Louis, Université de Rennes, Institut de Géologie, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie,
B.P. 25 A, à 35042 Rennes Cedex.
HENRY Jean-Pierre, E.U.D.I.L., à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
HERVOUET Yves, Université Mohammed V, B.P. 1014, à Rabat (Maroc).
HEYLER Daniel, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paléontologie, 8, rue Buffon, à 75005 Paris.
HIVET Marinette, 272, rue des trois-Pierre, à 59150 Wattrelos.
HOLTZAPFFEL Thierry, Université d'Angers, Géologie, Boulevard Lavoisier, à 49045 Angers Cedex.
HOLVOET Robert, Directeur de l'Institut Saint-Jude, 10, rue Denis-Papin, à 59280 Armentières.
HOYEZ Bernard, Université du Havre, U.E.R. Sciences et Techniques, Place R. Schuman, à 76600 Le Havre.
HUPE Pierre, Professeur, 9, Square Charles Laurent, à 75015 Paris.
HUVELIN Paul, Ministère de l'Energie et des Mines, Direction de la Géologie, à Rabat (Maroc).
- IMBERT, Thierry, Université de Paris XI, Géochimie des Roches Sédimentaires, à 91405 Orsay.
IZART Alain, 8, rue Saint-Armand, à 62930 Wimereux.
- JACOBSHAGEN, Freie Universität Berlin, Institut für Geologie, Attensteinstrasse, 34a, FB 24, W.E. 1,
à 1000 Berlin 33 (R.F.A.).
JOLIVET Laurent, Université P. et M. Curie, Laboratoire de Géologie, 4, Place Jussieu,
à 75230 Paris Cedex 05.
JOLY Bernard, Professeur, 8, rue de Garambault, à 45190 Beaugency.
JOURDAIN-SOYEZ Colette, 25, Place du Maréchal Leclerc, à 59800 Lille.
- KHATIR Amar, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- LAINÉ Maryse, 17, rue Kilmaine, à 59300 Valenciennes.
LALLEMANT Siegfried, Université P. et M. Curie, Laboratoire de Géologie, 4, Place Jussieu,
à 75230 Paris Cedex 05.
LAPIERRE Henriette, Université de Nancy, Pétrologie, B.P. 236, à 54150 Vandœuvre-les-Nancy Cedex.
LARHZAL Mohamed, D.G.O.N.C.F., rue Abderrahmal I Vhasiki, à Rabat-Agdal (Maroc).
LASNON Michel, Ingénieur à la S.A.D.E., 4, rue Gambetta, à 59350 Saint-André.
LAUMONDAIS Alain, 9, rue des Chenêts, à 78100 Saint-Germain-en-Laye.
LAURENTIAUX Daniel, Professeur de Géologie à la Faculté des Sciences, B.P. 347, 51062 Reims Cedex.
LAURIN Bernard, Institut des Sciences de la Terre, 6, Boulevard Gabriel, à 21000 Dijon.
LAVEINE Jean-Pierre, Professeur, Laboratoire de Paléobotanique, Université de Lille I,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
LEBRET Patrick, 265, rue de Paris, Ecole Jules Ferry, à 76800 Saint-Etienne-du-Rouvray.
LEFEVRE Christian, Professeur, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Pétrologie,
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
LEGRAND Fortuné, 36, rue Jules Guesde, à 62430 Sallaumines.
LEGRAND-BLAIN Marie, Tazua, Route de Bayonne, à 33170 Gradignan.
LEGRAND Philippe, 160, rue Ledru-Rollin, à 62110 Hénin-Beaumont.
LEKKAS Spiridon, Lab. de Géologie et Paléontologie, Université d'Athènes, 46, rue Akadimias, à 143 Athènes (Grèce).
LELIEVRE Hervé, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paléontologie, 8, rue Buffon, à 75005 Paris.
LE MENN Jean, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque,
6, Avenue Le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex.
LEMOIGNE Yves, Professeur, Laboratoire de Biologie Végétale, 43, Bd du 11 Novembre, à 69621 Villeurbanne.
LE MOS DE SOUSA Manuel Joao, rua de Costa Cabral 799, à Porto (Portugal).
LENTACKER Firmin, Professeur de Géographie, U.E.R. de Géographie, Bât. C, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

- LEPLAT José, 18, Pavé du Stemberg, à 59126 Linselles.
- LETHIERS Francis, Professeur, Université P. et M. Curie, Géologie des Bassins Sédimentaires, 4, Place Jussieu, à 75252 Paris Cedex 05.
- LOBOZIAK Stanislas, Chargé de recherche au C.N.R.S., U.E.R. Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléontologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- LUCAS Gabriel, Professeur de Géologie, 3, rue Paillet, à 75005 Paris.
- LYS Maurice, Laboratoire de Géologie historique, Bât. 504, à 92405 Orsay.
- MAGNÉ Jean, 16, rue des Pivoines, à 31400 Toulouse.
- MAGNIEZ Jean-Michel, 51, Avenue Belle Isle, à Saint-Léonard 62360 Pont-de-Briques.
- MAGNIEZ-JANNIN F., Université de Dijon, Sciences de la Terre, 6, Boulevard Gabriel, à 21100 Dijon.
- MAILLOT Henri, Laboratoire de Géochimie sédimentaire, Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- MANIA Jacky, Université de Besançon, Laboratoire de Géologie, 1, Place Leclerc, à 25000 Besançon.
- MANSY Jean-Louis, Laboratoire de Géologie structurale, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- MARIETTE Henri, Docteur-Vétérinaire, 42, rue de Montreuil, à 62830 Samer.
- MARION, Professeur, 7, rue du Pré-Brûlé, à 59730 Solesmes.
- ** MARLIÈRE René, Membre de l'Académie Royale de Belgique, Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons, 2, rue Louis Piérard, à 7020 Hyon (Belgique).
- MASCLE Georges, Université de Grenoble, 1, rue M. Gignoux, à 38031 Grenoble Cedex.
- MASSA Dominique, 6, rue J.J. Rousseau, à 92150 Suresnes.
- MASSON François-Xavier, 26, rue de Roubaix, à 59242 Templeuve.
- MASTRANGELO Annie, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie stratigraphique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- MEILLIEZ Francis, Université du Maine, Géologie, Route de Laval, à 72017 Le Mans Cedex.
- MELOU Michel, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, 6, Avenue Le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex.
- MERCIER Eric, Laboratoire de Géologie structurale, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- MERCIER Monique, 368, rue Henri Durre, à 59590 Raismes.
- MÉRIAUX Emile, Professeur, I.U.T., Génie Civil, Avenue des Facultés, Le Bailly, à 80044 Amiens Cedex.
- MERLE Louis, Chef de Travaux, Electricité de France, 20, rue Giroud, à 59500 Douai.
- MEURISSE Marc, 3, rue du Plâtre, à 75004 Paris.
- MIART Emile, Professeur, 35, rue J.J. Rousseau, à 08100 Charleville-Mézières.
- MICONNET Pascal, Laboratoire de Géologie dynamique, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- MILHAU Bruno, Laboratoire de Paléobotanique, U.E.R. Sciences de la Terre, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
- MIROUSE Raymond, Professeur, Université des Sciences, Lab. de Géologie, 38, rue des 36 Ponts, à 31400 Toulouse.
- MISTIAEN Bruno, Chemin de Halage, 59930 La Chapelle d'Armentières.
- MONCHY Eugène, 20, rue Raymond Sulliger, à 62680 Méricourt-sous-Lens.
- MONTENAT Christian, Chercheur C.N.R.S., I.G.A.L., 21, rue d'Assas, à 75270 Paris Cedex 06.
- MOREL Jean-Luc, Université de Paris-Sud, Labo. Géologie Historique, à 91405 Orsay Cedex.
- MOUTERDE R., Professeur, Faculté Catholique de Lyon, 25, rue du Plat, à 69002 Lyon.
- MULLER Adolph, Professeur, Lehrgebiet Allg. u. Hist. Geologie, R.W.T.H.A., Templergraben 55, à D-5100 Aachen (R.F.A.).
- MUNAUT André, Professeur à l'Université de Louvain, 4, Place Croix du Sud, à 1348 Louvain-la-Neuve (Belgique).
- NOEL Raymond, 132, rue des Venues, à B-4020 Liège (Belgique).
- OLEJNICZAK Jacques-Daniel, 34, rue Eiffel, à 62300 Lens.
- OVTRACHT André, Ministère de l'Energie et des Mines, Div. Recherches Minières, à Rabat (Maroc).
- PAREYN Claude, Professeur de Géologie, Université de Caen, Département de Géologie, à 14032 Caen Cedex.
- PARIS Florentin, Université de Rennes, Institut de Géologie, B.P. 25 A, à 35031 Rennes Cedex.

- PELHATE Annick, Professeur, Université du Maine, Géologie, route de Laval, à 72017 Le Mans Cedex.
PERRET Marie-France, Université P. Sabatier, Lab. de Géologie, Pétrologie, 38, rue des 36 Ponts, à 31400 Toulouse.
PEYBERNES Bernard, Université P. Sabatier, 39, Allée Jules Guesde, à 31062 Toulouse Cedex.
PIERARD Pierre, 74, Avenue de Fléron, à 1090 Bruxelles (Belgique).
PIETTE Armelle, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Sédimentologie, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
PILLET Jean, Professeur, Le Prieuré de Beaumont, Voie Romaine, à 49000 Bouchemaine-Pruniers.
PLATEVOET Richard, 68, rue de la Fontaine, à Lauwin-Planque 59500 Douai.
PLUSQUELLEC Yves, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, 6, Avenue Le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex.
POMEROL Charles, Professeur, 36, Vieux Chemin de Paris, à 95270 Luzarches.
PONCET Jacques, Université de Caen, Esplanade de la Paix, à 14000 Caen.
POTE Chantal, 52, rue Ferrer, à 59155 Faches-Thumesnil.
PREAT Alain, Université Libre de Belgique, Géologie, 50, Avenue Roosevelt, à B-1050 Bruxelles (Belgique).
PROUVOST Jean, Professeur de Minéralogie, Université de Lille I, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
PRUDHOMME Victor, 7, Allée de la Cerisaie, 59700 Marcq-en-Barœul.
- RACHEBŒUF Patrick, Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, 6, Avenue Le Gorgeu, à 29283 Brest Cedex.
RAMPNOUX Jean-Paul, Professeur, Lab. de Géologie, Centre Universitaire de Savoie, BP 143, à 73011 Chambéry.
† RAOULT Jean-François, Université des Sciences et Techniques de Lille, U.E.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
RAUSCHER Raymond, Université Louis Pasteur, Institut de Géologie, 1, rue Blessig, à 67084 Strasbourg Cedex.
REGNAULT Serge, Faculté des Sciences, Sciences de la Terre, B.P. 1796, Atlas, à Fès (Maroc).
RICHAUD Philippe, B.R.G.M./S.G.N., Avenue Latécoère, à 31000 Toulouse.
RICOUR Jean, B.R.G.M., Domaine de Luminy, Route Léon-Lachamp, à 13009 Marseille.
RIQUIER Bernard, Professeur de Sciences Naturelles au Lycée Pasteur, 19, Avenue du Maréchal Leclerc, à 59110 La Madeleine.
ROBARDET Michel, Université de Rennes, Institut de Géologie, Avenue du Général Leclerc, B.P. 25 A, à 35032 Rennes Cedex.
ROBASZYNSKI Francis, Département de Géologie, Faculté Polytechnique de Mons, 7, rue de Houdain, à 7000 Mons (Belgique).
ROBERT Pierre, Université de Picardie, Département de Géologie, 33, rue Saint-Leu, à 80039 Amiens Cedex.
ROHART Jean-Claude, Professeur, 60, rue du Sud, à 59140 Dunkerque.
- SARTENAER P., Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 29, rue Vautier, à Bruxelles (Belgique).
SERRET Laurence, 46 B, rue du Brouaz, à 74100 Annemasse.
SEVRIN Geneviève, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie Structurale, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
SION Martine, Université de Lille I, Sciences de la Terre, Géologie Appliquée, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
SOMMÉ Jean, 119 B, rue de la Rianderie, à 59700 Marcq-en-Barœul.
SOULIEZ Gaston, B.R.G.M./S.G.N., B.P. 6009, à 45060 Orléans Cedex.
SOUQUET Pierre, 5, rue Mondran, à 31400 Toulouse.
STYZA André, 43, rue d'Haubourdin, à 59000 Lille.
SUTER Gabriel, Les Clausonnes, à 06410 Biot.
- TELLIEZ Hervé, 8, rue Léon Jouhaux, à 64000 Pau.
TERMIER Geneviève, 131, Avenue de Versailles, à 75016 Paris.
TERMIER Henri, 131, Avenue de Versailles, à 75016 Paris.
THIÉBAULT François, Université de Lille I, Laboratoire de Géologie structurale, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
TIEGHEM Gilbert, 94, rue Alfred Delecourt, à 59150 Wattrelos.
TRIBOULET Claude, Université P. et M. Curie, Pétrologie, 4, Place Jussieu, à 75230 Paris Cedex 05.
TSOFLIAS Pendelis, 11, rue Metsovou, Paleo-Faliro, à 17563 Athènes (Grèce).

- VACHARD Daniel, Institut Catholique de Paris, I.G.A.L., 21, rue d'Assas, à 75270 Paris Cedex 06.
VADET Alain, Vétérinaire, Conservateur adjoint du Musée de Boulogne, 47, Bd Survin, à 62200 Boulogne-sur-Mer.
VANDENBERGHE Noël, Professeur, K.U.L., Géologie, Redingenstraat 16, à B-300 Leuven (Belgique).
VAN DEN MERSCH Marie-Claude, 2, rue de l'Espérance, à 59800 Lille.
VAN DE WALLE-LANDRU Simone, 100, rue Jean Jaurès, à 62800 Liévin.
VERRIEZ Jean-Jacques, Assistant, Laboratoire de Géologie Dynamique, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
VETTER Pierre, 4, Allée F. Mistral, à 31400 Toulouse.
VIZCAINO Daniel, 22, rue Basse, à 11000 Carcassonne.
VOISIN Léon, Professeur, 8, rue A. Neyrac, 08100 Charleville-Mézières.
VRIELYNCK Bruno, Université Claude Bernard, Dépt Sciences de la Terre, Bât. 402, 27-43, Boulevard du
11 Novembre, à 69622 Villeurbanne Cedex.
- WAGNER Robert H., E.N. Carbonifera del Sur, Peñarroya-Pueblonuevo, à Cordoba (Espagne).
WAROQUIEZ, Ingénieur à la Société des Eaux de Cambrai, 11, rue du Château d'Eau, à 59400 Cambrai.
WATERLOT Michel, Professeur, Laboratoire de Géologie Stratigraphique, Université de Lille I.
à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
WILLEFERT Solange, 11, Cité de la Garde, à Rabat-Agdal (Maroc).



Le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Espagne) Apports de la Palynologie

Carboniferous of the Demanda Sierra (Spain) Palynological contributions

par R. COQUEL (*) et F. PEREZ-LORENTE (**)
(Planche I)

Résumé. — Le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Espagne) comprend deux unités lithologiques. L'Unité inférieure, riche en niveaux à plantes, avait été datée Westphalien B supérieur - Westphalien D. Les études palynologiques ont montré que la base de l'Unité inférieure appartient déjà au Westphalien D en ce qui concerne les formations de Pineda et de Villasur.

Abstract. — *The Carboniferous of the Sierra de la Demanda (Spain) is composed of two lithological units. The lower Unit rich in plant horizons have been dated upper Westphalian B - Westphalian D. The palynological studies have showed that the base of the Lower Unit is already Westphalian D for the Pineda and Villasur formations.*

Resumen. — El Carbonífero de la Sierra de la Demanda (España) está compuesto por dos grandes conjuntos litológicos. El inferior ha suministrado abundantes ejemplares fósiles de macroflora en varios niveles, mediante los cuales se dató como Westphaliense B superior - Westphaliense D. Las últimas investigaciones palinológicas ponen de manifiesto que la misma base (Formaciones de Pineda y Villasur) es del Westphaliense D.

INTRODUCTION

Le Carbonifère de la Sierra de la Demanda, connu depuis très longtemps par suite de la présence de couches de charbon, qui ont jadis fait l'objet de petites exploitations, repose en discordance sur un Cambro-Ordovicien plissé et métamorphisé. Les principaux affleurements (fig. 1) se situent entre Villasur de Herreros - Pineda de la Sierra, dans le secteur de San Adrian de Juarros, de Valmala et du massif de la Fresneda un peu plus à l'Est.

I. — STRATIGRAPHIE

L'essentiel des données sur le Carbonifère de la Sierra de la Demanda résulte des différents travaux de Colchen (1960-1974). Ces dernières années, de nou-

velles recherches entreprises sous la direction de P.M.C. (Promotera de Minas de Carbon) en vue de préciser l'extension des niveaux de charbon ont permis d'apporter d'utiles précisions quant à la connaissance du Carbonifère. La puissance maximale, que l'on estimait à 600-700 m (secteur de Valmala-Alarcia), serait en fait de plus de 1 000 m.

Il se compose de deux unités lithologiques (fig. 2) :

— Unité inférieure (niveaux 1 à 6 de Colchen) : elle est constituée par une alternance de conglomérats, de grès, de schistes plus ou moins charbonneux et de quelques couches de charbon, au sein de laquelle la flore est abondante et variée. Sur des distances relativement courtes, de fortes variations latérales de faciès sont notées. Il s'agirait d'une formation essentiellement fluvatile dans laquelle des éléments d'origine glaciaire ont été mis en évidence (Garcia-Ruiz et Pérez-Lorente, 1984).

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

(**) Colegio Universitario de la Rioja, Obispo Bustamente 3, Logroño (España).

Note présentée le 5 Février 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 3 Décembre 1986.

— Unité supérieure (niveaux 7 à 10 de Colchen) : les sédiments sont nettement moins grossiers, ils se composent de schistes, de grès et de quelques niveaux lenticulaires de dolomie et de calcaires dolomités. Dans cette unité, une faune marine diversifiée est présente.

Dans l'état actuel des travaux, les deux ensembles lithologiques paraissent correspondre à deux domaines différents : la partie inférieure serait d'origine fluviale avec influences glaciaires, la partie supérieure étant quant à elle d'origine marine.

II. — BIOSTRATIGRAPHIE

La flore, au sein de laquelle *Linopteris obliqua* Bunbury est très commune, est riche et variée (48 espèces). Étudiée par Corsin (Colchen, 1960) et Wagner (Colchen, 1965 ; Colchen et Wagner, 1966), elle montre une répartition verticale intéressante. L'analyse des différents gisements, depuis Fresneda à l'Est jusqu'à

San Adrian de Juarros à l'Ouest, a mis en évidence trois associations floristiques dans l'Unité inférieure (tabl. I). Elles ont été positionnées par Colchen en fonction de corrélations latérales, établies essentiellement à partir de la lithologie (voir Colchen, 1974, fig. 28).

— Association du niveau 2.

Elle a été définie à Fresneda et à Alarcia dans des horizons situés en-dessous du deuxième ensemble conglomératique. Le niveau 2 a livré une flore quelque peu composite avec des espèces classiques du Westphalien A et B : *Alethopteris lonchitica* (Schlotheim) Zeiller..., et des espèces plus communes dans le Westphalien C : *Alethopteris corsini* Buisine, *Reticulopteris münsteri* (Eichwald) Gothan... Un âge Westphalien B supérieur - Westphalien C inférieur a été attribué au niveau 2. La florule de Pineda (Pineda 1, niveau à flore F 10), également située en dessous du deuxième conglomérat, a été rapportée par Colchen à cette association.

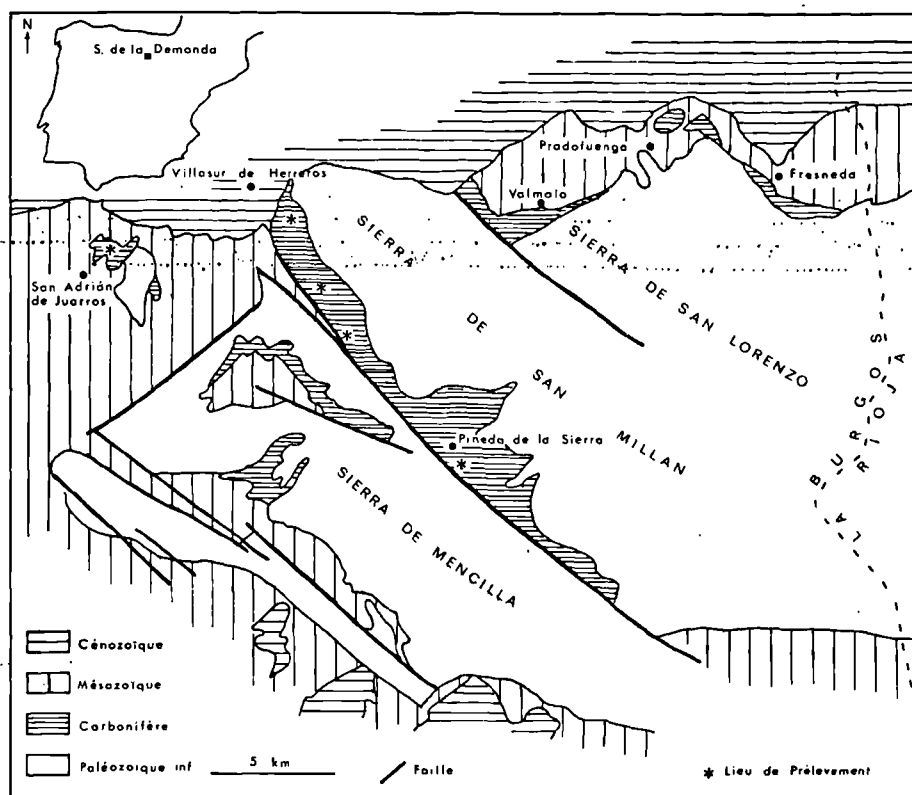


Fig. 1. — Carte géologique de la Sierra de la Demanda, secteur occidental.

Fig. 1. — Geological map of the Demanda Sierra, western area.

— Association du niveau 4.

Etablie à partir des flores des gisements de Villasur, d'Urrez et d'Alarcia 2, cette association indique un âge sensiblement plus jeune que la précédente : « l'ensemble apparaît assez caractéristique du Westphalien C et D inférieur » (Colchen, 1974, p. 239). On y signale *Dicksonites pluckeneti* (Schlotheim) Sterzel (Villasur 2, niveau à flore F 11).

— Association du niveau 6.

Elle a été mise en évidence à San Adrian et à Pineda (Pineda 2) dans des niveaux surmontant le troisième ensemble conglomératique. Sensiblement moins

riche que la précédente, elle est cependant, par suite de la présence de *Neuropteris ovata* Hoffmann, *Pecopteris unita* Brongniart..., plus caractéristique (Pineda 2, niveau à flore F 12). Colchen (1974) « suggère de rapporter cette flore au Westphalien D » (p. 239).

Mis à part *Asterophyllites equisetiformis* (Schlotheini) Brongniart, Colchen ne signale pas, dans son étude sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda, de Calamariacées. Cependant, dans le secteur d'Alarcia, Larrazet (1896) indique une abondance de *Calamites cisti* Brongniart. Nous avons également rencontré de nombreux axes de *Calamites Suckow*, dont *Calamites undulatus* Sternberg sur les terrils des environs de San Adrian de Juarros (Tranpal Nuevo), ainsi que des formes d'*Alethopteris corsini* Buisine (dét. Wagner) non signalées par Colchen dans la partie supérieure de la série houillère.

Bien que riches et variées (Brachiopodes, Crinoïdes, Fusulinidés...), les faunes marines de l'ensemble supérieur ont fourni des renseignements moins précis que ceux obtenus à partir des flores. Ces faunes « sont à rapporter au Moscovien supérieur. On peut envisager, par comparaison avec ce qui est connu dans le NW de l'Espagne, un âge Stéphanien A pour les horizons les plus élevés » (Colchen, 1974, p. 242).

III. — ETUDE PALYNOLOGIQUE

L'étude a porté sur 40 échantillons (charbon et schistes) récoltés dans le secteur occidental, dans les Formations de Pineda-Villasur et de San Adrian de Juarros (fig. 3).

Les préparations palynologiques ont montré une grande abondance de trachéïdes et de cuticules. Les spores et grains de pollen sont peu nombreux et relativement carbonisés. Les meilleurs résultats ont été obtenus pour le matériel récolté dans les environs de Pineda de la Sierra. Les résultats les plus décevants ont, quant à eux, été enregistrés pour la Formation de San Adrian de Juarros pour laquelle notre échantillonnage n'avait pu porter que sur des charbons et schistes de différents terrils. Il s'agissait là d'un matériel déjà trop évolué pour livrer des microfossiles végétaux correctement identifiables (*).

La microflore est peu diversifiée. Parmi les spores, les formes monolètes sont généralement majoritaires (60 à 80 %); quant aux grains de pollen, ils sont toujours peu représentés (moins de 5 %).

Parmi les quarantaine d'espèces reconnues, les plus fréquentes sont : *Torispora securis* (Balme) Alpern, Doubinger et Horst; *Punctatosporites granifer* (Potonié et Kremp) Alpern et Doubinger; *Punctatosporites*

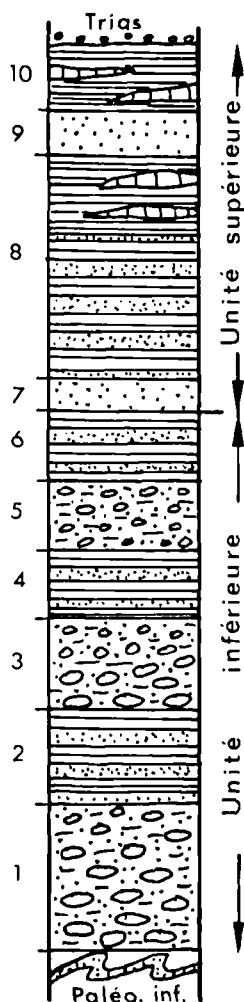


Fig. 2. — Profil lithologique type (d'après Colchen, 1971).
Fig. 2. — Type lithological profile (after Colchen, 1971).

(*) Une étude du pouvoir réflecteur moyen réalisée par Berquer (U.E.R. Sciences de la Terre, Lille) sur un charbon de la Formation de San Adrian a donné la valeur de 1.92.

LITHOLOGIE		FLORE	
UNITE	INFERIEURE	UNIT. SUP.	
1	2	3	4
5	6	7	8
Pecopteris ambigua	P. dentata	P. lobulata	P. plumosa-dentata
P. punctata	P. saraefolia	P. unita	L. inopteris obliqua
Reticulopteris münsteri	Alethopteris ambigua	A. corsini	A. davreuxi
A. lonchitica	A. decurrens	Sphenopteris boulayi	S. damesi
S. obtuse dentata	S. pecterooides	S. rutaefolia	Neuropteris ovata
N. scheuchzeri	M. riopteris saueri	Sphenophyllum emarginatum	Sph. cuneifolium
Dicksonites pluckeneti	Alloiopteris angustissima	Asterophyllites equisetiformis	DATATION
WESTPHALIEN	B. sup.	C. inf.	D.

Tabl. I. — Répartition de la flore (d'après Colchen, 1971).

Tabl. I. — Stratigraphical distribution of the flora (after Colchen, 1971).

rotundus (Bharadwaj) Alpern et Doubinger; *Thymospora obscura* (Kosanke) Wilson et Venkatachala; *Thymospora thiessenii* (Kosanke) Wilson et Venkatachala; *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bental; *Triquitrites sculptilis* Balme.

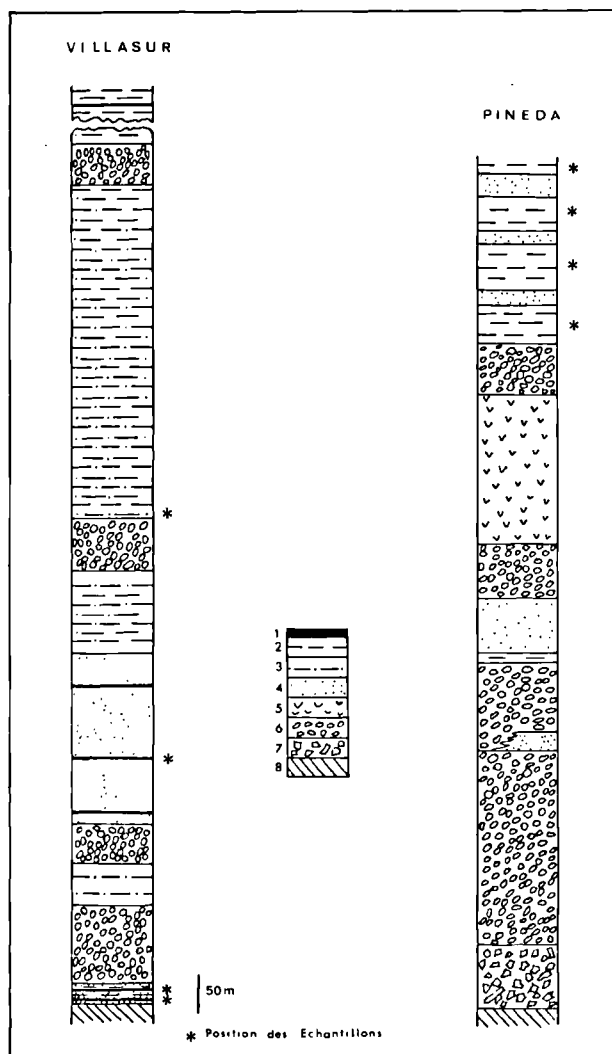


Fig. 3. — Profils lithologiques.
Position des échantillons: 1, charbon. — 2, schiste. — 3, schiste et grès. — 4, grès. — 5, schiste et grès schisteux bigarrés. — 6, conglomérat. — 7, brèche. — 8, Paléozoïque inférieur.

Fig. 3. — Lithological profiles.
Location of the samples: 1, coal. — 2, shale. — 3, shale and sandstone. — 4, sandstone. — 5, variegated shale and argillaceous sandstone. — 6, conglomerate. — 7, breccia. — 8, lower Palaeozoic.

Les autres espèces, beaucoup plus rares, n'ont qu'exceptionnellement dépassé 1 %. Citons: *Vestispora fenestrata* (Kosanke et Brokaw) Wilson et Venkatachala; *Savitrisporites camptotus* (Alpern) Doubinger; *Microreticulatisporites nobilis* (Wicher) Knox; *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger; *Polymorphisporites laevigatus* Alpern; *Densosporites anulatus* (Loose) Schopf, Wilson et Bental; *Radiizornates tenuis* (Loose) Butterworth et coll.

La série étudiée dans le secteur de Pineda de la Sierra est la plus complète sur le plan palynologique, les spores monolètes y montrent une évolution verticale intéressante. Dans les échantillons de la base, *Torispora securis* et *Punctatosporites Ibrahim* sont nettement dominants (plus de 80 %), les *Thymospora* Wilson et Venkatachala ne constituant que 6 à 8 % de la population. Par la suite et jusqu'au sommet de la série, les spores monolètes verruqueuses sont nettement plus abondantes que les monolètes ponctuées et à crassitude.

En ce qui concerne la série de Villasur, les résultats sont plus ponctuels, les *Thymospora* sont toujours nombreux (10 à 20 %) mais supplantés par les *Torispora securis* et *Punctatosporites* qui peuvent dépasser 50 % de l'ensemble.

Datation.

Parmi les spores ici signalées, trois possèdent un intérêt stratigraphique réel; il s'agit de *Thymospora*, *Savitrisporites camptotus* et *Polymorphisporites laevigatus*.

— *Thymospora*. - Ce genre, dont l'intérêt dans la datation des couches du Westphalien supérieur a été mis en évidence au cours des différents travaux réalisés sous la direction de Alpern, commence dans la partie terminale du Westphalien C. Le début de son épibole se place en Lorraine (Alpern, Lachkar et Liabeuf, 1967) au Tonstein 60 qui se situe vers la zone moyenne du Westphalien D. S'il est toujours délicat d'utiliser le critère abondance qui comporte une part de subjectivité, sa présence dès la base de la Formation de Villasur avec des pourcentages relativement élevés (6 à 10 %) indique que nous sommes déjà dans le Westphalien D.

— *Savitrisporites camptotus* et *Polymorphisporites laevigatus*. - Ces deux espèces débutent dans le Westphalien D où elles demeurent toujours très rares. Quelques exemplaires ont été vus dans la plupart de nos échantillons, confirmant ainsi l'âge Westphalien D (au minimum) de notre série Carbonifère.

La limite entre le Westphalien D-Stéphanien ne peut être définie de manière précise en palynologie: l'association microfloristique du Westphalien terminal se poursuivant jusque dans le Stéphanien A inférieur (Coquel, Doubinger et Loboziak, 1976). Une incertitude subsiste donc quant à l'âge des niveaux supérieurs, mais compte tenu des différents travaux floristiques et fauniques, un âge Stéphanien est à exclure.

CONCLUSION

En fonction de nos résultats actuels, il est raisonnable de proposer un âge Westphalien D pour l'Unité inférieure de l'ensemble Pineda-Villasur et étant donné la relative abondance des *Thymospora*, il est probable que nous n'avons pas la base du Westphalien D. Bien que d'une très grande pauvreté, les échantillons de la Formation San Adrian de Juarros renferment quelques monolètes verruqueuses, ils sont également d'âge Westphalien D.

Par rapport aux attributions stratigraphiques proposées par Colchen (1971, 1974) :

- niveau 2 : Westphalien B sup. - Westphalien C inf.,
- niveau 4 : Westphalien C-D inférieur,
- niveau 6 : Westphalien D,

une divergence importante existe. Elle repose essentiellement sur le fait que *Neuropteris ovata*, dont l'apparition marque la base du Westphalien D, n'a été identifiée que dans la partie supérieure de l'Unité inférieure (niveau 6). Cependant, les récoltes effectuées

dans des gisements ponctuels et peu nombreux au sein de formations dans lesquelles les variations latérales de faciès sont accusées ne donnent pas une idée très précise de l'extension verticale des flores. Les pourcentages déjà élevés des *Thymospora* dès la base des séries Pineda-Villasur impliquent l'existence plus que probable de *Neuropteris ovata* dès les niveaux inférieurs. Hypothèse plus conforme avec la répartition de *Dicksonites pluckeneti* (niveau 4) qui débute, dans les bassins où sa biozone est correctement établie (Lorraine, Bassin central des Asturies) un peu après l'apparition de *Neuropteris ovata*.

Que les flores de Fresneda et de Valmala-Alarcia (association niveau 2) appartiennent au Westphalien B supérieur - Westphalien C inférieur, cela ne fait guère de doute. Les niveaux 1 et 2 de Fresneda et de Valmala-Alarcia ne sont, selon toute vraisemblance, pas représentés à Pineda-Villasur.

Remerciements. — Nous tenons à remercier la Société P.M.C. qui a bien voulu autoriser la publication de nos résultats.

BIBLIOGRAPHIE

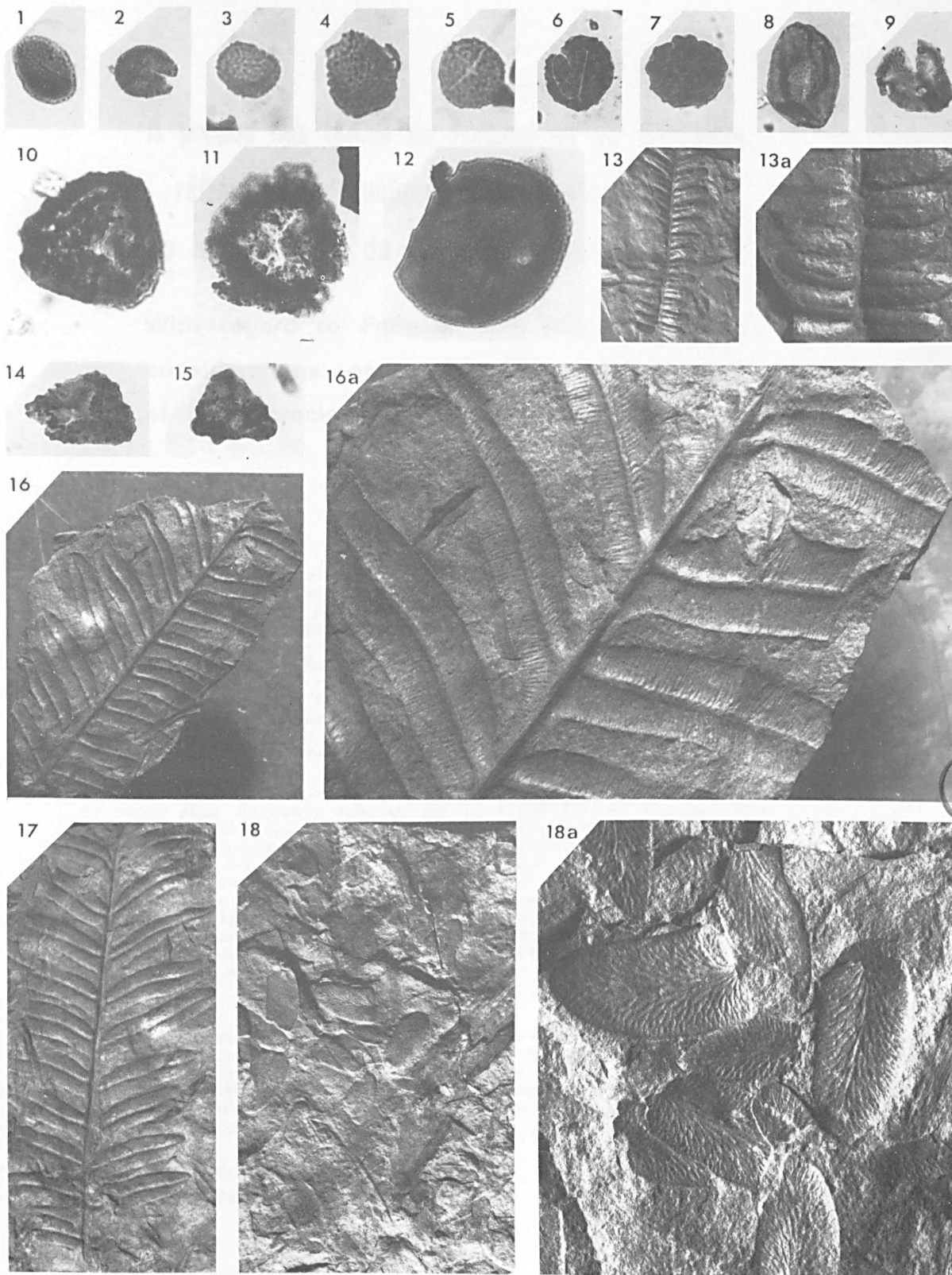
- 1) ALPERN B., LACHKAR G., LIABEUF J.J. (1967). — Le bassin houiller lorrain peut-il fournir un stratotype pour le Westphalien supérieur ? *Rev. Palaeobot. Palyn.*, vol. 5, p. 75-91.
- 2) CARIDE C., GREBER C. et ORTUNO G. (1973). — Flore des faisceaux productifs du bassin central des Asturies (Espagne). 7^e Congr. Int. de Strat. Géol. du Carbonifère, t. 2, p. 267-285, Pl. 1-4, Krefeld, 1971.
- 3) CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAK S., OWENS B. et STREEL M. (1977). — Carboniferous miospores of Western Europe : illustration and zonation. *Med. Rijks Geol. dienst*, vol. 29, p. 1-71, Pl. 1-25.
- 4) COLCHEN M. (1960). — Sur l'âge des formations carbonifères de Fresneda (Sierra de la Demanda, Province de Burgos, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 2743-2745.
- 5) COLCHEN M. (1965). — Nouvelles données sur le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Burgos, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 1696-1699.
- 6) COLCHEN M. (1970). — Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne), Thèse, Paris.
- 7) COLCHEN M. (1971). — Les formations carbonifères de la Sierra de la Demanda ; comparaison avec celles de l'ensemble cantabro-asturien. *Trab. de Geol. Oviedo*, n° 3, p. 53-68.
- 8) COLCHEN M. (1974). — Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño, Espagne). *Mém. Inst. Géol. Min., Espagne*, t. 85, p. 1-436.
- 9) COLCHEN M. et WAGNER R. (1966). — Précisions sur les flores carbonifères de la Sierra de la Demanda (province de Burgos, Espagne). *C.R. Ac. Sc.*, t. 262, p. 2435-2438.
- 10) COQUEL R., DOUBINGER J. et LOBOZIAK S. (1976). — Les microspores guides du Westphalien à l'Autunien d'Europe occidentale. *Revue de Micropal.*, vol. 18, n° 4, p. 202-212, Pl. 1-2.
- 11) GARCIA-RUIZ J.M. et PEREZ-LORENTE F. (1984). — Sobre una probable glaciación de edad Carbonifera en la Sierra de la Demanda, Sistema Iberico. *Congr. Espa. Geol.*, t. 3, p. 119-126.
- 12) LARRAZET M. (1896). — Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño. Thèse de Doctorat, Paris, p. 1-310, Pl. 1-3.
- 13) LAVEINE J.P. (1977). — Report on the Westphalian D. *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*, p. 77-87, Pl. 1-2, Prague 1973.
- 14) VILLENA J. et PARDO G. (1983). — El Carbonifero de la Cordillera Iberica (dans Carbonifero y Permico de España). 10^e Congr. Int. de Strat. Géol. du Carb., Madrid, p. 191-206.

* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

- Fig. 1. — *Torispora securis* (Balme) Alpern, Doubinger et Horst. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 2. — *Punctatosporites granifer* (Potonié et Kremp) Alpern et Doubinger. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 3-6. — *Thymospora obscura* (Kosanke) Wilson et Venkatachala. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 7. — *Thymospora thiessenii* (Kosanke) Wilson et Venkatachala. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 8. — *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 9. — *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Schopf, Wilson et Bentall. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 10. — *Savitrissporites camptotus* (Alpern) Doubinger. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 11. — *Radiizonates tenuis* (Loose) Butterworth et coll. Gr. = 500. Formation de Villasur.
- Fig. 12. — *Vestispora fenestrata* (Kosanke et Brokaw) Wilson et Venkatachala. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 13 et 13a. — *Pecopteris* sp. Formation de Pineda.
13. - Gr. nat.
13a. - Gr. = 3.
- Fig. 14. — *Lophotriletes gibbosus* (Ibrahim) Potonié et Kremp. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 15. — *Triquitrites sculptilis* Balme. Gr. = 500. Formation de Pineda.
- Fig. 16, 16a et 17. — *Alethopteris corsini* Buisine. Formation de San Adrian.
16. - Gr. nat.
16a. - Gr. = 3.
17. - Gr. nat.
- Fig. 18 et 18a. — *Linopteris obliqua* Bunbury. Formation de San Adrian.
18. - Gr. nat.
18a. - Gr. = 3.
- N.B. — Les plantes ont été déterminées par R. Wagner (Peñarroya-Pueblonuevo, Espagne).

—————«»—————



**A propos des failles de Ferques et du Haut-Banc :
réflexions sur quelques interprétations récentes
de la tectonique du Carbonifère du Boulonnais (*)**

**With regard to Ferques and Haut-Banc faults :
considerations on some recent interpretations
of the tectonic of Carboniferous of Boulonnais**

par A. BOUROZ (**)

Résumé. — A la suite de notre précédente communication (5), une analyse serrée des renseignements fournis par les levés de surface, les travaux carriers et les anciens puits et sondages de la région, nous permet de préciser les positions relatives des failles de Ferques et du Haut-Banc. Il en résulte que la faille de Ferques est une faille directe importante fortement pentée (de l'ordre de 70°), présente dans tout le bassin du Boulonnais et que nulle part le charriage du Haut-Banc, faiblement penté, n'apparaît en surface au Nord du tracé de la faille de Ferques tel que ce dernier apparaît sur la carte géologique au 1/50.000, feuille de Marquise 1971. L'ensemble des observations faites nous amène à faire une critique objective des hypothèses de structure émises au sujet de ces deux failles dans trois publications récentes (6), (7), (8) dont la plus importante (6) propose de les réunir en un seul accident dans l'Ouest du bassin.

Abstract. — *Following our previous paper (5), a detailed analysis of data given by the surface plans, the quarry industries and the ancient pits and boreholes, allows us to precise the related positions of the Ferques and Haut-Banc faults and to criticize the recent structural hypothesis done about this area. Consequently, the Ferques fault is an important direct one, strongly sloped (about 70°) and nowhere, the Haut-Banc fault (a weakly sloped thrust fault) appears on outcrop, north of the trace of the Ferques fault as this appears on the geological map 1/50,000, Marquise sheet 1971. The whole of the observations we have done leads us to do an objective criticism of the structural hypothesis expressed about this two faults in three recent publications (6), (7), (8), the most important of them (6) proposing to bring together that two faults in a single accident in the western part of the basin.*

(*) *Ad limina.* La présente communication qu'initialement nous n'avions pas l'intention de faire, nous a été suggérée par le Conseil de la Société Géologique du Nord afin que nous participions à la discussion d'une nouvelle hypothèse de structure concernant le Paléozoïque du Boulonnais : identification de la faille du Haut-Banc à la faille de Ferques dans l'W du bassin. Nous avons accédé d'autant plus volontiers à cette demande que ce fût pour nous l'occasion de serrer la question de plus près et d'apporter de nouveaux arguments à l'encontre de cette nouvelle hypothèse. Nous indiquerons les références bibliographiques concernant cette dernière au fur et à mesure de la discussion, après avoir exposé notre point de vue personnel.

(**) 110, Avenue Félix Faure, 75015 Paris.

Note présentée le 5 Mars 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 7 Janvier 1987.

La découverte d'une phase de coulissement d'âge tertiaire affectant les grandes failles directes hercyniennes du bassin houiller du Pas-de-Calais dans les régions de Nœux, Bruay et Marles (4), et la reconnaissance de l'extension de ce mouvement à la faille de Ferques dans le bassin primaire du Boulonnais (5), conduit à attribuer à cette dernière une importance comparable à celle des failles de Pernes, de Marqueffles, de Ruiz et de Sains, le mécanisme de formation de cet ensemble étant le même : rupture d'effondrement ayant atteint l'asthénosphère pendant la phase de détente ayant immédiatement suivi le paroxysme asturien, puis coulissement relatif horizontal important des lèvres de ces failles au Tertiaire.

L'importance et la continuité de la faille de Ferques découlant des événements ayant jalonné les étapes successives de sa formation et de son évolution, il nous a paru indispensable d'analyser en détail tous les éléments d'observation disponibles pour arriver à une meilleure connaissance de la structure du Paléozoïque de la région.

I. — ECORCHE GEOLOGIQUE DE LA SURFACE DU PRIMAIRE (région nord de Marquise)

La dernière édition de la carte géologique au 1/50 000, feuille de Marquise (XXI-3), parue en 1971, apporte des précisions sur le tracé de la faille de Ferques en affleurement. D'autre part, l'avancement des travaux carriers dans la région a permis de constater la présence de cette faille là où elle avait été figurée en tireté sur la carte géologique de 1971 : des décapes locaux récents du recouvrement jurassique, ont permis de vérifier la présence effective de la faille, notamment à l'ouest immédiat de l'emplacement des anciens puits de Frémicourt (5, Pl. 4 à 7), et dans la carrière de Leulinghen, à l'ouest de l'emplacement de l'ancien puits du même nom (5, Pl. 8).

Le tracé de la faille de Ferques est figuré sur l'écorché géologique de notre fig. 1 (établi d'après un agrandissement photographique de la carte géologique au 1/50.000 de 1971, les terrains post-paléozoïques ayant été enlevés) ; un renseignement important figurant sur la carte est constitué par la présence de la faille du Haut-Banc en affleurement, un peu au nord du point où la faille d'Hydrequent est recoupée par la faille d'Elinghen ; la structure en voûte anticlinale présentée en affleurement plus à l'est par la faille du Haut-Banc dans la région des fosses Glaneuse et du Bois-des-Roches (2, fig. 1), se retrouve ici avec la même direction mais décalée vers le sud par la faille d'Elinghen, l'ensemble s'ennoyant vers l'ouest ; deux renseignements intéressants s'ajoutent à ce qui précède : le Paléozoïque affleurant ici sous la faille du Haut-Banc est constitué par du Houiller h_3 et d'autre part, le

tracé affleurant de la faille est recoupé par la courbe de niveau + 75 figurée sur la carte topographique I.G.N. 2.103 Est au 1/25.000 de la région (nous utiliserons cette donnée plus loin). Enfin, nous avons reporté sur notre carte, les puits et sondages ayant recoupé la faille du Haut-Banc avec la cote à laquelle cette dernière a été traversée.

II. — LA FAILLE DU HAUT-BANC

Les points où la faille du Haut-Banc a été localisée en affleurement ou par des travaux de reconnaissance ou d'exploitation, sont les suivants (avec leur cote) :

- a) Affleurement (fig. 1) : + 75.
- b) Fosse d'Elinghen : — 194.
- c) Sondage de la Vallée-Heureuse : — 375 (*).
- d) Sondage d'Hydrequent : — 270.
- e) Sondage de Blequenecques : — 378.
- f) Fosse de Leulinghen : — 231.

Ce dernier renseignement nous paraît devoir être explicité : si l'on se reporte à la coupe de la fosse de Leulinghen publiée par Olry (9, p. 117) et reproduite ultérieurement (5, fig. 2), on peut constater que la pente moyenne de la faille de Ferques entre l'affleurement sud du Calcaire carbonifère à l'orifice du puits et le point en profondeur où le calcaire sud vient au contact du calcaire nord, est de l'ordre de 70°. D'autre part, le sondage creusé à partir de 260 m de profondeur (fond du dernier bure figuré sur la coupe du puits) est resté dans le calcaire jusqu'à 281 m de profondeur, mais a trouvé du « sable » de 281 à 290 m (profondeur à laquelle il a été arrêté), c'est-à-dire, ce qui est très important, est sorti du Calcaire carbonifère pour rentrer dans des terrains détritiques qui, dans le contexte de ces travaux, ne peuvent appartenir qu'à du h_3 , c'est-à-dire à des grès plus ou moins broyés. Il est donc légitime de penser qu'on se trouve en présence d'un point de passage de la faille du Haut-Banc, point localisé à la profondeur de 281 m (cote — 231) et situé en plan, à 110 m au SSW de l'orifice du puits de Leulinghen.

(*) Une erreur inexplicable s'est glissée dans la notice de la carte géologique Marquise XXI-3 au 1/50.000 (1971). A la p. 22, la cote d'altitude du sondage de la Vallée-Heureuse est indiquée comme étant + 91. Ceci est manifestement faux. Pruvost et Delépine (11) indiquent une altitude approximative comprise entre 30 et 35 m. Au moment des études ayant abouti à la note Bouroz (2). Stiévenard, du Service géologique des Houillères, a alors vérifié sur place et aussi d'après les cartes topographiques du lieu et les coordonnées Lambert du sondage, que la cote d'altitude de ce dernier ne pouvait être que + 30. Nous admettons que ce chiffre constitue la meilleure approximation que l'on puisse faire de cette donnée, ce qui fait apparaître une erreur de 61 m dans la notice de la carte géologique de 1971.

En appliquant la méthode classique de construction des courbes de niveau de la surface d'une faille par interpolation à partir des renseignements donnés par les puits et sondages, nous avons établi la carte de la fig. 2 (*); on constate notamment que le point de la faille du Haut-Banc que nous avons localisé dans le puits de Leulinghen (point Y de la fig. 2), s'inscrit harmonieusement dans l'ensemble et ne constitue pas un point aberrant par rapport à l'ensemble des courbes de niveau, ce qui constitue une excellente justification de notre interprétation.

(*) Une application de cette méthode a été faite par Stiévenard à la surface de la Grande Faille du Midi. C'est l'étude de cette carte qui nous a mis ultérieurement sur la voie de la découverte des coulissements dans la tectonique du bassin du Pas-de-Calais (13).

III. — RELATIONS ENTRE FAILLE DE FERQUES ET FAILLE DU HAUT-BANC

La faille du Haut-Banc datant du paroxysme asturien, est évidemment antérieure à la faille de Ferques, faille de rupture intervenue pendant la période de détente postérieure à ce paroxysme et il est normal, comme le montre la carte de la fig. 2, que la faille du Haut-Banc ait été coupée par la faille de Ferques. Si l'on admet que la pente moyenne de la faille de Ferques est de l'ordre de 70° dans la région, on peut, avec une bonne approximation, construire la ligne de contact de la faille du Haut-Banc à la faille de Ferques (fig. 2): on constate que cette ligne s'ennoie vers l'ouest alors que son extrémité Est sort en surface et affleure aux abords immédiats des fosses du Nord et du

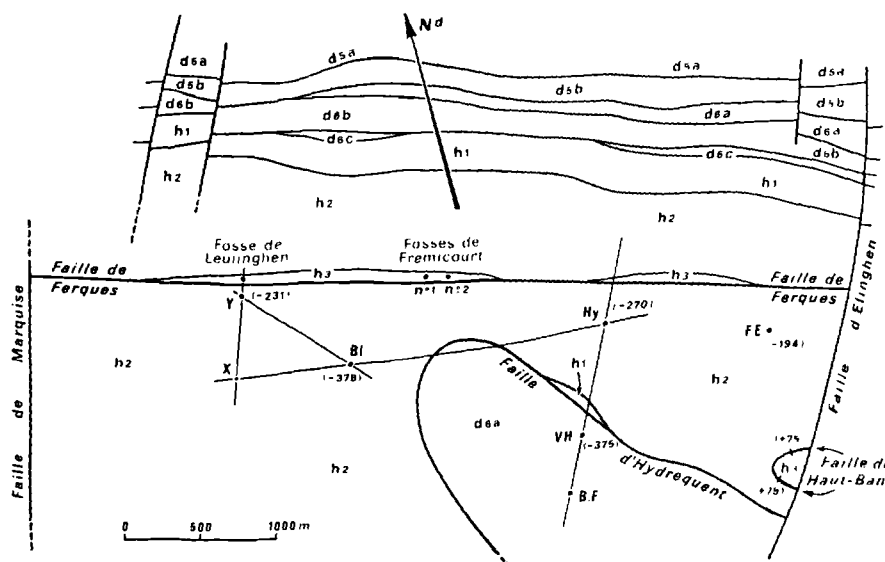


Fig. 1. — Ecorché de la surface du Primaire entre les failles de Marquise et d'Elinghen (Boulonnais).

h3, Silésien inf. — h2, Viséen. — h1, Tournaisien. — d6c, Famennien sup. (schistes rouges). — d6b, Famennien moyen (Grès de Fiennes). — d6a, Famennien inf. (schistes rouges inf.). — d5b, Frasnien sup. (Calcaire de Ferques). — d5a, Frasnien inf. (schistes et dolomie de Beaulieu).

F.E., Fosse d'Elinghen. — Hy, Sondage d'Hydrequent. — V.H., Sondage de la Vallée Heureuse. — B.F., Sondage de Basse-Falaise. — Bl., Sondage de Blecquenecques. — (-375), cote de traversée de la faille du Haut-Banc. — X et Y, voir fig. 2 et 4.

Fig. 1. — "Ecorché" of the Primary surface between the Marquise and Elinghen faults (Boulonnais).

h3, low. Silesian. — h2, Viséan. — h1, Tournaisian. — d6c, upp. Famennian (red shales). — d6b, mid. Famennian (Fiennes sandstones). — d6a, low. Famennian (low. red shales). — d5b, upp. Frasnian (Ferques limestone). — d5a, low. Frasnian (Beaulieu shales and magn. limestone).

F.E., Elinghen pit. — Hy, Hydrequent borehole. — V.H., Vallée Heureuse borehole. — B.F., Basse-Falaise borehole. — Bl., Blecquenecques borehole. — (-375), crossing bench-mark of the Haut-Banc fault. — X and Y, see fig. 2 and 4.

Sud du bassin d'Hardinghen (2, fig. 1, région de la coupe B) (*); ce fait a déjà été signalé par Olry (5).

A partir de ces données cartographiques concernant les deux failles, nous allons présenter deux coupes dont l'objectivité est indiscutable car leurs éléments découlent de faits dûment observés.

1) Coupe Basse-Falaise - Vallée-Heureuse - Hydrequent.

Cette coupe (fig. 3) découle des observations publiées par Pruvost-Delépine en 1921 (11), mais elle tient compte surtout des précisions apportées par notre carte des courbes de niveau de la fig. 2.

Nous observerons d'abord que le pendage général des terrains sous la faille du Haut-Banc est orienté au nord pour les raisons suivantes :

1° D'une part, le sondage de la Vallée-Heureuse a pénétré directement, sous la faille du Haut-Banc, dans le calcaire Lunel, alors que celui d'Hydrequent a pénétré dans le houiller productif. La faible distance séparant les deux sondages (moins de 800 m) postule que ces terrains sont concordants et ne peuvent, du fait de leur position relative, qu'être pentés au nord : c'est une évidence d'ordre stratigraphique et géométrique.

2° Nous sommes là dans le prolongement W de l'anticlinal d'Hardinghen, à 1.100 m environ à l'W du puits d'Elinghen, dont les travaux sont situés sur le flanc nord de l'anticlinal. Nous avons constaté personnellement au cours des années 1947-1950, dans nos descentes dans ces travaux alors en cours d'activité, que leur pendage était régulièrement descendant vers le nord et que nulle part, même dans leur partie la plus profonde, ils n'amorçaient une inversion de pendage pour remonter vers le nord (**). La coupe de la fig. 3 rend donc parfaitement compte de faits observés.

(*) Cette carte montre à l'évidence que dans la région de la fosse du Nord et de la fosse du Sud, la faille du Haut-Banc est sub-horizontale à l'affleurement alors que la faille de Ferques est fortement pentée (d'après les travaux miniers). Les traces à l'affleurement de ces deux failles étant presque orthogonales, ces dernières ne peuvent avoir entre elles aucun rapport sinon d'intersection. L'une étant un charriage et l'autre un effondrement, intervenus à des époques différentes de l'orogénèse hercynienne. Etant donné la grande permanence des structures qui est d'observation constante dans les bassins houillers, il est infiniment peu probable que ces rapports changent radicalement d'allure ailleurs dans un bassin d'extension aussi réduite que celui du Boulonnais.

(**) Précisons qu'au voisinage immédiat d'une faille directe, une veine de houille peut amorcer un début d'inversion de pente du fait de l'effet mécanique de la rupture : cela est d'une observation constante dans les bassins houillers ; mais ce phénomène, très localisé, ne peut en aucun cas être invoqué (comme on a parfois tendance à le faire) comme l'indice d'un phénomène plus général de modification des pendages d'un faisceau sur une grande échelle, au-delà de la faille.

Il ne peut non plus être question d'admettre que la faille du Haut-Banc elle-même augmente brutalement sa pente à partir de la cote — 270 dans le sondage d'Hydrequent, pour émerger en surface sous le nom de Faille de Ferques, car il serait nécessaire alors d'admettre l'identification de l'important volume de houiller régulier (***) recoupé par ce sondage sous la fracture mince que constitue la faille du Haut-Banc, avec le remplissage de houiller broyé emballé entre les deux lèvres disjointes de la faille de Ferques et dont l'épaisseur, très variable, n'atteint que localement une centaine de mètres. Ces deux styles tectoniques n'ont aucun rapport entre eux et vouloir passer en continuité de l'un à l'autre serait l'indice d'une inexpérience certaine de la tectonique houillère (nous expliciterons cet aspect du problème plus loin). Ajoutons une dernière remarque concernant le sondage d'Hydrequent : compte tenu des cotes des veines recoupées dans le sondage et de la distance moyenne séparant ces veines du sommet du Dinantien, la profondeur probable à laquelle ce sondage aurait rencontré la tête du Calcaire carbonifère aurait été de l'ordre de 560 m.

Pour en terminer avec la coupe de la fig. 3, nous dirons un mot d'un problème que nous avons évoqué dans une communication antérieure, à propos du sondage de Basse-Falaise (2). Un des buts que nous nous étions proposé alors était d'attirer l'attention sur la divergence d'interprétation existant entre Olry et Pruvost-Delépine (11) d'une part, et Rigaud (12) d'autre part, quant à l'interprétation de ce sondage. Rigaud soutenait qu'il y avait possibilité de présence de Houiller dans le sondage, ce qui était contesté par les trois autres auteurs. Le point Z de la fig. 3 situe, d'après Rigaud, la faille du Haut-Banc dans le sondage de Basse-Falaise et une possibilité de présence, selon lui, d'un Houiller productif sous elle. Ce point est en position complètement aberrante par rapport à notre carte des courbes de niveau de la faille, ce qui apparaît clairement sur la coupe. Ce fait condamne à lui seul, l'hypothèse Rigaud.

2) Coupe Blecquenecques - Leulinghen.

L'intérêt que présente cette coupe (fig. 4) provient de la présence de la faille du Haut-Banc d'une part, dans le sondage de Blecquenecques (à la cote — 378) et, d'autre part à la cote — 231, dans le sondage intérieur foré au fond des travaux du puits de Leulinghen (9). Ces deux renseignements, joints à ceux donnés par la carte des courbes de niveau de la faille du Haut-Banc et par la coupe E d'une de nos études antérieures (2, p. 30), vont nous permettre de déterminer l'ordre de grandeur du rejet vertical de la faille de Ferques, au droit du puits de Leulinghen (par des extrapolations géométriques simples opérées à courte distance).

(***) Certains quartiers régulièrement exploités par la fosse d'Elinghen à l'est du sondage, se trouvaient à moins de 1.100 m de ce dernier.

Une première coupe permet de tracer la faille du Haut-Banc entre la cote — 378 dans le sondage de Blecquenecques et le point Y dans le puits de Leulinghen grâce à ses courbes de niveau ; on con-

state que sa pente est relativement faible et forme un angle de l'ordre de 115° avec la faille de Ferques telle que cette dernière peut être déterminée dans le puits.

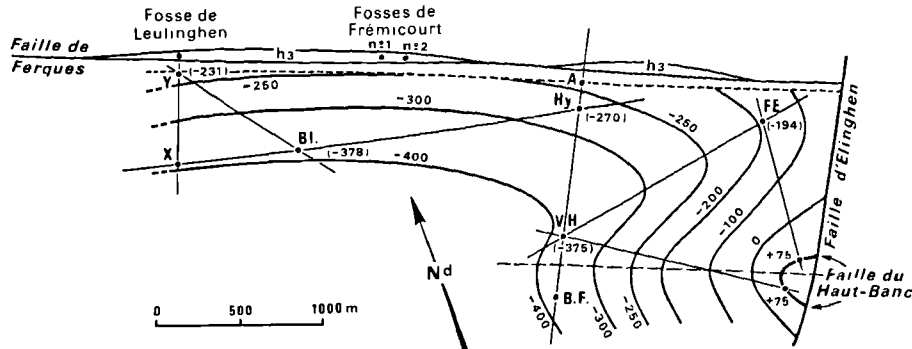


Fig. 2. — Carte des courbes de niveau de la faille du Haut-Banc.

F.E., Fosse d'Elinghen. — Hy, Sondage d'Hydrequent. — V.H., Sondage de la Vallée Heureuse, — B.F., Sondage de Basse-Falise. — Bl., Sondage de Blecquenecques. — (—194), cote de traversée de la faille du Haut-Banc. — + 75, cote de la faille du Haut-Banc à l'affleurement. — Tireté Y --- A. Sectionnement de la faille du Haut-Banc par la lèvre sud de la faille de Ferques.

Fig. 2. — Contour-line map of the Haut-Banc fault.

F.E., Elinghen pit. — Hy, Hydrequent borehole. — V.H., Vallée-Heureuse borehole. — B.F., Basse-Falise borehole. — Bl., Blecquenecques borehole. — (—194), crossing bench-mark of the Haut-Banc fault. — + 75, bench-mark of the Haut-Banc fault at its outcrop. — Pecked line Y --- A, Section of the Haut-Banc fault by the south wing of the Ferques fault.

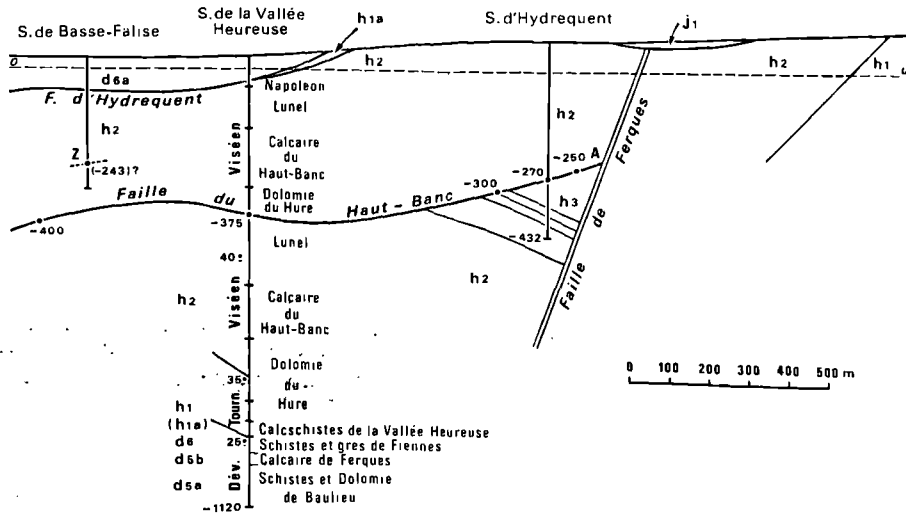


Fig. 3. — Coupe verticale passant par les sondages d'Hydrequent, de la Vallée-Heureuse et de Basse-Falise. A : Point de contact de la faille de charriage du Haut-Banc à la faille directe et de coulissement de Ferques. L'épaisseur très variable du remplissage de la faille de Ferques a été schématisée par un double trait parallèle.

Fig. 3. — Vertical section passing by Hydrequent, Vallée Heureuse and Basse-Falise faults. A : Contact point of the Haut-Banc overthrust fault at the direct and wrenching Ferques fault. The very variable thickness of the Ferques fault filling has been schematized by a parallel double line.

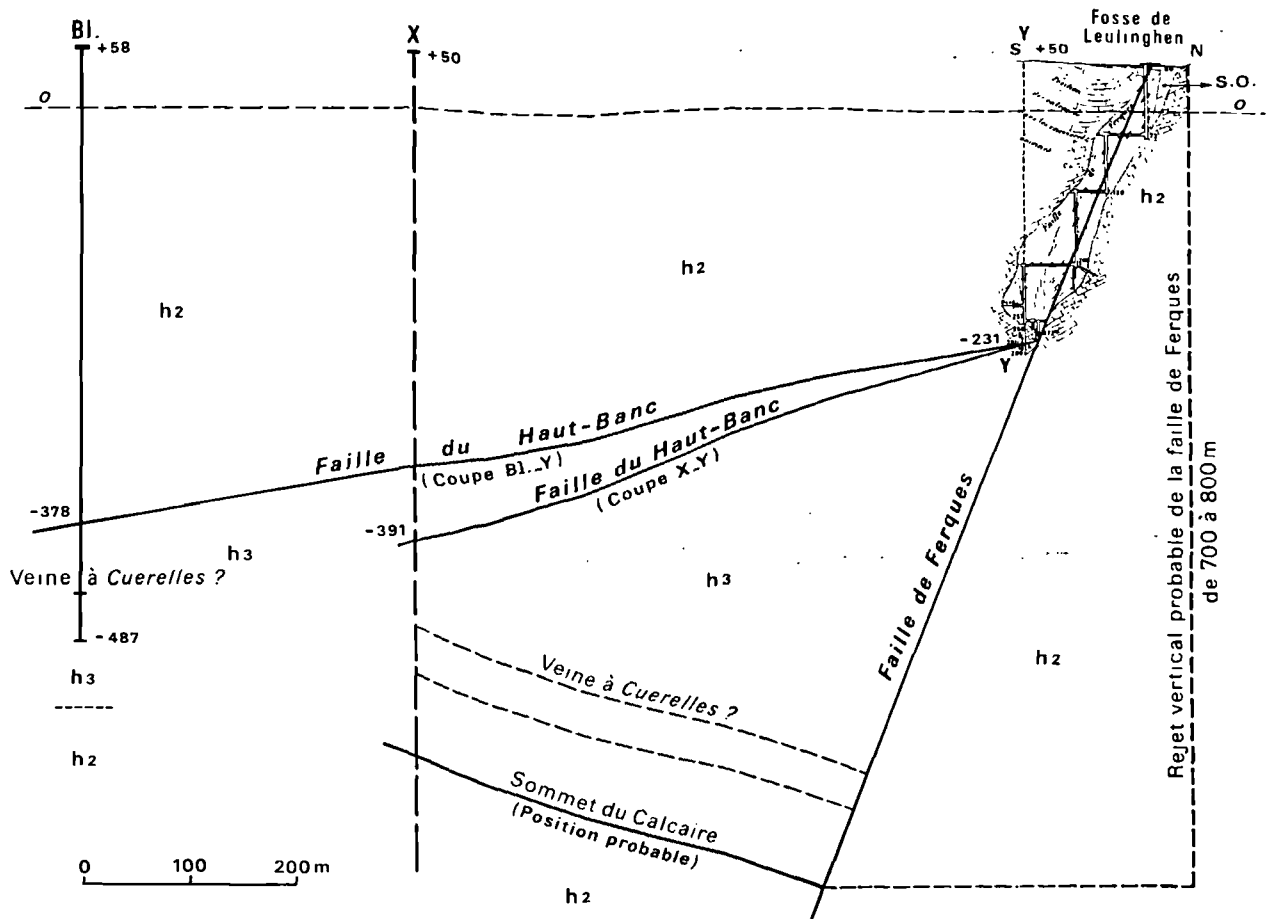


Fig. 4. — Coupes verticales passant par le puits de Leulinghen, et par a) le sondage de Blecquenecques, et par b) le point X de la fig. 2.

Y : Point où un sondage intérieur a traversé la faille du Haut-Banc à la cote — 231 dans les travaux souterrains de la fosse de Leulinghen (les deux coupes Bl.-Y et X-Y ont été projetées sur le même plan vertical, les fig. 1 et 2 permettent de les positionner en plan).

Dans la coupe de la fosse de Leulinghen, on remarquera l'écartement très variable des lèvres de la faille de Ferques qui passe en plein puits ; cet écartement est typique de la phase de coulissement ayant affecté la faille au Tertiaire. S.O. : sables oolitiques jurassiques effondrés dans le puits, dans le vide créé par l'écartement au moment où ce dernier s'est produit. — O ---- O : cote zéro.

Fig. 4. — Vertical crossing passing by the Leulinghen pit and by a) the Blecquenecques borehole and by b) the X point of the fig. 2.

Y : Point where a little borehole passed through the Haut-Banc fault at the — 231 level, in the underground works of the Leulinghen pit (the two sections Bl.-Y and X-Y has been projected on the same vertical plan, the fig. 1 and 2 allow their location on plan).

In the vertical section of the Leulinghen pit, one can observe the very variable spacing between the two lips of the Ferques fault which passes in the middle of the pit ; that spacing is conclusive of the wrenching phase having affected the fault during the Tertiary.

S.O., Jurassic oolitic sands, broken down in the pit, in the cavity created by wrench-spacing when this one occurred. O ---- O : zero bench-mark.

Notre deuxième coupe est basée sur la régularité du gisement constatée, d'après les travaux de reconnaissance le long de la coupe E (2, p. 30). Cette coupe XY est normale à la direction de la faille de Ferques et coupe le gisement à sa plus grande pente ; à la verticale du point X, on peut donc positionner la faille du Haut-Banc, les veines de houille et le sommet du Calcaire carbonifère : le rejet ainsi déterminé est de l'ordre de 700 à 800 m ; il ne peut donc être question d'admettre une diminution importante du rejet de la faille de Ferques vers l'ouest du bassin.

Remarquons enfin que sur la coupe XY, les deux failles forment un angle très net, ce qui exclut que l'on puisse passer en continuité de l'une à l'autre ; enfin, nous répéterons ici ce que nous avons dit à propos de la fig. 3 : leurs styles tectoniques sont tout à fait différents. Alors que la faille du Haut-Banc présente dans les sondages et notamment dans celui de Blecque-Neccques un remplissage argileux de faible épaisseur avec, de part et d'autre, des terrains encadrants peu dérangés, la faille de Ferques telle qu'elle apparaît dans le puits de Leulinghen, comporte un remplissage de terrains houillers broyés de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres (ce remplissage a pu être également observé récemment en surface) (5). Il s'agit donc de deux accidents tectoniques fondamentalement différents et imaginer de les réunir en un seul et même accident comme cela a été proposé récemment (6) reviendrait à vouloir réaliser le mariage de « la carpe et du lapin ».

IV. — LE BASSIN DU NORD ET DU PAS-DE-CALAIS ET SES EVENEMENTS TECTONIQUES SUCCESSIFS

Cette question de « style » des accidents nous paraît trop importante pour laisser planer le moindre doute à ce sujet et nous rappellerons brièvement les grandes lignes de l'histoire tectonique du grand bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais et de son prolongement vers le NW que constitue celui du Boulonnais.

Nous nous appuierons pour cela, sur la connaissance intime de ce grand bassin acquise par l'ensemble du Service Géologique des Houillères grâce à l'immense moisson de documents réunis et analysés par lui depuis sa création en 1947 et dont un des aboutissements fut la publication de la Carte des Zones Stratigraphiques à la cote — 300, en 1963 (3).

La déformation tectonique du Carbonifère du Nord de la France a connu quatre périodes principales, de durée très inégale :

1° Période de subsidence permettant l'accumulation des dépôts (très forte au Westphalien).

2° Déformation orogénique majeure : plissements et charriages du paroxysme asturien : période relativement brève - Stéphanien.

3° Période de retour au calme orogénique : intervention des grandes ruptures subverticales d'effondrement, suivie d'une pénéplation totale de la région, celle-ci terminée au Permien.

4° Après une longue période entrecoupée de mouvements orogéniques mineurs, notamment subsidents, intervention d'un phénomène tectonique majeur : l'ouverture de l'Atlantique nord qui s'accompagne dans notre région, de mouvements de coulissement horizontaux importants : dans la région de l'Artois, coulissements le long des failles d'effondrement, qui se répercutent en surface par les failles dites « épicrotacées » de Gosselet (4) et dans le Boulonnais, par au moins un coulissement le long de la faille de Ferques que nous avons mis en évidence récemment (5).

Ces divers épisodes se traduisent par des styles tectoniques différents et des comportements variés des terrains qu'on peut préciser de la manière suivante :

a) Pendant la période de subsidence et d'accumulation des dépôts houillers, n'apparaît qu'une tectonique synsédimentaire de peu d'importance sans intérêt pour le problème traité ici.

b) La caractéristique principale de la période du paroxysme asturien est une phase de compression intense subie par l'ensemble des terrains houillers, allant jusqu'aux ruptures matérialisées par les grandes failles de charriage : Cran de Retour, faille Limite, faille Barrois, faille Pruvost et leurs satellites et dans le Boulonnais, failles d'Hydrequent et du Haut-Banc, tout cet ensemble étant coiffé par la Grande Faille du Midi, connue elle-même sur plusieurs centaines de kilomètres.

Ces grandes failles de chevauchement ont des aspects très variables suivant que les séries sédimentaires qu'elles affectent sont formées de terrains compétents ou incompétents. Dans les régions exploitées, c'est-à-dire dans les régions à shales dominants (en moyenne 30 % de grès, 60 % de shales et 10 % de charbon dans le bassin du Nord - Pas-de-Calais), il est d'observation constante que ces grandes failles ne présentent pratiquement jamais un remplissage important de terrains disloqués ou broyés (*).

(*) La faille Barrois par exemple, dans les recoupages sud du siège n° 2 de Dourges, présente un remplissage de 2 cm d'argile brune, penté légèrement au sud, encadré au toit par des shales namuriens à faune marine et, au mur, par des shales gris du Westphalien C, à nombreuses frondes de fougères bien conservées, l'ensemble des terrains paraissant sain. De même, la Grande Faille du Midi dans son affleurement visible à Dour (Belgique), fait reposer une série incompétente (psammites du Gédinnien) sur une autre série incompétente (shales du Namurien), suivant un contact que seule l'anomalie lithologique et stratigraphique permet de déceler. Ces faits conduisent à rester assez sceptique quant à la possibilité, pour une grande faille de charriage, de constituer un réflecteur sismique continu et fiable.

Par contre, quand ces failles mettent en contact deux séries compétentes (formées chacune de calcaire carbonifère, par exemple) (*), l'épaisseur des terrains dérangés est beaucoup plus importante : le fait vient d'être observé une fois de plus dans un sondage récent, celui de Réty-Rinxent (10), creusé à la limite sud du bassin houiller du Boulonnais (**). Ce sondage carotté a rencontré la faille de charriage d'Hydrequent de 329,90 m à 331,63 m (soit 1,73 m de remplissage), amenant la superposition des shales famenniens d'Hydrequent (incompétents) sur la dolomie tournaisienne du Hure (compétente), puis la faille de charriage du Haut-Banc faisant reposer la dolomie tournaisienne du Hure (compétente) sur le calcaire noir de Réty (compétent), sommet du calcaire viséen dans la région, avec un remplissage de fragments de calcaires ou dolomitiques plus ou moins broyés de 480,90 m à 519,77 m (soit sur près de 40 m d'épaisseur). Il y a donc une différence importante de comportement des terrains de part et d'autre d'une grande faille de charriage suivant la nature lithologique des séries affectées et il nous paraît justifié de résumer le résultat de nos observations de la manière suivante :

- 1° quand une faille de charriage met en présence deux séries de terrains incompetents (houiller par exemple), l'épaisseur du remplissage de la faille est faible (de l'ordre du dm ou moins) ;
- 2° quand une faille de charriage met en présence une série compétente (calcaire) et une série incompetente (houiller), l'épaisseur du remplissage de la faille reste faible (de l'ordre du mètre) ;
- 3° quand une faille de charriage amène la superposition de deux séries compétentes (calcaires par exemple), le remplissage formé de blocs fracturés de volume variable est beaucoup plus important et son épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres ;
- 4° quand l'un des termes intéressant le charriage change (série houillère succédant stratigraphiquement et en concordance à une série calcaire, par exemple) alors que l'autre ne varie pas (série calcaire), on n'a pas le droit d'extrapoler en continuité l'importance du dérangement affectant le contact des deux séries compétentes au contact de deux séries dont l'une est devenue incompetente.

c) L'aspect de la tectonisation des terrains change avec les grandes failles directes d'effondrement, fortement pentées ; celles-ci s'accompagnent souvent de fractures satellites plus ou moins nombreuses, parallèles à

(*) Ce qui n'est pratiquement observable qu'en sondage carotté, les séries calcaires, stériles, n'intéressant pas l'exploitation houillère.

(**) Dans le cadre de l'inventaire des ressources nationales de charbon réalisé par le B.R.G.M. pour le compte de la Di.G.E.C.

la fracture principale du fait qu'on se trouve à ce moment-là en période de décompression annonçant le retour au calme orogénique. Mais l'ensemble des terrains reste cohérent et si les fractures satellites peuvent être nombreuses de part et d'autre de la fracture principale, on n'observe pas de remplissages de faille importants (quelques décimètres tout au plus), les bancs sédimentaires demeurant aisément identifiables de part et d'autre des fractures.

d) Il en va tout autrement avec les failles de coulissement. Ces dernières présentent trois caractères spécifiques :

- 1° un remplissage de terrains d'épaisseur très variable, mais pouvant dépasser la centaine de mètres ;
- 2° une très grande variabilité dans le degré de régularité des terrains de remplissage, tantôt intimement broyés, tantôt localement sains ;
- 3° parfois un mélange, par éboulement, de terrains d'âges très différents (plus récents), indiquant qu'à un stade du coulissement, les lèvres de la faille se sont écartées, créant ainsi un vide provoquant l'éboulement des terrains sus-jacents (terrains dont le dépôt est postérieur à la phase d'effondrement de la faille, mais antérieur à sa phase de coulissement (***)).

Ce rappel succinct de données et d'observations que nous considérons comme élémentaires, va nous conduire à faire la critique de quelques publications récentes sur la tectonique du Boulonnais.

V. — REFLEXIONS SUR QUELQUES INTERPRETATIONS RECENTES DE LA TECTONIQUE DU BOULONNAIS

Trois publications (parmi d'autres mais nous nous en tiendrons à ces trois-là, qui sont significatives) ont tenté de renouveler le problème posé par le massif primaire du Boulonnais en proposant des interprétations tectoniques radicalement différentes de celles émises par Pruvost-Delépine (11), par nous-même (2) et dans la présente note. Il s'agit des publications de Colbeaux, Conil et Hoyez (6), Leplat (8) et Colbeaux et Leplat

(***) Un excellent exemple de la réalité de ce mécanisme est justement donné par la faille de Ferques dans le puits de Leulinghen ; sur plus de 70 m de relevée, Olry signale (9) la présence de sables oolitiques jurassiques effondrés entre le Viséen de la lèvre nord de la faille de Ferques et le houiller de remplissage, accolé au calcaire de la lèvre sud (fig. 4). Cette observation constitue une preuve irréfutable de ce qu'après le Jurassique, s'est produit réellement un coulissement le long de la faille de Ferques, provoquant l'écartement des lèvres de cette dernière et la chute des sables oolitiques dans le vide ainsi créé ; ces observations de « terrain » démontrent bien que la faille de Ferques n'a absolument rien à voir avec une faille de charriage.

(7). L'idée fondamentale de ces auteurs est d'admettre que la faille du Haut-Banc, connue en profondeur par sondage dans l'W du bassin, se continue vers le Nord, en surface, par la faille de Ferques, la composante verticale en tant que faille directe de cette dernière, bien connue à l'Est du bassin, perdant presque toute son importance vers l'Ouest.

1) Interprétation de Colbeaux, Conil et Hoyer.

Il s'agit essentiellement des opinions du premier et du troisième des auteurs, Conil ayant participé à la publication en tant que spécialiste de la microfaune. Ce travail présente la particularité de comporter deux solutions tectoniques différentes, ce qui montre bien la difficulté d'interprétation des faits observables : l'une au moins des deux hypothèses doit être fautive et aucune d'entre elles n'apporte d'arguments vraiment convaincants faute d'avoir pu tenir compte d'un phénomène de découverte récente : le coulisement dont la faille de Ferques a été l'objet (5), vraisemblablement au Tertiaire.

Rappelons succinctement les faits. On sait que la faille de Ferques se compose de trois éléments :

1° Une lèvre sud qui est la fracture initiale d'effondrement, ayant immédiatement suivi le paroxysme asturien dans la région. Cette fracture appartient au cycle orogénique hercynien ; c'est une faille directe à pied sud ayant atteint l'asthénosphère (5).

2° Un remplissage de terrains souvent broyés mais parfois localement sains (*), d'épaisseur très variable et composé essentiellement de Houiller dans lequel peuvent être emballés des blocs de calcaire viséen de toute taille.

3° une lèvre nord sinueuse sous laquelle on trouve, suivant les points observés, un des divers termes du viséen supérieur calcaire, penté régulièrement à 40-45° au Sud et appartenant à ce qu'on appelle l'autochtone dans la région.

Le mécanisme de formation de l'ensemble de cet accident complexe a été schématisé (5) comme suit :

— immédiatement après la fracture directe hercynienne, la faille de Ferques (lèvre sud actuelle uniquement) sépare le massif du Haut-Banc et les terrains subordonnés, au Sud, d'un ensemble houiller qui était concordant sur le Viséen sous-jacent, au Nord ;

— ultérieurement et vraisemblablement au Tertiaire, la mobilisation de l'asthénosphère a entraîné le coulisement vers l'Ouest, du bloc situé au Sud de la faille, les terrains houillers du Nord de la faille, de résistance

(*) Voir (5, fig. 1) : la fosse de Frémicourt n°1 comporte un houiller dans l'ensemble très régulier mais séparé des calcaires nord et sud de la faille de Ferques par des shales ou des argiles tectonisés au contact des lèvres de la faille. Voir aussi (1, fig. 2).

mécanique très inférieure à celle des masses calcaires encadrantes (massif du Haut-Banc et comble nord), se déformant d'une façon plus ou moins désordonnée parce qu'entraînés dans le mouvement de coulisement.

La carte géologique au 1/50.000 Marquise (1971) rend parfaitement compte des faits : le trait continu représente la lèvre sud hercynienne de la faille de Ferques, les traits sub-parallèles doublant épisodiquement le premier, représentent le contact des terrains de remplissage, plus ou moins broyés par le coulisement de la faille, sur l'autochtone viséen en place au Nord. *Dans cette optique nouvelle, il apparaît que les diverses tentatives d'interprétation de 1979-1982 deviennent caduques puisqu'elles tentent de raccorder tectoniquement les structures observées actuellement de part et d'autre de la faille de Ferques sur un même méridien alors qu'on sait maintenant que ces structures n'ont aucun rapport immédiat entre elles puisqu'elles ont subi un déplacement horizontal relatif important après le charriage asturien et l'effondrement qui a immédiatement suivi.*

Quoi qu'il en soit, nous examinerons rapidement les coupes proposées.

a) Coupe Hoyer, 1979.

N'ayant pu observer cette coupe (6, coupe A, p. 354) sur le terrain du fait de l'avancement des travaux carriers, il nous est difficile d'être précis. Dans l'optique du coulisement, les calcaires compris entre F₆ et la « zone faillée de Ferques » peuvent être des blocs calcaires venus de l'Est, entraînés par le coulisement de la faille et restés en position intermédiaire entre l'autochtone nord sur lequel ils reposent actuellement et le massif du Haut-Banc dont la position actuelle résulte du coulisement total lui-même. Les conclusions de Hoyer restent très prudentes et admettent que « les paquets de calcaire... semblent avoir été remontés de parties profondes du Massif du Haut-Banc » (6, p. 354). Ceci ne cadre pas avec le mouvement de coulisement que nous avons mis en évidence : au lieu de faire venir les paquets de calcaire de la profondeur, le coulisement leur assigne une origine orientale latérale assez lointaine.

b) Coupe Colbeaux, 1979.

Cette coupe (6, coupe B, p. 354) est basée sur l'hypothèse suivante : les terrains viséens renversés présents au toit immédiat de l'autochtone se retrouvent au sud de la faille de Ferques sous forme d'un pli à flanc inverse renversé induit par la faille du Haut-Banc. Celle-ci constituerait le seul accident majeur de la région (avec « pli en genou » et flanc inverse fortement étiré), la faille de Ferques disparaissant purement et simplement dans l'aventure en tant qu'accident important. Il va sans dire que pour nous, cette hypothèse, basée sur des observations très locales, est purement gratuite et ne repose sur aucune observation à grande

échelle qui puisse la corroborer ailleurs ; baser une hypothèse qui se veut révolutionnaire en raisonnant à partir de terrains placés actuellement en face les uns des autres alors qu'ils ne l'étaient pas au moment des événements tectoniques que l'on veut expliquer et de baser une argumentation sur un unique « pli en genou » dont d'ailleurs la courbure varie fortement au hasard des coupes successives où il est supposé figurer, ne semble pas très convaincant.

2) Coupe Leplat, 1981.

Dans cette coupe (8, fig. 3, p. 101), l'auteur apporte une variante locale à l'interprétation de la faille de Ferques : il la remplace par une « poche de dissolution » et admet une continuité absolue des terrains calcaires de part et d'autre de la « poche », incluant Comble nord et Massif du Haut-Banc, continuité soulignée par un tireté traversant la poche de dissolution (c'est-à-dire, pour nous, la faille de Ferques). Cette coupe appelle de notre part, les remarques suivantes :

1° Les exploitants de la Carrière de la Vallée-Heureuse sont formels et nous l'ont confirmé à chacune de nos visites : à aucun moment, leurs travaux n'ont « perdu » la faille de Ferques et l'interpréter en poche de dissolution est une véritable gageure car, à chaque fois, le remplissage de la faille se retrouve en profondeur avec l'approfondissement des travaux. De plus, dans le sens de l'élongation, on devrait admettre qu'on se trouve en présence d'une succession de poches de dissolution jointives...! D'autre part, les terrains des lèvres de la faille (et non de la poche de dissolution) sont grossièrement parallèles et plus ou moins tectonisés (plis locaux à axes sub-verticaux), ce qui n'a aucun rapport avec un faciès de dissolution d'un calcaire resté en place.

2° S'il s'agissait vraiment d'une poche de dissolution, la continuité des terrains devrait être absolue de part et d'autre de la poche, comme tend à l'indiquer le tireté figuré sur la coupe ; or l'auteur n'a pas cherché à tirer parti de cet argument par une analyse séquentielle détaillée des terrains. Pour nous, le résultat ne serait pas douteux : le coulissement a dû juxtaposer des terrains différents de part et d'autre de la faille, dans le Comble nord d'une part et dans le Massif du Haut-Banc de l'autre. Ce ne pourrait être que par une coïncidence vraiment extraordinaire que les terrains puissent être les mêmes après un triple mouvement : charriage du Haut-Banc, effondrement de Ferques, coulissement.

3) Coupe Colbeaux-Leplat, 1982.

La communication dont cette coupe (7, fig. 3, p. 108, bas) résume les idées veut, dans l'esprit de ses auteurs, renouveler complètement la tectonique de la région et, à ce titre, il nous paraît indispensable d'en faire une critique minutieuse.

1°) Si l'on reporte sur cette coupe, la lèvre sud de la faille de Ferques d'après sa position sur la carte géologique au 1/50.000, édition 1971, elle se situe à 250 m au nord du sondage d'Hydrequent, c'est-à-dire à la place même du fameux « pli en genou » figuré sur la coupe en question. Or, nous contestons formellement l'existence d'un pli avec crochons limitant un plateau intermédiaire renversé dans le Massif du Haut-Banc, tel qu'il est figuré sur cette coupe. Rien de tel n'a jamais été observé dans le Massif du Haut-Banc où les rares plis sont à grand rayon de courbure (coupe Leplat, 1981) ; la seule exception à ce style tectonique a été signalée par Pruvost-Delépine (10) nettement plus au sud et concernant des terrains situés immédiatement sous la faille d'Hydrequent, dans la région de Haute-Falaise (Carrière Hénaux). Ceux-ci constituant un petit lambeau de poussée tout à fait localisé, intercalé entre la faille d'Hydrequent et une faille satellite subordonnée d'extension très faible (faille F' de la fig. 1 in 11, p. 194) (voir aussi 11, Pl. XI, 2).

Etendre ce style tectonique à la partie nord du Massif du Haut-Banc dans la région de la faille de Ferques constitue une généralisation abusive d'un phénomène très localisé et dont le report sur la coupe Colbeaux-Leplat, là où il est figuré, ne cadre pas avec le style tectonique local. De plus, évoquer la présence d'un seul pli en genou (en fait, inexistant quant à la forte courbure que lui donnent les auteurs) pour justifier une modification profonde d'un style tectonique, nous paraît un argument léger.

En fait, comme on se trouve là à l'emplacement même de la faille de Ferques (d'après la carte géologique au 1/50.000), l'explication la plus logique nous paraît être la suivante : le mouvement de coulissement horizontal relatif (5) qui s'est produit le long de la faille de Ferques a pu, *localement et entre les lèvres de cette dernière*, produire un dérangement intense et les lambeaux renversés de terrain calcaire observés par les deux auteurs appartiendraient au remplissage de la faille de Ferques ; de ce fait, ils n'auraient rien à voir avec un charriage Sud-Nord.

2°) Les auteurs de la coupe écrivent dans leur communication (7, p. 107) : « Dans la carrière de la Vallée-Heureuse, nous n'avons pas relevé de fracturations homologues de la faille de Ferques, au droit de son tracé supposé ». Il eût été étonnant qu'ils trouvassent une fracturation là où ils affectaient de rechercher la faille puisque cette dernière se trouve en fait (d'après la carte géologique) là où les auteurs situent leur fameux « pli en genou » et donc dans leur esprit, la sortie en surface, de la faille du Haut-Banc.

Disons que cette « recherche » de la faille de Ferques en surface, en dehors de la zone où elle est cartographiée sur la carte géologique de la région et alors qu'elle a toujours été suivie pas à pas par les exploitants carriers et est donc parfaitement connue de tous, nous paraît sans fondement.

3°) Si l'on se réfère à la même coupe (7, fig. 3, p. 108, bas), c'est-à-dire à celle passant par les trois sondages Basse-Falaise - Vallée-Heureuse - Hydrequent, nous avons clairement indiqué, à propos de notre fig. 3 que, pour des raisons évidentes d'ordre stratigraphique et géométrique (pendage), les terrains sous la faille du Haut-Banc, ne pouvaient qu'être concordants entre les sondages de la Vallée-Heureuse et d'Hydrequent et de ce fait, en pente certainement descendante vers le Nord. Or, les auteurs de la coupe en question ont négligé de tenir compte des observations permettant d'arriver à cette conclusion (qui sont disponibles dans la notice de la carte géologique, feuille de Marquise, 1971) et partant de leur idée, d'amalgamer les failles de Ferques et du Haut-Banc en un seul et même accident, ils ont construit leur coupe de manière à illustrer leur propos :

— pente ascendante vers le Nord d'environ 30° au droit du sondage d'Hydrequent, ce qui n'est basé sur aucune observation effective nouvelle mais contraire à ce qu'on peut déduire de celles actuellement disponibles ;

— du fait de la remontée vers le Nord qu'ils assignent à l'ensemble du gisement, ils ont dû, toujours au droit du sondage d'Hydrequent, situer la tête du Calcaire viséen à un peu moins de 500 m de profondeur.

Mais en fait, la position des veines de houille dans le sondage, leur pendage réel et l'épaisseur moyenne des terrains séparant les veines de houille du sommet du Viséen, assigne à ce dernier une profondeur de l'ordre de 560 m, ce qui, évidemment, ne permet plus de dessiner une coupe avec terrains remontant vers le Nord.

VI. — CONCLUSION

Ecrire au terme d'une de leurs communications (7, p. 109) : « L'unité du Haut-Banc n'est plus un dôme mollement ondulé mais une écaïlle de poussée dont la partie septentrionale est fortement plissée et disloquée » constitue, d'après tout ce que nous venons d'exposer, une erreur d'interprétation de la structure de la région, structure qui s'avère en réalité, plus simple et plus calme ; les principaux points de la nouvelle solution proposée nous paraissant en contradiction avec le style tectonique d'ensemble observé dans la région, sont les suivants :

1°) Vouloir assimiler une faille de charriage produite en période compression intense et donc à remplissage peu important (Haut-Banc) à une faille directe ayant subi une phase de décompression et de coulissement avec lèvres disjointes et remplissage hétérogène très épais (Ferques) paraît, aux yeux d'un vieux mineur qui a l'expérience de très nombreuses traversées de

failles par les travaux du fond, une véritable hérésie tectonique.

2° Dans le même ordre d'idées, il existe un argument purement géométrique qui, à lui seul, démontre l'in vraisemblance de l'hypothèse en question. Il est d'expérience constante en tectonique houillère, que les grandes failles de charriage constituent des surfaces faiblement pentées, plus ou moins ondulées, dont l'intersection avec un plan horizontal de référence se traduit par une trace à courbure aléatoire ; d'excellents exemples en sont donnés par la Grande Faille du Midi ou la faille Barrois sur notre carte à la cote — 300 (3). Il en est de même quand une faille de charriage est coupée par une surface de pénélplanation, celle-ci étant aussi voisine de l'horizontale : un excellent exemple en est donné par la faille d'Hydrequent dont l'intersection par la surface de pénélplanation de la fin du Paléozoïque se traduit par un tracé extrêmement sinueux (voir la feuille de Marquise de la carte géologique au 1/50.000).

Par contre, les grandes failles directes d'effondrement sont des fractures subverticales franches dont la section par un plan horizontal se traduit sur carte, par une trace pratiquement rectiligne sur de grandes distances : faille de Ruiz, faille de Sains, etc... (3), faille de Ferques (feuille de Marquise au 1/50.000).

On pourrait alors se demander par quel miracle, une faille de charriage comme la faille du Haut-Banc, dont les courbes de niveau traduisent bien le caractère aléatoire des intersections par des plans horizontaux (fig. 2), se transforme subitement en arrivant à l'affleurement, en une surface de faille à trace d'intersection rectiligne comme l'est la faille de Ferques : rien que le fait de poser la question en montre à l'évidence, la totale invraisemblance.

En résumé, nous pensons que ce sont les coupes de nos fig. 3 et 4 qui serrent au plus près les problèmes posés par la tectonique de la région car elles sont basées sur des observations faites sur le terrain ou dans les puits et les sondages et sont, de ce fait, irréfutables alors que la part d'éventuelles hypothèses incontrôlées y est strictement nulle.

En terminant, nous exprimerons un regret : la faille de Ferques est actuellement visible en surface dans les carrières de la Vallée-Heureuse et celles de la Société des Carrières du Boulonnais. C'est véritablement une chance exceptionnelle de pouvoir observer à l'affleurement un accident constituant une preuve indirecte de la réalité des courants de convection pouvant mobiliser l'asthénosphère à certaines périodes ; malheureusement, l'exploitation intense (mais tout à fait normale) à laquelle ce site est soumis, en modifie sans cesse l'aspect et, pour finir, le fera probablement disparaître sous une certaine épaisseur d'eau comme cela arrive dans toutes les carrières de la région quand l'exploitation atteint le niveau de la nappe phréatique.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BECQ-GIRAUDON J.F., COLBEAUX J.P. et LEPLAT J. (1981). — Une coupe dans le Jurassique et le Houiller à la carrière de Leulinghen. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CI, p. 209-211.
- 2) BOUROZ A. (1962). — Contribution à l'étude du Bassin houiller du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXII, p. 27-37.
- 3) BOUROZ A. *et al.* (1963). — Carte des zones stratigraphiques à la cote — 300 des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. *I.G.N.*, Paris.
- 4) BOUROZ A. (1984). — Coulissemments dextres au Tertiaire en Artois. Interprétation des failles « épicrotacées » en termes de tectonique globale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 298, série II, n° 15. p. 661-664, Paris.
- 5) BOUROZ A. (1985). — Coulissemment dans le Paléozoïque du Boulonnais : la faille de Ferques. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CV, p. 37-41.
- 6) COLBEAUX J.P., CONIL R. et HOYEZ B. (1978). — Phénomènes tectoniques au voisinage de la faille de Ferques (Massif primaire du Boulonnais, France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVIII, p. 345-358.
- 7) COLBEAUX J. et LEPLAT J. (1982). — Apport de l'exploitation du charbon et des matériaux de construction à la connaissance de la structure du Massif primaire du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CII, p. 103-110.
- 8) LEPLAT J. (1981). — Compte rendu de l'activité de la Société Géologique du Nord : Excursion du 13 juin 1981. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CI, p. 99-103.
- 9) OLRV A. (1904). — Topographie souterraine du Bassin houiller du Boulonnais ou bassin d'Hardinghen. *Et. Gît. Min. Fr.*, Paris.
- 10) PASQUET J.F., LEPLAT J. et BECQ-GIRAUDON J.F. (1983). — Premiers résultats du forage de reconnaissance de Réty-Rinxent (Massif paléozoïque du Boulonnais). *Géol. de la Fr.*, n° 3, p. 171-178, 4 fig.
- 11) PRUVOST P. et DELEPINE G. (1921). — Observations sur la faille d'Hydrequent et sur les couches de base du Carbonifère du Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^{me} série, t. XXI, p. 189-206.
- 12) RIGAUX E. (1889). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Ac. de Boulogne*, t. XIV, Boulogne-sur-Mer.
- 13) STIEVENARD M. (1949). — Précisions sur la Grande Faille du Midi d'Ourton à Douai. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXIX, p. 315-351, 1 plan, 1 coupe, Pl. XII et XIII.

— « » —

Un remarquable Archimylacride du Westphalien inférieur belge. Ancienneté du dimorphisme sexuel des Blattes

A noteworthy Archimylacrid from the lower Westphalian of Belgium. The ancientness of the sexual dimorphism of cockroaches

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

(Planche II)

Résumé. — Description et affinités de *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp., Blattaire Archimylacridien des couches en limite des assises A-B du Westphalien de Belgique. Le type, une des plus vieilles Blattes connues et d'une exceptionnelle qualité de conservation, permet d'apprécier les variations de la nervation tegminale liées à l'asymétrie alaire. L'étude de ses affinités conduit à établir le dimorphisme sexuel du genre, révélant que cette particularité biologique pouvait concerner des Blattes aussi anciennes que celles de la fin du Westphalien A. Malgré son ancienneté, ce fossile montre que toutes les caractéristiques fondamentales de l'ordre sont déjà parfaitement établies.

Abstract. — Description and affinities of *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (Archimylacridae), a new ancient form of carboniferous Cockroaches from the passage-beds of Westphalian A-B of Belgium. The type specimen, one of the oldest known Blattids, is an almost complete and finely preserved fossil. It affords an opportunity to discuss the asymmetry of the tegminal venation and some individual variations. The sexual dimorphism of this genus shows this peculiar biological condition might concern the oldest known Roaches and up to those of lower Westphalian. This early form is already typically blattid with all the ordinal salient features.

L'histoire paléontologique des Blattes ne peut encore être appréhendée qu'à partir du Westphalien A2-B1. Le progrès de la connaissance des plus vieilles entomofaunes blattides reste très lent du fait de la pauvreté de quelques récoltes fortuites, le plus souvent d'ailes isolées et en gisement individuel. Il en est ainsi pour le Houillier de Belgique (Pruvost, 1930).

Cette précarité exalte l'intérêt de la découverte dans le Westphalien belge et au voisinage stratigraphique immédiat de l'horizon marin de Quaregnon (limite des assises A et B), d'un remarquable fossile d'Archimylacride *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp.

L'exceptionnel état de fossilisation de ce spécimen (Pl. II), l'un des plus complets de tous ceux exhumés du Westphalien et aussi l'un des plus anciens représentants connus de l'ordre, permet de saisir les modalités d'une importante variation nervuraire liée aux asymétries tegminales. D'autre part, l'analyse de ses affinités aboutit à reconnaître qu'un dimorphisme sexuel affectait déjà ce genre, condition qui s'avère donc exister dans l'ordre aussi loin que les données paléontologiques permettent, jusqu'ici, de remonter. Il en ressort, comme de l'habitus et de la nervation, que l'ensemble des caractéristiques ordinales sont parfaitement établies dès le Westphalien inférieur et que les Blattaires de cette époque ont déjà perdu la condition d'archétype ou de précurseur de l'ordre.

(*) Centre de Géologie Générale et Minière. Laboratoire de Sédimentologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex.

(**) Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Reims, B.P. 347, 51162 Reims Cedex.

Note présentée le 5 Mars 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 8 Octobre 1986.

Ordre BLATTODEA Brunner, 1882

Sous-ordre EOBLATTODEA Laurentiaux, 1959

Famille ARCHIMYLACRIDAE Handlirsch, 1904

Genre *MIROBLATTA* n. gen.

Espèce-type : *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (voir ci-après).

Terminologie : de *mirus* (extraordinaire, étonnant) en rappel de l'excellence inhabituelle de la fossilisation de l'holotype, la désignation spécifique évoquant l'anomalie de la sous-costale qui l'affecte.

Diagnose : « Archimylacridiens de taille moyenne (env. 3,5 cm). Dimorphisme sexuel tegminal sans brachyptérie. Aile mésothoracique en ovale large (forme *costalis*) ou allongé (forme *oberstebriinki*), à bords costal peu arqué et apical asymétrique avec net apex externe. Texture très membraneuse, système intercalaire ténu en arrangement scalariforme dominant.

Nervation tegminale : Sc jusqu'aux deux tiers environ de l'aile ; structure radiale très archaïque, R1 à pectination tardive, RsE (à rameaux externes simples occupant l'apex) et RsI pauvre (bifide) bien distincts. Scission de R dans le premier tiers de l'aile. MP libre se ramifiant à mi-aile avec cinq à sept branches, rejet postérieur du champ modéré et débordant sur le bord interne. Nervure en liaison M-Cu. CuM restreint à une ou deux branches. Zone cubitale avec seulement quatre ou cinq rameaux. Courbure de la vena dividens peu accentuée ; lobe axillaire assez réduit, plus long que haut, à nervation homogène (nervules simples, parallèles à CuP) sans primaxillaire différenciée ».

Westphalien inférieur de Belgique et de Westphalie rhénane.

MIROBLATTA COSTALIS n. sp.

ORIGINE ET HORIZON : Charbonnages de Rieu-du-Cœur (Belgique). Avaleresse du Puits n° 2, profondeur 1 260 m, toit d'une passée stratigraphiquement voisine de l'horizon marin de Quaregnon. Assise de Charleroi, base de la zone d'Asch (Wn2a, Westphalien B1) ou plus probablement du sommet de la zone de Genck (Wn1c, Westphalien A2).

COLLECTION : Institut Royal d'Histoire Naturelle de Belgique, Bruxelles. Coll. Ass. Et. Strat. Houillères, n° 15.576 (empreinte et contre-empreinte). Holotype.

Diagnose : « Tegmen largement ovalaire (? ♀) à nervation un peu plus pauvre que chez *oberstebriinki*. MP libre avec cinq branches. CuA peu arqué, espace médiocubital large, nervation cubitale avec quatre ou cinq

rameaux simples (voir description et discussion à la suite).

Aile métathoracique plus petite que l'antérieure, rémigium à bords costal et interne parallèles ; R et M courts ; MP avec six branches simples en distribution symétrique. CuA à bifidie tardive.

Disque pronotal quadrangulaire, à faible élargissement transverse ; surface limbair modeste. Tête prognathe non recouverte ».

Description.

Vue dorsale montrant : la trace céphalique (t), le bouclier pronotal (pr), le mésonotum (m2), partie du métanotum (m3), les deux tegmens, le rémigium de l'aile postérieure droite et quelques bribes nervuraires de la gauche (fig. 1 et 2 ; Pl. II).

Tête, pronotum et tergites notaux en connexion. Ailes droites légèrement déplacées de leur insertion naturelle mais en situation respective, déployées presque normalement au corps. Tegmen gauche en liaison thoracique et faible écart de la position de repos.

1) Tegmen droit.

Entier (fig. 1 et D fig. 2), empreinte et contre-empreinte se complétant (Pl. II, fig. 1 et 4). Galbe un peu spatulé avec faible rétrécissement basal. Largeur maximale (milieu de l'aile) 11,3 mm, longueur 28,5 mm. Marge costale courbe, sans épauvette, bord opposé rectiligne. Extrémité dissymétrique avec apex externe.

Sous-costale (Sc) d'abord d'un rigoureux parallélisme au bord antérieur en délimitant un champ étroit (moins du sixième de la largeur alaire) puis infléchi dans sa partie distale pour se jeter apparemment sur R1.

Tronc radial (R) scindé vers le tiers basal de l'aile. R1 en prolongement direct de R, aboutissant presque en fin du bord costal avec, dans la seconde moitié de sa course, une flexuosité à courbure vers l'avant et nervulation pectinée (cinq courtes branches externes). Rs peu écarté de R-R1 avec six nervures à l'apex et à la moitié supérieure du bord distal réparties en deux groupes : l'externe (RsE) avec trois rameaux en face antérieure d'une veine-mère en continuité du départ de Rs, l'interne (RsI) divergent vers l'arrière ne comportant qu'une longue bifidie.

Tronc médian (M) divisé aux trois septièmes de la longueur alaire (soit au-delà de la séparation R1-Rs). MP sub-symétrique, avec un léger rejet vers l'arrière, et cinq terminaisons distales.

Aire cubitale (CuA) atteignant l'extrémité du bord interne, à plongée régulière, avec cinq branches simples non ramifiées (discussion p. 41). Sillon de la vena dividens (CuP) bien marqué. Lobe axillaire assez restreint environ deux fois et demie plus long que large,

couvert d'une manière homogène par six nervures indivisées. Primaxillaire (Pcu) simple, étroitement parallèle à CuP et émise à partir de cette veine, les axillaires suivantes (sans doute issues d'une marginale en base du lobe) figurant le groupe anal proprement dit.

Veine anastomosique médio-cubitale (m).

Texture très membraneuse. Système intercalaire (Pl. II, fig. 3) scalariforme à trabécules ténus, un peu irrégularisé en réticulum lâche dans la partie sub-centrale de l'aile et ébauchant une fausse nervulation marginale très brève.

2) Tegmen gauche.

Moins complet que le précédent (défaut du quart distal) — longueur conservée 22 mm — mais avec tous les départs nervuraires représentés (fig. 1 et G fig. 2).

Sc aboutissant au bord externe vers les deux tiers de la longueur alaire et après un petit élargissement du champ. Pectination régulière par nervures simples.

Nervation radiale (R1-Rs) d'un aspect graphique très différent de celle de l'aile mésothoracique droite et contribuant à la dissemblance la plus expressive de l'asymétrie tegminale (voir p. 42). R divisé très exactement au même niveau que dans le tegmen droit (fig. 3) avec individualisation de deux complexes nervuraires : a) groupe antérieur avec veine-mère en prolongement strict de R et aboutissant à la pointe de l'aile, admettant vers l'avant trois branches dont la proximale (α , G fig. 2) antéro-pectinée curieusement infléchie pour prendre une course parallèle au bord externe et les suivantes (β , G fig. 2) simples ; b) groupe postérieur (δ , G fig. 2) comportant une double bifurcation, la limite interne dépassant le milieu du bord apical.

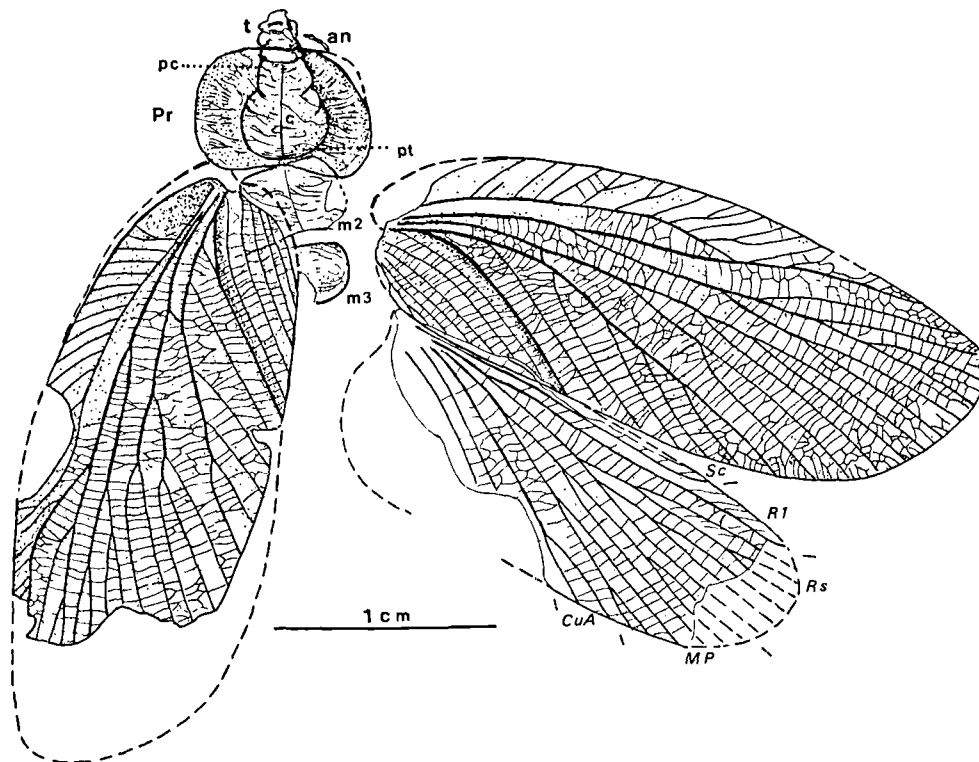


Fig. 1. — *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (holotype) (Gr. = 3). Vue dorsale du fossile en son état. t, traces de la tête. — an, reste antennaire. — Pr, pronotum. — c, carène pronotale ecdysiale. — pc-pt, traces des insertions musculaires. — m2, tergite mésonotal. — m3, tergite métanotal. Nervation intercalaire non schématisée. (Notation nervuraire indiquée seulement pour l'aile métathoracique).

Fig. 1. — *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (holotype) ($\times 3$). Aspect of dorsal surface as preserved. t, vestige of head. — an, remains of antenna. — Pr, pronotal shield. — c, ecdysial line. — pc-pt, muscular grooves. m2, mesonotal tergite. — m3, metanotal tergite. Actual interstitial neuration as drawn. (Venational lettering confined to hind wing).

MP plus rejeté vers l'arrière que dans le tegmen opposé. Partition de M en deux veines: l'externe bifide, l'interne longuement trifide.

Aire cubitale (CuA) n'occupant que le tiers moyen du bord postérieur avec quatre secondaires simples et internes. Topographie homogène.

Veine anastomosique médio-cubitale (m). Courbure de CuP, morphologie et nervation du lobe axillaire très exactement comme dans l'autre tegmen (fig. 2 et 3).

3) Aile métathoracique droite.

Figurée par la plus grande partie du rémigium (longueur conservée 20 mm). Ce qui en est connu

indique une forme rémigiale allongée avec parallélisme des bords costal et interne (largeur 6 mm), une aile plus courte que le tegmen (longueur estimée 23 mm) avec vannus de faible ampleur (fig. 1).

R1 jusqu'à l'extrémité du bord costal. Rs avec six nervures aux deux tiers supérieurs du bord distal de l'aile. Division assez précoce du tronc médian (premier tiers de l'aile) mais restant postérieure à celle de R. MP (six branches) symétrique. CuA à brève bifidie. CuP et Pcu incomplets mais n'ayant dû comporter, au plus, qu'une fourche tardive.

Texture fort membraneuse. Système intercalaire scalariforme plus homogène et moins dense que celui des tegmens.

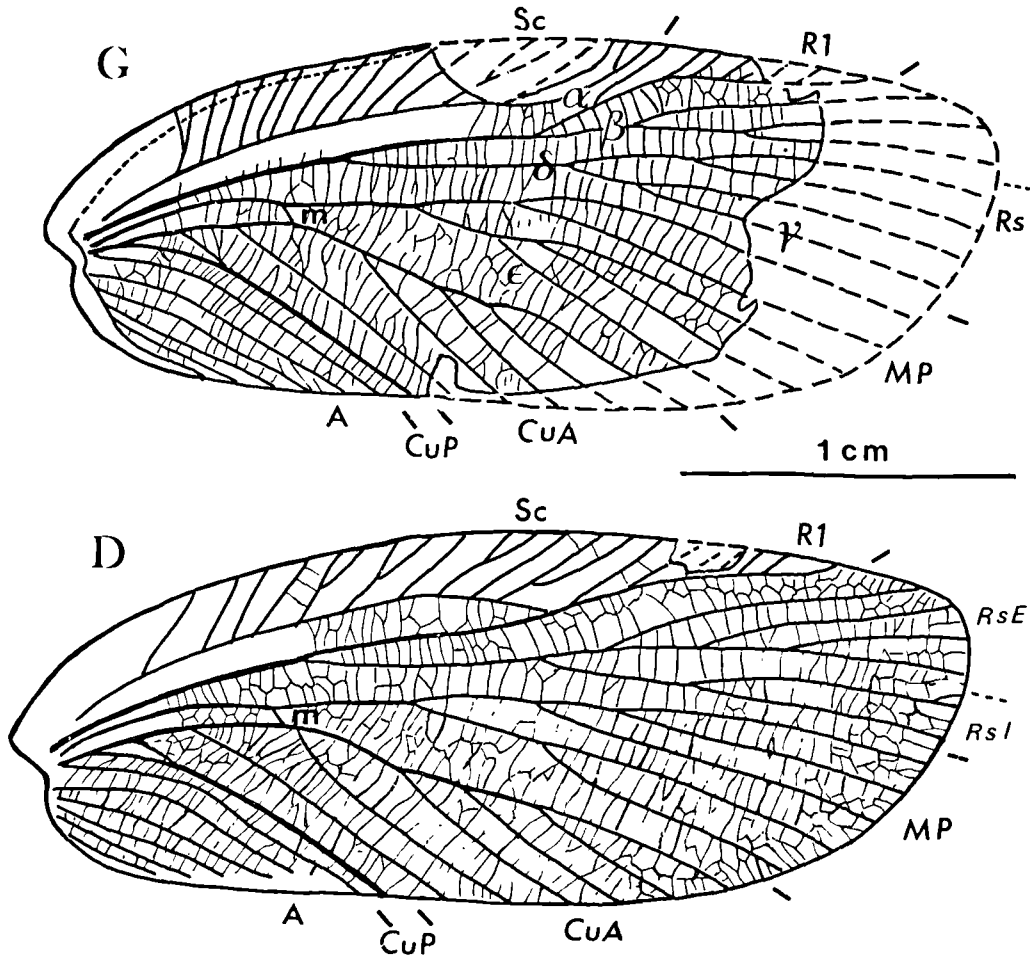


Fig. 2. — *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (holotype). Nervations des tegmens gauche (G) (inversé) et droit (D) (Gr. = 4). Système intercalaire sans schématisation.

Fig. 2. — *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (holotype). Venational pattern of the left (G) (turned round) and right (D) fore wings ($\times 4$). Actual network.

4) *Restes céphalo-thoraciques.*

Région céphalique (t) à contours nets mais sans structures valablement identifiables : tête environ une fois et demie plus longue que large (1,6 mm) bien dégagée du bouclier pronotal et nettement projetée en avant (prognathisme). Présence de quelques articles de l'antenne (droite) filiforme (an) (fig. 1 ; Pl. II, fig. 1, 2 et 4).

Pronotum (Pr) (fig. 1 ; Pl. II, fig. 2) légèrement déformé du côté droit, quadrangulaire avec angles arrondis et léger élargissement transverse : largeur 8 mm, dimension axiale 5,3 mm. Bord avant non échancré, limite postérieure à courbure rentrante. Ligne ecdyssiale nette (c). Striations musculaires post-céphalique (pc) et post-rachidienne (pt) bien marquées. Rachis relativement large (4 mm) sans lobes latéraux ou huméraux indiqués ; limite distale très proche du bord pronotal. Limbes étroits (2 mm) à innervation irrégulière sans groupement en touffes.

Tergite mésonotal (m2) de même largeur que celle du rachis pronotal : dimension axiale 3,2 mm. Tergite métanotal (m3) plus petit : largeur (estimée) 4 mm, dimension axiale 2,6 mm.

Discussion.

1) *Analyse de l'asymétrie tegminale.*

Les variations nervuraires individuelles des Blattes anciennes sont si générales que, pratiquement, aucune nervation tegminale n'est rigoureusement identique, ni entièrement superposable à une autre. Bien plus, et pour la presque totalité des fossiles suffisamment complets, des différences sensibles s'observent entre les tegmens

d'un même individu. Certains auteurs ont abusivement admis que cette condition avait une valeur évolutive et significative d'intermédiaire entre deux genres (cas de *Stephanoblatta* Handlirsch, 1908, du Stéphanien de Commeny). Cette instabilité, d'ordre individuel, depuis longtemps signalée, n'a guère encore été discutée d'une manière exhaustive malgré son importance pour l'appréhension de la systématique et de l'évolution nervuraire des Blattes paléozoïques. L'ampleur et les modalités de ces variantes individuelles sont très diverses d'un échantillon à l'autre. Leur estimation chez des espèces établies sur des ailes isolées (souvent monotypiques) reste spéculative et conduit à donner à l'espèce (voire au genre) un profil incertain. Il en résulte une tendance habituelle à une pulvérisation taxonomique qui atténue ou masque la réelle valeur stratigraphique de ce type d'Insectes.

Certaines particularités nervuraires s'avèrent empreintes d'un apparent cachet tératologique bien qu'il faille rester circonspect l'ambiguïté ne pouvant être levée, d'ordinaire, que par l'observation d'un tel caractère dans le cadre d'une asymétrie alaire. Il en est ainsi pour l'ouverture distale de l'aire sous-costale que montre le tegmen droit du type de *Miroblatta costalis* (fig. 1 et 2) (et non le gauche), de même façon qu'il en est pour l'holotype d'*Aphoroblattina johnsoni* (Woodward), 1887 (Bolton, 1922, p. 96, fig. 30). Dans le cas d'ailes isolées, le partage entre une véritable anomalie et une variation susceptible de refléter un changement évolutif reste souvent délicat. *Actinoblatta* Pruvost en a fourni l'illustration (Laurentiaux, 1963a).

La fig. 3 explicite la comparaison des tegmens de *M. costalis*. Les moitiés basales permettent de remarquables coïncidences : lobes axillaires, CuP (dont la

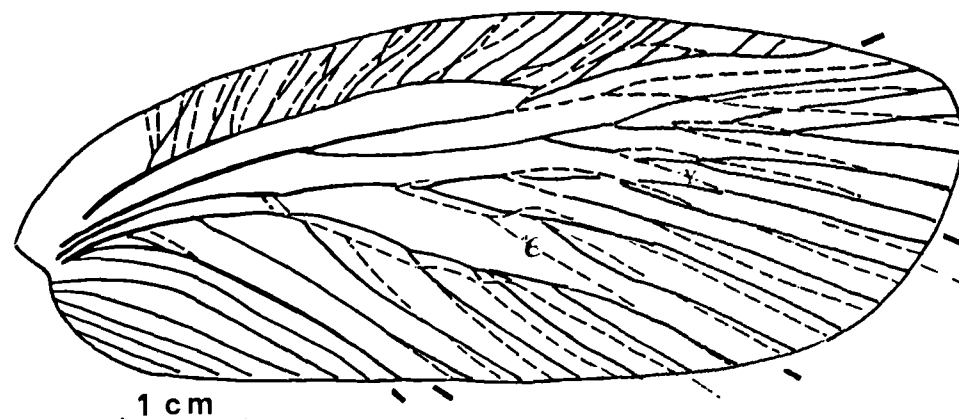


Fig. 3. — *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (holotype).
Superposition des tegmens droit et gauche (inversé, en tiretés). (Gr. = 4).

Fig. 3. — *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (holotype).
Optimal superposition of the two fore wings, the left one (dotted line) fitted in comparison with the right tegmen ($\times 4$).

courbure et l'extension sont très constantes dans le cadre de l'espèce), Sc, R scindés strictement au même niveau, départs des R1 (jusqu'à la première division) et des Rs, M, etc... Les dissemblances (niveau de la scission de M, position de m, détail sous-costal, inflexion de CuA et insertions de ses rameaux, etc...) sont minimales et négligeables. Les divergences ne deviennent marquées et significatives que dans les secondes moitiés. Elles concernent, outre l'ouverture de Sc, l'organisation radiale surtout, le rejet de MP et l'extension du champ cubital.

a) La structure radiale du tegmen droit (D fig. 2) est très claire et typiquement plésiomorphe (Laurentiaux-Vieira et Laurentiaux, 1979) : R1 bien individualisé prolongeant — sans déviation — R et à nervulation pectinée (*Phylotiphinae* Laur.), Rs divergent de R — R1 se partageant en RsE à branches externes et RsI (ici bifide). La destinée de ces deux groupes de Rs diffère selon les diverses orientations de l'évolution nervuraire tegminale des Blattides anciens et leur distinction nous paraît justifiée (Laurentiaux-Vieira et Laurentiaux, 1979, p. 419 et 420).

Cette construction expressive d'un état archaïque et conforme à ce que pouvait laisser attendre l'âge du fossile, ne se retrouve nullement dans le tegmen gauche (G fig. 2). Si celui-ci était seul connu, sa structure radiale ne serait sans doute pas comprise comme le résultat d'une modification aberrante qu'aucun indice concret ne permet de déceler. Au mieux, considèrerait-on l'ordonnance curieuse et originale de cet ensemble sans pouvoir en dégager le sens et les homologues, l'interprétation la plus probable étant celle d'une évolution particulière.

Les fig. 2 et 3 expliquent cette singulière distribution. La « proximale » (α , G fig. 2) du R1 apparent ($\alpha + \beta$) correspond seule au Radius *s. str.* (R1) (avec même extension que dans le tegmen droit). Son complément (β) est sectorial, équivalent *pro parte* au RsE de l'aile opposée avec même port externe. Le Rs apparent (δ) est RsE *p. p.* et RsI. Ainsi une importante altération d'ordre tératologique conduit à l'asymétrie des deux nervations tegminales, avec transfert d'une partie du système sectorial amenant RsE en prolongement du départ de R1 libre et remodelage du RS avec, en outre, acquisition par celui-ci d'une branche supplémentaire (γ) et décalage de MP.

b) Sans densité modifiée, MP a une distribution un peu différente dans les deux tegmens, mais l'écart graphique ne résulte que du changement d'insertion d'une branche. Par contre, le champ est plus rejeté dans l'aile gauche, dont l'aire cubitale est également plus brève (une branche de moins). Il en résulte que la nervation médio-cubitale y paraît d'un faciès un peu plus archaïque.

Le champ cubital est topographiquement homogène dans le tegmen gauche ; dans le droit, la branche

externe de l'ultime fourche (terminaison apparente de la veine-mère CuA) se différencie par sa hauteur plus faible et comparable à celle des rameaux médians. Cet « abaissement » de la nervation distale de l'aire cubitale est fréquente chez les Blattides carbonifères et concerne un ensemble plus ou moins riche et variable. Nous pensons qu'il faut la tenir pour un groupe nervuraire particulier, d'essence médiane (CuM). Ceci amène à revenir sur un problème d'homologie. Malgré une bifurcation fréquente du départ médian et une symétrie parfois franche du champ, rien ne justifie concrètement l'existence, chez les Blattides, de MA (convexité non différenciée), soit en association à MP, soit figurant seule le groupe médian libre. Notre interprétation retient une attribution à MP de la médiane libre et du tronçon (m) toujours bas, en liaison M-CuA. Le champ cubital apparent serait, en fait, composite formé de CuA (*s. str.*) et de MP (*pro parte*) (CuM) différenciables par leur relief. Accompagnant la densification globale de la nervation, CuM tend à s'enrichir chez les Blattides houillères. Cette organisation explique les variations asystématiques souvent constatables par transfert de branches d'un groupe à l'autre (MP libre, CuM) en modifiant les limites du cubitus apparent (CuA-CuM) et de la médiane libre (MP). Constant chez les plus anciens Blattides, m disparaît chez ceux du Westphalien supérieur, les rapports MP/CuA-CuM résultant alors probablement d'une union très basale ou d'un départ unique de M et Cu.

La relative brièveté du CuA homogène que montre le tegmen gauche (mais peut-être avec une plongée distale moins rapide des branches de MP) pourrait traduire la condition « normale » de l'espèce. Ce faciès plus archaïque apparaît le plus ajusté à l'ancienneté de cette forme belge et en accord avec ce que l'on sait des aspects plésiomorphiques des nervations blattides. Il reste possible que, par le jeu des altérations, MP ait été modifiée dans les deux tegmens et comportait, ab initio, six branches en distribution plus symétrique (comme il en est dans l'aile métathoracique).

En contribution au délicat problème des asymétries alaires, l'exemple de *M. costalis* permet les remarques suivantes :

- 1° la nervation que certains traits d'origine tératologique évidents pourraient laisser supposer être la plus modifiée ou la plus anormale (cas du tegmen droit avec ouverture du champ sous-costal) peut être, en fait, la moins perturbée ;
- 2° les écarts nervuraux entre les tegmens d'un même individu n'impliquent pas nécessairement la possession par celui-ci, selon une variation univoque, d'une aile « normale » et d'une aile opposée « anormalement nervurée » en ce que tout changement semble retentir, avec une incidence variable mais non nulle, sur l'une et l'autre ;
- 3° certaines modifications peuvent affecter, voire dénaturer, une structure fondamentale significative d'un

stade d'évolution nervuraire. Le cas du système radial de *M. costalis* rejoint celui d'*Actinoblatta* (Laurentiaux, 1963).

2) Affinités et dimorphisme sexuel.

La comparaison (fig. 4) des nervations tegminales de *Miroblatta costalis* et de *Manoblatta oberstebrinki* (*) Schmidt, 1962 (p. 821, fig. 1A, Pl. I, fig. 1 et 2) met en évidence les rigoureuses analogies de ces deux Blattaires au moins pénécotemporains et les plus anciens jusqu'ici rencontrés.

M. oberstebrinki, espèce monotypique établie d'après un tegmen isolé, provient de l'extrême sommet des Obere Bochumer Schichten (Westphalien A2) de Westphalie nord-rhénane et d'un horizon immédiatement sous-jacent de l'horizon marin de Katharina (= Quaregnon), limite conventionnelle des assises A et B du Westphalien paralié de l'Europe Occidentale. Une légère imprécision subsiste quant à la stricte localisation stratigraphique de *M. costalis*, soit très en base de la zone d'Asch (Wn 2a; Westphalien B1), soit au tout sommet de la zone de Genck (Wn 1c; Westphalien A2) comme l'indique le contexte paléontologique à défaut de repérage local de la passée marine de Quaregnon. Quoi qu'il en soit, l'écart stratigraphique des deux Insectes est, au plus, très mince et il est vraisemblable qu'ils soient de niveaux pratiquement synchrones de la partie sommitale du Westphalien A2 immédiatement sous Katharina-Quaregnon.

Le bilan des similitudes nervuraires, métriques et, dans une certaine mesure, morphologiques (courbures marginales, apex externe) atteste la très étroite parenté de *oberstebrinki* et de *costalis*. La construction des nervations tegminales est identique : courbure et extension de la vena dividens, importance et situation des champs en bordure d'aile, étendue de Sc, niveau de scission de R, structure radiale, système intercalaire, etc... L'un et l'autre possèdent le même plan d'arrangement radial significatif des *Phylotyphinae* Laurentiaux, 1959 les plus archaïques (Laurentiaux-Vieira et Laurentiaux, 1979), avec bipartition en R1 (en prolongement direct de R et nette pectination distale) et Rs divergent de R-R1, divisé à son tour en RsE avec branches en face antérieure d'une veine-mère et RsI constitué, ici, d'une seule nervure longuement bifide (**).

Les quelques divergences nervuraires concernent surtout la densité de MP (9 terminaisons chez *oberstebrinki*) et la courbure du CuA (trajet sub-rectiligne chez *costalis* avec espace médio-cubital plus large). Elles sont, au plus, expressives d'une distinction de deux espèces — très proches — du genre *Miroblatta* n. gen. La

(*) *pro oberstebrinki* dans la publication originale.

(**) En fonction de la précédente discussion, la comparaison prendra surtout en compte le tegmen droit de *M. costalis* (voir aussi p. 42).

valeur systématique des dissemblances constatables reste incertaine du fait de la monotypie des deux formes, des anomalies et fluctuations individuelles (*costalis*), voire (? largeur de la bande sous-costale) d'éventuelles variantes liées à une nature sexuelle différente. Celles-ci sont parfois assez marquées chez les Blattaires actuelles (Rehn, 1951).

Par contre, il ne fait aucun doute, pour nous, que la différenciation morphologique des tegmens (par ailleurs de même longueur) (fig. 4) est imputable à un *dimorphisme sexuel*. Le réexamen des Blattaires carbonifères nous a montré la grande généralité de cette condition mise en évidence dans tous les principaux groupes (Archimylacrides, Hémimylacrides, Mylacrides, Dictyomylacrides) (Laurentiaux, 1963; Laurentiaux-Vieira et Laurentiaux, 1981). L'exemple de *Miroblatta* en atteste l'ancienneté et aussi loin que les données paléontologiques permettent, jusqu'ici, de remonter. Le dimorphisme alaire y est minimal, sans raccourcissement ni brachyptérie.

Anthracoblattina gigantea Brongniart et *A. (Elaphroblatta) ensifera* Brongniart (Archimylacridiens du Stéphanien de Commeny), en fait dimorphes d'une même espèce, illustrent encore le seul modèle établissant concrètement la correspondance de la morphologie tegminale et de la condition sexuelle (Laurentiaux-Vieira et Laurentiaux, 1979, p. 421-422). L'attribution de *M. costalis* à une forme femelle s'y réfère (fig. 5) mais reste seulement la plus probable.

La nervation mésothoracique de *Miroblatta* s'avère archaïque mais non archétypique, dénotant quelques aspects faiblement autapomorphes. Ainsi, l'homogénéisation précoce du système axillaire, l'enrichissement relatif et le rejet modéré de MP libre sont en écart progressif d'états initiaux maintenus par des genres westphaliens un peu plus récents *Aphthoromylacris*, *Archimylacris* (Laurentiaux, 1959, fig. 4; Laurentiaux, 1967).

Le schéma nervuraire tegminal de *Miroblatta* voisine celui de *Manoblatta* (surtout de *M. schmidtii*, espèce contemporaine et en limite inférieure du genre) (Laurentiaux-Vieira, 1979). Si le palier évolutif est équivalent, la divergence transparait dans le détail significatif de l'arrangement radial (importance relative de RsE/RsI, port de RsI) préfacant le devenir du système. **Dans la perspective de l'Evolution, une forme est moins située par l'état des caractères et structures que par la tendance à les accentuer.** Chez *schmidtii*, la nervation sectoriale (RsI) esquisse l'orientation affirmée par les espèces ultérieures de *Manoblatta*. Si la morphologie alaire n'a qu'une valeur systématique relative, il semble que celle du pronotum reste discriminante des deux genres; la différenciation est sensible (disque quadrangulaire à rachis large chez *costalis*, circulaire à rachis étroit chez *Manoblatta bertrandi*, avec en ce cas une taille réduite par rapport à celle de l'Insecte et de ses ailes) (Pruvost, 1919, Pl. VI et VII).

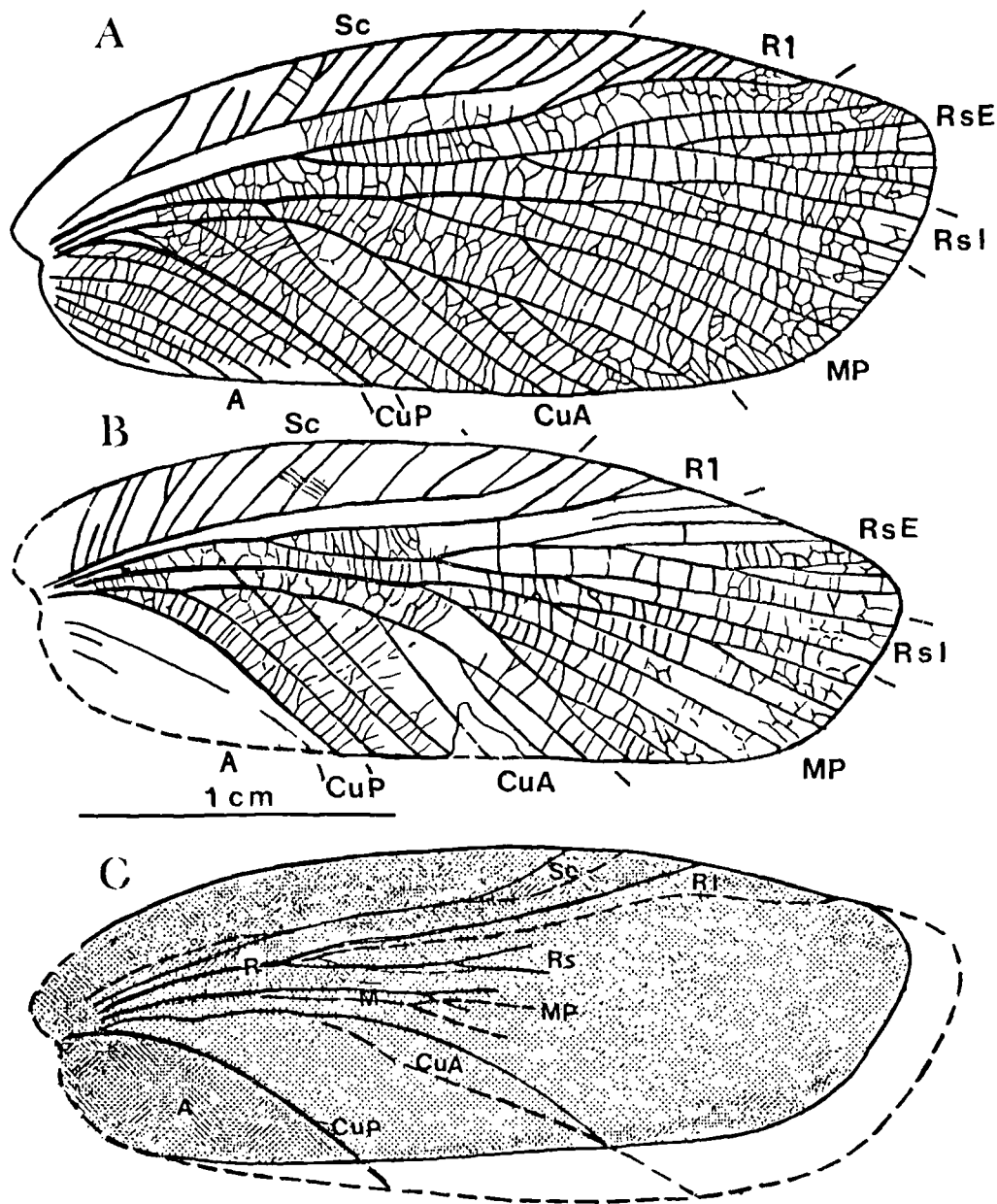


Fig. 4. — Illustration du dimorphisme sexuel reconnu pour le genre *Miroblatta* : comparaison des tegmens droits de *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (A) et de *Miroblatta oberstebrinki* (Schmidt), 1962 (B). (Gr. = 4). La terminaison sous-costale et la courbure du radius s. str. dans la figuration de *M. costalis* ont été corrigées pour éliminer l'anomalie nervreuse présentée par le tegmen droit du type. La fig A a été redessinée d'après les photographies originales publiées par Schmidt (notation nervreuse nouvelle). La fig. C correspond à une mise en superposition maximale des tegmens droits de *M. oberstebrinki* (en grisé) et de *M. costalis* (éléments nervreux et contours en tiretés) pour souligner l'écart des galbes. Les tracés nervreux ont été limités aux veines majeures et à leur première division en ce qui concerne Rs et M.

Fig. 4. — Illustration of the sexual dimorphism of the genus *Miroblatta* as understood : comparison of the right tegmens of *Miroblatta costalis* n. gen., n. sp. (A) and of *Miroblatta oberstebrinki* (Schmidt), 1962 (B). ($\times 4$). The apical part of Sc and the bending of R1 (radius s. str.) in the pattern of *M. costalis* are rectified for elimination of the venational anomaly recognised as such in the fore wing. Fig. A redrawn from the genuine photographs published by Schmidt (new venational lettering). Fig. C obtained by optimal superposition of right fore wings of *M. oberstebrinki* (shaded) and of *M. costalis* (veins and margins in dotted line) pointing out unlike outlines ; the venational pattern has been restricted to main veins and proximal branching of Rs and M.

Miroblatta s'inscrit dans la proche ascendance des "*Aptoroblattina*" (Bolton *sensu*) (*) du Westphalien moyen du South Staffordshire (Grande Bretagne) Bolton, 1922, p. 96-103) dont le léger progrès se traduit par Rs plus homogène — à rameaux externes, sans distinction évidente de RsE/RsI — et l'enrichissement de CuM (*johnsoni*). Le type pronotal est le même. Toutes ces formes — sans spécialisation nervuraire particulière — jalonnent la série axiale des *Archimylacridae*.

L'holotype de *M. costalis* (le plus ancien fossile « complet » de Blatte jusqu'ici signalé) montre une nette projection de la tête vers l'avant (Pl. II, fig. 1, 2, 4). Cette modalité, expressive d'un prognathisme initial chez les Blattaires et héritée de la souche protortho-

ptère de l'ordre, se retrouve chez tous les Archimylacridés alors que les séries mylacridés auraient déjà acquis l'orthognathisme. Il en résulte un faible (ou nul) recouvrement de la tête. Malgré le nombre limité d'Archimylacridés conservant associés ailes et pronotum, il semble que la tendance évolutive soit vers l'acquisition d'une morphologie pronotale circulaire ou sub-circulaire avec, souvent, un très léger allongement axial. Le contour sub-quadrangulaire avec faible élargissement transverse pourrait figurer le type archimylacridien archaïque. Ceci paraît ressortir, non du seul âge de *costalis*, mais de la rencontre d'une morphologie comparable chez les Archimylacridés les plus anciens (Westphalien B) dont le pronotum est connu, "*Aptoroblattina*" (Bolton *sensu*), *Polyetoblatta* Handlirsch (**), *Palaeoblatta* Handlirsch, à l'exception de *Manoblatta*

(*) Terminologie générique provisoire, l'appartenance au genre *Aptoroblattina* devant être écartée, comme nous l'avons montré le réexamen de l'holotype américain.

(**) Pronotum conservé au voisinage de l'aile holotype mais sans mention dans la monographie originale.

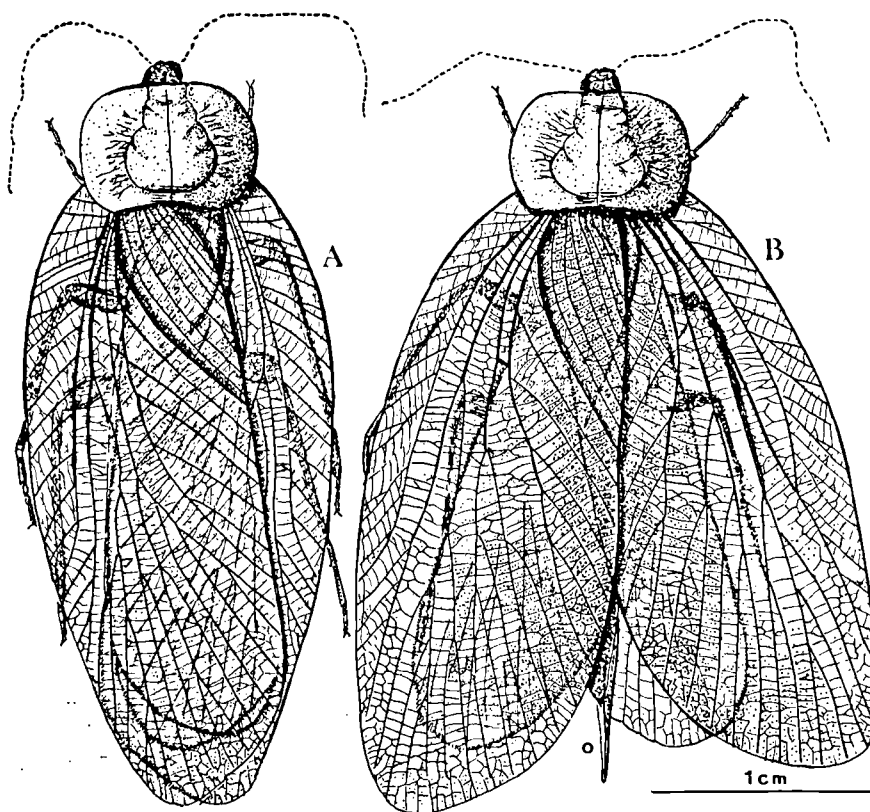


Fig. 5. — Reconstitution des habitus de *Miroblatta oberstebrinki* (Schmidt), 1962 (A) et *M. costalis* n. gen., n. sp. (B) et en comparaison expressive du dimorphisme sexuel du genre (Gr. = 3). (Le type femelle a été hypothétiquement attribué à *M. costalis*). (Explications complémentaires dans le texte).

Fig. 5. — Reconstruction of *Miroblatta oberstebrinki* (Schmidt), 1962 (A) and of *M. costalis* n. gen., n. sp. (B). Such a joining affords a significant model of the sexual dimorphism of the genus *Miroblatta* ($\times 3$). (It is supposed that *M. costalis* belongs to a female). (For explanation, see text).

Pruvost (*M. bertrandi*, espèce la plus différenciée du genre). La forme circulaire ou sub-circulaire, précoce chez *Manoblatta*, est ordinaire des Archimylacridiens à partir du Westphalien C et en tous les cas que nous connaissons. Le type ovalaire large des boucliers pronotaux des Mylacrides et surtout celui, avec amples expansions latérales, des Hémimylacridiens (globalement leurs précurseurs) (Pruvost, 1919) pourraient, selon nous, prolonger une condition ancestrale dont dériverait celle des Archimylacrides.

En conclusion, l'exemple du type de *M. costalis*, par la variabilité de sa nervation tegminale, soulignerait assez - si besoin était - les difficultés d'interprétation des nervations blattaires, de la comparaison de formes proches et de leurs rapports systématiques et phylétiques. A la fluctuation individuelle et des tegmens du même Insecte, s'ajoutent les dissemblances nervuraires liées au dimorphisme alaire d'origine sexuelle. Celles-ci peuvent être assez sensibles pour masquer l'identité spécifique de deux dimorphes. On peut prendre en référence les exemples de *Discologamia pilosa* (Walker), *Parcoblatta pennsylvanica* (De Geer), ou même de la banale *Blatta orientalis* Linné, figurés par Rehn (1951, Pl. I, fig. 15-16, Pl. V, fig. 54-55, Pl. II, fig. 24 et 29). Considérées indépendamment, les ailes isolées (c'est le cas le plus ordinaire en paléontologie carboni-

fère), mâles et femelles, de chacune de ces espèces seraient rapportées, au mieux au même genre mais, selon toute vraisemblance, non attribuées à la même espèce. Les différences portent sur la densité nervurinaire des champs, voire leur port raméal ou leur structure. Les divergences d'un sexe à l'autre, au moins en certains cas, ont pu être de même ordre chez les Blattes houillères.

Les écarts des nervations tegminales de *M. costalis* et *oberstebrinki* ont amené, en conclusion prudente, à admettre une distinction spécifique. Ils apparaissent bien moins accusés, en grandeur et en nature, que ceux des espèces dimorphes modernes précitées. Le dimorphisme sexuel d'une espèce houillère ne peut être affirmé que dans le cas limite de dimorphes à nervation fort similaire et surtout si d'autres caractères l'argumentent (coloration, structure pronotale, etc...), comme il en est pour *Anthracoblattina gigantea-ensifera* et *Dictyomylacris insignis-poiraulti* du même gisement (Laurentiaux-Vieira et Laurentiaux, 1979, 1981). Il ne nous paraît pas improbable toutefois — les analogies nervuraires, le synchronisme stratigraphique y inciteraient malgré la récolte en bassins et gîtes distincts — que *M. costalis* et *M. oberstebrinki* appartiennent à la même espèce dont ils traduiraient le dimorphisme sexuel et non pas l'image de celui-ci au degré générique.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOLTON H. (1922). — A monograph of the fossil Insects of the British Coal-Measures (Part II). *Palaeont. Soc. London*, p. 93-156 (order *Blattoidea*), Pl. VI-IX.
- 2) KUKALOVA-PECK J. (1978). — Origin and evolution of Insect wings and their relation to metamorphosis, as documented by the fossil record. *Journ. Morphology*, vol. 156, n° 1, p. 53-126, 14 pl.
- 3) LAURENTIAUX D. (1959). — La reproduction chez les Insectes Blattaires du Carbonifère : facteurs du panchronisme et classification naturelle de l'ordre. *Bull. S.G.F.*, 7° sér., t. I, p. 759-766, 4 fig.
- 4) LAURENTIAUX D. (1963a). — Un type remarquable d'asymétrie alaire chez des Blattes westphaliennes. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 256, p. 234-236, 2 fig.
- 5) LAURENTIAUX D. (1963b). — Antiquité du dimorphisme sexuel des Blattaires. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 257, p. 3971-3974, 3 fig.
- 6) LAURENTIAUX D. (1967). — Révision du genre *Archimylacris* Scudder (Insectes Blattaires *Archimylacridae*) et description d'un genre nouveau de sa descendance. *Ann. Univ. et A.R.E.R.S. Reims*, t. 5, fasc. 2, p. 59-65, 8 fig.
- 7) LAURENTIAUX-VIEIRA F. et LAURENTIAUX D. (1979). — Nouvelle contribution à la connaissance du genre *Manoblatta* Pruvost (Blattaires Archimylacridiens). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIX, p. 415-422, 5 fig.
- 8) LAURENTIAUX-VIEIRA F. et LAURENTIAUX D. (1981). — Mise en évidence d'un dimorphisme sexuel chez les Blattaires *Dictyomylacris* du Stéphanien de Commeny (Allier). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. C, p. 175-182, 6 fig.
- 9) PRUVOST P. (1919). — Introduction à l'étude du terrain houiller du Nord et du Pas-de-Calais : la Faune continentale du terrain houiller du Nord de la France. *Mém. Gîtes Minéraux*, Paris.
- 10) PRUVOST P. (1930). — La Faune continentale du terrain houiller de la Belgique. *Mém. Mus. Royal Hist. Nat. Belgique*, n° 44.
- 11) REHN J.W.H. (1951). — Classification of the *Blattaria* as indicated by their wings. *Amer. Entom. Soc.*, mém. 14.
- 12) SCHMIDT W. (1962). — Neue Insekten aus dem rheinische-westfälischen Oberkarbon. *Forts. Geol. U. Rheinland-Westfalen, Krefeld*, t. 3, n° 2, p. 819-860, 6 fig., 2 pl.

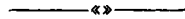
EXPLICATION DE LA PLANCHE II

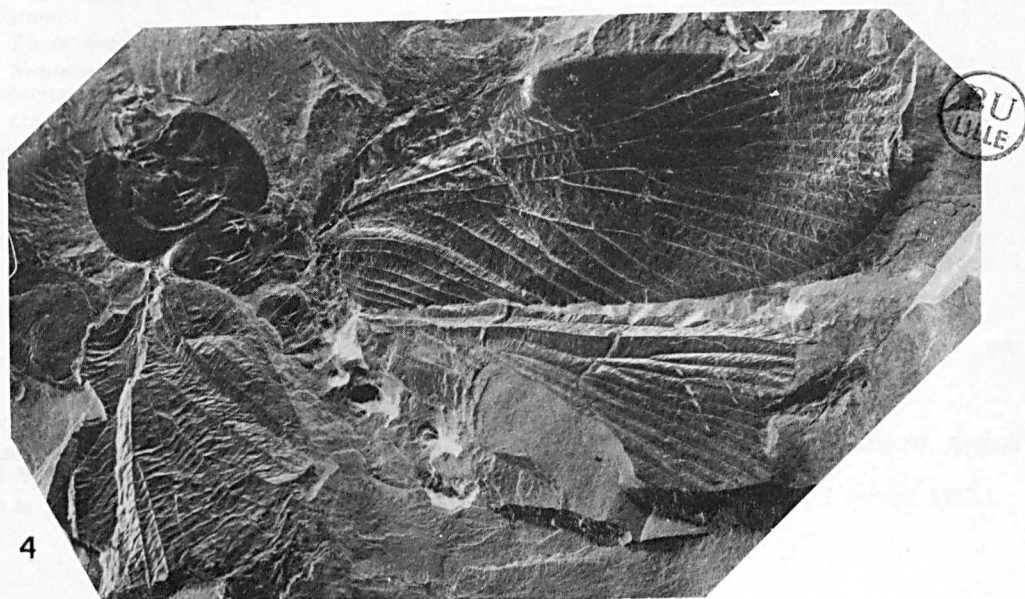
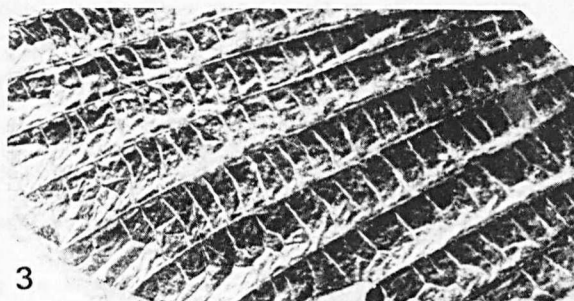
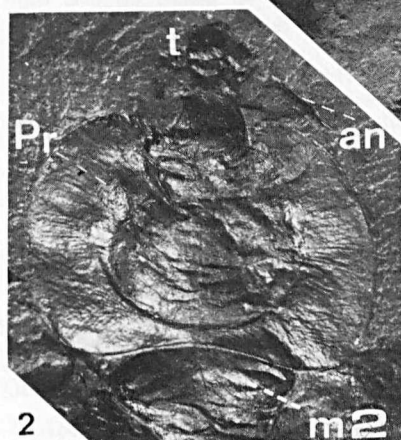
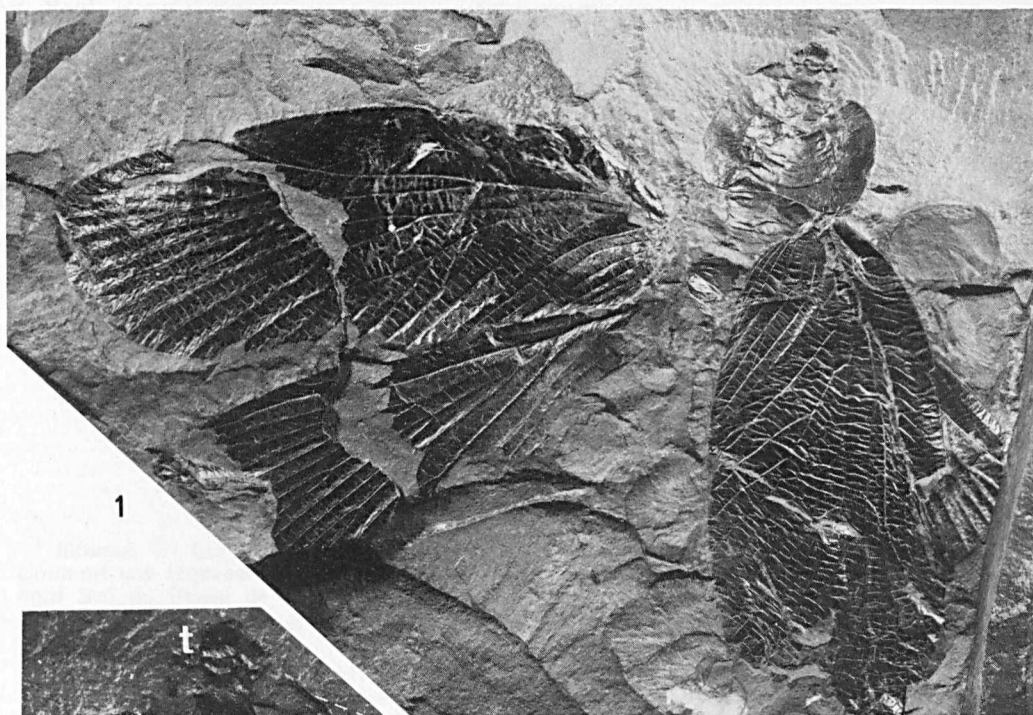
Miroblatta costalis n. gen., n. sp.
(Holotype)

EXPLANATION OF THE PLATE II

Miroblatta costalis n. gen., n. sp.
(Holotype)

- Fig. 1. — Contre-empreinte de la face dorsale (Gr. = 3).
Fig. 1. — Complete dorsal surface of reverse (× 3).
- Fig. 2. — Trace céphalique (t), pronotum (pr), mésonotome (m2), articles antennaires (an). Contre-empreinte (Gr. = 6).
Fig. 2. — Remains of head (t), pronotal shield (pr), mesonotum (m2), segments of antenna (an). Reverse (× 6).
- Fig. 3. — Détail du champ médian (région apicale) du tegmen droit (contre-empreinte) montrant la délicate conservation et la nature scalariforme du système intercalaire (Gr. = 8).
Fig. 3. — Median area enlarged (apical portion) of right fore wing (reverse) showing the minute preservation and the cross-wrinkled condition of the interstitial neuration (× 8).
- Fig. 4. — Empreinte de la face dorsale (Gr. = 3).
Fig. 4. — Almost complete dorsal surface of obverse (× 3).





Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant : témoins paléogéographiques et paléoclimatiques

Laminar lower Givetian limestones (Dinant Basin, Belgium) : paleogeographic and paleoclimatic indicators

par Alain PREAT (*) (**) et Frédéric BOULVAIN (**)

Résumé. — Les auteurs décrivent une dizaine de mètres de calcaires laminaires qui clôturent une séquence lagunaire du Givétien inférieur (Formation de Trois-Fontaines), au bord Sud du Bassin de Dinant (Belgique).

Ces calcaires laminaires sont constitués principalement de mudstones et de packstones à Algues et péloïdes.

Si l'on compare ces carbonates aux divers sédiments algo-laminaires actuels des régions tropicales, on constate une forte similitude entre les laminites du Givétien inférieur et celles de l'île d'Andros (Bahamas). Cette similitude rend possible une interprétation paléoclimatique.

Cinq microfaciès carbonatés sont définis, chacun d'eux caractérisant un environnement particulier au sein d'un complexe tidal. La sédimentation est essentiellement sous le contrôle de mattes algaires piégeant les sédiments lors des inondations du complexe tidal. La séquence laminaire est interrompue à plusieurs reprises par des afflux de matériaux plus grossiers en provenance de la zone subtidale, mobilisés sous l'influence de tempêtes.

La présence d'une séquence régressive simple au sein des calcaires laminaires permet d'estimer le niveau maximal atteint par les eaux lors des inondations du complexe tidal et, par analogie avec le modèle d'Andros, de calculer la vitesse des vents qui les provoquent.

Le taux de sédimentation est estimé à partir de l'épaisseur moyenne des « doublets » mudstone-packstone qui constituent le motif de base de la sédimentation algo-laminaire du Givétien inférieur.

Abstract. — *The authors describe a ten meters sequence of laminar lagoonal Lower Givetian limestones (Trois-Fontaines Formation, southern border of the Dinant Basin, Belgium).*

These limestones consist mainly of mudstones and algal-peloidal packstones.

Sedimentological study enables recognition of five carbonate microfacies, each of them characterizing a peculiar environment of an extensive tidal flat complex.

Comparison of the carbonates with the Recent algo-laminar sediments of the tropical regions shows close similarity between the Lower Givetian and the Andros (Bahamas) sediments. This similarity enables to reconstruct the paleoclimate.

Sedimentation is controlled by the binding role of algal mats during flooding of the tidal flat complex. Influx of subtidal and open-marine storm-derived coarser sediments breaks at several levels the laminar sequence.

The presence of a simple regressive sequence in the laminar serie allows estimation of the maximum water level during the tidal flat flooding, and by comparison with the Andros model, to calculate the wind velocity.

The sedimentation rate is estimated by using the mean thickness of the « mudstone-packstone » couplets which constitutes the basic pattern of the algo-laminar sedimentation.

(*) Fina Petroleos de Angola, C.P. 1320 Luanda (Rep. Pop. de Angola).

(**) Laboratoires Associés de Géologie, Pétrologie, Géochronologie, Université Libre de Bruxelles, 50, Avenue F.D. Roosevelt, B-1050 Bruxelles (Belgique).

Note présentée le 5 Mars 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 7 Janvier 1987.

1. — INTRODUCTION

Les roches carbonatées du Givétien franco-belge affleurent particulièrement bien au bord Sud du Bassin de Dinant, dans une bande large de quelques kilomètres (fig. 1) qui s'étend en longueur sur plusieurs dizaines de kilomètres de part et d'autre de Givet, localité où le Givétien a initialement été défini (Gosselet, 1879). La subdivision de l'Etage en trois formations (Formations de Trois-Fontaines, du Mont d'Hauris et de Fromelennes) utilisée dans ce travail est celle proposée par Errera *et al.* (1972).

L'étude sédimentologique de nombreuses coupes (Errera *et al.*, 1972 ; Préat et Boulvain, 1982 ; Préat, 1984) met en évidence des milieux de dépôt très comparables à ceux que l'on rencontre actuellement sur les plates-formes carbonatées.

Douze microfaciès carbonatés s'étagent depuis les milieux marins francs situés sous la zone d'action des vagues, jusqu'aux milieux supratidaux de plus en plus restreints, ont ainsi été mis en évidence dans la Formation de Trois-Fontaines à Vaucelles (Préat et Boulvain, 1982).

Certains de ces microfaciès et lithofaciès forment des ensembles d'une grande continuité latérale, permet-

tant des corrélations lithostratigraphiques très fines dans la Formation de Trois-Fontaines au bord Sud du Bassin de Dinant.

Ces ensembles sont, d'une part, les complexes biostromaux (Préat *et al.*, 1984) et, d'autre part,, les laminites (microfaciès 12 de Préat et Boulvain, 1982).

Ces calcaires laminaires se retrouvent en effet en même position séquentielle dans les coupes de Vaucelles, Resteigne, Baileux, Jemelle, Olloy-sur-Viroin, Givet (fig. 1) (Préat, 1984). Parmi ces carrières, celle de Resteigne (fig. 2) est la seule qui présente une épaisseur importante de ces calcaires laminaires ; on peut y observer sur plus de 10 m de puissance une série de laminites affleurant dans d'excellentes conditions.

Un échantillonnage très serré, avec prélèvement d'échantillons pétrographiques en continu, a été réalisé dans le but d'établir une reconstitution des milieux de dépôt, et de comparer ces derniers avec leurs équivalents actuels. Il est apparu rapidement que ce microfaciès à laminites pouvait se subdiviser en plusieurs sous-faciès très caractéristiques. Il s'est également avéré intéressant de les étudier à Vaucelles, de manière à avoir un échantillon plus représentatif des types de milieux existants dans l'intervalle de temps considéré.

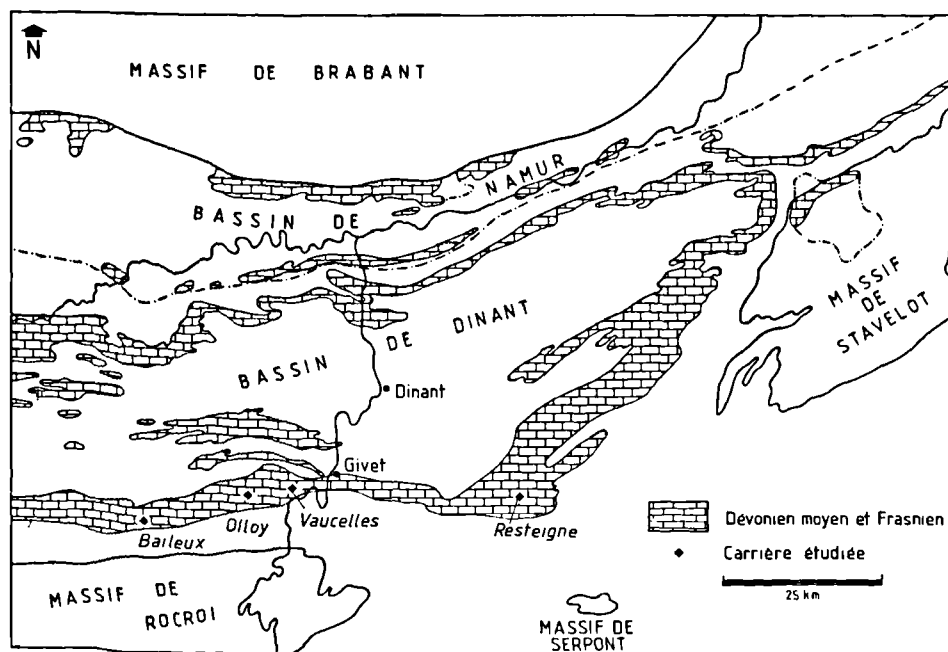


Fig. 1. — Localisation géographique des coupes.

Fig. 1. — Situation of quarries.

II. — DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE

L'analyse pétrographique des séquences laminaires permet de définir cinq types de sédiments (appelés types 1, 2, 4, 5 et 6) (*) dont la succession marque le passage d'un milieu protégé à un milieu de plus en plus soumis à l'influence marine.

— TYPE 1.

Il s'agit d'une alternance régulière (« lamination alternante » de Monty, 1976) de doublets « mudstone-packstone » de 0,5 à 1,5 mm d'épaisseur constitués de lamines planes de mudstone et de lamines grossièrement planes de packstones à péloïdes et abondants débris algaires (fig. 3).

Les péloïdes ont une forme régulière et un diamètre compris entre 100 à 120 μm ; les débris algaires (Issinelles, Kamaenidés, Proninelles) sont de même taille ou plus petits, et peuvent présenter un granoclassement vertical.

On peut observer dans les lamines de packstone des passées discontinues de grains de quartz anguleux d'un diamètre moyen de 60 μm et quelques paillettes de micas de 80 à 100 μm .

Cette structure laminaire généralement régulière peut être perturbée par des phénomènes de bioturbation ou par des contacts érosifs entre certains doublets.

Ce type de lamination passe dans certains cas insensiblement à des alternances irrégulières de lamines de mudstone et de packstone; elles sont alors fréquemment entaillées de fentes de dessiccation remplies de sédiment de type packstone.

— TYPE 2.

a) Il consiste d'abord en alternances régulières de lamines planes à faiblement onduleuses de mudstone très homogène et de lamines de packstone à fins débris algaires (Issinelles, Kamaenidés, Proninelles) formant des doublets ressemblant à ceux du type 1, mais d'épaisseur plus faible (0,2 à 1 mm) (fig. 4).

Les lamines de packstone sont beaucoup moins épaisses que les lamines de mudstone et sont constituées de débris d'une taille moyenne de 60 μm .

On observe fréquemment des tubules algaires noyés dans la micrite (50 \times 300 μm environ) et des fentes de dessiccation.

b) Ensuite des passées homogènes, parfois lenticulaires, de packstones et de grainstones à péloïdes, débris algaires (Issinelles, Kamaenidés, Proninelles) de 100 à 150 μm de dimension moyenne auxquels s'ajoutent divers bioclastes millimétriques.

Des tubules algaires et de nombreuses fentes de dessiccations, verticales et horizontales, sont présentes.

Ce sable, qui présente des analogies avec les lamines de packstone du type 1, se présente de façon caractéristique en unités centimétriques.

(*) Les laminites de type 3 n'apparaissent pas dans la Formation de Trois-Fontaines. Elles seront décrites dans une publication ultérieure traitant de la Formation de Fromelennes (Givétien supérieur).

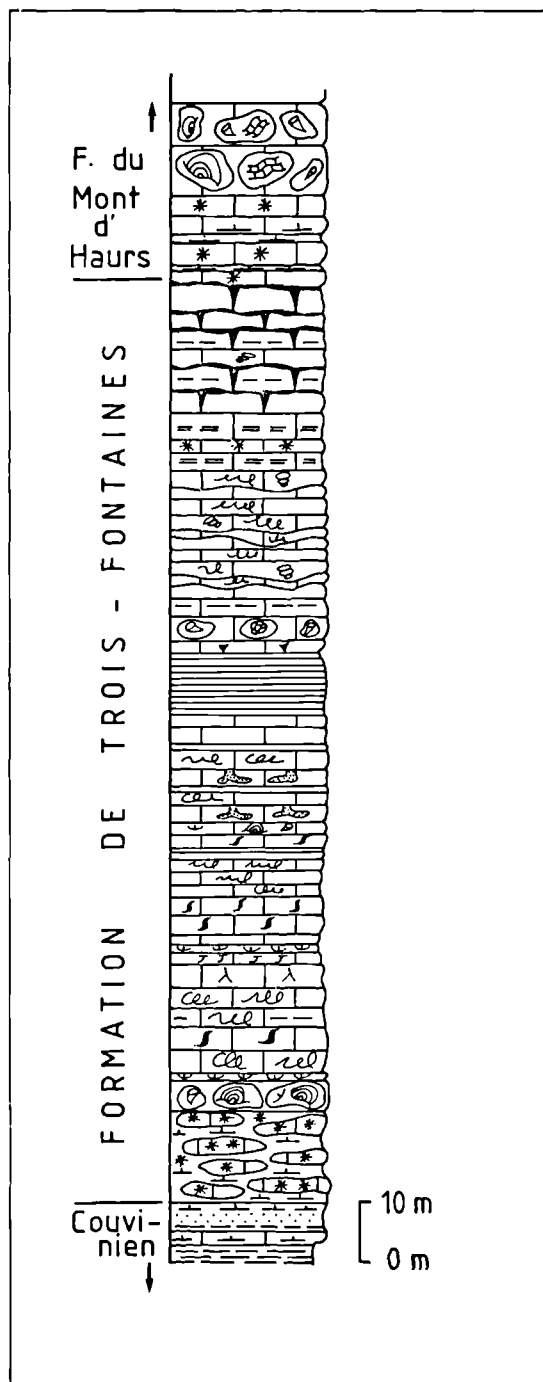


Fig. 2. — Log schématique de la coupe de Resteigne.

Fig. 2. — Schematic log of Resteigne quarry.

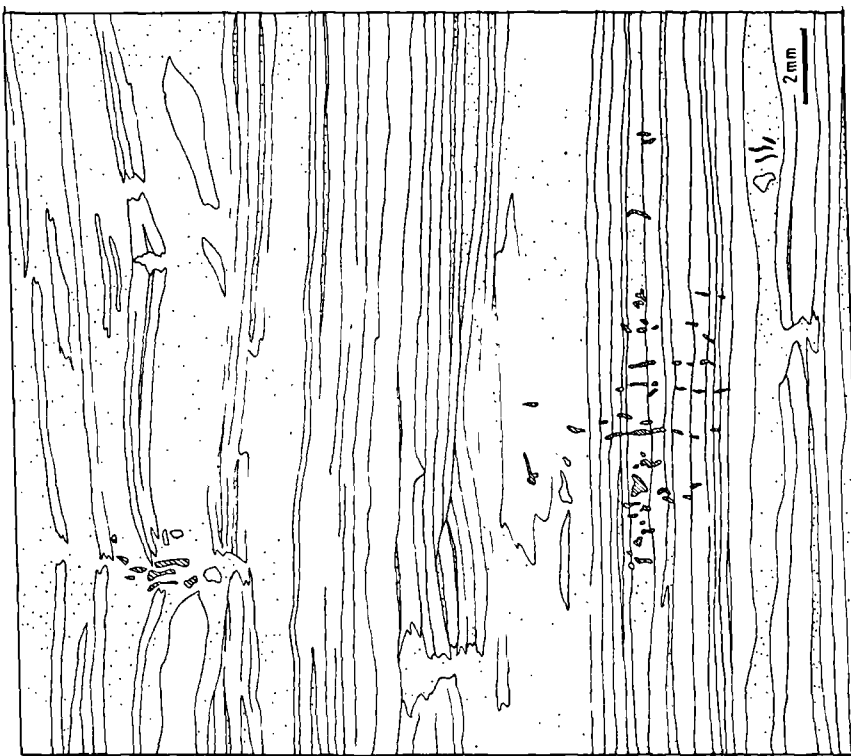


Fig. 4. — Type 2. On reconnaît des ensembles de lamines fines (type 2a) et des passées de sable péloïdo-bioclastique. La calcite sparitique est représentée par des hachures.

Fig. 4. — Type 2. Sets of thin laminae interrupted by influxes of coarser sediments. Sparite is represented with hatchings.

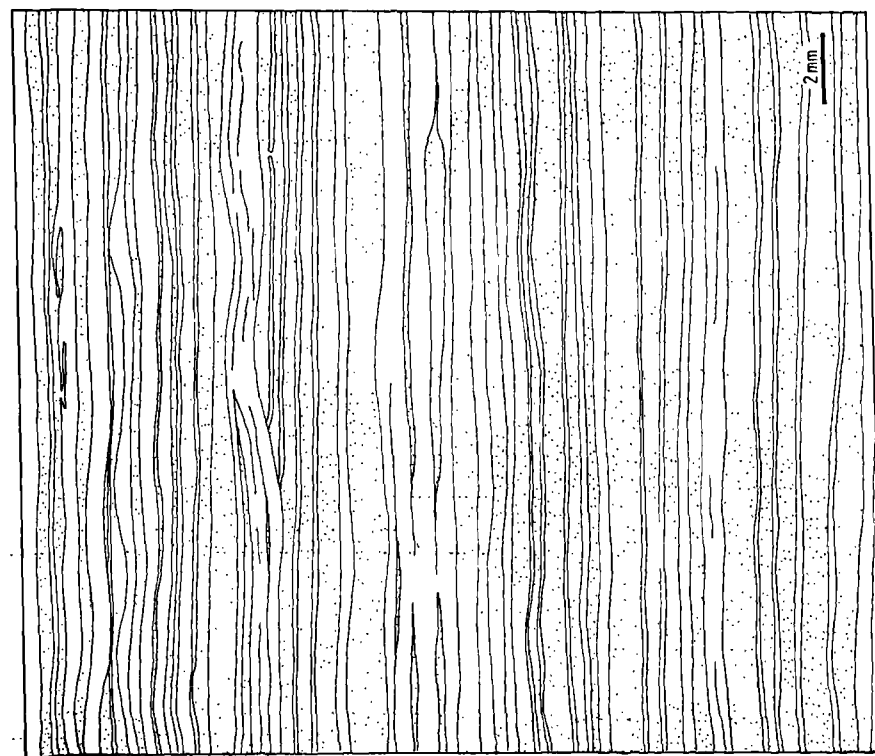


Fig. 3. — Type 1. On peut observer les deux types de lamines composant les doublets élémentaires. Les lamines de mudstone sont en blanc, les lamines de packstone en pointillé.

Fig. 3. — Type 1. Basic couplets are made of two types of laminae. Mudstone : white ; packstone : stippled.

Les ensembles de lamines fines (a) sont fréquemment cassés, démantelés et incorporés sous forme de lithoclastes dans les sables (b). Le contact entre les deux unités est le plus souvent net, et peut être érosif.

La bioturbation, assez fréquente, se présente surtout sous forme de terriers centimétriques subverticaux. Des fentes de dessiccation entaillent fréquemment tout l'ensemble.

L'observation au sein de (a) de fentes de dessiccation cimentées précocement et surmontées d'une lamine de mudstone formant la base d'un doublet, permet de reconstituer l'ordre du dépôt : boue puis sable (c'est une règle générale, mais il y a des exceptions).

— TYPE 4.

Il s'agit de wackestones bioturbés à Algues (Kamaenidés, Proninelles, Issinelles), Ostracodes, débris de Gastéropodes, péloïdes et grains de quartz dispersés (fig. 5).

La bioturbation intense est à l'origine de l'homogénéisation du sédiment dont quelques rares lamines sont préservées. Le sédiment est traversé de nombreux terriers centimétriques subverticaux et de quelques rhizoïdes.

— TYPE 5.

Il s'agit de grainstones ou de packstones à péloïdes, débris algaires (principalement Issinelles), et accessoirement autres bioclastes.

La bioturbation peut se manifester par la présence de rhizoïdes.

Occasionnellement, ce type de sédiment présente des stratifications entrecroisées avec angle de divergence maximum proche de 35°. La lamination résulte dans ce cas de la variation qualitative et quantitative du contenu en éléments figurés : des niveaux riches en péloïdes succèdent sur quelques millimètres à des niveaux riches en Issinelles et vice-versa. La taille des débris varie de 100 à 200 μ m.

Ce sédiment s'observe fréquemment en contact érosif avec des sédiments de type 1, 2 ou 4 qu'il remanie et dont il contient alors des lithoclastes centimétriques.

— TYPE 6.

Ce sont des grainstones et des packstones à grands péloïdes (200 μ m en moyenne), Algues (Issinelles, Kamaenidés, Proninelles, Codiacées) et fragments centimétriques (1 à 2 cm) encroûtés de Crinoïdes, Coraux, Bryozoaires et Gastéropodes.

Ce sédiment s'observe également fréquemment en contact érosif avec des sédiments de type 1, 2 et 4 qu'il remanie.

III. — INTERPRETATION

L'origine « cryptalgale » des calcaires laminaires du Givétien inférieur apparaît assez rapidement à l'examen microscopique : présence de birdseyes et de traces de filaments algaires, de fentes de dessiccation et d'intraclastes, d'abondants péloïdes, de nombreuses disconformités à petite échelle et épaisseur sensiblement constante des lamines individuelles, même recouvrant une irrégularité du substrat [critères proposés par Aitken (1967)].

A) LES LAMINITES CRYPTALGAIRES ACTUELLES

Les calcaires laminaires cryptalgaires déposés en milieu tidal [classés parmi les stromatolithes *s.l.* par Aitken (1967), Laporte (1967), Davies (1970), Gebelein et Hoffman (1973), Monty (1976), Pratt (1979)...] ont des équivalents dans la nature actuelle : ce sont les dépôts liés aux mattes algaires tidales du Golfe Persique, de l'île d'Andros et de la Baie des Requins. Ces trois régions, auxquelles on peut ajouter la Floride, les Antilles néerlandaises, la péninsule de Yucatan, ont été abondamment étudiées ces dernières années, et de nombreuses données écologiques, biologiques et sédimentologiques sont actuellement disponibles.

Parmi les principaux, citons les travaux de Monty (1965), Shinn *et al.* (1969), Monty et Hardie (1976), Ginsburg *et al.* (1977), Hardie (1977), Hardie et Garrett (1977), Hardie et Ginsburg (1977), pour Andros ; Frost (1974) et Gebelein (1976), pour la Floride ; Kendall et Skipwith (1968), Shinn (1973), Kinsman et Park (1976), Purser (1980, 1983), pour le Golfe Persique ; Bauld *et al.* (1980), pour le Golfe de Spencer (Sud de l'Australie) ; et Logan (1961), Davies (1970), Hoffman (1976), Playford et Cockbain (1976), pour la Baie des Requins.

Toutes ces régions tropicales ont en commun une zone tidale colonisée par des tapis algaires, mais elles se différencient nettement par leur régime pluviométrique.

L'influence de la pluviométrie se marque principalement par une zonation écologique spécifique de la faune et de la flore et, parmi celle-ci, des tapis algaires. Cette répartition différente peut induire des différences de morphologie ou de composition de la matre algair (tableau I).

Sur les plaines littorales des régions où règne un climat tropical sec (Golfe Persique, Baie des Requins), les eaux marines littorales subissent une forte évaporation. Ces eaux, très salées, ne permettent ni le développement des Algues vertes (source potentielle de matériel sableux, tableau I), ni celui d'une faune benthique à organismes brouteurs. Les tapis algaires peuvent donc se développer dans les zones inter- et subtidale, à l'abri de la prédation. Leur extension est limitée en zone supratidale, où la cristallisation de minéraux évaporitiques détruit les tissus végétaux.

Par contre, dans les régions tropicales à forte pluviosité (Bahamas, Floride), les eaux météoriques diluent les eaux marines soumises à l'évaporation et en tempèrent la salinité. Des Algues vertes se développent et fournissent une part du matériel sableux que l'on retrouve dans les lamines sableuses des « doublets ». Une faune diversifiée d'organismes brouteurs se développe aussi et détruit les tapis algaires. Seuls ceux situés dans la partie supérieure de la zone intertidale ou dans la zone supratidale échappent à la prédation.



Fig. 5. — Type 4. On peut observer plusieurs terriers à remplissage sableux, quelques laminations préservées, des débris de coquillages et des Algues

Fig. 5. — Type 4. Carbonated sand-filled burrows, preserved laminae, shell debris and algae.

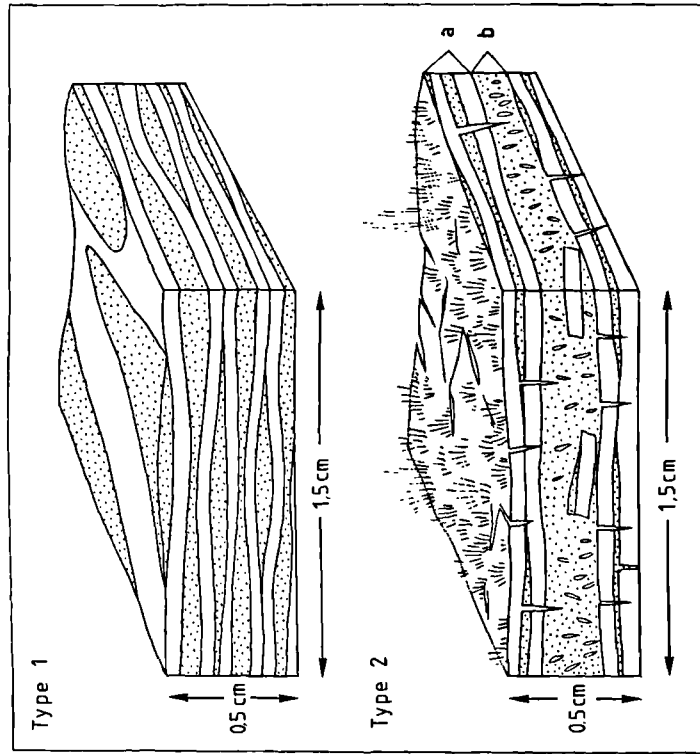


Fig. 6. — Vue en trois dimensions des laminites de type 1 et 2.

Fig. 6. — Three-dimensional sketch of type 1 and 2 « laminites ».

Les stromatolithes érigés ne prennent naissance, quant à eux, que dans les eaux agitées (Logan *et al.*, 1964) des zones inter à subtidale. Pour que ces zones soient colonisables par les mattes algaires, il faut que l'hypersalinité de l'eau inhibe le développement des brouteurs et donc que le climat soit sec et le confinement suffisant.

La morphologie des stromatolithes, même liée à l'agitation de l'eau est donc toujours sous la dépendance du climat.

B) LES LAMINITES CRYPTALGAIRES DU GIVETIEN INFÉRIEUR

La comparaison des principaux caractères des laminites étudiées avec ceux des laminites actuelles des régions tropicales (tableau I) permet de rattacher les laminites du Givétien inférieur à celles décrites sur l'île d'Andros (Bahamas).

Elles ont en effet en commun une morphologie plane à faiblement onduleuse, une faune et une flore relativement variée (Dasycladacées, par exemple), des structures sédimentaires fines identiques, et une absence totale de minéraux ou de pseudomorphes de minéraux évaporitiques.

L'étroite parenté de ces caractères nous a conduit à utiliser les observations très détaillées faites à Andros par Hardie (1977) pour interpréter les cinq types de sédiments inventoriés dans les séquences à laminites du Givétien (types 1 à 6).

1) Les calcaires à laminations (types 1 et 2).

Les calcaires laminaires présentent un arrangement en doublets parfois interrompus par des passées relativement épaisses de matériel sableux. Ces doublets sont mis en place par un phénomène cyclique qui se répète à intervalles suffisamment espacés pour permettre dans certains cas à la fois la dessiccation du sédiment et la

	MORPHOLOGIE ←	REPARTITION ←	CLIMAT →	MICROFLORE →	FINES →
GOLFE PERSIQUE	surtout P	surtout intertid.	aride évaporites	réduite Algues bl.-v.	pelloïdes, débris Moll. et Foram.
BAIE DES REQUINS	P, LLH, SH suivant \circ agi- tation	intertid. - subtid.	aride évaporites	réduite Algues bl.-v.	idem
ILE D'ANDROS	surtout P	intertid. sup. surtout supra- tidal	semi-aride pluviosité saisonnière	diversifiée Algues bl.-v. + Algues vertes	surtout pell. et débris algaires (Dasycladales)

Tableau I. — Caractérisation sommaire des stromatolithes de l'île d'Andros, de la Baie des Requins et du Golfe Persique. La classification utilisée est celle de Logan *et al.* (1964) modifiée par Aitken (1967) de façon à y intégrer les formes planes.

Table I. — Short characterization of Andros, Shark Bay and Persian Gulf stromatolites. Logan *et al.* (1964) classification, modified by Aitken (1967), taking into account planar forms.

cimentation des fentes de retrait. Chaque doublet est donc le résultat d'un phénomène élémentaire complet qui se déroule en deux phases distinctes ; le passage progressif ou graduel entre lamines de boue et de sable est rare. De plus, la lamine boueuse, d'épaisseur constante, est toujours continue et nappe les irrégularités du substrat alors que la lamine sableuse, plus irrégulière, présente souvent un aspect lenticulaire.

Ces faits d'observation, systématiques dans les sections étudiées, peuvent facilement s'interpréter par comparaison avec les laminites d'Andros. Dans cette région, des ouragans tropicaux provoquent périodiquement l'inondation de la plaine littorale, où des zones surélevées d'une trentaine de centimètres par rapport au niveau moyen des mers ou « levées » sont couvertes d'un tapis algaire mucilagineux à *Schizothrix* (Algue bleu-verte) qui piège la fraction la plus fine des sédiments en suspension. Une lamine boueuse est créée au terme du colmatage du tapis algaire ; ensuite se déposent sur sa surface et par traction des rides ou des lentilles de matériel sableux.

C'est ainsi que se forme sur les levées un doublet constitué d'une lamine boueuse et d'une lamine sableuse. La surface de ce doublet est rapidement couverte d'un nouveau tapis algaire à *Schizothrix* et le phénomène pourra se répéter tant que le mécanisme en jeu sera présent.

La succession de ces doublets donne naissance à un sédiment caractérisé par des laminations assez planes appelé « Smooth Flat Lamination » (SFL) par Hardie et Ginsburg (1977).

Par l'ensemble de leurs caractères (dépôt en doublets, morphologie des lamines...), les laminites de type 1 du Givétien inférieur sont très semblables aux laminites SFL d'Andros.

Dans ces dernières, la dessiccation peut aboutir à la formation de fentes de retrait aux endroits où le tapis algaire, absent, ne peut assurer la cohésion du sédiment. Dans les zones où le tapis algaire est absent sur une large échelle, la boue carbonatée ne peut être piégée et le sédiment se dépose alors par granulométrie décroissante suivant la diminution de l'énergie du milieu.

Les laminites de type 2 présentent trois autres particularités : les lamines sableuses au sein de chaque doublet sont d'assez faible importance, la dessiccation y est fort marquée et elles sont fréquemment entrecoupées d'épaisseurs passées sableuses à copeaux.

A Andros, Hardie et Ginsburg (1977) ont montré que l'inondation de la plaine littorale se faisait principalement par débordement à partir d'un système de chenaux divagants, bordés de levées. L'essentiel des sables carbonatés se dépose sur les levées, tandis que les zones basses et plus éloignées des chenaux ne reçoivent qu'une fraction sableuse réduite et plus fine.

Ces zones plus basses de la plaine littorale ou « arrières-levées » peuvent retenir temporairement une partie des eaux marines ou météoriques et constituer des mares dans lesquelles se développe une faune benthique dominée par des organismes brouteurs (Cérithidés). Ces derniers s'attaquent au tapis algaire qu'ils détruisent partiellement.

Les sédiments, après exondaison, seront très affectés par les phénomènes de dessiccation, ayant perdu, avec la disparition du tapis algaire, une bonne part de leur cohésion.

L'ensemble de ces phénomènes met en place un sédiment à nombreuses lamines discontinues appelé à Andros « Disrupted Flat Lamination » (DFL).

La faible épaisseur des lamines sableuses des laminites givétiennes de type 2a peut donc s'expliquer par un éloignement plus important de la source des sédiments.

La dessiccation plus marquée, fréquemment observée sous forme de fentes de retrait et de feuillets de décollement est à mettre en relation avec le faible développement des tapis algaires, limité par l'action destructrice des organismes brouteurs.

Les passées sableuses à copeaux, qui représentent vraisemblablement des dépôts mis en place par des ouragans violents, n'ont laissé aucune trace particulière sur les levées (hormis la lamine sableuse « habituelle »), mais ont, par contre, pu être piégées en milieu d'arrière-levée par une végétation plus importante dominée par des plantes halophytes ou des Algues. Ces dernières, particulièrement sensibles aux processus de dissolution, s'observent sous forme de petits birdseyes tubulaires de $50 \times 300 \mu\text{m}$ et de birdseyes irréguliers de plus grande dimension (de l'ordre de $500 \mu\text{m}$).

Des mattes algaires à *Scytonema* ont été étudiées à Andros par Monty et Hardie (1976) et Hardie et Ginsburg (1977). Les illustrations qu'ils en fournissent montrent dans des tapis algaires déjà enfouis des structures diagénétiques très semblables aux birdseyes que nous venons de décrire.

L'ensemble des caractères présents dans les laminites de type 2 du Givétien inférieur est donc très comparable aux caractères reconnus dans les laminites DFL d'Andros.

Comme dans les sédiments actuels, les laminites de type 1 et 2 voient leur structure préservée grâce à l'absence des phénomènes de bioturbation, l'exondaison fréquente de ces milieux et leur taux d'exposition élevé (plus de 90 % à Andros) ne permettant pas le développement d'une endofaune benthique permanente.

Les laminites de type 1 et 2 sont donc des sédiments supratidaux.

La fig. 6 est une reconstitution de l'aspect que devaient avoir ces sédiments à l'époque de leur dépôt.

2) Les calcaires sans laminations (types 4, 5 et 6).

Le type 4 consiste en wackestones bioclastiques passant le plus souvent graduellement aux laminites de type 2 (« arrières-levées »). Des structures laminaires y sont quelquefois préservées malgré l'importance de la bioturbation. Des fragments d'organismes peu altérés témoignent généralement d'une vie *in situ*.

L'ensemble de ces caractères permet de rattacher ces sédiments aux mares intertidales situées dans les zones les plus basses de la plaine littorale (Shinn *et al.*, 1969 ; Hardie et Ginsburg, 1977). L'indice d'exposition n'y est pas trop élevé (0 à 35 % à Andros), et la vie animale peut y prospérer, détruisant tapis algaires et laminations.

Lors des inondations périodiques de l'ensemble de la plaine littorale, les eaux, qui ont abandonné une part importante de leur charge sableuse, aboutissent dans ces mares et y déposent leur fraction boueuse ainsi qu'un sable péloïdo-bioclastique fin. Cette fraction sableuse est immédiatement mélangée aux autres constituants par l'action de la bioturbation.

Lors d'ouragans très violents, les mares, qui occupent les zones basses de la plaine, peuvent constituer des pièges de type géométrique et être recouvertes d'une forte épaisseur de sable (Gebelein, 1976). Si l'accumulation n'est pas trop importante, la vie benthique ne sera pas affectée et le niveau sableux sera mélangé au sédiment par bioturbation. Si l'accumulation est importante, la vie benthique sera temporairement détruite et le niveau sableux sera préservé en tant que tel.

De tels niveaux sableux, lamines de tempêtes majeures, apparaissent plusieurs fois dans les séquences étudiées à Resteigne et Vaucelles. Il s'agit de sédiments de type 5, qui font généralement suite aux wackestones de type 4. Ces sédiments contiennent souvent, dispersés sur toute leur épaisseur, des lithoclastes ou copeaux de dessiccation. Une fois déposés, ces sables semblent rapidement recolonisés par des plantes halophytes, comme en témoignent les rhizoïdes qu'ils contiennent assez fréquemment.

Épais d'une trentaine de centimètres, ces dépôts sont à rapprocher des tempestites décrites dans les calcaires du Trias et du Carbonifère par Aigner (1982) et Jeffery et Aigner (1982).

Les sables de type 5 peuvent présenter une nette stratification entrecroisée ; ils seraient alors soit le résultat du remaniement et du classement par l'action des vagues et des courants tidaux des sables bioclastiques décrits ci-dessus, et correspondraient à des dépôts terminaux de tempestites, soit des dépôts de fond de chenaux de marée, tels ceux décrits à Andros par Shinn (1983).

L'ensemble des sables bioclastiques dont il vient d'être question, y compris les lamines sableuses des

deux types de laminites (1 et 2) provient d'une même aire d'alimentation : la zone subtidale d'une plate-forme carbonatée peu profonde dans laquelle les sédiments à péloïdes sont très abondants (Préat et Boulvain, 1982 ; Mamet et Préat, 1982).

Les dépôts de type 6 consistent également en sables bioclastiques, mais sont cependant fort différents par leur contenu et par leur granulométrie des quatre autres types décrits. Une aire d'alimentation différente doit dès lors les caractériser, aire qui se situe probablement dans des zones plus ouvertes de la plate-forme. Ce matériel n'est mis en mouvement que lors de phénomènes de grande ampleur (ouragan catastrophique, avancée marine...) et se sédimente alors en couches épaisses sur la plaine littorale.

IV. — DISCUSSION DU MODELE PALEO GEOGRAPHIQUE

A) GENERALITES

A partir de l'ensemble des données recueillies, un modèle paléogéographique rendant compte du dépôt des laminites du Givétien inférieur peut être proposé (fig. 7).

Les environnements reconstitués présentent de fortes analogies avec ceux des marais maritimes décrits à Andros par Hardie (1977).

Bien que, dans cette région, l'extension maximale des marais maritimes ne dépasse pas 5 à 6 km, ces mêmes environnements semblent pourtant beaucoup plus étendus au Givétien inférieur. Les laminites givétiennes peuvent en effet se suivre latéralement à travers la plate-forme sur plus de 60 km suivant les lignes isopiques, depuis Baileux à l'Ouest jusqu'à Resteigne à l'Est (fig. 1).

Cette très vaste extension des dépôts laminaires reflète la situation générale très différente des plates-formes épicontinentales du Paléozoïque : ces dernières, tout au contraire des plates-formes actuelles géographiquement peu étendues et limitées par une pente abrupte vers la mer ouverte, couvraient des surfaces très importantes et ne présentaient pratiquement pas de pente.

Une autre différence importante est la quasi absence dans le Givétien inférieur de sédiments grossièrement laminaires à *fenestras*, qui sont typiques à Andros des marais algaires à *Scytonema*, assurant la transition entre les mares et les arrières-levées. Nous avons vu que dans le Givétien inférieur, ces deux milieux pouvaient coexister directement.

L'équivalent du biotope à *Scytonema* dominant n'existait donc pas, des contraintes soit locales (topographie, salinité...), soit plus générales (climat, biologie...) devaient en empêcher le développement. L'absence de ce biotope dans deux coupes distantes de

plus de 30 km (Vaucelles et Resteigne) tend à renforcer la seconde hypothèse.

B) IMPLICATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

1) Climat.

La présence au Givétien d'un complexe tidal très semblable aux marais maritimes actuels des Bahamas est riche en implications paléoclimatiques. *On doit, en effet supposer l'existence au Givétien inférieur d'un climat tropical humide.*

De nombreux caractères apparentent en effet, les laminites de Resteigne et Vaucelles aux laminites décrites à Andros, bien plus qu'aux laminites du Golfe Persique ou de la Baie des Requins.

La plupart de ces caractères (type morphologique, faune, nature des fines, absence d'évaporites) sont à mettre en relation avec la salinité des eaux. Dans le milieu tidal actuel, la salinité est fortement liée à la pluviométrie, qui est elle-même une caractéristique essentielle du climat. De l'ordre de 10 cm par an dans le Golfe Persique, où règne un climat de type tropical sec, elle atteint 130 cm par an à Andros où le climat est de type tropical humide. Il semble donc qu'il en était de même au Givétien inférieur.

2) Amplitude des marées de tempête.

L'épaisseur des dépôts laminaires ne dépasse pas une cinquantaine de centimètres dans les tidal flats d'Andros, où elle correspond approximativement à l'amplitude minimale des marées de tempête. Cette relation a été reconnue également dans le Golfe Persique par Kinsman et Park, 1976.

En effet, on sait que seuls les sédiments déposés au-dessus du niveau moyen des mers (NMM) voient leur lamination préservée de la bioturbation. Chaque doublet, déposé par débordement d'un système de cheneaux, contribue à l'édification des levées et arrières-levées et le dernier doublet, dans une séquence régressive ou progradante, représente l'ultime atteinte des tempêtes.

L'épaisseur comprise entre le premier et le dernier doublet, donne donc une approximation de la hauteur maximale des marées de tempête au-dessus du niveau moyen des mers.

Il est nécessaire, pour pouvoir utiliser ce critère, de disposer d'une séquence régressive simple non oscillante. Ce cas se présente à Resteigne, entre les cotes 91,4 et 92,2 (fig. 8). On peut donc considérer que l'élévation des eaux correspondant aux marées de tempête était au minimum de 80 cm au-dessus du NMM.

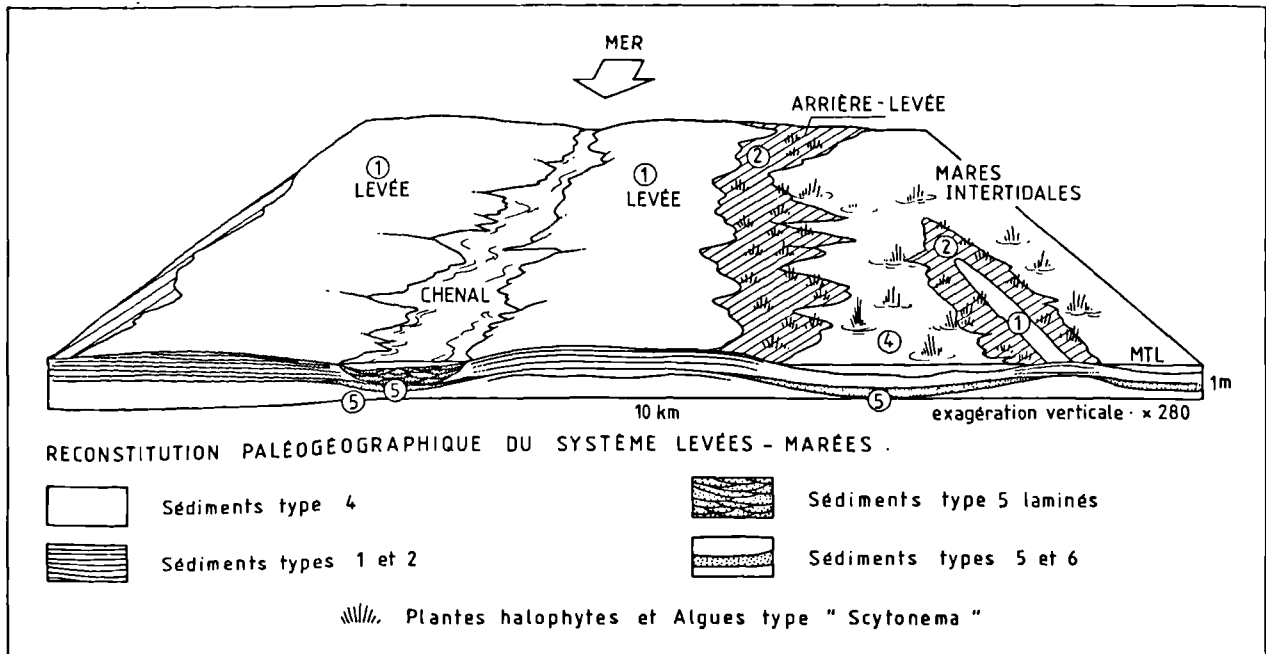


Fig. 7. — Modèle paléogéographique des dépôts tidaux du Givétien inférieur.

Fig. 7. — Paleogeographic model of lower Givetian tidal flats.

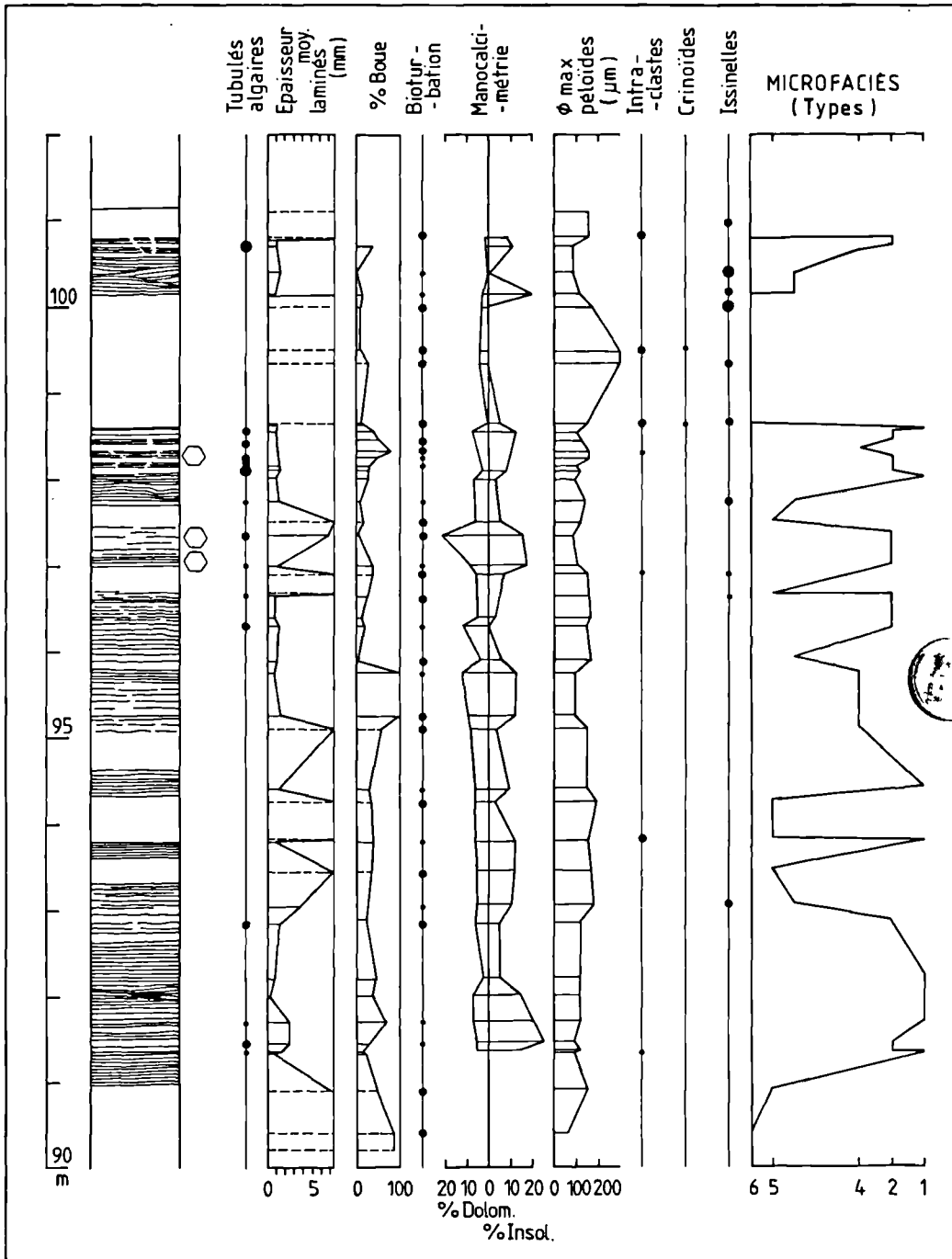


Fig. 8. — Log de la séquence laminaire de Resteigne.

Fig. 8. — Log of Resteigne laminar sequency.

Cette valeur est obtenue à partir de sédiments ayant subi une compaction. Des expériences effectuées par Shinn et Robbin (1983) sur des sédiments à matras algaires, birdseyes, tempestite de l'île d'Andros montrent que pour des pressions correspondant à des enfouissements de 300 à 3 000 m, la compaction variait peu et n'était que d'un facteur 1,5 à 1,7.

En appliquant ces facteurs, on obtient pour l'amplitude des marées de tempête du Givétien inférieur des valeurs de l'ordre de 1,2 à 1,4 m.

3) Vents associés aux marées de tempête.

En connaissant l'amplitude des marées de tempête et en tenant compte de ce que la profondeur moyenne de la plate-forme givétienne (Préat *et al.*, 1984) est finalement très proche de la profondeur moyenne de la plate-forme bahamienne (5 m, Purser, 1983), on peut estimer la vitesse des vents de tempête au Givétien inférieur.

Welander (1961, *in* Hardie, 1977) a établi pour la plate-forme bahamienne un modèle hydrodynamique relativement simple qui relie l'amplitude des marées de tempête à la vitesse des vents nécessaires pour les provoquer et à la profondeur des eaux. Dans ce modèle figurent aussi la densité de l'air, celle de l'eau, la gravité et une mesure de la taille des perturbations atmosphériques.

On a :

$$S = K \cdot W^2 : H$$

où K regroupe diverses constantes dont celles énumérées ci-dessus, et vaut $3,24 \cdot 10^{-E2}$,

S représente l'amplitude des marées de tempête,

W représente la vitesse des vents,

H la profondeur moyenne des eaux.

Nous voyons donc que pour une profondeur de 5 m et une amplitude de marée de tempête de 1,2 m, on obtient pour le Givétien Inférieur des vitesses de l'ordre de 50 kilomètres par heure.

Ces vitesses, très proches de celles que l'on a pu mesurer actuellement (55 km à l'heure pendant 24 h. pour l'inondation du 9 mars 1970 : Hardie et Ginsburg, 1977), ne tiennent pas compte des phénomènes exceptionnels accompagnés, au Givétien inférieur, du dépôt de nappes de sables bioclastiques de type 5 ou 6.

Le paramètre le plus difficile à estimer dans le cas de la plate-forme givétienne est bien entendu la profondeur des eaux au moment du dépôt. Cette profondeur a cependant pu être estimée à partir de l'analyse sédimentologique et paléocéologique des complexes récifaux encadrant les laminites de Resteigne (Préat *et al.*, 1984). Cette profondeur est au maximum de quelques mètres à la base de la séquence étudiée.

C) TAUX DE DEPOT

Le taux de dépôt des laminites actuelles a pu être estimé de façon précise à Andros par Hardie et Ginsburg (1977). Considérant une moyenne de trois inondations par an, ce qui correspond au dépôt de trois lamines de 0,1 à 1 mm chacune, ces auteurs calculent un taux de sédimentation de 0,3 à 3 mm par an.

L'épaisseur moyenne des doublets à Resteigne (et à Vaucelles) est proche de 1 mm. En supposant, comme à Andros, une moyenne de trois inondations par an, on obtient un taux de sédimentation de 3 mm par an ou 3 m pour mille ans. Ce taux de sédimentation est calculé à partir des sédiments compactés. En prenant à nouveau 1,5 comme valeur du facteur de compaction (Shinn et Robbin, 1983), on obtient pour les laminites du Givétien inférieur un taux de sédimentation de 4,5 m pour mille ans.

Ce taux est très élevé et supérieur à celui estimé par Hardie à Andros. Cet auteur a basé son estimation sur l'épaisseur moyenne d'une lamine (0,5 mm) et non d'un doublet. Or, il nous semble que c'est l'épaisseur du doublet dans son entièreté qui représente toute la sédimentation.

En négligeant les passées bioclastiques, qui représentent des phénomènes relativement instantanés à l'échelle géologique, ce taux de sédimentation moyen permet de calculer que le dépôt de la séquence laminaire de Resteigne (6,4 m) s'est fait au maximum sur deux mille ans.

Ce taux de dépôt, très élevé si on le compare à d'autres valeurs estimées dans diverses régions pour le Paléozoïque, témoigne du caractère exceptionnellement rapide de la sédimentation laminaire du Givétien inférieur.

V. — DESCRIPTION SEDIMENTOLOGIQUE DE LA SEQUENCE LAMINAIRE DE RESTEIGNE

A) CONTEXTE

La séquence laminaire de resteigne est située à 80 m au-dessus de la base du Givétien (fig. 2). Elle appartient donc à la Formation de Trois-Fontaine.

Sept phases sédimentologiques s'enchaînant suivant une grande biséquence positive-négative caractérisent cette Formation au bord Sud du Bassin de Dinant (Errera *et al.*, 1972). Les trois premières phases correspondent à un milieu marin franc, les quatrième et cinquième à un milieu lagunaire, les sixième et septième marquent le retour au milieu marin ouvert.

Le point d'inversion de cette biséquence se situe à la fin de la cinquième phase.

L'analyse sédimentologique détaillée de toute la coupe de Resteigne (environ 180 m) effectuée par Préat (1984) montre que le sommet de la séquence laminaire correspond au point d'inversion de la biséquence.

B) DESCRIPTION

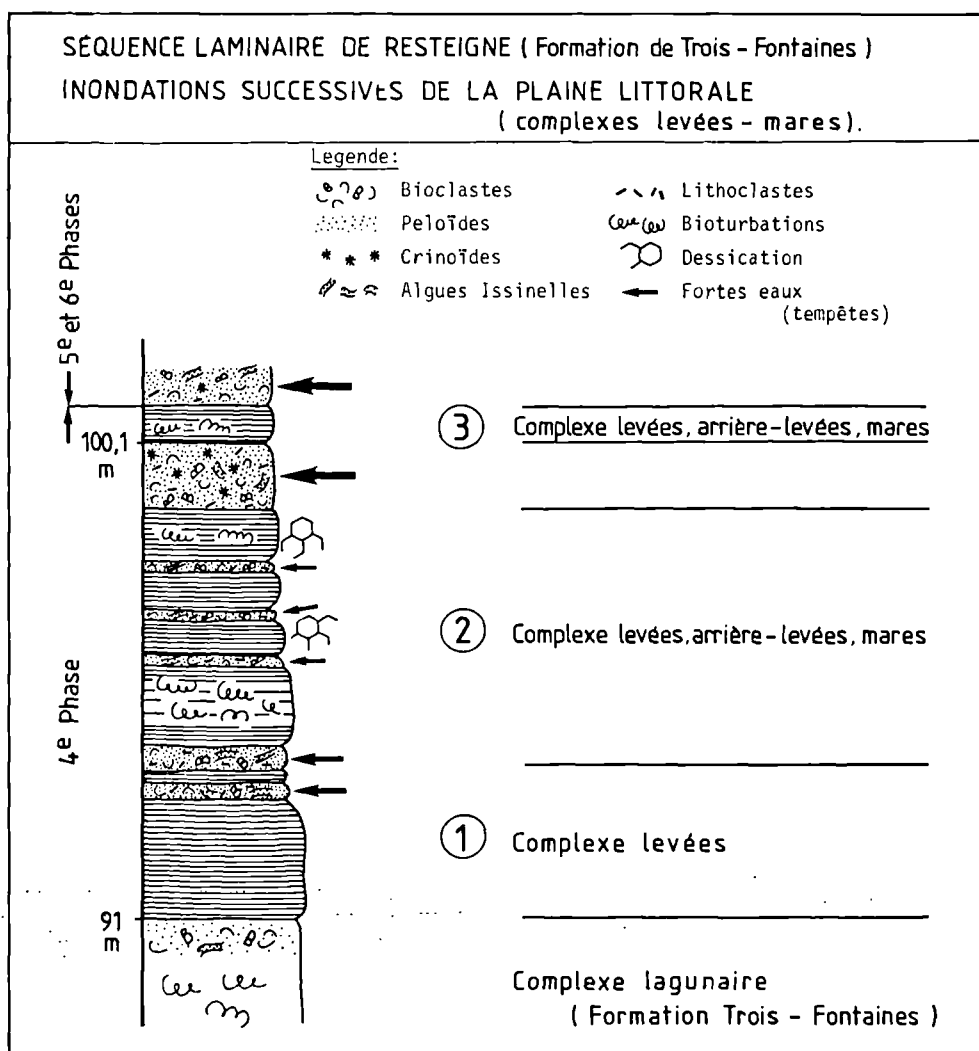
La séquence laminaire de Resteigne, épaisse de 10 m (fig. 8 et 9), se présente schématiquement comme suit : débutant à la cote 91, elle est entrecoupée de la cote 98,6 à la cote 100,1 par une épaisse passée de calcaires non laminaires. La lamination est également interrompue aux cotes 93,0, 93,8, 94,6, 95,9, 96,7, 97,5, par des passées non laminaires d'une cinquantaine de centimètres chacune.

Cette séquence ne correspond donc pas à un phénomène simple mais bien à un phénomène complexe pré-

sentant de nombreuses récurrences et oscillations dont il faut tenir compte dans l'interprétation.

Dans le détail, la succession des sédiments montre que :

— Les premières laminites s'installent dès la cote 91, sur des sables bioclastiques de type 5 succédant eux-mêmes à des wackestones à Calcisphères et Ostracodes témoignant d'une sédimentation franchement lagunaire en milieu protégé. Cette passée laminaire, épaisse d'environ 2 m, représente la première installation du système levées - mares sur des dépôts subtidiaux. Une inondation majeure recouvre alors ce complexe de sables



bioclastiques, dans lesquels on peut observer à la fois une augmentation de la taille des péloïdes (fig. 8) et de nombreuses Issinelles, ces dernières traduisant l'influence de zones plus ouvertes. Cet épisode est suivi d'une mince passée laminaire, elle-même surmontée d'un ensemble de sables bioclastiques.

Ce premier ensemble pourrait représenter un épisode progradant suivi d'une reprise légère de la subsidence ou d'une élévation du niveau marin.

— Un deuxième complexe de levées - mares apparaît alors à la cote 94,3 où la sédimentation se diversifie, et correspond aussi à des dépôts de mares sans laminations. Après un épisode plus turbulent (tempête majeure, cote 95,9), les laminites caractérisent essentiellement un milieu d'arrière-levée, dans lequel des témoins de tapis algaires sont bien visibles (« type *Scytonema* »). Épais d'environ 1,5 m, cet ensemble est interrompu à la cote 96,7 par des sables bioclastiques de tempête contenant de nombreux lithoclastes.

Après une nouvelle interruption, cette fois plus importante, à la cote 97,6, le milieu oscille entre un environnement de levées, d'arrière-levées et de mares jusqu'à la cote 98,6. La dessiccation se marque, en milieu d'arrière-levée, par des polygones d'une dizaine de centimètres de côté, bien visibles en plan sur les surfaces de stratification. Ces dépôts forment un deuxième ensemble où la progradation littorale et la subsidence s'équilibrent approximativement, donnant lieu à des oscillations mineures que traduisent des fluctuations levées, arrière-levées et mares.

Des tempêtes majeures interrompent à plusieurs reprises cet ensemble.

— De la cote 98,6 à la cote 100,1, les calcaires laminaires cèdent la place à des sables bioclastiques de type 6, lesquels présentent un contact de type érosif.

Ce matériel sableux, nettement plus grossier et plus diversifié que celui des lames sableuses, contient des fragments de Crinoïdes et de nombreuses Issinelles, et provient de zones plus ouvertes de la plate-forme. L'épandage en masse de ce type de sédiment doit correspondre à un ouragan très violent ou à une avancée marine relativement importante.

— A partir de la cote 100,1 s'installe le troisième complexe de levées-mares : il correspond à une séquence progradante simple, rapidement interrompue à la cote 100,8 par une avancée marine de grande ampleur (transgression), qui marque régionalement le passage de la cinquième à la sixième phase dans la Formation de Trois-Fontaines.

VI. — CONCLUSIONS

L'étude sédimentologique de la séquence à laminites du Givétien inférieur du bord Sud du Bassin de

Dinant conduit à la reconstitution d'un marais maritime dans lequel de nombreux environnements intertidaux et supratidaux sont juxtaposés.

La succession des six microfaciès reconnus rend compte de migrations latérales et de progradations littorales qui se marquent de manière très fine dans l'évolution dynamique de complexes de levées et de mares intertidales.

En vue de proposer un modèle paléogéographique applicable à ces laminites, les différentes caractéristiques de ces dépôts ont été comparées aux caractéristiques des sédiments algolaminaires actuels des régions tropicales. Cette comparaison fait ressortir l'étroite parenté existant entre les laminites du Givétien inférieur et les dépôts laminaires actuels de l'île d'Andros.

Cette parenté permet entre autre de supposer l'existence, au Givétien inférieur et dans la zone étudiée, d'un climat de type tropical humide.

Cette démarche a également permis de mettre en lumière les principaux mécanismes à l'origine de la sédimentation laminaire du Givétien inférieur.

C'est lors d'inondations successives de la plaine littorale, provoquées par des tempêtes, qu'a lieu l'essentiel de la sédimentation, la fraction fine des matériaux apportés étant principalement piégée par des mattes algaires, alors que la fraction sableuse se dépose surtout sous le contrôle des courants. Au terme de chaque inondation de tempête, un doublet caractéristique « mudstone-packstone » est ainsi déposé dans des environnements à taux d'exposition important, caractérisés par une vie végétale abondante à l'abri des organismes brouteurs.

La présence d'une séquence régressive simple et non oscillante dans la série laminaire de Resteigne permet d'estimer à environ 1,2 m l'amplitude minimale de l'élévation des eaux correspondant aux inondations de la plaine littorale lors des tempêtes, et de calculer à partir de cette valeur et d'une estimation de la profondeur de la plate-forme givétienne la vitesse des vents qui leur sont associées. Cette vitesse, de l'ordre d'une cinquantaine de kilomètres par heure, ne rend pas compte des vents associés aux ouragans qui s'accompagnent du dépôt de vastes nappes de matériel bioclastique en milieu intertidal et supratidal.

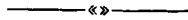
Le taux minimum de dépôt a également pu être estimé (de l'ordre de 4,5 m par mille ans) dans l'ensemble de la série laminaire de Resteigne. Ce taux de sédimentation très élevé témoigne du caractère exceptionnellement rapide de la sédimentation laminaire du Givétien inférieur.

Remerciements. — Les auteurs tiennent à remercier MM. Herbosch, Plaziat et Purser, qui ont suivi l'élaboration de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AIGNER T. (1982). — Calcareous tempestites : storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). *In* Cyclic and events stratification, ed. G. Einsele et A. Seilacher, Springer, p. 180-198.
- 2) AITKEN J.D. (1967). — Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. *J. Sed. Petrology*, 37, 4, p. 1163-1178.
- 3) BAULD, BURNE R.V., CHAMBERS L.A., FERGUSON J. et SKYRING G.W. (1980). — Sedimentological and geobiological studies of intertidal cyanobacterial mats in NE Spener Gulf, S. Australia. *In* Biogeochemistry of ancient and modern environments, éd. P.A. Trudinger, M.R. Walter et B.J. Ralph - Springer - 723 p.
- 4) DAVIES G.R. (1970). — Algal laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. *In* Carbonate sedimentation and environments, Shark Bay, Western Australia, éd. B.W. Logan, G.R. Davies, J.F. Read et D.E. Cebulski. *AAPG Mem.*, 13,, p. 169-205.
- 5) ERRERA M., MAMET B. et SARTENAER P. (1972). — Le calcaire de Givet et le Givétien à Givet. *Bull. Inst. R. Sci. Nat. Belg.*, 48, 1, p. 1-59.
- 6) FROST J.G. (1974). — Subtidal algal stromatolites from the Florida backreef environment *J. Sed. Petrology*, 44, 2, p. 532-537.
- 7) GEBELEIN C.D. (1976). — Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). *In* Stromatolites, éd. M.R. Walter - Developments in sedimentology, 20, Elsevier, p. 381-388.
- 8) GEBELEIN C.D. et HOFFMAN P. (1973). — Algal origin of dolomitic laminations in stromatolitic limestone. *J. Sed. Petrology*, 43, 3, p. 603-613.
- 9) GINSBURG R.N., HARDIE L.A., BRICKER O.P., GARRETT P. et WANLESS H.R. (1977). — Exposure index : a quantitative approach to defining position within the tidal zone. *In* Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, éd. L.A. Hardie. The John Hopkins University Press, p. 7-11.
- 10) GOSSELET J. (1879). — Description géologique du Canton de Maubeuge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VI, p. 129-211.
- 11) HARDIE L.A. (1977). — Distinctive features of a rainy, low-energy, tropical carbonate tidal flat a summary. *In* Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, éd. L.A. Hardie. The John Hopkins University Press, p. 177-183.
- 12) HARDIE L.A. (1977). — A concluding note : sensitivity of the record. *In* Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, éd. L.A. Hardie. The John Hopkins University Press, p. 188-189.
- 13) HARDIE L.A. et GARRETT P. (1977). — General environmental setting. *In* Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, éd. L.A. Hardie. The John Hopkins University Press, p. 12-49.
- 14) HARDIE L.A. et GARRETT P. (1977). — Some miscellaneous implications and speculations. *In* Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, éd. L.A. Hardie. The John Hopkins University Press, p. 184-187.
- 15) HARDIE L.A. et GINSBURG R.N. (1977). — Layering : the origin and environmental significance of Lamination and thin bedding. *In* Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, éd. L.A. Hardie. The John Hopkins University Press, p. 50-124.
- 16) HOFFMAN P. (1976). — Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. *In* Stromatolites, éd. M.R. Walter. Developments in sedimentology, 20 Elsevier, p. 261-271.
- 17) JEFFERY D. et AIGNER T. (1982). — Storm sedimentation in the carboniferous limestones near Weston-Super-Mare (Dinantian, SW England). *In* Cyclic and event stratification, éd. G. Einsele et A. Seilacher, Springer. p. 240-247.
- 18) KENDALL C.G. et Sir P.A. d'E. SKIPWITH (1968). — Recent algal mats of a Persian Gulf lagoon. *J. Sed. Petrology*, 38, 4, p. 1040-1058.
- 19) KINSMAN D.J. et PARK R.K. (1976). — Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. *In* Stromatolites, éd. M.R. Walter. Developments in sedimentology, 20 Elsevier, p. 421-433.
- 20) LAPORTE L.F. (1967). — Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic : Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *AAPG Bull.*, 51, 1, p. 73-101.
- 21) LOGAN B.W. (1961). — Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *J. of Geology*, 69, p. 517-533.
- 22) LOGAN B.W., REZAK R. et GINSBURG R.N. (1964). — Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. of Geology*, 72, 1, p. 68-83.
- 23) MAMET B. et PREAT A. (1982). — *Givetianella tsienii*, une Dasycladacée nouvelle du Givétien de la Belgique. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 91, 4, p. 209-216.
- 24) MONTY C.L.V. (1965). — Recent algal stromatolites in the Windward lagoon, Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 88, 6, p. 269-276.
- 25) MONTY C.L.V. (1976). — The origin and development of cryptalgal fabrics. *In* Stromatolites, éd. M.R. Walter. Developments in sedimentology, 20 Elsevier, p. 193-250.
- 26) MONTY C.L.V. et HARDIE L.A. (1976). — The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. *In* Stromatolites, éd. M.R. Walter. Developments in sedimentology, 20 Elsevier, p. 447-477.

- 27) PLAYFORD P.E. et COCKBAIN A.E. (1976). — Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. *In* *Stromatolites*, éd. M.R. Walter. Developments in sedimentology, 20 Elsevier, p. 339-411.
- 28) PRATT B.R. (1979). — Early cementation and lithification in intertidal cryptalgal structures, Boca, Jewfish, Bonaire, Netherlands Antilles. *J. Sed. Petrology*, 49, 2, p. 379-386.
- 29) PREAT A. (1984). — Etude lithostratigraphique et sédimentologique du Givétien Belge (Bassin de Dinant). Thèse de Doctorat de l'Université Libre de Bruxelles, 466 p. (non publié).
- 30) PREAT A. et BOULVAIN F. (1982). — Etude sédimentologique des calcaires givétiens à Vaucelles (bord Sud du synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105, p. 273-282.
- 31) PREAT A. COEN-AUBERT M., MAMET B. et TOURNEUR F. (1984). — Sédimentologie et paléo-écologie de trois complexes récifaux du Givétien inférieur de Resteigne (bord Sud du Bassin de Dinant, Belgique). *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 93, 1-2. p. 227-240.
- 32) PURSER B.H. (1980, 1983). — Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Technip.*, t. I, 367 p. ; t. II 390 p.
- 33) SHINN E.A. (1973). — Carbonate coastal accretion in an area of longshore transport, NE Qatar, Persian Gulf. *In* *The Persian Gulf. Holocene carbonate sedimentation and diagenese in a shallow epicontinental sea*. éd. B.H. Purser. Springer, 471 p.
- 34) SHINN E.A. (1973). — Recent intertidal and nearshore carbonate sedimentation around rocks highs, E Qatar, Persian Gulf. *In* *The Persian Gulf*, éd. B.H. Purser. Springer, 471 p.
- 35) SHINN E.A. (1983). — Tidal flat. *In* *Carbonate depositional environments*, éd. P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore. *AAPG Mem.*, 33, 708 p.
- 36) SHINN E.A., LLOYD M.R. et GINSBURG R.N. (1969). — Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sed. Petrology*, 39, 3, p. 1202-1228.
- 37) SHINN E.A. et ROBBIN D.M. (1983). — Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *J. Sed. Petrology*, 53, 2. p. 595-618.



Nouvelle interprétation d'une brèche protérozoïque des montagnes Ogilvie (Cordillère canadienne - Yukon)

New interpretation of Ogilvie mountains proterozoic breccia (Canadian Cordillera - Yukon)

par Eric MERCIER (*)

Résumé. — Cette brèche, antérieurement considérée comme intrusive et d'origine endogène, ne contient aucune trace de volcanisme. Les comparaisons de faciès et les relations de terrain montrent qu'elle forme un équivalent latéral (résultant de resédimentations en masse) d'un ensemble sédimentaire connu par ailleurs. Les corrélations antérieurement admises entre cette brèche et celle, également considérée comme intrusive, qui affleure dans les montagnes Wernecke, sont discutées.

Abstract. — *This breccia, previously considered like intrusive and endogenous, don't contain any volcanism trace. Facies comparisons and field relations show that it constitute a lateral equivalent (result from mass-resedimentation) of well-know sedimentary stratas. Correlations previously admitted between this breccia and this one, also considered like intrusive, which outcrops in Wernecke mountains, are discuted.*

I. — INTRODUCTION

Le Protérozoïque des montagnes Ogilvie (fig. 1A) affleure dans une boutonnière de plus de 2 000 km² : "Coal Creek Dome" (Green, 1972). La stratigraphie y a été établie par Thompson et Roots (1982) puis par Mercier (1985) qui a divisé la série en trois "groupes" séparés par des discordances angulaires. Chaque groupe est constitué de formations non encore définies de façon formelle ; elles sont nommées "unités" selon les habitudes canadiennes.

Avant ces études cartographiques (fig. 1B) et stratigraphiques (fig. 2), des travaux de prospection minière avaient permis de localiser les principaux affleurements d'une brèche corrélée à celle dans les montagnes Wernecke (fig. 1A) (Bluson *in* Morin, 1977 ; Bell, 1978). Cette dernière, riche en fer et en uranium et démunie de clastes d'origine endogène, est considérée comme ayant une origine volcanique ; elle constituerait "un nouveau type de gisement métallique... au monde" (Delaney *et al.*, 1982). En effet, elle aurait été mise en place, sous forme de dykes et de pipes, lors d'éruptions essentiellement gazeuses issues du manteau supé-

rieur ou de la croûte inférieure. Puis, elle aurait subi des métasomatoses (dont une silicification, une hématite et une carbonitisation) qui lui donnent finalement un aspect de roche sédimentaire (Laznicka, 1977 ; Morin, 1977 ; Archer *et al.*, 1977 ; Bell et Delaney, 1977 ; Archer et Schmidt, 1978 ; Bell, 1978 ; Delaney, 1978 ; Laznicka et Edwards, 1979 ; Delaney, 1981 ; Delaney *et al.*, 1982 et Delaney *in* Young *et al.*, 1982).

L'objet de cette note est de montrer, par des arguments pétrographiques, que la brèche des montagnes Ogilvie (IIa^{br}) n'est pas d'origine volcanique et, par des arguments cartographiques et sédimentologiques, qu'elle n'est pas intrusive. Selon moi, elle correspondrait à l'équivalent latéral d'un niveau de la base du groupe II et constituerait donc un élément stratigraphique de ce groupe, qui serait alors composé des unités suivantes (fig. 2) :

1) *L'unité IIa*, basale, qui possède trois faciès :

— Le faciès ps (IIa^{ps}), de 0 à plus de 3 km de puissance, est souvent en position inférieure. Il est constitué essentiellement de grès fins, souvent dolomitiques, très riches en granules micrométriques d'hématite qui leur confèrent

(*) Université de Lille I, Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.
Note présentée le 7 Mai 1986 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 3 Décembre 1986.

une couleur rose (ps = Pink Sandstone). Ces grès, déposés dans un environnement littoral, contiennent des rares bancs décimétriques à plurimétriques de pélites ou de cherts rouges à lits d'oxyde de fer (faciès « Banded Iron Formation »). Ces derniers correspondraient ici à des sédiments chimiques de lagune d'après les structures sédimentaires qu'ils contiennent et leur similitude avec des faciès décrits ailleurs dans le Protérozoïque (Chauvel et Dimroth, 1974).

— Le faciès br (IIa^{br}), correspond à la brèche considérée comme intrusive par les auteurs précédents. Nous verrons donc que cette brèche est issue de la résédimentation en masse des niveaux du faciès précédent et qu'elle constitue un équivalent latéral de celui-ci.

— Le faciès sh (IIa^{sh}), épais de plus de 500 m, succède souvent aux niveaux de faciès « br » ou « ps » avec de nombreuses récurrences. C'est un ensemble dolomítico-grésopélitique constitué d'alternances pluri-hectométriques de niveaux littoraux et de niveaux d'olistostromes. Ces derniers résultant de la résédimentation en masse des premiers dans un contexte de subsidence tectonique par à-coups.

2) L'unité IIb, puis l'unité IIc, qui totalisent plus de 500 m d'épaisseur, succèdent progressivement à l'unité IIa. Il s'agit de carbonates probablement déposés sur une plate-forme.

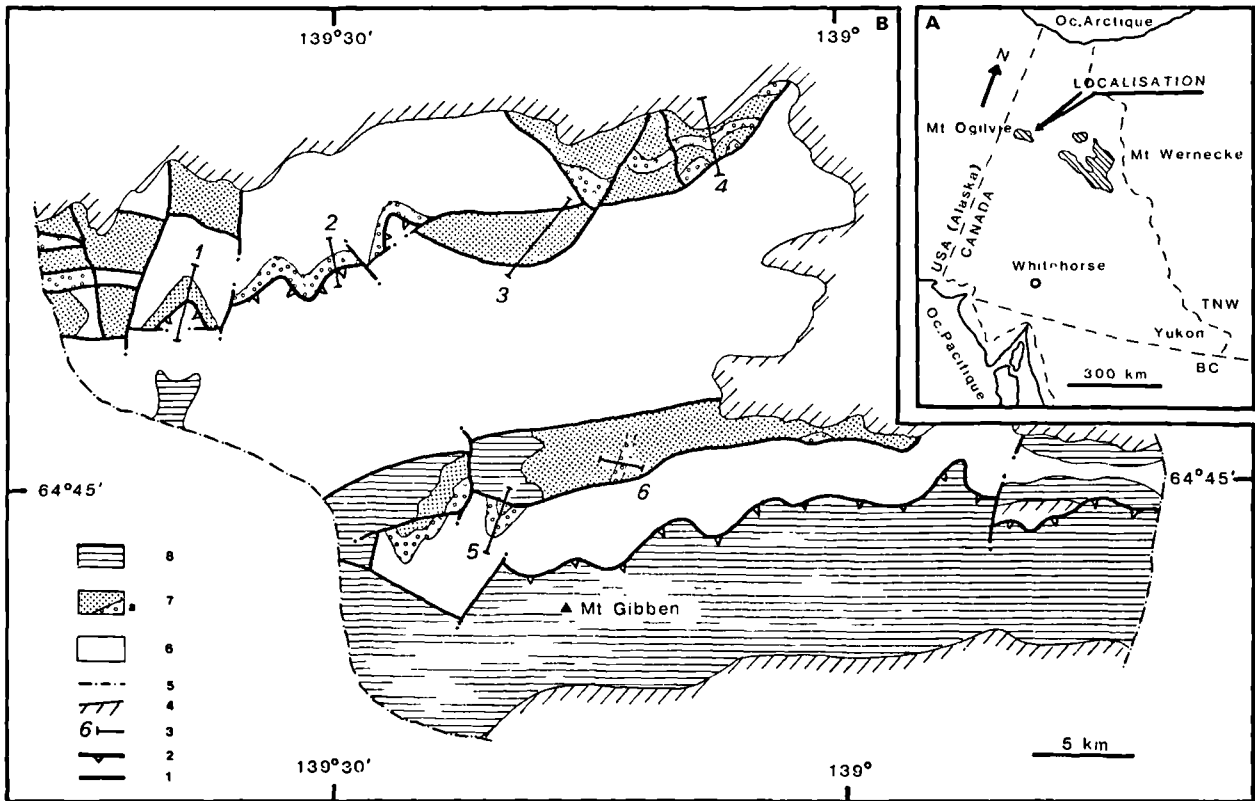


Fig. 1.

A : Carte de localisation. En hachuré : Protérozoïque inférieur et/ou moyen.

B : Carte géologique simplifiée de la partie orientale de Coal Creek Dome.

1, principales failles. — 2, chevauchement. — 3, coupes de la fig 3. — 4, limite de la couverture paléozoïque. — 5, limite de la cartographie. — 6, groupe I. — 7, groupe II. — 7a, brèche. — 8, groupe III.

Fig. 1.

A : Location map. Oblique lines represent lower and/or middle Proterozoic.

B : Simplified geologic map of Coal Creek Dome eastern part.

1, major fault. — 2, thrust fault. — 3, sections of fig. 3. — 4, limit of paleozoic cover. — 5, limit of study area. — 6, group I. — 7, group II. — 7a, breccia. — 8, group III.

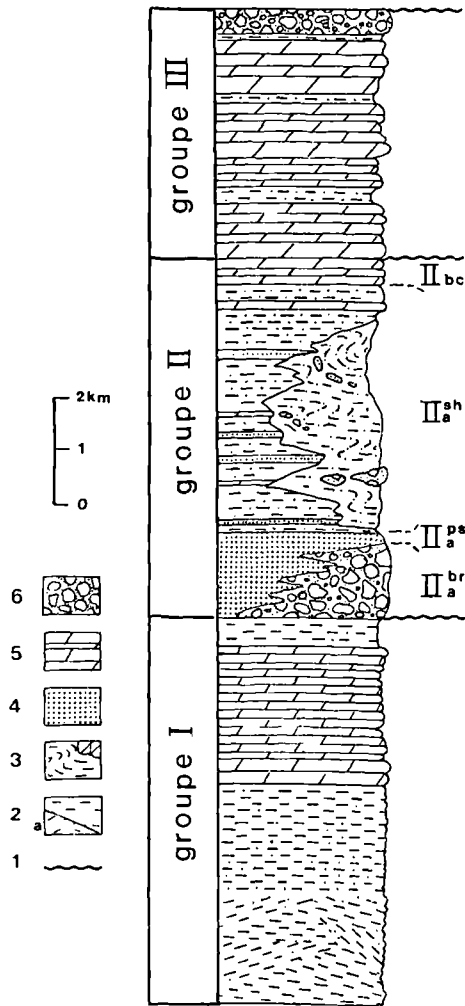


Fig. 2. — Colonne lithostratigraphique synthétique du Protérozoïque des montagnes Ogilvie.

1, discordance. — 2, grès et pélites. — 2a, grès et pélites riches en figures sédimentaires littorales. — 3, olistostrome à matrice grésopélitique. — 4, grès. — 5, dolomites. — 6, conglomérats et brèches.

L'échelle est donnée à titre indicatif, les épaisseurs sont très variables.

Fig. 2. — Composite lithostratigraphic section of Proterozoic in Ogilvie mountains.

1, unconformity. — 2, sandstones and shales. — 2a, sandstones and shales with many littoral sedimentary structures. — 3, olistostrome with sandy and shaly matrix. — 4, sandstones. — 5, dolomites. — 6, breccias and conglomerates. Scale is given for indicative purpose, thickness are highly variable.

D'après les corrélations lithostratigraphiques (Mercier, 1985), le groupe II serait Protérozoïque inférieur et/ou moyen. Il repose en discordance sur le groupe I, cette discordance est liée à des déformations synschisteuses suivies de la genèse de failles, dont certaines sont visibles sur la fig. 1B, qui joueront probablement pendant (cf. *infra*) mais surtout après le dépôt du groupe II.

II. — ETUDE DES CONSTITUANTS DE LA BRECHE (IIa^{br})

La brèche a une composition pétrographique homogène sur l'ensemble du secteur.

Les clastes sont de taille centimétrique à pluridécimétrique, voire plurimétrique, et sont légèrement arrondis. On reconnaît les lithologies de IIa^{ps} ainsi que très exceptionnellement celles du groupe I (grès, schistes et dolomites). Les clastes d'origine volcanique ou pluto-nique sont totalement absents.

La matrice a une composition qui oscille entre deux extrêmes bien représentés. L'un est sablo-carbonaté de couleur ocre clair. L'autre, plus pélitique, est très riche en grains micrométriques d'hématite qui lui confère une couleur rouge brique. Dans tous les cas, des cristaux secondaires d'hématite (exceptionnellement de magnétite), des quartz anguleux à extinction roulante, parfois des feldspaths (microcline basse température d'après les rayons X) et même des minéraux lourds, peuvent s'observer en abondance dans cette matrice.

L'étude au microscope à balayage des quartz (méthode Le Ribault, 1977) contenus dans la matrice révèle que, selon les échantillons, 65 à 85 % d'entre eux sont des "émoussés luisants" (E.L.) fortement marqués par une évolution aquatique. Le reste est constitué de prismes automorphes et surtout de "non usés" (N.U.). Ces derniers sont pour la plupart d'anciens E.L. affectés par des grandes cupules et autres traces de chocs. Les arêtes vives de ces prismes et de ces N.U. ont été affectées par un gradient de polissage tardif qui est antérieur aux dépôts de globules siliceux qui intéressent toutes les surfaces. Ces observations indiquent que l'ensemble des quartz de la matrice a subi, en dernier lieu, une évolution aquatique.

Par ailleurs, la forte proportion de quartz à extinction roulante et la présence de quartz automorphes indiquent une origine granitique ou métamorphique pour l'essentiel des quartz de cette matrice (Friedman et Sanders, 1978). Enfin, on note l'absence totale de quartz de type volcanique tels que ceux illustrés par Le Ribault (1977).

L'étude semi-quantitative des minéraux lourds (méthode Parfenoff *et al.*, 1970) contenus dans la matrice de la brèche met en évidence l'absence de minéraux spécifiques aux roches volcaniques et la présence de minéraux ubiquistes [sphène, épidote, apatite,

oxydes de fer, pyroxène, rutile, grenat (peu usé)], de minéraux considérés comme caractéristiques des roches sédimentaires (pyrite et sidérite) et de minéraux considérés comme provenant des socles acides (tourmaline abondante; staurotide et zircon plus rares). Le microcline de basse température révélé par les rayons X rentre dans cette dernière catégorie.

Les trois analyses chimiques disponibles de la matrice de la brèche montrent des teneurs faibles en Cr (8 à 42 ppm) et en Ni (15 à 34 ppm) peu compatibles avec l'hypothèse d'une origine mantellique (cf. Introduction). Ces teneurs, comme toutes celles de ces analyses sont du même ordre que celles mesurées par Cross et McLeod (1980) pour des gisements de fer précambrien totalement sédimentaires. Ceci s'inscrit d'ailleurs bien dans l'étude du rapport Al_2O_3/TiO_2 qui est chaque fois supérieur à 20, ce qui, d'après Schmidt (1953), serait caractéristique des gisements de fer du Précambrien déposés sans influence volcanique.

III. — LA BRECHE DANS SON CONTEXTE

Les coupes de la fig. 3 montrent que la brèche affleure très généralement sous forme de corps planaires. A l'affleurement, on peut parfois distinguer des alignements de clastes de même nature, ou des bandes de couleur dans la matrice, qui définissent des plans toujours parallèles aux limites cartographiques de ces corps. Ces plans évoquent donc une stratification. Exceptionnellement (sur la coupe 5 de la fig. 3), j'ai pu observer sur un de ces plans, des rides de courant affectant la matrice de la brèche (fig. 4).

La carte (fig. 1B) montre un lien systématique entre la brèche (dont les principaux affleurements étaient déjà localisés dans Bell, 1978) et le groupe II. Sur les coupes de détail (fig. 3), on constate plus précisément que les corps planaires de brèches alternent en concordance avec des strates de IIa^{ps} (coupes 1 à 5), et plus rarement avec celles de IIa^{sh} (coupe 6). Cette alternance et cette concordance s'observent également à l'échelle de l'échantillon (fig. 5). A une seule occasion, un affleurement de brèche ne présentant pas en corps planaires concordants a été observé. Il est décrit à la fig. 6. Son contexte est également la base du groupe II.

Soulignons que la brèche n'a jamais été observée en corps intrusif recoupant les groupes I, III ou le sommet du groupe II, et qu'aucune trace de métamorphisme n'a pu être mise en évidence.

IV. — DISCUSSION

Il ressort de cette étude, et en dépit du caractère préliminaire des études de laboratoire, qu'aucune trace de volcanisme ne peut être mise en évidence, ni dans la matrice, ni dans les clastes de la brèche des montagnes Ogilvie. Au contraire, certaines observations vont dans le sens d'une origine strictement sédimentaire (exoscopie, minéraux lourds, géochimie, figures sédimentaires...). Par ailleurs, le fait que les clastes de la brèche soient issus essentiellement de IIa^{ps} et les relations de toutes échelles presque systématiques (cf. *infra* pour les exceptions) qui lient ces deux entités cartographiques, s'intègrent mal dans l'hypothèse d'une

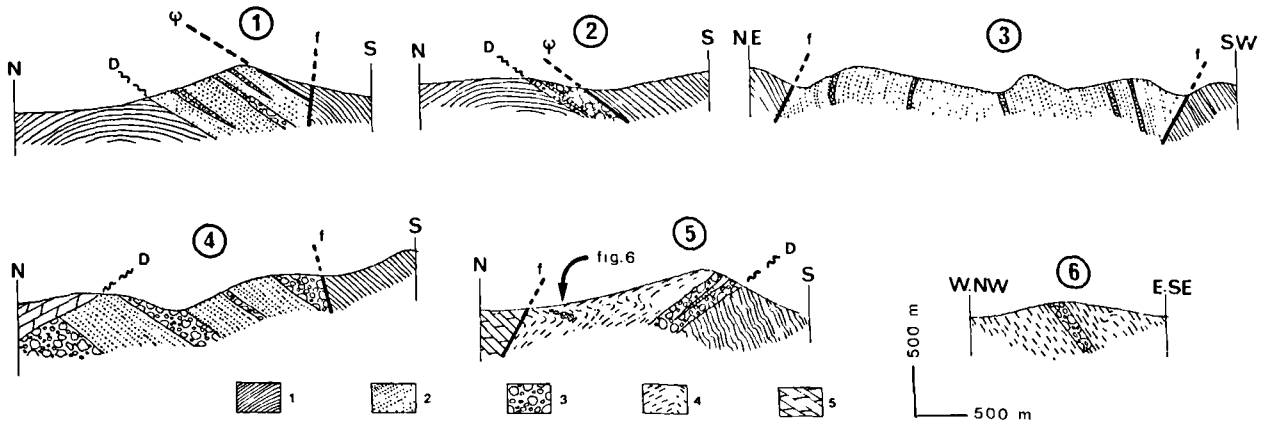


Fig. 3. — Coupes localisées à la fig. 1B, illustrant les différents modes de gisement de la brèche. 1, groupe I. — 2, faciès IIa^{ps} . — 3, faciès IIa^{br} (brèche). — 4, faciès IIa^{sh} . — 5, groupe III et Paléozoïque. D : discordance. — ψ : chevauchement. — f : autres failles.

Fig. 3. — Sections (localized on fig. 1B) showing different types of breccia occurrences. 1, group I. — 2, facies IIa^{ps} of group II. — 3, facies IIa^{br} (breccia) of group II. — 4, facies IIa^{sh} of group II. — 5, group III and Paleozoic. — D : unconformity. — ψ : thrust fault. — f : other fault.

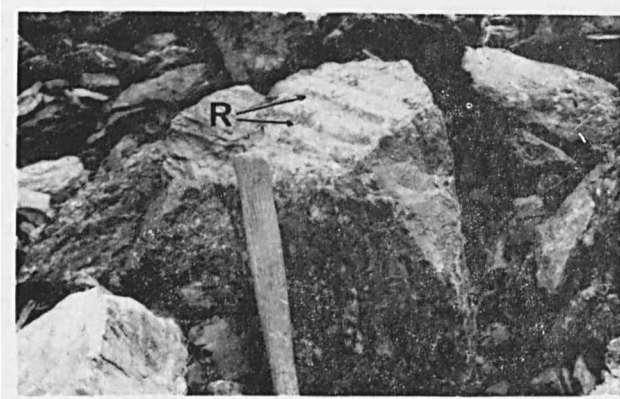


Fig. 4. — Rides de courant (R) affectant la matrice au sommet d'un banc de brèche (le manche du marteau donne l'échelle).

Fig. 4. — *Ripple mark in breccia matrix of the top of breccia bed.*

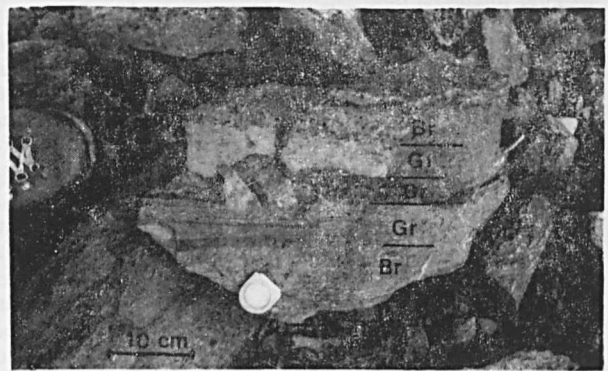


Fig. 5. — Alternance de brèche (Br) et de grès roses conglomératiques (Gr) riches en oxyde. Les clastes de ces deux faciès sont constitués ici de cherts rouges.

Fig. 5. — *Beds of breccia (Br) associated with beds of conglomeratic pink sandstones rich in oxides. Red cherts form here, all pebbles of two facies.*

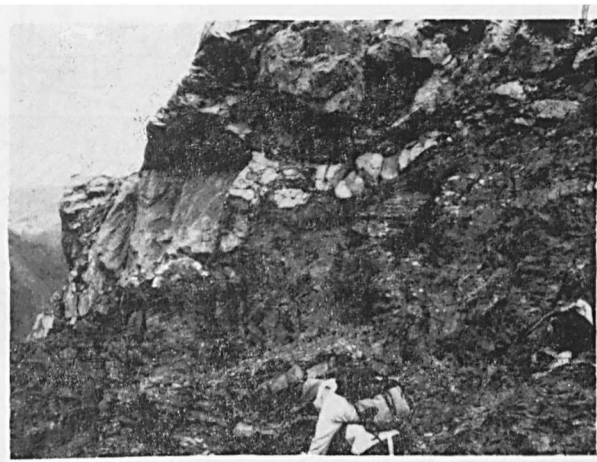
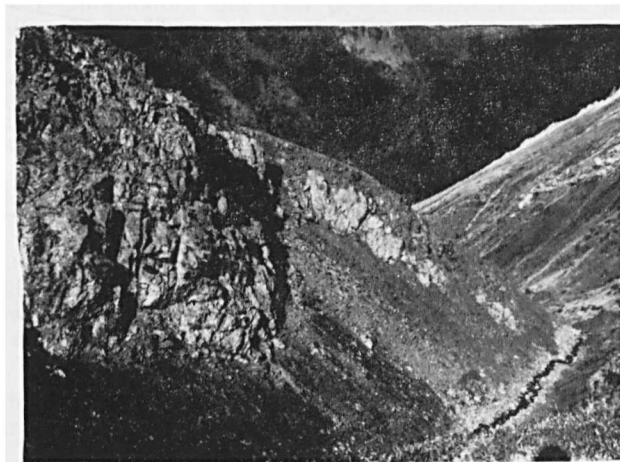
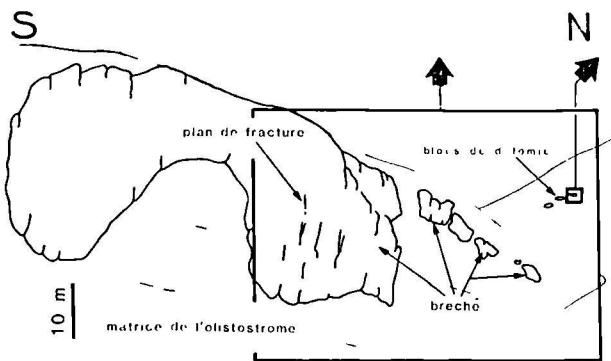


Fig. 6. — Panorama, localisé à la figure 3 (coupe 5), d'affleurements isolés de brèche dans un niveau de I_{IIa}^{sh} (ici en série inverse suite au développement d'un mega slump). Cette unité présente ici un caractère d'olistostrome illustré par ce slump et la présence de bloc de dolomie (détail).

Fig. 6. — *Panorama, localised on fig. 3 (section 5), of breccia outcrops isolated in I_{IIa}^{sh} strata which are been reversed by mega slump. This slump and presence of dolomitic blocks (detail) illustrate that facies I_{IIa}^{sh} is a olistostrome.*



origine intrusive pour la brèche, d'autant plus qu'aucun corps bréchiq ue recoupant le groupe I sous-jacent n'a été cartographié. Au contraire, si l'on admet que la brèche est un équivalent latéral des édifices littoraux de IIa^{ps} et qu'elle correspond à leur faciès de resédimentation en masse, les observations résumées plus haut se complètent de manière très satisfaisante.

D'après l'étude des quartz et des minéraux lourds, le détritisme enregistré finalement par la brèche semble avoir pour origine l'érosion d'un socle acide (granitique ou métamorphique). La présence d'apatite, qui résiste mal au transport aquatique, la plus grande fréquence de la tourmaline par rapport au zircon, qui présente une tendance à la sédimentation différentielle, et l'aspect généralement peu usé des grenats et des quartz automorphes indiqueraient (Guigues et Devismes, 1969 ; Parfenoff *et al.*, 1970) une relative proximité de ce socle, dont aucun témoin n'affleure actuellement dans la région. On peut penser que l'altération de ce socle pourrait être à l'origine, si les conditions physico-chimiques s'y prêtaient (ce qui est souvent le cas au Précambrien : Cloud, 1972 ; Chauvel et Dimroth, 1974 ;

Routhier, 1980), du fer qui est très abondant dans presque toutes les lithologies de l'ensemble " brèche + faciès ps " de l'unité IIa.

Ces conceptions nouvelles sur l'origine de la brèche du Protérozoïque inférieur et/ou moyen des montagnes Ogilvie sont résumées à la fig. 7. On note la similitude de ce modèle, qui fait appel à des rejeux de failles héritées et à une subsidence tectonique par à-coups qui provoque l'instabilité des dépôts littoraux, avec celui qui explique l'ensemble sus-jacent (IIa^{sh} : cf. Introduction). En fait, on peut considérer que les conditions de sédimentation ont été constantes pendant la totalité du dépôt de l'unité IIa. Sa base (IIa^{ps} + IIa^{br}) ne se différenciant que grâce à des conditions physico-chimiques particulières de mobilisation du fer et d'altération du socle originaire du détritisme. L'existence de récurrences de brèche (coupe 6) et de grès roses dans les affleurements de faciès sh indique qu'au moins localement, les conditions propres au détritisme riche en fer se sont perpétuées. C'est dans ce contexte que je propose d'expliquer les affleurements de la fig. 6. Ces derniers, alignés dans la stratification de l'olisto-

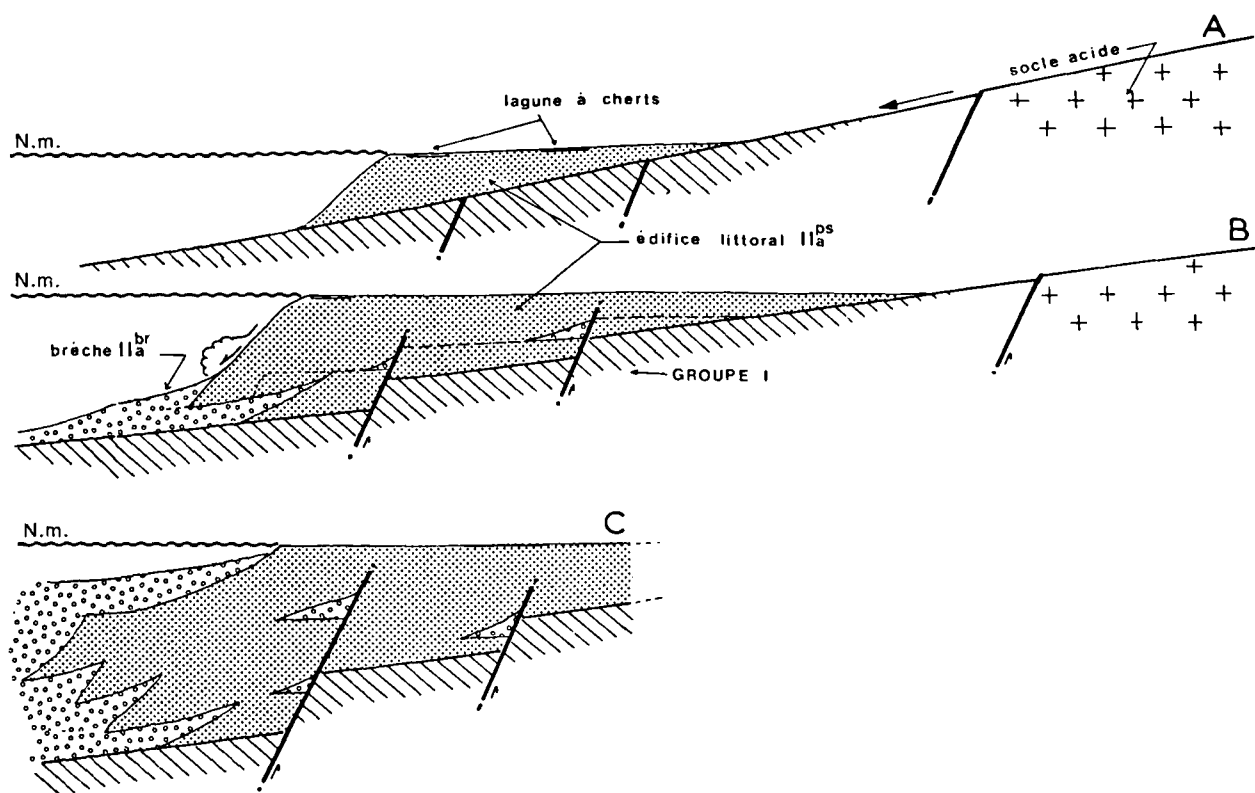


Fig. 7. — Modèle schématique en trois étapes (A, B et C) expliquant l'origine de la brèche et ses relations avec les niveaux de faciès grès roses (IIa^{ps}).

Fig. 7. — Schematic model (in three stage) explaining breccia origin and its relations with pink sandstones stratas (IIa^{ps}).

stromes (IIa^{sh}) ne seraient pas des émergences de "pipes" comme le supposerait l'hypothèse intrusive (cf. fig. 3 et 4 de Bell et Delaney, 1977) mais des blocs issus de la dilacération d'un lit de brèche récurrent dans IIa^{sh}, comme celui de la coupe 6. Cette dilacération aurait eu lieu lors de la mise en place d'un des niveaux d'olistostromes de IIa^{sh}, à la faveur des plans de fractures subverticales visibles sur la figure. Le processus de formation de ces blocs serait le même que celui qui a engendré les blocs de dolomies observables à proximité et dans le même contexte (fig. 6, détail). Ceux-ci présentent d'ailleurs une disposition très semblable à celle des affleurements de la brèche.

V. — CONSEQUENCES ET CONCLUSIONS

1) Aspects économiques.

La brèche des montagnes Ogilvie, comme celle des montagnes Wernecke, est riche en métaux et a déjà fait l'objet de campagnes de prospections minières. Les conceptions qui viennent d'être développées sur la nature sédimentaire de cette brèche imposent la nécessité de réexaminer le type de minéralisation (volcanique ou sédimentaire), que l'on devra rechercher dans le futur et les hypothèses géométriques à prendre en compte pour les évaluations de gisement (dykes/pipes ou couches sédimentaires).

2) Corrélations.

En prenant en compte les arguments précédents, on doit admettre l'une des propositions suivantes :

a) La corrélation entre les brèches des montagnes Ogilvie et Wernecke proposée par Blusson *in* Morin (1977) et Bell (1978) est exacte ; la brèche des montagnes Wernecke serait d'origine sédimentaire contrairement à l'opinion de nombreux auteurs.

b) La corrélation est fautive, les brèches seraient de nature différente en dépit d'une similitude de faciès très marquée.

En l'absence d'étude pétrographique et cartographique fine sur la brèche des montagnes Wernecke, le débat reste ouvert.

Soulignons néanmoins que, selon Delaney (1981), les corps bréchiques affleurent préférentiellement au niveau d'un contact stratigraphique particulier dans les montagnes Wernecke. Or, et indépendamment de toutes considérations sur la nature de cette brèche, des corrélations lithostratigraphiques entre les séries protérozoïques des montagnes Wernecke et Ogilvie ont été proposées (fig 8) (Mercier, 1985 et en préparation). Il ressort de ce tableau que les deux brèches affleurent au même niveau stratigraphique. Cette constatation est, à mon avis, un argument important (bien que non décisif) en faveur d'une origine sédimentaire commune.

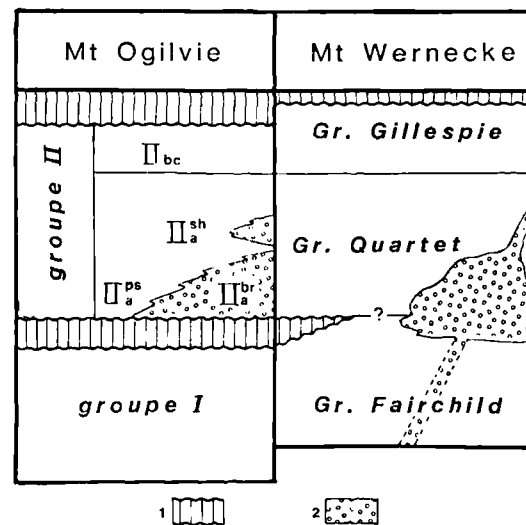


Fig. 8. — Tableau de corrélation entre les bases des séries protérozoïques (Protérozoïque inférieur et/ou moyen) des montagnes Ogilvie et Wernecke (localisation fig. 1).

1, brèche. — 2, lacune et discordance.

Fig. 8. — Correlation between lower parts of Ogilvie and Wernecke Mountains proterozoic lithostratigraphic sections (Lower and/or middle Proterozoic) (location on fig. 1).

1, breccia. — 2, unconformity.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARCHER A., BELL R.T., DELANEY G.D. et GODWIN C. (1977). — Mineralized Breccias of Wernecke Mountains, Yukon. *G.A.C. Annual Meeting*, April 1977, Vancouver, abstract p. 5.
- 2) ARCHER A.R. et SCHMIDT V. (1978). — Mineralized Breccias of early Proterozoic age, Bonnet Plume River District, Yukon Territory. *C.I.M. Bull.*, p. 53-58.
- 3) BELL R.T. (1978). — Breccias and uranium mineralization in the Wernecke Mountains, Yukon Territory. A progress report; in *Current Research*, part A. *Geol. Surv. Can.*, Paper 78-1A, p. 317-322.
- 4) BELL R.T. et DELANEY G.D. (1977). — Geology of some uranium occurrences in Yukon territory. In *Report of Activities*, Part A. *Geol. Surv. Can.*, Paper 77-1A, p. 33-37.
- 5) CHAUVEL J.J. et DIMROTH E. (1974). — Facies types and depositional environment of the sokoman iron formation, central Labrador through Quebec, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 44, p. 299-327.
- 6) CLOUD P. (1972). — A Working model of the primitive Earth. *Am. J. Sci.*, 272, p. 537-548.
- 7) DELANEY G.D. (1978). — A progress Report on Stratigraphic Investigations of the Lowermost Succession of Proterozoic Rocks, Northern Wernecke Mountains, Yukon Territory Indian and Northern Affairs. Open file Report E.G.S. 1978-10.
- 8) DELANEY G.D. (1981). — The mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory; in *Proterozoic Basins of Canada*, F.H.A. Campbell. ed. *Geol. Surv. Can.*, Paper 81-10, p. 1-23.
- 9) DELANEY G.D., JEFFERSON C.W., YEO G.M., McLENNAN S.M., AITKEN J.D. et BELL R.T. (1982). — Some Proterozoic Sediment - Hosted Metal Occurrences of the Northeastern Canadian Cordillera in *Society of Economic Geologist's Cœur d'Alene field Conference Idaho 1977. Idaho Bureau of Mines and Geology Bull.*, 24, p. 97-116.
- 10) FRIEDMAN G.M. et SANDERS J.E. (1978). — Principles of sedimentology. John Wiley et Sons ed. N. Y., 792 p.
- 11) GREEN L.H. (1972). — Geology of Nash Creek, Larsen Creek, and Dawson map-areas, Yukon Territory. *Geol. Surv. Can.*, mem. 364, 157 p.
- 12) GROSS G.A. et McLEOD C.R. (1980). — A preliminary assessment of the chemical composition of iron formations in Canada. *Can. Miner.*, 18, p. 223-229.
- 13) GUIGUES J. et DEVISMES P. (1969). — La prospection minière à la batée dans le massif armoricain. *Mém. B.R.G.M.*, n° 71, 171 p.
- 14) LAZNICKA P. (1977). — Geology and mineralization in the Dolores Creek Area, Bonnet Plume Range, Yukon; in *Report of Activities*, A. *Geol. Surv. Can.*, Paper 77-1A.
- 15) LAZNICKA P. et EDWARDS R.J. (1979). — Dolores Creek, Yukon - a Disseminated Copper Mineralization in Sodic Metasomatites. *Econ. Geol.*, vol. 74, p. 1352-1370.
- 16) LERIBAUT L. (1977). — L'exoscopie des quartz. Masson éd., 150 p.
- 17) MERCIER E. (1985). — Precambrian de "Coal Creek Dome" (montagnes Ogilvie, Yukon, Canada). Thèse, Lille, 246 p.
- 18) MORIN J.A. (1977). — Uranium-Copper Mineralization and Associated Breccia Bodies in the Wind-Bonnet Plume River Area, Yukon. Yukon Mineral Industry Report 1976, E.G.S. 1977-1, p. 101-107.
- 19) PARFENOFF A., POMEROL C. et TOURENQ J. (1970). — Les minéraux en grains, méthode d'étude et déterminations. Masson éd., Paris, 578 p.
- 20) ROUTHIER P. (1980). — Où sont les métaux pour l'avenir? *Mém.* 105, éd. B.R.G.M., Orléans, 410 p.
- 21) SCHMIDT (1953). — Geology and ore deposits of the Cuyana North Range, Minnesota. *U.S. Geol. Surv.*, Prof. Paper, n° 407, 96 p.
- 22) THOMPSON R.I. et ROOTS C.F. (1982). — Ogilvie mountains project, Yukon: Part A: A new regional mapping program; in *Current Research*, Part A. *Geol. Surv. Can.*, Paper 82-1A, p. 403-411.
- 23) YOUNG G.M., JEFFERSON C.W., DELANEY G.D., YEO G.M. et LONG G.F. (1982). — Upper Proterozoic Stratigraphy of Northwestern Canada and Precambrian History of the North American Cordillera. in *Society of Economic Geologist's Cœur d'Alene field conference. Idaho, 1977. Idaho Bureau of Mines and Geology, Bull.* 24.

«»

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 silurodévonienne 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'Anceis</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> , 1983, 118 p., 10 pl.....	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» (T. CII, fasc. 2)	150,00 F
«Tectonique cassante en distension et coulissement» (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F

PUBLICATIONS(*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin: Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse 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 (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud: Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifs dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.
Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.
(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome CVI

(1986)

1^{er} trimestre

	pages
R. COQUEL et F. PEREZ-LORENTE. — Le Carbonifère de la Sierra de la Demanda (Espagne). Apports de la Palynologie	17
A. BOUROZ. — A propos des failles de Ferques et du Haut-Banc : réflexions sur quelques interprétations récentes de la tectonique du Carbonifère du Boulonnais	25
F. LAURENTIAUX-VIEIRA et D. LAURENTIAUX. — Un remarquable <u>Archimylacride</u> du Westphalien inférieur belge. Ancienneté du dimorphisme sexuel des Blattes	37
— A. PREAT et F. BOULVAIN. — Les calcaires laminaires du Givétien inférieur du Bassin de Dinant: témoins paléogéographiques et paléoclimatiques	49
E. MERCIER. — Nouvelle interprétation d'une brèche protérozoïque des montagnes Ogilvie (Cordillère canadienne - Yukon) ..	65

© 1987 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)