

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXII

1962

1^{er} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

23, Rue Gosselet, LILLE — Tél. 53.05.38

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.

ARTICLE 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans 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.

La cotisation annuelle minimum est de 15 NF pour les sociétaires résidant en France, elle peut être majorée pour les sociétaires résidant à l'étranger. Elle peut varier par décision de l'Assemblée générale, sur proposition du Conseil.

Extraits du Règlement intérieur

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

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

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

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.

Cotisation : 15,00 NF. — Etranger : 20,00 NF. (frais de port supplémentaires inclus).

Pour tous renseignements et abonnement, s'adresser à :

M. le Secrétaire de la Société, Institut de Géologie, 23, rue Gosselet, LILLE.
Compte Chèques Postaux : Lille 5247. — Téléphone : 53.05.38

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Compte Chèques Postaux : Lille 5247

Tome I à X (moins I, II, III, VIII, IX épuisés) ne se vendent plus qu'avec la série complète ..	8,00 NF.
Tomes XI à XLVI (sauf XXXVIII, XXXIX et XLV épuisés)	8,00 »
Tomes XLVII à L (sauf XLVIII épuisé)	10,00 »
Tomes LI à LXVII, chacun	12,00 »
Tome LXIV (disparu pendant l'occupation)	»
Tomes LXVIII à LXXI, chacun	16,00 »
Tomes LXXII à LXXIV	24,00 »
Tables générales :	
1 ^{re} table : Tomes I à XX (1870 à 1892) (épuisée)	»
2 ^{me} table : Tomes XXI à XXX (1893 à 1901) (épuisée)	»
3 ^{me} table : Tomes XXXI à XL (1902 à 1911) (épuisée)	»
4 ^{me} table : Tomes XLI à LXXIX (1912 à 1959)	15,00 »

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXII

1962

1^{er} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1962 —

<i>Président d'honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. POLVÊCHE
	Mgr DEPAPE
	N...
<i>Secrétaire</i>	M. M. WATERLOT
<i>Secrétaire adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Délégué aux publications</i>	M. P. CILET
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. A. BONTE
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} LE MAÎTRE
	M. DUMON
	M. BOUROZ
	M. RICOUR
	M. CORSIN
	M. DELATTRE

ANNALLES
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

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

23, rue Gosselet, Lille — Tél. 53.05.38 — C.C.P. Lille 5 247

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE DU 10 JANVIER 1962

PRÉSIDENTE DE M. P. DUMON, PRÉSIDENT

Sont élus membres de la Société :

- M. DEGROLARD Pol, Chimiste, rue Jansen, Chooz par Givet (Ardennes), présenté par MM. Ricour et Lichhardt.
M. LOUBRY Oscar, Etudiant, 30, rue des Postes à Lille, présenté par MM. Corsin et Bouroz.
M. SCHIETTECATE Jean-Pierre, Professeur au Lycée, 2, av. Hoover à Lille, présenté par MM. Dumon et Polvêche.
M. LOBOZIAK Stanislas, Licencié ès-Sciences, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. Corsin et Danzé.

L'Assemblée procède, conformément aux statuts, au renouvellement de son Conseil d'Administration.

M. P. PRIVOST, *Président d'honneur à vie.*

Sont élus :

- M. J. CHALARD, *Président pour 1962.*
M. J. POLVÊCHE, *Premier vice-Président pour 1962.*
M^{me} S. DEFRETIN et Mgr DEPAPE, *Vice-Présidents pour 1962.*
M. M. WATERLOT, *Secrétaire.*
M. J. PAQUET, *Secrétaire adjoint.*
M. l'Abbé TIEGHEM, *Trésorier.*
M. P. CELET, *Délégué aux publications.*
M. A. BONTE, *Archiviste-bibliothécaire.*
M^{lle} LE MAÎTRE et M. P. DUMON, *Conseillers pour trois ans.*
M. BOUROZ et M. RICOUR, *Conseillers pour deux ans.*
M. CORSIN et M. DELATTRE, *Conseillers pour un an.*

Communications orales

- P. CORSIN, Ch. DELATTRE et Michel WATERLOT. — Présentation d'un nouvel exemplaire de *Pterophyllum hortensiae* DUTERTRE du Bathonien boulonnais.
J. PAQUET. — Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña.

Présentation d'ouvrage

- N. NVOJILOV. — Les Crustacés Phyllopoies dévoniens. Mémoire offert par l'auteur à la bibliothèque de la Société et présenté par Mme DEFRETIN.

Présentation de fossile

- M. J. PAQUET fait don au Musée Gosselet d'un bel échantillon de *Notopocorystes Stokessi* recueilli dans l'argile du Gault à Wissant.

SEANCE DU 7 FEVRIER 1962

PRÉSIDENCE DE M. DUMON, PRÉSIDENT EN 1961

PUIS DE M. CHALARD, PRÉSIDENT EN 1962

M. DUMON, Président sortant, a le regret d'annoncer le décès de M. J. DELECOURT, Ingénieur, Entrepreneur de sondages à Wasmes (Belgique), bien connu pour ses travaux hydrogéologiques.

Le Président résume l'activité de la Société au cours de l'année 1961 et remercie le Bureau et le Conseil de leur aide. Il accueille ensuite M. CHALARD, nouveau Président.

M. P. DUMON, avant de quitter le fauteuil présidentiel, s'adresse en ces termes à l'Assemblée :

Mesdames, Mesdemoiselles, Messieurs,

Je termine maintenant l'agréable mission que vous m'avez confiée, de présider vos débats pendant une année.

Notre Société, pendant cette période, s'est réunie 8 fois en séances ordinaires selon la tradition pour entendre 20 communications orales et recevoir 3 communications écrites.

En outre, une conférence illustrée de nombreuses projections lumineuses a été donnée par M. l'Abbé DE LAPPARENT. Elle était suivie d'un film très captivant sur la faune et la flore des régions nordiques.

Nous avons accueilli cette année 31 membres nouveaux. Nous avons malheureusement perdu 3 de nos plus anciens membres en les personnes de MM. CHATILLIEZ, DERVILLE et LECOMTE.

Je remercie vivement tous les membres du Bureau qui m'ont aidé dans ma tâche, mais d'abord notre ancien Président qui, je tiens à le souligner, avait déployé tant d'activité au cours de l'année dernière et obtenu un si beau résultat.

Monsieur RICOUR nous a considérablement aidés de ses conseils.

Je remercie aussi tous les autres membres du Bureau et en particulier notre dévoué Secrétaire, M. Michel WATERLOR, et notre Trésorier, M. l'Abbé TIRGHEM. C'est à eux que reviennent les besognes les plus ingrates et ils les accomplissent de façon tout à fait remarquable.

A M. POLVÊCHE est revenue l'exécution matérielle de nos publications. Je pense que maintenant l'habitude du nouveau format est prise et nous n'avons accusé aucun retard grâce à la diligence de notre Délégué. Monsieur BONTE, l'Archiviste-bibliothécaire, a étudié avec soin la possibilité d'améliorer les locaux où nous nous réunissons tout en aménageant la bibliothèque qui a un grand besoin de reliures, de remise en état, de fiches, etc...

Il est prématuré de dire si une solution est possible ou raisonnable dans les temps immédiats, votre Conseil aura certes l'occasion de vous en reparler, mais je tenais à remercier tout particulièrement M. BONTE de l'effort qu'il a accompli.

Mes remerciements vont aussi à tous les autres membres du Conseil. Nous avons eu le plaisir d'avoir M. FROVOST parmi nous en décembre, il continue à nous aider de toute sa bienveillante autorité; M. G. WATERLOR et M. CHALARD, M^{lle} LE MAÎTRE m'ont aussi apporté leurs précieusement conseils.

Grâce, je dirai, aux interventions de tous, mais particulièrement à celle de M. RICOUR, nous avons été aidés matériellement par un grand nombre d'organismes et de Sociétés, à qui j'adresse mes sentiments de gratitude, ainsi qu'au Doyen de la Faculté des Sciences qui nous donne son constant appui.

Nous pouvons être fiers du résultat de ce travail en commun, et espérer que la Géologie de notre département et que l'enseignement de nos Facultés auront trouvé chez nous, cette année encore, la tribune qu'il leur fallait.

Je vous remercie, mes chers collègues, de la confiance que vous aviez mise en moi; j'espère ne pas vous avoir déçu et souhaite à Monsieur CHALARD à qui je cède la place, une présidence heureuse, avec des communications nombreuses et des auditoires passionnés.

M. J. CHALARD, en prenant ses fonctions présidentielles, prononce l'allocution suivante :

Mesdames, Mesdemoiselles, Messieurs,

Avant de prendre possession du fauteuil présidentiel, je dois remercier les membres de la Société de m'avoir, par leur vote, témoigné leur confiance en m'appelant, pour un an, à présider leurs débats. Mon principal titre, c'est sans doute le contact étroit que je n'ai cessé de garder avec la Société Géologique du Nord depuis 1945, assistant à la plupart de ses séances et à presque toutes ses réunions annuelles, participant

chaque année à l'une ou l'autre de ses excursions, publiant dans ses Annales, faisant partie du Conseil à différentes reprises.

Durant ces seize années, j'ai suivi de près les travaux de la Société, et je puis rendre hommage, en connaissance de cause, à l'activité, au dévouement, à la compétence des Présidents qui m'ont précédé et qui, avec l'aide du Conseil et avec celle de tous les membres, ont maintenu et développé le prestige et le rayonnement de notre Société.

Parmi eux, je dois rendre un hommage particulier à M. DUMON : il a dirigé nos débats, l'année dernière, avec une autorité et une compétence qui ont fait notre admiration, paraissant aussi à son aise dans les Chaînes bétiques que dans le Dévonien de l'Ardenne, qu'il connaît si bien et qu'il nous a montré d'une façon si intéressante sur le terrain.

Je n'ai pas ces qualités, mais j'aurai la chance d'avoir à mes côtés, comme Vice-Président, M. POLVÊCHE qui pourra, bien souvent, me relayer et m'aider dans tous les domaines de la géologie et notamment dans ce domaine méditerranéen dont il est un spécialiste averti. Et ce ne sera pas inutile maintenant que de brillants géologues lillois, délaissant les sentiers traditionnels de leurs aînés, s'en vont explorer la Grèce, l'Espagne ou la Sicile.

Ceci ne veut pas dire, bien sûr, que nous entendons négliger les autres directions de recherche, et nous espérons que de nombreux chercheurs viendront nous exposer, cette année encore, le résultat de leurs travaux dans les domaines les plus variés de la géologie et, bien entendu, tout particulièrement dans ceux qui ont rapport aux activités traditionnelles des laboratoires de Lille.

Cette moisson de documents, ces travaux de valeur qui lui sont confiés, et qui font son renom, la Société est fière de les accueillir et de les publier, mais ils lui créent, en contre-partie, de lourdes charges : il s'agit d'équilibrer le budget.

Heureusement nous avons, en M. l'Abbé TIEGHEM, un trésorier hors-ligne. Son premier soin a été d'assurer la rentrée des cotisations et il s'y est employé sans relâche, avec d'excellents résultats. Il suit de très près l'état de nos finances et, grâce à lui, nous pouvons envisager l'avenir avec confiance.

Mais, comme vous le savez, la rentrée des cotisations n'est pas suffisante pour faire vivre une Société comme la nôtre. Il faut trouver des ressources additionnelles sous forme de subventions. Et là je me tourne vers M. RICOUR dont le savoir-faire est bien connu. Il a été l'un des artisans les plus actifs du renouveau de notre Société ; il faudra aussi qu'il nous aide à faire face aux charges accrues qui en résultent pour nous. Je sais que nous pouvons compter sur lui.

Nous devons aussi cette année procéder à la remise en état et au reclassement de la bibliothèque, pour qu'elle puisse être, comme par le passé, un outil de travail à la disposition des membres. M. BONTE, notre archiviste, a reçu maintenant les concours nécessaires. Je ne doute pas qu'avec l'aide de M. MÉRIAUX, il n'arrive à rétablir la situation, au moins dans l'immédiat, les décisions à prendre pour la suite dépendant d'un certain nombre de facteurs que nous ne connaissons pas encore très bien, en particulier la façon dont l'Université compte nous loger dans la nouvelle faculté. M. BONTE continuera à suivre la question pour que les décisions nécessaires puissent être prises en temps utile.

Je sais que je puis compter aussi sur le dévouement et la compétence de M. Michel WATERLOT qui assume, dans la Société, avec l'aide de M. PAQUET, les fonctions ingrates et très lourdes du Secrétariat, de M. CELER qui assume les fonctions non moins ingrates de Délégué aux Publications, et sur les autres membres du Conseil : Mgr DEFAPE, M^{lle} LE MAÎTRE, M. BOURAZ, M. CORSIN, M. DELATTE, dont l'expérience et les conseils me seront d'un très grand secours.

Enfin, je n'aurais garde d'oublier notre cher Président d'honneur, M. P. PRUVOST, héritier spirituel des fondateurs de notre Société et gardien fidèle de nos traditions. Il est toujours pour nous un guide éclairé et nous aurons recours souvent à ses conseils.

Qu'il me soit permis, pour terminer, d'exprimer un souhait : que la Société soit en mesure prochainement de reprendre la publication de ses Mémoires, interrompue depuis la guerre, et dont la magnifique collection, par la qualité des travaux publiés et le renom de leurs auteurs, a tant contribué, dans le passé, à son rayonnement.

Mais aussi que l'année 1962 se signale par l'abondance et la qualité des communications présentées aux séances afin de maintenir et de développer le volume et la qualité de nos Annales. Ceci ne dépend pas de moi, mais de vous : je vous passe la parole.

Le Président proclame membres de la Société :

M. MAGNE François, Géologue, 2, avenue Bailly-Ducroquet, Lambersart (Nord), présenté par MM. G. Waterlot et Polvéche.

M^{lle} LEFEBVRE Brigitte, Licenciée ès-Sciences, 197, rue de la Rianderie, Marcq-en-Barœul (Nord), présentée par MM. Corsin et Danzé.

M^{lle} SELASSE Nicole, Licenciée ès-Sciences, 27, rue St-Thomas, Douai (Nord), présentée par MM. Corsin et Danzé.

M. AGRALI Bülent, Licencié ès-Sciences, 23, rue Gosselet, Lille, présenté par MM. Corsin et Danzé.
M. KONYALI Illmaz, Licencié ès-Sciences, 23, rue Gosselet, Lille, présenté par MM. Corsin et Danzé.
M. AKYOL Errol, Licencié ès-Sciences, 23, rue Gosselet, Lille, présenté par MM. Corsin et Danzé.

M. l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, présente un compte rendu financier détaillé de la Société pour l'année 1961 ; M. CHALARD, Président, le félicite pour sa gestion saine et avisée.

Communication orale

G. MENNESSIER. — Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Turkestan afghan.

Conférence

Le 28 février 1962 a eu lieu une séance supplémentaire de la Société, séance au cours de laquelle M. A. BONTE, Professeur de Géologie appliquée à la Faculté des Sciences de Lille, a commenté une série de projections sur le Karst yougoslave.

SEANCE DU 7 MARS 1962

PRÉSIDENTE DE M. J. CHALARD, PRÉSIDENT

Le Président proclame membres de la Société :

M. HOLVOET Robert, Licencié ès-Sciences, 31, rue Philippe-le-Bon, Tourcoing, présenté par MM. Waterlot et Polvéche.
M. BRICHE Pierre, Licencié ès-Sciences, 4, place A. Tacq, Lille, présenté par MM. Corsin et Danzé.
M. BAIN Claude, Agrégé de Sciences Naturelles, Maître Assistant au C.S.U. de Brest, 2, boulevard Léon Blum, Brest, présenté par MM. Chalard et M. Waterlot.
LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DU C.S.U. DE BREST, rue Duquesne, Brest, présenté par MM. Chalard et M. Waterlot.
M. JACOB Alexis, Ingénieur Géologue, 96, rue G. Pétri, St-Etienne (Loire), présenté par MM. Bouroz et Chalard.
Dom BOUTRY, Abbaye Saint-Paul, Wisques (P.-de-C.), présenté par M^{lle} Le Maître et M. l'Abbé Tieghem.
M. l'Abbé HELBAUT Claude, Licencié ès-Sciences, rue de la Malsence, Tourcoing, présenté par M^{lle} Le Maître et M. le Chanoine Dubar.

Communications orales

A. BOUROS. — Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais.
J. CARETTE. — Corrélations palynologiques entre les groupes d'Auchel-Bruay et Béthune-Nœux du bassin houiller du Nord de la France.

SEANCE DU 4 AVRIL 1962

PRÉSIDENTE DE M. J. CHALARD, PRÉSIDENT

Le Président annonce à la Société que la 22^{me} session du Congrès Géologique International se tiendra à New-Delhi en 1964.

Il proclame membre de la Société :

M. DASSONVILLE Gérard, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 20, quai des Fontainettes, Douai, présenté par MM. Polvéche et Ricour.

Communications orales

F. LEGRAND. — Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. Méthode rapide d'identification.
J. PROUVOST. — Un problème très local d'altération des roches.
G. DUÉE. — Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire. Région de Galati-Monts Péloritains (Sicile).

Présentation d'échantillons

M. P. DOLLÉ présente à la Société une collection de silex taillés découverts récemment et rapportés à l'Acheuléen et au Moustérien.

Présentation d'un nouvel exemplaire de *Pterophyllum hortensiae* Dutertre du Bathonien boulonnais

par P. CORSIN, Ch. DELATTRE et Michel WATERLOT

(2 fig.)

Sommaire. — Position stratigraphique et description d'un topotype de *Pterophyllum hortensiae* DUTERTRE provenant du Bathonien du Boulonnais.

En 1939, dans une mise au point rapide sur les Williamsoniales de la Grande oolithe du Boulonnais, A.P. Dutertre établissait la diagnose d'une nouvelle espèce de *Pterophyllum* : *P. hortensiae*, dont il donnait un dessin en 1/2 grandeur. La photographie de cet échantillon devait figurer, en outre, sur une des planches (XLV bis) de l'important mémoire que A.P. Dutertre voulait consacrer au Bathonien du Boulonnais. Sa mort brutale l'a, hélas, empêché de mener à bien son projet et a été à l'origine de la dispersion d'une grande partie de ses collections parmi lesquelles figurait cet échantillon. Seules, les planches de cet ouvrage ont pu être préservées de la destruction. Les légendes de ces planches sont également disparues, mais A.P. Dutertre précisait dans sa note de 1939 le numéro de la planche et de la figure représentant la nouvelle espèce décrite ; ceci nous a permis de la retrouver et nous donnons ici une reproduction de cette figure (fig. 1).

Nous décrivons, dans cette courte note, un nouvel exemplaire de *Pterophyllum* recueilli dans la carrière de la Pierre Bleue (Marquise, 556.25, 348.40) ouverte près de la route de Boulogne à Calais et montrant, de fort belle manière, la transgression du Bathonien sur le Carbonifère.

Le banc de calcaire pseudoolithique qui le recouvrait est situé quelques mètres au-dessus de la sur-

face indurée ou « hard-ground » signalée par Bonte, Collin et Leroux (1958), donc dans le niveau 13 défini par ces auteurs, à la base du calcaire de Marquise.

La finesse relative du sédiment, à cet endroit, a permis une fossilisation qui, bien qu'imparfaite, est néanmoins suffisante pour l'identification.

L'empreinte du fragment de feuille mesure 80 mm de long sur 50 mm de large (fig. 2) et présente 22 folioles alternées, lancéolées, presque coalescentes, à bords longtemps parallèles, se terminant par une pointe obtuse, perpendiculaires au rachis dont la largeur est de l'ordre de 2 mm. Les folioles sont fixées par toute leur base au rachis. L'une d'elles montre, de façon indubitable, une série de nervures parallèles entre elles et perpendiculaires au rachis.

Il nous semble logique de rapporter cet échantillon à l'espèce *Pterophyllum hortensiae* créée par A.P. Dutertre pour cette Bennettitale. Si les dimensions, ici mesurées, sont inférieures à celles fournies lors de la description de l'holotype, leurs rapports restent sensiblement identiques ; il s'agit donc probablement ou d'une forme jeune ou d'une partie distale de la feuille. Par ailleurs, les deux échantillons ont une position stratigraphique absolument semblable ; ils proviennent tous deux de la base du Calcaire de Marquise (Bathonien moyen) et la

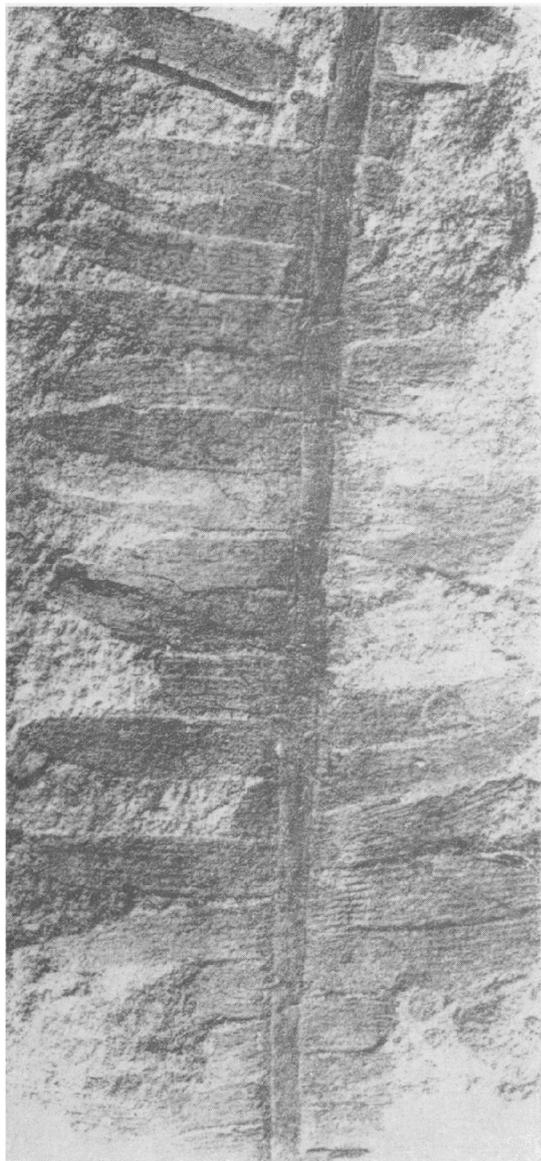


FIG. 1. — Photographie de l'holotype (d'après la planche de A.P. Dutertre).

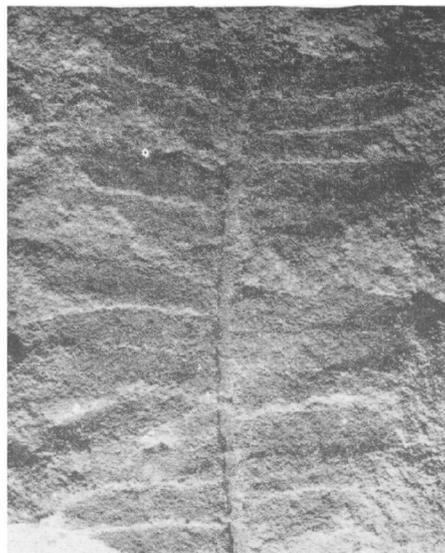


FIG. 2. — Photographie du topotype recueilli.
Les deux spécimens ont été figurés grandeur nature.

présence de ces végétaux au-dessus de la surface indurée n'a rien qui puisse étonner. Nous pensons utile de donner ici une représentation de cette espèce créée par A.P. Dutertre et dont l'holotype a été détruit.

*
**

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BOUÏE A., COLLIN J.J., GODFRIAUX I., LEROUX B. (1958). — Le Bathonien de la région de Marquise. Le Wealdien du Boulonnais *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVI, n° 255, p. 9-28.
- DUTERTRE A.P. (1939). — Williamsoniales de la Grande oolithe du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXIII, p. 88-90.
- SAPORTA DE G. (1875). — « Plantes Jurassiques », in *Paléontologie Française*. Masson édit. Paris.

— « » —

Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (Province de Murcie, Espagne)

par Jacques PAQUET

(8 fig.)

Sommaire. -- L'auteur met en évidence, dans la Sierra Espuña, plusieurs unités tectoniques. La base de cette Sierra (unité de los Molinos) est alpujarride. Les unités qui lui sont superposées appartiennent à la nappe de Malaga. Elles sont analysées tectoniquement et stratigraphiquement. Le problème de leur mise en place est évoqué, ainsi que celui du contact nord de la Sierra Espuña avec le Subbétique du massif de Pedro Ponce.

INTRODUCTION

La Sierra Espuña est le massif le plus important de la Province de Murcie (fig. 1). Il culmine à 1579 m. Il est séparé, au N, des massifs subbétiques de Pedro Ponce par la vallée de los Tornajos. Au S, il disparaît, à quelques kilomètres de la voie ferrée Lorca-Murcia, sous le Miocène post-orogénique plissé en anticlinal laissant apparaître en son cœur des terrains paléozoïques et mésozoïques (Sierra Tercia). Vers l'E, il s'enfonce sous du Miocène post-orogénique et vers l'W sous des formations très récentes. La Sierra Espuña se situe donc un peu au N de la Sierra Tercia, prolongation est de la Sierra de Las Estancias.

Tous ces reliefs ont une appartenance bétique et sont situés sur le flanc nord du gigantesque bombement anticlinal de la Sierra Nevada. Ce sont des formations dites « pénibétiques » (P. Fallot, 1945), considérées jusqu'à présent comme la couverture sédimentaire de la nappe de Malaga, nappe la plus interne du système bétique.

Les relations entre Espuña et Subbétique sont presque totalement cachées par les terrains récents. Néanmoins, étant donné la position de la nappe de Malaga dans les cordillères bétiques, on peut considérer la Sierra Espuña comme un élément supérieur au Subbétique, nappe inférieure du système bétique.

J'ai mis en évidence dans le massif de la Sierra Espuña de nombreuses unités superposées. Je les examinerai de bas en haut et du S vers le N.

ETUDE DES DIFFERENTES UNITES

1) Unité de los Molinos.

Cette unité forme la base de la Sierra Espuña. Sous le Miocène post-orogénique d'Alédo (fig. 1) disparaît une série phylliteuse (flanc sud-ouest de la Sierrecica Cimbra). Elle est constituée de bas en haut (fig. 2) par :

a) un ensemble de phyllades rouge-violacé à toucher talqueux passant parfois à des talcshistes blancs ou verdâtres ; vers le SW, le Miocène transgressif sur ces phyllades est constitué de marnes cères et de calcaires lumachelliques à *Pecten Gloria Maris* de l'Helvétien ;

b) une série schisto-gréseuse constituée d'une alternance de schistes rouge-carmin et de grès verts, quartzitiques et arkosiques ;

c) sur ces termes repose une importante série gréseuse verte (70 m) ;

d) cette série passe vers le haut à une alternance nette de grès grossiers rouges ou de grès quartzitiques verts et de schistes rouges ;

e) à ces termes basaux succèdent des schistes rouge-violet alternant avec des bancs de grès-quartzites verts, le tout étant irrégulièrement injecté de quartz.

Surmontant cette série schisto-phylliteuse, on observe un Muschelkalk formé de calcaire crème en plaquettes (f) suivi d'une masse (20 m) de dolomie bleu-sombre (g).

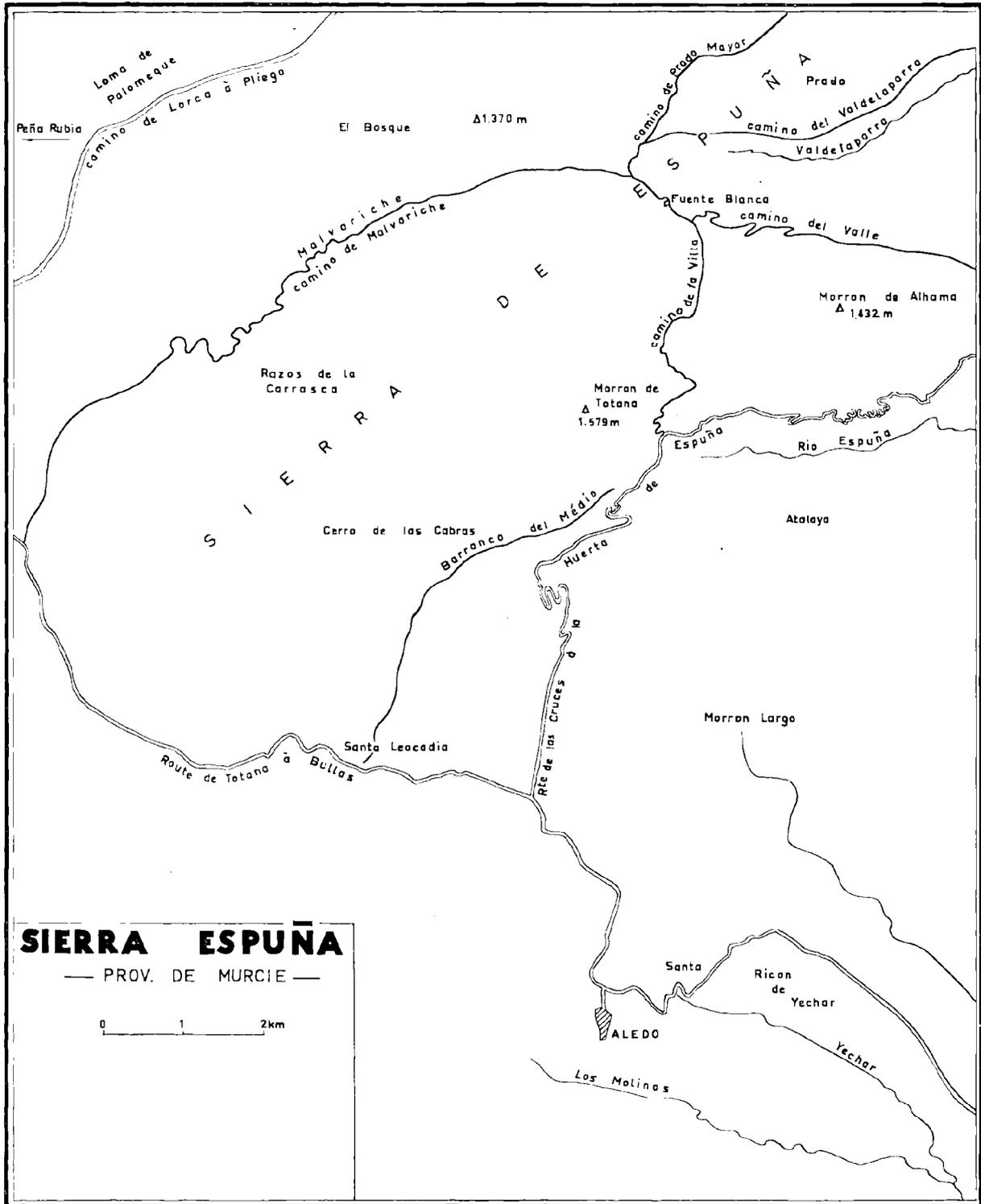


FIG. 1. — Carte de la Sierra Espuña et de ses environs.

Les terrains b, c, d, e, présentent de nombreux caractères communs tant par le faciès que par la couleur, avec le Permo-Trias de la nappe de Malaga représenté dans les unités supérieures. P. Fallot (1945) a assimilé les phyllades a) à la *laguena* des mineurs de Carthagène. Plus tard, il a souligné la difficulté du problème de leur âge (1948), dans le domaine alpujarride, entre le pied sud de la Sierra Nevada et les régions plus méridionales.

Deux hypothèses ont été avancées. Tout d'abord, on peut admettre un âge werfénien ou tout au moins permo-triasique pour la série gréseuse rouge superposée aux phyllades qui, apparemment en concordance, seraient alors paléozoïques. Dans une deuxième hypothèse, on peut admettre qu'il y a un passage latéral du faciès de type werfénien aux phyllades, car celles-ci supportent parfois directement les dolomies noires triasiques.

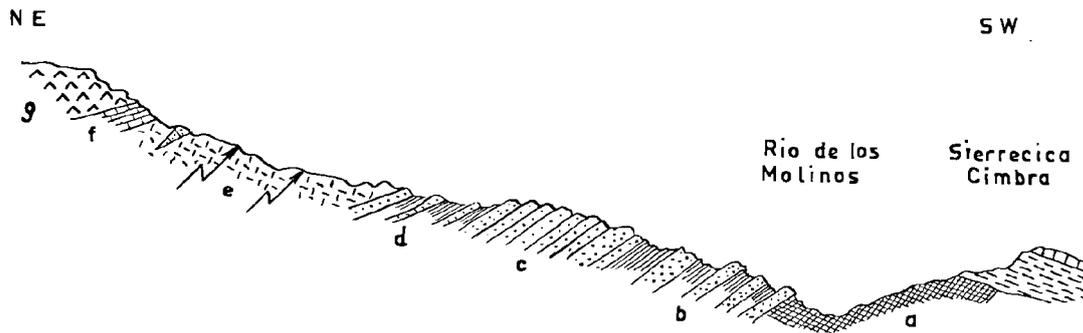


FIG. 2. — Coupe de l'Unité de los Molinos.

a) phyllades ; b) alternance de schistes et de grès verts ; c) grès verts ; d) grès grossiers rouges ou verts et schistes ; e) schistes violacés et grès verts injectés de quartz ; f) calcaire en plaquettes: Muschelkalk ; g) dolomie bleu-sombre.

Or, au pied de la Sierra Espuña, dans l'unité de los Molinos, les dolomies noires reposent soit par l'intermédiaire du Muschelkalk sur une série rouge lie-de-vin rattachable au Permo-Trias, soit directement sur les phyllades. Dans ce cas, la superposition est incontestablement mécanique. Le passage latéral du faciès de type werfénien aux phyllades, tel que le concevait P. Fallot en d'autres lieux, n'est pas concevable dans la Sierra Espuña.

Les phyllades sont situées, sans discordance apparente, sous une série que je pense pouvoir rattacher au Permo-Trias (Werfénien ?). Il est difficile de résoudre ce problème sans argument paléontologique.

En résumé, l'unité inférieure de la Sierra Espuña est un élément bétique. Son appartenance au domaine alpujarride est un fait certain. Elle constitue l'élément le plus méridional du système bétique de la Sierra Espuña. Cette unité s'enfonce nettement, au N, sous les unités permo-triasiques et dolomitiques de la nappe de Malaga.

2) Unités permo-triasiques.

Sur l'unité de base de los Molinos, repose toute une série d'unités formées de Permo-Trias. Ce sont de bas en haut et du S vers le N :

- l'unité de Yechar ;
- l'unité du Morron Largo ;
- les trois unités de l'Atalaya.

Toutes ces unités sont formées uniquement de dolomies noires triasiques surmontant du Permo-Trias rouge lie-de-vin. Le Muschelkalk a été également mis en évidence en plusieurs endroits. Il est sous forme de calcaires en plaquettes avec ou sans pistes.

a) L'UNITÉ DE YECHAR.

Toute la région sud du massif de la Sierra Espuña appartient à cette unité. Elle est affectée de nombreux plis de faible amplitude et d'accidents tangentiels, ce qui ne permet pas de la suivre facilement. Elle forme tout d'abord la masse du Rincon de Yechar puis disparaît vers le N sous le Permo-Trias de l'unité du Morron Largo. Puis, au pied de ce même Morron, les dolomies noires

réapparaissent en constituant les massifs d'El Algarrobo et de los Jaboneros. A la faveur d'un bombement local, au niveau du kilomètre 6 de la route de Totana à Bullas, la dolomie noire de l'unité de Yechar apparaît presque totalement en fenêtre sous les grès rouges de l'unité supérieure.

Le Permo-Trias de l'unité de Yechar, peu épais, est représenté par des grès rouges ou ocre assez grossiers et des marnes bigarrées. Il supporte le Muschelkalk qui est sous forme de calcaire en plaquettes. Au-dessus, vient la masse de dolomie noire que traverse la route de Totana à Bullas entre les kilomètres 5 et 6,5.

b) L'UNITÉ DE MORRON LARGO.

Cette unité est très étendue et ses dolomies noires constituent la ligne de crête dénommée Morron Largo. Son Permo-Trias, que nous appellerons Permo-Trias de la Santa (fig. 1) est puissant de plusieurs centaines de mètres. Il est formé dans sa majeure partie de grès en plaquettes avec des intercalations gréseuses plus claires en banes nets. On y rencontre des marnes gréseuses très tectonisées et des conglomérats violacés à galets de quartzites blancs. Bien que la série permo-triasique rouge soit, dans la région de Malaga, couronnée de marnes à gypse, je n'ai pas observé de gypse dans cette formation. Néanmoins, il paraît certain que cette série, à dominante gréseuse à la base, est beaucoup plus marneuse au sommet (Casa del Algarrobo). Un déplacement de faible amplitude des dolomies venant plus haut a sûrement laminé les formations gypsifères. Ce mouvement au sein d'une même unité est fort probable étant donné la différence de rigidité existant entre la dolomie et la partie supérieure plus ou moins marneuse de la formation du Permo-Trias. Les grès en plaquettes peuvent passer à des grès blanchâtres ou roses en banes nettement plus importants et à stratification entrecroisée.

Une masse importante de dolomie noire fait suite à ce Permo-Trias. Sur ces dolomies (fig. 3, 1), reposent des marnes ocre à gypse et des cargneules (2). Nous verrons plus loin quel âge il faut attribuer à cette formation.

La superposition du Permo-Trias de la Santa aux dolomies de l'unité de Yechar est évidente en de nombreux endroits.

c) LES UNITÉS DE L'ATALAYA.

Elles sont au nombre de trois et forment les sommets dominant la Carasquilla (Atalaya) et la

Cuesta del Cojo. Elles viennent disparaître sous les formations récentes dans la région de la Santa Leocadia. Grâce à un mouvement anticlinal assez prononcé, ces unités se retrouvent sur le flanc nord de la haute vallée du Rio Espuña.

Les formations gréseuses rouges de l'unité inférieure sont très développées de part et d'autre de la ligne de crête constituant l'Atalaya. Sur les marnes à gypse (2) de l'unité du Morron Largo (fig. 3), reposent des grès (3) en plaquettes, lie-de-vin, suivis de conglomérats également lie-de-vin (4) absolument identiques à ceux rencontrés dans le Permo-Trias de la Santa. Sur ces conglomérats, on rencontre une série très puissante de grès rouges en plaquettes (5, 7) avec une intercalation (20 m) de grès rose, blanc, verdâtre, à stratification entrecroisée (6). Les dolomies sombres de la première unité de l'Atalaya dominant (8) le Permo-Trias.

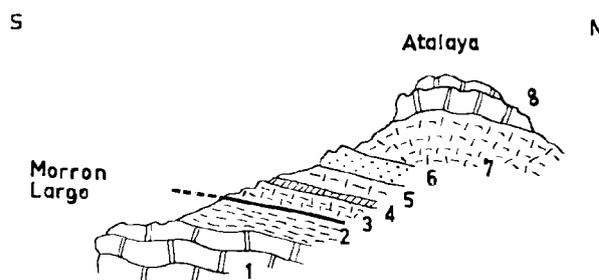


FIG. 3. — Coupe de la Carasquilla.

1) dolomie sombre de l'unité du Morron Largo ; 2) marnes ocre à gypse et cargneules ; 3) grès lie-de-vin ; 4) conglomérat lie-de-vin ; 5 et 7) grès rouges en plaquettes ; 6) grès clairs à stratification entrecroisée ; 8) dolomie sombre de l'Atalaya.

Les deux autres unités présentent les mêmes caractères.

Ces trois unités, dont l'épaisseur est assez réduite, s'étendent de l'W-SW à l'E-NE, sur la rive gauche du Rio Espuña. Sur la rive droite, ces unités paraissent augmenter d'épaisseur et contribuent à la formation de la ligne de crête de l'Atalaya sur une dizaine de kilomètres.

3) Unité du Morron de Totana.

De toutes les unités tectoniques de ce massif, l'unité du Morron de Totana est nettement la plus importante en extension. Elle est, en effet, constituée de terrains allant du Permo-Trias présumé au Nummulitique.

a) BASE DE L'UNITÉ DU MORRON DE TOTANA.

Elle s'étend de l'W-SW à l'E-NE en formant le Cerro de las Cabras, le flanc nord du Barranco del Medio. Vers l'E, elle repose régulièrement sur les unités de l'Atalaya, le long de la rive gauche de la haute vallée du Rio España.

Une coupe partant du ravin del Medio jusqu'au pied du sommet « España » (fig. 1 et 4) révèle la constitution de la base de l'unité du Morron de Totana. La route forestière de las Cruces à la Huerta de España la recoupe au km 18,500. Sur un Permo-Trias (1) rouge formé de grès micacé

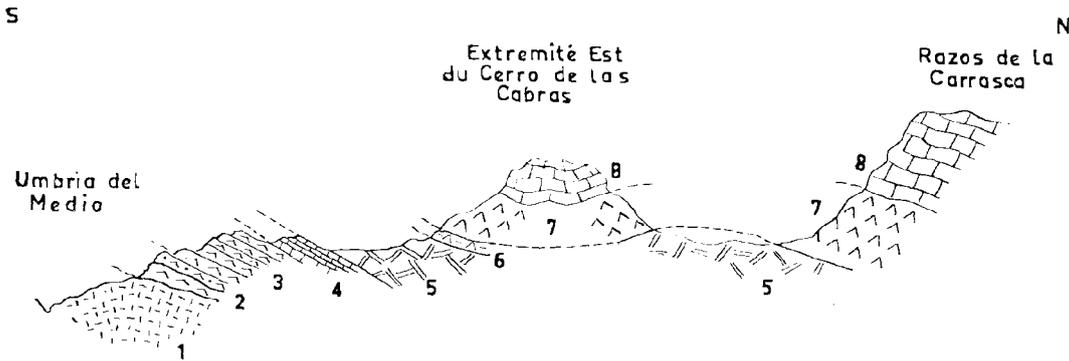


FIG. 4. — Base de l'unité du Morron de Totana.

- 1) Permo-Trias rouge ; 2) dolomies noires à silex crèmes ; 3) dolomies noires à patine grise en bancs nets ; 4) calcaires à *Fucoïdes* : Muschelkalk ; 5) marnes à gypse et cargneules ; 6) dolomies grises à interlits argileux : Rhétien ? ; 7) dolomie grise du Lias inférieur ; 8) calcaires oolithiques du Lias moyen.

rouge-brique, de marnes gréseuses rouges, de conglomérats (à galets de quartz, de silex bleutés, de grès rouges et de calcaire gris), reposent des dolomies noires à silex crèmes (2) auxquelles font suite des dolomies noires à patine grise en bancs très nets (3). Sur cet ensemble dolomitique, on observe des couches calcaires à pistes (calcaires à *Fucoïdes*, attribuables au Muschelkalk (?) (4). A ces calcaires fait suite un ensemble de marnes à gypse et de cargneules (5). Nous verrons plus loin quel âge on peut attribuer à ces couches à gypse. Puis, on observe des dolomies à interlits marneux ocres ressemblant beaucoup au Rhétien méditerranéen (6). Au niveau des maisons forestières (fig. 1), la base

de cette série de l'unité du Morron de Totana est couronnée par les dolomies grises du Lias inférieur (7). Vers l'W, au niveau du Cerro de las Cabras lui-même, des calcaires oolithiques du Lias (8) sont superposés aux dolomies grises. Ces calcaires disparaissent vers l'E par relèvement de l'axe de l'anticlinal qui affecte ces couches.

Vers le N, cette série de l'unité du Morron de Totana se développe en montrant des termes allant du Trias supérieur au Nummulitique. Les calcaires jurassiques forment, sur plus de 15 km, une falaise continue dont les sommets se dénomment d'W en E: Razos de la Carrasca, Morron de Totana et Morron

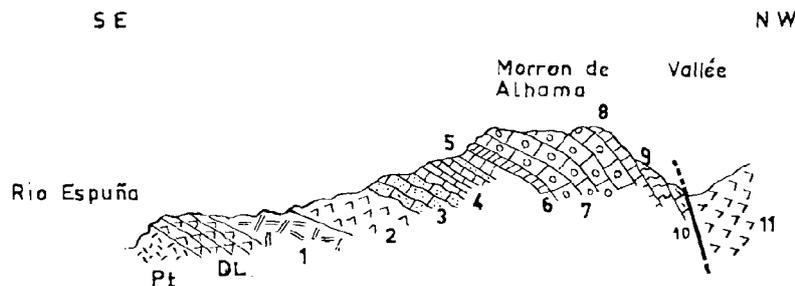


FIG. 5. — Coupe du Morron de Albama.

de Alhama. Au pied sud de cette falaise et au N du Cerro de las Cabras par exemple, s'étend une dépression importante. Ce sont des argneules, des marnes à gypse blanc et noir et des dolomies du Trias supérieur (fig. 5, 1). La série susjacent a déjà été reconnue en partie par P. Fallot (1929, 1945) et par N. et Y. Peyre (1960). Le Lias inférieur et moyen est représenté de bas en haut par des dolomies grises (2), des calcaires dolomitiques avec des passées calcaires (3) puis par des calcaires oolithiques vrais (4). Au-dessus de ces couches, un niveau oolithique ferrugineux a fourni à N. et Y. Peyre (1960) une faune du Domérien (5). Ensuite, se développent des calcaires marneux jaunâtres à *Cancellophycus* (6) du Jurassique moyen que surmontent des calcaires oolithiques, erinoïdiques, suivis de calcaires microcristallins gris (7). Un niveau noduleux de calcaire marneux crème (8) sépare les termes inférieurs des calcaires noduleux blancs du Tithonique (9).

Au N du massif, au niveau de la partie haute du Barranco del Valle (fig. 1) et jusqu'à la Fuente Blanca, des calcaires à *Nummulites* et *Alveolina*

reposent en transgression sur les calcaires noduleux du Jurassique supérieur (10). A ce sujet, P. Fallot (1945) a dessiné le Morron de Alhama comme un synclinal à flanc nord-ouest renversé. Ce Morron est, en réalité, constitué par une série monoclinale allant du Trias au Numulitique (fig. 5). Les dolomies qui apparaissent plus au NW, dans la dépression del Valle, reposent en contact anormal sur le Numulitique et vers l'E sur le Jurassique supérieur. Elles n'appartiennent donc pas au flanc renversé d'un « synclinal du Morron ».

b) LA SÉRIE POST-JURASSIQUE.

Pour observer la totalité de la série post-jurassique de l'unité du Morron de Totana, il faut se rendre au front nord du massif, au niveau de Malvariche (fig. 1). Du S vers le N, on observe une série vraisemblablement continue bien qu'un doute subsiste, en position renversée :

Les calcaires marneux gris appartenant peut-être au Néocomien (2) font suite aux couches noduleuses du Tithonique (1) (fig. 6). L'Aptien-Albien est représenté par un niveau de quelques mètres (3)

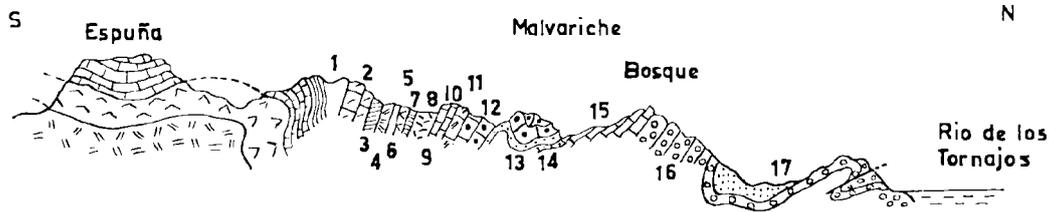


FIG. 6. — Coupe de la série de l'unité du Morron de Totana (front nord de l'Espuña).

- 1) couches noduleuses du Tithonique; 2) Néocomien ?; 3) Aptien-Albien glauconieux; 4) Cénomaniens glauconieux; 5) Crétacé supérieur marneux ?; 6) marnes blanches de l'Eocène inférieur ?; 7) Calcaires à Nummulites et Alvéolines de l'Yprésien-Lutétien inférieur; 8) marnes ocres; 9) calcaires à Gastéropodes; 10) Banc lumachellique; 11) calcaires à grandes Nummulites et Assilines; 12) marno-calcaires à Nummulites; 13) 1 m de calcaire marneux gris à Gastéropodes; 14) couches conglomératiques; 15) ensemble calcaire à Nummulites; 16) conglomérats blancs à éléments jurassiques; 17) marnes ocres et grès calcareux.

(P. Fallot, 1948, et N. et Y. Peyre, 1960). C'est une formation glauconieuse dont le sommet appartient déjà au Crétacé supérieur (Cénomaniens) (4). Le Crétacé supérieur (5) doit être représenté par des marno-calcaires blancs. La base de l'Eocène inférieur pourrait être en continuité avec ces couches sous forme de marnes blanches (6). Plus haut, au-dessus d'un conglomérat vient une barre (10 m) de calcaires à *Nummulites*, *Alveolina* et *Assilina* (7) de l'Yprésien-Lutétien inférieur (N. et Y. Peyre, 1960).

Sur cette première barre calcaire et en *continuité apparente*, on observe la coupe suivante :

- a) des marnes ocre-blanchâtre (quelques mètres) (8) ;
- b) des calcaires gris à Gastéropodes (9) avec à la base un banc lumachellique à très nombreux débris de Gastéropodes (10) (environ 15 m) ;
- c) des calcaires en banes nets à grandes Nummulites et à Assilines (15 m) (11) ;

d) un ensemble de calcaires marneux et de marno-calcaires gris, à grandes Nummulites (50 m au moins) (12) ;

e) un banc de 1 m de calcaire marneux gris à Gastéropodes (13) suivi de couches conglomératiques à gros galets de quartz blancs ou crèmes et à lydienne noire (14) ;

f) un ensemble de calcaire (50 à 60 m) à petites Nummulites (14) ;

g) des conglomérats blancs, constitués essentiellement d'éléments calcaires jurassiques (16) passant progressivement à des marnes ocrees et des grès calcaireux (17).

Cette série monte sûrement jusqu'à l'Oligocène. Le Miocène post-orogénique de la vallée de los Tornajos isole cette série, vers le N, de celle de la Loma de Palomeque et de la Peña Rubia.

4) Remarques stratigraphiques sur la série rouge permo-triasique.

La coupe de la Carasquilla (fig. 3) révèle la présence d'une série schisto-gréseuse rouge formée essentiellement de grès avec une passée conglomératique (4). A la base, au-dessus des dolomies noires (1) de l'unité du Morron Largo, affleurent des niveaux de marnes ocrees à gypse. Etant donné l'absence de faune, la question de l'âge de ces formations gypseuses est difficile à résoudre.

Jusqu'à présent on attribuait (P. Fallot, 1945) un âge permo-triasique aux grès rouges (cf. Permo-Trias de la nappe de Malaga). Dans le domaine de cette nappe, aux environs de Malaga même, la série permo-triasique comporte au sommet des argilites à gypses suivies de dolomies noires (J. Azéma, 1960). Or, dans le massif de la Sierra Espuña, les niveaux gypseux se rencontrent toujours sous une série gréseuse lie-de-vin ou rouge brique et sur des dolomies noires (Pied de la Garita, Pied de la Carasquilla). On se trouve devant l'alternative suivante : il s'agit :

— soit de rattacher les niveaux à gypse à la série gréseuse rouge (unité supérieure). Dans ce cas, on place les grès, conglomérats et quartzites de la Sierra Espuña sur les argilites qui reposent classiquement, nous l'avons vu, sur une série permo-triasique et sous les calcaires en plaquettes du Muschelkalk, supportant eux-mêmes les dolomies du Trias supérieur. La série rouge en question appartiendrait donc au Trias inférieur au moins.

— soit de rattacher ces niveaux à gypse à la série de l'unité sous-jacente, c'est-à-dire de les voir

en continuité stratigraphique sur les dolomies noires habituellement rattachées au Trias supérieur. Dans le domaine de la nappe de Malaga, des dolomies grises surmontent des dolomies noires. Dans la Sierra Espuña, il faudrait donc voir une variation de faciès par rapport à ce domaine pour expliquer la présence de marnes à gypse sur les dolomies noires.

Il semble que, dans la Sierra Espuña, on puisse rattacher les couches à gypse en question au Trias supérieur. En effet, dans la coupe de la base de l'unité du Morron de Totana (fig. 4), sur les dolomies noires à silex (3) reposent, sur un Muschelkalk caractéristique (4), des marnes bigarrées à gypse blanc et noir, des cargneules et des dolomies (5) présentant de nombreux points communs avec le Keuper subbétique (voir aussi fig. 5, 1).

5) Contact nord de la Sierra Espuña. Relations avec le Subbétique.

P. Fallot a admis, à plusieurs reprises, que la série nummulitique de la Sierra Espuña se retrouvait dans la Sierra de la Peña Rubia située plus au N. Dans la solution qu'il a envisagée (1945), il retrouvait la série nummulitique de la Sierra Espuña vers le N. Ceci tendrait à donner une origine « pénibétique » à tous les massifs situés au N de la Sierra Espuña.

Dans la vallée de los Tornajos, entre Espuña et Pedro Ponce, se développe une série nummulitique (Loma de Palomeque et Peña Rubia) présentant de nombreux caractères communs avec la série de l'Espuña mais différente dans son ensemble. De bas en haut, les termes suivants se succèdent (fig. 7).

Au pied même de la Peña Rubia se développent (fig. 7 b) des marnes bleues (Crétacé moyen), des calcaires blancs à silex, des calcaires à *Globo truncana* et des couches rouges sénoniennes. Ce Crétacé est très tectonisé. Dans la Peña Rubia, sur ce Crétacé, on observe une série monotone (150 m) de calcaire marno-gréseux et de marnes blanches (2) surmontées de calcaire ocre compact à Nummulites (Peña Rubia) (3).

A l'E de la Peña Rubia, la Loma de Palomeque donne la coupe suivante (fig. 7 a), de bas en haut : des marnes et des calcaires marneux blancs à silex et à *Globo truncana* (Crs) (5) du Crétacé supérieur avec à la base des calcaires contenant de gros quartz (4). Sur ce Crétacé supérieur, s'observe un conglomérat noir avec galets de silex et à *Nummulites* auquel font suite des calcaires noirs à Gasté-

ropodes (5). Le conglomérat marque la transgression du Nummulitique sur le Crétacé supérieur. Sur ces calcaires (5), on observe une barre de calcaire à Lithothamniées et à Nummulites (6) du Cuisien avec au sommet une surface ferrugineuse durcie.

Viennent ensuite des marnes ocrees avec quelques niveaux de calcaires roux à débris (7). Enfin couvrant le tout, des calcaires ocrees à Nummulites (8) en tous points semblables à ceux de la Peña Rubia, forment la Loma de Palomeque.

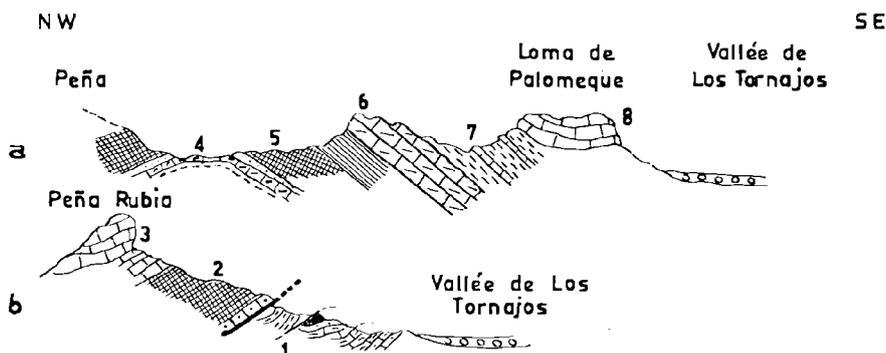


FIG. 7. — Coupe de la Peña Rubia et coupe de la Loma de Palomeque.

7 a : 4) calcaire à quartz ; 5) marnes et calcaires blancs à *Globotruncana* du Crétacé supérieur ; 6) calcaire à Algues et à Nummulites avec à la base des calcaires noirs à Gastéropodes ; 7) marnes ocrees et calcaires à débris ; 8) calcaires ocrees à Nummulites.
7 b : 1) Crétacé ; 2) série monotone de calcaires gréso-marneux et de marnes gréseuses ; 3) calcaires à Nummulites.

Les relations de ces séries avec celles de l'Espuña sont confuses. En aucun endroit n'est observable un passage quelconque de l'une à l'autre. Dans la Peña Rubia (fig. 7 b), le Nummulitique repose nettement sur des couches rouges sénoniennes (à caractères franchement subbétiques). Dans la Loma de Palomeque (fig. 7 a), le Nummulitique est indubitablement transgressif sur des couches de calcaires et de marnes blanches à *Globotruncana*. Le contact F (fig. 7 b) peut être mécanique ou stratigraphique. Les relations entre les séries de la Peña

Rubia (fig. 7 b) et de la Loma de Palomeque (fig. 7 a) restent à préciser. Ce que l'on peut affirmer, c'est qu'au N de la Sierra Espuña, existe une série constituée de Crétacé à affinités subbétiques (calcaires blancs à silex et marnes blanches à *Globotruncana*) et de Nummulitique transgressif sur ce Crétacé supérieur et possédant des caractères communs avec le Bétique de Malaga, représenté dans la Sierra Espuña. Il pourrait s'agir de *Pénibétique* poussé en avant et isolé sur le domaine subbétique.

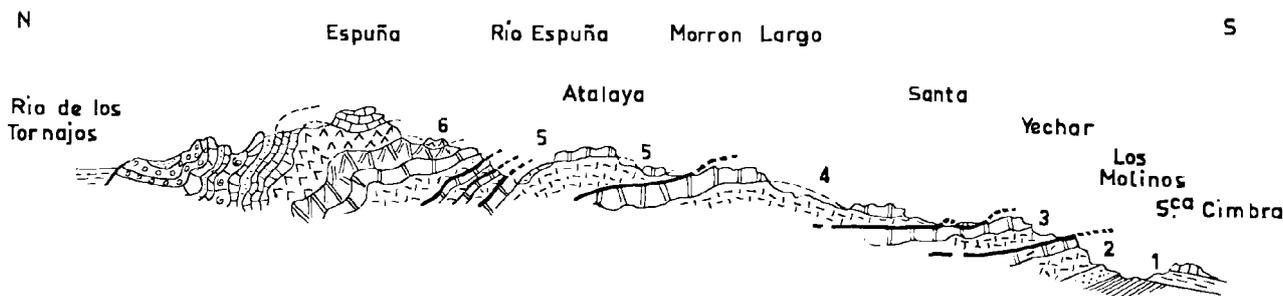


FIG. 8. — Coupe générale de la Sierra de l'Espuña.

CONCLUSIONS

Les contacts anormaux entre les différentes unités observées sont indiscutables. Pourtant, au N du Morron Largo, le sens des poussées n'est pas net. A ce niveau, les contacts pendent vers le N, d'où la possibilité d'envisager un déplacement du N vers le S. Il est pourtant plus logique de concevoir un déplacement du S vers le N. En effet, l'appartenance de la majeure partie de la Sierra Espuña à la partie frontale de la couverture sédimentaire de la nappe de Malaga paraît à l'heure actuelle un fait acquis. Seule la base du massif est alpujarride. Rappelons également que la Sierra Espuña se situe au N de l'axe antielinal orienté d'E en W de la Sierra Nevada.

La couverture de la nappe de Malaga, dans l'avancée des nappes, se serait désolidarisée de son noyau paléozoïque. En effet, à l'W de la Sierra Espuña, dans la Sierra de las Estancias, la nappe de Malaga comporte du Paléozoïque. Or, dans la Sierra Espuña, il a disparu totalement. Quelle explication peut-on avancer pour expliquer l'absence de tout terrain antérieur au Permo-Trias ? Au cours du mouvement de la nappe de Malaga vers le N, une désolidarisation du front de la couverture se serait effectuée au niveau du Permo-Trias, le Paléozoïque ne participant plus alors à l'avancée extrême de la nappe. L'épaisseur du Permo-Trias est très variable, ce qui revient à dire que la position de la surface de désolidarisation a pu varier au sein de cette série.

Le fait que les unités inférieures ne soient constituées que de Permo-Trias (formation schisto-

gréseuse rouge lie-de-vin, Muschelkalk et dolomies noires) peut s'expliquer par un écaillage de ce Permo-Trias lors du déplacement de l'ensemble de la nappe. Le glissement de l'unité du Morron de Totana après un cisaillement originel se limitant au Permo-Trias, aurait été facilité par la présence des niveaux de marnes à gypse situées sur les dolomies noires triasiques. Dans l'avancée des terrains vers le N, la base du massif de la Sierra Espuña se serait écaillée et pourrait avoir été dépassée par l'unité du Morron de Totana beaucoup plus massive et animée d'une énergie cinétique s'amortissant moins vite étant donné le grand pouvoir lubrifiant des marnes à gypse, seul niveau gypsifère de toute la série permo-triasique.

Au S de la Sierra Espuña, s'étend le domaine des nappes alpujarrides, éléments bétiques inférieurs à la nappe de Malaga et se situant au cœur de la prolongation est du bombement antielinal de la Sierra Nevada. La base alpujarride de la Sierra Espuña s'enfonce nettement sous la nappe de Malaga.

Les renversements généraux observables le long du front nord de la Sierra Espuña (Malvariche) (fig. 8) indiquent l'intensité du grippage profond s'effectuant au contact des unités septentrionales subbétiques. Ce grippage intensif a accentué le redressement des contacts vers le N, d'où l'apparence de chevauchements dirigés du N vers le S.

L'orogénèse post-vindobonienne a sûrement accentué dans une faible mesure le pendage des contacts et des couches étant données les inclinaisons observables dans les terrains post-orogéniques.

BIBLIOGRAPHIE

- AZEMA J. (1960). — Sur la structure du Secondaire et du Nummulitique des environs de Malaga (Espagne). *B.S.G.F.*, (7), II, p. 340-344.
- AZEMA J., DURAND-DELSA M. et PEYRE Y. (1960). — Corte del Mesozoico y del Eoceno en el Palo de Malaga (Andalucia). *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n° 59, p. 23-36.
- DUIUY DE LOME E. et TRIGUEROS E. (1958). — Mapa geologica de España, n° 932, 1/50.000°. *Inst. Geol. y Min. España*, Madrid.
- FALLOT P. (1929). — Equisse géologique du Massif de la Sierra Espuña. *Bol. R. Soc. Hist. Nat. Esp.*, t. XXIX, p. 199-211.
- FALLOT P. (1945). — Estudios geológicos en la zona subbetica entre Alicante y el rio Guadiana Menor. *Publ. Inst. « Lucas Mallada », C.S.I.C., Madrid.*
- FALLOT P. (1948). — Les Cordillères Bétiques, *ibid.*
- PEYRE N. et Y. (1960). — Observaciones geologicas sobre Sierra Espuña (Murcia). *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n° 59, p. 3-22.
- TRIGUEROS MOLINA E. y NAVARRO ALVARGONZALES A. (1961). Estudio geologico de los terminos de Aledo y Totana (parte norte) (prov. Murcia). *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España*, n° 61, p. 3-20.

Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Turkestan afghan

par Guy MENNESSIER

(2 fig.)

Les premiers renseignements sur la stratigraphie du Turkestan afghan ont été recueillis par C.L. Griesbach lors de ses mémorables courses avec la Commission de délimitation des frontières. Il les résuma en deux brèves notes (6, 7) tand que H.S. Bion (2) publiait, bien après, la description de quelques fossiles du Crétacé de cette région récoltés par C.L. Griesbach. Plus récemment, en 1936, H. de Cizancourt (4) en faisait rapidement le tour, suivi par des géologues pétroliers américains, F. Reeves (11) et H.G. Schenck (12). En 1954, S. Popol et S.W. Tromp (10) décrivaient une série de coupes dans le Turkestan. Enfin, j'ai eu moi-même l'occa-

sion d'effectuer quelques courses, en relevant plusieurs coupes détaillées. En dépit de la rapidité de ce travail, il ne m'a pas semblé inutile de faire le point de nos connaissances sur cette intéressante région.

1. Situation géographique du Turkestan afghan

Il s'étend au Nord-Ouest de l'Afghanistan. C'est un ensemble montagneux aux plis orientés principalement E-W, qui s'ennoie au Nord et à l'Ouest sous des étendues semi-désertiques. Il est limité au Sud par les monts du Firouz-Koh, au Sud-Est par

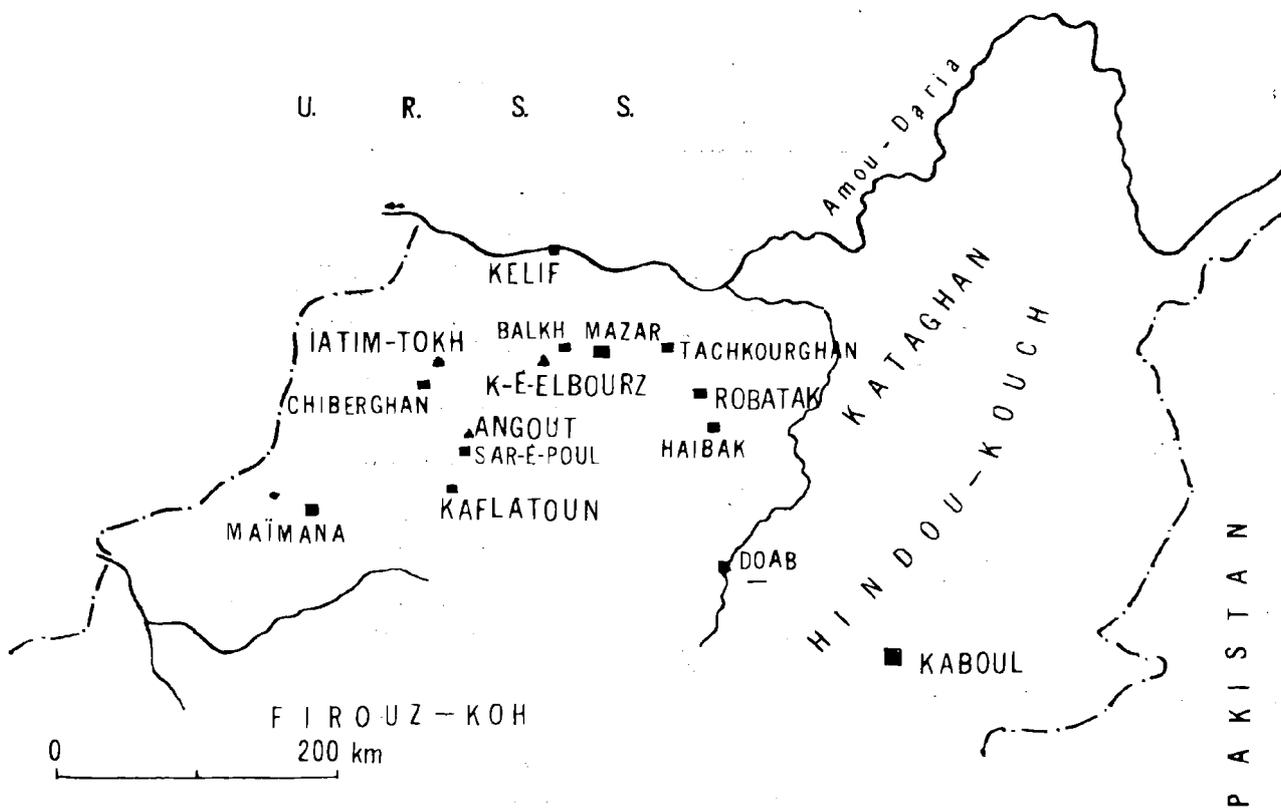


Fig. 1. — Schéma topographique du Turkestan afghan.

l'Hindou-Kouch occidental. Vers l'Est, il passe progressivement aux basses collines du Kataghan.

La capitale provinciale est Mazar-é-Chérit, les villes principales Maïmana, Sar-é-Poul, Chiberghan, Balkh, Tachkourghan et Haïbak.

La zone la plus spécialement envisagée dans cette note correspond à la région qui s'étend de Chiberghan à Haïbak.

2. Grandes lignes de la stratigraphie

H. de Cizancourt et ses collaborateurs (4) ont montré que la stratigraphie du Turkestan afghan était totalement différente de celle de l'Hazaradjat situé plus au Sud. Dans une note récente (*), j'ai repris cette interprétation en montrant le rôle joué par deux vieilles chaînes précambriennes, l'une E-W, celle des Afghanides, l'autre NW-SE, celle des Ghaznévides. En effet, celles-ci, durant le Mésozoïque et le Paléogène, déterminèrent des crêtes émergées séparant les différents bassins sédimentaires afghans : bassin du Turkestan au Nord-Ouest, zone du Sud-Est afghan s'étendant le long de la frontière afghano-pakistanaise et bassin de l'Hazaradjat à l'Ouest. J'ai montré en outre que les plissements du Turkestan se rattachaient au rameau alpidique, que ceux du Sud-Est afghan se rattachaient au rameau dinarique, tandis que l'Hazaradjat semblait jouer le rôle d'un massif intermédiaire ou d'un noyau rhodopien au sens de J.H. Brünn.

A la base vient une puissante série de schistes noirs, avec des intercalations gréseuses et de nombreuses et très minces lentilles de charbon que l'on peut attribuer vraisemblablement au Jurassique. Au-dessus, le Crétacé inférieur est représenté par un ensemble de grès et de conglomérats formant la série du « red grit » de C.L. Griesbach. Un ensemble argilo-gypseux correspond sans doute au Barrémien. Plus haut se développe une vaste série, que l'on peut appeler série des couches vertes à la suite de S.W. Tromp, qui monte de l'Aptien au Sénonien inférieur. Les couches vertes sont couronnées par une puissante barre de calcaires blancs dont la base est sénonienne supérieure et le sommet paléocène, qui représentent la série des calcaires massifs de S.W. Tromp, équivalente à celle des calcaires à *Exogyra* de C.L. Griesbach ou encore à celle des

calcaires de *Ghouri* (localité au Sud d'Haïbak) de Schenk. Les calcaires massifs sont surmontés par des couches surtout argileuses appartenant à la série de *Tachkourghan* de C.L. Griesbach, prise dans le sens restreint que lui a donné Tromp, qui comprend sûrement l'Yprésien et le Lutétien et monte sans doute jusque dans l'Oligocène (cf. 9).

Dans le dégrossissage stratigraphique que présente cette note, j'ai été aidé en dehors de mes propres récoltes et des déterminations de H. Bion et de H. de Cizancourt, par une belle série bien déterminée que possède le Ministère Royal des Mines et de l'Industrie d'Afghanistan. Avant de décrire quelques coupes types, je résumerai les listes de fossiles pour les différents étages.

3. Répartition stratigraphique des fossiles

Série du « red grit »

VALANGINIEN :

Alectryonia rectangularis ROEM.
Litschkovitrigonia tenuituberculata SAVEL.
Myophorella loewinsoni-lesingi RENZ.

HAUTTERIVIEN :

Iotrigonia jakschisaurensis LUPP.
I. scapha AG.

Série des couches vertes

ALBIEN :

Rhynchonella sp.
Amphidonta aff. *conica* SOW.
Inoceramus anglicus WOOD.
I. bywerowskiae SAVEL.
I. concentricus PARK.
I. mandibula NORD.
Iotrigonia alecsitschici SAVEL.
Liotrigonia davoii SAND.
L. immutata SAVEL.
L. ninoe SAVEL.
L. spinosa PARK.
L. lamatakensis SAVEL.
L. vicariana LYCETT.
Pterotrigonia klytschevae SAVEL.
P. tatiandae SAVEL.
Panopea sp.
Pecten sp.
Ptychomya robinaldi D'ORB.
Trigonia sp.
Trigonoarca passyi D'ORB.
Turritella sp.
Acanthoplites buplicatus SINZ.

(*) G. MENNESSIER (1961). — Sur la Géologie de la région de Kaboul et ses rapports avec les zones limitrophes. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dynam.*, 1961, fasc. 3, 13 p., 6 fig.

A. litschovi SAVEL.
A. sp.
A. mangyschlakensis LUP.
Cleoniceras mangyschlakensis LUP.
Dimorphoplites sinzovi SAVEL.
Douvilleceras mammilatum SCHLOT.
Hoplites sp. gr. de *dentatus* SOW.
Leymeriella tardefurcata LEYM.
Sonneratia dutemplei D'ORB.
Tetrahoplites medius SOW.
T. orientalis CASEY.
T. rossicus SINZ.

CÉNOMANIEN :

Cyphosoma sp. (1).
Micraster praecursor ROWE (1).
M. sp. (1).
Terebratula aff. *semiglobosa* N'ORB. (1).
Ichtyosarcolithes sp. (2).
Caprinula soluni BOBK.
Inoceramus crispus MANT.
I. pictus SOW.
I. tenuis MANT.
Isocardia sp.
Modiolus bukharensis ARKH.
M. turkestanensis ARKH.
Praeradiolites sp.
Natica sp.
Acanthoceras cf. *naviculare* MANT. (2)
Hoplites sp. (2).
Placenticeras gaurdakensis LUP.
P. mediasiastiana LUP.
Scaphites sp. (1).
Schlönbachia coupei BRONG.
S. sharpei SEM.
S. varians BRONG.

TURONIEN :

Amphidonta columba LK.
A. columba LK. var. *chaperi* BAYLE.
Exogyra olisiponensis SHARPE.
E. turkestanensis BORN.
Gryphaea costei COQ.
G. navia GABB.
G. pitchei MUB. var. *tucumcavi* MARCOU.
G. praesinzovi ARKH.
G. vesicularis SOW. var. *turkestanensis* BOB.
Korobkovitrigonia darvaseana ROM.
K. korobkovi SAND.
Lima marroti D'ORB.
Lioostrea boucheroni COQ.
L. delettrei COQ.
L. jazartensis SIMAK.

L. oxiana ROM.
L. rouvillei COQ.
Ostrea vatonnei THOM. et PÉRON.
Plicatula cf. *batnensis* COQ.
Spondylus spinosus SOW.
Acanthoceras amirarensis ARKH.
Pachyceras peramplus MANT.
Placenticeras sp.

Sommet de la série des couches vertes
et base de la série des calcaires massifs

SÉNONIEN :

Orbitella apiculata SCHLUMB. (6).
O. tissoti SCHLUMB. var. *vredenburgi* DOUV. (6).
Orbitocyclina minima DOUV. (6).
Rhynchonella sp. gr. de *crenifera* STOL. (5).
Terebratula semiglobosa D'ORB. (3).
Alectyonia dichotoma BAYLE.
A. falcata MORTON.
Brachydontes sp. gr. de *lineatus* SOW. (5).
Chlamys sp. gr. de *anapaudiensis* STOL. (5).
Exogyra decussata COO. (4).
E. laciniata NILLS. (5).
E. ostracina LK. (4).
E. plicifera DUJ. (4).
E. spinosa MATH. var. *malicensis* MUZ.
Gryphaea vesicularis LK.
Inoceramus inconstans WOOD. var. *plana* ELB.
I. inconstans WOOD. var. *sarumensis*.
I. inconstans WOOD. var. *subsarumensis* RENZ.
I. lingula GOLDF.
Lioostrea acutirostris NILLS.
L. michailowski BORN.
L. prima ROM.
Neithea quinquecostata SOW. (1).

Partie supérieure
de la série des calcaires massifs

EOCÈNE INFÉRIEUR :

Cardium cf. *trifidum* DESH.
Crassatella bellovacensis LK.
Cubitostrea sp.
Cyprina lunulata DESH.
Gryphaea antiqua SCHWERZ.
G. sp.
Isocardia sp.
Lima sp.
Nemorcardium cf. *edwardsi* DESH.

1. H.H. Hayden (8) ; 2. J. Barthoux (1) ; 3. R. Furon (5) ; 4. H.S. Bion (2) ; 5. G. Mennessier (9) ; 6. H. de Cizancourt (4). Sans indication : collections du Ministère des Mines et de l'Industrie d'Afghanistan.

Ostrea cymbularia MÜNST.
O. eversa MILL.
O. maliskyi VIAL.
Panopea sp. gr. de *vaudini* DESH.
Apporhais cornutus ALEX.
Cassidaria sp.
Clavilithes sp.
Haustator sp.
Pleurotomaria turkestanensis MIR.
Valvata sp.

4. Coupe type de Kaflatoun

A une vingtaine de kilomètres au Sud de Sar-é-Poul, les montagnes de Kaflatoun donnent une très bonne coupe. En se dirigeant du Nord vers le Sud, le long du cours d'eau qui passe par Kaflatoun, on rencontre successivement la série nummulitique à la sortie des gorges qui sont taillées dans la série des calcaires massifs, puis à l'entrée de celles-ci la série des couches vertes sur laquelle est bâti le village. On suit celle-ci le long de la vallée en direction de Mirzawalang. Avant d'arriver à ce village, le grand affluent de rive droite donne une bonne section de la base des couches vertes, puis des couches gypsifères, du « red grit » et enfin des schistes noirs à lentilles charbonneuses, qui affleurent au centre d'un vaste anticlinal dont on vient de recouper le flanc septentrional.

La figure 2 schématise la section observée pour le Crétacé. On peut la résumer ainsi :

Néogène (série d'Hérat)

- 1) Grès, conglomérats, discordance.

Série de Tachkourghan

- 2) Marnes avec rares intercalations de conglomérats et de grès. 300 m.
- 3) Marnes couronnées par 5 m de calcaires : horizon de Suzak. 20 m.

Série des calcaires massifs

- 4) Calcaires blancs, marmoréens, très massifs avec des Radiolitidés à la base et la faune paléocène au sommet. 400 m.

Série des couches vertes

- 5) *Sénonien*: 160 m d'argiles verdâtres, gypseuses vers le sommet, avec des intercalations calcaires, passant au sommet à 30-40 m d'une formation surtout gréseuse.

- 6) *Turonien* : 120-130 m d'argiles grises ou verdâtres avec un banc calcaire au sommet du premier tiers et un peu de gypse au sommet.
- 7) *Cénomanién* : 80 m d'argiles encadrées par deux bancs calcaires d'une dizaine de mètres.
- 8) *Albien* : 350 m environ d'argiles avec de rares intercalations calcaires ou gréseuses reposant sur un faisceau de bancs calcaires minces alternant avec des argiles et des grès. 65 m environ.
- 9) *Aptien* : 150 m environ de grès alternant avec des calcaires, avec une couche d'argile gypsifère.

Formation gypsifère

- 10) *Barrémién* : 70-80 m d'argiles rouges avec du gypse rose et deux bancs calcaires vers la base.

Série du « red grit »

- 11) *Valanginién-Hauterivién* : 360 m environ d'alternances de grès et de conglomérats rouges avec des argiles de même couleur dans la partie supérieure, le premier tiers étant entièrement détritique.

Série de Saïghan ?

- 12) *Jurassique ?* : sur près d'au moins 1500 m se développe une série de schistes noirs à petites veines lenticulaires de charbon, renfermant dans le tiers inférieur de nombreuses intercalations de grès.

L'interprétation stratigraphique proposée ci-dessus est évidemment une approximation, peut-être grossière, car le temps nécessaire à une étude stratigraphique détaillée n'a pu lui être consacré. Elle repose pour une part sur des récoltes rapides de fossiles, souvent en mauvais état, complétées par l'examen des collections de fossiles du Ministère des Mines et de l'Industrie.

Une question importante est celle des discordances. L'une est évidente à la base du Néogène continental. Une autre me paraît exister à la base de la série du *red grit*, les schistes à charbon paraissant bien plus développés sur le flanc sud de l'anticlinal de Kaflatoun. Un sondage près de Sar-é-Poul, à Angout, a par ailleurs touché directement des gneiss sous le *red grit*, ce qui confirmerait la discordance précédente. La présence de celle-ci incite d'ailleurs à se demander si l'on peut, à la suite de F. Reeves (11), paralléliser complètement les schistes à charbon avec les couches connues plus au Sud sous le nom de série de Saïghan qui supportent les couches du *red grit*. Des études ultérieures diront sans

doute si l'on peut assimiler ces schistes à une partie de la série de Saïghan, où le charbon est localisé à un niveau défini et non localisé dans la masse, ou peut-être à des couches plus anciennes, voire triasiques.

J'ai par ailleurs pu examiner d'autres coupes dans le Turkestan, soit en surface, soit à partir de « logs » de sondages.

5. Variations du Crétacé dans le Turkestan afghan

Pour la rédaction de ce paragraphe, j'utiliserai largement le cours de stratigraphie de l'Afghanistan que j'ai professé à la Faculté des Sciences de Kaboul. Il est possible de suivre les variations de la coupe type de Kaflatoun d'une part vers le Nord à l'aide des sondages d'Angout n° 3 situé un peu au Nord-Est de Sar-é-Poul, de latim-Tokh foré au Nord-Est de Chiberghan, et de la coupe donnée par les collines de Koh-é-Elbourz au Sud de Balkh et de la section du col de Robatak entre Tachkourghan et Haïbak (fig. 2).

VARIATIONS VERS LE NORD. — Avec des calcaires massifs plus ou moins complets, l'épaisseur totale du Crétacé se maintient à Angout (1400 m environ) et à latim-Tokh (1750 m environ), mais se réduit certainement beaucoup à Kélib où la série Albien-Sénonien inférieur tombe à 400 m.

À Angout, le « *red grit* » reste analogue à ce qu'il était à Kaflatoun. Par contre, à latim-Tokh, les conglomérats disparaissent presque totalement tandis que des argiles se développent entre les banes de grès. D'Angout à Kélib, le Barrémien varie assez peu. Les banes de calcaires aptiens présents à Kaflatoun, avec des grès, se réduisent beaucoup à Angout, pour disparaître à latim-Tokh où l'Aptien est argilo-gréseux. Les grès eux-mêmes se réduisent dans la coupe de Kélib.

Les faciès du Cénomaniens et du Turonien se chargent en gypse à latim-Tokh et à Kélib. Dans les banes attribués au Sénonien inférieur, des grès prennent un peu d'extension à latim-Tokh.

À Kélib, les calcaires massifs sont représentés par une alternance de marnes, et de gypse avec un peu de grès au sommet.

VARIATIONS VERS L'EST. — La coupe de Koh-é-Elbourz est très voisine de celle de Kaflatoun et n'attire que peu d'observations : absence de gypse vers la limite turono-sénonienne, développement léger des calcaires du Barrémien au Sénonien inférieur. Par contre, plus à l'Est, au col de Robatak,

la série valangino-cénomaniens se réduit à 450 m contre plus de 1050 m à Kaflatoun. Les calcaires se développent simultanément. La série gypsifère attribuée au Barrémien paraît manquer, à moins qu'elle ne soit représentée par une grosse masse de conglomérats qui marque la proximité de l'Hindou-Kouch.

Dans l'ensemble, il faut noter une diminution d'épaisseur vers le Nord et vers l'Est. Ce fait joint à la faible épaisseur du Crétacé, coupé de discordances et de lacune, à Doab, sur la bordure sud-est du Turkestan, incite à placer le centre du bassin dans la région qui s'étend de Mazar-é-Chérif à Sar-é-Poul. Le fond de ce bassin était probablement accidenté de hauts-fonds du genre de celui rencontré par le sondage d'Angout au-dessus duquel le Crétacé enregistre une nette diminution d'épaisseur.

La répartition des éléments détritiques de Kaflatoun à Kélib montre une provenance très probable de la bordure méridionale du bassin. Par contre, si les conglomérats demeurent importants, les éléments détritiques fins paraissent se réduire considérablement vers l'Est, tandis que les calcaires prennent de l'importance.

Au point de vue profondeur de la mer, celle-ci a dû croître depuis le régime lagunaire du Barrémien faisant suite au « *red grit* » à dominance continentale bien que présentant des lèches marines. La profondeur maximale correspond aux argiles de l'Albien. Au Turonien et au Sénonien inférieur, le développement des gypses marque une tendance à un régime lagunaire (qui s'accroît sans doute vers l'Est dans la série salifère du Kataghan). Les calcaires massifs soulignent le retour à un régime franchement marin dans le centre du bassin, qui correspond bien à leur caractère transgressif vers le Sud dans la région de Doab (cf. 9). Le passage du Crétacé au Tertiaire se fait tranquillement en leur sein. Sur l'Amou-Daria, à Kélib, ils prennent le type de la formation de Boukhara des auteurs russes.

Dans le Lexique Stratigraphique International, je me suis efforcé de résumer et de synthétiser les connaissances que l'on pouvait avoir sur la stratigraphie du Turkestan. Il ne me paraît pas utile de reprendre ici la description des coupes publiées dans l'ouvrage précédent et je me bornerai à envisager à nouveau les grandes lignes des faciès dans un cadre plus général.

Le « *red grit* » est actuellement connu dans toute la partie orientale du Turkestan. Il paraît débiter

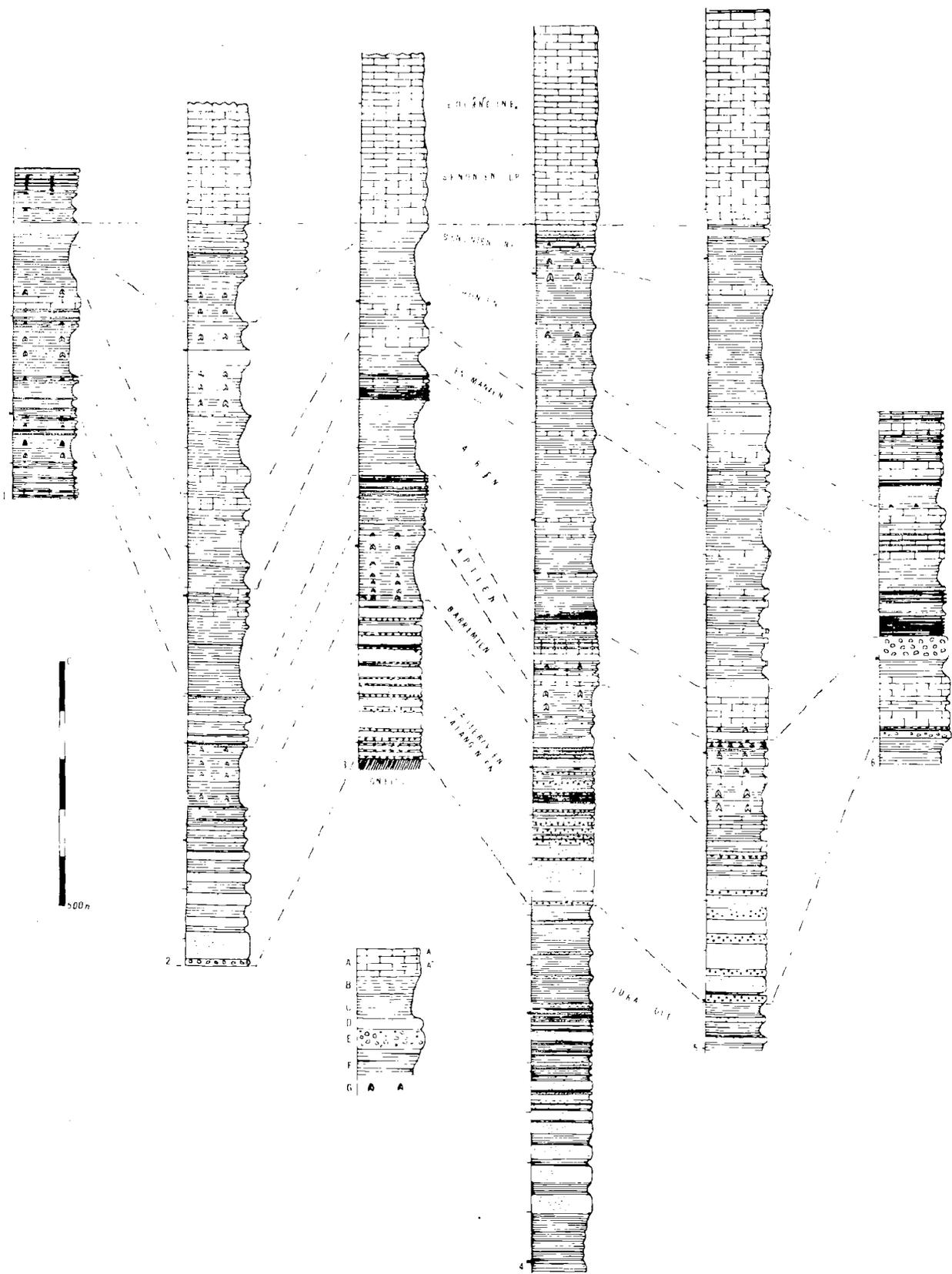


FIG. 2. — Colonnes stratigraphiques au travers du Turkestan afghan.

1. Coupe des collines de Kélif; 2. « Log » du sondage d'Iatim-Tokh; 3. « Log » du sondage d'Angout n° 3; 4. Coupe de Kafatoun; 5. Coupe de Koh-é-Elbourz; 6. Coupe de Robatak.

Légende : A Calcaires; A' Dolomies; A'' Calcaires marneux; B Marnes; C Argiles; D Grès; E Conglomérats; F Marnes à lentilles de charbon; G Gypse.

partout par une discordance plus ou moins marquée. K. BRUECKL (3) l'a signalé directement transgressif sur les terrains métamorphiques de l'Hindou-Kouch. Il se montre très comparable au Crétacé inférieur des montagnes du Zeravchan, de Gissar, du Darwaz, situées au Nord de l'Amou-Daria, ainsi qu'à celui du Pamir et du Tadjikistan. Il correspond en particulier aux séries rouges surtout continentales, mais avec des intercalations marines, du Tadjikistan (séries d'Almourad et de Kyzyltach).

L'attribution au Barrémien des couches gypsifères au-dessus du « *red grit* » paraît confirmée par l'existence de couches analogues formant la base de la série tadjique d'Okouzboulak se terminant toutefois par des couches barrémiennes marines.

La série des couches vertes paraît s'effiler rapidement vers le Sud-Est et passer vers l'Est, au moins en partie, aux couches salifères de Namakab affleurant dans le Kataghan (comme paraît le montrer la découverte que j'ai faite de Coelentérés du Sénonien dans un banc de calcaire associé à la série salifère auprès de la mine de Namakab). Le long de l'Hindou-Kouch occidental, près de Doab, elle semble réduite à des marnes attribuées au Cénomaniens par H.H. Hayden (8). Dans l'Ouest du Turkestan, des marnes vertes et des grès à *Exogyra* cf. *latissima* Lk. signalés par S.W. Tromp (10) paraissent se rattacher aux « couches vertes ».

Des couches analogues se rencontrent au Nord de l'Amou-Daria. Là une vaste transgression s'amor-

ce à l'Aptien dont les effets se sont fait sentir dans le Turkestan afghan où les dépôts marins de la série des couches vertes ont succédé au régime surtout continental du « *red grit* » par l'intermédiaire du régime lagunaire du Barrémien.

Au Sénonien supérieur, la série des calcaires massifs manifeste une extension de la transgression méso-crétacée. Vers l'Ouest et le Sud-Ouest, selon C.L. Griesbach, les calcaires massifs passeraient latéralement à des calcaires marneux à Inocérames et à des « craies ».

Durant le dépôt de la série précédente et de la série de Taehkourghan qui la surmonte, c'est-à-dire du Sénonien supérieur à l'Oligocène inférieur (9), les conditions sédimentaires demeurent très semblables à celles régnant au Nord de l'Amou-Daria.

En résumé, il convient de retenir que le Turkestan afghan a été occupé durant le Crétacé, en particulier, par un vaste bassin sédimentaire de type épicontinental, à la stratigraphie variée, où se remarquent les éléments détritiques descendus des chaînes bordières à l'Est et au Sud, des argiles grises ou vertes souvent gypsifères et des intercalations de calcaires qui se développent surtout au Crétacé terminal en excluant les précédentes. A la lumière des quelques éléments aujourd'hui disponibles, il paraît très probable qu'une stratigraphie très fine pourra être établie, tout au moins pour le Méso-crétacé.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- (1) BARTHOUX J. (1933). — Notes géologiques sur l'Afghanistan. *C.R. Cong. Soc. Sav.* (Toulouse), p. 126-133, 3 fig.
- (2) BION H.S. (1925). — Notes on cretaceous Fossils from Afghanistan and Khorassan. *Rec. Geol. Surv. India*, v. LVI, pt. 3, p. 257-267.
- (3) BRUECKL K. (1935). — Ueber die Geologie von Badakshan und Kataghan (Afghanistan). *N. Jahrbuch f. Miner.*, Bd. 74, Abt. B, p. 360-401, 11 pl., 1 fig.
- (4) CIZANCOURT DE H. CIZANCOURT DE H. (Mme) et VAUTRIN H. (1957). — Remarques sur la structure de l'Hindou-Kouch. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. VII, fasc. 7, p. 377-400, 1 fig.
- (5) FURON R. (1926). — L'Hindou-Kouch et le Kaboulistan. (Contribution à l'étude géologique et géomorphogénique de l'Afghanistan). *Paris*, 170 p., 23 fig., 10 pl., 1 carte.
- (6) GRIESBACH C.L. (1886). — Field-Notes from Afghanistan (N° 3), Turkistan. *Rec. Geol. Surv. India*, v. XX, pt. 4, p. 235-267.
- (7) GRIESBACH C.L. (1887). — Field-Notes from Afghanistan (N° 4), from Turkistan to India. *Rec. Geol. Surv. India*, v. XX, pt. 1, p. 17-26.
- (8) HAYDEN H.H. (1911). — The Geology of Northern Afghanistan. *Mem. Geol. Surv. India*, v. XXIX, p. 1-97, 12 fig., 19 pl., 1 carte.
- (9) MENESSIER G. (1961). — Lexique stratigraphique international. Afghanistan. V. III, fasc. 9a, 171 p., 2 fig.
- (10) POPOL S. et TROMP S.W. (1954). — The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I. - *Kon. Nederl. Akad. Wetens. Proc.*, Sér. E. 57, n° 3, p. 370-394, 1 fig.
- (11) REEVES F. (1938). — Oil possibilities of Northwestern Afghanistan. *Rapp. Serv. Geol. Afgh.* GSA 1071 (inédit, résumé in 9).
- (12) SCHENCK H.G. (1938). — Map of Koh-i-Elburz traverse. *Rapp. Serv. Geol. Afgh.* GSA 1338 (inédit, résumé in 9).

Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais

par A. BOUZOZ

(4 fig.)

Sommaire. — La structure du bassin houiller du Boulonnais se caractérise par la présence d'un anticlinal à axe W.NW - E.SE faisant partie du massif autochtone de Ferques, recouvert par deux unités tectoniques charriées reposant sur l'anticlinal par le jeu de la faille du Haut-Banc et de la faille d'Hydrequent. L'étude détaillée des sondages de la région et de l'allure des failles conduit à admettre l'extension du flanc Sud de l'anticlinal, connu à l'Est dans la région d'Hénichart-Bois des Roches, vers l'Ouest, en direction de Rinxent et de Marquise. D'autre part, l'assimilation de la faille d'Hydrequent à la faille Barrois (faille limite du P.-de-C.) et de la faille du Haut-Banc à la faille Pruvost du bassin du Nord-Pas-de-Calais paraît très probable.

L'étude du bassin houiller du Boulonnais a fait l'objet de publications nombreuses dont deux peuvent être considérées comme fondamentales : ce sont celles d'Olry en 1904 (1) et de M. P. Pruvost et Mgr G. Delépine en 1921 (2). La monographie d'Olry donne des renseignements nombreux sur l'ensemble des travaux miniers, les fosses et les veines exploitées, les accidents rencontrés, ce qui permet de reconstituer les séries stratigraphiques présentes dans les différentes régions : là où il est le plus épais (région N.W. d'Hardinghen), le houiller productif a une épaisseur d'environ 200 m et contient au moins cinq veines exploitables, d'un charbon dont l'indice de M.V. est de l'ordre de 32 %. Il appartient vraisemblablement en totalité à l'assise de Vicoigne. Le Namurien n'a jamais été signalé ; sa présence est possible mais, s'il existe, son épaisseur doit être très réduite, de l'ordre de quelques mètres, comme cela se passe à l'extrémité Ouest du bassin du Pas-de-Calais.

Les coupes structurales que donnent Olry signalent la faille d'Hydrequent (faille du Sud n° 2) et la faille du Haut-Banc (faille du Sud n° 1 et faille du Nord) ainsi que les superpositions anormales qu'elles entraînent.

La note de M. Pruvost et de Mgr Delépine a complété les connaissances qu'on avait de la série stratigraphique du Dinantien grâce à l'étude détaillée du sondage de la Vallée Heureuse ; elle donne également une coupe structurale passant par ce sondage et la fosse d'Elinghen et explique le mécanisme de la mise en place des diverses unités tectoniques.

Dans la carte de la fig. 1, nous donnons l'allure générale du bassin du Boulonnais telle qu'on peut la déduire des travaux d'Olry, de la carte géologique au 1/80.000 et des renseignements donnés par les puits et sondages de la région (archives du service géologique du Bassin du Nord-Pas-de-Calais). Avec les coupes des fig. 2 et 3, il est aisé de se faire une idée de la structure générale.

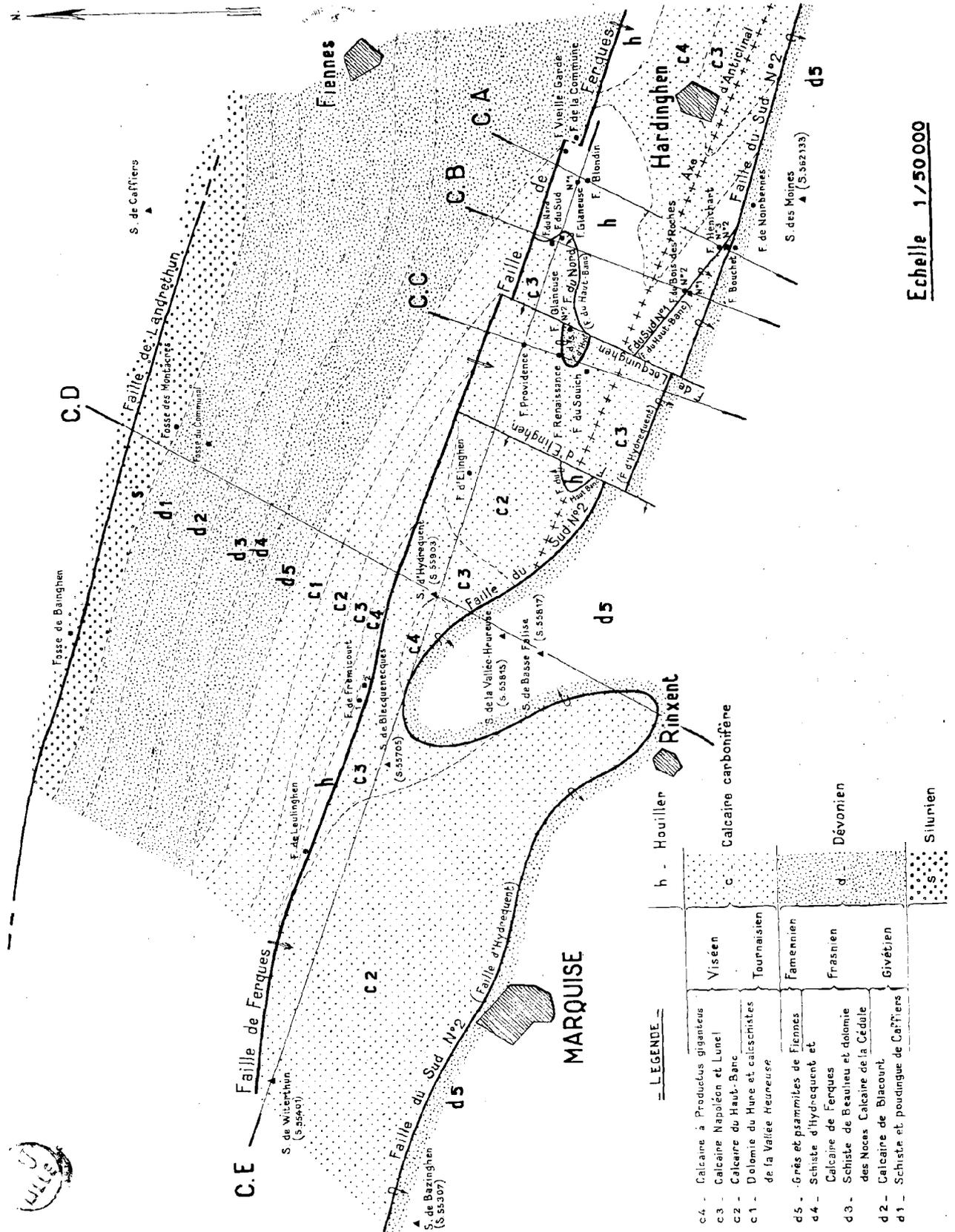
I. — Anticlinal d'Hardinghen

Cet anticlinal est matérialisé par les pendages Nord observés notamment dans les exploitations des fosses Blondin, Glaneuse n° 1, Nord et Sud, Providence et Renaissance dans la bande Nord du bassin et par les pendages Sud des exploitations des fosses de la bande Sud (Hénichart et Bois des Roches). L'anticlinal plonge en direction W.N.W. Il fait partie du massif autochtone de Ferques (voir coupes A, B et C, fig. 2).

II. — Faille du Haut-Banc

La faille du Haut-Banc a été recoupée par un grand nombre de puits : fosses du Nord et du Sud (coupe B), fosses Providence, Renaissance et du Souich (coupe C), fosse d'Elinghen (coupe D, fig. 3) et aussi par des sondages : Hydrequent, Vallée Heureuse, Blecqueneques. Tous ces travaux montrent que dans la moitié nord du bassin, la faille du Haut-Banc (primitivement appelée faille du Nord) plonge vers le Nord mais avec une légère remontée au voisinage de la faille de Ferques. Dans la moitié Sud, elle a été recoupée notamment par la fosse Hénichart n° 2 (coupe A) et par les

Fig.1 - Carte géologique du Bassin Houiller du Boulonnais



LEGENDE

c4 - Calcaire à Productus gigantes	h - Houiller
c3 - Calcaire Napoléon et Lunel	c - Calcaire carbonifère
c2 - Calcaire du Haut-Banc	d - Dévonien
c1 - Dolomie du Hune et calcischistes de la Vallée Heuneuse	s - Silurien
d5 - Grès et psammites de Fiennes	
d4 - Schiste d'Hydrequent et	
d3 - Calcaire de Ferques	
d3 - Schiste de Beauieu et dolomie des Noces	
d2 - Calcaire de Blacourt	
d1 - Schiste et poudingue de Caffiers	

fosses n° 1 (coupe B), 4 et 5 du Bois des Roches. Les travaux ont montré que, dans cette région, elle plonge vers le Sud et constitue ce que l'on avait primitivement appelé la faille du Sud n° 1.

En plan, les affleurements de la faille du Nord et la faille du Sud n° 1 convergent ; c'est L. Breton (3) qui a eu le premier l'idée que ces deux failles n'en constituaient qu'une seule, appelée

depuis la faille du Haut-Banc (2, p. 193) et ayant une allure anticlinale coiffant le massif de Ferques ; Oly en a cartographié le contour en affleurement (1, Pl. I).

Dans toute la région que nous étudions, la faille du Haut-Banc est surmontée par le massif du même nom, entièrement composé de calcaire carbonifère charrié mais non renversé (4). Cette dernière obser-

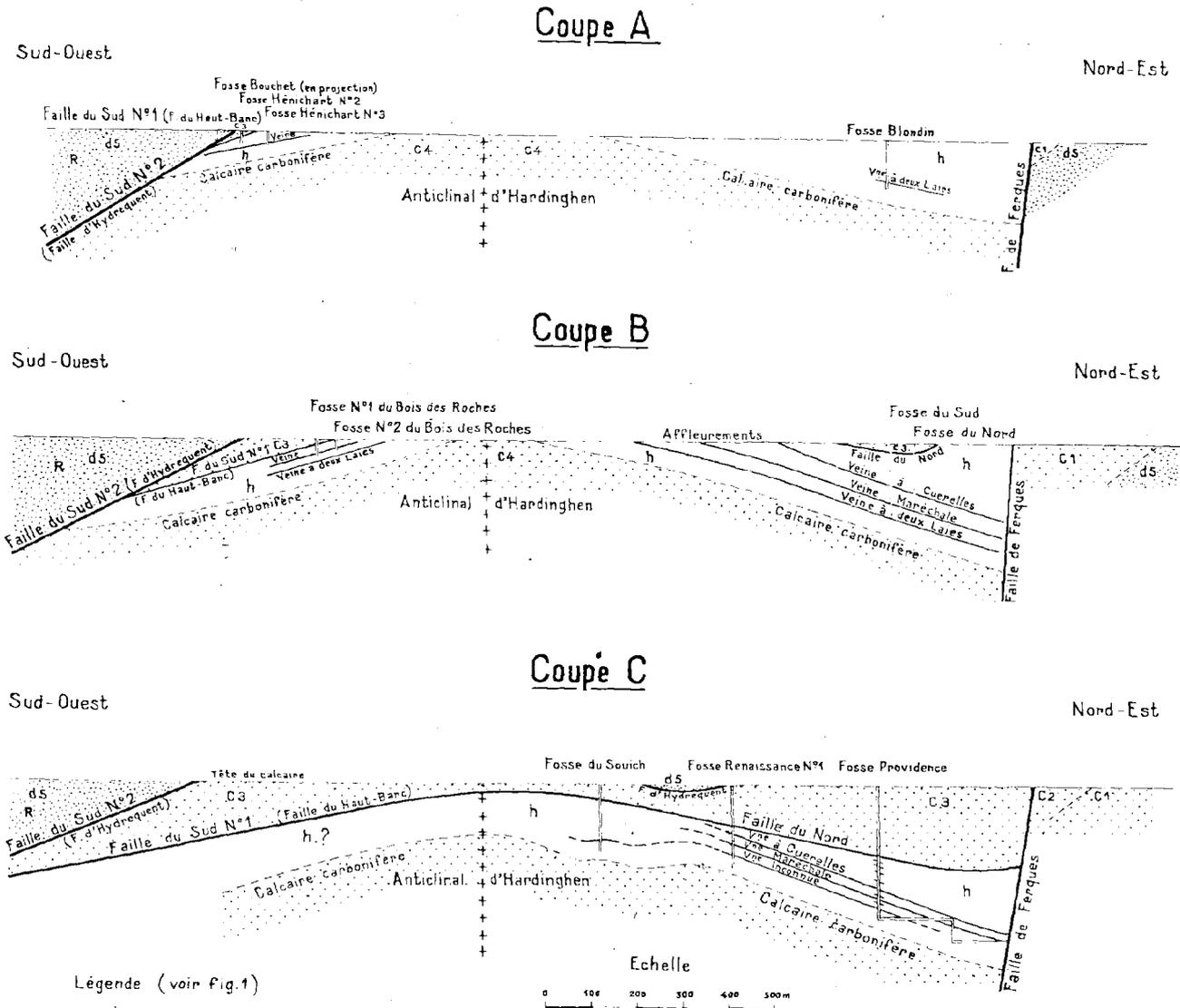
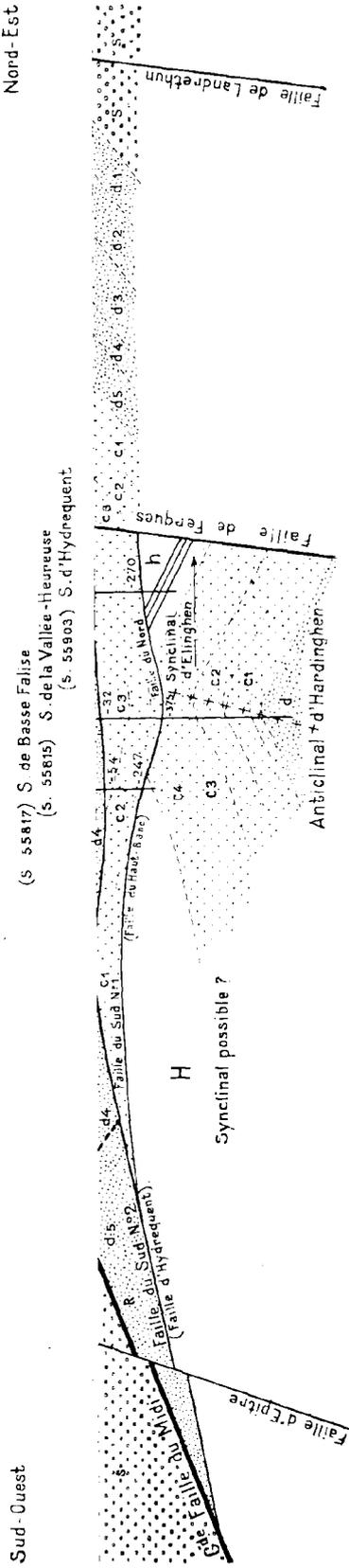


Fig. 2 - Coupes transversales

Coupe D

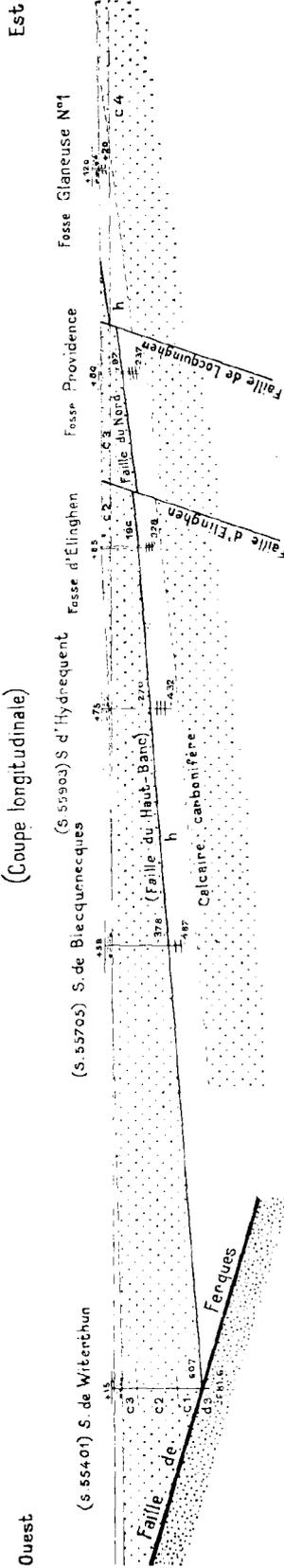
(Coupe transversale)



Echelle 1/40 000

Coupe E

(Coupe longitudinale)



Echelle 1/50 000

fig. 3

Légende (voir fig. 1)

vation a une signification tectonique importante, comme nous le verrons plus loin. L'ensemble massif et faille du Haut-Banc s'ennoie vers l'Ouest avec une pente moyenne de 4° comme le montre la coupe E de la fig. 3.

III. — Faille d'Hydrequent

La faille d'Hydrequent, ou faille du Sud n° 2 des anciens auteurs, limite le bassin houiller du Boulonnais sur son bord Sud. C'est une faille de charriage très importante puisqu'elle fait reposer du Dévonien supérieur renversé (schistes d'Hydrequent et grès de Fiennes) sur le massif de calcaire carbonifère du Haut-Banc. Elle a été recoupée dans l'Est du bassin par la fosse de Noirbernes n° 2, la fosse Bouchet (coupe A) et le sondage des Moines. Vers l'Ouest, la faille d'Hydrequent peut se suivre en affleurement sur certaines parties de son parcours notamment dans la région de Rinxent où son allure sinusoïdale locale peut être déterminée avec une certaine précision (voir plan fig. 1). Encore plus à l'Ouest, on sait qu'elle doit passer sous le Jurassique, un peu au Nord du sondage de Bazinghen qui a recoupé une dolomie et les schistes d'Hydrequent de 68 à 102 m. Si l'on admet que le calcaire de Ferques est localement dolomitique, on aurait ici la série dévonienne renversée du massif d'Hydrequent.

IV. — Faille de Ferques

La faille de Ferques est une faille directe à pied Sud, pendue à un peu plus de 80°, qui bordure au Nord le bassin houiller. Olry (1) l'a longuement décrite; nous en rappellerons succinctement les caractéristiques: elle divise le massif de Ferques en deux parties, au Nord on peut observer toute la série dévono-carbonifère de la région, transgressive sur le Silurien et en pendage régulier de 35° vers le Sud (voir coupe D, fig. 3); le houiller y est réduit à peu de chose et a fait l'objet de tentatives d'exploitation aux fosses 1 et 2 de Frémicourt et à la fosse de Leulinghen. A vrai dire, le peu de houiller qui s'y trouve consiste en terrains dérangés constituant un véritable entraînement dans la faille de Ferques (1, p. 117, fig. 23).

Au Sud de la faille de Ferques, le houiller réapparaît sous le massif du Haut-Banc, mais avec un pendage nord, c'est le flanc nord de l'anticlinal d'Hardinghen. La faille de Ferques s'est donc installée à peu près dans l'axe d'un synclinal de même direction qu'elle. Au droit du sondage d'Hy-

drequent, le rejet de la faille vers le Sud peut être évalué à environ 800 m. Vers l'Ouest, il semble que la faille de Ferques ait été recoupée dans le sondage de Witerthun (coupe D).

V. — Failles de Locquinghen et d'Elinghen

Ces deux petites failles, pendues à 70° vers l'Ouest, sont à peu près normales à la faille de Ferques (voir plan fig. 1). Elles ont été découvertes par l'exploitation au moment de son extension vers l'Ouest; elles délimitent un panneau effondré et ont chacune environ 50 m de rejet mais de sens contraire (voir coupe E, fig. 3). La faille de Locquinghen affecte la faille de Ferques, elle doit donc avoir une composante horizontale importante, par contre la faille d'Elinghen ne présente pas le même phénomène. Plus à l'Est, il pourrait y avoir une faille de même direction que les deux précédentes du fait que la fosse Vieille-Garde a rencontré le houiller du Sud de la faille de Ferques alors que la fosse de la Commune est entrée directement dans le Dévonien du Nord de la faille. Signalons encore que, grâce au jeu de la faille de Locquinghen et de la surface subhorizontale de la faille d'Hydrequent, une fraction de l'affleurement de cette dernière a été conservée dans la région de la fosse Glaneuse n° 2 (voir plan fig. 1 et coupe C fig. 2).

VI. — Existence éventuelle d'un synclinal houiller de Rinxent

Après le rappel des données précédentes, bien connues mais nécessaires à la compréhension de ce qui va suivre, nous allons analyser, d'une façon plus précise, la coupe passant par les sondages d'Hydrequent, de la Vallée-Heureuse et de Basse-Falaise.

a) *Sondage d'Hydrequent*: $X = 559.240$; $Y = 347.260$; $Z = + 75$.

Après avoir traversé 5 m d'argile et 61 m de terrains très altérés comportant du calcaire oolithique, des argiles de diverses couleurs et même des débris de schistes houillers, le sondage est entré à 66 m (cote + 9) dans le massif du Haut-Banc. Après avoir recoupé le calcaire du Haut-Banc et la dolomie du Hure, le sondage a traversé la faille du Haut-Banc à 345 m (cote — 270). En dessous de la faille, il a recoupé 162 m de houiller comportant trois veines exploitables. Ce gisement est la suite directe de celui qui a été exploité à la fosse d'Elinghen et doit, comme lui, plonger vers le Nord (voir coupe E, fig. 3). Les pentes constatées étaient de 25°. Le sondage a été arrêté à la profondeur de 507 m (cote — 432).

b) *Sondage de la Vallée-Heureuse* : $X = 558.900$;
 $Y = 346.500$; $Z = + 30$.

Ce sondage a recoupé les formations suivantes (2) : sous 5,40 m de dépôts superficiels, le sondage a recoupé les schistes, psammites et grès rouge du massif d'Hydrequent, puis la faille d'Hydrequent elle-même à 62 m de profondeur (cote — 32). Ensuite, la sonde a traversé le massif du Haut-Banc composé de 15 m de calcaire Napoléon, 102 m de calcaire Lunel, 152 m de calcaire du Haut-Banc et 73 m de dolomie du Hure et la faille du Haut-Banc à 405 m (cote — 375). Sous cette dernière, la sonde a pénétré dans le massif autochtone de Ferques composé de 185 m de calcaire Lunel (à 40°), 133 m de calcaire du Haut-Banc (à 40°), 225 m de dolomie du Hure (à 40°), 23,50 m de calschistes de la Vallée-Heureuse (à 35°) ; sous ces derniers, la sonde a pénétré dans le Dévonien supérieur concordant : 49,50 m de schistes et grès de Fiennes ou de Ste-Godeleine (à 20°), 79 m de calcaire de Ferques et 50 m de schistes et dolomie de Beaulieu (de 5 à 15°). Le sondage a été arrêté à 1150 m, soit à la cote — 1120. Le pendage général des terrains est indiqué comme étant au Sud (2, p. 193).

c) *Sondage de Basse-Falaise* : $X = 558.700$; $Y = 346.250$; $Z = + 28$.

Ce sondage a recoupé successivement (5) les terrains suivants : sous 1 m de terrains de recouvrement, 81 m de schistes et grès rouges du massif d'Hydrequent, la faille d'Hydrequent à 82 m (cote — 54), 193 m de calcaire carbonifère appartenant au massif du Haut-Banc, la faille du Haut-Banc à 275 m (cote — 243), 25 m de grès et de schistes houillers avec veinules de charbon et 39 m de calcaire blanc concordant, ces deux dernières formations appartenant au massif autochtone de Ferques.

Olry (1, p. 71) émet un doute sur l'exactitude des observations faites dans ce dernier sondage ; cependant, il les admet pour construire sa coupe (p. 72, fig. 15). Cette coupe est en partie inexacte quant au développement du houiller, car Olry ne disposait pas à ce moment-là des renseignements du sondage de la Vallée-Heureuse, mais son dessin de la faille du Haut-Banc présente une allure qui paraît correcte. Nous établirons à notre tour une coupe passant par les trois sondages d'Hydrequent, Vallée-Heureuse et Basse-Falaise en admettant l'exactitude des observations de Rigaux à propos de ce dernier sondage (1).

La coupe D, fig. 3, montre que la faille d'Hydrequent, qui affleure dans la carrière Hénaux avec un pendage de 45° (2), se raplatit rapidement vers le Sud pour passer à la cote — 32 dans le sondage de la Vallée-Heureuse et à la cote — 54 dans celui

de Basse-Falaise. Elle remonte ensuite en surface pour laisser apparaître en affleurement la dolomie du Moulin des Combles (Tournaisien) appartenant au massif du Haut-Banc. Elle réapparaît vers le Sud dans la région de Rinxent pour plonger définitivement dans cette direction, sous la Grande Faille du Midi. La faille d'Hydrequent présente donc dans l'ensemble une surface légèrement ondulée, voisine de l'horizontale et cette allure est générale dans le bassin, comme le montre la coupe C où le petit témoin de Dévonien supérieur recoupé par la fosse Glaneuse n° 2 en est la démonstration.

La faille du Haut-Banc a été recoupée à — 270 dans le sondage d'Hydrequent, à — 375 dans celui de la Vallée-Heureuse et à — 243 dans celui de Basse-Falaise ; il en résulte que la faille présente une forme synclinale locale avec maximum de profondeur un peu au Nord du sondage de la Vallée-Heureuse. Cette forme synclinale est la continuation vers l'Est de celle qu'on peut observer en affleurement dans la région des fosses du Nord et du Sud (Plan, fig. 1 et coupe B) et dans la coupe passant par la fosse Providence (coupe C). Au Sud du sondage de Basse-Falaise, la faille du Haut-Banc doit continuer à monter légèrement vers la surface pour plonger ensuite sous la faille d'Hydrequent et venir vraisemblablement à son contact au Sud de Rinxent. Dans la région des affleurements de la dolomie du Moulin des Combles, la faille du Haut-Banc ne doit pas être très loin de la surface, car cette dolomie du Tournaisien supérieur est le terme stratigraphique le plus bas que l'on connaisse dans le massif non renversé du Haut-Banc, dans le bassin. La faille du Haut-Banc est donc aussi une surface ondulée, dans l'ensemble très peu pentée et présentant le même style que la faille d'Hydrequent.

Quant au massif autochtone de Ferques, il est probable qu'il conserve également la même allure de l'Est à l'Ouest du bassin. A l'Est, les affleurements et les exploitations du houiller mettent en évidence une structure en anticlinal que nous avons appelé anticlinal d'Hardinghen. A l'Ouest, la présence de houiller dans le sondage de Basse-Falaise, de même que les pendages Sud observés dans le sondage de la Vallée-Heureuse sous la faille du Haut-Banc, montrent à l'évidence qu'on se trouve là sur le flanc Sud de l'anticlinal d'Hardinghen (1). Il

(1) Les travaux de Rigaux sur l'ensemble du Boulonnais nous paraissent une caution suffisante pour ne pas avoir à révoquer en doute ses observations sur le sondage de Basse-Falaise qui s'insèrent sans difficulté dans l'ensemble des observations qu'on peut faire sur la région.

(1) On peut même dire que la présence du Viséen (calcaire Lunel et du Haut-Banc) dans le sondage de la Vallée-Heureuse, ainsi que son pendage Sud, postulent à eux seuls la présence de houiller, sous la faille du Haut-Banc, un peu plus au Sud. Il est donc tout à fait normal que le sondage de Basse-Falaise en ait rencontré.

en résulte une conséquence extrêmement importante : la faille du Haut-Banc montant au Sud à partir des sondages de la Vallée-Heureuse et de Basse-Falaise et les formations du massif de Ferques plongeant au Sud à partir des mêmes sondages, il y a place pour un synclinal houiller important dans cette direction : nous l'appellerons synclinal de Kinxent. Ce synclinal houiller ne serait autre chose que la suite des exploitations houillères des fosses Hénichart et du Bois des Roches de l'Est du bassin. Son extension vers l'Ouest peut être assez considérable, de l'ordre de 4 à 5 km au moins, comme le montre la coupe E, et son ennoyage dans cette direction doit être comparable à celui de la faille du Haut-Banc. En fait, il est difficile de lui assigner une limite dans cette direction : le sondage de Witherthun ne semble pas avoir traversé la faille du Haut-Banc ; il est passé de la dolomie du Hure du massif du Haut-Banc dans les schistes de Beaulieu (1) de la partie Nord du massif de Ferques à travers la faille de Ferques elle-même. Quant au sondage de Bazinghen (Le Bail), son interprétation est délicate : le primaire a été touché à 68 m de profondeur sous le Jurassique, soit à la cote — 60. Il se compose d'un peu plus de 17 m de dolomie, de 0,60 m de schistes rougeâtres et 15,50 m de schistes gris bleuâtres à gris foncé. Il est très probable que cet ensemble appartient au Dévonien du massif d'Hydrequent (calcaire de Ferques qui peut être localement dolomitique et schistes d'Hydrequent) ; la faille d'Hydrequent passerait ainsi un peu au Nord du sondage (2). Quant à la largeur du synclinal de Kinxent, il est difficile d'en faire une estimation ; les pentes assez élevées du Dinantien dans le sondage de la Vallée-Heureuse, jointes à la subhorizontalité de la faille du Haut-Banc, semblent permettre une ouverture assez considérable du synclinal vers le Sud : une largeur de 2 à 3 km ne serait pas impossible.

(1) Cette assimilation aux schistes de Beaulieu (Frasnien inférieur) du fond du sondage de Witherthun est due à M. Pruvost, sur examen des carottes et détermination de fossiles (note manuscrite de M. Pruvost communiquée au Service Géologique des H.B.N.P.C.) ; il y a trouvé notamment *Stropheodonta gosseti* et *Chonetes maillieuvi*.

(2) Assimiler les schistes gris-bleuâtres ou foncés du sondage au Silurien comme l'a fait Olry (1, p. 86) nous paraît conduire à une impossibilité tectonique. Nous verrons plus loin que les conclusions qu'Olry a cru pouvoir en tirer ne sont pas nécessaires à une interprétation cohérente des faits. D'ailleurs, il n'a fait cette assimilation au Silurien que par analogie avec le sondage de Witherthun (6) ; on a vu plus haut ce qu'il fallait en penser.

VII. — La Grande Faille du Midi

L'accident majeur de la région du Boulonnais reste, bien entendu, la Grande Faille du Midi. A partir de l'extrémité Ouest du bassin houiller du Pas-de-Calais, on peut la jalonner grâce à quelques sondages : elle passe au Sud du sondage de Quesques qui a rencontré le calcaire de Ferques bien daté (5) et au Nord du sondage voisin de Lottinghem qui a rencontré des schistes bruns, gris et verts attribuables au Gédinnien. Plus à l'Ouest, on en a un passage précis dans le sondage du Wast ($x = 562.250$; $y = 339.350$; $z = +50$) qui se trouve à 6 km au Sud d'Hardinghen ; la Grande Faille du Midi s'y trouve à la profondeur de 156 m (cote — 106), encadrée au-dessus par des schistes siluriens identifiés par Ch. Barrois et, au-dessous, par des psammites rouges du Famennien (1) (7). Son cheminement vers l'Ouest, à partir de ce dernier sondage, a été très discuté. En fait, c'est de l'attribution du Silurien du sondage de Framzelle ($x = 547.200$; $y = 352.300$; $z = +55$) au synclinorium de Dinant ou à celui de Namur que dépend la direction à donner au prolongement de la Grande Faille du Midi, et il est au fond pratiquement impossible de trancher le débat avec certitude d'après les données qu'on possède actuellement.

1) Si le Silurien de Framzelle appartient au synclinorium de Dinant, la Grande Faille du Midi passerait au NE du sondage (voir plan fig. 4). Compte tenu de sa présence dans le sondage du Wast, cela lui donnerait une direction générale N 44° W environ car elle passerait nécessairement au SW du sondage de Bazinghen (Le Bail) qui ne l'a pas recoupée.

Cette direction est parfaitement cohérente avec les directions récemment observées un peu plus au Sud dans le synclinorium de Dinant : le sondage de Brévillers ($x = 578.345$; $y = 294.168$; $z = +128$), qui vient d'être creusé par la C.F.P.N., a rencontré le Namurien à partir de la cote — 57, dans le prolongement du synclinal de Barly (8) ; cela précise la direction de ce dernier qui devient N 46° W ; de même, si on aligne le récent sondage de la C.F.P.N. à Ray-sur-Authie ($x = 572.336$; $y = 288.340$; $z = +16$) qui a rencontré le Gédinnien, avec celui du sondage de Paris-Plage, on trouve une direction N 43° W environ. Il n'est donc pas nécessaire de faire intervenir une hypothétique faille d'Audembert dans le paléozoïque d'après le schéma qu'Olry en a donné (1, p. 87), d'abord parce que, comme nous l'avons vu plus haut, l'identification au Silurien des schistes trouvés au fond des

sondages de Witerthun et de Bazinghen constituait une erreur redressée depuis par M. Pruvost, ensuite parce que le style tectonique des failles de Loeuquinghen et d'Elinghen, à rejet très faible, ne nous paraît pas pouvoir être appliqué à la soi-disant faille d'Audembert avec une augmentation de rejet dans le paléozoïque, aussi considérable, sans preuves formelles à l'appui : on ne connaît pas, dans la tectonique hercynienne, d'accident important de ce genre et, dans le cas qui nous occupe, il est inutile à la compréhension des faits.

2) Si le Silurien de Framzelles appartient au synclinorium de Namur, la Grande Faille du Midi passerait au SW du sondage. Le fait ne nous paraît pas impossible pour un certain nombre de raisons. Les schistes siluriens de Framzelles sont étroitement apparentés comme faciès aux schistes de Caffiers, ils ont un pendage variant de 30 à 45° (9) (10), ce qui nous paraît considérable pour la frange Nord du synclinorium de Dinant, là où elle repose à peu de distance sur la surface peu pentée de la Grande Faille du Midi, enfin ils sont géométriquement dans le prolongement de la bande silurienne de Caffiers, qui peut constituer une crête ESE-WNW parallèle aux lignes directionnelles bien connues du bassin paléozoïque du Boulonnais ; un jalon intermédiaire de cette crête est pratiquement donné par le sondage du Colombier (commune de Wissant, $x = 553.100$; $y = 352.300$; $z = + 40$) (11) qui, après avoir traversé le calcaire de Blacourt (Givetien), a recoupé 18 m environ de grès verts et de schistes verts à *Aneurophyton*, formation continentale de l'extrême base du Dévonien du Boulonnais (12) ; comme cette formation n'exède pas quelques dizaines de mètres d'épaisseur et que, d'après les sondages voisins de Tardinghem, de Wissant Sud et d'Hervelinghen, les pendages sont au NNW, le Silurien doit affleurer à la surface du paléozoïque à peu de distance au Sud du sondage du Colombier. En résumé, les trois points donnés par Framzelles, le Sud immédiat du Colombier et les affleurements de Caffiers étant en prolongement les uns des autres et formant une ligne parallèle aux lignes directionnelles de la région, il est possible d'admettre que le Silurien de Framzelles appartient au synclinorium de Namur.

Comment départager les hypothèses 1) et 2) ? En fait, ce sont les failles directes, failles d'Épitre et de Ferques qui doivent donner la solution. Le dernier point connu de la Grande Faille du Midi vers l'Ouest se trouve dans le sondage du Wast ; en première approximation, la direction définie en 1)

est probable mais, en allant vers le Nord, la faille elle-même doit être affectée par les failles d'Épitre et de Ferques et remontée vers la surface, ce qui doit se traduire, en plan, par un déplacement de sa trace horizontale vers l'Ouest, à chaque traversée des failles directes (qui sont postérieures à elle). D'autre part, si l'on prolonge la faille de Ferques vers l'Ouest à partir de ses derniers points connus (fosses de Leulinghen et sondage de Witerthun), on s'aperçoit qu'elle doit passer vraisemblablement au Sud du sondage de Framzelles ; le rejet de la faille de Ferques étant de l'ordre de 800 m, au Nord de cette faille la Grande Faille du Midi serait théoriquement très au-dessus de la surface actuelle du paléozoïque, dans la région de Framzelles, d'où il ressort que c'est l'hypothèse 2) qui est la plus probable et que le Silurien de Framzelles appartiendrait au synclinorium de Namur, la Grande Faille du Midi se trouvant au Sud (1).

VIII. — Les raccords possibles entre les bassins du Boulonnais et du Pas-de-Calais

La distance entre les extrémités de ces deux bassins est supérieure à 40 km ; les raccords que l'on peut tenter ne peuvent donc être que très hypothétiques. Le seul tracé continu dont on puisse être sûr est celui de la Grande Faille du Midi. Au Nord de cette faille, on trouve à l'Ouest la faille d'Hydrequent, et à l'Est la faille limite du Pas-de-Calais bordurant au Sud le gisement de Ligny-les-Aire (cette dernière n'étant autre que le prolongement vers l'Ouest de la faille Barrois du bassin du Nord). Ces deux failles ont ceci de commun qu'elles constituent chacune le premier charriage important au Nord de la Grande Faille du Midi et qu'elles sont toutes deux surmontées par une unité tectonique renversée : à Ligny-les-Aire, le Famennien est concordant en renversé sur le calcaire carbonifère ; dans le massif d'Hydrequent, dans la région des affleurements de Rinxent, les grès de Fiennes (Famennien) plongent au Nord sous les schistes d'Hydrequent (Frasnien). Ces styles analogues rendent probable la corrélation des deux massifs. Pour des raisons de continuité, on est conduit à assimiler

(1) Il est possible que la direction de la Grande Faille du Midi dans la région ne soit pas exactement celle des lignes directionnelles du synclinorium de Dinant déterminées un peu plus au Sud par sondage. Elle pourrait être intermédiaire entre celles-là et celles du synclinorium de Namur observées dans le Boulonnais et qui sont plus voisines de la direction E.W. ; dans ce cas, la Grande Faille du Midi passerait encore plus probablement au Sud du sondage de Framzelles.

la faille du Haut-Banc à la faille Pruvost : le massif du Haut-Banc n'est pas renversé, de même que le massif de Bruay-Marles. En passant aux massifs sous-jacents, la corrélation devient moins satisfaisante : il faudrait admettre l'équivalence du massif de Ferques avec le synclinal de Vendin-Vermelles, bien que le premier contienne des charbons à 36 % d'indice de M.V., alors que, dans le second, les indices ne dépassent pas 15 % ; cependant, nous admettrons tout de même cette corrélation car les petits synclinaux situés immédiatement au Nord jalonnent probablement une même ligne directionnelle eux aussi, ce sont les synclinaux de Seclin, Merville et Strouanne (6, p. 118). Enfin, s'il est assez aléatoire de tenter la corrélation des divers massifs tectoniques, ça l'est encore plus pour les failles directes. Si l'on admet que l'importance relative des différentes failles reste la même dans les deux bassins, c'est la faille de Ferques qu'il faut assimiler à la faille de Ruitz du Pas-de-Calais ; à partir de là, on est conduit à admettre les équivalences entre faille d'Épitre et faille de Marqueffles, puis entre faille de Belle (connue dans le Jurassique) et faille de Pernes au Sud et éventuellement entre faille de Landrethun et faille de Sains au Nord, cette dernière assimilation restant très douteuse étant donné le peu d'importance des rejets qui peuvent s'annuler latéralement. Les failles de Landrethun, d'Épitre et de Belle sont des failles épierétacées analogues à celles qui sont connues dans le bassin du Pas-de-Calais (13). Quant à essayer de jalonner les failles d'Hydrequent et du Haut-Banc entre Hardinghen et Ligny-les-Airc, nous ne tiendrons pas la gageure : bien que les sondages soient assez nombreux dans la région de Brunembert-Isbergues et au Sud de Lumbres, les renseignements qu'on possède à leur sujet sont trop peu précis et basés presque uniquement sur l'appréciation des faciès, aussi risque-t-on de ne faire qu'un exercice sans relation avec la réalité. Il est en particulier

impossible, dans la région de Brunembert, de déterminer quels sont les sondages qui ont recoupé des formations renversées. Il semble que le dernier point connu de la faille d'Hydrequent à l'Est se trouve dans le sondage dit d'Herbinghem (commune de Sanghen) où le calcaire de Ferques repose sur le calcaire Napoléon. Là aussi, l'appréciation est basée sur les faciès, mais l'affleurement de la faille étant peu éloigné, on peut admettre cette assimilation.

Conclusions

Le trait majeur de la tectonique du bassin houiller du Boulonnais est le même que celui du grand bassin du Nord-Pas-de-Calais : présence de failles de charriage à surface subhorizontale et s'enfonçant progressivement vers le Sud en direction de la Grande Faille du Midi à laquelle elles doivent venir s'agréger en une fracture unique.

Comme dans le cas du massif de Crespin-Boussu (14), le massif d'Hydrequent, entièrement renversé, suppose la formation d'un pli de grande amplitude et son renversement en profondeur, sa présence actuelle au voisinage de la surface étant due à l'action postérieure de l'érosion.

L'ensemble des lignes directionnelles ESE-WNW est très cohérent et au Sud de la faille de Ferques, l'anticlinal d'Hardinghen se prolonge d'un bout à l'autre du bassin dans le massif autochtone de Ferques, entraînant comme conséquence l'existence probable d'un synclinal houiller sur son versant Sud, dans la région de Rinxent.

Il est enfin probable aussi que le Silurien du sondage de Framzelles appartient au synclinorium de Namur, l'alignement de Silurien de Caffiers, Colombier, Framzelles participant à l'ensemble des lignes directionnelles paléozoïques de la région.

*
**

BIBLIOGRAPHIE

- (1) OLBY A. (1904). — Topographie souterraine du Bassin houiller du Poulonnais ou bassin d'Hardinghen. *Et. Géol. Min. Fr.*, Paris.
- (2) PRUVOST P. et DELÉFINE G. (1921). — Observations sur la faille d'Hydrequent et sur les couches de base du Carbonifère dans le Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4^e série, t. XXI, p. 189-206.
- (3) BRETON L. (1877). — Etude stratigraphique sur le terrain houiller d'Auchy-au-Bois. *Mém. Soc. des Sc. Lille*, 5^e série, t. III.
- (4) GOSSELET J. (1903). — La faille d'Hydrequent. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXII, p. 131.
- (5) RIGAUX E. (1889-1892). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mém. Soc. Ac. de Boulogne*, t. XIV, Boulogne-sur-Mer.
- (6) OLBY A. (1903-1904). — *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XV, n^o 100, p. 87.
- (7) BONTE A. (1936). — Sur quelques sondages anciens du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXI, p. 115.
- (8) BOURROZ A. (1960). — La structure du paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXX, p. 101.
- (9) BRETON L. (1899). — Le sondage de Framzelles. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXVIII, p. 47.
- (10) PRUVOST P. (1922). — Sur l'existence du Lias en profondeur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVII, p. 37.
- (11) BONTE A. (1936). — Sur quelques sondages anciens du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXI, p. 106.
- (12) CORSIN P. (1933). — La flore dévonienne de Cafiers (Bas-Boulonnais). *C.R. Ac. Sc.*, t. 197, p. 600, Paris.
- (13) BOURROZ A. (1956). — Contribution à l'étude des failles épicrotaciées de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 51.
- (14) BOURROZ A. (1959). — Contribution à l'étude tectonique du massif de Denain-Crespin-Boussu. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIX, p. 129.

Corrélations palynologiques entre les groupes d'Auchel-Bruay et de Béthune-Nœux du bassin houiller du Nord de la France

par Josiane CARETTE

(1 fig.)

Sommaire. — L'étude palynologique suivante a permis d'établir des corrélations stratigraphiques entre des veines appartenant au sommet du faisceau de Six-Sillons et à la base du faisceau d'Ernestine de l'assise de Bruay ou Westphalien C.

A. - Position géographique et stratigraphique des veines étudiées.

Les résultats des recherches présentés ici ne concernent qu'une faible épaisseur de terrain (300 m environ), à l'intérieur de laquelle il avait été difficile jusqu'à présent d'établir des corrélations horizontales de veines à veines.

Les niveaux examinés appartiennent à deux groupes distribués en quatre fosses :

— les fosses 3, 4 et 6 du groupe d'Auchel-Bruay ;

— la fosse 7 du groupe de Béthune-Nœux.

Ces groupes sont contigus, et ils occupent une position presque extrême dans la partie ouest du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais.

Quant aux fosses qui en dépendent, elles sont situées sur une ligne droite orientée nord-ouest - sud-est : la fosse 3 d'Auchel-Bruay se trouve le plus à l'ouest, la fosse 7 de Béthune-Nœux le plus à l'est. Les trois sièges d'Auchel-Bruay sont distants de 1500 m environ les uns des autres, tandis que le siège 7 de Béthune-Nœux est séparé de son voisin, le siège 6 d'Auchel-Bruay, par près de 2000 m. Les corrélations qui suivent ont donc été faites sur une distance horizontale de 5 km environ.

Au point de vue géologique, ces quatre fosses occupent une position presque centrale à l'intérieur d'une unité tectonique déterminée par deux grandes failles d'effondrement dont les directions sont à peu près parallèles à la ligne droite précitée :

— au nord-est la faille de Ruitz ;

— au sud-ouest la faille de Marqueffles.

Les veines se trouvent dans une série géologique continue, relativement peu bouleversée au point de vue tectonique.

Les recherches effectuées intéressent des veines situées de part et d'autre du tonstein Patrice. Par suite, elles appartiennent au Westphalien C inférieur.

B. - Etude palynologique.

Lorsque l'étude palynologique systématique de ces différents niveaux a été terminée, il a été possible de réaliser des diagrammes représentant leur composition et de les comparer.

Ce travail s'est effectué en collaboration constante avec le Service Géologique des H.B.N.P.C. qui m'a aimablement communiqué les renseignements stratigraphiques que les travaux du fond avaient permis d'acquérir, c'est-à-dire la correspondance des veines 16 d'Auchel-Bruay et Elizabeth de Béthune-Nœux, ainsi que de la veine 15 et de la veine Zéro, de la veine 11 et de la deuxième veine, de la veine 9 et de la troisième veine.

Ceci m'a donc servi de guide pour les grandes lignes des corrélations que j'ai tenté d'établir, ensuite j'ai pris pour base la présence en quantité plus ou moins grande des différentes spores, l'association de plusieurs espèces, et l'absence d'un type ou l'explosion soudaine d'un autre.

Lors des précédentes études palynologiques (Le Merrer A. 1959), la veine Denis de Béthune-Nœux et la veine 17 d'Auchel-Bruay avaient été attribuées à un même niveau stratigraphique, mais la veine Jeanne d'Arc de Béthune-Nœux sus-jacente à la

veine Denis, et sa passée au mur, n'avaient été reliées à aucune veine du groupe Auchel-Bruay (1).

Ces niveaux posaient donc un problème que j'ai essayé de résoudre par la comparaison de diagrammes établis à la suite de nouveaux prélèvements.

L'homogénéité de niveau entre les veines Denis et 17 semble très douteuse, car leurs diagrammes montrent une différence très importante : celui de la veine 17 des fosses 6 et 3 d'Auchel-Bruay indique une grande abondance de *Setosisporites pseudotenuispinosus* PIÉRART, tandis que celui de la veine Denis de Béthune-Nœux ne présente aucun spécimen de cette espèce.

Or, *S. pseudotenuispinosus* est une spore rarement rencontrée, donc tout à fait caractéristique du niveau où elle est trouvée, c'est pourquoi la seule présence de cette espèce dans la veine Jeanne d'Arc m'a amenée à comparer le diagramme la représentant à celui de la veine 17.

1) VEINE JEANNE D'ARC DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 17 DES FOSSES 6 ET 3 D'AUCHEL-BRUAY.

La veine Jeanne d'Arc a été divisée en trois sillons qui montrent une composition palynologique très particulière, puisque dans chacun d'eux domine une spore qui n'est retrouvée dans les deux autres qu'à l'état de traces ou pas du tout.

Le sillon inférieur est caractérisé par une grande abondance de *Triangulatisporites* POTONIE et KREMP (79 %) et par la présence de quelques *Laevigatisporites primus* (WICHER) POT. et KR., *Laevigatisporites reinschi* (IBRAHIM) POT. et KR., et de quelques *Superbisporites superbus* (BARILETT) POT. et KR.

Le sillon moyen renferme une très grande quantité de *L. primus reinschi* (93,5 %) et très peu de *Laevigatisporites glabratus* (ZERNDT) POT. et KR., de *Valvisporites flavus* (STACH et ZERNDT) POT. et KR., *Valvisporites augustae* (LOOSE) POT. et KR.

Quant au sillon supérieur, il montre la prédominance de *Superbisporites dentatus* (ZERNDT) POT. et KR., avec à côté *Triangulatisporites*, *V. flavus augustae* et *S. pseudotenuispinosus*.

Le tableau résumant les diagrammes des trois sillons est tout à fait semblable à celui obtenu après

(1) Entre les veines Jeanne d'Arc et Elizabeth de Béthune-Nœux se trouvent deux veines Cannel-Coal et Robert, dont l'étude a été commencée, mais dont la concordance avec les niveaux des fosses 6 et 4 d'Auchel-Bruay fera l'objet d'une prochaine note.

l'examen de l'échantillon moyen de la veine Jeanne d'Arc.

Cette étude fractionnée est cependant intéressante parce qu'elle permet de dégager de l'ensemble la présence de *S. pseudotenuispinosus*, et parce qu'elle montre que les trois types de spores *L. primus reinschi*, *Triangulatisporites*, et *S. dentatus* dont les proportions sont équivalentes dans l'échantillon moyen représentant la veine Jeanne d'Arc, ne sont pas réparties également de bas en haut, mais sont localisées à certains niveaux de celle-ci.

La grande quantité de *L. primus reinschi* que renferme la veine Jeanne d'Arc permet de penser que *L. primus reinschi* est caractéristique de cette veine, aussi semble-t-il difficile d'établir des corrélations stratigraphiques entre la veine Jeanne d'Arc de Béthune-Nœux et une veine d'Auchel-Bruay ne renfermant aucune de ces spores. C'est pourquoi la présence de 6 % de *L. primus reinschi*, en plus de la présence de *S. pseudotenuispinosus* dans la veine 17 est venue renforcer l'hypothèse d'une homogénéité de niveau entre la veine Jeanne d'Arc et la veine 17.

Enfin, les proportions avec lesquelles ont été trouvés les cinq types de spores suivants : *Triangulatisporites*, *S. dentatus*, *V. flavus augustae* et *S. superbus* dans la veine 17 de la fosse 3, ont permis de conclure que la veine Jeanne d'Arc de Béthune-Nœux et la veine 17 d'Auchel-Bruay, appartenaient à un même niveau palynologique et stratigraphique.

Les travaux du fond entrepris par la suite ont totalement confirmé cette hypothèse.

La veine Jeanne d'Arc et la veine 17 étant assimilées l'une à l'autre, les niveaux sous-jacents à chacune d'elles ont été également l'objet de comparaisons qui se sont révélées très intéressantes, puisqu'elles ont apporté un argument de plus aux conclusions précédentes.

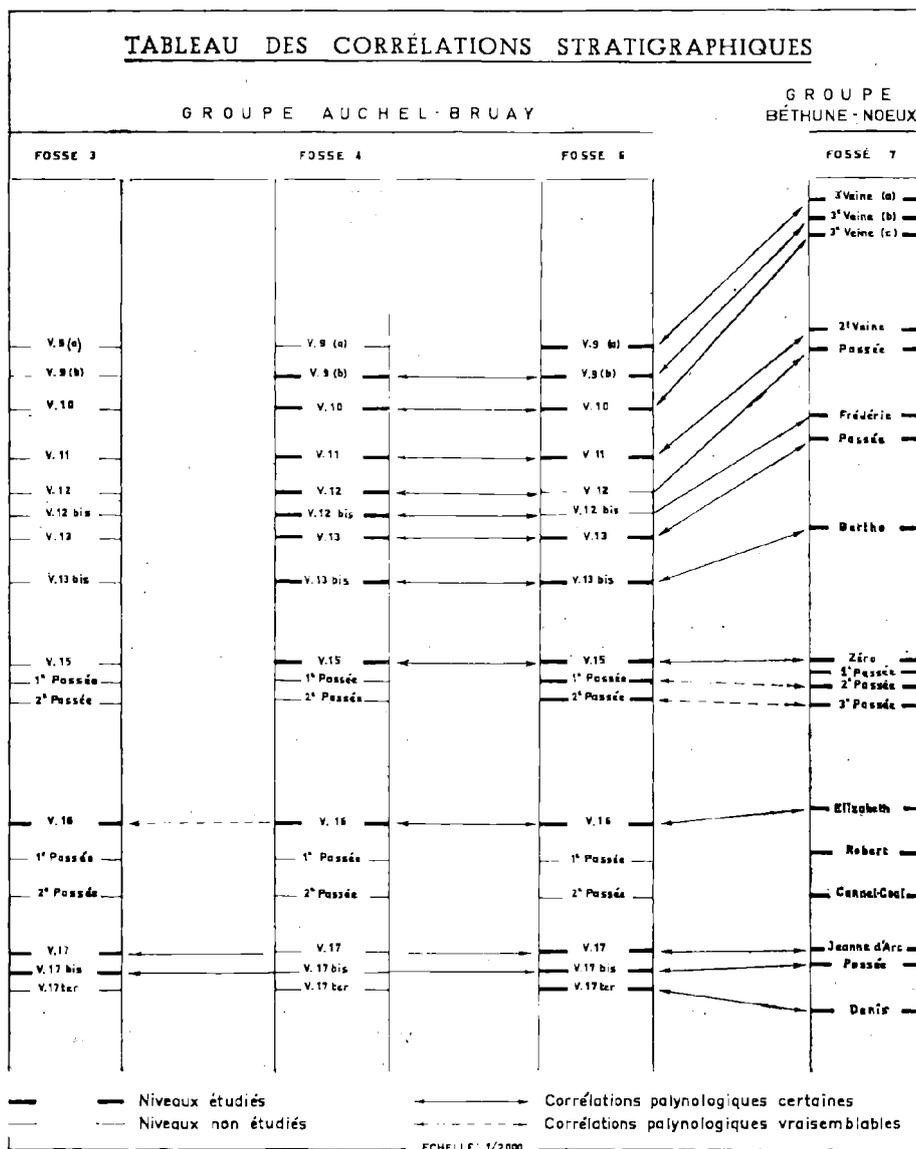
2) PREMIÈRE PASSÉE SOUS LA VEINE JEANNE D'ARC DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 17 BIS DES FOSSES 6 ET 3 D'AUCHEL-BRUAY.

La première passée sous la veine Jeanne d'Arc de Béthune-Nœux et la veine 17 bis des fosses 6 et 3 d'Auchel-Bruay renferment plusieurs mêmes types de spores : *Triangulatisporites*, *S. dentatus*, *S. superbus*, *Cystosporites varius* (WICHER) DIJKSTRA et surtout *Valvisporites appendiculatus* (MASLAN-KIFWICZOWA) POT. et KR. *sensu* BHARDWAJ, *Valvisporites auritus* ZERNDT et *Valvisporites westphalensis* BHARDWAJ.

La présence de *V. appendiculatus-auritus-westphalensis* est très importante, car ces spores le plus souvent rencontrées à l'état de traces dans les différents niveaux, sont trouvées dans les trois veines précitées avec des pourcentages allant de 11 à 25 %.

De plus, la première passée sous la veine Jeanne d'Arc et la veine 17 bis recèlent toutes deux des traces de *Tuberculatisporites* (ZERNDT) POT. et KR.

Aussi cette abondance de points communs per-



met-elle d'affirmer que la première passée sous la veine Jeanne d'Arc et la veine 17 bis appartiennent à un niveau homogène. Les travaux du fond ont encore une fois confirmé ces conclusions.

Mais à quelle veine du groupe Auchel-Bruay correspond alors la veine Denise de Béthune-Nœux ? Logiquement, elle doit être comparée à la veine 17 ter d'Auchel-Bruay.

3) VEINE DENIS DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 17 TER DE LA FOSSE 6 D'AUCHEL-BRUAY.

L'étude des diagrammes palynologiques de ces deux veines montre qu'elles renferment quatre types de spores présentant des proportions sensiblement équivalentes.

	dans la veine Denis	dans la veine 17 ter
<i>S. dentatus</i>	61 %	66 %
<i>S. superbus</i>	10 %	10 %
<i>Triangulatisporites</i>	9 %	18 %
<i>V. flavus augustae</i>	5 %	1 %

C'est pourquoi la veine Denis de Béthune-Nœux et la veine 17 ter d'Auchel-Bruay ont été reliées l'une à l'autre avec certitude.

L'ensemble des veines limitées dans leur partie inférieure par le niveau correspondant aux veines Elizabeth et 16, et dans leur partie supérieure par le niveau correspondant aux veines Berthe et 13 bis, montre la prédominance d'une espèce très intéressante, parce qu'elle présente des densités temporaires et épisodiques : *Z. brasserti*.

4) VEINE ELIZABETH DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 16 DES FOSSES 6, 4 ET 3 D'AUCHEL-BRUAY.

Les travaux du fond et les études de mégaspores faites par A. Le Merrer (1959) m'ont induite ensuite à comparer les veines Elizabeth de Béthune-Nœux et 16 d'Auchel-Bruay.

D'abord à la fosse 6, cette veine de 80 cm d'ouverture a été arbitrairement partagée en quatre sillons de 20 cm qui chacun a fait l'objet d'études minutieuses.

Puis aux fosses 4 et 3, des échantillons ont été effectués à propos de cette veine.

Les diagrammes établis à la suite de l'étude fractionnée de la veine 16 montrent que chacun des sillons fictifs renferme à la fois *Z. brasserti* et *Triangulatisporites*.

Dans trois des diagrammes, *Z. brasserti* tient la première place avec des pourcentages supérieurs à 50 %, dans le quatrième c'est le genre *Triangulatisporites* qui domine avec 48 %. Et à côté de ces deux types, chaque sillon fictif renferme une quantité plus ou moins grande de spores accessoires. La plus importante de celles-ci est *S. pseudotenuispinosus* qui est surtout localisée dans le sillon supérieur : 44,5 %.

Ensuite un tableau récapitulatif des résultats concernant les quatre sillons fictifs de la veine 16 a été établi, et il a été comparé à celui qu'avait obtenu A. Le Merrer après l'étude de l'échantillon moyen.

Les deux diagrammes montrent des analogies tout à fait remarquables : les cinq mêmes spores y sont rencontrées, et trois d'entre elles montrent des proportions presque identiques.

	dans le diagr. de l'échantill. moyen	dans le tableau résumant les résult. partiels
<i>Z. brasserti</i>	54 %	53 %
<i>Triangulatisporites</i>	13 %	19 %
<i>V. flavus augustae</i>	5,5 %	4,5 %
<i>L. primus reinschi</i>	7,5 %	1,75 %
<i>S. pseudotenuispinosus</i>	?	13,5 %

La présence de *S. pseudotenuispinosus* avec d'assez fortes proportions dans le tableau résumé est très importante, car la certitude de l'existence de cette spore dans la veine 16 de la fosse 6 d'Auchel-Bruay confirme indiscutablement la corrélation stratigraphique déjà établie par A. Le Merrer entre la veine Elizabeth de Béthune-Nœux et la veine 16 de la fosse 6 d'Auchel-Bruay.

L'identité de composition palynologique de la veine 16 aux fosses 6, 4 et 3 d'Auchel-Bruay vient encore renforcer l'idée d'homogénéité de niveau entre les veines Elizabeth et 16. *Z. brasserti* domine en effet dans chacun des diagrammes de ces veines, à côté de quatre types de spores moins fréquemment trouvés : *Triangulatisporites*, *V. flavus augustae*, *S. pseudotenuispinosus*, *C. varius*.

Les niveaux sus-jacents renferment trois passées au mur de la veine Zéro, et deux passées au mur de la veine 15. Il est curieux de remarquer que les diagrammes palynologiques des deuxième et troisième passées sous la veine Zéro, ainsi que ceux des deux passées sous la veine 15 montrent de forts pourcentages de *Z. brasserti*, toujours associée en plus ou moins grande quantité au genre *Triangulatisporites*, tandis que le diagramme de la première passée sous la veine Zéro est totalement dépourvu de *Z. brasserti*, mais renferme énormément de *Triangulatisporites*.

5) TROISIÈME PASSÉE SOUS LA VEINE ZÉRO DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET DEUXIÈME PASSÉE SOUS LA VEINE 15 DE LA FOSSE 6 D'AUCHEL-BRUAY.

L'homogénéité de niveau entre ces deux passées n'est que vraisemblable, car il existe entre leurs

profils palynologiques de légères différences à la fois qualitatives et quantitatives.

	passée sous la veine Zéro	passée sous la veine 15
<i>Z. brasserti</i>	43 %	54 %
<i>L. primus reinschi</i>	10 %	10 %
<i>Triangulatisporites</i>	42,5 %	2,5 %
<i>S. dentatus</i>	rien	2,5 %

6) DEUXIÈME PASSÉE SOUS LA VEINE ZÉRO DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET PREMIÈRE PASSÉE SOUS LA VEINE 15 DE LA FOSSE 6 D'AUCHEL-BRUAY.

Les diagrammes palynologiques des deux autres passées sous les veines 15 et Zéro permettent également de conclure à des corrélations stratigraphiques. Celles-ci, comme précédemment, sont très vraisemblables parce que, si chacun des diagrammes montre la présence partagée de *Z. brasserti* et de *Triangulatisporites*, les proportions avec lesquelles ces spores sont trouvées diffèrent quelque peu, et les spores accessoires ne sont pas exactement les mêmes de part et d'autre.

	passée sous la veine Zéro	passée sous la veine 15
<i>Z. brasserti</i>	71 %	37,75 %
<i>Triangulatisporites</i>	23,75 %	53,75 %
<i>Bentxisporites tricollinus</i> ZERNDT	—	3,5 %
<i>S. superbus</i>	—	2,5 %
<i>S. dentatus</i>	—	1 %
<i>V. flavus</i>	0,75 %	—
<i>V. appendiculatus</i>	—	0,75 %
<i>L. reinschi</i> et <i>S. hirsutus</i>	traces	—

Quant à la première passée sous la veine Zéro, elle montre par la présence dans son diagramme palynologique d'un grand nombre de *Triangulatisporites*, de *Valvisisporites nigrozonalis* (STACH et ZERNDT) POT. et KR., et de *C. varius*, d'intéressants points communs avec la veine Zéro immédiatement supérieure. Peut-être correspondrait-elle à une dichotomie de cette veine.

7) VEINE ZÉRO DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 15 DES FOSSES 6 ET 4 D'AUCHEL-BRUAY.

Les veines suivantes que j'ai été amenée à comparer ont déjà été étudiées par A. Le Merrer qui avait émis l'hypothèse de « l'existence d'une corrélation horizontale entre elles ». J'ai examiné cependant de nouveaux échantillons moyens les représentant, car les premiers qui avaient été observés n'avaient livré qu'un nombre de spores assez faible: 85 pour la veine 15 et 90 pour la veine Zéro.

J'ai ensuite dressé un tableau des spores que j'avais rencontrées, puis j'ai établi une moyenne

entre les tableaux faits par A. Le Merrer et les miens, et je me suis livrée à des comparaisons de diagramme à diagramme.

Les tableaux palynologiques récapitulant les résultats des différents échantillons montrent que le genre *Triangulatisporites* a pris une grande extension au moment du dépôt de ces veines, puisque cette spore est trouvée avec un pourcentage de 72,5 % dans la veine Zéro et 49 % dans la veine 15. Ils montrent également la présence partagée de quatre genres accessoires: *L. primus reinschi*; *V. flavus augustae*; *C. varius*; *Z. brasserti*.

Les proportions de *Z. brasserti* dans le diagramme récapitulatif de la veine Zéro sont très faibles, car aucun spécimen de cette espèce n'a été trouvé dans le nouvel échantillon. La rencontre de cette spore à ce niveau, même en faible quantité, est cependant intéressante, car *Z. brasserti* est caractéristique de la veine 15, aussi sa présence permet-elle d'ajouter une certitude à l'établissement des corrélations stratigraphiques.

Le profil palynologique de la veine 15 à la fosse 4 est également tout à fait semblable à celui de cette même veine à la fosse 6.

Il semble donc certain que la veine 15 d'Auchel-Bruay et la veine Zéro de Béthune-Nœux appartiennent à un niveau homogène, lequel est caractérisé par la prédominance de *Triangulatisporites* associée à trois autres spores: *Z. brasserti*, *V. flavus augustae*, *L. primus reinschi*.

8) VEINE BERTHE DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 13 BIS DES FOSSES 6 ET 4 D'AUCHEL-BRUAY.

Parmi les niveaux qui renferment *Z. brasserti*, la veine Berthe et la veine 13 bis présentent des analogies qui m'ont amenée à les comparer.

Z. brasserti domine nettement dans chacune d'elles avec des pourcentages variant entre 62 et 75 %, et à côté figure en bonne place une spore dont la présence est très importante à cause de sa rareté: *S. pseudotenuispinosus*.

J'ai trouvé en effet cette espèce dans chacun des prélèvements représentant la veine Berthe et les deux veines 13 bis dans lesquelles j'ai rencontré également *Triangulatisporites* ainsi que des traces d'autres espèces: *V. appendiculatus auritus westphalensis* à la fois dans la veine Berthe et la veine 13 bis de la fosse 6, *V. flavus augustae* et *C. varius* dans les deux veines 13 bis.

9) PASSÉE SOUS LA VEINE FRÉDÉRIC DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 13 DES FOSSES 6 ET 4 D'AUCHEL-BRUAY.

Deux types de mégaspores sont présents dans ces veines, ce sont *Triangulatisporites* en très grande quantité, et *C. varius*, *Cystosporites giganteus* ZERNDT en très petit nombre. Les pourcentages du premier atteignent 91 % dans la veine Frédéric et 93 % dans la veine 13, et ceux des seconds 5,75 % dans la première passée sous la veine Frédéric et 2,25 % dans la veine 13.

Il semble donc que l'on puisse facilement assimiler l'une à l'autre ces deux veines, cependant les corrélations entre elles, tout en étant probables, ne sont pas vraiment sûres, car *Triangulatisporites* bien qu'ayant été trouvée de part et d'autre avec de fortes proportions, ne constitue pas un genre très caractéristique.

L'homogénéité de niveau sera donc d'autant plus certaine qu'elle sera confirmée par les travaux du fond.

A la fosse 6 d'Auchel-Bruay, la veine 13 renferme également beaucoup de *Triangulatisporites* (42 %), mais ceux-ci partagent et même laissent la première place à *Lagenosporites rugosus* (Loosr) POR. et KR. (53 %).

Cette dernière espèce explose véritablement dans la veine 13 de la fosse 6, puisqu'elle n'est retrouvée dans aucun des niveaux sus-jacents et sus-jacents à cette veine, pas plus que dans les veines correspondantes des fosses voisines.

C'est pourquoi la présence très dense de cette spore ici m'a fait penser à un massif de végétation dont l'extension serait limitée verticalement à la veine 13 et horizontalement à la fosse 6 d'Auchel-Bruay.

Cette idée de massif de végétation semble confirmée par le fait que si l'on établit un diagramme des mégaspores rencontrées dans la veine 13 de la fosse 6, en exceptant *L. rugosus*, le genre *Triangulatisporites* domine nettement (87 %), de même qu'il dominait dans la première passée sous la veine Frédéric et dans la veine 13 de la fosse 4.

10) VEINE FRÉDÉRIC DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 12 BIS DE LA FOSSE 4 D'AUCHEL-BRUAY.

J'ai examiné trois prélèvements relatifs à la veine Frédéric de Béthune-Nœux. Le premier est un échantillon moyen représentant complètement

la composition palynologique de cette veine, et les deux autres sont des échantillons partiels, l'un correspondant à la partie inférieure de ce niveau, l'autre à la partie supérieure.

Deux genres de spores sont particulièrement représentatifs de l'échantillon moyen : ce sont *Triangulatisporites* (63,25 %) et *Valvisporites* (*V. flavus-augustae*, 22,5 % ; *V. appendiculatus-auritus-westphalensis*, 7,5 %).

Mais l'étude des échantillons partiels m'a permis de remarquer que ces deux genres n'étaient pas également répartis dans la veine Frédéric. J'ai pu constater, en effet, que le sillon inférieur renferme un très grand nombre de *Triangulatisporites* (92 %) et une très petite quantité de *Valvisporites* (4,25 %), et que le sillon supérieur recèle une majorité de *Valvisporites* (*V. flavus-augustae*, 85,5 %) ; *V. appendiculatus-auritus-westphalensis*, 13,25 %) et une minorité de *Triangulatisporites* (1,25 %).

Cette constatation est très intéressante, car elle permet de situer la répartition microfloristique des deux genres *Triangulatisporites* et *Valvisporites* dans la veine Frédéric. Elle met en valeur la précision qu'apportent les études de détail, sans pour cela porter atteinte aux études globales, puisque le tableau résumant les résultats relatifs aux deux sillons présente le même profil palynologique que celui de l'échantillon moyen de la veine Frédéric et le confirme.

Chacun des diagrammes de la veine Frédéric montre beaucoup de points communs avec celui de la veine 12 bis de la fosse 4 d'Auchel-Bruay. Ceux-ci renferment en effet les deux genres déjà cités, *Triangulatisporites* et *Valvisporites*, ainsi qu'une très petite quantité de *C. varius*.

Enfin, le prélèvement représentant la veine 12 bis de la fosse 6 d'Auchel-Bruay, bien qu'il ait donné, après deux études successives, un nombre de spores insuffisant pour être caractéristique, a cependant livré *Triangulatisporites* et *Valvisporites*.

Aussi semble-t-il pratiquement certain que la veine Frédéric de Béthune-Nœux et la veine 12 bis d'Auchel-Bruay appartiennent à un niveau homogène.

11) PASSÉE SOUS LA DEUXIÈME VEINE DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 12 BIS DE LA FOSSE 4 D'AUCHEL-BRUAY.

Je n'ai pas étudié d'échantillon moyen relatif à la veine 12 de la fosse 6 d'Auchel-Bruay, car à cet endroit la veine n'est pas exploitable. La

passée sous la deuxième veine du siège 7 de Béthune-Nœux et la veine 12 du siège 4 d'Auchel-Bruay semblent bien appartenir à un horizon stratigraphique homogène, car la même spore dominante y est rencontrée : *Triangulatisporites* : 87,5 % d'un côté, 84 % de l'autre, et le cortège des spores accessoires est le même dans les deux cas : *C. varius* : 2,5 % dans chaque veine, *C. giganteus* : 1 % à Béthune-Nœux, 1,5 % à Auchel-Bruay, et *V. appendiculatus-auritus-westphalensis* : 3,5 % à Béthune-Nœux, 1,5 % à Auchel-Bruay.

Les renseignements qui m'ont été communiqués par le Service Géologique des H.B.N.P.C. m'ont appris que les travaux du fond présumaient que la deuxième veine de Béthune-Nœux et la veine 11 d'Auchel-Bruay devaient appartenir à un même niveau stratigraphique, aussi ai-je comparé les résultats que j'avais obtenus d'un côté et de l'autre.

12) DEUXIÈME VEINE DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 11 DES FOSSES 6 ET 4 D'AUCHEL-BRUAY.

Dans les échantillons moyens représentant ces différents niveaux, j'ai rencontré une spore, *V. nigrozonalis*, à laquelle sa rareté confère une très grande importance. Cette espèce à l'instar de *S. pseudotenuispinosus* est très peu souvent trouvée, et sa seule présence dans un niveau permet d'affirmer que toutes les veines appartenant à ce niveau recèlent *V. nigrozonalis*.

Aussi ai-je relié avec beaucoup de certitude la deuxième veine de Béthune-Nœux à la veine 11 des fosses 6 et 4 d'Auchel-Bruay, car elles contiennent chacune une très grande quantité de *V. nigrozonalis*, ainsi que des spores accessoires très importantes.

	fosse 7 de Béthune- Nœux	fosse 6 d'Auchel- Bruay	fosse 4 d'Auchel- Bruay
<i>V. nigrozonalis</i>	51 %	58,5 %	33 %
<i>Triangulatisporites</i>	33 %	21 %	57 %
<i>V. flavus-augustae</i>	7,5 %	6,5 %	1 %

Les niveaux sus-jacents, que ce soit à Béthune-Nœux la troisième veine ou à Auchel-Bruay les veines 10 et 9, montrent des profils palynologiques tout à fait remarquables. Ceux-ci sont en effet caractérisés par la très grande abondance de *S. dentatus* associée à deux autres spores en moindre quantité, mais très intéressantes : *Triangulatisporites* et *S. superbus*.

J'ai donc été amenée à comparer entre eux ces différents niveaux de Béthune-Nœux et d'Auchel-Bruay, d'autant plus que les renseignements qui m'ont été communiqués par le Service Géologique des H.B.N.P.C. établissent que, selon les travaux du fond, la troisième veine de Béthune-Nœux et la veine 9 d'Auchel-Bruay doivent appartenir à un même horizon.

13) TROISIÈME VEINE (C) DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 10 DES FOSSES 6 ET 4 D'AUCHEL-BRUAY.

De l'étude des diagrammes de chacune de ces veines se dégage la présence partagée de cinq types de spores : *Triangulatisporites*, *S. dentatus*, *S. superbus*, *Tuberculatisporites*, *V. appendiculatus-auritus-westphalensis*. Elles ne sont peut-être pas présentes dans des proportions équivalentes, mais leur association dans chacune des veines permet assez bien, me semble-t-il, de relier les uns aux autres ces trois niveaux.

14) TROISIÈME VEINE (b) DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 9 (b) DES FOSSES 6 ET 4 D'AUCHEL-BRUAY.

Dans ces trois veines, *S. dentatus* domine nettement avec des pourcentages supérieurs à 60 %, atteignant même 96,5 % à la fosse 6 d'Auchel-Bruay. Et le cortège des spores accessoires est à peu près le même dans les trois cas :

	fosse 7 de Béthune- Nœux	fosse 6 d'Auchel- Bruay	fosse 4 d'Auchel- Bruay
<i>Triangulatisporites</i>	13 %	0,5 %	19,25 %
<i>S. superbus</i>	5 %	—	12,25 %
<i>V. appendiculatus-auritus- westphalensis</i>	traces	10 %	4,75 %
<i>L. primus-reinschi</i>	1 %	0,25 %	—
<i>Triletesporites tuberculatus</i> (ZERNDT) POT. et KR...	—	traces	0,25 %
<i>C. varius</i>	traces	—	0,5 %

Ces trois niveaux, peut-on remarquer, sont caractérisés par une même présence qualitative sinon quantitative des spores. Chaque diagramme renferme sensiblement les mêmes types de spores, et si les proportions de celles-ci ne sont pas équivalentes, c'est que l'abondance de l'une masque la présence des autres. Ainsi dans le sillon inférieur de la veine 9, *S. dentatus* (96,5 %) éclipse les autres spores.

15) TROISIÈME VEINE (a) DE LA FOSSE 7 DE BÉTHUNE-NŒUX ET VEINE 9 (a) DE LA FOSSE 6 D'AUCHEL-BRUAY.

Il ne m'a pas été donné d'étudier le sillon supérieur de la veine 9 à la fosse 4 d'Auchel-Bruay, aussi les comparaisons à ce niveau portent-elles seulement sur le sillon supérieur de la troisième veine de Béthune-Nœux et sur le sillon supérieur de la veine 9 d'Auchel-Bruay.

La relation stratigraphique entre ces deux sillons ne fait aucun doute, si l'on considère les diagrammes palynologiques qui montrent une nette prédominance de *S. dentatus* et la présence partagée de six types de spores : *Triangulatisporites*, *V. flavus-augustae*, *V. appendiculatus-auritus-westphalensis*, *S. superbus*, *C. varius* et *T. tuberculatus*.

Le grand développement de *S. dentatus* dans ces niveaux m'a permis de penser à l'existence d'un massif de végétation. L'extension de celui-ci serait considérable puisque horizontalement il s'étendrait de la fosse 7 de Béthune-Nœux à la fosse 4 d'Auchel-Bruay (3,5 km environ), et que verticalement il couvrirait la troisième veine de Béthune-Nœux, ainsi que les veines 10 et 9 d'Auchel-Bruay, et peut-être les niveaux supérieurs qui n'ont pas encore été étudiés. Le maximum des individus qui ont donné *S. dentatus* se situerait au moment du dépôt du sillon inférieur de la veine 9, car à ce niveau *S. dentatus* explose véritablement : 96 %.

C. - Conclusions.

Lorsque cette étude palynologique a été entreprise, les niveaux renfermant les veines sous-jacentes et sus-jacentes au tonstein Patrice dans les groupes Auchel-Bruay et Béthune-Nœux étaient encore mal connus. On ne savait pas exactement où se trouvait le tonstein Patrice, on supposait seulement qu'il traversait à Auchel-Bruay la passée au toit de la veine 17 et à Béthune-Nœux la passée au mur de la veine Jeanne d'Arc.

Des premières recherches palynologiques partielles, ainsi que les travaux du fond (1) avaient permis de conclure à une homogénéité de niveau certaine ou supposée entre quelques veines :

(1) L'ensemble des recherches a été facilité par l'étroite collaboration à laquelle a bien voulu consentir le Service Géologique des H.B.N.P.C. dirigé par Monsieur Bouroz, que je me permets de remercier ici bien sincèrement.

— la veine 17 d'Auchel-Bruay et la veine Denis de Béthune-Nœux ;

— la veine 16 d'Auchel-Bruay et la veine Elisabeth de Béthune-Nœux ;

— la veine 15 d'Auchel-Bruay et la veine Zéro de Béthune-Nœux ;

— la veine 11 d'Auchel-Bruay et la deuxième veine de Béthune-Nœux ;

— la veine 9 d'Auchel-Bruay et la troisième veine de Béthune-Nœux.

Mais certaines de ces corrélations semblaient encore incertaines, et il restait dans les deux groupes de nombreuses veines que l'on ne pouvait relier les unes aux autres.

Ces nouvelles études ont permis non seulement de découvrir des homogénéités de terrain ignorées jusque-là, mais également de trouver qu'à Béthune-Nœux le tonstein Patrice ne traversait pas la première passée sous la veine Jeanne d'Arc, mais la veine Cannel-Coal.

Les corrélations stratigraphiques qui avaient été établies entre les veines 16 d'Auchel-Bruay et Elisabeth de Béthune-Nœux, 15 d'Auchel-Bruay et Zéro de Béthune-Nœux, entre la veine 11 d'Auchel-Bruay et la deuxième veine de Béthune-Nœux, ainsi qu'entre la veine 9 d'Auchel-Bruay et la troisième veine de Béthune-Nœux ont été confirmées ; cependant une autre a été infirmée entre la veine 17 d'Auchel-Bruay et la veine Denis de Béthune-Nœux.

Enfin, huit nouvelles corrélations ont été mises en évidence entre :

— la veine Denis de Béthune-Nœux et la veine 17 ter d'Auchel-Bruay ;

— la première passée sous la veine Jeanne d'Arc de Béthune-Nœux et la veine 17 bis d'Auchel-Bruay ;

— la veine 17 d'Auchel-Bruay et la veine Jeanne d'Arc de Béthune-Nœux ;

— la veine 13 bis d'Auchel-Bruay et la veine Berthe de Béthune-Nœux ;

— la veine 13 d'Auchel-Bruay et la passée sous la veine Frédéric de Béthune-Nœux ;

— la veine 12 bis d'Auchel-Bruay et la veine Frédéric de Béthune-Nœux ;

- la veine 12 d'Auchel-Bruay et la passée sous la deuxième veine de Béthune-Nœux ;
- la veine 10 d'Auchel-Bruay et le sillon inférieur de la troisième veine de Béthune-Nœux.

Les recherches concernant ce secteur ont permis d'éclaircir un problème qui restait jusqu'à présent assez complexe, et de ce fait une nouvelle preuve de l'utilisation de la palynologie à des fins stratigraphiques a été apportée.

LISTE DES OUVRAGES CONSULTÉS

- ALPERN B. (1959). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Thèse d'Etat, Paris.
- DANZÉ J. et VIGREUX S. (1960). — Distribution verticale des mégaspores de l'assise de Bruay à Bruay. *Bull. Soc. Bot. Nord de la France*, t. 13.
- DIJKSTRA S.J. (1946). — Eine monographische Bearbeitung der karbonischen Megasporen. *Mededeel. Geol. Stichting*, Série C.111.1, n° 1.
- LE MEYER A. (1959). — Recherche et étude des mégaspores de la partie inférieure de l'assise de Bruay. Diplôme d'Etudes Supérieures, Fac. des Sc., Lille.
- PIÉRAET P. (1958). — Palynologie et stratigraphie de la zone de Neeroeteren (Westphalien C supérieur) en Campine belge. *Publ. Ass. Etud. Paléont. Strat. Carb.*, n° 30.
- POTONIE R. et KREMP G. (1955). — Die *Sporae dispersae* des Rühr Karbons. *Palaeontographica*, Band. 98, Abt. B, Teil I, II, III.
- ZERNDT J. (1934). — Les mégaspores du bassin houiller polonais, 1^{re} partie. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. et des Lettres, Trav. Geol.*
- ZERNDT J. (1937). — Les mégaspores du bassin houiller polonais, 2^e partie. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. et des Lettres.*
- ZERNDT J. (1937). — Megasporen aus dem Westfal und Stefan in Böhmen. *Bull. de l'Acad. Pol. des Sc. et des Lettres, Sér. A, Cracovie.*

Tonstein du bassin houiller du Nord de la France Méthode rapide d'identification

par F. LEGRAND

(4 Pl.)

Sommaire. — L'attaque à l'acide fluorhydrique d'une surface dressée de tonstein fait apparaître en relief les diverses formes de kaolinite contenues : l'aspect en apparaît aussi net que dans une lame mince en lumière naturelle. La méthode ne nécessite qu'un appareillage très simple et permet d'éliminer rapidement tous les échantillons négatifs. La diagnose d'un échantillon par cette méthode est, la plupart du temps, aussi précise que par la méthode des lames minces.

Rappelons brièvement qu'il fallut attendre 1951 (1) pour savoir que certains repères stratigraphiques étaient, en fait, d'authentiques tonstein. Cette date marque le départ de recherches généralisées dans notre bassin. En 1962, sur toute la hauteur du houiller productif, 35 de ces précieux repères sont connus. La plupart de ces niveaux ont fait l'objet d'une communication (2, 3, 4) en ce qui concerne leur position stratigraphique, leur extension géographique, leurs caractéristiques, etc... Nous ne reviendrons pas sur ce qui a pu être dit à leur sujet, là n'est point le but de cette communication.

L'étude comparative systématique de tous les tonstein faite par le laboratoire du Service Géologique des Houillères, par la méthode classique des lames minces, a permis de dégager différents types de tonstein, chaque tonstein se classant dans un de ces types avec parfois des particularités locales qui lui sont propres. Rappelons que, pour chaque horizon, un nom lui est donné, permettant, en esprit, de le situer immédiatement par rapport aux autres niveaux, dans la position stratigraphique qu'il occupe normalement dans la série.

Pour chaque échantillon rentré au laboratoire pour recherche de tonstein, il est établi une fiche, avec description des lames minces. La consultation du fichier ainsi constitué est très intéressante du point de vue statistique. Nous avons pu constater que, sur 5.000 fiches d'échantillons rentrés pour recherche de tonstein, 45 % portent des résultats négatifs. Cette grande proportion d'échantillons négatifs :

1° prouve que si certains niveaux ont un aspect macroscopique suffisamment typique permettant

une diagnose au premier coup d'œil, il n'en est pas de même de tous les niveaux connus. Un niveau reconnu typique peut, latéralement, changer d'aspect macroscopique et localement ne plus être reconnaissable à l'œil nu.

2° fait ressortir, si c'était nécessaire, toute l'importance qu'attache aux tonstein le géologue qui n'hésite pas à faire exécuter une lame mince dans un échantillon douteux, de crainte de laisser échapper un repère précieux.

C'est cette grande proportion de résultats négatifs qui nous a incités à rechercher une façon pratique de les éliminer ; mais, avant de passer à la description de la méthode nouvelle, nous croyons utile de rappeler les autres moyens utilisables pour la diagnose d'un tonstein. Il y a :

1° l'analyse chimique, le tonstein se différenciant des schistes par la présence de bases alcalines, soude et potasse ;

2° la spectrophotographie d'émission quantitative qui donne des composants tels que : Si, Al, Fe, Mg, Ca, Ti, etc...

3° la photométrie à flamme (Na et K) ;

4° la diffractométrie par rayons X ;

5° l'absorption infra-rouge ;

6° la mesure de radioactivité.

Toutes ces méthodes donnent bien des caractéristiques permettant la diagnose, mais non la distinction des tonstein entre eux ; de plus, ces méthodes nécessitent un matériel coûteux aux manipulations délicates, des spécialistes avertis, des études minutieuses qui font que ces méthodes conviennent

mal au besoin de résolution immédiat des problèmes de tectonique de détail qui sont journellement posés au géologue houiller, dans un gisement comme celui du Nord de la France. Nous proposons donc une méthode à la fois simple et rapide qui ne demande aucun matériel spécial : c'est l'objet de cette communication.

METHODE NOUVELLE

PRINCIPE.

Bien que l'origine des tonstein soit très discutée, la méthode est, au départ, basée sur deux observations précises :

1° l'origine feldspathique de la plupart des tonstein, notamment selon l'hypothèse émise par M. P. Pruvost, dans l'étude générale qu'il a consacrée aux tonstein de la Sarre (5).

2° la mise en évidence par M. Dollé, dans son étude des grès houillers (6), de la présence des feldspaths dans ces grès, par une attaque à l'acide fluorhydrique, d'une surface polie de l'échantillon à examiner : « *en lumière réfléchie, les feldspaths apparaissent fortement corrodés, les quartz pratiquement intacts. Il est alors possible d'en faire le comptage et aussi le rapport feldspath/quartz* ».

Ajoutons que, dans certains grès vus en lame mince, il a été remarqué, parmi les constituants, la présence de feldspaths maclés ou altérés en contact direct avec de la kaolinite secondaire. C'est pour ces raisons que nous avons pensé à traiter les tonstein comme les grès, par l'acide fluorhydrique, pour examen en lumière réfléchie.

MODE OPÉRATOIRE ET MATÉRIEL.

Nous devons préciser que nous avons essayé de nous placer dans le cas du géologue sur le tas, loin du laboratoire et de ses moyens, cherchant le renseignement précis dans l'immédiat. Les moyens utilisés, bien que basés sur les mêmes principes, sont donc différents de ceux utilisés normalement en laboratoire.

Voici les opérations successives nécessitées par la méthode :

1) *Débitage*. — Le tonstein étant une roche relativement tendre permet l'emploi d'un matériel rudimentaire. Le débitage se fait donc avec une simple scie à métaux. Sur toute la hauteur de l'échantillon, en section perpendiculaire, on sortira une lame épaisse de 1 cm environ, dont les deux faces sont sensiblement parallèles entre elles.

2) *Dressage*. — Sur une des faces, élimination des défauts de sciage par frottement sur une toile émeri très fine.

3) *Ponçage*. — La face ainsi dressée comporte de nombreuses fines raies qu'il convient d'éliminer totalement. Cette finition se fera sur un morceau de marbre par exemple à l'aide d'un abrasif très fin, bien calibré (1), légèrement mouillé pour former pâte.

4) *Lavage*. — Un bon lavage est nécessaire pour éliminer toutes traces de corps étrangers, notamment les particules de carborundum qui ont pu s'incruster dans les fentes ou les diaclases. L'utilisation d'une brosse douce est recommandée. L'échantillon étant bien net, le faire sécher avant de passer à l'opération suivante.

5) *Attaque*. — L'attaque se fait par l'acide fluorhydrique (FH) concentré. Dans un récipient, verser une quantité d'acide suffisante pour que toute la surface de la roche baigne dans le liquide (2 à 3 mm). Il faut veiller à ce que toute la surface du tonstein entre en contact avec le liquide au même instant si l'on veut avoir une attaque uniforme quant à sa durée. Ce temps d'attaque est de 10 secondes pour un échantillon dont la surface préparée montre déjà des éléments de kaolinite à l'œil nu ; 20 secondes sont nécessaires pour tous les autres cas. Ce sont là les temps les mieux adaptés à nos échantillons.

6) *Lavage*. — Sortir très rapidement la roche de l'acide et la plonger immédiatement dans l'eau pour empêcher une corrosion trop prolongée. Enfin, laver à l'eau courante pendant quelques minutes.

7) *Séchage*. — Faire sécher avant tout examen. Ce n'est que sur échantillon sec qu'il est possible de voir les transformations subies par la roche.

DIAGNOSE (2).

Sur un échantillon ainsi traité, on remarque immédiatement que, seule, la partie positive de la roche est marquée par FH, les parties négatives encadrantes ayant conservé leur teinte initiale. Cette variation de teinte de la partie positive a pour premier résultat de délimiter nettement la partie tonstein et de nous en donner l'épaisseur exacte. Ceci n'est pas toujours possible lors du premier

(1) Nous utilisons le carborundum PW-30 μ , normalement utilisé au laboratoire. C'est ce qui paraît convenir le mieux.

(2) Toutes les figures dont il sera question dans le texte sont reproduites dans les Planches.

examen macroscopique, au moment du prélèvement (fig. 1 et 2). Nous devons préciser ici, pour éviter toute erreur, que nous avons, par cette méthode, traité toutes les roches rencontrées normalement sur toute la hauteur du houiller productif, du Namurien au sommet du Westphalien C. Nous avons pu constater et conclure que les roches en général (schiste, grès, charbon, schiste bitumineux, jayet, etc.) conservent, après attaque par FH, leur teinte initiale ; à cette règle, deux exceptions : les *tonstein* et les roches à forte proportion de carbonate de fer.

La question qui se pose alors est celle-ci : la confusion n'est-elle pas possible entre ces deux roches ? Dans le cas d'un échantillon très riche en fer (CO_3Fe), le clayat de nos mineurs, la teinte est initialement brune plus ou moins foncée. Son passage dans FH transforme cette coloration qui vire du brun clair au beige. Cette teinte nouvelle peut entraîner une confusion à première vue avec un *tonstein* (fig. 3-4). L'examen à la binoculaire montre qu'il s'agit d'une pâte argilo-carbonatée plus ou moins stratifiée dont la teinte brun clair est uniformément plate sur toute la hauteur de la roche. Il y a absence totale d'éléments rappelant une quelconque des formes de la kaolinite, telle qu'on peut la voir dans les *tonstein*. D'autre part, la dureté beaucoup plus grande de la sidérose ne permet pas la confusion.

Le cas des schistes à sphérolithes est à préciser :

a) En plein terrain, le schiste est gris, son caractère sphérolithique est visible à la loupe. Son passage dans FH ne change pratiquement rien (fig. 5 et 6). Il est resté gris à peine plus clair.

b) En intercalaire, le schiste sphérolithique est de couleur brun-noir, cette teinte devient brune après son passage dans FH (fig. 7 et 8).

Dans les deux cas apparaissent des éléments disséminés dans la pâte, pouvant faire penser à un *tonstein*.

L'examen à la binoculaire (Gr. 25) montre des éléments gris dans le premier cas, bruns dans le second. Ces éléments très bien calibrés, tous plus ou moins arrondis, donnent à la roche son aspect sphérolithique où l'on reconnaît aisément la structure en étoile de la sidérose. De plus, ces éléments trop bien calibrés, trop identiques les uns aux autres, sont bien des sphérolithes ne rappelant en rien les différentes formes des cristaux de kaolinite des *tonstein*. Aucune confusion n'est possible après examen à la binoculaire.

Nous en arrivons aux *tonstein* proprement dits qui sont pour nous les échantillons positifs. Nous l'avons déjà dit, le premier résultat remarquable est le changement de couleur de la seule partie de la roche qui renferme la kaolinite ; cette coloration nouvelle du *tonstein*, toujours plus claire qu'initialement, est due au départ des matières carbonées. Elle n'est pas constante sur un même horizon, elle peut varier latéralement. Cette teinte n'est pas forcément uniforme sur toute la hauteur d'un *tonstein*, les tons différents lui donnant un aspect rubané qui peut caractériser un *tonstein* à première vue : T. Constance (fig. 31).

Les diverses colorations observées sont dues aux variations, dans leurs proportions, des composants chimiques. Il est donc normal de constater des différences :

- a) sur un même échantillon de *tonstein* ;
- b) latéralement sur un même horizon ;
- c) d'avoir au contraire des ressemblances plus ou moins rapprochées quant à leur teinte, entre des horizons nettement différents.

Ceci implique que si la teinte permet dans certains cas la diagnose, ce caractère n'est pas suffisant. L'examen à la binoculaire s'impose dans tous les cas.

L'examen d'un échantillon positif montre une image comparable à celle vue au microscope en lumière naturelle. Il est évident qu'en lumière réfléchie, il n'est pas question d'extinction de la pâte et que la couleur de celle-ci apparaît différente.

Avec l'examen à la binoculaire, après attaque par l'acide fluorhydrique, nous retrouvons, comme en lames minces, des éléments vermiculés, des bâtonnets, plus ou moins brisés, des amas nodulaires. Tous ces éléments apparaissent en relief parce que moins corrodés sur une pâte plus ou moins abondante mais toujours plus marquée par l'action de FH. Les éléments apparaissent sous une teinte allant du brun au gris beige voire même jusqu'au blanc dans certains cas.

Dans le cas d'éléments vermiculés, il n'est pas rare d'observer, au grossissement 25, les stries transversales (fig. 9). Celles-ci sont vraisemblablement constituées par des empilements de feuillets de kaolinite dont les bords, attaqués par FH, apparaissent en relief et de couleur brune ou beige plus ou moins sombre.

La comparaison d'une lame mince en lumière naturelle et de la surface correspondante d'un *ton-*

stein traité par l'acide fluorhydrique montre que, dans les deux cas, l'on parle des mêmes éléments, ce qui prouve que par la méthode que nous indiquons, il y a même degré de certitude dans la diagnose.

IDENTIFICATION.

La description de tous les tonstein connus à ce jour n'est pas possible dans le cadre de cette communication ; nous nous arrêterons donc à la comparaison de quelques types, notre but étant de montrer les possibilités et les limites de la méthode et prouver ainsi que l'identification est possible sans avoir recours aux lames minces.

Pour chaque tonstein étudié, trois sections perpendiculaires, parallèles entre elles, ont été faites. Nous présentons donc :

1° une surface dressée qui montre que l'attaque par FH est nécessaire dans la majorité des cas ;

2° une surface traitée par FH montrant que la diagnose est possible ;

3° la troisième perpendiculaire a servi à faire une lame mince dont nous donnons la description (1) celle-ci permet de faire la comparaison avec la perpendiculaire correspondante traitée par FH.

TONSTEIN PATRICE

Ce tonstein se situe dans le Westphalien C, il est reconnu sur toute l'étendue du bassin, d'Ouest en Est. Il a été admis d'en faire la limite entre les faisceaux d'Ernestine et de Six-Sillons (2).

ORIGINE.

L'échantillon présenté provient de Bruay, siège n° 6, bowette Nord à — 706. Il est en intercalaire au milieu de la Passée au toit de la 17° veine. Classé au laboratoire sous le n° 6298. Lame mince n° 13.847.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Épaisseur 1 cm environ. Présente l'aspect d'un schiste très foncé, à rayure brune. Ne fait nullement penser à un tonstein ; en section perpendiculaire, la surface préparée pour une attaque par FH ne présente aucun élément caractéristique et il est nécessaire de passer soit par la lame mince, soit par l'attaque à FH pour la diagnose et l'identification (fig. 10).

(1) Les descriptions des lames minces sont dues à M. P. Dollé qui a suivi avec intérêt tous nos essais ; nous l'en remercions bien vivement.

Ce tonstein macroscopiquement peu typique explique à lui seul la raison d'une grande partie des recherches négatives dont nous avons parlé au début. Il fait ressortir tout l'intérêt de la méthode présentée.

ASPECT MICROSCOPIQUE.

1° *En lumière polarisée*, section perpendiculaire. Lame mince n° 13.847 (fig. 11).

Pâte noire très abondante avec de nombreuses cuticules rouges enserrant des bandes plus claires de tonstein à kaolinite macrocristalline brisée et roulée avec quelques nodules cryptocristallins. De nombreux éléments jaune rouge de kaolinite polychroïque fibreuse striée longitudinalement. Quelques quartz détritiques. Montre les caractéristiques du type Patrice.

2° *En lumière réfléchie*, section perpendiculaire, contre-partie de la lame mince, après passage dans FH (fig. 12).

L'action de FH a pour effet de faire apparaître sur l'échantillon deux bandes parallèles de couleur beige-brune, marquant avec netteté les parties positives. L'examen à la binoculaire (Gr. 25) montre une pâte noire charbonneuse avec de nombreuses cuticules interstratifiées comprimant la pâte. Ces cuticules, non corrodées, sont marquées par des bourrelets gris-noir, en relief sur la pâte, de forme ellipsoïdale plus ou moins aplatie à leurs extrémités. Les bandes claires sont constituées par de la kaolinite en éléments brisés, roulés et d'éléments lamellaires flexueux de couleur brune. Ces éléments, dont les stries longitudinales ne sont pas visibles, représentent, sans aucun doute, la kaolinite jaune rouge polychroïque fibreuse observée en lame mince et qui est la caractéristique du type Patrice. L'examen de la lame mince en lumière réfléchie lève les doutes qu'il pourrait y avoir.

TONSTEIN MAXENCE

Ce tonstein appartient au Westphalien C, faisceau de Six-Sillons. Il est situé au mur du précédent dont il est distant de 100 m environ.

ORIGINE.

Groupe d'Hénin-Liétard, siège n° 6 Sud, étage — 492. Recoupage Nord-Est par veine de l'albraque à 150 m. Intercalaire du milieu de la veine St-Jacques. N° d'entrée : 6015.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Epaisseur de 4 à 8 cm. De couleur gris brun à rayure blanchâtre, très compact, se reconnaît très bien. En cassure fraîche, il a un aspect saccharoïde, parfois esquilleux ; présente généralement des diaclases perpendiculaires à la stratification. En section perpendiculaire préparée pour une attaque par FH, des éléments de kaolinite sont déjà visibles à la binoculaire, la diagnose est possible mais l'attaque est nécessaire pour une identification.

ASPECT MICROSCOPIQUE.

1° *En lumière polarisée.* lame mince n° 13.166, section perpendiculaire.

Tonstein stratifié à pâte brun-rouge, fibreuse à extinction. Abondante kaolinite fibreuse, vermiculée, striée transversalement. Pas de kaolinite nodulaire. Des quartz détritiques anguleux. Montre les caractéristiques du type Maxence (fig. 14).

2° *En lumière réfléchie.* Section perpendiculaire passée par FH. Binoculaire au Gr. 25 (fig. 15).

Au sommet, un lit de pâte argilo-carbonatée, stratifiée, de couleur brune sans éléments visibles de kaolinite; puis d'abondants éléments de kaolinite vermiculée, striée transversalement, de couleur brune ou gris-bleuté, comprimant une pâte brun-noir. Quelques gros éléments de kaolinite plus ou moins brisée, striée transversalement. Quelques quartz détritiques. On retrouve sous la binoculaire les éléments caractérisant le type Maxence (fig. 9).

Le tonstein Maxence que nous venons de voir est nettement différent du type Patrice précédent. L'attaque par FH permet de les différencier aussi bien qu'en lame mince.

TONSTEIN MAURICE

Tonstein du Westphalien C, faisceau de Six-Sillons ; il se situe au mur du tonstein précédent « Maxence » à une distance qui varie de 1 à 15 m. Ces deux tonstein, parfois dans la même veine, forment un tandem d'autant plus intéressant que leurs aspects microscopiques sont nettement différents l'un de l'autre ; Maxence, on l'a vu, étant du type vermiculé, Maurice, au contraire, est marqué par la prédominance d'amas nodulaires de kaolinite.

ORIGINE.

Groupe de Douai, sondage n° 7J de Flers, profondeur 698,10 m. En intercalaire dans la 3^e Passée au mur de veine E (la veine E étant la correspon-

dante de veine St-Jacques, avec le tonstein Maxence précédemment décrit), n° d'entrée : 8687.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Epaisseur 15 mm, de couleur noire à rayure brune, très compact, esquilleux en cassure fraîche. En section perpendiculaire préparée pour une attaque par FH, la binoculaire montre déjà quelques éléments de couleur gris-beige diffuse dans une pâte noire (fig. 16). La diagnose est incertaine, l'attaque est nécessaire.

ASPECT MICROSCOPIQUE.

1° *En lumière polarisée.* lame mince n° 19.796, section perpendiculaire.

Tonstein stratifié à pâte noire, quelques quartz détritiques. Quelques éléments de kaolinite macrocristalline jaune plus ou moins brisée ; très nombreux nodules elliptiques interstratifiés de kaolinite macro et microcristalline (fig. 17).

2° *En lumière réfléchie,* section perpendiculaire attaquée par FH. Binoculaire Gr. 25 (fig. 18).

Tonstein stratifié à pâte brune avec prédominance très marquée d'amas nodulaires elliptiques interstratifiés de kaolinite beige clair, quelques éléments de kaolinite beige plus ou moins brisés.

Tous les éléments vus en lumière réfléchie correspondent bien à l'image vue en lame mince, la seule différence réside dans la couleur de ces éléments. La prédominance de nodules elliptiques caractérisant ce tonstein montre bien que, par cette méthode, il est possible de différencier ce tonstein des deux premiers décrits et de le faire aussi aisément que par un examen en lame mince.

TONSTEIN HERMANCE

Tonstein du Westphalien C, faisceau de Six-Sillons. Stratigraphiquement se situe à 93 m au mur du tonstein Maurice dans le gisement de Nœux.

ORIGINE.

Nœux, siège n° 4, étage 500, recoupage au mur de la Veine St-Guillaume. En intercalaire dans la Passée au mur de la Veine St-Guillaume. N° d'entrée : 203.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Epaisseur 25 à 30 mm. Roche brun très foncé à rayure gris-blanchâtre, cassure conchoïdale avec

fines diaclases perpendiculaires à la stratification. En section perpendiculaire préparée pour attaque par FH, l'examen à la loupe montre des amas nodulaires gris dans une pâte noire (fig. 19). On a déjà la certitude d'être en présence d'un tonstein.

ASPECT MICROSCOPIQUE.

1° *En lumière polarisée*, lame mince n° 3568, section perpendiculaire (fig. 20).

Pâte brun-rouge très abondante contenant un peu de micro-kaolinite gris-bleuté diffuse et des amas nodulaires de kaolinite finement vermiculée gris-bleuté. Autour de ces amas, la pâte paraît comprimée et est anisotrope. Peu de bâtonnets et de vermicules isolés. Dans les amas, des micas individualisés et de la kaolinite striée formant des inclusions nettes en lumière naturelle comme en lumière polarisée. Quelques quartz détritiques de petite dimension et quelques filaments charbonneux.

2° *En lumière réfléchie*, section perpendiculaire passée par FH. Binoculaire Gr. 25 (fig. 21).

Tonstein nettement stratifié, marqué par des bandes successives d'une abondante pâte brun-foncé alternant avec une pâte brun-clair. On remarque de petits éléments de kaolinite gris-blanchâtre représentant la micro-kaolinite vue en lame mince. Enfin prédominance bien marquée de gros amas nodulaires de kaolinite gris-bleuté finement vermiculée, ces nodules compriment visiblement la pâte sur leur pourtour. Comme en lame mince, des filaments charbonneux sont visibles en relief sur la pâte, accentuant davantage encore le caractère stratifié de cet échantillon ; quelques petits quartz détritiques et quelques micas. Ici encore, comme en lame mince, il est possible de faire la différence entre le tonstein Hermance et le précédent Maurice, bien qu'ils soient tous deux des tonstein à nodules : le premier a des nodules elliptiques beige ne comprimant pas la pâte, le second a des nodules gris-bleuté comprimant la pâte. Ces derniers sont en général plus gros, de forme arrondie mais à contour irrégulier ; enfin ces nodules sont disséminés dans la pâte dans Hermance et en chapelets stratifiés dans Maurice.

Ces caractères montrent qu'il est possible de différencier Hermance des types précédents par la méthode indiquée.

TONSTEIN CONSTANCE

Ce tonstein est le repère par excellence ; il le doit à la fidélité de sa présence, à la régularité

de son épaisseur et à son aspect caractéristique zoné, rubané. Il est de ce fait le seul tonstein macroscopiquement identifiable.

Sa grande épaisseur, les différences de dureté des zones qui le composent, rendent difficile la confection d'une seule lame mince sur toute sa hauteur. La méthode que nous indiquons ne connaît pratiquement pas cette difficulté. Elle permet d'avoir une vue d'ensemble d'un tonstein sur toute sa hauteur, quelle que soit la valeur de celle-ci. L'attaque par l'acide fluorhydrique fait ressortir avec netteté la structure intime de la roche par ses variations de couleurs.

L'examen en lumière réfléchie permet de suivre les variations latérales d'un tonstein par l'évolution et la variété du mode de cristallisation des éléments contenus. La méthode apporte un élément nouveau avec les variations latérales des couleurs. Ces dernières étant en fait dûes aux variations latérales des proportions des composants chimiques. Nous verrons plus loin les conclusions qu'il est permis d'en tirer.

Nous allons donc suivre l'horizon de Constance d'Ouest en Est à travers le Bassin et en montrer les variations.

1) **Constance.** — Entrée n° 8991 ; lame mince n° 21.009.

ORIGINE.

Auchel, siège n° 3, étage — 447. Intercalaire dans la 2° Passée au mur de veine St-Jules. Situation stratigraphique à 70 m au toit du banc marin de Rimbart et à 40 m au mur du tonstein Hermance dernier décrit.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Épaisseur apparente de 11 cm, c'est un tonstein constitué par une bande noire à rayure noire de 25 mm au sommet ; au centre, 8 cm de pâte beige-clair à rayure blanche-bleuâtre. Poussière nettement blanche. Sa cassure d'aspect légèrement conchoïdale paraît finement esquilleuse. Perpendiculairement à la stratification, de fortes diaclases ouvertes avec phylérite abondante ; à la base une bande noire de 5 mm à rayure brun-clair. L'ensemble clair facilite sa recherche au milieu de la passée qui le contient.

En section perpendiculaire, surface préparée pour une attaque par FH, les bandes noires encadrantes ne montrent aucun élément de kaolinite. La partie claire laisse voir quelques éléments nodu-

lares gris-clair à l'œil nu. La diagnose est certaine (fig. 22).

ASPECT MICROSCOPIQUE.

Section perpendiculaire d'une seule lame mince (fig. 23).

1° *En lumière polarisée :*

L'examen au microscope permet de décomposer ce tonstein en 6 zones parallèles qui donnent de haut en bas :

- 23 mm - pâte noire avec diaclases sans kaolinite visible.
- 3 mm - pâte noire avec kaolinite microcristalline vermiculée.
- 5 mm - pâte brun-jauné fibreuse à extinction avec nodules de kaolinite microcristalline peu abondants.
- 35 mm - pâte brune, légère tendance à extinction, quelques minéraux lourds, des quartz détritiques assez abondants. Kaolinite microcristalline vermiculée avec kaolinite macrocristalline brisée, roulée et kaolinite cryptocristalline diffuse.
- 40 mm - pâte brune fibreuse à extinction, kaolinite microcristalline nodulaire en éléments de plus en plus gros. Des quartz détritiques.
- 4 mm - bande à pâte noire qui n'a pu être conservée sur cette lame mince.

2° *En lumière réfléchie :*

Même section perpendiculaire attaquée par FH.

L'ensemble est plus stratifié, à l'œil nu la diagnose certaine se confirme. L'échantillon se décompose en 8 bandes parallèles de teintes alternées (fig. 24). A la binoculaire au Gr. 25, on observe de haut en bas :

- 23 mm - pâte brun-noir légèrement carbonatée, stratifiée par des filaments charbonneux. Aucun élément de kaolinite visible. A la base de nombreux restes interstratifiés de structures végétales carbonisées.
- 3 mm - pâte gris-foncé avec petits éléments de kaolinite gris-bleuté vermiculée.
- 6 mm - pâte brun-noir avec amas irréguliers de pâte argilo-carbonatée beige brune. Quelques nodules de kaolinite gris-bleuté.
- 5 mm - très peu de pâte gris-foncé, très abondante kaolinite gris-bleuté en petits et gros nodules et kaolinite vermiculée, brisée, de couleur beige-brune. Des quartz détritiques et quelques grains noirs dont nous ne pouvons préciser la nature.
- 30 mm - pâte grise avec quartz détritiques assez abondants. Éléments de kaolinite vermiculée beige-clair, des éléments brisés, roulés et des petits nodules de kaolinite gris-bleuté. Quelques débris végétaux carbonisés interstratifiés.
- 30 mm - pâte gris-foncé avec prédominance de gros nodules de kaolinite gris-bleuté. Des quartz détritiques et des grains de pyrite.

13 mm - bande très riche en gros nodules de kaolinite gris-bleuté.

4 mm - bande à pâte brun-noir stratifiée, légèrement carbonatée, quelques amas très allongés gris-bleuté non identifiables.

Ce tonstein très riche en gros amas nodulaires peut partiellement faire penser au tonstein Hermance. On voit alors tout l'intérêt d'avoir une seule surface pour l'ensemble.

Remarquons que les deux bandes noires encadrant ce tonstein sont négatives bien qu'intimement liées à celui-ci, et l'épaisseur qui est apparemment de 11 cm est en réalité de 8 cm. On remarquera que la décomposition des zones se fait plus aisément avec le virage des couleurs par FH que par l'examen en lame mince.

II) **Constance.** — Entrée n° 9072, lame mince n° 21.011.

ORIGINE.

Bruay, siège n° 5. En intercalaire dans la 32^e veine. Se situe ici à 80 m au toit de Rimbert et à 40 m au mur du tonstein Hermance. Distance géographique du précédent : 5 kilomètres environ.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Épaisseur de 11 cm. Fut utilisé comme repère depuis longtemps sous l'appellation de « gayet lourd », le terme gayet le désigne donc comme étant de couleur noire, mais sa rayure est blanche ; de plus, l'épithète lourd ne convient pas pour un gayet qui est normalement léger ; il s'agit donc d'autre chose. Nous savons depuis que c'est un authentique tonstein. Son aspect macroscopique est nettement différent du précédent bien qu'appartenant à la même unité tectonique. Noir à rayure blanche, il forme un bloc compact sur toute sa hauteur. Cassure conchoïdale et esquilleuse. En section perpendiculaire préparée pour une attaque par FH, l'ensemble reste noir, rubané en bandes parallèles de largeur sensiblement égales, de couleur noire au gris-foncé et brun-noir (fig. 26). A la loupe, on observe déjà des éléments vermiculés et nodulaires. La diagnose est possible, c'est un tonstein.

ASPECT MICROSCOPIQUE.

(Fig. 25). Section perpendiculaire en une seule lame.

1° *En lumière polarisée :*

Tonstein stratifié montrant des bandes paral-

lèles successives se répartissant comme suit, du haut vers le bas :

- 1 - 15 mm - pâte noire charbonneuse (de faible dureté, n'a pu être conservée sur la lame mince).
- 2 - 10 mm - pâte noire (n'a pu être conservée sur la lame).
- 3 - 4 mm - pâte beige stratifiée, pas de kaolinite observable.
- 4 - 4 mm - pâte beige à extinction ; rares vermicules et nodules de kaolinite
- 5 - 6 mm - pâte brune à extinction ; rares vermicules et nodules de kaolinite.
- 6 - 36 mm - pâte sombre avec kaolinite en nodules et vermicules et des minéraux lourds (fig. 27).
- 7 - 8 mm - pâte brune à extinction, kaolinite macrocristalline, microcristalline et cryptocristalline.
- 8 - 7 mm - pâte brune à extinction, des quartz détritiques ; kaolinite vermiculée et nombreux petits nodules de kaolinite microcristalline.
- 9 - 6 mm - pâte brune à extinction avec kaolinite vermiculée.
- 10 - 1 mm - pâte noire sans kaolinite.
- 7 - 4 mm - pâte brune, pas d'éléments de kaolinite visibles (la kaolinite cryptocristalline diffuse n'étant pas visible en lumière réfléchie).
- 8 - 18 mm - pâte beige très riche en nodules de kaolinite finement vermiculée gris-bleuté et petits éléments de kaolinite beige-brune.
- 9 - 8 mm - pâte brune avec de petits éléments de kaolinite et quelques nodules de kaolinite beige-brune.
- 10 - 7 mm - pâte noire bleuâtre avec quelques filaments charbonneux, quelques nodules de kaolinite beige et un peu de kaolinite vermiculée.
- 11 - 6 mm - pâte brune avec très abondante kaolinite vermiculée, striée transversalement.
- 12 - 1 mm - pâte noire charbonneuse avec quelques éléments de kaolinite beige-brune diffuse.

III) **Constance.** — Entrée n° 2.236, lame mince n° 4.419.

ORIGINE.

Béthune, secteur Vermelles, sondage J3 à 480 m. Ce tonstein se situe localement à 55 m au toit du niveau marin de Rimbart et à 45 m au mur du tonstein Hermance. Distant, géographiquement, du précédent Constance d'environ 17 km.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Épaisseur 10 cm ; représente le type même de cet horizon dans la partie centrale du bassin. De couleur noire, il est luisant à reflet bleuté, cassure conchoïdale à rayure blanchâtre. Il présente un aspect rubané qui le caractérise au premier coup d'œil. En section perpendiculaire préparée pour une attaque par FH, le caractère rubané est plus marqué. L'échantillon montre des bandes parallèles successives noire, beige-brune et noire. Un premier examen en lumière réfléchie montre déjà des amas nodulaires et des vermicules de kaolinite. Le caractère positif de l'échantillon est indiscutable (fig. 29).

ASPECT MICROSCOPIQUE.

Section perpendiculaire en une seule lame mince n° 4.419.

1° En lumière polarisée :

Tonstein stratifié montrant des bandes successives qui donnent de haut en bas :

- 1 - bande à pâte beige homogène avec filaments charbonneux et des structures végétales.
- 2 - zone à kaolinite macrocristalline brisée, roulée dans un peu de pâte sombre.
- 3 - pâte beige très abondante, quartz détritiques abondants ; kaolinite macro et microcristalline comprimant la pâte.
- 4 - zone à pâte beige à extinction avec kaolinite macrocristalline vermiculée et microcristalline comprimant

2° En lumière réfléchie :

Même section perpendiculaire après passage dans FH.

Le caractère rubané est plus nettement marqué ; à l'œil nu, on observe un virage total des couleurs des diverses zones. Comme à Auchel, la roche est marquée par trois grandes zones : l'une très claire au centre, bordurée au sommet et à la base par des bandes noires. Dans le détail, il est possible, rien que par les teintes alternées, de dénombrer 12 fines bandes. L'examen à la binoculaire au Gr. 25 permet de retrouver les mêmes divisions vues en lame mince (fig. 28). De haut en bas, nous avons :

- 1 - 15 mm - pâte brun-noir charbonneuse dont la stratification est marquée par des débris végétaux en relief. Aucun élément de kaolinite.
- 2 - 10 mm - pâte noire à reflet bleuté avec petits nodules de kaolinite blanchâtre ; quelques structures végétales interstratifiées.
- 3 - 4 mm - pâte brune foncée stratifiée avec quelques éléments de kaolinite.
- 4 - 10 mm - cette bande correspond aux bandes 4 et 5 de la lame mince : pâte beige très riche en kaolinite vermiculée de teinte beige-brune, striée transversalement et en nodules blanc-bleuté.

Les bandes suivantes de 5 à 8 correspondent à la bande 6 vue en lame mince.

- 5 - 4 mm - pâte beige-brune avec de très gros nodules de kaolinite finement vermiculée gris-bleuté et kaolinite vermiculée beige-brune.
- 6 - 10 mm - pâte beige avec éléments de kaolinite beige-brune.



Fig. 1 X 1

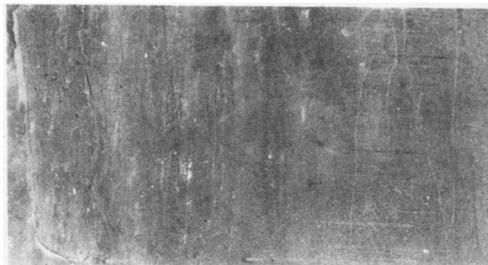


Fig. 3 X 1



Fig. 2 X 1

Fig. 4 X 1

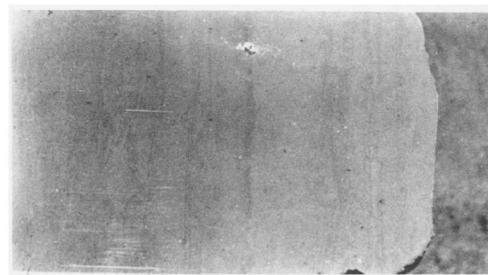


Fig. 5 X 8

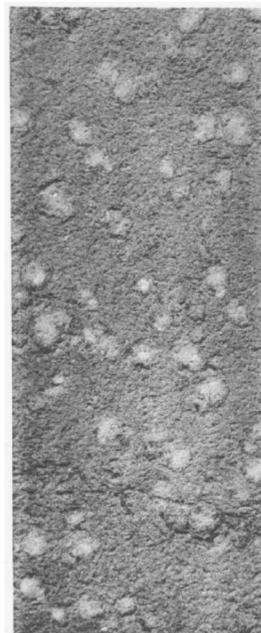


Fig. 6 X 20

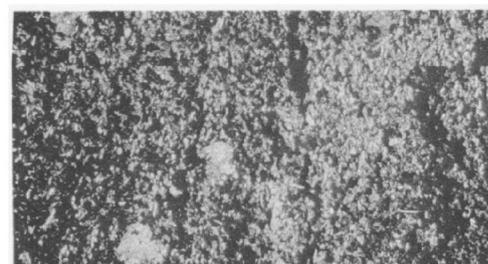


Fig. 8 X 20

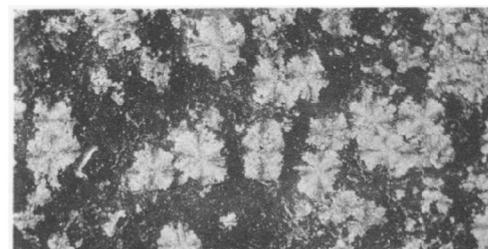
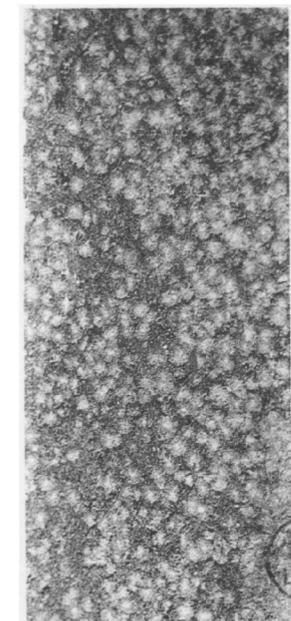


Fig. 7 X 8



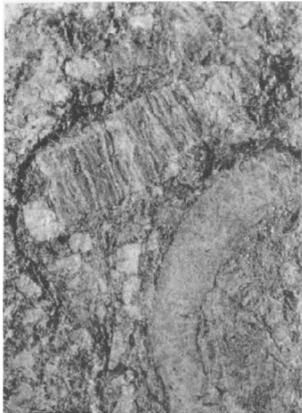


Fig. 9
X 23



Fig. 10 X 2

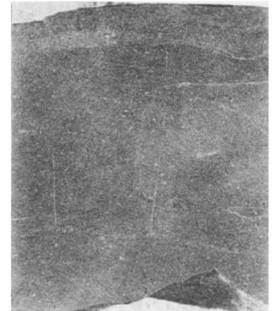


Fig. 16 X 2

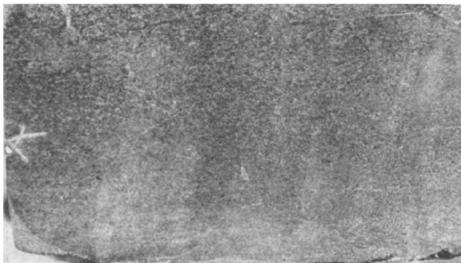


Fig. 13 X 2

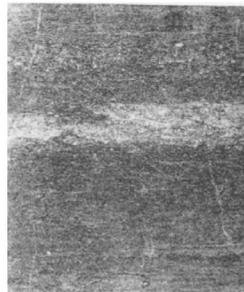


Fig. 12 X 2



Fig. 18 X 4

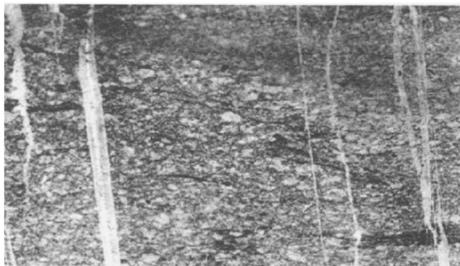


Fig. 15 X 5

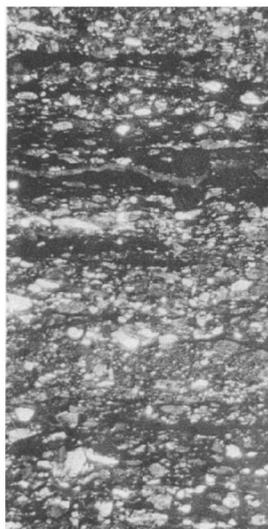


Fig. 11 X 20

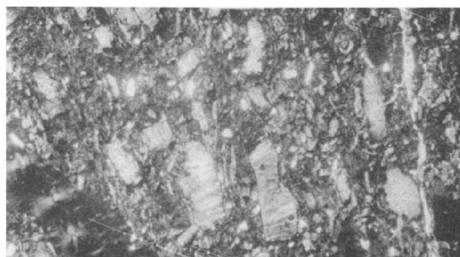


Fig. 14 X 20

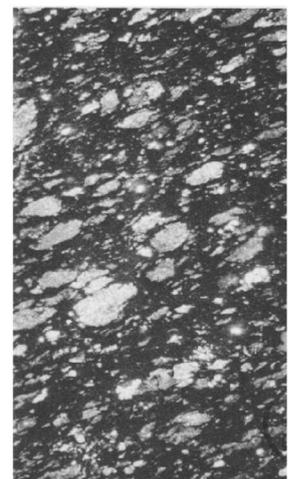


Fig. 17 X 20



Fig. 19 X 2



Fig. 22 X 1



Fig. 24 X 1

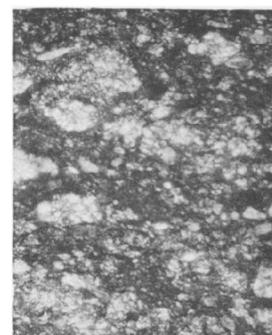


Fig. 23 X 20

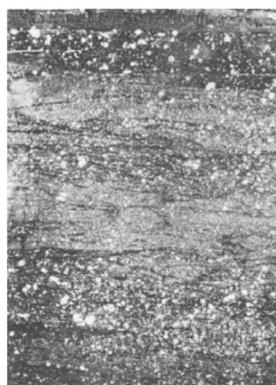


Fig. 21 X 2

Fig. 25 X 1

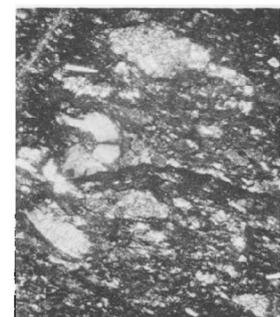


Fig. 27 X 20

Fig. 20 X 20



Fig. 26 X 1

Fig. 28 X 1

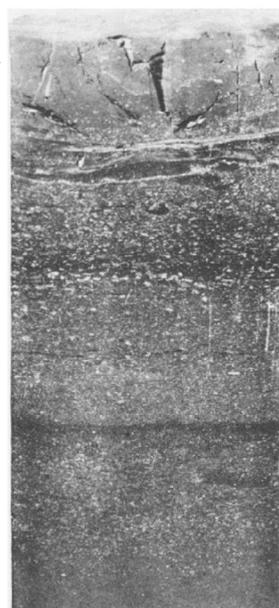
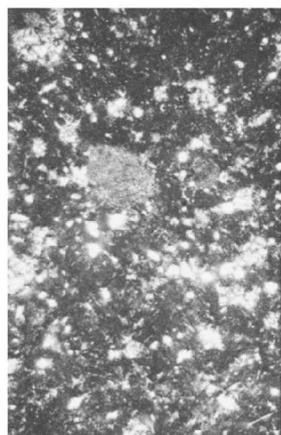




Fig. 29

X 1

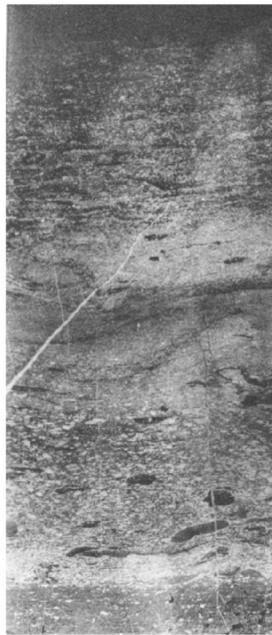


Fig. 31

X 1

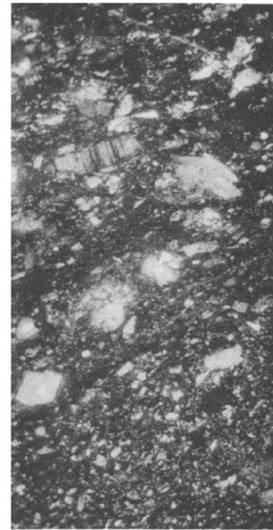


Fig. 30

X 20

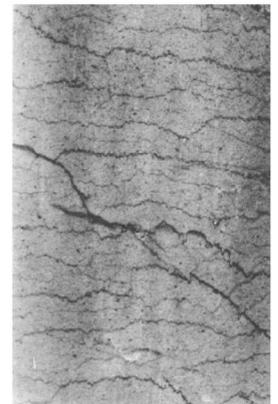


Fig. 35

X 2

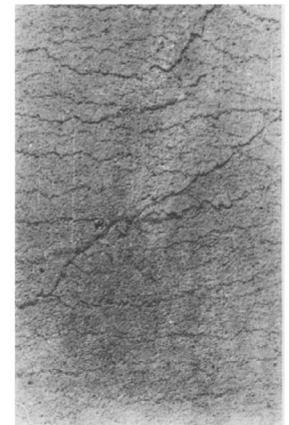


Fig. 36

X 2

Fig. 32

X 1

Fig. 34

X 1



Fig. 33

X 20

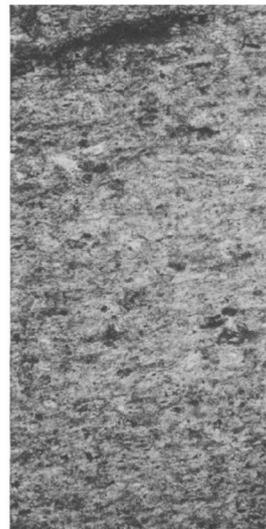


Fig. 37

X 20



la pâte (fig. 30) ; cette zone est du type classique qui, par ses vermicules, l'a fait appeler « Queue de chat » avant l'appellation Constance (3, p. 110).

- 5 - pâte beige à extinction avec structures végétales conservées.
- 6 - zone très riche en kaolinite sous toutes ses formes mais à kaolinite vermiculée dominante.
- 7 - alignement de pâte beige à extinction avec structures végétales conservées (analogue à la bande 5).
- 8 - bande à pâte beige-brune à extinction, des quartz détritiques très abondants. Kaolinite macrocristalline vermiculée, microcristalline nodulaire et cryptocristalline diffuse dans la masse.
- 9 - bande à pâte brune contenant de rares quartz détritiques et de nombreux nodules interstratifiés de kaolinite microcristalline.
- 10 - Pâte beige à extinction, quelques quartz détritiques et quelques éléments de kaolinite.

2° En lumière réfléchie.

Section perpendiculaire après passage dans FH. Examen binoculaire Gr. 25.

Stratification plus marquée par des colorations différentes. De haut en bas, on dénombre 12 bandes sensiblement parallèles (fig. 31).

- 1 - 3 mm - pâte noire à reflet bleuté, rares petits éléments de kaolinite beige-clair.
- 2 - 3 mm - lit très riche en petits éléments de kaolinite beige, interstratifiés dans des débris végétaux. Quelques amas nodulaires de kaolinite beige-clair comprimant la pâte.
- 3 - 13 mm - pâte noire à reflet bleuâtre stratifiée. Gros nodules de kaolinite finement vermiculée. Quelques gros vermicules de kaolinite striée transversalement de teinte beige-clair ; des quartz détritiques et quelques cuticules ovoïdes noires en relief.
- 4 - 5 mm - pâte brune avec de très nombreux nodules de kaolinite gris-bleuté finement vermiculée comprimant la pâte. Quelques débris de vermicules gris-bleuté.
- 5 - 19 mm - pâte brune avec de gros amas de kaolinite beige plus ou moins brisée ; de gros bâtonnets de kaolinite beige ou gris-bleuté striés transversalement ; des quartz détritiques ; quelques amas ovoïdes de pâte argilo-carbonatée brune.
- 6 - 13 mm - pâte beige-brune avec très abondante kaolinite en petits éléments brisés, très serrés les uns sur les autres.
- 7 - 8 mm - pâte noire stratifiée, très abondante kaolinite beige en nombreux petits éléments comprimant la pâte.
- 8 - 24 mm - pâte noire-bleutée, plus abondante que dans la bande précédente ; éléments de toutes tailles de kaolinite vermiculée beige et gris-bleuté. De gros fragments de bâtonnets striés transversalement.
- 9 - 4 mm - pâte noire avec petits éléments interstratifiés de kaolinite blanchâtre et gris-bleuté.
- 10 - 4 mm - peu de pâte, mais abondante kaolinite en petits éléments brisés, soudés les uns aux autres.

11 - 2 mm - pâte argilo-carbonatée brune, stratifiée ; pas de kaolinite.

12 - 3 mm - pâte noire stratifiée légèrement charbonneuse ; pas de kaolinite.

IV) **Constance.** — Entrée n° 394, lame mince n° 635.

ORIGINE.

Valenciennes, siège Cuvinot. Intercalaire entre le toit et la veine 4 bis à l'étage — 250. Position stratigraphique à 110 m au toit du niveau marin de Rimbert ou à 140 m au mur du tonstein Hermance. Ces distances, les plus importantes rencontrées dans le bassin, montrent toute la valeur des tonstein comme repères dans les essais de corrélation entre veines à travers le bassin.

ASPECT MACROSCOPIQUE.

Epaisseur de 13 cm, atteint 20 cm en certains points du siège. Son aspect macroscopique est ici nettement différent de ce qu'il est dans la partie centrale du bassin : de couleur très claire, est facilement repérable entre le charbon et les schistes gris au toit. Il a été décrit en ces termes (1) :

« Sédiment argileux, dur, compact, homogène à cassure apparemment conchoïdale, mais paraissant finement esquilleuse à la loupe. La pâte, de couleur gris-beige clair à reflets un peu rosés, est marquée irrégulièrement dans la masse de marbrures ou de grandes taches mauves ou lie-de-vin pâle. La poussière est d'un blanc pur, la rayure d'un blanc bleuâtre. Il contient, par places, quelques débris végétaux bien étalés qui constituent les seules traces de stratification visibles ». En section perpendiculaire, surface préparée pour une attaque de FH, cet aspect macroscopique est légèrement différent. L'ensemble est composé de deux parties distinctes ; au sommet, une bande de 35 mm de couleur beige-clair, coupée en son milieu par un lit à pâte sombre, ce qui donne à la roche un aspect rubané comme dans les précédents (fig. 32). Le bas, 9 cm, est constitué par une pâte gris-beige où s'étalent, de place en place, quelques débris végétaux marquant une tendance à la stratification.

ASPECT MICROSCOPIQUE.

Section perpendiculaire, lame mince n° 635 (fig. 33).

1° En lumière polarisée.

Pâte argileuse à extinction, très abondante, renfermant de la kaolinite micro et cryptocristalline gris jaune diffuse. Petits cristaux à contours irréguliers.

guliers ; kaolinite jaune-grise et bâtonnets cryptocristallins jaune. Quartz de formes et de tailles diverses, détritiques, aciculaires abondants. Pas de nodules, de bâtonnets ou de vermicules.

2° *En lumière réfléchie.*

Section perpendiculaire attaquée par FH (fig. 34). Examen à la binoculaire au Gr. 25.

Apparemment, pas de changement après attaque, les mêmes zones se retrouvent avec des teintes à peine plus claires. La partie supérieure (35 mm) est stratifiée, marquée par une succession de bandes parallèles de pâte argileuse gris-jaune, gris clair et gris foncé où l'on peut voir des grains de pyrite cristallisés (cubiques). Des lits de débris végétaux accentuent la stratification de cette partie ; pas de kaolinite visible. Au centre de la partie supérieure, une bande de 5 mm, de couleur gris-foncé, à pâte peu abondante, contient de nombreux éléments de kaolinite cryptocristalline. Quelques grains noirs. C'est la seule partie permettant une diagnose positive sur cet échantillon. La partie inférieure, 9 cm, est constituée par une abondante pâte argileuse blanche, isotrope, où l'on remarque, interstratifiés, des amas allongés de couleur beige-clair ou jaunâtre qui doivent correspondre à la kaolinite cryptocristalline jaune en bâtonnets observée en lame mince, la méthode ne permet pas de préciser davantage. Des quartz de toutes tailles assez nombreux.

Dans le cas de Constance de Valenciennes, l'emploi de la méthode par FH peut paraître peu efficace, voire même douteux. La diagnose est cependant possible dans la bande gris-foncé du sommet, la partie inférieure est à la limite du terme tonstein, même en lame mince.

La comparaison des différents Constance permet de dégager deux points :

1° Ce qui est constant dans cet horizon, à savoir : ses éléments de kaolinite en nodules et en vermicules, son épaisseur, son caractère rubané et l'abondance relative des quartz ; ensemble de caractères assez hétérogène qui permet l'identification de ce tonstein.

2° L'évolution latérale de cet horizon se remarque sur deux points :

a) L'évolution des cristaux de kaolinite : à Auchel et Bruay (fig. 24 et 28), tonstein très riche en amas nodulaires de kaolinite ; plus à l'Est, à Béthune (fig. 31), ces nodules sont beaucoup moins abondants, il y a prédominance de kaolinite vermiculée, striée transversalement, ce qui est la caractéristique

de ce tonstein, dans la partie centrale du bassin. Le tonstein Constance de Valenciennes (fig. 34), très pauvre en éléments de kaolinite, marque une évolution extrême de cet horizon.

b) Parallèlement à l'évolution latérale de la cristallisation, il est à remarquer l'évolution latérale par les couleurs, celles-ci semblent liées à la teneur globale en silice de chacun d'entre eux. L'analyse chimique des différents Constance cités donne :

Auchel 47,49 % de silice ; teinte gris-beige clair.

Bruay 46,12 % de silice ; teinte beige.

Béthune 44,15 % de silice ; teinte beige-brune.

Valenciennes 53,95 % de silice ; teinte blanchâtre.

Nous remarquons que le tonstein le plus clair correspond à la teneur la plus élevée en silice (Valenciennes) ; par contre, à la teneur la plus basse correspond le tonstein le plus foncé (Béthune).

Le tonstein Constance blanc de Valenciennes, avec 53,95 % de silice, est donc un *tonstein siliceux* ; ce caractère nous amène à parler du tonstein V de la Sarre que nous avons traité par l'acide fluorhydrique.

Tonstein V de la Sarre. — N° 5463, lame mince n° 23.074.

Macroscopiquement, ce tonstein est blanc, saccharoïde, très siliceux (57,20 % de silice). En section perpendiculaire préparée pour une attaque (fig. 35), toute la surface reste uniformément plate, aucune stratification n'est visible. Après attaque par FH (fig. 36), aucune transformation n'est constatée ; aucune diagnose n'est possible par la méthode avec FH (fig. 37). Parlant de ce tonstein, M. P. Pruvost s'exprime ainsi (5, p. 23) :

« Tonstein très siliceux. P. Termier n'a pas observé de leverriérite et pas de quartz non plus. C'est une argile d'apparence isotrope comme le sont les gores du bassin de Lyon où la teneur en silice dépasse 60 %. Il pense que ces tonstein siliceux sans quartz sont des argiles blanches, peu transparentes, analogues à la termiérite décrite par G. Fridel et correspondant à l'anhydride $6Si O_2 A_{12} O_3$ ».

P. Termier (7) conclut : « Le silicate d'alumine des tonstein de la Sarre oscillerait ainsi, quant à l'anhydride, entre les formules : $2Si O_2 A_{12} O_3$; $4Si O_2 A_{12} O_3$ et $6Si O_2 A_{12} O_3$.

Il prendrait le plus souvent la première forme et se constituerait à l'état de leverriérite. Dans des cas plus rares, il se constituerait, comme dans les

gores du bassin de Lyon, à l'état d'argile ayant pour formule $6SiO_2 \cdot Al_2O_3$ et qui est peut-être une variété de Termiérite ».

De tout ceci, nous pouvons penser que le tonstein siliceux et blanc de Valenciennes marque un stade intermédiaire entre le tonstein type de la partie centrale du bassin et le tonstein V de la Sarre et les gores avec plus de 60 % de silice. Ces variations latérales marquent tout l'intérêt qu'il y aurait à avoir une définition exacte du terme tonstein. Il va de soi que si un tonstein devient localement un gore, il conserve néanmoins toute sa valeur de repère. Nous ajouterons que des variations latérales de teintes, après attaque par FH, ont été constatées sur d'autres horizons que Constance. Ces variations de couleurs sont liées aux proportions des composants chimiques d'un tonstein, forcément variables d'un point à un autre. Il ressort que ces teintes ne sont pas uniformes sur un même échantillon et peuvent se retrouver identiques entre des horizons différents, ce qui prouverait que l'analyse chimique, si elle permet la diagnose par la présence d'alcalins (soude et potasse), ne permet pas de différencier les tonstein entre eux. Les mêmes proportions, dans les composants chimiques de deux échantillons, ne suffisent pas pour les faire attribuer au même horizon.

CONCLUSIONS

Les quelques exemples que nous venons de voir ont montré que, par une attaque à l'acide fluorhydrique, il est possible de repérer les différents types de tonstein, aussi bien qu'un examen en lame mince.

Que l'on utilise l'une ou l'autre de ces méthodes, nous observons les mêmes éléments, avec les mêmes formes, que l'examen microscopique soit fait en

lumière polarisée, en lumière naturelle ou en lumière réfléchie.

Le tonstein examiné est classé comme appartenant à un type déterminé ; il est alors nécessaire de replacer ce tonstein dans son contexte. Quelle que soit la méthode employée, il faut toujours considérer : sa position stratigraphique, les caractères paléontologiques, sédimentologiques, etc., du faisceau qui le contient ; c'est à cette condition que l'on peut se permettre de désigner le tonstein considéré par le nom qui lui est réservé dans l'échelle stratigraphique normale.

La diagnose et l'identification d'un tonstein étant possible par la méthode FH, son utilisation permettra l'élimination de la majeure partie des recherches négatives, but initialement recherché par nous. La confection des lames minces étant réservée aux seuls échantillons positifs, devient alors un moyen de contrôle, l'examen au microscope devant normalement confirmer l'identification première qu'aura pu faire le géologue en dehors du laboratoire.

L'intérêt de la rapidité dans l'identification n'échappera à personne car l'arrêt, la continuation ou l'orientation nouvelle à donner à une recherche peuvent en dépendre. La méthode utilisée conjointement aux lames minces peut rendre d'autres services. Les questions de dimensions ne jouant pas avec cette méthode, l'examen d'une grande surface donne une vue d'ensemble qu'on ne peut avoir sur les lames minces, généralement fragmentaires (fig. 2). Cette méthode offre des possibilités plus facilement réalisables qu'en lames minces.

Nota. — Nous croyons bon de rappeler que l'emploi de l'acide fluorhydrique nécessite quelques précautions pour ses manipulations, emploi de gant en caoutchouc, pinces en bois et surtout une ventilation qui offre toute sécurité.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) J. CHALARD. — Les tonstein du Bassin Houiller du Nord de la France, dans la région de Valenciennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXI, p. 110, 1951.
- (2) A. BOTROZ, J. CHALARD, F. DOLLÉ. — Extension géologique et valeur stratigraphique des niveaux de tonstein du Bassin Houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIII, p. 98, 1953.
- (3) P. DOLLÉ. — Tonstein de la partie supérieure de l'assise de Bruay. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIV, p. 39, 1954.
- (4) A. DALINVAL, P. DOLLÉ. — Les tonstein des assises de Vicoigne et d'Anzin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVI, p. 68, 1956.
- (5) P. PRUVOST. — Bassin Houiller de la Sarre et de la Lorraine, t. III. Description géologique. Lille, p. 19 à 31, 1935.
- (6) P. DOLLÉ. — Etude sur les grès surmontant le niveau marin de Poissonnière. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVI, p. 83, 1956.
- (7) P. TERMIER. — Etude pétrographique des tonstein, p. 45, 1923.

EXPLICATION DES PLANCHES (Pl. I à IV)

— PLANCHE I —

- FIG. 1. — *Tonstein Patrice*, n° 9080, Hénin-Liétard, siège n° 5, bowette 483 Frg 083 à 323 m. Intercalaire dans 2° Passée sous Ste-Berthe. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 1. Avant attaque par FH, la partie *Tonstein* n'est pas visible.
- FIG. 2. — N° 9080 après attaque par FH. Même section perpendiculaire, lumière réfléchie, Gr. 1. La partie claire représente le tonstein, ici lenticulaire. Cette particularité ne peut se voir sur une lame mince, toujours fragmentaire. La diagnose est possible.
- FIG. 3. — Barre de sidérose dans un schiste gris. Section perpendiculaire, lumière réfléchie, Gr. 1. Avant attaque par FH.
- FIG. 4. — Même échantillon après attaque par FH ; aucune différence avant et après, schiste et sidérose restant identiques à eux-mêmes.
- FIG. 5. — N° 7.724. Schiste gris à sphérolithes. Section parallèle, lumière réfléchie, Gr. 8. Après attaque par FH. Les points blancs sont les sphérolithes, tous identiques entre eux, trop bien calibrés pour les confondre avec des éléments de kaolinite.
- FIG. 6. — N° 17.889, même schiste à sphérolithes en lame mince. Section parallèle. Lumière polarisée, Gr. 20. Pas de différence avec la fig. 5, l'attaque suffit donc et elle est plus rapide.
- FIG. 7. — n° 8.185. Intercalaire, schiste noir à sphérolithes. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 8. Après attaque par FH : éléments trop bien calibrés, trop semblables entre eux pour être confondus avec une des formes de la kaolinite des tonstein.
- FIG. 8. — n° 19.032. Même échantillon en lame mince. Section perpendiculaire, lumière polarisée, Gr. 20. Structure en étoile typique de la sidérose.
- FIG. 11. — N° 6.298, en lame mince, n° 13.847. Section perpendiculaire. Lumière polarisée. Gr. 20. Les points clairs sont constitués par de la kaolinite polychroïque, striée longitudinalement et par de la kaolinite macrocristalline brisée. Tous ces fragments sont alignés suivant la stratification.
- FIG. 12. — N° 6.298. Section perpendiculaire Lumière réfléchie, Gr. 2. La partie claire délimite le tonstein, elle permet la diagnose. Kaolinite polychroïque striée longitudinalement, visible seulement au Gr 25 sous la binoculaire.
- FIG. 13. — *Tonstein Maxence*, n° 6.015, Hénin-Liétard, siège n° 6 Sud à — 492. Intercalaire dans Veine St-Jacques. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 2. Avant attaque par FH, diagnose incertaine.
- FIG. 14. — N° 6.015, en lame mince n° 13.166. Section perpendiculaire, Lumière polarisée, Gr. 20. Abondante kaolinite vermiculée, striée transversalement.
- FIG. 15. — N° 6.015. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 5. Après attaque par FH, tonstein riche en kaolinite vermiculée : fortes diaclases. Diagnose certaine, à la binoculaire (Gr. 25), les vermicules striés transversalement (fig. 9) se distinguent aussi bien qu'en lame mince.
- FIG. 16. — *Tonstein Maurice*, n° 8.687, Douai, sondage n° 7J de Flers à 698,10 m. Intercalaire dans la 3° Passée au mur de Veine E. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 2. Avant attaque par FH, la diagnose est incertaine.
- FIG. 17. — N° 8.687, en lame mince n° 19.796. Section perpendiculaire. Lumière polarisée, Gr. 20. Tonstein à nodules elliptiques de kaolinite microcristalline, quelques éléments de kaolinite brisée.
- FIG. 18. — N° 8.687. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 4. Tonstein stratifié vers le sommet, riche en éléments de kaolinite sous forme de nodules aplatis. Ce tonstein est différent du précédent, à la binoculaire (Gr. 25) les nodules elliptiques de kaolinite permettent de l'identifier au tonstein Maurice.

— PLANCHE II —

- FIG. 9. — *Tonstein Maxence*, n° 6.015, Hénin-Liétard, siège n° 6 Sud à — 492. Veine St-Jacques. Section perpendiculaire, lumière réfléchie, Gr. 23. Après attaque par FH. Vermicule de kaolinite montrant des empilements de feuillets de kaolinite attaqués par FH sur les bords et apparaissant en relief, de couleur brune ou beige plus ou moins sombre.
- FIG. 10. — *Tonstein Patrice*, n° 6.298, Bruay, siège n° 6. Intercalaire dans la Passée au toit de 17° Veine. Section perpendiculaire. Lumière réfléchie, Gr. 2. Avant attaque par FH, rien ne permet la diagnose.
- FIG. 19. — *Tonstein Hermancc*, n° 203, Nœux, siège n° 4 à — 500, intercalaire dans la passée au mur de la veine St-Guillaume. Section perpendiculaire, lumière réfléchie, Gr. 2. Avant attaque par FH, la diagnose est déjà possible, des éléments de kaolinite étant visibles.
- FIG. 20. — N° 203, en lame mince n° 356 B. Section perpendiculaire Lumière polarisée, Gr. 20. Gros amas nodulaires à contours irréguliers de kaolinite gris-bleutée comprimant la pâte anisotropique.

— PLANCHE III —

FIG. 21. — N° 203. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 2.

Après attaque par FH, ce tonstein apparaît stratifié par des bandes alternées, claires et foncées. Eléments de kaolinite abondants sous forme de gros nodules à contours irréguliers, visibles à la binoculaire à plus fort grossissement.

FIG. 22. — *Tonstein Constance*, n° 8.991, Auchel, siège n° 3 à — 447. Intercalaire dans la 2^e Passée au mur de la veine St-Jules. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1.

Avant attaque par FH, la diagnose est possible. Au sommet, des éléments vermiculés sont visibles, vers le bas, quelques nodules ; l'ensemble est très clair.

FIG. 23. — N° 8.991, en lame mince n° 21.009. Section perpendiculaire. Lumière polarisée. Gr. 20.

Kaolinite abondante sous forme de petits vermicules et de gros nodules à contours irréguliers.

FIG. 24. — N° 8.991. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1.

Après attaque par FH, le caractère rubané de ce tonstein est plus marqué par des bandes claires et d'autres plus sombres. Au sommet, abondante kaolinite en éléments vermiculés. Vers le bas, prédominance de nodules dans une pâte plus sombre.

FIG. 25. — *Tonstein Constance*, n° 9.072. Lame mince n° 21.011. Bruay, siège n° 5, intercalaire dans la 3^e Veine. Section perpendiculaire. Lumière transmise. Gr. 1.

Cette lame montre la difficulté qu'il y a pour conserver intacte toute la surface de la roche. Les blancs sont des parties plus tendres, disparues pendant la confection de cette grande lame mince. Tonstein rubané riche en kaolinite vermiculée et en nodules irréguliers.

FIG. 26. — N° 9.072. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1.

Avant attaque par FH, il est visible que ce tonstein est plus rubané que le précédent. Des éléments vermiculés et des amas nodulaires de kaolinite permettent déjà et la diagnose et l'identification de ce tonstein.

FIG. 27. — N° 9.072, lame mince n° 21.011. Section perpendiculaire. Lumière polarisée, Gr. 20.

Comme dans la figure 23, nous retrouvons la kaolinite vermiculée et les gros nodules à contours irréguliers de kaolinite microcristalline.

FIG. 28. — N° 9.072. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1.

Après attaque par FH, ce tonstein est plus finement rubané qu'à Auchel (fig. 14), mais nous retrouvons les mêmes caractéristiques, à savoir : une zone à éléments vermiculés vers le haut ; une zone plus claire au centre ; une zone à gros éléments nodulaires vers le bas.

FIG. 29. — *Tonstein Constance*, n° 2.236. Béthune, section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1. Avant attaque par FH, pâte plus sombre que dans les deux échantillons précédents mais aussi rubanée ; quelques nodules et vermicules de kaolinite sont déjà visibles.

FIG. 30. — N° 2.236. Lame mince n° 4.419. Section perpendiculaire. Lumière polarisée. Gr. 20.

Comme dans les deux échantillons précédents de Constance, kaolinite macro et microcristalline et gros nodules blancs et des vermicules de kaolinite, striés transversalement.

FIG. 31. — N° 2.236. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1.

Après attaque par FH : Tonstein rubané avec une zone très riche en éléments vermiculés ; des structures végétales noires sur pâte claire marquent la stratification. Vers le bas, des amas nodulaires moins abondants que dans fig. 24 et 28.

FIG. 32. — *Tonstein Constance*, n° 394. Valenciennes, siège Cuvinot à — 250. Toit de la Veine 4 bis. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée ; Gr. 1.

Avant attaque par FH, ensemble très clair, un peu rubané vers le haut par deux bandes plus sombres ; pas d'élément de kaolinite visible ; macroscopiquement, ce n'est pas un schiste, mais on ne peut dire que ce soit un tonstein.

FIG. 33. — N° 394, lame mince n° 635. Section perpendiculaire. Lumière polarisée. Gr. 20.

Kaolinite micro et cryptocristalline diffuse ; de nombreux quartz ; pas de kaolinite en nodules, vermicules ou bâtonnets ; nettement différent des précédents Constance.

FIG. 34. — N° 394. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 1.

Après attaque par FH, la pâte est plus claire, presque blanche ; seule, la bande sombre dans le tiers supérieur montre des éléments de kaolinite brisée, blanchâtre. La partie inférieure ne contient pas d'éléments de kaolinite, elle fait penser à un gore.

FIG. 35. — *Tonstein V de la Sarre*, n° 5.463. Section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 2.

Avant attaque par FH, pâte blanche sans éléments de kaolinite visible.

FIG. 36. — N° 5.463. Même section perpendiculaire. Lumière réfléchiée. Gr. 2.

Après attaque par FH, aucun changement n'apparaît, la teinte est restée exactement pareille.

FIG. 37. — N° 5.463. Lame mince n° 12.074. Section perpendiculaire. Lumière polarisée. Gr. 20.

Argile blanche d'apparence isotrope, pas d'éléments de kaolinite visible ; c'est un gore.

Un problème très local d'altération des roches

par M. Jean PROUVOST

Sommaire. — L'étude d'un bas-relief en grès exposé dans un musée montre l'apparition de taches brunes. Des expériences permettent d'en déterminer l'origine avec certitude. Les conditions d'exposition réalisent un microclimat ; nous comparons les phénomènes observés à cette échelle réduite à ceux décrits dans la nature.

Il y a quelques années, un conservateur de musée, inquiet et consciencieux, avait consulté le Laboratoire de minéralogie du Muséum (1) pour connaître l'origine et éventuellement le moyen de faire disparaître des taches brunes qui apparaissent sur certains bas-reliefs antiques. Il s'agissait en particulier d'une pièce de grande dimension (de l'ordre de quelques mètres carrés et d'une épaisseur de 0,40 m environ) fort élégamment exposée à la clef d'une voûte aménagée spécialement en sous-sol et éclairée par des projecteurs à incandescence sous incidence rasante.

L'examen macroscopique de la roche montre qu'il s'agit d'un grès quartzueux assez friable avec, de place en place, quelques concentrations ferrugineuses. Au microscope, les grains de quartz, de dimension comparable et de l'ordre du $\frac{1}{2}$ mm, semblent d'origine détritique et sont liés par un ciment siliceux. Ce ciment contient une certaine proportion d'oxydes de fer plus ou moins hydratés, opaques, que l'examen en section polie, grâce au microscope métallographique polarisant, n'a pas permis de déterminer avec plus de précisions.

L'analyse chimique a confirmé ces observations puisqu'elle a révélé les proportions suivantes :

SiO ₂	94,5 %
Fe ₂ O ₃	1,7
Al ₂ O ₃	1,0
CaO	0,9
MgO	0,4
Perte au feu	1,6

La perte au feu correspond à l'humidité au moment de l'analyse. Mais il est à noter que lors du prélèvement, la roche paraissait particulièrement humide.

(1) M. le Professeur Orcel, Directeur de ce Laboratoire, m'avait chargé de cette étude.

Dès le premier examen, nous avons pensé que les taches brunes étaient dues à une remise en mouvement du fer qui se concentrait à la surface par le mécanisme suivant : mis en solution par l'eau d'humidité, il était amené par capillarité vers la surface exposée ; les rayons infrarouges provenant des projecteurs créaient un centre très actif d'évaporation et de dessiccation ; le fer se déposait sous forme d'oxydes hydratés et même sous forme anhydre dont la remise en solution est beaucoup plus difficile.

Pour confirmer cette hypothèse, nous avons imaginé des expériences en partant du grès de Fontainebleau qui, comme celui constituant la pièce, est friable et formé de quartz avec ciment siliceux ; mais il ne contient qu'une proportion négligeable de fer. Le dispositif expérimental était le suivant : le morceau de grès parfaitement blanc à l'origine trempait par son extrémité inférieure dans un liquide (de l'eau contenant un peu de fer en solution). La partie supérieure était éclairée par une lampe réflecteur de 40 watts située à une trentaine de centimètres de l'échantillon. L'ensemble a été maintenu en fonctionnement pendant six semaines, mais nous avons ménagé des interruptions de manière à reproduire les conditions réalisées au Musée qui, bien entendu, n'était éclairé que pendant les heures de visite. Deux litres et demi environ de liquide sont passés au travers du morceau de grès apportant une quantité de fer de l'ordre du gramme. Dès le début de l'expérience, la surface de l'échantillon a pris une teinte rouille caractéristique. Ensuite, les taches se sont concentrées, se sont fixées et ont pris une couleur brune avec parfois un reflet métallique.

Les essais terminés, le morceau a été brisé. L'intérieur était resté blanc, l'épaisseur de la partie superficielle imbibée de pigment ferrugineux étant de l'ordre du millimètre. L'examen microscopique

a été délicat. Bien entendu, nous avons examiné des sections minces faites dans un échantillon témoin et dans le morceau traité. Mais la friabilité du matériel a nécessité une imprégnation totale par le baume du Canada et il s'en est suivi une coloration brune entre les gains de quartz enlevant toute valeur à des observations comparatives. Pour pallier cette difficulté, nous avons fait appel à des préparations entre lame et lamelle de quelques grains isolés (cf. frottis des pétrographes). Nous avons ainsi pu constater que les grains provenant de la roche traitée étaient entourés d'oxydes de fer bruns d'aspect colloïdal et que parfois même certaines parties étaient opaques. Ces dernières, de pouvoir réflecteur faible, présentaient entre nicols croisés, des réflexions internes d'un rouge intense. L'ensemble de ces caractères suggère qu'il s'agit d'un produit cryptocristallin.

Ces expériences permettent de confirmer l'origine des taches ferrugineuses. Dans le vide sanitaire situé au-dessus de la pièce règne une température relativement constante (rappelons que nous sommes en sous-sol). L'eau y parvient forcément sous forme d'humidité, nous en avons la preuve par l'examen du cadre métallique soutenant la pièce qui est fortement rouillé. Cette humidité imprègne la partie postérieure de la plaque, y pénètre par capillarité et se charge de fer par dissolution du métal contenu dans la roche.

Durant les heures de visite, l'éclairage chauffe par infrarouge la surface exposée et y produit une vive évaporation. L'humidité traverse donc la pièce entraînant le fer qui s'accumule à la surface, s'y oxyde s'il y a lieu, et produit des taches en rapport avec la facilité de circulation de l'eau et l'intensité locale du rayonnement infrarouge.

Ces alternances d'échauffement superficiel intense et de périodes de repos pendant lesquelles l'équilibre se rétablit n'est pas sans analogies avec l'alternance des saisons. Périodes d'insolation estivale avec pompage de l'eau des profondeurs amenant vers la surface toute sorte d'éléments dont

elle se charge au passage. Périodes hivernales plus calmes et plus humides pendant lesquelles, dans certains cas extrêmes, le mouvement est inversé. Nous avons ainsi sous les yeux la réalisation involontaire, dans une schématisation drastique, de phénomènes observés à une vaste échelle dans les régions africaines notamment. C'est de cette manière en effet que l'on explique la formation des latérites et des cuirasses.

En effet, la formation de ces sols, qui est le résultat de déplacement sélectif des éléments, comporte deux phases principales qui ont lieu en deux zones d'altitude différentes. Dans la plus profonde, dite zone du départ, les éléments sont mis en condition de transport. Il s'agit généralement d'une dissolution plus ou moins sélective sous l'influence d'agents divers qu'il n'y a pas lieu de préciser ici. Suivant les cas, l'eau peut provenir d'une action « par descensum » de la pluie ou du déplacement du niveau hydrostatique. La seconde phase, qui a lieu dans la seconde zone plus superficielle, correspond au dépôt. Par capillarité, le transport s'est effectué et les hydrates d'alumine et de fer, éléments constitutifs des latérites, s'oxydent et se déposent ; pour le fer qui nous intéresse plus spécialement, sous forme de goethite cristallisée ou de stilpnosidérite colloïdale, la dessiccation amenant l'hématite.

Des cas plus simples, correspondant à des roches uniquement quartzieuses, ont été distingués. Les concentrations superficielles sont constituées alors par de la limonite seule. On leur a donné le nom de latéroïde.

Le mode de formation des taches observées dans ce musée et celui de ces sols présente donc une analogie frappante qu'il était, je pense, intéressant de souligner. Ces expériences entreprises dans un but particulièrement modeste ont donc dépassé largement le cadre du local dans lequel elles avaient lieu et réalisent, grâce à une extrapolation que certains jugeront excessive, en réduisant l'échelle des dimensions mais aussi du temps, des phénomènes géologiques qui s'élaborent durant de longues années.

Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire Région de Galati - Monts Péloritains (Sicile)

par G. DUÉE

(3 fig.)

Sommaire. — Dans la région de Galati, au front du chevauchement de la chaîne calcaire sur la zone de Flyschs, on observe des affleurements de calcaire du Crétacé inférieur discontinus et de faibles dimensions. Ils font penser à des lambeaux de poussées arrachés à l'unité de Longi par le déplacement de l'unité de Galati. Etant identique à ceux rencontrés dans l'unité de Crétacé inférieur de Roccella Valdemone qui se développe sur plus de 20 km, on peut penser qu'ils en constituent le prolongement occidental. A Roccella Valdemone, les calcaires du Crétacé inférieur passent progressivement à la « Scaglia » qui, dans l'unité de Longi, prend un développement important.

Dans les deux unités, ces calcaires crétacés sont en position tectonique identique et inclus dans des séries stratigraphiques comparables ; on peut donc penser qu'elles correspondent à un même ensemble.

Cette région a déjà fait l'objet d'une étude stratigraphique et tectonique de la part de deux géologues italiens, B. Campisi et R. Colacci (1958). Ces auteurs, et en particulier B. Campisi pour la région de Galati, montrent le chevauchement, sur une série Flysch d'âge tithonique et crétacé inférieur, ou « Flysch du Monte Soro » (L. Ogniben 1960), d'une grande nappe constituée de phyllades, de secondaire et de grès conglomératiques tertiaires. Au N, une seconde nappe formée de micaschistes et de phyllades, de calcaires du Lias inférieur et de calcaires crinoïdiques du Lias moyen, chevauche la première nappe reconnue. En résumé, ces auteurs observent sur la zone des Flyschs méridionaux une superposition de deux nappes, le mouvement de charriage semblant se faire du N vers le S.

J'ai étudié la zone de Militello-Galati-Mamertino-Tortorici en 1961, indépendamment de ces deux auteurs dont je ne connaissais pas les travaux, publiés à la fin de 1961. Le schéma structural général qu'ils ont établi reste valable. J'ai cependant pu observer des faits (G. Duée 1961), qui m'ont conduit à différencier diverses unités empilées.

C'est ainsi que sur le Flysch du Monte Soro (fig. 1), j'ai reconnu l'unité de Longi, formée, à sa partie supérieure, de calcaires en petits banes du Lias inférieur, puis d'une épaisse série de marnes calcaires bariolées appelée « calcschisteuse » dont

l'âge va du Lias supérieur à l'Eocène. Ces formations sont intensément écaillées. Elles sont recouvertes par des conglomérats et des grès micacés oligo-miocènes sub-horizontaux qui, de ce fait, ne semblent pas participer aux imbrications des séries inférieures. En outre, j'ai pu observer deux ensembles chevauchant à l'horizontale les séries tertiaires de l'unité de Longi et le Flysch de Monte Soro. Le premier se signale par de nombreux pics dolomitiques isclés correspondant à des formations du Lias inférieur et présentant quelquefois à leur base une semelle de phyllades. Je les ai considérés comme autant de Klippes, restes d'une « unité dolomitique » qui se développait à l'W d'un second ensemble chevauchant également les séries de l'unité de Longi et en particulier les formations tertiaires. Le front de ce dernier chevauchement se développe de manière extrêmement nette depuis le Pizzo di Ucina jusqu'à Capri Leone, en passant par Galati-Mamertino et Frazzano. Il s'agit de l'unité de Galati constituée à la base par 200 à 300 mètres de phyllades sur lesquelles on remarque quelques blocs plus ou moins importants de calcaires dolomitiques du Lias inférieur. Ceux-ci sont recouverts, au Pizzo di Ucina en particulier, par des séries peu épaisses (100 m) qui montent jusque dans le Sénonien, comme l'a bien montré Maugeri-Patane (1932).

J'ai retrouvé des termes lithologiquement et paléontologiquement équivalents à la fois dans les séries de l'unité de Galati et dans celles de l'« unité

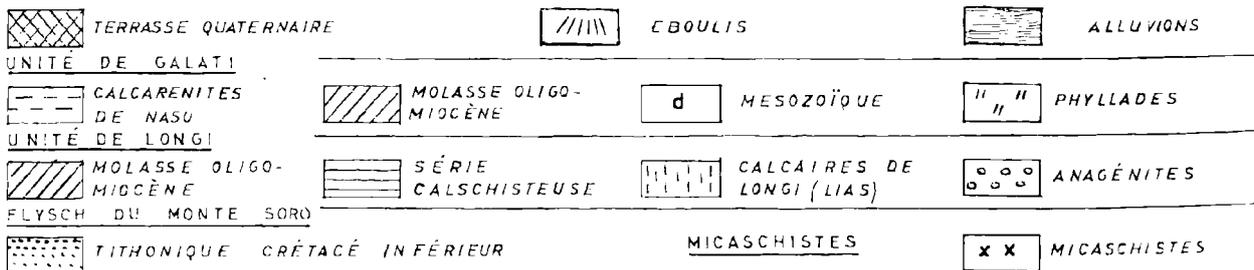
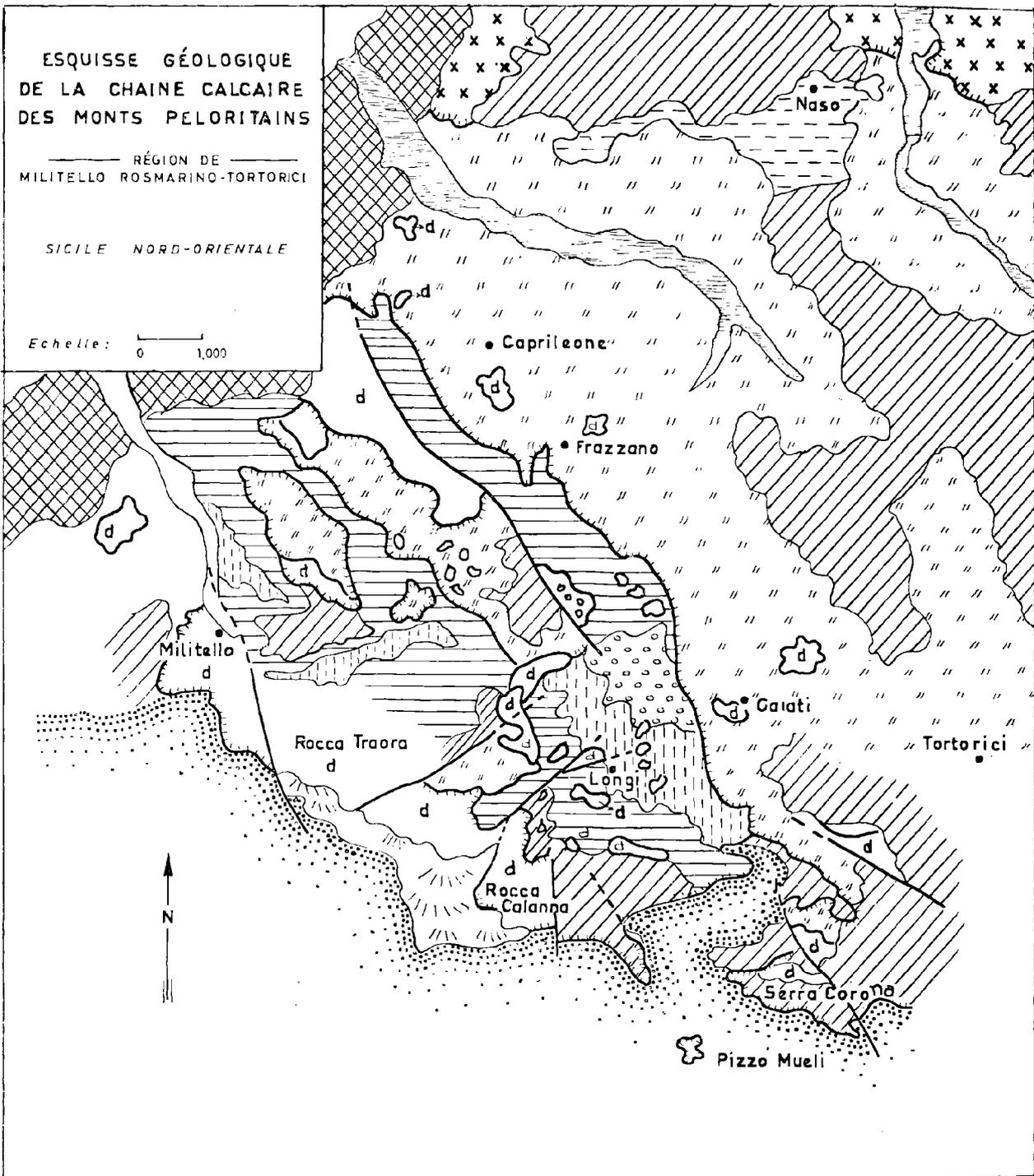


Fig. 1

dolomitique » (à la Serra Corona et au Piano del Lupo). Il m'a semblé pouvoir conclure que l'« unité dolomitique » n'était que le prolongement occidental de l'unité de Galati. L'ensemble résultant se serait

mis en place postérieurement au dépôt des formations tertiaires de l'unité de Longi et aurait, lors du déplacement, dépassé l'aire d'extension de cette unité ; on le trouve en effet en contact anormal

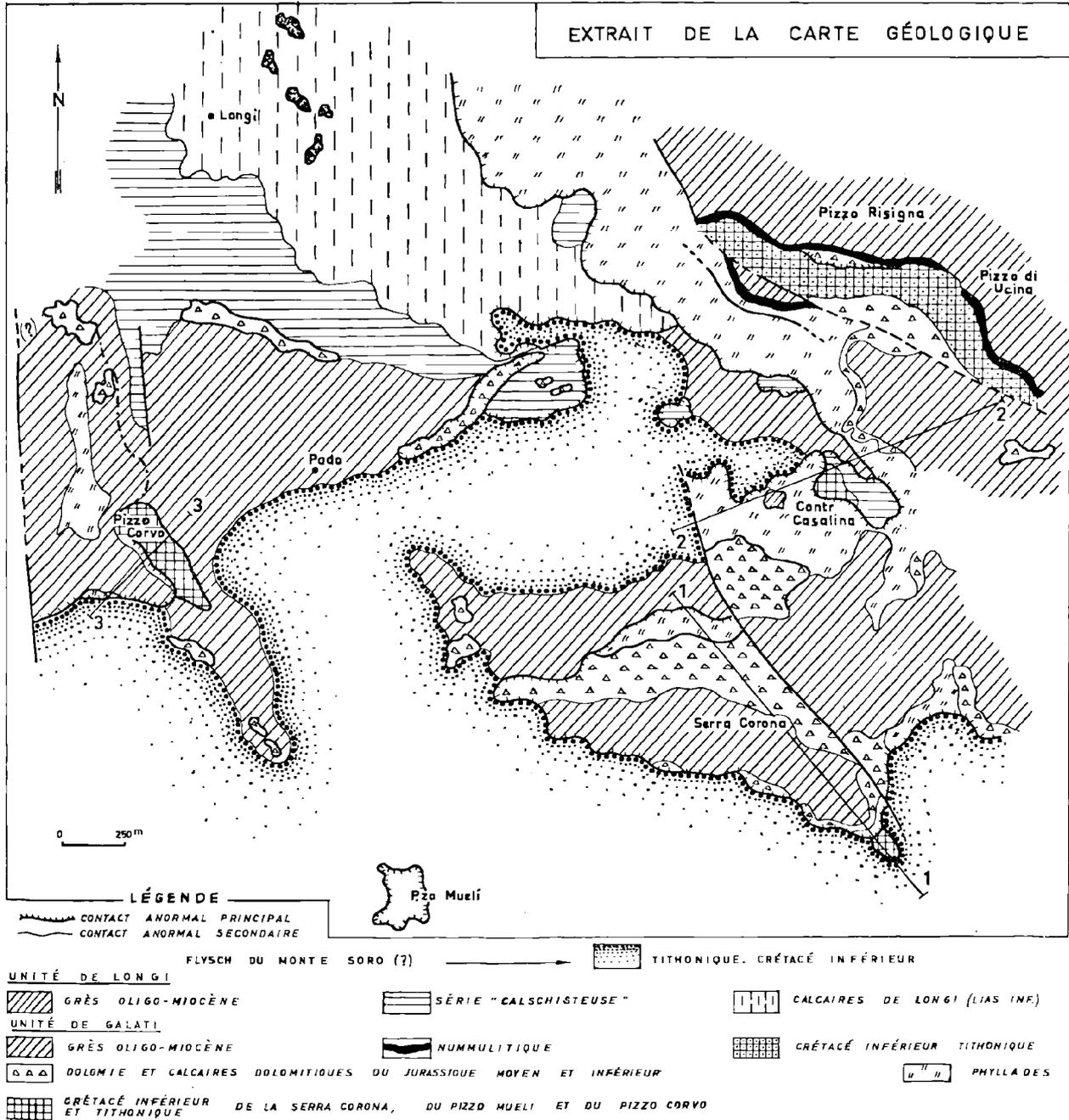


FIG. 2

Serra Corona

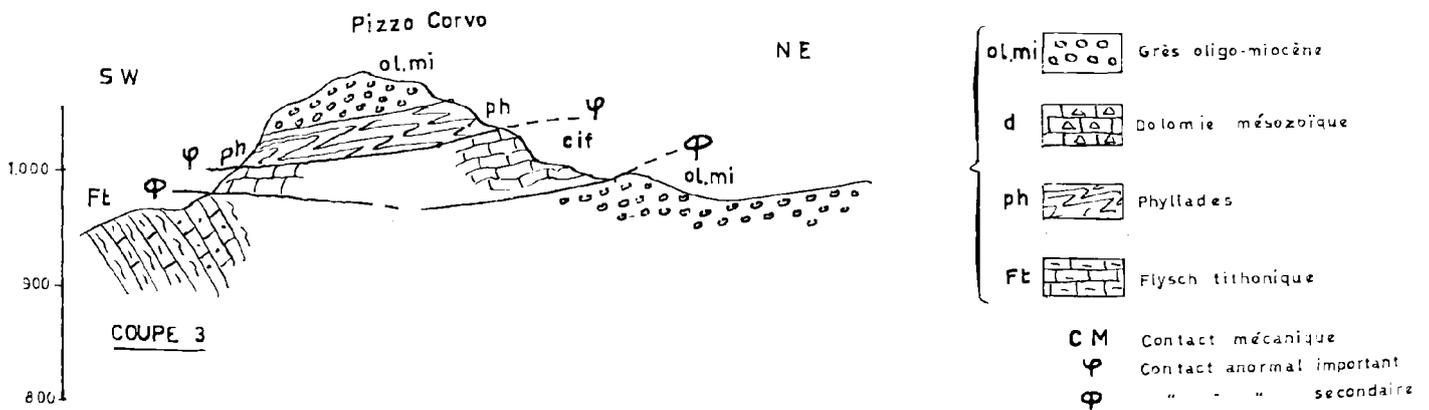
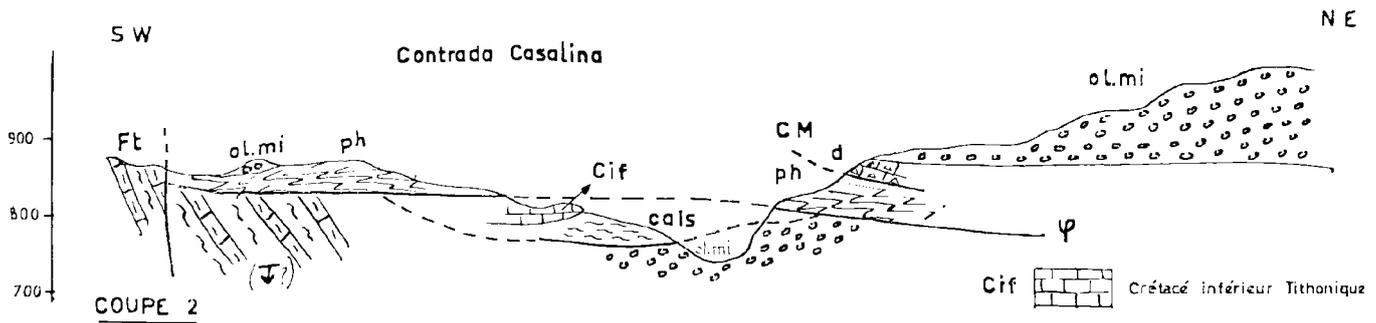
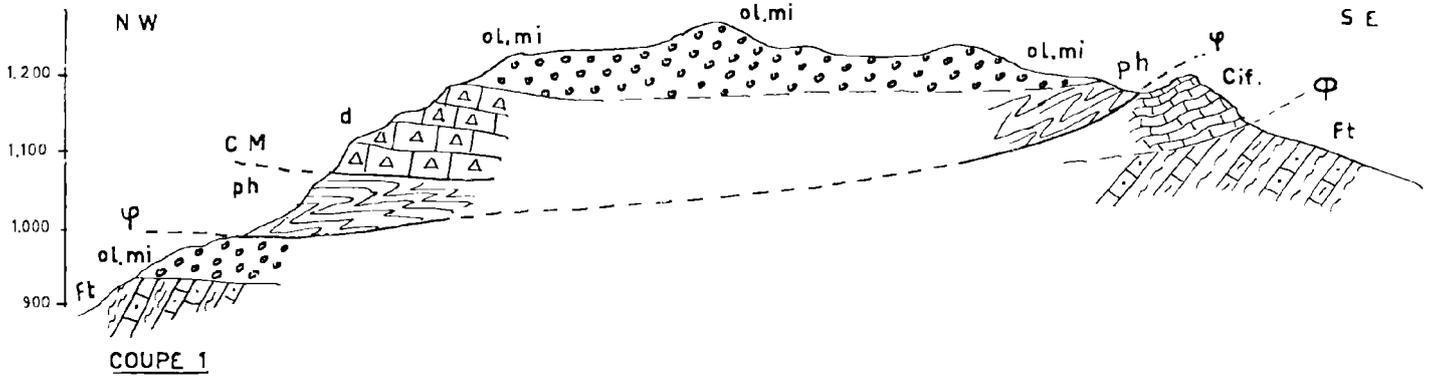


FIG. 3

sur le Flysch du Monte Soro. Quant à l'unité inférieure de Longi, la tranquillité des séries tertiaires prète à penser qu'elle s'est mise en place antérieurement à leur dépôt. Les grès conglomératiques remaniant des termes de la série de l'unité de Longi d'une part et paraissent transgressifs sur le Flysch du Monte Soro d'autre part.

Ces conclusions, relatives à l'âge des mouvements de chevauchement en particulier, sont assez différentes de celles données par les auteurs italiens.

Venons-en maintenant à ce qui fait l'objet de la présente note : le Crétacé inférieur. J'ai pu observer au front du chevauchement de la chaîne calcaire sur le Flysch du Monte Soro, divers affleurements attribuables au Crétacé inférieur. Ils se situent à la Serra Corona, au Pizzo Mueli, au Pizzo Corvo à l'W de Pado (fig. 2). Certains d'entre eux avaient déjà été remarqués par les auteurs italiens qui n'avaient cependant pas défini leur position tectonique.

C'est ce que nous allons essayer de préciser ici, après quoi nous tenterons d'établir des comparaisons d'ordre stratigraphique et tectonique avec des observations effectuées par R. Truillet (1961) à l'E, dans la région de Roccella Valdemone.

1) Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire dans la région de Galati.

Nous décrirons trois coupes (fig. 3) :

— l'une (coupe 1) faite en direction NW-SE à travers la Serra Corona ;

— la seconde (coupe 2) faite sur le côté NE de la Serra Corona à travers la Contrada Casalina, de direction NE-SW ;

— la troisième (coupe 3) passant par le Pizzo Corvo à l'W de Pado et de direction NE-SW.

a) A la Portella Lastra, au S de la Serra Corona (coupe 1), l'affleurement est très réduit. Il ne mesure pas plus de 250 m dans le sens NE-SW et une cinquantaine de mètres dans le sens E-W.

Il s'agit de calcaires en petits banes (15 à 30 cm) très contournés, à patine blanche. Leur pâte est fine et de couleur beige clair. Intercalées dans ces calcaires, on remarque des passées conglomératiques. Il s'agit de petits silex roulés, noirs, dont le diamètre est compris entre 5 mm et 1 cm, et de nodules de calcaires beige clair qui semblent comparables aux calcaires encaissants, réunis par un ciment calcaire beige clair.

Il semble que l'on ait affaire à une formation contemporaine des calcaires dans lesquels elle est intercalée. L'ensemble (calcaires et formations conglomératiques) contient de nombreux *Aptychus*. M. Durand-Delga, qui a bien voulu les déterminer, y a reconnu *Lamellaptychus cf. seranonis* et une forme intermédiaire entre *Lamellaptychus gr. atlanticus* et *subdidayi*. Cette association indique un âge hauterivien.

Cet affleurement très tectonisé repose en contact anormal sur le Flysch du Monte Soro. Il supporte une série de phyllades peu épaisse (15 m) parsemée de quelques blocs de calcaires et dolomies du Lias. Le tout est recouvert par les conglomérats et grès oligo-miocènes.

b) A la Contrada Casalina (coupe 2) des affleurements de Crétacé inférieur apparaissent sur la rive gauche du Fiume San Basilio. Ils sont associés à des marnes bariolées qui se rattachent à la série dite « calcschisteuse » de l'unité de Longi. Ce sont des calcaires en petits banes, à pâte très fine de couleur beige très clair, mouchetée de taches plus sombres. L'ensemble est en contact anormal sur des grès et conglomérats oligo-miocènes que l'on observe bien développés dans le cours du Fiume San Basilio.

Ces séries sont recouvertes en contact anormal par les phyllades, les dolomies et les calcaires dolomitiques du Lias et les grès et conglomérats oligo-miocènes.

c) Au Pizzo Corvo (coupe 3) à l'W de Pado, on peut observer du SE au NW la coupe suivante :

— les grès et conglomérats oligo-miocènes apparemment transgressifs sur le Flysch du Monte Soro.

— des calcaires à *Aptychus* en petits banes de couleur beige clair avec passées conglomératiques, du Crétacé inférieur, en contact anormal sur les grès oligo-miocènes,

— des phyllades emballant des blocs de quelques m³ de calcaires métamorphiques,

— les grès et conglomérats oligo-miocènes transgressifs. Au SW du Pizzo Corvo, la succession des terrains est identique.

On voit donc que la position tectonique de ces divers affleurements de Crétacé inférieur est semblable quelle que soit la coupe considérée. On les trouve toujours en contact anormal sur une série inférieure (Flysch du Monte Soro et grès et conglomérats oligo-miocènes) et recouverts par une unité constituée de phyllades, de dolomies liasiques et de grès et conglomérats oligo-miocènes. Leur

position au front du chevauchement de la chaîne calcaire, leur discontinuité, leur faible volume prètent à penser qu'il s'agit de lambeaux de poussées arrachés au substratum lors du déplacement de l'unité de Galati.

Voyons maintenant s'il existe à l'intérieur de la chaîne calcaire des séries du Crétacé inférieur comparables à celles observées au front du chevauchement.

A la Contrada San Giovanni, à l'E du Pizzo Difesa, on peut en effet observer des calcaires comparables à ceux de la Contrada Casalina, associés à la série caleschisteuse de l'unité de Longi. Sous le Pizzo Risigna, des formations du Tithonique et du Crétacé inférieur se développent également au-dessus des séries dolomitiques du Jurassique inférieur et moyen. Elles appartiennent à l'unité de Galati. Ces formations du Tithonique et du Crétacé inférieur correspondent à une alternance de calcaires en petits banes (5 à 15 cm) légèrement gris, à taches plus sombres et à nodules de silex noirs, et de marnes calcaires grises. A la partie supérieure, on remarque une barre (1 m à 1,50 m) d'un beau calcaire blanc à pâte fine qui contient de nombreux *Aptychus* et des rostrés de *Belemnites*. L'ensemble est très plissé et son épaisseur est comprise entre 20 et 25 mètres. Cette coupe a été bien étudiée par Maugeri-Patane (1932), qui a découvert une très abondante faune d'Ammonites et en particulier des Parahoplitidés et des Crioceratidés du passage Hauterivien-Barrémien (*Parahoplites angulicostatus* d'Orb, *Aptychus angulicostatus* P. et L.).

En lames minces, ces calcaires montrent une grande richesse en Radiolaires et contiennent des Calpionelles.

Ces séries ont un faciès qui diffère légèrement de celui des formations observées au front du chevauchement. Leur position au-dessus du contact anormal des phyllades fait qu'elles paraissent n'avoir aucun rapport direct avec les calcaires du Crétacé inférieur du Pizzo Mueli, du Pizzo Corvo et de la Serra Corona.

2) L'unité de Crétacé inférieur de Roccella Valdemone.

R. Truillet (1961) a pu observer une unité de calcaires du Crétacé inférieur se développer sur une distance de plus de 20 km depuis Malvagna jusqu'au S de Floresta en passant par Roccella Valdemone.

Il s'agit de calcaires en petits banes, fortement contournés et parfois même écrasés qui peuvent atteindre une centaine de mètres d'épaisseur. Ils sont d'âge hauterivien. Ils sont chevauchés par une série de phyllades sur lesquelles se développent des formations dolomitiques du Lias. L'ensemble est recouvert transgressivement par des conglomérats oligo-miocènes. On voit donc que la position tectonique des blocs de la région de Galati est comparable à celle de l'unité de Crétacé inférieur. R. Truillet (1961) a de même remarqué que ces calcaires en petits banes pouvaient passer progressivement à une épaisse série de caleschistes rouges et blancs à faciès « Scaglia » d'âge cénomannien. Ces caleschistes ne sont pas sans rappeler la série caleschisteuse de l'unité de Longi qui va du Lias supérieur à l'Eocène.

Conclusion.

Il semble que les séries discontinues du Crétacé inférieur observées au S de Galati correspondent à des lambeaux de poussées arrachés à l'unité de Longi par le déplacement de masses supérieures (Unité de Galati).

Nous avons mis en évidence une analogie de faciès et une analogie structurale entre l'unité de Crétacé inférieur de Roccella Valdemone et les « blocs » de la région de Galati.

On peut penser qu'il s'agit du même ensemble. Enfin, nous avons reconnu l'association calcaires du Crétacé inférieur et caleschistes du Cénomannien dans l'unité de Roccella Valdemone. Cette association est identique dans l'unité de Longi. Dans ces conditions, on pourrait penser que l'unité de Longi et l'unité de Roccella Valdemone occupent la même place dans l'édifice structural.

BIBLIOGRAPHIE

CAMPISI (1958). — Lineamenti geologici della regione di Sant'Agata di Militello, Floresta e zone contermini (Sicilia settentrionale). *Bol. Serv. Geol. Italia*, vol. 80, p. 565-610, 7 pl., 1 fig.

COLACICCHI R. (1958). — Relazione sul rilevamento delle tavolette « Galati Mamertino » e « Naso » (F. 252) (Sicilia settentrionale). *Bol. Serv. Geol. Italia*, vol. 80, p. 437-554, 7 pl., 5 fig.

DUÉE G. (1961). — Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des Monts Péloritains (zone de Militello-Tortorici), Sicile nord-orientale. *B.S.G.P.* (sous presse).

MAUGERI-PATANE G. (1932). — Introduzione allo studio geopaleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. Messina). *Bol. Soc. Geol. Ital.*, vol. 51, n° 1, p. 115-170, 3 fig.

OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, n° 64-65, p. 183-212, 2 fig., 2 pl., Palerme.

TRUILLET R. (1961). — Détails structuraux de la chaîne calcaire dans les environs de Roccella Valdemone (Monts Péloritains, Sicile). *C.R. Ac. Sc.* (sous presse).

LE CENTRE DE DOCUMENTATION DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, Quai Anatole-France, PARIS (VII^e) — SOLférino 93-39 +

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. publie mensuellement un « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » en plusieurs fascicules dans lesquels figurent sous la forme de courts extraits classés par matières, tous les travaux scientifiques et techniques publiés dans le monde entier.

Quatre fascicules d'entre eux sont consacrés à la Philosophie et aux Sciences Humaines et paraissent trimestriellement.

Cette revue bibliographique, l'une des plus importantes du monde, signale, chaque année, environ 250.000 articles et mémoires. On trouvera ci-dessous le détail de ces fascicules.

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. fournit également la reproduction sur MICRO-FILM ou sur PAPIER des articles analysés dans le « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » ou des articles dont la référence bibliographique précise lui est fournie.

Expérimentateurs, Ingénieurs et Techniciens peuvent ainsi bénéficier, sans quitter leur laboratoire ou leur bureau, d'une documentation abondante et rapide.

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

		PRIX	
		France	Etranger
FASCICULES			
MENSUELS	1. MATHÉMATIQUES	30 NF	35 NF
	2. ASTRONOMIE, ASTROPHYSIQUE, PHYSIQUE DU GLOBE	40 »	45 »
	3. PHYSIQUE I. - Généralités. Physique mathématique. Mécanique. Acoustique. Optique. Chaleur. Thermodynamique	50 »	55 »
	4. PHYSIQUE II. - Electricité	40 »	45 »
	5. PHYSIQUE NUCLEAIRE. Noyaux. Particules. Energie atomique	40 »	45 »
	6. STRUCTURE DE LA MATIERE. Cristallographie. Solides. Fluides. Atomes. Ions. Molécules	40 »	45 »
	7. CHIMIE I. - Chimie générale. Chimie physique. Chimie minérale. Chimie analytique. Chimie organique	100 »	105 »
	8. CHIMIE II. - Chimie appliquée. Métallurgie	80 »	85 »
	9. SCIENCES DE L'INGENIEUR	60 »	65 »
	10. SCIENCES DE LA TERRE I. - Minéralogie. Géochimie. Pétrographie ...	25 »	30 »
	11. SCIENCES DE LA TERRE II. - Physique du Globe. Géologie. Paléontologie.	40 »	45 »
	12. BIOPHYSIQUE. BIOCHIMIE. Chimie analytique biologique	40 »	45 »
	13. SCIENCES PHARMACOLOGIQUES. TOXICOLOGIE	40 »	45 »
	14. MICROBIOLOGIE. VIRUS. BACTERIOPHAGES. IMMUNOLOGIE. GENÉTIQUE	40 »	45 »
	15. PATHOLOGIE GÉNÉRALE ET EXPÉRIMENTALE	60 »	65 »
	16. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES	100 »	105 »
	17. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VÉGÉTALES	50 »	55 »
	18. SCIENCES AGRICOLES. ZOOTECHNIE. PHYTIATRIE ET PHYTO-PHARMACIE. ALIMENTS ET INDUSTRIES ALIMENTAIRES	60 »	65 »
TRIMESTRIELS	19. PHILOSOPHIE. SCIENCES HUMAINES. Philosophie. Sciences religieuses. Archéologie et Histoire de l'Art. Psychologie. Pédagogie. Sociologie. Sciences du Langage. Histoire des Sciences et des Techniques	80 »	85 »
	20. PSYCHOLOGIE. PÉDAGOGIE (1)	30 »	35 »
	21. SOCIOLOGIE ET SCIENCES DU LANGAGE (1)	30 »	35 »
	22. HISTOIRE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES (1)	20 »	25 »
	Abonnement pour les fascicules groupés 1 à 11	250 »	290 »
	Abonnement pour les fascicules groupés 12 à 18	250 »	290 »

(1) Les fascicules spécialisés, numérotés 20 - 21 - 22 sont regroupés dans le fascicule 19.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXII

1962

2^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1962 —

<i>Président d'honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. POLVÊCHE Mgr DEPAPE N...
<i>Secrétaire</i>	M. M. WATERLOT
<i>Secrétaire adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Délégué aux publications</i>	M. P. CELET
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. A. BONTE
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} LE MAÎTRE M. DUMON M. BOUROZ M. RICOUR M. CORSIN M. DELATTRE

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

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

23, rue Gosselet, Lille — Tél. 53.05.38 — C.C.P. Lille 5 247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 2 MAI 1962

PRÉSIDENTE DE M. CHALARD, PRÉSIDENT

Le Président proclame membre de la Société :

LABORATOIRE DE GÉOLOGIE DU C.S.U. D'AMIENS, place St-Michel, Amiens, présenté par MM. Delattre et Mennessier.

Communications orales

A. BOUROZ. — Sur la pluralité d'origine des tonstein. (A propos d'une cinérite oligocène du Japon).

P. DOLLÉ. — Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Nord - Pas-de-Calais.

*
**

REUNION EXTRAORDINAIRE DU 3 JUIN 1962

Excursion dans la région de Valenciennes sous la direction de M. CHALARD, Président de la Société.

Excursion extraordinaire du 3 Juin 1962

Les participants, au nombre d'environ 80, se retrouvent le matin dans le bois de Bonsecours, au lieu dit « Le Chêne Raoul », pour visiter, sous la conduite de Monsieur J. CHALARD, Président de la Société, la « descenderie » des Houillères.

C'est une galerie inclinée, partant de la surface, et qui rejoint les travaux miniers, dans le Carbonifère, à travers les morts-terrains, en un point où ceux-ci sont de faible épaisseur et ne comportent pas de craie aquifère.

La coupe montre, de haut en bas (sous les sables tertiaires non visibles en raison du bétonnage des parois) : les marnes du Turonien moyen, le « tourtia » et le terrain houiller appartenant en ce point au Namurien : schistes avec un petit banc de calcaire à encrines, et veine Saint Georges avec son toit et son mur caractéristiques.

Pendant qu'un groupe visite la « descenderie », les autres participants débitent, au jour, des cailloux préparés à leur intention et provenant de différents bancs fossilifères du Namurien, notamment des bancs à Productus et des bancs à Goniatites.

L'excursion se dirige ensuite vers St-Amand où le déjeuner a lieu au Casino de l'établissement thermal.

A la fin du repas, Monsieur CHALARD prend la parole pour retracer brièvement la vie de la Société depuis la dernière réunion extraordinaire.

L'après-midi est consacrée à la visite du terri de la fosse Sabatier où sont récoltés de nombreux fossiles appartenant à l'assise de Vicoigne.

*

**

SEANCE DU 6 JUIN 1962

PRÉSIDENCE DE M. CHALARD, PRÉSIDENT

Le Président proclame membres de la Société :

- LABORATOIRE RÉGIONAL DES PONTS-ET-CHAUSSÉES, route de Faris, Saint-Quentin (Aisne), présenté par MM. Bonte et Pfefer.
- M. LYS, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure du Pétrole, 1, avenue Bois-Préau, Rueil-Malmaison (S.-et-O.), présenté par Mgr Delépine et M. P. Pruvost.
- M. POMEROL, Maître-Assistant de Géologie à la Sorbonne, 1, rue V. Cousin, Faris (V^e), présenté par MM. Dumon et G. Waterlot.
- M. LAMBRECHT Léon, Géologue au Centre National de Géologie Houillère, 31, rue Vautier, Bruxelles (Belgique), présenté par MM. Chalard et Bouroz.
- M. MATECKI Raymond, Aide-Géologue, rue Champs-Monthois, Wallers-Arenberg (Nord), présenté par MM. Chalard et PETIT.
- M. JOLY Armel, Géomètre, 2, rue A, Cité Mallet, Beuvrages (Nord), présenté par MM. Chalard et Petit.
- M. RÉGNIEZ Anselme, Géomètre, 114, Cité de la République, Abcon (Nord), présenté par MM. Chalard et Petit.
- M. GAWRONSKI Henri, Géomètre, 2, chemin des Baudeliers, Onnaing (Nord), présenté par MM. Chalard et Petit.
- M. BRIOLS Robert, Aide-Géologue, 5, rue J. Guesde, Divion (P.-de-C.), présenté par MM. Chalard et Petit.

Communications orales

- M. BUISINE. — Une nouvelle Alethoptéridée du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais : *Lonchopteris dollei* nov. sp.
- A. BONTE. — La liaison France-Angleterre : Tunnel ou Pont ?
- A. VANDENBERGHE. — La lune est-elle anté-permienne ? (présentée par M. J. RICOIR).

Communications écrites

- Mme CARO-MONIEZ. — Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique).
- M. LYS. — Note préliminaire sur les microfaunes du Namurien du Nord de la France.

Conférence

M. J. PRUVOST projette et commente un film en couleurs sur les propriétés optiques de quelques minéraux opaques observés avec le microscope métallographique.

« »

Sur la pluralité d'origine des tonstein

(A propos d'une cinérite oligocène du Japon)

par A. BOUROZ

(2 fig. - 6 Pl.)

Sommaire. - Des échantillons prélevés dans les intercalaires d'une couche de houille de l'Oligocène du Japon ont montré la présence de trois niveaux de tonstein : le niveau inférieur est constitué par une cinérite typique, les deux autres ont été formés par apport sédimentaire détritique. Après analyse de la structure de chacun d'eux et généralisation aux niveaux de tonstein du paléozoïque, il est possible d'établir une classification des tonstein basée sur leur origine.

La concession des mines de Takamatsou appartient au grand bassin de Chikouho, d'âge éocène-oligocène, situé à l'extrémité Nord de l'île de Kiou-Shou, la plus méridionale des grandes îles du Japon. Les formations houillères y sont composées de séries schisto-gréseuses de faciès analogue à ceux des séries productives du Westphalien européen. Les travaux actuels de Takamatsou se trouvent dans le faisceau d'Onga, terme supérieur de l'assise d'Otsouji, représentant l'Oligocène inférieur (voir coupe fig. 1). La base de l'Oligocène moyen (faisceau d'Ashiya) repose sur le faisceau d'Onga avec une très légère discordance angulaire. L'ensemble du gisement est tectoniquement simple : quelques failles directes, à contre-pente du gisement, le tronçonnent en panneaux de direction Nord-Sud ; le gisement est limité à l'Est par la plus importante de ces

failles qui met au contact de l'Oligocène des formations mésozoïques ; à l'Ouest, il repose en affleurement sur les formations houillères de l'Eocène, concordantes.

Le faisceau d'Onga, d'une puissance de 300 m, comporte sept couches exploitées d'épaisseurs variées ; ce sont :

Couches	Ouverture totale	Ouverture en charbon
Nana Syakou	3 m	1,67 m
Honishi Sanjakou	2,47	1,24
Ouwazourou	0,90	0,73
Miheda Sanjakou	0,86	0,73
Yoheda Gosityakou	1,80	1,35
Shin Gosityakou	1,85	1,35
Takaé	1,81	0,89

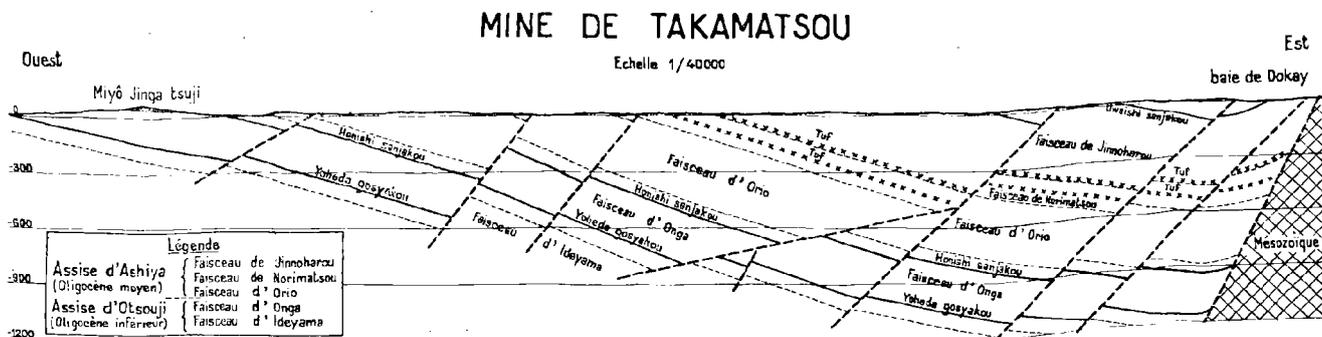


Fig. 1 - Coupe du gisement.

Ce ne sont pas à proprement parler des lignites mais des charbons déjà évolués dont les propriétés cokéfiantes les apparentent à nos houilles à 32-35 % de matières volatiles, donnant un coke semi-dur.

Deux des couches de Takamatsou, Yoheda Gosyakou et Honishi Sanjakou, parmi leurs intercalaires, en comprennent chacune un que l'exploitant japonais avait indiqué comme étant un lit d'arkose. En fait, nous avons pu constater pour l'un d'eux (1) que c'était une véritable cinérite. Le gisement contient d'ailleurs deux niveaux de tuf à la partie supérieure du faisceau de Norimatsou. Notre visite ayant eu surtout un autre but, nous n'avons malheureusement pas eu le temps de faire l'étude détaillée de la stratigraphie du gisement, mais nous avons pu, au cours d'une descente dans un quartier d'exploitation de la couche Yoheda Gosyakou, prélever des échantillons intercalaires de la couche et en particulier de la cinérite. Ce sont ces échantillons dont il nous a paru intéressant de donner la description.

(1) Au cours de la mission d'études des Houillères japonaises effectuée par Sofremines en 1957, pour le compte de la B.I.R.D. et dans laquelle l'auteur était chargé du contrôle des réserves exploitables des gisements.

DESCRIPTION

DE LA COUCHE YOHEDA GOSYAKOU

La composition de la couche est indiquée dans la fig. 2. Elle comporte cinq intercalaires repérés A, B, C, D, E, de bas en haut ; l'intercalaire C est double, le charbon intercalé étant plus ou moins mélangé de stérile de même nature que ceux qui l'encadrent. La couche repose sur un schiste banal, tendre, dépourvu de radicules ; comme dans la plupart des couches des gisements japonais qu'il nous a été donné d'observer, il y a absence de sol de végétation (Bouroz 1958).

Intercalaires A. — Il se compose de 3 cm de schiste légèrement charbonneux tendre. En lame mince, fond constitué de glauconite cryptocristalline déterminée aux rayons X (1) : quelques petits quartz plus ou moins roulés d'une dimension de 25 à 50 microns (voir fig. 3, Pl. V).

(1) Toutes les analyses aux rayons X ont été faites par M. Quinot, Ingénieur-physicien au Centre d'Etudes Médicales Minières des H.B.N.P.C. ; nous l'en remercions vivement ici. Rappelons que la glauconite est une variété d'illite dans laquelle Al est remplacé en partie par Fe.

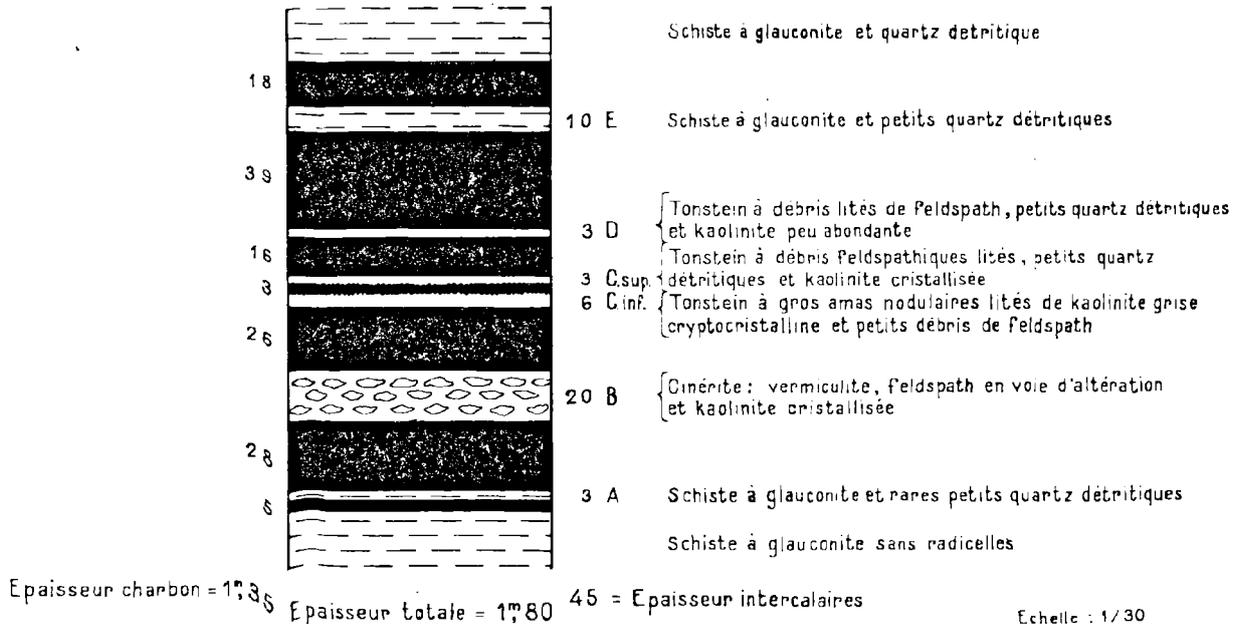


Fig. 2 - Composition de la couche Yoheda Gosyakou

Intercalaire B. — D'une épaisseur de 20 cm, c'est une cinérite typique (2) à grains de grosseurs variables, de l'ordre d'un demi à 2 mm. La structure granuleuse en amandes litées est tout à fait caractéristique. La couleur en est beige clair. D'après l'analyse aux rayons X, la roche se compose essentiellement de vermiculite abondante, de feldspath et de kaolinite. En lame mince, il y a prédominance des nodules de vermiculite cryptocristalline, mais c'est l'observation des nodules de feldspath qui présente le plus grand intérêt ; certains d'entre eux sont constitués par des agrégats de fines aiguilles où la mâcle de l'albite est parfaitement visible, rappelant la structure de certaines andésites. D'autres nodules contiennent des feldspaths de plus grosse dimension à mâcles nombreuses et qu'on peut identifier comme étant de l'andésine. D'autres nodules enfin présentent des altérations de feldspath plus ou moins avancées où l'on voit, soit de gros feldspaths se transformant en kaolinite en gardant leur habitus, soit des décollements des éléments mâclés et un commencement de torsion des aiguilles feldspathiques. D'autres nodules présentent des éléments d'altération blanchâtres qui ne sont plus identifiables mais accompagnés encore de rares cristaux de feldspath. Enfin, la kaolinite se présente en vermicules striés tout à fait caractéristiques, enrobant souvent les nodules feldspathiques ou même mélangés au feldspath à l'intérieur des nodules. Souvent, le phénomène s'accompagne de la présence de petites plages de calcite secondaire correspondant vraisemblablement à l'élimination du Ca des plagioclases au moment de leur kaolinisation. Certains agrégats de kaolinite plus ou moins vermiculés ne sont pas au contact des nodules de feldspath et paraissent avoir été formés à partir de petits cristaux de feldspath isolés dans la masse des nodules de vermiculite. Tout cela montre bien que la kaolinite macrocristalline est un minéral de néoformation, issu directement ici de l'altération des feldspaths. Le réseau de pâte brunâtre peu épaisse enrobant les nodules de vermiculite est vraisemblablement constitué d'un mélange des produits d'altération des silicates ferro-magnésiens de la vermiculite et de substances organiques végétales. Dans les Pl. V, VI et VII, nous donnons la reproduction d'un certain nombre de lames minces où l'on peut vérifier les observations résumées ci-dessus (fig. 4 et 9 à 18). Nous avons affaire ici à un dépôt de pluie de cendres issue d'un volcan relativement

basique comme l'indique la prédominance de la vermiculite. Celle-ci se présentant à l'heure actuelle sous forme cryptocristalline, il est vraisemblable que l'émission volcanique a été constituée essentiellement de particules d'un verre de silicate ferromagnésien (voisin chimiquement de la composition de la biotite) accompagnées, en quantité moindre, de particules feldspathiques en grande partie cristallisées ; de plus, le quartz étant pratiquement absent, on se trouve en présence d'une émission de type andésitique. L'évolution ultérieure de ce matériel, avec apparition de kaolinite relativement abondante en éléments cristallisés, le fait rentrer dans la famille des tonstein.

Intercalaire C. — Cet intercalaire, épais au total d'environ 12 cm, se compose de deux fractions stériles séparées par 3 à 4 cm de charbon. La partie inférieure de cet intercalaire (C inférieur) est composée d'amas nodulaires aplatis, plus ou moins imbriqués et séparés par une pâte organique brune. En lame mince, ces amas présentent un agglomérat de nombreuses très fines et courtes aiguilles feldspathiques, avec de rares fragments de feldspath mâclés, bien conservés au milieu d'une masse anisotropique grise et blanche qui, d'après l'analyse aux rayons X, est encore feldspathique, mais avec un peu de kaolinite cryptocristalline. L'ensemble est moucheté de petites plaques de calcite de néoformation. L'analyse aux rayons X a reconnu d'autre part la présence de glauconite et de trace de quartz. L'intercalaire C inférieur est donc constitué d'un mélange de restes de cinérite (déposée sur les aires exondées en même temps que dans l'intercalaire B et reprise ensuite par les eaux de ruissellement) et de constituants identiques à ceux qui ont formé l'intercalaire A, dans des conditions de sédimentation normale du bassin. La partie supérieure de l'intercalaire (C supérieur) présente un agrégat de feldspaths mâclés ou non, de petits quartz détritiques et de vermicules de kaolinite blanchâtre ou jaunâtre striées transversalement, le tout enrobé dans une pâte noire en grande partie formée de substances humiques. Quelques-uns des plagioclases sont altérés en partie directement en kaolinite grise striée ; l'analyse aux rayons X a reconnu également la présence de la glauconite. Ces caractères des deux parties de l'intercalaire C sont visibles sur les fig. 19 à 22 des Pl. VII et VIII. Ils sont tous les deux lités, montrant ainsi une origine sédimentaire certaine soulignée par la présence de petits quartz détritiques dans la partie supérieure de l'intercalaire, mais la majeure partie de leurs constituants provient du transport par

(2) D'après M. J. Jung, professeur de géologie à la Sorbonne, qui a bien voulu examiner nos échantillons ; nous lui en exprimons ici notre reconnaissance.

les eaux de la fraction déposée dans les aires émergées, de la cinérite originelle ayant formé l'intercalaire B.

Intercalaire D. — Cet intercalaire, de 3 à 4 cm d'épaisseur, se présente sous forme d'une barre continue soulignée parallèlement à la stratification par de très fines intercalations de houille. Il est dur et présente des diaclases normales à la stratification. En lame mince, il présente un aspect sédimenté détritique. Il est constitué de bandes de pâte de couleur brune ou rougeâtre anisotropique prenant au maximum d'éclairement, des teintes brun clair ou rouge orangé vif. Au milieu de la pâte, on observe de gros amas nodulaires aplatis analogues comme forme à ceux de l'intercalaire C inférieur, mais où l'on n'observe plus aucune structure feldspathique conservée (d'après l'analyse aux rayons X, il s'agit de kaolinite cryptocristalline). Les plus petits de ces nodules sont plus ovoïdes et en chapelet dans la stratification, rappelant les alignements de nodules des tonstein du type Maurice du Westphalien du Nord de la France. Il existe encore, noyés dans la pâte, des alignements, d'origine détritique, formés de petits éclats de feldspath mâclés, plus ou moins en voie d'altération et de très petits quartz ; au voisinage de ces alignements, on observe quelques petits éléments de kaolinite en batonnets ou vermicule jaunâtre, striés perpendiculairement à leur allongement. Dans la pâte on observe encore des débris de cuticule ou des exines de spore d'une teinte rouge vif ; des débris d'origine végétale brunâtre, de plus grosse taille, sont allongés parallèlement aux divers lits de la pâte. Ces divers aspects sont visibles dans les fig. 24 à 26 de la Pl. VIII.

Intercalaire E. — Cet intercalaire est composé de schiste légèrement charbonneux lité tendre, très fissile, analogue, dans ses parties les moins charbonneuses, au schiste constituant l'intercalaire A.

Quant au toit, il est constitué, lui aussi, de schiste argileux gris foncé banal, ressemblant au schiste sur lequel repose la couche.

D'après toutes les observations qui précèdent, il est possible de reconstituer les divers épisodes de la formation de la couche étudiée.

GENESE DE LA COUCHE YOIEDA-GOSYAKOU

Après une période de remplissage détritique du bassin, il s'instaure une période d'accumulation phytogène allochtone, interrompue momentanément par une sédimentation détritique fine banale entraînant la formation de l'intercalaire A. Les éléments en proviennent par un processus d'érosion normal des parties exondées voisines du bassin. Après un certain temps d'accumulation phytogène, une éruption volcanique dépose très rapidement 20 cm environ de cinérite (intercalaire B) sans interrompre pour autant le dépôt des débris végétaux : de petits débris de plantes sont enrobés dans la cinérite. L'accumulation phytogène continue, l'apport des débris végétaux se faisant par des courants d'une extrême lenteur. A un moment donné, ces courants s'accélérent légèrement et suffisamment pour apporter une eau chargée de fines aiguilles et de quelques éclats de feldspath et de leurs produits d'altération, pris aux dépens de la cinérite déposée dans les parties exondées du bassin : il y a lessivage de la cinérite, avec en plus, léger apport détritique provenant des terrains continentaux érodés et formation de l'intercalaire C inférieur. Après un temps relativement court où l'accumulation phytogène continue, une légère accélération des courants amène des débris de feldspath un peu plus gros et un peu de petits quartz détritiques, formant ainsi la partie supérieure de l'intercalaire C.

Après une nouvelle période d'accumulation phytogène, une nouvelle accélération des courants apporte, avec le reliquat du dépôt cinéritique continental, des produits d'érosion normaux, notamment du quartz, formant ainsi l'intercalaire D. Enfin, la couche achève de se former, subissant une dernière invasion détritique (intercalaire E) formée celle-là uniquement des produits de l'érosion des terrains continentaux émergés.

FORMATION DE LA KAOLINITE

Un grand nombre des lames minces qui ont été faites à partir des échantillons des intercalaires B, C et D montre avec évidence que la kaolinite striée jaunâtre macrocristalline et la kaolinite grise cryptocristalline peuvent se former directement aux dépens des plagioclases avec élimination préalable ou concomitante du calcium sous forme de carbo-

nate (1). Il peut en être de même avec les orthoclases mais, chez ceux-ci, où le facteur élimination du Ca n'existe pas, la kaolinisation se fait à partir de la périphérie des cristaux et gagne peu à peu leur centre, la kaolinite ainsi formée s'organisant ensuite en vermicules. Ce processus est particulièrement apparent dans les fig. 36 et 37 de la Pl. X (abstraction faite d'un métamorphisme ultérieur dont nous parlerons plus loin). Un certain nombre d'auteurs ont déjà signalé la présence d'orthoclases dans les tonstein : Stach 1950, Kirseh und Hallbauer 1960. Il faut remarquer que, dans nos échantillons, c'est la kaolinite macrocristalline striée en bâtonnets ou vermicules qui est apparue la première aux dépens des feldspaths, directement dans la cinérite.

Nos lames minces montrent qu'après l'élimination du Ca sous forme de carbonate par voie aqueuse, une partie des plagioclases s'est transformée sans déformation ; la kaolinite ainsi formée reste parfois juxtaposée à des fractions de feldspath non encore altérés ou garde le contour apparent, l'habitus de ces derniers (voir fig. 14, Pl. VI notamment). La striation des bâtonnets de kaolinite, c'est-à-dire son architecture cristalline en feuillets parallèles paraît s'opérer souvent à peu près perpendiculairement aux plans de la macle de l'albite du feldspath originel (voir fig. 17 et 18, Pl. VII). Les plans de macle eux-mêmes peuvent constituer des surfaces de décollement qui apparaissent sous forme de quelques lignes droites dans les cristaux de kaolinite non déformés (voir en particulier les fig. 31 à 33 de Pl. IX et 34 de Pl. X). Dans un deuxième stade, les lamelles de la kaolinite peuvent progressivement jouer les unes par rapport aux autres et les bâtonnets se transformer alors en vermicules. Dans les nodules d'aiguilles feldspathiques où les orientations des feldspaths sont très diverses, la forme en vermicules imbriqués de la kaolinite peut prendre naissance dès le début de la kaolinisation et ce, malgré la rigidité des élé-

ments feldspathiques : la formation des vermicules de kaolinite ne nécessite donc pas forcément un stade meuble du sédiment.

Ces processus sont très apparents dans les lames minces de l'intercalaire B. La kaolinite gris cryptocristalline est apparue en masses importantes ensuite dans les intercalaires suivants après lessivage et apport sédimentaire dans la lagune houillère, s'apparentant ainsi au processus de lessivage des arènes granitiques (Pruvost 1934), mais en différant ici par une origine sûrement volcanique des feldspath primaires. Il faut encore remarquer que, dans l'intercalaire B, les nodules de feldspath ont une répartition quelconque dans l'ensemble de la cinérite, due à leur origine éolienne et à leur chute verticale dans la lagune houillère, au milieu d'une masse d'éclats vitreux ferro-magnésiens, alors que, dans les intercalaires C et D, les nodules kaolinisés sont allongés suivant une stratification et les éléments feldspathiques sont lités à différentes hauteurs dans la pâte, accusant ainsi leur apport par les courants de sédimentation.

Si nos échantillons japonais montrent que la formation de la kaolinite directement à partir des feldspaths est un processus capable, à lui seul, de former un niveau de tonstein et qu'il en est de même à partir de la mise en solution colloïdale des constituants des feldspaths, il ne faudrait pas en conclure que ce sont là les seuls mécanismes admissibles : le tonstein Patrice du Westphalien C du Nord de la France par exemple semble s'être formé autant à partir de la transformation de la biotite que du feldspath. La fig. 28 de la Pl. IX montre de la kaolinite d'habitus micaé et striée parallèlement à l'allongement, ces éléments ayant gardé, en lumière naturelle, une coloration aussi forte que celle de la biotite ; cette origine est confirmée par la présence d'un pourcentage relativement élevé de Fer et de Magnésium alors que ces éléments n'existent qu'à l'état de traces dans les autres tonstein de ce bassin. Tous ces faits nous amènent à constater que la kaolinite peut dériver d'un certain nombre de minéraux primaires, de formule chimique relativement voisine et que, dans les premiers stades de la transformation, la kaolinite peut garder un contour pseudo-cristallin qui reste celui du mineral originel ; les principaux de ces minéraux originels ont d'ailleurs des aptitudes diverses à subir la kaolinisation, les plus facilement altérables étant les feldspaths, suivis par les micas noirs, la famille des micas blancs restant, comme on sait, la plus réfractaire à une altération rapide et demande, toutes choses égales d'ailleurs, une acidité du milieu plus grande.

(1) Certains auteurs contestent la possibilité de kaolinisation directe des plagioclases (Millot 1949, p. 316-317) et considèrent que le phénomène majeur dans l'altération des feldspath est l'hydrolyse suivie de sérification. Nos échantillons montrent cependant que la kaolinisation des plagioclases avec élimination des ions Ca est directement réalisable dans le milieu particulier que constituent les sédiments houillers et en particulier le charbon. Il n'est d'ailleurs pas exclu que d'autres minéraux d'origine ignée puissent participer à la formation de la kaolinite, les amphiboles par exemple, par le biais de leur altération biotitique. En fait, l'étude physico-chimique détaillée des constituants des tonstein reste à faire.

Dans un deuxième stade, la mise en solution colloïdale des éléments constitutifs de la kaolinite, lorsque cette dernière est très abondante, permet à cette kaolinite de migrer dans les plus fins interstices, fentes de roche ou cavités internes des débris végétaux, sous forme crypto ou microcristalline. Certains auteurs (Bolewski et Kubisz 1959) vont même jusqu'à expliquer l'imprégnation des tissus végétaux les plus fins par la diffusion de solutions ioniques, la dimension des éléments des solutions colloïdales s'avérant encore trop grande pour réaliser une telle imprégnation.

LES DIVERSES THEORIES SUR L'ORIGINE DES TONSTEIN

Les faits d'observation rapportés ci-dessus démontrent, d'une façon irréfutable, qu'une éruption de cendres volcaniques peut constituer un processus normal de formation des tonstein. Nous avons eu la chance de tomber sur un matériel relativement récent où l'évolution pétrographique et la transformation des éléments constitutifs originels de la cinérite étaient inachevés, permettant ainsi de saisir sur le vif le mécanisme de la genèse de certains de ces niveaux particuliers. Les tonstein du paléozoïque et notamment ceux du Namurien et du Westphalien sont trop évolués pour avoir gardé, dans tous les cas, une trace certaine d'une origine volcanique. Cependant, certains auteurs ont décrit récemment des échantillons dont l'origine volcanique leur paraissait indiscutable : l'un d'eux (Kralik 1960) décrit notamment le tonstein de la 15^e couche de Petrvald (sommet du Namurien d'Ostrava, Tchécoslovaquie), où il remarque que la biotite qui y est incluse est d'une fraîcheur remarquable, analogue à celle des biotites des tuffs tertiaires, et que les quartz, très frais aussi, présentent des caractères d'origine et de corrosion magmatique, alors que les quartz des autres sédiments de la série stratigraphique, même les plus voisins, présentent des caractères tout à fait différents et une usure détritique certaine. Mais la réalité de l'origine volcanique de certains tonstein du paléozoïque vient d'être démontrée, d'une façon indiscutable, dans le carbonifère de l'Ecosse (Francis 1961) : dans le Dinantien productif du Fife, on peut observer le passage graduel de cones de déjections volcaniques à des tuffs de moins en moins épais altérés par kaolinisation et passant latéralement à des niveaux peu épais de véritables tonstein dont l'altération est suffisamment avancée pour que la texture volcanique n'y soit absolument plus discernable. Francis

ajoute que le degré de kaolinisation des tuffs est plus important dans ceux qui sont en contact avec du charbon, l'acidité plus grande du milieu ayant dû lui être favorable. Nous avons pu, nous-mêmes, récolter des échantillons de tonstein et de cinérite dans les gisements écossais (1). Dans les fig. 7 et 8 de la Pl. V, nous avons reproduit des lames minces d'échantillons du Limestone Coal Group, provenant de Kinneil Colliery. L'intercalaire de la passée au mur de la couche Wester Main, qui mesure 6 cm d'épaisseur, présente une structure cinéritique typique. L'analyse aux rayons X signale de la kaolinite abondante, de la vermiculite et des traces de quartz ; on se trouve donc en présence d'un dépôt presque identique à celui de l'intercalaire B de Takamatsou, à ceci près qu'il n'y a pas de feldspath discernable aux rayons X : cependant, en lame mince, on se rend facilement compte que, dans les nodules, il reste des formes d'aiguilles ou de cristaux feldspathiques reconnaissables bien que kaolinisés (fig. 7, Pl. V). Le banc de cinérite de 5 cm, intercalé dans des schistes à 60 m environ au mur de la couche Wester Main, présente une structure identique (voir fig. 8, Pl. V) à ceci près que les feldspath sont identifiables et se retrouvent d'ailleurs à l'analyse aux rayons X. Il semble donc bien, comme l'a signalé Francis, que l'acidité du milieu, dans la passée au mur de la couche Wester Main, a permis une kaolinisation plus poussée que dans la cinérite intercalée dans les schistes. Dans la Pl. V, fig. 6, nous avons reproduit, à côté d'une lame de l'intercalaire B de Yoheda Gosyakou, une lame représentant une section du tonstein Hermance du bassin du Pas-de-Calais : la parenté de structure est frappante à ceci près que, dans l'intercalaire B, de nombreux nodules ont encore la structure feldspathique alors que, dans Hermance, les nodules sont entièrement kaolinisés, la différence provenant vraisemblablement d'une diagenèse beaucoup plus longue dans le deuxième cas. Il en est de même pour le tonstein Constance (fig. 5, Pl. V).

Tous ces exemples montrent que la formation de tonstein, à partir de cinérite, peut être considérée comme démontrée et découle d'un phénomène banal comme il s'en produit encore à l'heure actuelle (Caulliez 1932) et ayant pu se reproduire un grand

(1) En compagnie de M. A.C. Maries, Deputy Chief Geologist du N.C.B. ; quant aux échantillons du bassin de la Ruhr qui sont figurés dans les planches, nous avons pu les récolter grâce à M. le Professeur C. Hahne, de Bochum ; l'échantillon belge, lui, est dû à la grande obligeance de M. A. Delmer, Directeur du Service Géologique de Belgique ; nous leur exprimons à tous trois nos plus vifs remerciements.

nombre de fois au cours des temps. D'ailleurs, certains auteurs, très opposés à l'origine volcanique des tonstein, reconnaissent objectivement que la décomposition de cendres volcaniques dans le milieu de formation des couches de houille peut mener vers les mêmes produits terminaux que dans le cas où les sédiments d'origine arkosique constituaient le matériel originel (Schüller 1951). En résumé, la kaolinite de certains tonstein peut provenir soit directement d'une pluie de feldspath d'origine volcanique, soit du lessivage de cinérites ou d'arènes riches en produits feldspathiques. Dans le premier cas, ces tonstein peuvent ne contenir que peu ou pas de quartz détritique ou en contenir d'origine magmatique, dans le deuxième cas ils doivent être plus ou moins chargés de quartz détritique amené à partir des arènes avec les produits feldspathiques.

Restent les théories basées d'une part sur la synthèse chimique ou biochimique de colloïdes alumineux et siliceux en milieu acide (Schüller 1951, Hoehne 1954) et d'autre part sur la transformation en milieu acide de minéraux argileux détritiques (Scheere 1955, Kulbicki et Vetter 1956). La première de ces deux théories, si on la veut exclusive, répond assez mal aux conditions de sédimentation régnant dans un bassin houiller. On sait que les intercalaires en couche de houille sont rapidement variables, se réunissent ou disparaissent sur des surfaces restreintes, reflets fidèles des conditions capricieuses et désordonnées à petite échelle de la sédimentation détritique continentale, alors que les tonstein peuvent rester constants sur des milliers de kilomètres carrés. Pour qu'un tonstein de quelque importance puisse se déposer par le processus de la synthèse chimique de colloïdes, il faudrait un temps relativement long et des conditions de calme absolu sur des surfaces importantes, ce qui cadre assez mal avec les conditions sédimentologiques régnant dans les bassins houillers, aussi il nous semble qu'il faille admettre que ce processus ne peut jouer que comme complément à un autre processus dans la formation d'un tonstein de très grande étendue, ou comme processus unique, mais alors pour des niveaux d'extension géographique réduite. Quant à la deuxième de ces théories, basée sur des observations réelles et précises, en particulier sur les niveaux de tonstein des bassins houillers de l'Ouest du Massif Central français (Kulbicki et Vetter 1956), elle demande à être discutée pour en déterminer les limites d'application. Il faut, à notre sens, admettre que les conditions physico-chimiques qui régnaient dans les bassins paraliques et dans les bassins limniques n'étaient pas tout à

fait comparables car les observations qu'on peut faire dans ces divers bassins amènent à des interprétations différentes. Dans les bassins paraliques, on constate que, parmi les innombrables intercalaires des couches de houille, c'est l'exception qui est constituée par des tonstein et ces derniers contiennent, dans leur phase argileuse, de la kaolinite pratiquement pure (et des minéraux accessoires : quartz, feldspath, apatite...); tous les autres intercalaires sont composés, en plus de proportions variables de quartz détritique, presque exclusivement d'illite ou de glauconite; le milieu de formation étant identique, si la kaolinite des tonstein provenait d'une transformation de l'illite, on devrait trouver, dans les intercalaires, tous les stades intermédiaires de mélange entre l'illite pure et la kaolinite pure, or il n'en est rien; c'est donc dans la différence de nature des matériaux originels qu'il faut rechercher la différence de composition pétrographique de ces niveaux, et dans une acidité insuffisante du milieu, la non-transformation de l'illite: à titre d'exemple, le tonstein Constance du Westphalien du Nord de la France, déposé en période de sédimentation instable (puisqu'il passe sur des distances relativement courtes du haut-toit d'une couche, dans son mur) s'accroche parfois à un intercalaire illitique à l'intérieur de cette couche, mais il en reste nettement distinct. *A contrario*, on constate aussi que les niveaux de tonstein déposés en pleine série stérile (1) gardent, à la couleur près, la même composition et la même structure que les tonstein inclus dans une couche de houille; ici, bien que les milieux soient différents, on se trouve en présence de formations à caractères pétrographiques identiques. Il semble qu'en attribuant une origine principalement feldspathique (ou biotitique) se situant en dehors des processus sédimentaires normaux aux tonstein des grands bassins paraliques, on tienne mieux compte de la rareté relative, et des tonstein en tant que niveaux, et du feldspath et de la biotite en tant que constituants pétrographi-

(1) Les tonstein sont loin d'être cantonnés dans les couches de houille; leurs matériaux originels ont pu se déposer dans une fraction quelconque du cycle sédimentaire, mais si cette fraction correspondait à une certaine turbulence, ils ont pu être dilués dans les sédiments détritiques. Généralement, les tonstein gardent leur originalité pétrographique et s'ils subissent ensuite une certaine diagenèse, il n'y a aucun lien entre cette diagenèse et le degré de houillification des charbons voisins. Dans le bassin houiller du Nord de la France par exemple, des tonstein, de types pétrographiques très différents, peuvent coexister dans n'importe quel faisceau et aussi bien dans les régions où ce faisceau est constitué par des charbons maigres que gras ou flambants.

ques de ces bassins. Les intercalaires des couches de houille des petits bassins limniques présentent au contraire une variété de composition beaucoup plus grande et dans les *gores* ou les *rocs-séda* on peut trouver des proportions variées d'illite, de montmorillonite (dans les *gores*) et de kaolinite (surtout dans les *rocs-séda*) avec un matériel détritique plus ou moins abondant, preuve de la mise en place sédimentaire de ces niveaux. Là, il est possible qu'une proportion importante de la kaolinite provienne de la transformation de l'illite grâce à une acidité plus grande du milieu (1) ; ces intercalaires des bassins limniques ont d'ailleurs une extension géographique très limitée et ne peuvent se comparer aux tonstein d'extension énorme des grands bassins paraliques et dont certains ne contiennent pratiquement pas d'éléments détritiques. Pour ces derniers, on tient mieux compte de leurs caractéristiques en admettant une mise en place instantanée et pour ainsi dire extrinsèque aux apports hétérogènes des processus sédimentaires normaux dans le bassin de réception, alors que pour les autres, la transformation des micas détritiques en milieu très acide suivant un processus décrit depuis longtemps (Millot 1949) est un mode de formation qui permet une explication satisfaisante de la genèse de ces niveaux localisés.

Reste la question de l'origine bio-rhexistasique de la kaolinite (Erhart 1956) : on sait que la pédogenèse en pays chaud et humide est génératrice d'illite dans un premier stade puis de kaolinite, la proportion de cette dernière étant d'autant plus élevée que l'action pédogénétique a duré plus longtemps. On a constaté un phénomène analogue dans les sols de végétation du Westphalien du NW de l'Europe par exemple : les « murs » des couches de houille sont constitués en majeure partie par de l'illite à laquelle s'ajoute parfois de la kaolinite en proportion variable, cette proportion étant maximum dans ce que les géologues anglais appellent les *fire-clay*, ce qui a conduit certains auteurs à y voir une origine possible de colloïdes générateurs de kaolinite (M. et R. Teichmüller 1952) ; mais les *fire-clay* constituent l'exception et il est très peu probable que l'érosion d'un *fire-clay* puisse donner naissance directement à un niveau de tonstein caracté-

térisé : en effet, dans les bassins paraliques, nous avons vu que les intercalaires comportaient, dans leur phase argileuse, soit de l'illite pure, soit de la kaolinite pure, or les *fire-clay* se composant généralement d'un mélange des deux minéraux, on devrait les retrouver dans la composition des tonstein ; on pourrait objecter que l'illite des tonstein s'est finalement transformée en kaolinite mais on a vu que l'acidité du milieu était insuffisante et la durée de l'influence pédogénétique trop courte pour amener un commencement de kaolinisation des intercalaires illitiques. D'ailleurs, le processus sédimentaire qu'impliquerait une origine à partir des *fire-clay* ne peut rendre compte de l'extension géographique des tonstein des bassins paraliques. Quant aux tonstein des bassins limniques, l'acidité du milieu était telle que l'illite pouvait être transformée en kaolinite sans passer nécessairement par le stade de la pédogenèse et les sols pédogénétiques ne constituaient donc pas des sources privilégiées de matériaux pour la formation de ces tonstein.

LES DIFFERENTS TYPES DE TONSTEIN

Pétrographiquement, les tonstein ont été classés en deux groupes suivant l'habitus de la kaolinite : kaolinite cristallisée en bâtonnets ou vermicules striés ou non (Kristall-Tonstein), kaolinite en nodule ou en sphérule, crypto ou microcristalline (Graupen-Tonstein). Cette classification (Schüller 1951) rend compte des deux variétés principales de tonstein existant dans le Westphalien du NW de l'Allemagne mais non d'une troisième variété, connue en Sarre et dans les bassins stéphanien français notamment et qui se présente sous forme d'une masse blanchâtre, anisotrope, uniforme, constituée entièrement de kaolinite, cette dernière, cryptocristalline, n'étant identifiable que par l'analyse aux rayons X (2).

Nous allons tenter, pour notre part, de classer les tonstein en tenant compte à la fois de leur composition pétrographique et du mode de dépôt des éléments qui les constituent, à la lumière des renseignements donnés par les divers intercalaires de la couche Yoheda Gosyakou. Il y a une première distinction fondamentale à faire parmi les graupen-tonstein suivant qu'ils ont une stratification apparente avec sphérules lités (transport sédimentaire) ou bien que les nodules (de forme plus irrégulière

(1) Il est logique en effet de penser que l'acidité du milieu des petits bassins limniques était plus forte que celle des bassins paraliques soumis à l'influence marine, les bassins limniques étant plus continentaux, plus près de l'origine des eaux douces : dans certains grands lacs allongés de l'époque actuelle, on constate une croissance du pH au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la région d'entrée des eaux.

(2) Certains géologues ont d'ailleurs tendance à ne pas admettre le nom de tonstein pour de telles formations.

que les sphérules) sont répartis d'une façon quelconque dans la masse fondamentale (caractéristique d'une mise en place par pluie de cendre). Les fig. 5 et 6 de la Pl. V donnant des sections perpendiculaires des tonstein Hermance et Constance du Pas-de-Calais montrent une identité de structure frappante avec la fig. 4 de la même planche représentant une section perpendiculaire de la cinérite de Takamatsou. On peut en déduire que des tonstein du type Hermance ou Constance du Westphalien du Nord de la France ont une origine volcanique directe certaine, la légère différence d'aspect qu'ils présentent par rapport à la cinérite japonaise ne provenant que d'une kaolinisation plus avancée des débris feldspathiques. Si l'on compare la fig. 25 de la Pl. VIII (interealaire D de Takamatsou) avec la fig. 27 de la Pl. IX (tonstein Maurice du Westphalien du Nord de la France), on constate également une grande ressemblance dans l'aspect des deux sections perpendiculaires : là, les sphérules de kaolinite cryptocristalline grise sont nettement alignés dans la stratification, ce qui laisse supposer un certain transport du matériau originel par les écurants, soit qu'il fût constitué par des feldspaths très altérés ou bien, eu égard à l'habitus en sphère aplatie très régulière de certains nodules, par des gels colloïdaux formés aux dépens de dépôts feldspathiques voisins du bassin de réception et en voie d'altération. Un mode de formation analogue est à l'origine de l'interealaire C inférieur de Takamatsou ; ici, la richesse en feldspath d'origine volcanique disponibles sur la fraction émergée du bassin a conduit à la formation de véritables amas constitués d'un mélange de débris feldspathiques en voie d'altération et de kaolinite grise. La fig. 21 de la Pl. VIII (interealaire C inférieur) donne l'aspect que peut prendre un tonstein dans ces conditions ; la fig. 23 de la même planche représente le tonstein 3 du bassin de la Sarre et de la Lorraine : l'identité de structure est frappante pour des niveaux d'âge et de localisation aussi différents ; la kaolinisation est plus avancée dans l'échantillon sarrois mais on note la présence, dans les deux cas, de petits éclats de feldspath et des mêmes mouchetures de calcite dues à l'élimination du Ca. Il est probable que ce type de tonstein peut se former aussi à partir d'une arène : feldspath disponibles en surface comme à la suite d'une éruption mais vraisemblablement en moyenne beaucoup plus altérés. Il est difficile d'en faire la distinction d'une façon certaine ; il est vraisemblable que, dans ce deuxième cas, il doit y avoir présence d'une proportion importante de quartz détritiques qui manquent généralement dans le premier. Enfin, la

forte altération préalable d'une arène expliquerait la formation de tonstein du type de la Grande Couche de Champagnac par exemple (voir fig. 39, Pl. X) où la kaolinite paraît d'origine purement colloïdale, mais ce type de formation paraît devoir conduire à des niveaux d'extension géographique plus limitée.

EVOLUTION ULTERIEURE DES TONSTEIN

Il n'a été question, jusqu'à présent, que de tonstein typiques caractérisés par la présence d'une proportion importante de kaolinite dans leurs constituants et où l'altération feldspathique, pour certains d'entre eux, était plus ou moins avancée. Une étude détaillée de niveaux particuliers, l'un appartenant au Stéphanien A du bassin des Cévennes, les autres à celui du bassin du Dauphiné, soulève la question de la transformation par une action métamorphique ultérieure de niveaux qui semblent bien avoir constitué initialement de véritables tonstein. Les tonstein ou plus exactement les *gores* ou les *nerfs* du bassin des Cévennes sont connus depuis longtemps, ceux du bassin du Dauphiné sont de découverte plus récente (Bouroz 1951) ; ils ont été assimilés à des niveaux de tonstein à cause de leur faciès particulier, de leur présence constante dans la couche de houille qui les contient et surtout de leur aspect en lame mince : très nombreux bâtonnets ou vermicules striés perpendiculairement à l'allongement qui leur donnent une apparence de kristall-tonstein ; cependant, le polychroïsme très accusé que présentent ces édifices cristallins pouvait faire douter de leur assimilation à la kaolinite, et de fait, une analyse minutieuse aux rayons X vient de nous montrer que certains de ces niveaux n'en contenaient pas (si ce n'est en quantité négligeable pour un seul d'entre eux).

Leur composition est telle qu'on ne peut pas les considérer comme résultant de l'évolution habituelle des constituants d'un tonstein classique. Ils se composent en effet, d'une part de micas hydratés de la famille des illites et, d'autre part, de fragments de feldspath plus ou moins altérés mais parfaitement reconnaissables ; ces feldspaths, lorsqu'ils sont encore bien conservés, se présentent sous forme d'éclats de 0,1 à 3 mm à angles très vifs. Une première particularité de ces niveaux est qu'ils ne contiennent pas de quartz identifiable au microscope (pour un seul d'entre eux, l'analyse aux rayons X indique la présence de traces de cet élément qui doit donc se présenter sous forme cryptocristalline vraisemblablement d'origine secondaire) ; ces niveaux

ne constituent donc pas des formations détritiques mais d'après ces caractéristiques, ont certainement une origine cinéritique. Le fait déconcertant vient de ce que les nombreuses lames faites dans ces intercalaires montrent avec évidence que l'altération des feldspaths qui se fait par la périphérie des cristaux (orthoclases), transforme ces derniers en produits d'altération fortement polychroïques qui s'organisent finalement en minéraux vermiculés et feuilletés de grande taille de la famille des illites. Comme cette transformation directe en minéraux illitiques est considérée comme théoriquement impossible, on est conduit à admettre que l'altération feldspathique a eu lieu d'abord sous forme de kaolinite et que cette dernière, tout en gardant son habitus originel, s'est transformée ultérieurement en minéraux de la famille micacée par une action métamorphique avec apport ou redistribution éventuels de certains éléments : il ne faut pas oublier que ces niveaux appartiennent à des bassins qui ont subi les orogènes hercyniennes et alpines et que certains de leurs charbons eux-mêmes ont été transformés en peranthracite avec apparition de cristallites de graphite, notamment dans le bassin du Dauphiné. Les fig. 35 à 38 de la Pl. X donnent une bonne représentation de la texture de ces niveaux. Le niveau de La Motte (Dauphiné) (fig. 35) contient, dans son matériel illitique, de la paragonite ; il contient en plus des traces de kaolinite et de quartz non identifiables au microscope mais décelés à l'analyse aux rayons X ; les feldspaths contenus présentent tous une altération par la périphérie plus ou moins avancée (orthoclases). L'intercalaire de la Couche Inférieure de Prunière (Dauphiné) (fig. 36 et 37) présente, comme le précédent, tous les stades entre feldspaths peu altérés et vermicules illitiques (ici, glauconite dominante) ; la raie principale des feldspaths à 3,20 Å est apparue très nettement à l'analyse aux rayons X, il s'agit ici aussi certainement d'orthoclases, d'après le mode d'altération ; la présence du Fe de la glauconite doit être due à une redistribution d'origine métamorphique et provenir de la sidérose ou de la pyrite incluses dans la couche. Le nerf de la couche 17 de Fontane (Cévennes) (fig. 38) ne contient également que des feldspaths (trop altérés pour être décelables aux rayons X) et de très gros vermicules de *mixed-layer* d'illite et de montmorillonite. En plus de la transformation de la kaolinite issue de l'altération des feldspaths, ces dernières proviendraient probablement aussi de verres cinéritiques déposés en même temps que les feldspaths. En tout cas, une remarque commune s'impose pour ces trois échantillons : la taille de leurs vermicules

illitiques est inhabituelle, les minéraux authigènes de la famille des illites n'atteignant jamais, à notre connaissance, un développement aussi considérable (ici jusqu'à 5 mm de long) alors que cette dimension est normale en ce qui concerne la kaolinite : il est donc probable qu'on se trouve en présence d'illite ayant gardé l'habitus et la dimension de la kaolinite originelle après la transformation métamorphique de cette dernière.

Ces niveaux, qui ont la même valeur stratigraphique que les tonstein mais qui, par définition, n'en sont pas puisqu'ils ne contiennent actuellement pas de kaolinite, seront définis, dans la classification que nous allons donner, sous le nom de méatonstein.

CLASSIFICATION DES TONSTEIN

A partir des faits d'observations et des considérations précédentes (1), nous croyons pouvoir proposer une nomenclature des tonstein basée à la fois sur leur origine et sur leur structure :

Ortho-tonstein.

Tonstein provenant d'un dépôt direct de cendres volcaniques ; ils peuvent présenter deux faciès :

1° Structure nodulaire : ORTHO-TONSTEIN a.

Nombreux nodules de contours irréguliers de kaolinite grise plus ou moins bien formée, pouvant aller de la structure cryptocristalline à une structure vermiculée restant incluse dans la masse du nodule. Ces nodules sont d'origine feldspathique et des restes de feldspath plus ou moins altérés peuvent quelquefois rester visibles dans les nodules. Ces nodules sont disséminés d'une façon quelconque dans la pâte et non lités, soulignant ainsi leur origine aérienne. Dans ces tonstein, la pâte trouve son origine dans un mélange de matières humiques (2) et de produits d'altération des substances plus ou moins vitreuses accompagnant les feldspaths dans l'émission volcanique. Suivant le degré d'altération, la pâte peut garder trace de la structure cinéritique originelle ou se transformer en une masse

(1) Basés sur plusieurs milliers de lames minces provenant de tonstein de France, de Belgique, d'Allemagne, d'Angleterre, des Etats-Unis et du Japon et étudiés à notre laboratoire de Drocourt avec l'aide de M. Pierre Dollé, Ingénieur-Géologue aux Houillères.

(2) Pour les tonstein inclus dans une couche de houille, bien entendu, les autres n'en contenant pratiquement pas.

cryptocristalline pouvant avoir parfois une structure fibreuse et présenter de l'anisotropie, se traduisant par des variations de coloration en brun rougeâtre ou orangé assez vives. Des vermicules ou des bâtonnets de kaolinite blanc-jaunâtre ou beige peuvent se trouver disséminés dans la pâte, soit que la kaolinite ait migré à partir des nodules ou qu'elle se soit formée aux dépens des constituants de la pâte ou d'éclats de feldspath isolés.

2° Structure macrocristalline : ORTHO-TONSTEIN β .

Nombreux bâtonnets ou vermicules de toutes tailles de kaolinite beige ou jaunâtre, presque joints, enrobés dans une pâte plus ou moins colorée anisotropique formée par un mélange de substances humiques (1) et de kaolinite cryptocristalline dominantes. Beaucoup de bâtonnets de kaolinite gardent un habitus révélateur de leur origine feldspathique. Un peu de kaolinite grise microcristalline peut accompagner les vermicules et bâtonnets macrocristallins. Les matériaux originels peuvent, en plus des feldspaths, comporter des micas, notamment de la biotite.

Ces deux types de tonstein, d'origine cinéritique, peuvent, suivant la nature de l'émission originelle, contenir ou ne pas contenir de quartz ; s'ils en contiennent, ce quartz peut être d'origine magmatique et présenter parfois les figures de corrosion caractéristiques, ou bien être authigène. D'autre part, si la kaolinisation des feldspaths se produit assez tôt après le dépôt de la cinérite, les cristaux de kaolinite striée peuvent, par suite de la compaction due à l'enfouissement ultérieur, se briser et présenter parfois un pseudo-litage qui n'a aucun rapport avec un phénomène de sédimentation, la formation de la kaolinite étant, de toute façon, postérieure au dépôt. Exceptionnellement, si le dépôt du tonstein s'est fait dans une eau contenant en suspension des matériaux détritiques, il pourra contenir des traces de ces matériaux, notamment de l'illite mais en quantité négligeable du fait de la rapidité de la mise en place de la cinérite. La présence éventuelle de cette illite dans une kaolinite abondante permet d'expliquer la présence occasionnelle de leverriérite.

Strato-tonstein.

Tonstein dont les matériaux originels ont subi une phase de transport sédimentaire. Ces matériaux peuvent être soit d'origine volcanique : cinérites déposées sur les aires exondées et reprises par les

eaux de ruissellement ou bien provenir de l'action de l'érosion sur les roches dont certains constituants peuvent, après transport et classement, s'altérer en kaolinite : arènes de roches d'origine profonde et riches en feldspath en milieu peu acide, les mêmes roches et l'illite en milieu très acide. La phase sédimentaire qui intervient dans leur formation introduit une possibilité de mélange avec les produits de l'érosion banale et les tonstein ainsi formés peuvent contenir notamment une proportion importante de quartz détritique. On peut y distinguer trois faciès :

1° Structure en ovoïde : STRATO-TONSTEIN $\alpha 1$.

Nombreux sphérules, de contour souvent très régulier en ovoïde aplati et nettement lités dans la pâte enrobante. Ces sphérules sont constitués de kaolinite grise généralement crypto ou parfois microcristalline avec parfois de très rares petits éléments de feldspath encore identifiables. Les feldspaths primaires, de plus grosse taille, quand ils sont reconnaissables, se présentent en lits sédimentés dans la pâte, ils sont plus ou moins altérés en kaolinite grise et peuvent être mélangés à du quartz détritique. Ces lits peuvent se succéder en hauteur et être séparés par des strates beaucoup moins riches en kaolinite identifiable. La pâte est constituée d'un mélange de substance humique (1), de kaolinite cryptocristalline et éventuellement d'illite et peut être anisotrope. La kaolinite jaunâtre ou beige macrocristalline peut être présente dans la pâte mais est rarement abondante.

2° Structure en amas : STRATO-TONSTEIN $\alpha 2$.

Gros amas arrondis et plus ou moins aplatis de kaolinite crypto ou microcristalline en voie de formation plus ou moins avancée. Fines aiguilles feldspathiques parfois encore visibles et très rares petits fragments de feldspath encore maclés. Présence fréquente de nombreuses mouchetures de calcite authigène dans la masse du tonstein, qui démontre, dans ce cas, une exudation d'origine feldspathique (Ca des plagioclases) à l'exclusion d'une filiation à partir de minéraux micacés qui ne contiennent pas de Ca. Ces amas kaoliniques peuvent parfois être enrobés dans une pâte formée d'un mélange de substances humiques, de quartz détritique et d'illite ou de glauconite, la présence de ces derniers éléments étant la preuve de l'apport sédimentaire de l'ensemble, mais les amas sont nettement différenciés de la pâte.

(1) Voir note (1) page précédente.

3° Structure macrocristalline : STRATO-TONSTEIN β .

Nombreux bâtonnets ou vermicules striés de kaolinite macrocristalline jaunâtre. Ces éléments présentent la même disposition que dans le faciès 2 des ortho-tonstein mais avec deux différences fondamentales : ils contiennent généralement en abondance du quartz détritique et il y a des variations de fréquence ou d'aspect de ces éléments dans les différentes strates composant la roche, résultant de l'hétérogénéité relative de l'apport sédimentaire pulsé du matériau originel. Certains bâtonnets de kaolinite macrocristalline peuvent avoir gardé l'habitus du feldspath.

Pour ces trois types de strato-tonstein, l'influence de la compaction consécutive à l'enfouissement a pu se faire sentir et c'est vraisemblablement pour cette raison que les sphérules ou les amas de kaolinite des types 1 et 2 présentent un aspect aplati. La phase d'apport sédimentaire dans la formation de ces tonstein a pu amener une certaine proportion d'illite ou de glauconite mais ces derniers éléments ne sont pas toujours discernables autrement que par les rayons X. C'est à cette illite d'apport sédimentaire qu'est vraisemblablement due la présence éventuelle de leverriérite, soit que l'illite ait été partiellement transformée en kaolinite, soit qu'elle se soit agencée avec la kaolinite d'origine feldspathique en édifices épitaxiques de leverriérite (de Lapparent 1934). De toute façon, cette leverriérite est toujours en proportion extrêmement faible sinon nulle dans la plupart des tonstein, et ce n'est que dans le cas d'une origine purement illitique de la kaolinite qu'elle peut être relativement abondante (certains tonstein des petits bassins limniques).

Crypto-tonstein.

Tonstein formé presque uniquement d'une masse cryptocristalline homogène de kaolinite. Présence possible de kaolinite microcristalline authigène en voie d'organisation.

Il est probable que de tels tonstein se forment surtout à partir de l'altération et du lessivage de matériels feldspathiques soumis à une circulation lente des eaux ou à partir de gels colloïdaux d'origine argileuse.

Méta-tonstein.

Niveau formé d'éléments hydratés de la série dioctahédrale (micas) dominants, organisés en

bâtonnets ou vermicules feuilletés à habitus de kaolinite, mais ne contenant au plus que des traces de cette dernière. Présence de feldspaths altérés encore reconnaissables, constituant le matériau originel principal du niveau. L'ensemble a subi un certain degré de métamorphisme responsable de la disparition de la kaolinite.

Les ortho-tonstein seraient la forme initiale la plus probable que devaient présenter ces niveaux, avant l'action du métamorphisme.

Cata-tonstein.

Lit formé d'une masse cryptocristalline de kaolinite et éventuellement de kaolinite micro ou macrocristalline, pouvant enrober des produits d'érosion plus ou moins grossiers. De tels niveaux pourraient se former à la base de banes de grès très riches en feldspath, par percolation, les produits d'altération s'accumulant au-dessus du premier horizon imperméable sous-jacent. Nous n'avons jamais eu l'occasion d'observer de tels niveaux (1) ; ils ne doivent d'ailleurs pas être classés dans les tonstein proprement dit car ils constituent des niveaux de formation postérieure aux phénomènes sédimentaires et ne sont donc pas des repères de valeur chronologique.

Sol kaolinique.

Mélange en proportion quelconque de kaolinite et d'illite dû principalement à l'action pédogénétique. Ces niveaux peuvent être parfois très épais mais d'une épaisseur rapidement variable. Ces niveaux n'ont aucun rapport avec les niveaux de tonstein proprement dit ; dans les grands bassins paraliques, on constate qu'en général les intercalaires en couche de houille ne contiennent pratiquement que de l'illite et du quartz à moins que ce ne soit des tonstein ; ceci indique que le processus pédogénétique de kaolinisation n'a pas eu le temps de jouer, l'intercalaire devenant rapidement un sol fossile. Ce n'est que dans les véritables sols de végétation, sous les couches de houille, sols plus épais qui ont perduré beaucoup plus longtemps dans le cycle sédimentaire, que la pédogenèse a eu le temps de jouer et on peut y observer des mélanges en proportion variable d'illite et de kaolinite. Quant à voir dans cette kaolinite la source principale de celle des tonstein, cette hypothèse est

(1) Cette hypothèse nous a été suggérée par M. L. Bougnères, géologue aux Charbonnages de France, à propos de tonstein du Massif Central français.

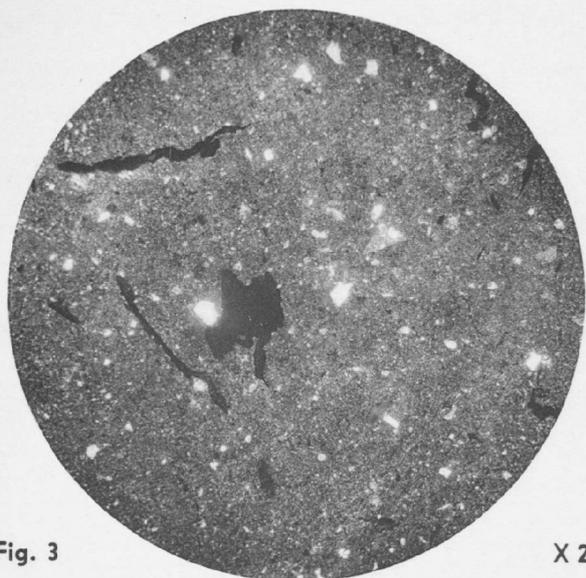


Fig. 3

X 20

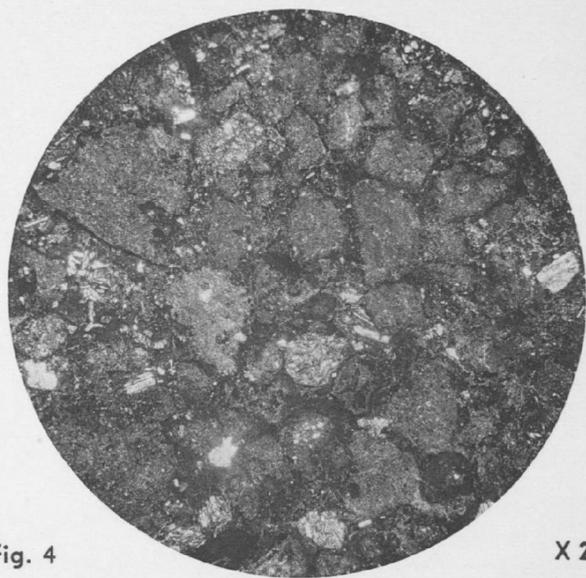


Fig. 4

X 20

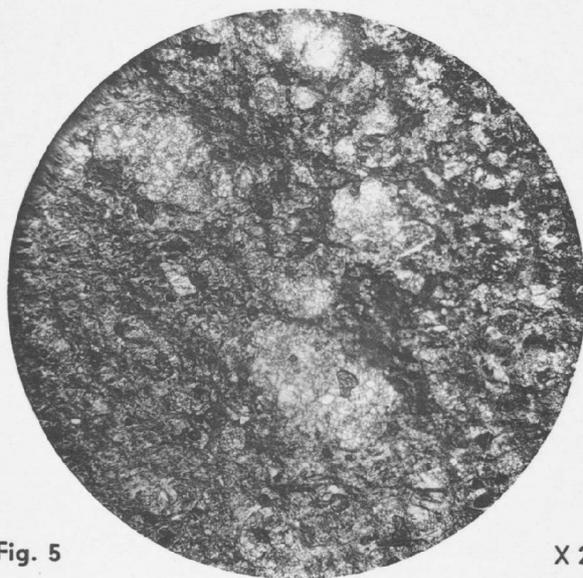


Fig. 5

X 20

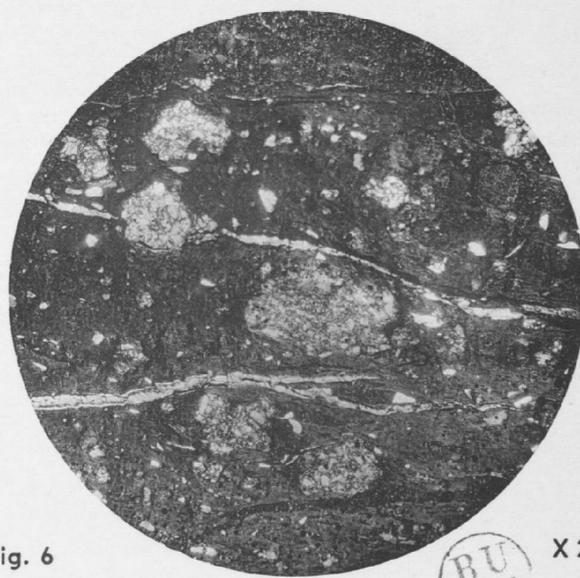


Fig. 6

X 20

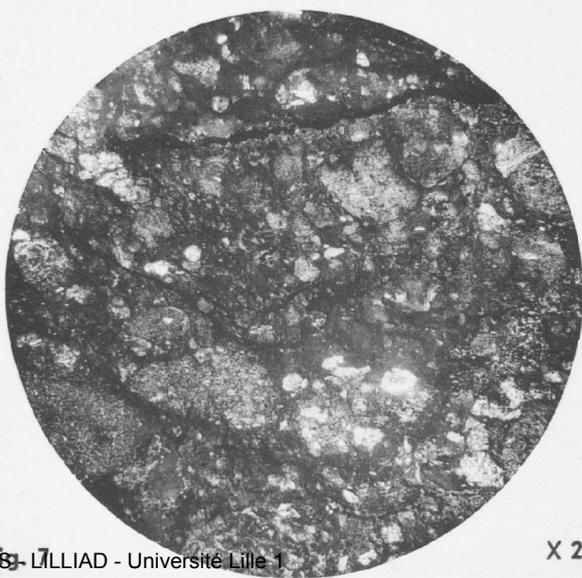


Fig. 7

X 20

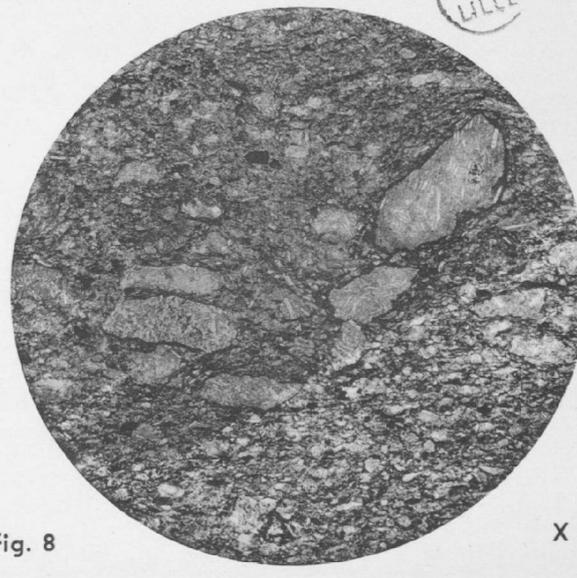


Fig. 8

X 35

BU
LILLE

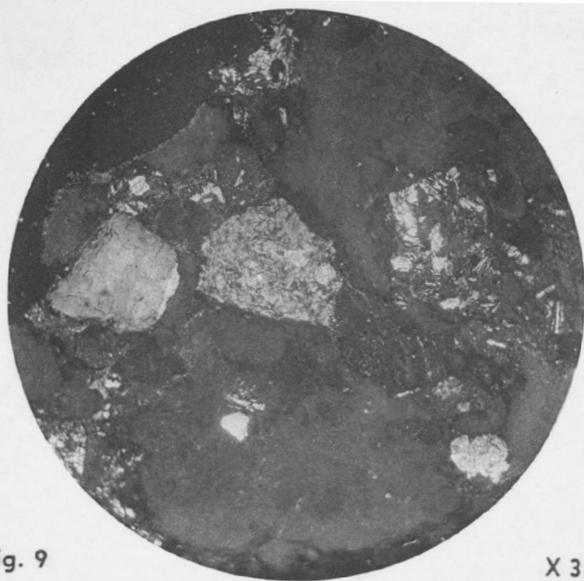


Fig. 9

X 35

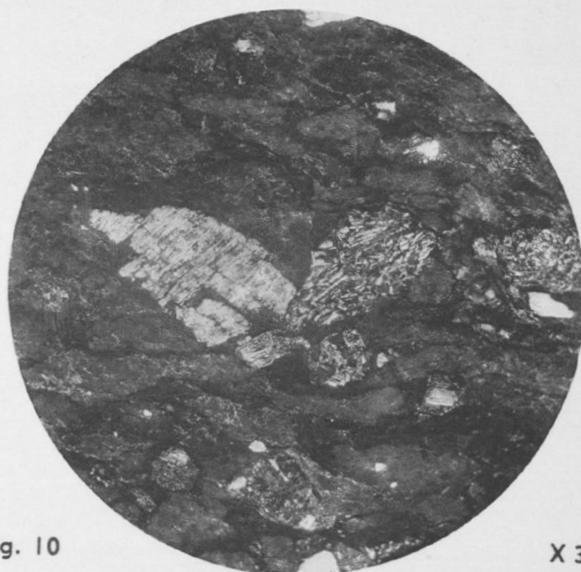


Fig. 10

X 35



Fig. 11

X 20

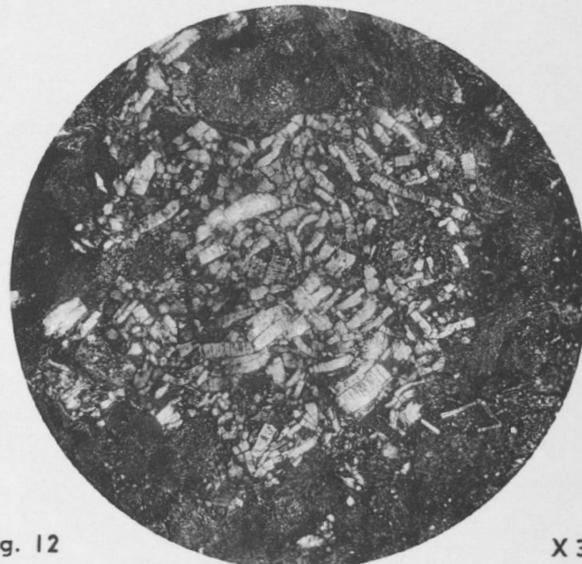


Fig. 12

X 35

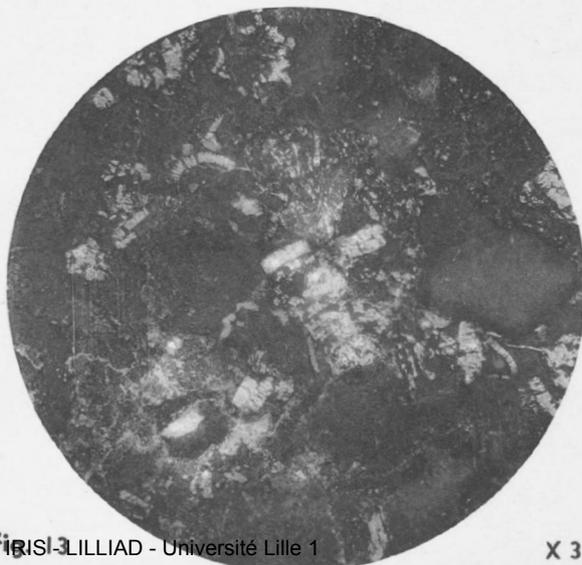


Fig. 13

X 35

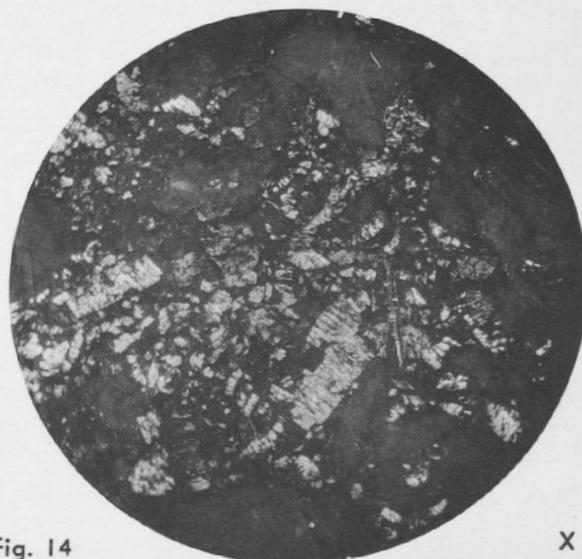


Fig. 14

X 35

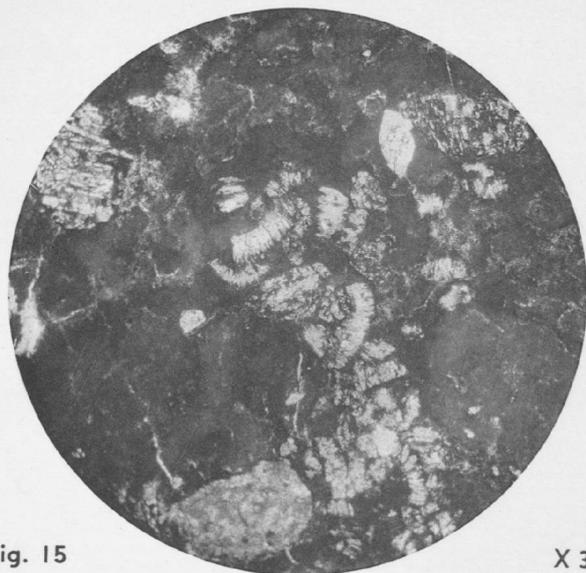


Fig. 15

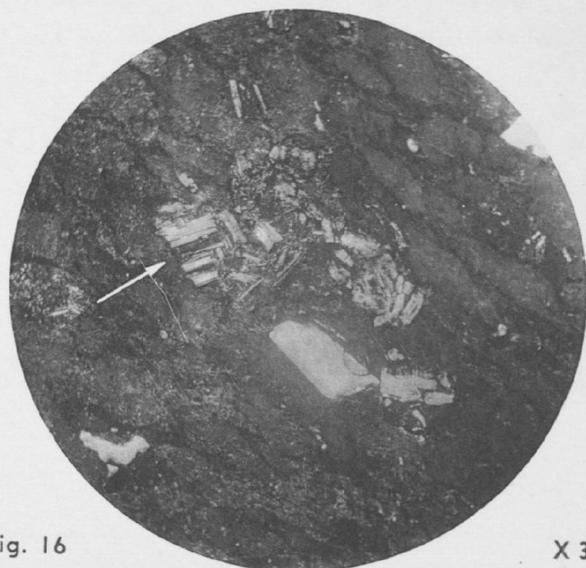


Fig. 16

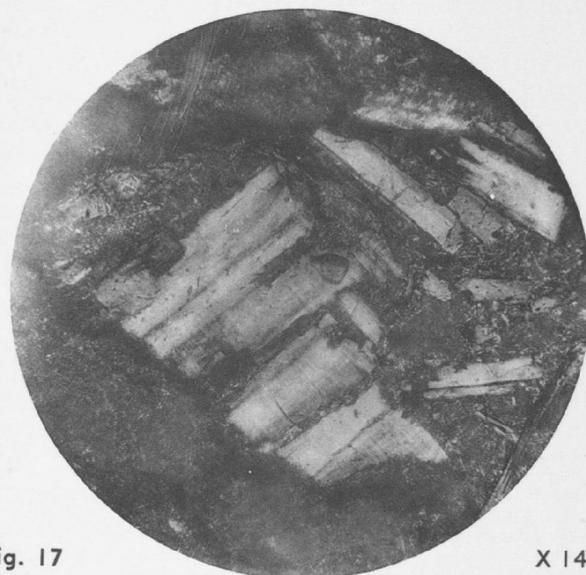


Fig. 17

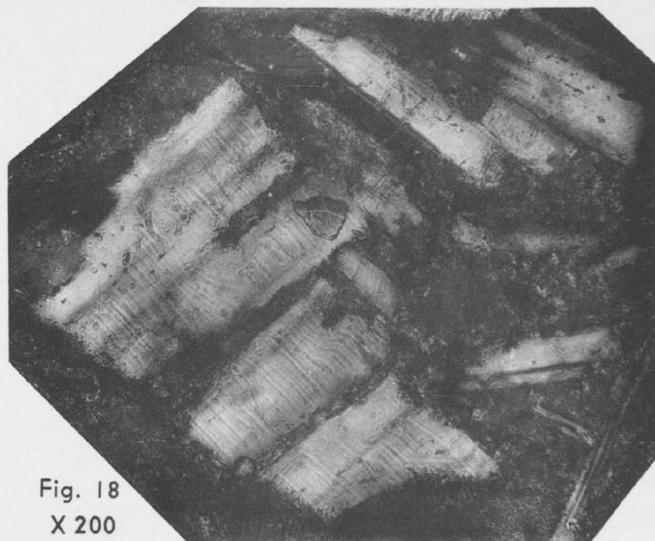


Fig. 18

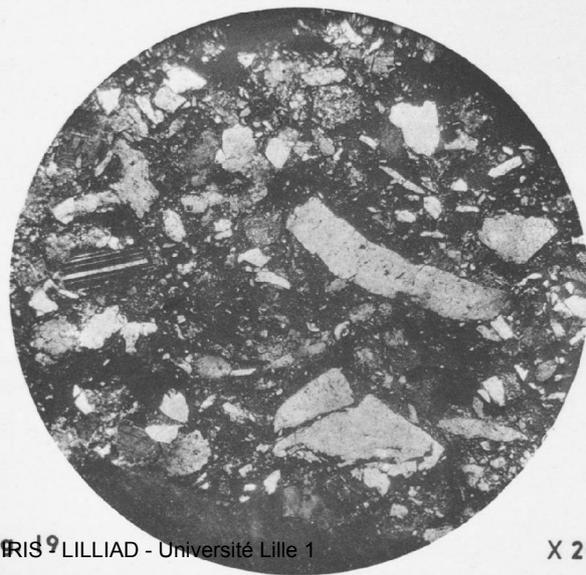


Fig. 19

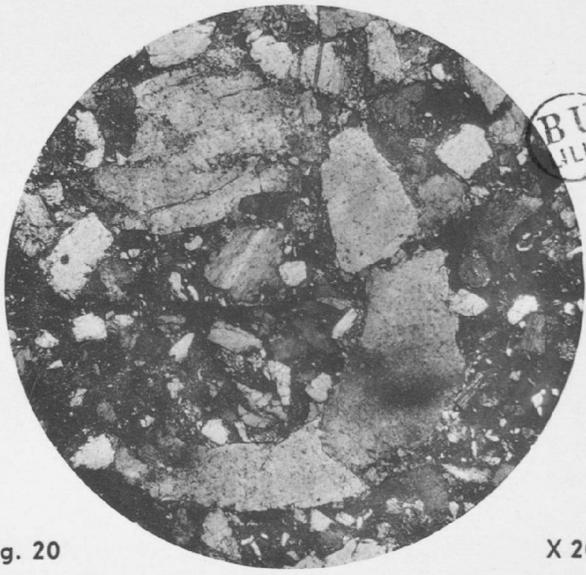


Fig. 20

X 35

X 35

X 145

X 200

X 20

X 20

BU
LILLE

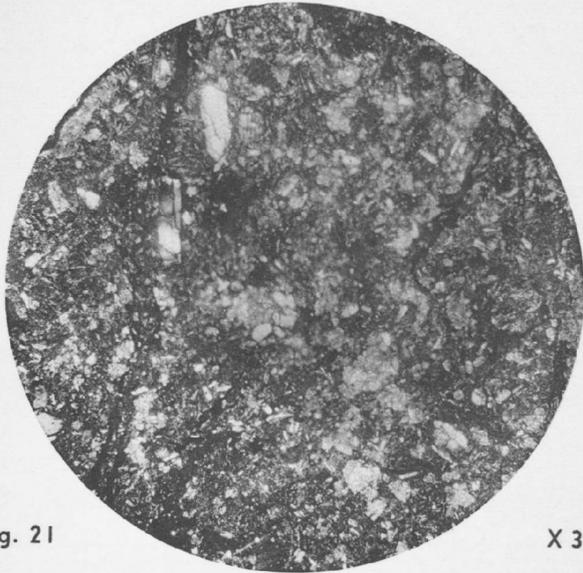


Fig. 21

X 35

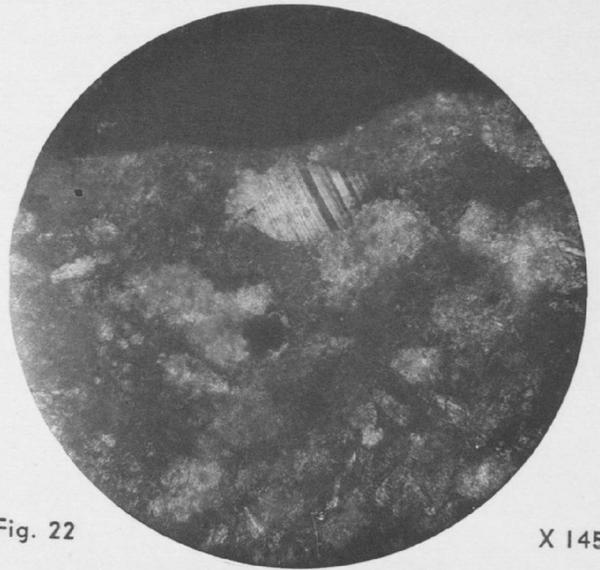


Fig. 22

X 145

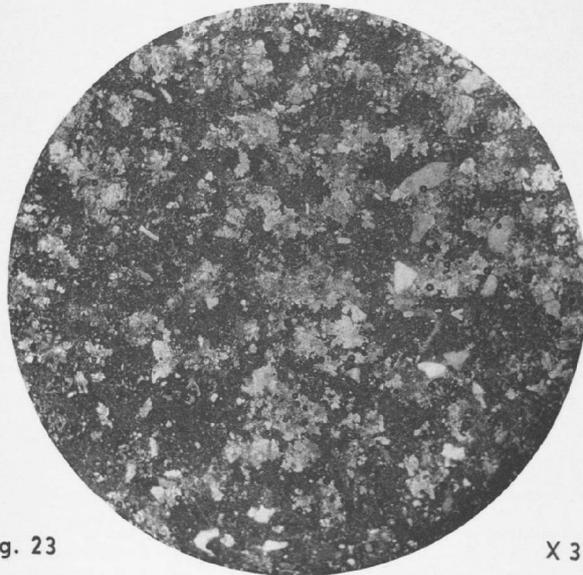


Fig. 23

X 35



Fig. 24

X 20

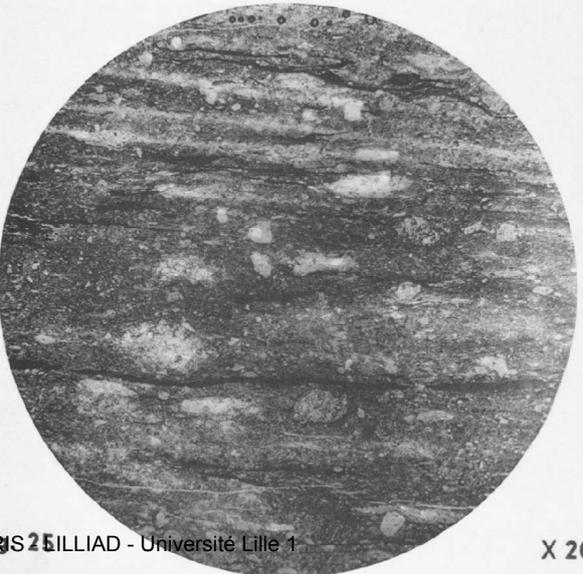


Fig. 25

X 20



Fig. 26

X 145

BU
LILLE

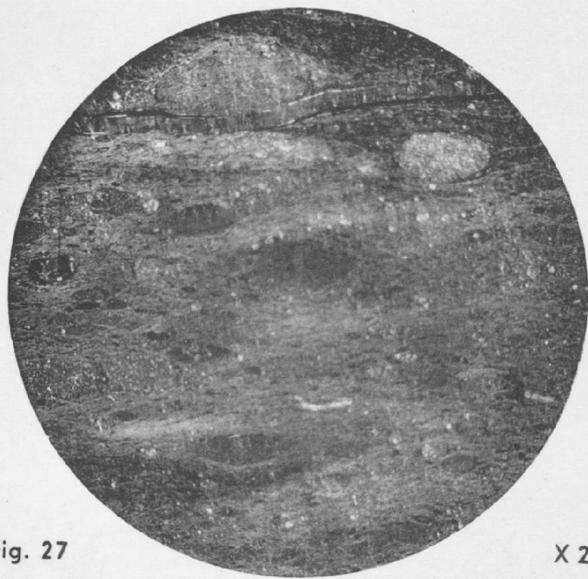


Fig. 27

X 20

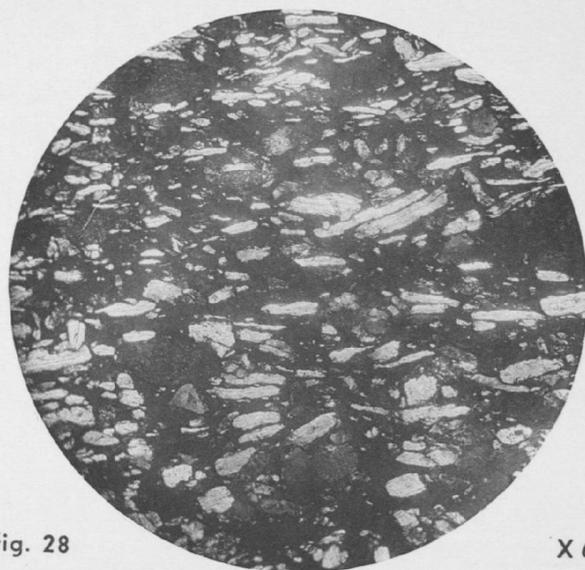


Fig. 28

X 65

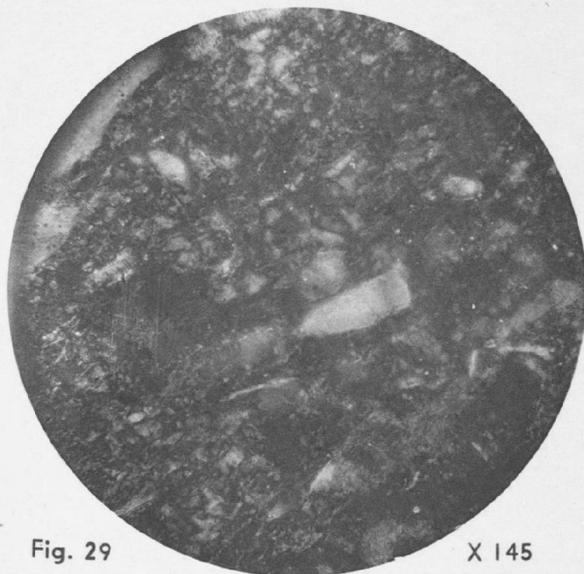


Fig. 29

X 145

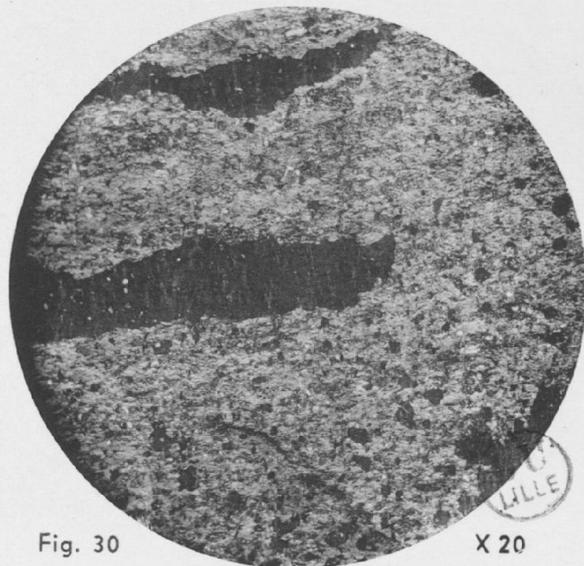


Fig. 30

X 20

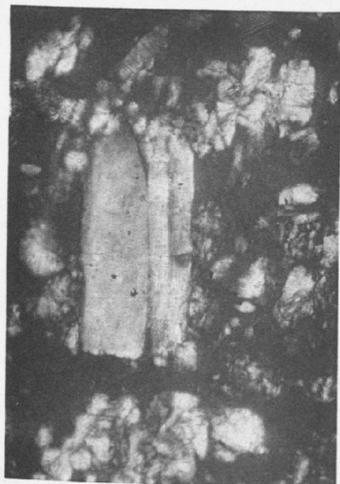


Fig. 31

IRIS LILLIAD - Université Lille 6 165

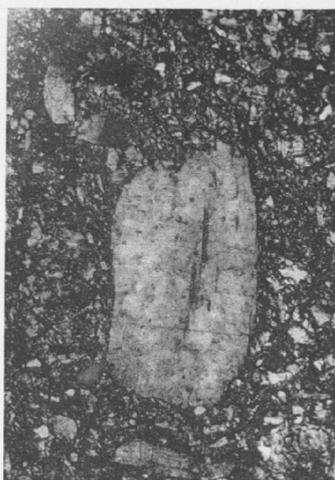


Fig. 32

X 35



Fig. 33

X 20

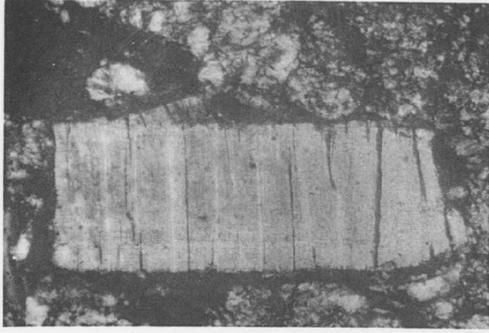


Fig. 34

X 35

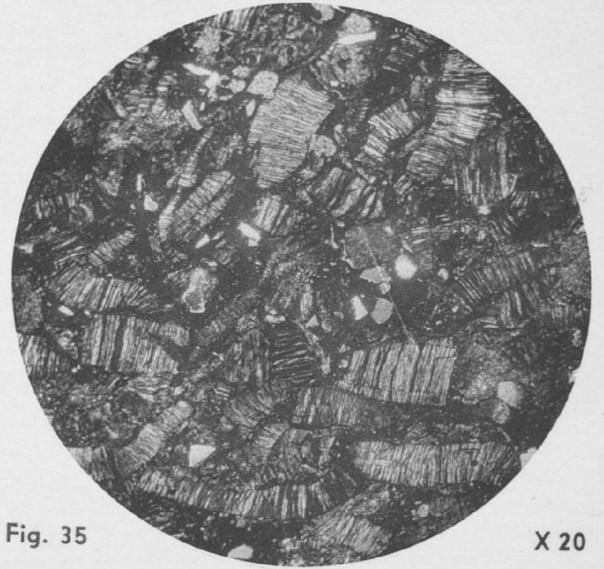


Fig. 35

X 20



Fig. 36

X 65

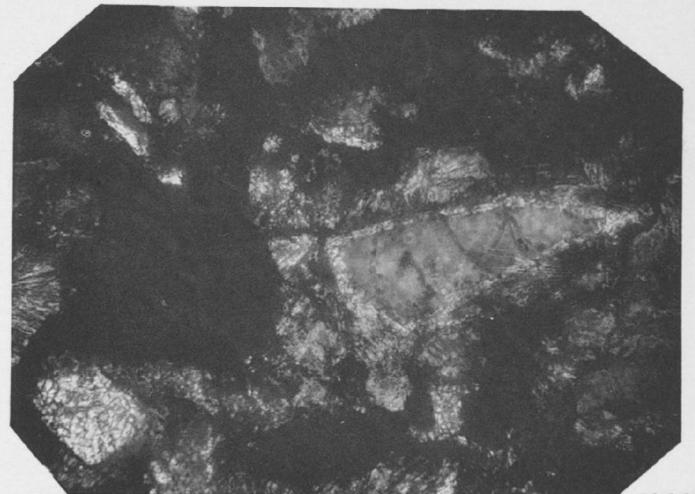


Fig. 37

X 200

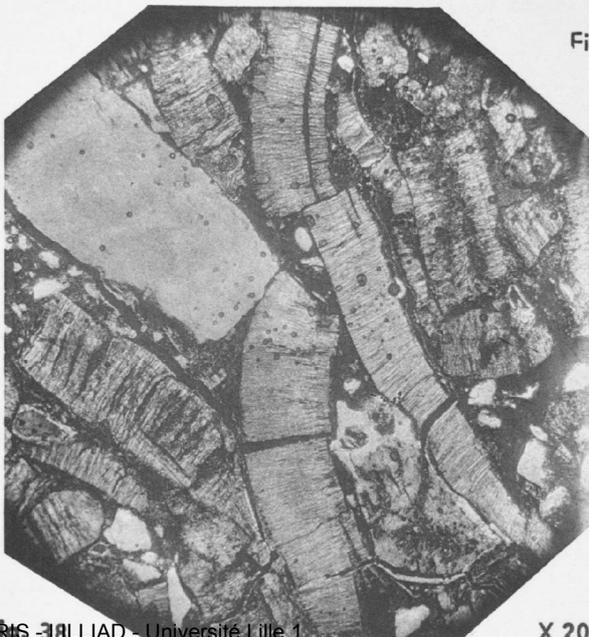


Fig. 38

X 20

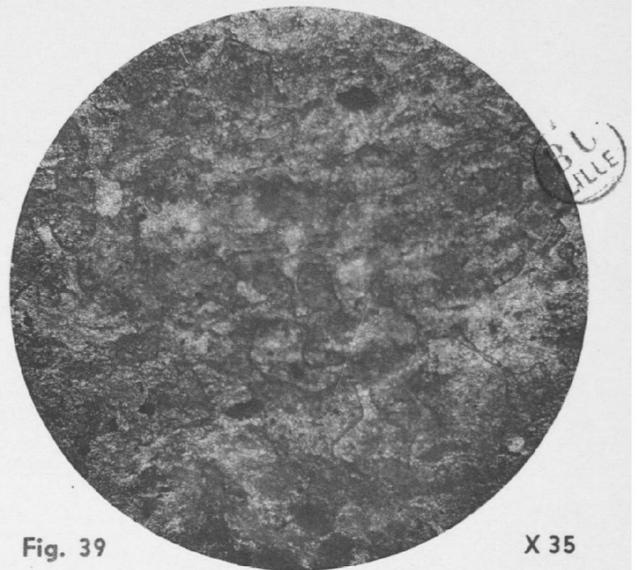


Fig. 39

X 35

controuvée par le fait que, dans la grande majorité des cas, on peut, soit démontrer, soit tout au moins considérer comme extrêmement probable, l'origine feldspathique ou biotitique de cette kaolinite. Cependant, il est possible que certains niveaux de strato ou de crypto-tonstein puissent se former à partir des sols pédogénétiques surtout dans les bassins limniques, mais ce n'est alors qu'un cas particulier de l'origine illitique de ces tonstein et il est très probable que les niveaux dus à cette origine sont relativement peu nombreux et d'extension géographique réduite.

CONCLUSION

En résumé, la diversité des théories émises à propos de l'origine des tonstein montre que ces niveaux eux-mêmes présentent des aspect variés et qu'il est difficile d'en donner une définition simple. On ne peut même pas dire que c'est la kaolinite qui, par sa seule présence, suffit à définir le tonstein, puisqu'on peut trouver de la kaolinite dans toute sorte de formations géologiques depuis les argiles jusqu'aux grès. Les niveaux réputés tonstein se caractérisent généralement, d'une part par un aspect macroscopique particulier (dureté, couleur, diacalse, rayure, continuité), et d'autre part par la présence décelable généralement soit en lame mince au microscope, soit à l'attaque à l'acide fluorhydrique (Legrand 1962) ou parfois seulement aux rayons X, de kaolinite en proportion importante. Nous nous en tiendrons à cette définition tout en reconnaissant son peu de précision, car il est difficile de fixer à partir de quelle teneur minimale en kaolinite un niveau d'argile indurée, d'aspect par ailleurs banal, doit rentrer dans la catégorie des tonstein. Dans la pratique, la question se sim-

plifie souvent d'elle-même par la singularité d'aspect du tonstein qui le fait reconnaître généralement d'emblée, au milieu des autres sédiments, par le géologue qui le cherche, à charge pour ce dernier de lui appliquer toutes les analyses nécessaires à son identification exacte et à sa classification.

Tout essai de classification exige un effort de simplification et cette simplification risque de ne pouvoir pas répondre à la multiplicité des cas possibles dans la nature. En particulier, on peut très bien imaginer que, fortuitement, plusieurs des mécanismes de formation se produisent en même temps ou bien que, dans le cas des ortho-tonstein, des variations dans la composition de l'émission volcanique amènent une apparence de stratification due à la nature différente des éléments successivement déposés. On peut simplement souhaiter qu'une interprétation de plus en plus fine des observations amène la possibilité de faire les distinctions nécessaires. Dans la mesure où notre essai de classification a de la valeur, il le doit uniquement à ce qu'il est basé sur des faits réellement observés sur des échantillons particulièrement parlants et qu'il a tenu toujours à donner la priorité aux déductions basées sur ces faits avant de faire appel à celles que l'on peut tirer des interprétations théoriques des phénomènes. En tout cas, nous considérons comme certain que tous les mécanismes que nous avons évoqués ont joué un rôle dans la formation des tonstein, que ce soit le volcanisme, les phénomènes sédimentaires ou les transformations par l'intermédiaire de gels colloïdaux et que la préférence à donner à l'un ou l'autre de ces processus, suivant les cas, doit découler d'observations précises et d'interprétations correctes des phénomènes et non d'une conception théorique *a priori* que l'on veut étroitement exclusive.

BIBLIOGRAPHIE

- BOLEWSKI A., KUBISZ J., 1959. — Mineralbestand von Pflanzeninkrustaten aus Tonsteine aus dem südöstlichen Teil des Oberschlesischen Steinkohlenbeckens. *Bull. Ac. Pol. Sc., Série Sc. Chim. Géol. Géogr.*, vol. VII, n° 6.
- BOUROZ A., 1951. — Données nouvelles sur la stratigraphie et la tectonique du bassin houiller de La Mûre (Dauphiné). *C. R. 3^e Congrès Str. Géol. Carb.*, Heerlen-Maestricht, 1952.
- BOUROZ A., 1958. — La sédimentation des séries houillères dans leur contexte paléogéographique. *C. R. 4^e Congrès Str. Géol. Carb.*, Heerlen-Maestricht 1960.
- CAULLIEZ A., 1932. — La pluie de cendres de Buenos Aires. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LVII, p. 110.
- ERHART H., 1956. — La genèse des sols en tant que phénomène géologique, Paris.
- FRANCIS E.H., 1961. — Thin beds of graded kaolinized tuff and tuffaceous siltstone in the carboniferous of Fife. *Bull. Geol. Surv. of Great Britain*, n° 17, p. 191-215, London.
- HOEHNE K., 1954. — Zur Ausbildung und Genese der Kohlentonsteine im Ruhr-Karbon. *Chemie der Erde*, Bd XVII, Heft 1, p. 6-28, Iéna.
- KIRSCH H. und HALLEBAUER D., 1960. — Über das Vorkommen von Sanidin in einem Tonstein des Ruhrkarbons. *N. Jb. Mineral*, Mh. 1960-3.
- KRALIK J., 1960. — Frispevek k vyskytu a genesi tonsteinu v uhelných panvích. *Sbornik ved. pr. Vys. šk. báňsk. v Ostrava*. Roc. VI, Cis. 7, p. 775-824.

- KULBICKI G. et VETTER P., 1955. — Etude des roches argileuses de quelques bassins houillers de la bordure occidentale du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. France*, 6^e série, t. V, fasc. 7-9, p. 645, Paris.
- DE LAFIARENT J., 1934. — Constitution et origine de la levertérite. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 198, p. 669.
- LEGRAND F., 1962. — Tonstein du Bassin Houiller du Nord de la France. Méthode rapide d'identification. *A.S.G.N.*, t. XXXII.
- MILLOT G., 1949. — Relations entre la constitution et la genèse des roches sédimentaires argileuses. *Géol. appl. et Prosp. Min.*, t. II.
- PRUVOST P., 1934. — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. - III. Description géologique. *Et. Gîtes Min. de la France*, Lille, p. 26-31.
- SCHEERE J., 1955. — Contribution à l'étude des tonstein du Terrain houiller belge. *Publ. Ass. Et. Pal.*, n° 19, Bruxelles.
- SCHULLER A., 1951. — Zur Nomenklatur und Genese der Tonsteine. *N. Jb. Min.*, Heft 5, p. 97-109.
- STACH E., 1950. — Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor. *Glückauf*, 86.
- TEICHMULLER M. et R., 1952. — Der erste Tonsteinfund un Aachener Revier und die Frage nach der Entstehung der Graupen und Kristall tonsteine. *Geol. Jahrb.* Bd. 66, Hannover.

EXPLICATION DES PLANCHES (1)

— PLANCHE V —

- FIG. 3. — *Intercalaire A. Couche Yoheda Gosyakou.* Epaisseur 3 cm.
Pâte cryptocristalline constituée de glauconite largement dominante. Quelques quartz détritiques. Quelques débris végétaux dilacérés brunâtres. Très rares petits débris de feldspath. *Intercalaire d'origine sédimentaire banale* (Oligocène). L.M. 8920 parallèle 2. Lumière polarisée. $\times 20$.
- FIG. 4. — *Intercalaire B. Couche Yoheda Gosyakou.* Epaisseur 20 cm.
Nombreux nodules irréguliers de vermiculite cryptocristalline. Nodules irréguliers répartis irrégulièrement, constitués d'aiguilles feldspathiques et de feldspaths mâclés en voie de kaolinisation, quelques-uns étant recouverts d'une pellicule de calcite (élimination du Ca des plagioclases).
Nombreux vermicules de kaolinite en relation avec les feldspaths. Pâte interstitielle brune anisotrope formée vraisemblablement d'un mélange de sidérose et de substances humiques.
Cinérîte en voie de kaolinisation : Ortho-tonstein α (Oligocène). L.M. 8918 pll. 1, L.P. $\times 20$.
- FIG. 5. — *Tonstein Constance. Béthune, siège 7, Intercalaire dans couche à 230 m dans bowette 7103.* Epaisseur 12 cm.
Nombreux nodules irréguliers de kaolinite vermiculée grise. Nodules non lités, répartis irrégulièrement dans la pâte. Quelques gros bâtonnets ou vermicules striés de kaolinite beige. Très rares petits quartz aciculaires.
Pâte rouge orangée anisotrope.
Ortho-tonstein α (Westphalien C₁). L.M. 841 perpendiculaire C. L.P. $\times 20$.
- FIG. 6. — *Tonstein Hermance. Béthune, Sondage de Vermelles dans couche à —780,60 m.* Epaisseur 3 cm.
Nombreux nodules irréguliers de kaolinite vermiculée grise. Nodules non lités, répartis irrégulièrement dans la pâte.
Quelques petits vermicules de kaolinite striée beige.
Rares petits quartz aciculaires. Pâte rouge orangée anisotrope.
Ortho-tonstein α (Westphalien C₁). L.M. 11039 ppd. L.P. $\times 20$.
- FIG. 7. — *Intercalaire. Kinneil Colliery (Ecosse), veinule sous Wester Main Coal Seam.* Epaisseur 6 cm.
Nodules irréguliers, irrégulièrement répartis, constitués de fines aiguilles feldspathiques ou de petits feldspaths mâclés en voie de kaolinisation. Nodules irréguliers de vermiculite.
Très rares petits vermicules isolés de kaolinite striée beige. Pâte rouge orangée anisotrope.
Ortho-tonstein α (Dinantien). L.M. 14902 pll. L.P. $\times 20$.
- FIG. 8. — *Cinérîte. Kinneil Colliery (Ecosse). Banc dans une série schisto-gréseuse stérile à 60 m sous Wester Main.* Epaisseur 5 cm.
Nodules irréguliers, irrégulièrement répartis, constitués de fines aiguilles feldspathiques et quelques feldspaths mâclés, en voie de kaolinisation. Fond constitué par de la kaolinite cryptocristalline et des agrégats de fines aiguilles feldspathiques.
Ortho-tonstein α (Dinantien). L.M. 14913, ppd. B. L.N. $\times 35$.

(1) Les photographies ont été réalisées au laboratoire de Drocourt par M. A. Leroy.

— PLANCHE VI —

FIG. 9. — *Intercalare B. Couche de Yoheda Gosyakou.* - Détail.

A gauche : *feldspath* mâclé.
 Au centre : *nodule feldspathique* altéré, en partie recouvert d'une pellicule de calcite (élimination du Ca).
 A droite : *nodule feldspathique* constitué d'aiguilles et de fragments mâclés dont quelques-uns en voie de kaolinisation.
 Fond constitué de nodules de *vermiculite*.
 L.M. 8918 pll. 17. L.P. $\times 35$.

FIG. 10. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

A droite : *nodule* constitué de baguettes mâclées de *feldspath* en voie d'altération, quelques-unes n'ayant plus d'extinction franche.
 A gauche : gros bâtonnet de *kaolinite* striée jaunâtre à habitus de *feldspath*. Le petit *nodule* situé en dessous du bâtonnet de gauche présente un mélange de *feldspaths* mâclés altérés et de *kaolinite* jaunâtre.
 L.M. 8917 ppd. 4. L.P. $\times 35$.

FIG. 11 — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

A gauche : *Feldspath* mâclé en voie d'altération, dont la moitié inférieure est en partie recouverte d'une pellicule de calcite (élimination de Ca).
 A droite : *Nodule feldspathique* presque entièrement altéré en vermicules de *kaolinite* striée blanc-jaunâtre.
 A la partie supérieure : Petit *nodule* formé d'un agrégat d'aiguilles *feldspathiques*. Fond de *vermiculite* crypto-cristalline.
 L.M. 8918 pll. 15. L.P. $\times 20$.

FIG. 12. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

Nodule feldspathique presque entièrement kaolinisé (partie droite de la fig. 11, grossie).
 Très nombreux vermicules de *kaolinite* striée beige clair. Masse *feldspathique* microcristalline visible dans les interstices de la *kaolinite*.
 Petits *feldspaths* mâclés visibles sur le bord de la lame, à gauche.
 L.M. 8918 pll. 15. L.P. $\times 35$.

FIG. 13. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

Nodules feldspathiques comportant des aiguilles mâclées encore visibles ou déjà altérés (aspect laiteux). Bâtonnets et vermicules de *kaolinite* striée jaunâtre dans les nodules *feldspathiques* ou à leur contact.
 Fond constitué de nodules brun très foncé de *vermiculite*.
 L.M. 8918 pll. 18. L.P. $\times 35$.

FIG. 14. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

Mélange de *feldspaths* altérés blanc laiteux et de bâtonnets et de vermicules de *kaolinite* striée jaune. Un peu en dessous du centre, gros bâtonnet de *kaolinite* ayant gardé l'habitus du *feldspath* originel.
 L.M. 8918 pll. 18. L. P. $\times 35$.

— PLANCHE VII —

FIG. 15. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

En bas, *feldspath* recouvert d'une pellicule de calcite (élimination du Ca).
 Au centre, *feldspaths* altérés enchevêtrés avec de la *kaolinite* striée jaune.
 A gauche, *nodule* de *feldspath* formé d'aiguilles mâclées en tous sens, en voie d'altération et recouvert par place d'une pellicule de calcite.
 En haut à droite, un *nodule* et un fragment de *feldspath* en voie d'altération.
 Fond constitué de nodules brun très foncé de *vermiculite*.
 L.M. 8918 pll. 19. L.P. $\times 35$.

FIG. 16. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

Marqué d'une flèche : *Feldspath* mâclé en voie d'altération.
 A droite et aussi au-dessus du centre : *Nodules* constitués de quelques bâtonnets mâclés de *feldspath* et surtout de *kaolinite* striée.
 Sous le centre : *feldspath* blanc non altéré avec, à sa pointe droite, un bâtonnet de *kaolinite* striée où l'on voit encore la trace des mâcles du *feldspath* originel.
 Pâte rouge orangée anisotrope enrobant des nodules de *vermiculite*.
 L.M. 8917 ppd. 2. L.P. $\times 35$.

FIG. 17. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

Feldspath mâclé en voie d'altération (indiqué par une flèche sur la fig. 16). Par suite de l'altération, l'extinction due aux mâcles n'est plus franche. On commence à percevoir la striation due à la formation de la *kaolinite*.
 L.M. 8917 ppd. 2. L.P. $\times 145$.

FIG. 18. — *Intercalare B. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.

Feldspath mâclé en voie d'altération (le même que sur la fig. 17 mais sous un angle d'éclairage différent). L'extinction due aux mâcles s'interrompt par place, ne laissant subsister qu'une étroite ligne d'ombre. La striation due aux feuillets de *kaolinite* apparaît franchement. Le fait qu'ils sont flexueux indique qu'il s'agit bien de *kaolinite* : une zonation due à l'édifice cristallin du *feldspath* serait rectiligne.
 L.M. 8917 ppd. 2. L.P. $\times 200$.

FIG. 19. — *Intercalare C supérieur. Couche Yoheda Gosyakou.* Epaisseur 2 cm.

Feldspaths mâclés, notamment à gauche ; en bas, *feldspath* triangulaire en voie d'altération, bordé à sa partie supérieure gauche par un bâtonnet de *kaolinite* striée beige ; un gros vermicule de *kaolinite* beige striée au centre droit ; quelques petits *quartz* détritiques, quelques mouchetures de calcite ; pâte constituée principalement de *glauconite* (d'après analyse aux rayons X).
Sirato-tonstein β (Oligocène).
 L.M. 22.245 pll. 1, L.P. $\times 20$.

FIG. 20. — *Intercalaire C supérieur. Couche Yoheda Gosyakou.* Epaisseur 2 cm.
Feldspath mâclé altéré au centre et en haut ; à 45°, en haut à gauche, gros amas de *kaolinite* blanchâtre ; très gros vermicule de *kaolinite* blanchâtre à droite et en bas de la figure ; très petits *quartz* détritiques, rares mouchetures de *calcite* ; pâte constituée de *glauconite* cryptocristalline.
Strato-tonstein β (Oligocène).
L.M. 22.245 pll. 2. L.P. $\times 20$.

— PLANCHE VIII —

FIG. 21. — *Intercalaire C inférieur. Couche Yoheda Gosyakou.* Epaisseur 3,5 cm.
Fond constitué par un agrégat de fines *aiguilles feldspathiques* et d'un mélange de *glauconite* et de *kaolinite* cryptocristalline.
Nombreux petits fragments de *feldspaths* mâclés. Mouchetures nombreuses de *calcite* réparties régulièrement dans la masse. Quelques amas ou traînées de substances humiques.
Strato-tonstein $\alpha 2$ (Oligocène).
L.M. 8915 ppd. L.P. $\times 35$.

FIG. 22. — *Intercalaire C inférieur. Couche Yoheda Gosyakou.* Détail.
Partie de l'échantillon fig. 21 à fort grossissement. Un petit *feldspath* mâclé.
La partie sombre au-dessus du *feldspath* est de la substance humique brune. Au-dessous, les amas plus clairs sont des mouchetures de *calcite* ; les parties foncées sont constituées par un mélange de *glauconite* et de *kaolinite* cryptocristallines.
On distingue notamment, vers le bas, des *aiguilles de feldspath* altéré.
L.M. 8915 ppd. L.P. $\times 45$.

FIG. 23. — *Tonstein 3 de Sarre-Lorraine. Couche H. 8 de Ste-Fontaine.* Epaisseur 50 cm.
Fond constitué par de la *kaolinite* cryptocristalline enrobant de petits *débris feldspathiques* très altérés. Éléments de *kaolinite* macrocristalline grise. Mouchetures nombreuses de *calcite* réparties régulièrement dans la masse. Petits *quartz* à arêtes vives.
Aspect général de la lame identique à celui de la fig. 21, mais accusant une kaolinisation plus poussée.
Strato-tonstein $\alpha 2$ (Westphalien D).
L.M. 13.201 pll. L. P. $\times 35$.

FIG. 24. — *Intercalaire D. Couche Yoheda Gosyakou.* - Epaisseur 4 cm.
Pâte litée anisotrope brun rougeâtre contenant de très nombreux débris, éclats ou nodules de *feldspath* plus ou moins altérés et de minces lits de substances humiques brun foncé (parties les plus sombres de la lame).
Amas très allongés de *kaolinite* grise cryptocristalline en voie d'organisation ; quelques rares vermicules de *kaolinite* striée ; quelques petits

débris ou aiguilles de *feldspath* en voie de kaolinisation ; certains amas contiennent des *nodules feldspathiques* (tous ces amas constituent les parties claires de la lame).
Quelques petits *quartz* anguleux.
Strato-tonstein $\alpha 1$ (Oligocène).
L.M. 8913 ppd. 2. L.P. $\times 20$.

FIG. 25. — *Intercalaire D. Couche Yoheda Gosyakou.* Epaisseur 4 cm.
Pâte anisotrope rouge orangée ; litage souligné par de minces bandes de substances humiques brunes. Chapelets de *nodules feldspathiques* plus ou moins aplatis et de petits fragments de *feldspath* mâclé, tous plus ou moins en voie d'altération kaolinique.
Filets jaune clair, peu épais de *kaolinite* cryptocristalline lités dans la pâte.
Quelques petits *quartz* anguleux.
Strato-tonstein $\alpha 1$ (Oligocène).
L.M. 8913 ppd. 2. L.P. $\times 20$.

FIG. 26. — *Intercalaire D. Couche Yoheda Gosyakou.* - Détail.
Nodule feldspathique grossi de la fig. 25 (vers la gauche, un peu en dessous du diamètre horizontal), montrant un agrégat de petits *feldspaths* plus ou moins kaolinisés et dont certains présentent encore des mâcles visibles.
L.M. 8913 ppd. 3. L.P. $\times 145$.

— PLANCHE IX —

FIG. 27. — *Tonstein Maurice. Siège 2 de Dourges, Rec. 055, à 80 m.* Epaisseur 1 cm.
Pâte anisotrope rouge orangée ; litage souligné par de minces bandes de substances humiques brunes. Chapelets de nodules aplatis de *kaolinite* grise plus ou moins en voie de vermiculation, dans lesquels on rencontre exceptionnellement de petits fragments dont l'origine feldspathique est reconnaissable à fort grossissement (éléments mâclés).
Aspect général de la lame identique à celui de la fig. 25.
Strato-tonstein $\alpha 1$ (Westphalien C₁)
L.M. 12.911 ppd. L.P. $\times 20$.

FIG. 28. — *Tonstein Patrice. Siège 18 de Lens, sondage 25, à 14,65 m.* Epaisseur 1 cm.
Fond constitué par une pâte isotrope brun très foncé. Abondante *kaolinite* macrocristalline jaunâtre à habitus micacé : striation parallèle à l'allongement, exceptionnellement courts bâtonnets striés transversalement (la teneur élevée de l'échantillon en Fe et Mg semble indiquer une origine biotitique).
Rares nodules de *kaolinite* grise plus ou moins en voie de vermiculation, rares restes de petits fragments de *feldspath* encore reconnaissables dans les nodules.
Ortho-tonstein β (limite entre Westphaliens C₁ et C₂). L.M. 16.596 ppd. L.P. $\times 65$.

FIG. 29. — *Tonstein Upsilon. Ruhr, Siège Furst Leopold.*
Epaisseur 6 cm.

Fond constitué par de la *kaolinite* grise cryptocristalline ou en voie de vermiculation avec, par place, une pâte anisotrope, jaune orangé vif plus ou moins organisée en réseau réticulé.

Quelques nodules irréguliers individualisés de *kaolinite* vermiculée grise. Rares fragments, quelques-uns mâclés (dont un près du centre de la fig. 29) de *feldspath*. Quelques bâtonnets de *kaolinite* beige striée transversalement.

Ortho-tonstein α (sommet du Westphalien B).
L.M. 7658 ppd. L.P. \times 145.

FIG. 30. — *Tonstein Hagen I. Ruhr, Siège Furst Leopold.*
Epaisseur 9 cm.

Pâte anisotrope jaunâtre en réseau occupant environ la moitié de la surface, enrobant de la *kaolinite* grise soit microcristalline, soit organisée en vermicules, et souvent assemblée en nodules.

Fragments de *feldspath* encore reconnaissables (tonstein à *sanidine* de Kirsch et Hallbauer) dont un petit élément mâclé visible dans le prolongement de la masse de substance humique, à droite de la figure.

Quelques petits *quartz* aciculaires.

Rares fragments de *biotite*.

Ortho-tonstein α (Westphalien C₁).

L.M. 7652 ppd. 1. L.P. \times 20.

FIG. 31. — *Tonstein Constance. Siège 6 de Nauw. Rec. 6171 à 1750 m.* Epaisseur 12 cm.

Gros bâtonnet de *kaolinite* jaune striée ayant gardé l'habitus du *feldspath* originel : deux surfaces d'accrolement de mâcles sont parfaitement visibles et les trois éléments ont gardé des restes d'extinctions différentes.

Ortho-tonstein α (Westphalien C₁).

L.M. 354 ppd. L.P. \times 65.

FIG. 32. — *Tonstein Maxence. Siège 21 de Courrières. Rec. 042, à 275 m.* Epaisseur 6 cm.

Gros bâtonnet de *kaolinite* beige clair ayant gardé des traces de mâcles du *feldspath* originel.

Ortho-tonstein β (Westphalien C₁).

L.M. 12.905 pll. L.P. \times 35.

FIG. 33. — *Tonstein Zéro. Bassin de la Sarre.* Epaisseur 8 cm.

Gros bâtonnet de *kaolinite* beige clair ayant gardé des traces de mâcles du *feldspath* originel. Petits bâtonnets et fond constitués de *kaolinite* pure.

Ortho-tonstein β (Stéphanien A).

L.M. 12.065 pll. L.P. \times 20.

FIG. 34. — *Equivalent du tonstein Maxence. Hensies (Belgique). S. du Ragoda à 771,5 m.* Epaisseur 7 cm.

Gros bâtonnet de *kaolinite* jaune striée, ayant gardé l'habitus du *feldspath* originel : une trace rectiligne blanchâtre (vers le bas de l'échantillon), perpendiculaire aux stries, souligne une ancienne mâcle.

Ortho-tonstein β (Westphalien C1).

L.M. 13.464 pll. L.P. \times 35.

FIG. 35. — *Intercalaire n° 40. La Mûre, Exploitation de la Motte.* Epaisseur 5 cm.

Nombreux gros vermicules fortement polychroïques d'*illite* (présence de paragonite d'après l'analyse aux rayons X).

Assez nombreux petits *feldspath* (orthoclases) altérés par leur pourtour en substance fortement polychroïque.

Pas de *quartz* macrocristallin, pâte noire (substances humiques).

Les vermicules paraissent issus directement de grandes plages d'altération de *feldspath*, par organisation de la substance polychroïque.

L'altération des *feldspaths* ne pouvant théoriquement pas donner directement de variétés d'*illite*, il y a eu vraisemblablement transformation métamorphique de la *kaolinite* originelle en *illite*.

Méta-tonstein (Stéphanien A).

L.M. 2300 pll. L.P. \times 35.

FIG. 36. — *Intercalaire Couche Inférieure. La Mûre, Prunière Niveau 16, R. 162.* Epaisseur 11 cm.

Très nombreux vermicules fortement polychroïques de *glauconite* (d'après analyse aux rayons X). Plage de *feldspath* laiteux très altéré, se transformant en matière fortement polychroïque, cette dernière s'organisant en vermicules sur les bords de la plage (au centre de la lame). Eclats de *feldspath* en voie d'altération ; la baguette de *feldspath* à 45° à droite du centre de la lame est presque entièrement altérée, seule son extrémité supérieure (éteinte) est encore du *feldspath* ; l'éclat triangulaire de gauche est moins altéré (voir fig. 37).

Pas de *quartz* ; pâte noire (substances humiques). A l'analyse aux rayons X, la raie intense à 3,20 Å des orthoclases apparaît nette et forte mais on ne retrouve pas les raies et bandes secondaires ; ceci indique qu'on se trouve en présence d'orthoclases déjà décomposés ayant conservé seulement la structure fondamentale qui donne la réflexion X principale. D'autre part, la transformation d'orthoclases directement en *glauconite* ne pouvant être admise en principe, on ne peut interpréter l'échantillon que comme un ancien *ortho-tonstein* (d'origine *feldspathique*) ayant subi un commencement de métamorphisme avec transformation de la *kaolinite* en *glauconite* avec apport de Fe.

Méta-tonstein (Stéphanien A).

L.M. 588 ppd. L.P. \times 65.

FIG. 37. — *Intercalaire Couche Inférieure. La Mûre, Prunière niv. 16, B. 162. Détail.*

Fragment triangulaire d'*orthoclase* de la fig. 36, montrant la frange d'altération en substance polychroïque sur tout le pourtour du minéral ; à l'angle inférieur gauche en bas, l'altération a pénétré plus avant dans le feldspath et la matière commence à s'organiser en lamelles qui se sont transformées ultérieurement en *glauconite*.

Contre la face supérieure du triangle de feldspath, masse feldspathique laiteuse très altérée en voie d'organisation lamellaire polychroïque. Dans l'angle gauche, en bas, fragment de feldspath en voie d'altération, aspect légèrement polychroïque.

Pas de *quartz* ; pâte noire (substances humiques).

L.M. ppd. L.P. $\times 20$.

FIG. 38. — *Nerf de Couche 17 de Fontanes. Cévennes, puits Destival. Epaisseur 13 cm.*

Très gros vermicules striés, fortement polychroïques d'un *mixed-layer* constitué d'illite et de montmorillonite (d'après analyse aux rayons X).

Dans l'angle inférieur droit, *feldspath* (*orthoclase*) fortement altéré transformé partiellement, sur le pourtour et dans l'angle supérieur, en matière polychroïque.

Dans l'angle supérieur gauche, gros *feldspath* entièrement altéré en matière polychroïque (il en est de même des restes de petits feldspaths du bas de la lame).

Dans le reste de la lame (et les autres lames faites dans l'échantillon), cette matière polychroïque tend à s'organiser en vermicules de *mixed-layer*. Comme il est peu vraisemblable d'admettre que les feldspaths se soient altérés par illitisation directe, il est probable qu'une action métamorphique ultérieure a transformé la kaolinite en illite (cette dernière, seule, présente avec la montmorillonite en *mixed-layer* d'après l'analyse aux rayons X). Pas de *quartz*.

Méta-tonstein (Stéphanien A).

L.M. 2342 ppl. 1. L.P. $\times 20$.

FIG. 39. — *Intercalaire Grande Couche. Champagnac. Epaisseur 12 cm.*

Masses crypto-cristallines de *kaolinite* avec très rares petits vermicules en voie d'organisation. Pâte brune isotrope.

Crypto-tonstein (Stéphanien B).

L.M. 1512 ppd. L.P. $\times 35$.



Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Nord-Pas-de-Calais

par P. DOLLÉ

(1 fig., 2 Pl.)

Sommaire. - Un nombre élevé d'observations, tant sur des tonstein que sur des grès provenant du Westphalien C du Bassin Nord-Pas-de-Calais, a permis de présenter une hypothèse sur la formation de ces sédiments.

A plusieurs reprises, la succession suivante a pu être observée : Tonstein en intercalaire ou à proximité immédiate d'une veine de houille, épaisseur plus ou moins grande de schiste et apparition d'un micropoudingue.

Il se pourrait donc que le Tonstein matérialise le début d'une phase de volcanisme qui serait suivie d'un mouvement orogénique provoquant un rajeunissement du relief. L'érosion plus active aurait amené dans l'aire de sédimentation des éléments moins évolués dont le dépôt aurait fourni les micropoudingues.

Si on considère seulement la présence des tonstein dans le Bassin Nord-Pas-de-Calais, on constate qu'ils sont très rares dans le Namurien, plus abondants dans le Westphalien A et dans le Westphalien B : GraziellA, JuliA, ColomBE, DanuBE, FaidherBE, MalherBE, ViterBE. Par contre, leur nombre et la variété de leurs types sont beaucoup plus élevés dans le Westphalien C, 18 à 20 tonstein suivant les endroits, de BasiliC à ValenCE.

Nous ne reviendrons pas sur une description complète de chacun de ces niveaux qui, en schématisant à l'extrême, peuvent se réduire à quatre types généraux :

Kaolinite de formes variées : type ConstanCE orthotonstein (1)

Kaolinite à vermicules : type MaxenCE orthotonstein

Kaolinite à boules : type MauriCE stratotonstein

Kaolinite striée : type PatriCE orthotonstein

chacun de ces types s'interpénétrant avec les trois autres pour donner les types secondaires de tonstein connus à travers le Westphalien C.

Si maintenant une schématisation analogue est tentée avec les grès, et en ne considérant que les textures de ces sédiments examinés en lames minces, on peut traduire :

Grès du Namurien : Calibrés, à dominante quartzitique.

Grès du Westphalien A : grains anguleux, mal calibrés, légèrement arkosiques.

Grès du Westphalien B : Fins, mal calibrés, à ciment abondant, et fortement micacés.

Grès du Westphalien C : Grossiers, mal calibrés, mais à grains plus évolués, plus usés, parfois arkosiques ou micacés, et surtout fréquemment à l'état de micropoudingue, si on admet que, indépendamment de la dimension des éléments, un sédiment peut être considéré comme tel, quand il renferme une proportion élevée de grains polygéniques ou pluricristallins arrachés à des roches préexistantes, soit cristallines, soit sédimentaires.

A travers le Groupe d'Hénin-Liétard, l'épaisseur du Westphalien C a été traversée de nombreuses fois, tant en travers banes qu'en sondages, ce qui a permis de multiplier les observations et de constater la constance de certains schémas sédimentologiques sur de grandes surfaces englobant l'étendue de plusieurs Groupes d'exploitation actuels, malgré les redoublements dus à certaines failles. Telle succession de sédiments observée au Groupe de Béthune-Nœux se retrouve identique à elle-même dans les Groupes de Lens, d'Hénin-Liétard, et même dans certains cas dans la partie occidentale du Groupe de Douai.

(1) D'après la classification de M. POURGOZ. *Ann. Soc. Géol. Nord.* Communication du 2-V-1962.

Fragments de la coupe stratigraphique moyenne normale du groupe d'Hénin-Liétard montrant les cycles sédimentologiques entourant les tonstein ULRIC, Talence, Prudence, Maxence

Echelle 1: 500

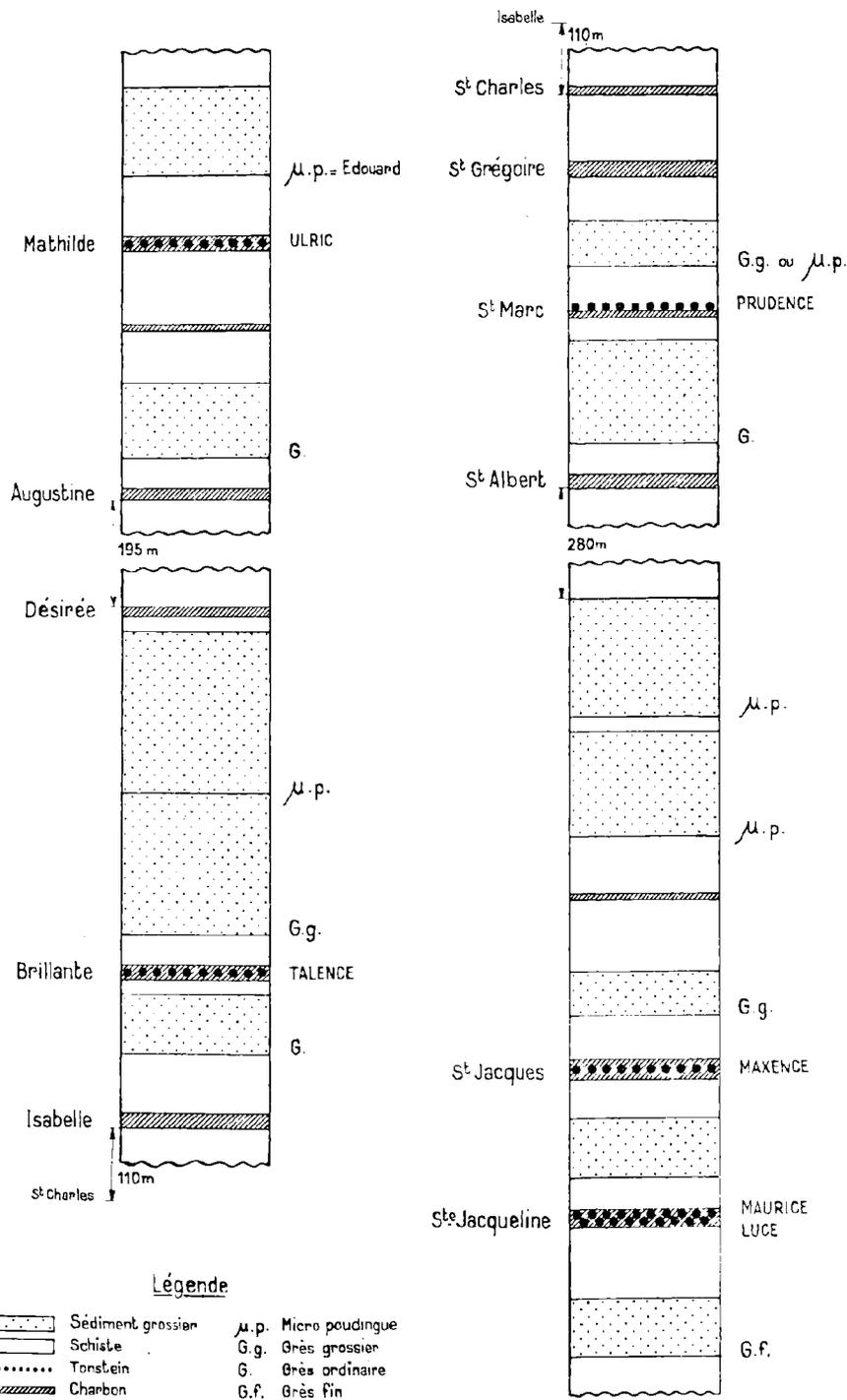
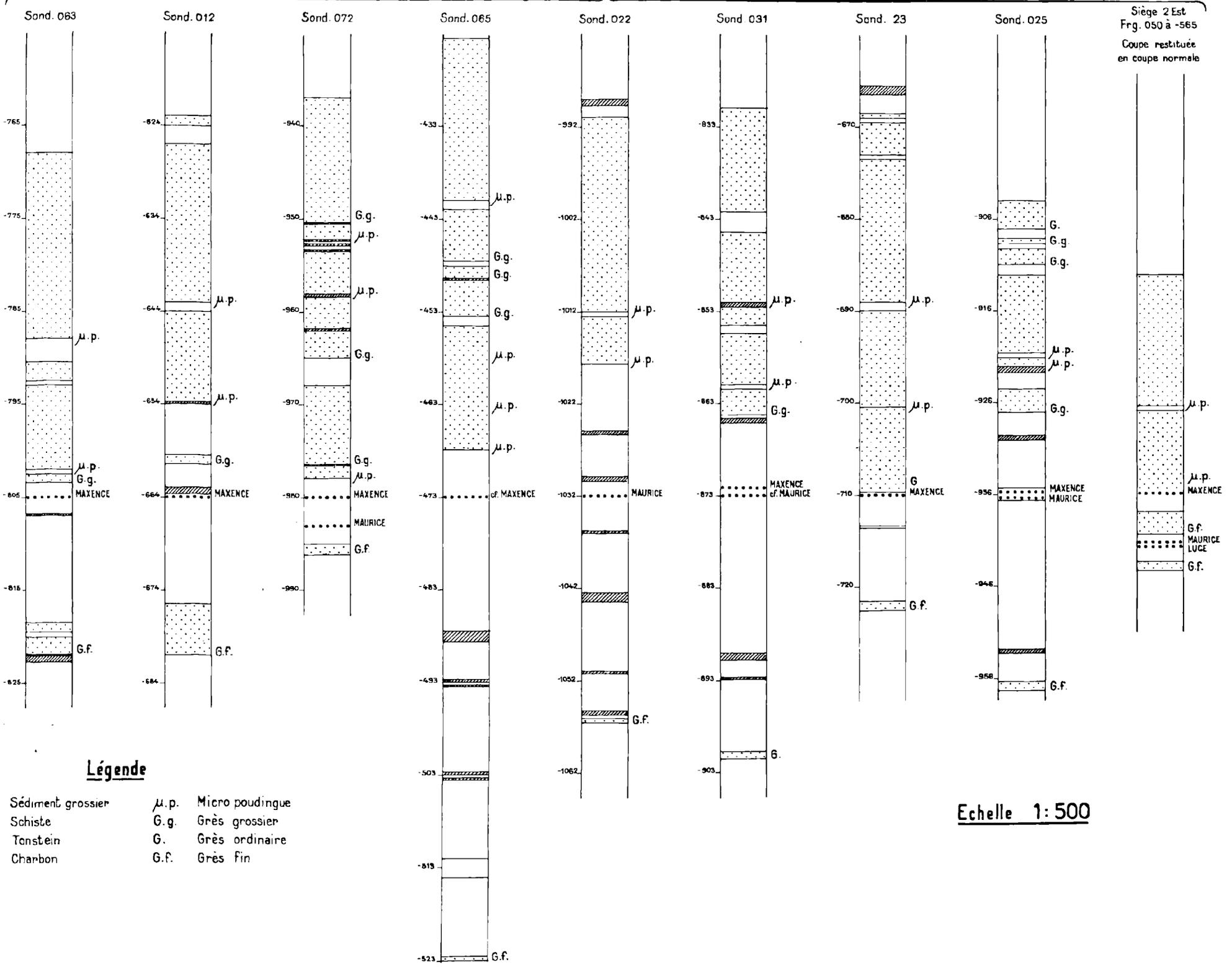
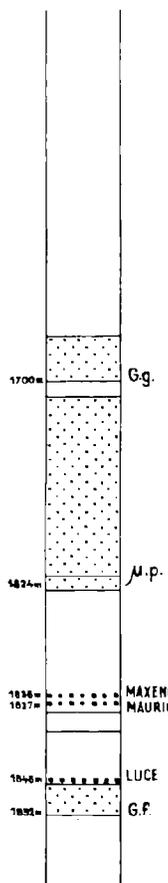


Fig. 1

Coupes stratigraphiques s riees autour du tonstein Maxence

Groupe d'Hénin-Liétard

Lens - Fosse 2
Bow. 2093   -278
Coupe restituée
en coupe normale



Légende

- | | | | |
|--|-------------------|--|----------------------|
| | Sédiment grossier | | μ.p. Micro poudingue |
| | Schiste | | G.g. Grès grossier |
| | Tonstein | | G. Grès ordinaire |
| | Charbon | | G.f. Grès fin |

Echelle 1:500

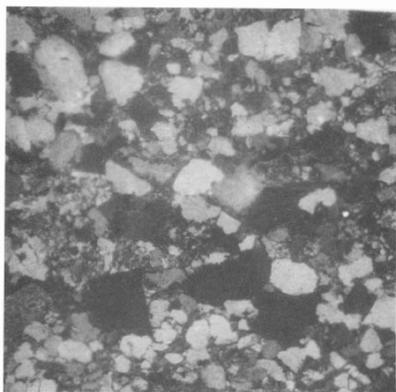


Fig. 1

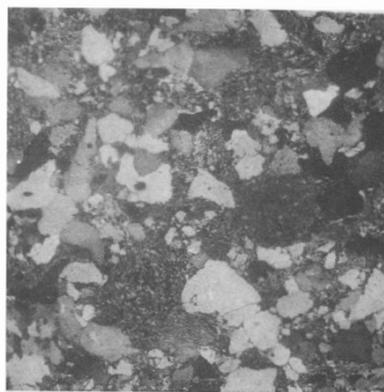


Fig. 5

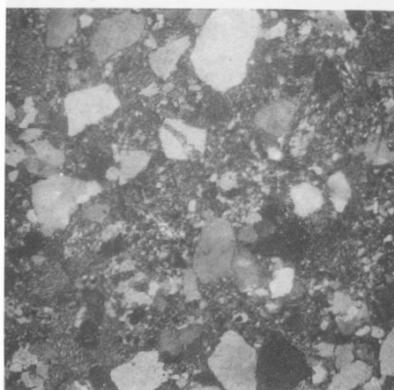


Fig. 2

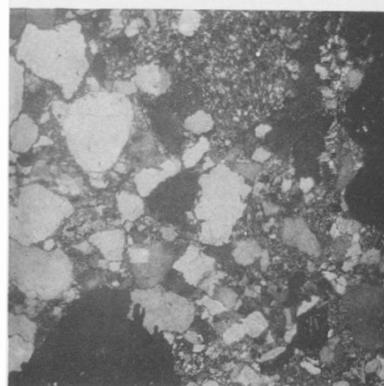


Fig. 6

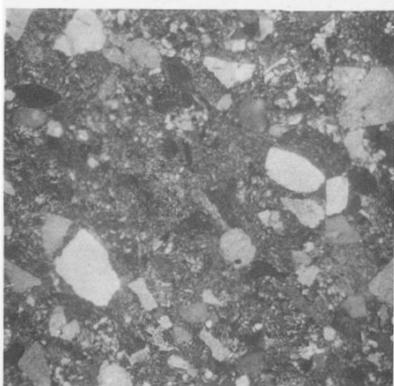


Fig. 3

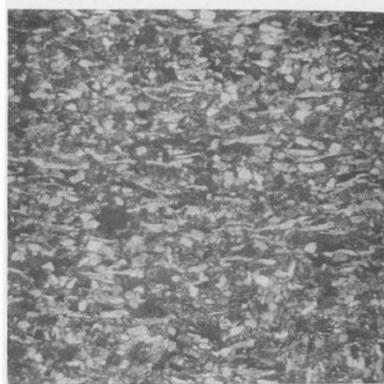


Fig. 7

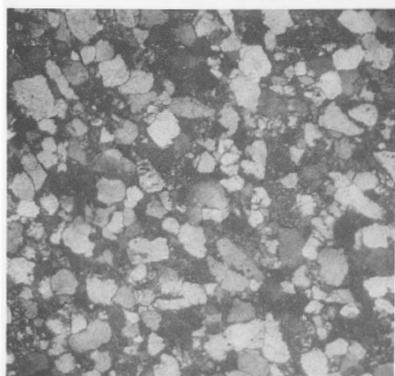


Fig. 4

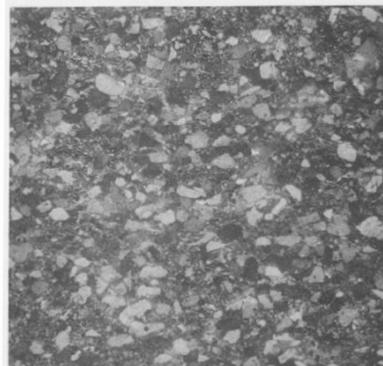


Fig. 8

Nous prendrons comme type de succession sédimentaire ou mieux comme schéma sédimentologique, celui qui est observé au voisinage du tonstein MaxenCE situé environ à 300 mètres au toit du niveau marin de Rimbert, soit aux trois quarts du faisceau de Six Sillons.

Les comparaisons se feraient entre :

- la bowette 2.093, étage — 278 - Siège 2 - Groupe de Lens ;
- 8 sondages du Groupe d'Hénin-Liétard ;
- la bowette 050, étage - 565 - Siège 2 Bis - Groupe d'Hénin-Liétard.

Lens - Siège 2 - Etage — 278 - Bowette 2.093.

Les distances sont mesurées à partir de l'origine de la bowette.

- 1852 m - Banc de 2 m de grès fins calibrés, surmontés à 1848 m d'une mince passée charbonneuse renfermant le tonstein LuCE.
- 1847 m - Banc de 4 m de schistes fins à faune limnique.
- 1836 m - 0,50 m de schistes grossiers.
- 1837 m - *Veine Constant* de 1 m de puissance contenant au toit du sillon inférieur le tonstein MauriCE et au toit du sillon supérieur le tonstein MaxenCE.
- 1834 m - 7 m de schistes micacés renfermant de la faune limnique à la base.
- 1817 m - 0,50 m de schistes grossiers.
- 1815 à 1765 m - Un banc très épais de grès grossiers à faciès micropoudingue à la base avec une petite récurrence schisteuse à 1780 m.

La description des lames minces du grès de 1815 m montre : Micropoudingue à gros éléments de natures diverses, certains de dimensions supérieures à 2 mm, contours irréguliers, le plus souvent arrondis : quartz à extinction roulante, quartzites, schistes grossiers, schistes à ciment carbonaté, feldspaths maclés ou altérés, phtanites à spicules. Ciment peu abondant avec de la calcite secondaire, de la silice recristallisée et de petits amas de kaolinite gris bleuté vermiculée.

H.L. 4 Sud - Sondage 063 - Coordonnées Lambert : 636.07 - 302.95.

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 821,50 - Surmontant une passée charbonneuse, un grès fin, homogène, mal stratifié, bien calibré. Quartz à contours peu anguleux ou arrondis, fréquemment à extinction roulante, craquelée. Rares feldspaths et minéraux lourds. Grains de sidérose et de charbon. Ciment relativement peu abondant réticulé, de teinte rougeâtre dominante, à base de sidérose et d'argile, et contenant de la poussière de quartz.

— 804,50 - Dans une veine. Trois bancs de tonstein séparés chacun par 7 à 8 cm de charbon, et présentant tous trois les mêmes caractères, les rapprochant du type MaxenCE : tonstein à pâte beige brune stratifiée à extinction, quartz détritiques anguleux, très abondante kaolinite macrocristalline jaune vermiculée, fendue longitudinalement, très rare kaolinite nodulaire.

— 802,30 - Grès moyen, mal calibré (0,6-0,1), mal stratifié, quartz à contours peu anguleux ou arrondis, feldspaths maclés ou altérés, très peu de micas, très rares minéraux lourds directement observables, nombreux grains pluricristallins : quartzites, schistes, phtanides. Ciment très abondant argilo-siliceux et carbonaté. Amas de sidérose. Petits amas de kaolinite secondaire.

— 800,90 - Grès irrégulier, légèrement stratifié, mal calibré (0,8-0,1). Quartz à contours géométriques, peu anguleux, le plus souvent à extinction roulante pour les plus grands, irréguliers anguleux pour les plus petits. Quelques feldspaths, micas et minéraux lourds directement observables. Grains pluricristallins : phtanites à spicules, quartzites, schistes, sidérose. Ciment abondant silico-argileux.

— 787,40 - Grès moyen, légèrement stratifié, mal calibré. Quartz à contours irréguliers, anguleux, jointifs par plages, fréquemment à extinction roulante. Feldspaths maclés. Micas peu abondants. Quelques minéraux lourds directement observables. Grains pluricristallins dont quelques phtanites. Grains de sidérose et de charbon. Amas de calcite secondaire. Ciment relativement peu abondant argilo-siliceux et légèrement carbonaté.

H.L. 5 Ouest - Sondage 012 - Coordonnées Lambert : 637.27 - 303.86.

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

— 680,80 - Grès fin à tendance quartziteuse, assez bien calibré. Quartz à contours irréguliers peu anguleux, jointifs ou engrenés. Quelques feldspaths et minéraux lourds.

— 664,00 - Tonstein de 0,05 m d'épaisseur, à pâte brune. Quartz détritiques. Kaolinite abondante macrocristalline jaune et microcristalline nodulaire gris bleuté vermiculée. Caractéristiques du type MaxenCE.

— 660,00 - Grès moyen, mal calibré (0,4-0,15) à la limite du micropoudingue par la présence de nombreux grains arrachés à des roches sédimentaires pré-existantes. Feldspaths maclés. Rares micas et minéraux lourds. Grains de sidérose et de charbon. Ciment abondant argilo-carbonaté à poussière de quartz.

— 652,00 - Micropoudingue à tendance quartzitique constitué par des grains provenant de roches sédimentaires allant du quartz pur au phtanite à spicules, en passant par des grès et des quartzites. Grains en général arrondis, réunis par un peu de ciment silico-argileux à poussière de quartz. Quelques feldspaths. Très rares micas et minéraux lourds directement observables.

*H.L. 4 Sud - Sondage 072 - Coordonnées Lambert :
636.48 - 300.75.*

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 988,30 - Grès fin, stratifié, homogène, mal calibré (0,2-0,05). Quartz à contours peu anguleux, à extinction roulante dominante. Rares feldspaths. Micas interstratifiés, le plus souvent altérés. Quelques minéraux lourds (tourmaline). Amas de sidérose. Ciment abondant, carbonaté siliceux et légèrement argileux.
- 985,40 - Tonstein à pâte sombre avec quelques minuscules quartz détritiques et des nodules interstratifiés de kaolinite cryptocristalline gris bleuté. Montre les caractéristiques du type MaurICE.
- 982,50 - Sédiment fin, à pâte argilo-carbonatée rouge à extinction avec des nodules de pâte silico-argileuse avec micas aciculaires. Quartz détritiques et fragments de kaolinite striée roulée. Rares nodules microcristallins vermiculés. A la limite du tonstein. Stratigraphiquement, à la place de MaxenCE.
- 980,30 - Micropoudingue mal stratifié, mal calibré (0,8-0,1). Quartz arrondis à extinction roulante. Rares feldspaths, micas et minéraux lourds directement observables. Grains polygéniques : microquartzites, rares phtanites. Ciment abondant argilo-carbonaté et siliceux. Grains de charbon et de sidérose.
- 968,80 - Grès moyen, irrégulier, stratifié. Grains de charbon et micas flexueux interstratifiés. Quartz mal équilibrés (0,5-0,05) à contours arrondis et extinction roulante. Quelques feldspaths. Très rares minéraux lourds directement observables. Grains polygéniques. Amas de sidérose. Ciment abondant argilo-siliceux et carbonaté.
- 964,90 - Grès moyen, légèrement stratifié, irrégulier, mal calibré (0,5 - 0,05). Quartz à contours peu anguleux, parfois à inclusions. Peu de feldspaths maclés ou altérés. Nombreux micas interstratifiés, le plus souvent altérés. Très rares minéraux lourds directement observables. Amas de sidérose. Ciment abondant argilo-siliceux et carbonaté enrobant tous les grains. Quelques grains pluricristallins.
- 961,70 - Micropoudingue mal stratifié, mal calibré (3-0,1). Plages à ciment brun carbonaté enrobant tous les grains, à contours arrondis. Grains polygéniques. Galets de sidérose. Rares feldspaths. Micas et minéraux lourds directement observables.
- 952,80 - Micropoudingue arkosique à abondants grains polygéniques plus ou moins roulés. Quartz corrodés à contours irréguliers, à extinction roulante. Plus de 15 % de feldspaths maclés ou altérés. Peu de micas. Très rares minéraux lourds. Grains de quartzites, gneiss, phtanite, sidérose, charbon. Ciment abondant argilo-siliceux et carbonaté enrobant tous les grains.
- 950,50 - Grès grossier, irrégulier, stratifié, mal calibré (0,8-0,1). Quartz à contours irréguliers, corrodés, le plus souvent à extinction roulante. Feldspaths maclés et altérés. Micas interstratifiés. Très rares minéraux lourds. Grains polygéniques et phtanites. Galets mous de schistes argileux et de sidérose. Ciment abondant argilo-siliceux et carbonaté.

*H.L. 21 Nord - Sondage 065 - Coordonnées Lambert :
636.3 - 305.*

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 523,70 - Grès fin calibré (0,20-0,15). Quartz à contours irréguliers arrondis, fréquemment à extinction roulante. Feldspaths. Minéraux lourds. Très rares micas. Grains de sidérose et de charbon. Plages de calcite interstitielle. Tendance quartziteuse par plages. Ailleurs, ciment abondant carbonaté argileux, à poussière de quartz.
- 473,85 - Sédiment fin charbonneux carbonaté, minuscules cristallites de sidérose. Pas de quartz détritiques. Pas de kaolinite directement observable quoique stratigraphiquement à la place de MaxenCE.
- 468,65 - Micropoudingue à galets de roches sédimentaires d'origines diverses : schistes, grès, quartzites, phtanites à spicules. Grains arrondis mal calibrés (1,2-0,2). Quelques feldspaths et micas. Abondant ciment carbonaté, argileux et siliceux à poussière de quartz. Grains de sidérose. Grains de charbon.
- 464,90 - Poudingue à galets de sidérose presque pure, inclus dans une pâte comprenant des quartz anguleux à contours irréguliers mal calibrés (0,6-0,2), des feldspaths maclés et altérés, quelques micas, de rares minéraux lourds, des grains de charbon, de sidérose, de phtanites à spicules et des grains d'origines sédimentaires diverses. Ciment silico-argileux abondant, légèrement carbonaté.
- 458,55 - Poudingue à galets de sidérose de natures diverses, certains montrant des structures végétales bien conservées. Grains à contours arrondis arrachés à des roches sédimentaires, dont des phtanites à spicules. Quartz à extinction roulante. Feldspaths, micas, minéraux lourds. Ciment peu abondant argilo-siliceux à poussière de quartz. Légère tendance quartziteuse par plages.
- 448,75 - Grès assez grossier, mal calibré (0,6-0,1) à ciment abondant argilo-siliceux et carbonaté. Quartz à extinction roulante, arrondis pour les plus gros, anguleux pour les plus petits. Micas, feldspaths et rares minéraux lourds. Grains et amas de sidérose. Grains de charbon. Quelques grains provenant de roches sédimentaires d'origines diverses.
- 446,35 - Grès grossier, légèrement stratifié, mal calibré (0,9-0,1). Quartz à contours polygonaux arrondis, quelquefois à extinction roulante. Feldspaths maclés et altérés. Quelques micas et minéraux lourds. Eléments provenant de roches préexistantes dont des phtanites à spicules. Grains de sidérose et de charbon. Ciment assez abondant carbonaté argileux à poussière de quartz, légèrement charbonneux.
- 437,85 - Micropoudingue stratifié, à galets de roches diverses, mais en général non carbonatées, avec des grains de quartz pur dominant (1,2). Grandes bandes de ciment argilo-carbonaté presque pur séparées par des bandes grossières contenant des galets mal classés. Quartz arrondis, feldspaths, micas, très rares minéraux lourds. Grains de carbonates divers.

*H.L. 4 Sud - Sondage 022 - Coordonnées Lambert:
639.3 - 300.85.*

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 1035,10 - Grès fin, stratifié, assez bien calibré (0,3-0,1). Quartz arrondis ou peu anguleux, très fréquemment à extinction roulante. Assez rares feldspaths maclés ou altérés. Micas flexueux. Quelques minéraux lourds directement observables. Rares grains pluricristallins. Amas de sidérose. Abondante calcite secondaire interstitielle. Ciment argilo-siliceux et carbonaté.
- 1011,00 - Tonstein stratifié à pâte brune, quartz détritiques. Rares éléments de kaolinite macrocristalline jaune vermiculée et brisée. Abondants nodules interstratifiés de kaolinite gris-bleutée micro et cryptocristalline. Présente des caractéristiques du type MauriCE ou LuCE.
- 997,10 - Micropoudingue sans stratification apparente, mal calibré (1-0,1). Quartz à contours irréguliers, mais peu anguleux ou arrondis. Feldspaths maclés ou altérés, Micas flexueux peu abondants. Minéraux lourds très rares. Nombreux grains arrondis pluricristallins : microquartzites, gneiss, schistes, grès, phtanites à spicules, le tout enrobé dans un ciment abondant silico-carbonaté et légèrement argileux.
- 993,30 - Grès moyen irrégulier stratifié, à galets de sidérose de natures et de textures diverses, mal calibré (0,7-0,1). Quartz à contours peu anguleux ou arrondis, parfois à extinction roulante. Feldspaths maclés et altérés. Micas flexueux interstratifiés. Rares minéraux lourds directement observables. Grains pluricristallins de natures diverses. Ciment abondant argilo-carbonaté et siliceux enrobant la presque totalité des grains.

*H.L. 3 Ouest - Sondage 031 - Coordonnées Lambert:
639.8 - 301.85.*

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 925,60 - Grès hétérogène stratifié, mal calibré (0,5-0,1). Quartz à contours irréguliers, mais peu anguleux, fréquemment à extinction roulante. Feldspaths maclés. Micas flexueux. Rares minéraux lourds directement observables. Grains de sidérose et de charbon. Assez fréquents grains pluricristallins. Ciment abondant, carbonaté argileux à poussière de quartz. Quelques amas de quartz et de kaolinite secondaires.
- 901,30 - Grès fin, à la limite du schiste grossier. (Non prélevé en raison de sa finesse).
- 872,90 - Tonstein légèrement stratifié, à pâte brune peu abondante. Quartz détritiques anguleux. Très abondante kaolinite macrocristalline jaune vermiculée plus ou moins brisée. Sans kaolinite nodulaire. Montre les caractéristiques du type MaxenCE.
- 864,90 - Grès moyen, non stratifié, assez bien calibré (0,5-0,2) à texture légèrement réticulée et tendance quartziteuse. Quartz à contours irréguliers, fréquemment jointifs, le plus souvent à extinction

franche. Rares feldspaths, micas et minéraux lourds directement observables. Quelques grains pluricristallins. Amas de sidérose. Ciment peu abondant carbonaté et silico-argileux avec quelques rhomboédres de calcite secondaire.

- 860,90 - Micropoudingue mal stratifié, mal calibré (1,5-0,3). Grains hétérogènes provenant de roches préexistantes diverses dont des phtanites à spicules. Gros galets mous de sidérose. Quartz à contours arrondis, fréquemment à extinction roulante. Feldspaths maclés et altérés. Quelques micas flexueux. Rares minéraux lourds directement observables. Amas de sidérose et de kaolinite secondaires. Ciment argilo-siliceux.
- 852,50 - Micropoudingue à éléments d'origines diverses dont des phtanites. Galets mous de sidérose de natures variées. Quartz mal calibrés (1,3-0,3) à contours arrondis, fréquemment à extinction roulante. Rares feldspaths, micas et minéraux lourds directement observables. Ciment carbonaté peu abondant enrobant la plupart des grains et donnant à l'ensemble une allure réticulée.

*H.L. 6 Sud - Sondage 23 - Coordonnées Lambert:
640.30 - 303.25.*

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 723,00 - Grès fin, mal stratifié, bien calibré (0,2-0,1). Quartz à contours peu anguleux, fréquemment à extinction roulante. Rares feldspaths et micas. Minéraux lourds : zircon. Ciment abondant argilo-siliceux avec de très nombreuses plages de calcite de cristallisation secondaire donnant à l'ensemble une allure de grès calcareux.
- 710,70 - Tonstein à pâte brun-rouge stratifiée à extinction. Nombreux quartz détritiques anguleux. Abondante kaolinite macrocristalline jaune vermiculée. Très rare kaolinite nodulaire. Montre les caractéristiques du type MaxenCE.
- 710,50 - Grès moyen, stratifié, mal calibré (0,7-0,1). Quartz à contours irréguliers mais peu anguleux, fréquemment à extinction roulante. Feldspaths maclés et altérés (8 à 10 %). Micas stratifiés flexueux : muscovite, biotite, chlorite, hydromicas. Minéraux lourds peu abondants : zircon. Quelques grains d'origines diverses : phtanites, quartzites. Amas de quartz microcristallins et de kaolinite vermiculée secondaire. Ciment abondant siliceux et carbonaté. Quelques grains de sidérose.
- 701,00 - Micropoudingue sans stratification, mal calibré (1,3-0,2). Éléments de roches sédimentaires : lydiennes et phtanites à spicules. Quartz à contours arrondis, à extinction roulante. Feldspaths maclés : 8 à 10 %. Très rares micas. Quelques minéraux lourds : zircon, tourmaline. Nombreux galets mous à base de sidérose. Structures végétales conservées. Ciment silico-argileux à poussière de quartz. Très rares amas de kaolinite et de quartz secondaires.
- 688,60 - Micropoudingue mal stratifié, mal calibré (1,2-0,01). Éléments d'origines diverses : quartzites, grès, schistes à ciment carbonaté, phtanites à spicules. Quartz à contours assez anguleux, à

extinction roulante, jointifs par plages (tendance quartziteuse). Feldspaths maclés. Rares micas et minéraux lourds : zircon. Ciment argilo-siliceux, légèrement carbonaté. Amas de kaolinite et de quartz microcristallins secondaires. Galets mous de schistes gréseux à ciment carbonaté.

H.L. 4 Sud - Sondage 025 - Coordonnées Lambert : 640.3 - 301.3.

Les échantillons ont été prélevés aux cotes suivantes :

- 957,60 - Grès fin, irrégulier, stratifié, mal calibré (0,3-0,05). Quartz anguleux fréquemment aciculaires. Rares feldspaths. Micas abondants, interstratifiés, rarement altérés. Très rares minéraux lourds directement observables. Ciment abondant siliceux, argileux carbonaté. Amas de sidérose. Calcite secondaire.
- 936,00 - Tonstein stratifié à pâte abondante rouge à extinction. Quelques quartz détritiques. Nodules abondants de kaolinite gris-bleutée, interstratifiée. Montre les caractères habituels du type MauriCE.
- 935,60 - Tonstein stratifié, à pâte sombre. Nombreux petits quartz détritiques. Très abondante kaolinite macrocristalline jaune. Peu de kaolinite nodulaire. Micas altérés en kaolinite polychroïque à la base. Montre une nette dominante des caractères de MaxenCE.
- 927,00 - Grès fin stratifié, mal calibré (0,1-0,02). Quartz à contours irréguliers anguleux. Rares feldspaths et minéraux lourds. Très nombreux micas (muscovite) aciculaires et interstratifiés, rarement altérés. Ciment très abondant argilo-siliceux et carbonaté : à la limite du schiste grossier.
- 921,00 - Micropoudingue à gros galets de sidérose de natures diverses : 5-20 mm. Grains polygéniques (dont phanites à spicules). Quartz arrondis à extinction roulante. Feldspaths (5 à 6 %). Rares micas. Quelques minéraux lourds. Ciment carbonaté par plages (texture empâtée) - argilo-siliceux à d'autres endroits. Kaolinite secondaire.
- 919,50 - Grès grossier, mal stratifié, mal calibré (1-0,1) à la limite du micropoudingue par la présence de nombreux grains polygéniques à contours arrondis. Quartz peu anguleux, à extinction roulante. Feldspaths (4 à 5 %) de petites dimensions. Rares micas. Quelques minéraux lourds : zircon. Ciment argilo-siliceux et carbonaté. Petits amas de sidérose.
- 913,00 - Grès grossier, mal stratifié, mal calibré (0,8-0,1) à tendance de micropoudingue par la présence de grains polygéniques. Quartz irréguliers, à extinction roulante. Feldspaths (8 à 10 %). Rares micas et minéraux lourds. Ciment abondant argilo-siliceux légèrement carbonaté. Quelques grains de sidérose. Peu de calcite secondaire.

Hénin-Iliétard - Siège 2 Bis Est - Etage 565 - Tnrg 050.

Distances à l'origine de la bowette :

472 m - Grès assez bien calibré. Ciment microcristallin siliceux et carbonaté relativement peu abondant. Feldspaths, micas et minéraux lourds en inclusion dans les grains de quartz.

586 m - Tonstein à pâte sombre à extinction. Abondante kaolinite bien vermiculée. Rares nodules microcristallins. Quartz détritiques anguleux. Montre les caractéristiques habituelles du type MaxenCE.

572 m - Ensemble d'éléments montrant un micropoudingue typique à ciment abondant enrobant des éléments anguleux. Fentes de retrait remplies de quartz secondaire.

Si on considère seulement les coupes des sondages et des travers-bancs (Pl. XI) en prenant comme horizon commun le niveau du tonstein MaxenCE, on constate :

1° Que le premier grès rencontré au mur de ce tonstein ou des trois niveaux MaxenCE, MauriCE, LuCE, quand ils existent, est chaque fois un grès fin calibré, dont la position extrême peut descendre jusqu'à 50 mètres au mur de MaxenCE. (Sondage 065).

2° Qu'entre ce grès et les tonstein précités ne se déposent que des schistes avec parfois quelques passées charbonneuses (Sondage 025 - Sondage 022).

3° Que le tonstein MaxenCE est surmonté à une distance plus ou moins grande par une épaisseur de sédiments gréseux pouvant dépasser 40 m (Sondage 065 - Sondage 23).

Quand ces sédiments gréseux se présentent immédiatement au-dessus du tonstein (Sondage 063 - Sondage 23), on constate que le dépôt commence par un grès grossier contenant relativement peu de grains polygéniques, tandis que, si la base du banc gréseux est plus éloignée de MaxenCE (Bowette 2093 - Sondage 065 - Sondage 022), elle se présente sous la forme d'un micropoudingue riche en éléments roulés provenant de roches préexistantes, le plus souvent issues de formations sédimentaires appartenant au Houiller (galets de sidérose avec structures végétales conservées).

Cette forte épaisseur de sédiments grossiers peut être interrompue passagèrement par des dépôts plus fins ou même par des veinules de houille, mais le retour du sédiment grossier est brutal et se manifeste à chaque fois par un grès grossier ou un poudingue.

On se trouve donc en présence d'un véritable « schéma sédimentologique » caractérisé par des termes se succédant dans un ordre bien défini : grès fins, schistes et charbon, tonstein, grès grossiers ou micropoudingues. Ce n'est pas à propre-

ment parler un cycle sédimentaire, les termes ne succédant pas dans un ordre logique de granoclassement positif ou négatif, ni même suivant un cycle comportant la suite logique des termes.

On ne doit pas prendre non plus ce schéma comme une anomalie locale, mais bien comme un phénomène constant mis en évidence chaque fois que cette série sédimentaire est recoupée, soit par sondage, soit par travers-banes, depuis la plaine de Lens jusqu'en bordure Nord-Est du synclinal de Dorignies, c'est-à-dire sur plus de 15 kilomètres d'Ouest en Est et 5 kilomètres du Sud au Nord.

Enfin, ce phénomène n'est pas particulier à la zone avoisinant le niveau du tonstein MaxenCE. Il se reproduit dans des conditions très voisines à trois autres reprises au cours de l'histoire sédimentologique du Westphalien C du bassin Nord-Pas-de-Calais (fig. 1).

- A) Aux environs du tonstein PrudenCE, situé à 300 mètres environ au-dessus du tonstein MaxenCE, au Groupe d'Hénin-Liétard, on observe :

Veine St-Grégoire.

Schistes.

Grès grossier ou micropoudingue épais de 3 à 5 m.

Schistes (par endroits).

Veine St-Marc avec le tonstein PrudenCE.

Schistes.

Grès fins, d'une puissance moyenne de 8 à 12 m.

Veine St-Albert.

- B) Autour du tonstein TalenCE, situé, toujours au Groupe d'Hénin-Liétard, à 150 mètres au toit de PrudenCE, la succession moyenne est la suivante :

Veine Désirée.

Grès grossier, avec micropoudingue en son milieu, épais de 15 à 20 m.

Schistes, plus ou moins locaux.

Veine Brillante, avec le tonstein TalenCE, servant de limite stratigraphique entre le faisceau d'Ernestine et le faisceau de Dussouich.

Schistes.

Grès bien calibré, de 3 à 5 m d'épaisseur.

Schistes.

Veine Isabelle.

- C) Enfin, autour du tonstein UlriC, à 20 mètres au toit de TalenCE, le schéma sédimentologique devient :

Grès grossier, micropoudingue ou poudingue, de 8 à 10 m d'épaisseur, au Groupe d'Hénin-Liétard, ce niveau étant l'équivalent du poudingue d'Edouard du Groupe de Béthune.

Schistes, plus ou moins locaux.

Veine Mathilde, avec le tonstein UlriC, limite stratigraphique des faisceaux de Dussouich et d'Edouard.

Schistes et passée carbonneuse.

Grès, de 5 à 7 m de puissance.

Veine Augustine.

Ainsi donc, à quatre reprises, on constate que le grès le plus proche précédant le dépôt d'un tonstein est un grès plus ou moins fin, mais bien calibré, pauvre en éléments pluricristallins, donc montrant les caractéristiques d'un sédiment fortement évolué. Par contre, on voit que le ou les grès déposés après ce même tonstein sont grossiers ou même micropoudingues. Ils contiennent, parfois en proportions très élevées, des éléments provenant de roches sédimentaires ou même cristallines ou métamorphiques. Ces éléments, bien reconnaissables, sont incomplètement usés, puisqu'au moment de leur dépôt, leurs constituants n'ont pas encore été totalement dissociés ou altérés.

En conclusion, on peut proposer une hypothèse sur la formation de ce schéma sédimentologique :

Après une période de calme où la subsidence permet l'accumulation de sédiments fins, de charbon, et même de quelques grès, mais ces derniers étant très évolués (classement des grains poussé, rareté des grains pluricristallins), le dépôt des tonsteins serait une première manifestation de volcanisme se traduisant par une pluie de cendres (tonstein MaxenCE). Cette éruption n'étant pas nécessairement située à proximité immédiate de la lagune sédimentaire. Ce volcanisme aurait été accompagné ou même précédé d'un mouvement orogénique ascendant de l'arrière pays constituant l'aire d'alimentation du bassin bouillier.

Il en résulterait un rajeunissement du relief, une modification du profil d'équilibre des cours d'eau, et même, en certains endroits, l'émersion de quelques parties de la lagune. Cet ensemble d'événements aurait provoqué une érosion plus active, une capacité de transport plus grande des affluents du bassin et aussi l'affleurement de certains sédiments encore incomplètement indurés, tels certains schistes à élément carbonaté ; les éboulements des berges seraient devenus plus fréquents, entraînant des modifications dans le tracé desdits affluents.

On observerait alors le dépôt de grès grossiers ou de micropoudingues, avec des éléments non calibrés, peu évolués, contenant des témoins de nombreuses roches tant sédimentaires que cristallines, arrachés à l'aire d'alimentation ainsi rajeu-

nie ; les grès grossiers étant arrivés les premiers dans la lagune alors que l'érosion n'a pas encore fait sentir son plein effet, les micropoudingues ayant suivi alors que les roches du substratum étaient suffisamment dissociées, les éboulements de berges se manifestant par la formation de grès à galets mous et les changements dans le tracé des cours d'eau par le dépôt de grès grossiers à galets de charbon.

Après cette phase d'activité intense, tant dans l'érosion que dans le dépôt, tout rentre progressivement dans l'ordre jusqu'à l'apparition d'un tonstein postérieur où le même processus se représente avec la possibilité de quelques variantes.

Telle est l'hypothèse de relation entre grès, tonstein et micropoudingue que l'observation de nombreux sédiments du houiller a permis d'émettre.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XII

FIG. 1. — H.L. 5 Ouest - Sondage 063 - — 787,40.
L.M. 13 499 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...Grès moyen mal stratifié, avec des grains pluricristallins... ».

FIG. 2. — H.L. 5 Ouest - Sondage 063 - — 800,90.
L.M. 13 718 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...Grès irrégulier, mal calibré... à classer par son hétérogénéité parmi les micropoudingues ».

FIG. 3. — H.L. 5 Ouest - Sondage 063 - — 802,30.
L.M. 13 654 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...moyen, mal calibré. Grains pluricristallins... Ciment très abondant... ».

FIG. 4. — H.L. 5 Ouest - Sondage 063 - — 821,50.
L.M. 13 746 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...Grès fin homogène, calibré... ciment peu abondant... ».

FIG. 5. — H.L. 4 Sud - Sondage 025 - — 919,60.
L.M. 17 177 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...Grès grossier, mal stratifié, mal calibré... grains polygéniques... ciment abondant... ».

FIG. 6. — H.L. 4 Sud - Sondage 025 - — 921.
L.M. 17 180 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...Micropoudingue à grains polygéniques et galets de sidérose. Texture empâtée... ».

FIG. 7. — H.L. 4 Sud - Sondage 025 - — 927.
L.M. 17 186 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...fin stratifié. Très abondants micas. A la limite du schiste grossier... ».

FIG. 8. — H.L. 4 Sud - Sondage 025 - — 957.
L.M. 17 189 - Section perpendiculaire - Lum. Pol. Gross. 20.
« ...fin irrégulier, légèrement stratifié, mal calibré... Ciment abondant... ».

« »

Une nouvelle Aléthoptéridée du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais :
***Lonchopteris dollei* nov. sp. ⁽¹⁾**

par M. BUISINE

(1 fig. - 3 Pl.)

Sommaire. — L'espèce nouvelle *Lonchopteris dollei*, décrite ici, a été découverte au Groupe d'Hénin-Liétard des H.B.N.P.C. par M. P. Dollé. Elle est bien caractérisée par la forme de ses pinnules et par sa nervation. Bien que les anastomoses soient rares, c'est indiscutablement un *Lonchopteris*. On aurait pu la ranger dans le genre *Lonchopteridium* GUTHÖRL, mais on peut se demander si la création de ce nouveau genre est opportune. Ce *Lonchopteris* présente quelques analogies avec d'autres espèces du même genre, et il n'a été trouvé jusqu'à présent qu'en deux points du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais.

Diagnose

Pinnules d'ordre 3 alternes, obliques, d'une longueur maximale de 35 mm, d'une largeur maximale de 6 mm, 3 à 6 fois plus longues que larges, lancéolées, aiguës au sommet et séparées par des sinus aigus mais peu profonds. Pinnules terminales des pennes secondaires étroites et allongées. Pinnules d'ordre 2 lancéolées, très développées, serrées les unes contre les autres. Limbe paraissant épais.

Nervure médiane forte et rectiligne se prolongeant jusqu'au sommet de la pinnule. Nervures latérales peu serrées, bien marquées, flexueuses, divisées 3 ou 4 fois, présentant des anastomoses assez rares et toujours situées dans la bande de limbe voisine du bord de la pinnule. 30 à 35 nervures par centimètre sur le bord du limbe dans les pinnules d'ordre 2, 20 à 30 dans les pinnules d'ordre 3.

Rachis rigides et striés longitudinalement.

Pennes secondaires monopinnées, alternes, obliques, se recouvrant légèrement, de forme lancéolée allongée, aiguës au sommet et 3 ou 4 fois plus longues que larges. Pennes primaires de grande taille, étalées, bipinnées.

I. — Caractères généraux

1. - PINNULES.

Les pinnules d'ordre 3 (Pl. XIV, fig. 1, 2, 3) sont alternes, obliques sur le rachis support et légèrement soudées entre elles à la base. Les dimensions maximales observées sont de 35 mm pour la longueur et 6 ou 7 mm pour la largeur. Le rapport longueur/largeur varie de 3 à 6 suivant que l'on a affaire à des pinnules du sommet ou de la base d'une penne. En général, les pinnules présentent une forme lancéolée et se terminent en pointe au sommet. Le bord supérieur est faiblement contracté à la base, tandis que le bord inférieur est décurrent en formant une courbe régulière, ce qui fait que les pinnules sont séparées par des sinus aigus, mais peu profonds.

Les pinnules terminales des pennes secondaires visibles sur la figure 1, Planche XIV, sont étroites et linéaires, très aiguës au sommet et faiblement lobées à leur base.

Les pinnules d'ordre 2 des pennes primaires monopinnées du sommet de la fronde (Pl. XIII, fig. 1) peuvent être très développées et atteindre 50 mm (et probablement plus) pour la longueur, et 12 à 15 mm pour la largeur. Ces pinnules sont serrées les unes contre les autres, lancéolées et aiguës au sommet comme les pinnules d'ordre 3, mais elles sont plus fortement renflées et leurs bords sont ondulés. Généralement peu soudées entre

(1) C'est Monsieur le Professeur P. COBSIN, à qui j'ai soumis ces échantillons, qui m'a vivement encouragé à en faire la description, et qui m'a conseillé pour celle-ci. Qu'il me permette de lui exprimer ici ma gratitude.



FIG. 1. — *Lonchopteris dollei* nov. sp.

Dessins semi-schématiques montrant le détail de la nervation.

a = Pinnules d'ordre 3 ; b = Fragment d'une grande pinnule d'ordre 2. Gr. = 3.

elles à la base, elles présentent même sur certains échantillons, un aspect neuroptéroïde.

2. - NERVATION.

La nervure médiane, nettement marquée sur la face supérieure par un sillon rectiligne, non décurrente à la base, se prolonge jusqu'au sommet de la pinnule.

En ce qui concerne les nervures latérales, les caractères sont assez différents suivant que l'on considère les pinnules d'ordre 3 ou les pinnules d'ordre 2, ainsi que l'on pourra le constater en comparant les figures 1 et 2 de la Planche XV. Quelques caractères restent constants néanmoins, tels l'allure flexueuse des nervures latérales, toujours divisées plusieurs fois et groupées en faisceaux divergeant largement à partir de la nervure médiane, la présence d'anastomoses assez rares, mais bien visibles, et situées uniquement dans la moitié du limbe voisine du bord de la pinnule. Par contre, les nervures latérales sont plus obliques dans les

pinnules d'ordre 3 (fig. 1, Pl. XV), où elles se divisent moins souvent et sous des angles plus ouverts. Elles sont plus serrées dans les pinnules d'ordre 2 (30 à 35 par centimètre sur le bord du limbe) que dans les pinnules d'ordre 3 (20 à 30 par centimètre). Enfin, dans les pinnules d'ordre 2, la nervation rappelle celle des *Alethopteris*, les nervures latérales étant parallèles vers leur extrémité.

On notera également que sur certains échantillons observés à fort grossissement, les nervures apparaissent sous forme d'un mince sillon bordé de deux très fines côtes.

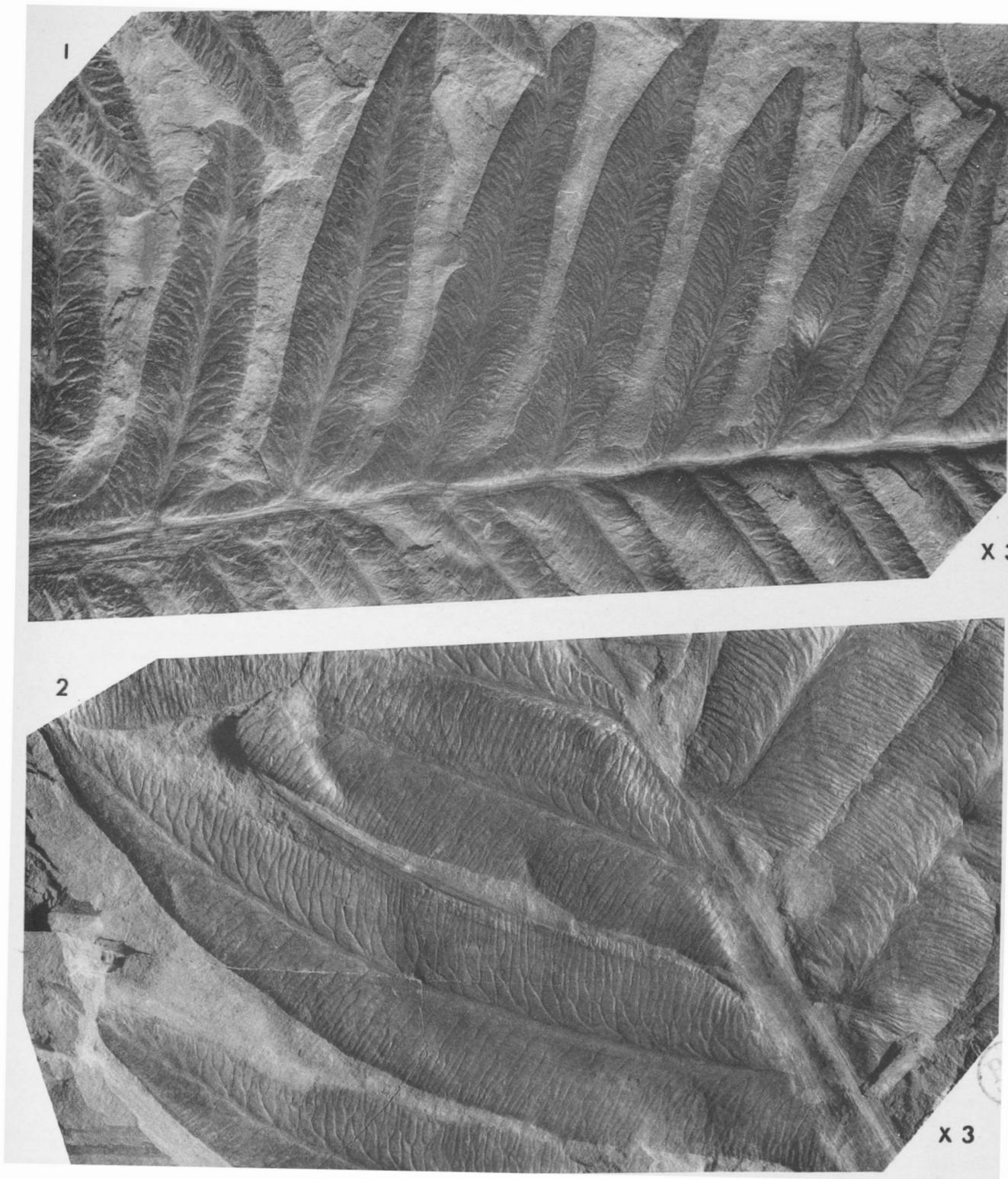
3. - RACHIS.

Les rachis devaient être rigides et assez développés. En effet, le rachis primaire visible sur la fig. 1, Pl. XIII, bien qu'appartenant à la partie terminale de la fronde, est large de 12 mm. Il paraît strié longitudinalement, tout comme le rachis secondaire visible fig. 1, Pl. XIV.



LONCHOPTERIS DOLLEI nov. sp.





I. - PENNES.

Les pennes secondaires, monopinnées, alternes, sont obliques sur le rachis secondaire. Assez espacées, elles se recouvrent très légèrement (Pl. XIV, fig. 1 et 2). Elles sont de forme lancéolée-allongée et se terminent au sommet en une pointe très effilée. Leurs dimensions maximales, dans les échantillons que j'ai étudiés, sont de 15 cm pour la longueur et 5 cm pour la largeur. Le rapport longueur/largeur est de 3 ou 4.

Les pennes primaires, bipinnées dans les régions moyenne et inférieure de la fronde, sont monopinnées au sommet de celle-ci (Pl. XIII, fig. 1). Leur largeur maximale pouvait atteindre 30 cm, leur longueur étant probablement plusieurs fois supérieure.

II. — Remarques sur les échantillons figurés

Les différents échantillons qui sont représentés sur les Planches XIII à XV, ont été récoltés à la Fosse 24 du Groupe d'Hénin-Liétard par Monsieur P. Dollé. Ils sont bien conservés, ce qui est dû, je crois, à la nature coriace du limbe qui paraît épais.

La fig. 1 de la Pl. XIII nous montre un grand échantillon de la région terminale d'une fronde. On remarque que les pennes primaires, monopinnées, ou bipinnatífides à la base, sont perpendiculaires sur le rachis et même légèrement inclinées vers la base dans la partie supérieure. On constate également que la taille des pennes primaires diminue rapidement lorsqu'on approche du sommet de la fronde. Vers le sommet de la figure, on trouve des pinnules d'ordre 2 dont les dimensions et la forme sont identiques à celles des pinnules d'ordre 3. Quant au petit échantillon représenté sur la fig. 2 de la Pl. XIII, il provient de la partie subterminale d'une penna primaire, et nous montre le passage progressif des pennes secondaires monopinnées aux pinnules simples d'ordre 2. On constate que dans les pennes pinnatífides, les pinnules sont plus différenciées du côté supérieur que du côté inférieur, alors que le plus souvent c'est l'inverse qui se produit.

Les fig. 1 et 2 de la Pl. XIV représentent des fragments de pennes primaires semblant provenir de la partie moyenne de celles-ci. Les pennes secondaires et les pinnules sont très bien caractérisées sur ces figures et présentent, à mon avis, la forme typique de cette espèce. On notera par ailleurs,

que l'échantillon de la fig. 2 occupait dans la penna primaire une position plus élevée, étant donné que ses pennes secondaires sont plus courtes et plus serrées, et que les pinnules sont moins développées.

La fig. 3 de la Pl. XIV et les fig. 1 et 2 de la Pl. XV nous montrent des pinnules grossies, afin de mettre en relief les caractères de la nervation. On notera des différences sensibles entre les caractères nervuraires des pinnules d'ordre 3 et ceux des pinnules d'ordre 2.

III. — Remarques sur la position systématique

Bien que dans l'espèce décrite ici les anastomoses soient très rares, je n'ai pas considéré qu'il pouvait s'agir d'un *Alethopteris* présentant des pseudo-anastomoses, tel *Al. davreuxi*, et je n'ai pas hésité pour la ranger parmi les *Lonchopteris*. J'ai défini précédemment (1961) les différences qui existaient entre l'*Al. davreuxi* et les *Lonchopteris*. J'ai écrit notamment, p. 212, que chez *Al. davreuxi* « seules les nervules issues de nervures latérales différentes peuvent se toucher, et lorsqu'elles sont soudées, elles ne se séparent plus ». Or, chez *L. dollei*, on trouve des anastomoses entre ramifications d'un même faisceau nervuraire, et fréquemment, lorsque des nervures voisines se touchent, ce n'est qu'en un seul point.

Récemment, un certain nombre d'espèces à nervation assez lâche et à anastomoses peu nombreuses ont été séparées du genre *Lonchopteris* proprement dit et groupées au sein d'un nouveau genre *Lonchopteridium*. Ce dernier terme a été créé par Gothan (1909) pour désigner une des deux sections du genre *Lonchopteris*, qui étaient : *Eulonchopteris* (espèces à mailles petites et nombreuses) et *Lonchopteridium* (espèces à mailles larges).

C'est donc cette dernière section qui fut élevée au rang de genre par certains auteurs (Guthörl, 1960 ; Wagner, 1961), et c'est indiscutablement dans ce genre que ceux-ci auraient rangé l'espèce *L. dollei*.

Je ne crois pas, pour ma part, à l'opportunité de sectionner le genre *Lonchopteris* BRONGNIART. La création du genre *Lonchopteridium* réduit le genre *Lonchopteris* à quelques espèces, dont la principale est *L. rugosa*, et amène à en exclure, par exemple, *L. eschweiliana*, dont les anastomoses sont cependant nettes et indiscutables, quoique moins fréquentes que chez *L. rugosa*. Les différences entre ces deux espèces, du point de vue

nervuraire, résident uniquement en ce que les nervures sont plus ou moins serrées ou plus ou moins flexueuses, et il n'y a pas plus de différence entre leur nervation qu'entre celles de l'*Al. serli* et l'*Al. davreuxi*, par exemple. Par ailleurs, le fait que les anastomoses ne sont pas régulièrement réparties sur toute la surface des pinnules, ne peut à mes yeux constituer un critère suffisant pour caractériser un genre. Enfin, s'il existe entre les genres *Alethopteris* et *Lonchopteris* des termes de passage dont la détermination est parfois difficile, la création d'un genre intermédiaire pour les désigner ne résoud pas le problème, et a au contraire l'inconvénient de créer deux « zones de passage » au lieu d'une, c'est-à-dire *Alethopteris* à *Lonchopteridium*, et *Lonchopteridium* à *Lonchopteris*. Pour les différentes raisons énoncées ci-dessus, j'ai maintenu le genre *Lonchopteris* dans ses limites larges, et j'y ai rangé l'espèce *L. dollei*.

IV. — Analogies

J'ai résumé ci-dessus les caractères nervuraires qui permettent de distinguer le *L. dollei* des *Alethopteris* et en particulier de l'*Al. davreuxi*.

Parmi les *Lonchopteris* connus dans le Nord de la France, *L. rugosa*, *L. eschweiliana*, *L. petiti* et *L. legrandi* ne peuvent être confondus avec *L. dollei*. Quant au *L. monomakhoffi*, si sa nervation présente quelques analogies, bien que les anastomoses soient plutôt groupées au voisinage de la nervure médiane, il diffère par la forme de ses pinnules qui, quoique mal connues, paraissent plus trapues et parfaitement arrondies au sommet.

Mais, c'est surtout avec une espèce du Limbourg néerlandais, le *Lonchopteridium laxereticulosum* WAGNER, que les échantillons décrits ici présentent

des analogies, au point que j'avais d'abord songé à les attribuer à cette espèce. Mais un examen plus approfondi m'a permis de trouver quelques différences entre ces deux plantes : les pinnules de *L. laxereticulosum* sont plus irrégulières, moins élancées, arrondies au sommet (et non effilées) et séparées par des sinus peu profonds (et non aigus). J'ai constaté également que dans cette espèce la nervation est moins régulière, les nervures étant moins serrées et moins divisées que dans la plante décrite ici.

Ces considérations m'ont amené à créer une espèce nouvelle que je me fais un plaisir de dédier à Monsieur P. Dollé, Ingénieur-Géologue au Groupe d'Hénin-Liétard des H.B.N.P.C., qui a récolté de nombreux échantillons de cette plante, et qui a bien voulu me les confier pour en assurer la description.

V. — Gisement

Outre les échantillons types récoltés à Hénin-Liétard, cette espèce vient également d'être découverte à Valenciennes par Monsieur J. Chalard, Ingénieur-Géologue. Ceci porte à deux le nombre de gisements connus à présent.

- Groupe d'Hénin-Liétard - Courrières, Fosse n° 24 - Toit de la veine Victor - Assise d'Anzin - Milieu du faisceau de Meunière.
- Groupe de Valenciennes - Fosse Cuvinot 1^{re} S^{1a} Couch^t N^d, Et. 420, à 787 m - Assise d'Anzin - Faisceau de Pouilleuse.

Si cette espèce est trop peu connue pour qu'on puisse tirer une conclusion quant à son extension verticale, on remarquera néanmoins que les deux gisements ci-dessus appartiennent à des niveaux stratigraphiques voisins.

BIBLIOGRAPHIE

- BERTRAND P. (1932). — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. I. - Flore fossile - 2^e fasc. : Aléthoptéridées. *Et. des gîtes minéraux de la France*.
- BUISINE M. (1961). — Les Aléthoptéridées du Nord de la France. *Etudes géologiques pour l'Atlas de topographie souterraine publiées par le Service Géologique des H.B.N.P.C.* I. - Flore fossile, 4^e fasc.
- GOTHAN W. (in POTONIÉ) (1909). — *Abbild. und Beschr. foss. Pfl. reste* - Lief VI, n° 117. *K. Preuss. Geol. Landes., Berlin*.
- GUTHÖRL P. (1960). — *Über Lonchopteridium GOTHAN aus dem Saarkarbon, Paläont. Zeitsch.* 34, 1, p. 16.
- WAGNER R.H. (1961). — *Some Alethopterideae from the South Limburg Coalfield. Mededel. van de geol. Sticht., Nieuwe Serie, n° 14, p. 5 à 13.*

EXPLICATION DES PLANCHES

Les échantillons figurés dans les différentes planches ont été photographiés au Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lille par Monsieur A. LEBLANC.

Lonchopteris dollei nov. sp.

— PLANCHE XIII —

FIG. 1. — Région subterminale d'une fronde - Gr. nat.

A - Partie représentée grossie, fig. 2, Pl. XV.

Le rachis primaire R₁ est large et rectiligne. Les pennes primaires, monopinnées ou bipinnatifides, sont insérées perpendiculairement sur le rachis principal et elles se recouvrent largement.

Négatif de la face inférieure.

FIG. 2. — Fragment d'une extrémité de penne primaire. Gr. nat.

On voit ici la région d'une penne primaire bipinnée où les pennes secondaires monopinnées passent insensiblement à des pinnules simples d'ordre 2.

Négatif de la face inférieure.

— PLANCHE XIV —

FIG. 1. — Portion d'une penne primaire - Gr. nat.

A - Partie représentée grossie, fig. 1, Pl. XV.

Les pennes secondaires, élancées, assez serrées, sont obliques sur le rachis principal R₁. Les pinnules terminales *pt* sont étroites et allongées.

Négatif de la face inférieure.

FIG. 2. — Fragment d'une penne primaire - Gr. nat.

Cet échantillon nous montre une partie de penne primaire plus proche du sommet que celle représentée fig. 1, même planche: pennes secondaires plus rapprochées, pinnules plus courtes et plus serrées.

Positif de la face inférieure.

FIG. 3. — Fragment de penne secondaire - Gr. = 3.

Cette figure met en évidence la forme des pinnules et les caractères de la nervation, irrégulièrement anastomosée.

Négatif de la face supérieure.

— PLANCHE XV —

FIG. 1. — Partie A de la fig. 1, Pl. XIV - Gr. = 3.

Les pinnules d'ordre 3 sont ici étroites et lancéolées, aiguës, largement séparées les unes des autres.

FIG. 2. — Partie A de la fig. 1, Pl. XIII - Gr. = 3.

Ce sont ici des pinnules d'ordre 2, provenant du sommet d'une fronde, qui sont représentées. Elles sont très développées, assez serrées, et la nervation diffère sensiblement de celle observée sur la figure précédente.

Origine des différents échantillons figurés :

— Groupe d'Hénin-Liétard :

Fosse 24 de Courrières - 370 Ampcv de la veine Victor.
Westphalien.

Assise d'Anzin - Faisceau de Meunière.

Collection du Service Géologique Central des H.B.N.P.C.

«»

La liaison France-Angleterre : Tunnel ou Pont

par Antoine BONTE

Le projet de liaison France-Angleterre, qui a connu de nombreuses vicissitudes, semble maintenant sur le point d'aboutir.

Plusieurs solutions ont été envisagées : tunnel foré, tunnel immergé, tunnel immergé et pont, pont. La solution Tunnel, la plus ancienne, a longtemps été considérée comme la plus sérieuse au point que toutes les études ont paru sous le titre « Tunnel sous la Manche » ; mais, actuellement, certains Techniciens seraient plus favorables à la solution Pont, malgré un coût apparemment plus élevé.

Il n'est pas dans mon intention d'exposer et encore moins de discuter les différents projets du point de vue technique ; je voudrais simplement comparer les deux types, tunnel foré ou pont, sous l'angle géologique.

I. — LE PROJET TUNNEL

La structure géologique du Déroit a conduit, dès le début, à proposer deux tracés : le tracé direct ou tracé kimméridgien (Folkestone - Gris-Nez) ; le tracé cénomanien (Douvres - Sangatte). Malgré sa plus grande longueur, le tracé cénomanien a paru préférable pour la facilité du creusement et surtout en raison de l'épaisseur plus grande de l'assise géologique (65 à 75 m) où serait foré ce tunnel, ce qui autorise une certaine distorsion des couches sans amener de modification au cours de l'exécution.

La craie cénomanienne n'est pas absolument étanche. Des mesures ont été faites : les venues d'eau sont plus importantes du côté français que du côté anglais ; elles ont été calculées de plusieurs façons, dans des ouvrages captants et dans les galeries d'essai. Les ingénieurs admettent l'évacuation d'un débit de 500 l/sec et même la possibilité de rencontrer des sources isolées de 500 l/sec ; ils sont assez optimistes, car ils estiment que l'injection à l'avancement limitera les venues d'eau.

A la suite des nombreuses prospections réalisées à ce jour, la continuité des couches paraît assurée,

au moins au stade de l'avant-projet. En réalité, on ne sait pas très bien comment se comportera la craie entre le littoral français et le littoral anglais.

Dans les falaises du Blanc-Nez, seule partie observable, la structure de la craie semble assez simple, malgré quelques cassures à faible rejet ; mais peut-on assurer que, vers l'Ouest, le calme relatif de la côte française se poursuivra jusqu'à la côte anglaise.

1° On sait, en effet, que dans l'Artois, suivant la direction des accidents majeurs du Boulonnais, la même craie est affectée par les *failles longitudinales* très importantes, dont le rejet dépasse parfois 100 m. Plus au Nord, des études récentes ont montré que cette structure faillée se développait sous la plaine flamande, ce qui pourrait rendre compte de la disparition brusque de la craie à Sangatte, en bordure de la plaine maritime.

Ces failles longitudinales ne sont pas simples ; résultat d'effondrements directionnels, elles affectent la disposition de languettes en forme de coins très allongés, tant dans le plan horizontal que dans le plan vertical. Elles sont d'autant plus dangereuses qu'elles ne perturbent pas la continuité d'ensemble, car les rejets qu'elles introduisent sont faibles, et leur largeur n'excède pas quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au maximum.

2° A côté des failles longitudinales, de direction artésienne, il existe des *accidents transversaux*, orientés NNE-SSW, dont le rejet a probablement une composante horizontale non négligeable, car ils apparaissent beaucoup mieux dans le socle primaire, où les pendages sont très accusés, que dans le Crétacé horizontal. On peut penser que des accidents de ce type, impossibles à déceler en prospection sous-marine, ne sont pas tout à fait étrangers à la constitution du déroit.

Les failles longitudinales ou transversales, de tels accidents s'accompagnent toujours d'une fracturation secondaire qui augmente considérablement la perméabilité des couches constitutives. S'ils traver-

saient le profil envisagé, il faudrait compter non seulement sur des venues d'eau importantes à partir de la surface, mais aussi sur une poussée des Sables verts sous-jacents, en charge sous une Argile du Gault relativement peu épaisse (10 m environ).

Malheureusement, dans le cas d'un tunnel sous-marin, on ne peut pousser la recherche directe aussi loin que pour les travaux normaux de Génie Civil. Des prospections détaillées sont encore prévues sur le trajet définitif, quand celui-ci sera arrêté; même alors, il faudra se contenter d'approximations, car aucune méthode de prospection géophysique ne semble capable de déceler de tels accidents à faible rejet.

En résumé, si la structure d'ensemble paraît relativement simple, il est possible que la réalisation réserve quelques difficultés. Les techniciens s'y attendent bien et, pour y remédier, ils prévoient de nombreux sondages à l'avancement et l'injection systématique de toutes les fissures par un mélange argile-ciment-craie, de manière à reconstituer un matériau identique au terrain naturel.

II. — LE PROJET PONT

Préconisé par certains techniciens, il a l'inconvénient d'être beaucoup plus coûteux au départ; mais, il importe de le préciser, pour une capacité de trafic bien supérieure.

En contre-partie, il semble beaucoup plus sûr du point de vue géologique. Le substratum rocheux affleure largement; de toute façon, les dépôts récents eux-mêmes ne doivent pas poser de graves problèmes de fondations, pour des piles que l'on peut dimensionner en toute liberté.

III. — COMPARAISON DES DEUX PROJETS

La solution Tunnel présente, du point de vue géologique, une simplicité apparente; mais on ne peut écarter à priori le risque de difficultés cachées, difficultés qui seront peut-être surmontables avec les techniques modernes, mais à quel prix?

Pour la solution Pont, le coût de l'opération apparaît plus élevé au départ, car on est obligé de prévoir d'emblée un ouvrage définitif à grand trafic; mais les conditions géologiques sont pratiquement indifférentes et toutes les difficultés de réalisation sont aisément surmontables. Ajoutons qu'en prévoyant des fondations suffisantes, il serait possible d'augmenter encore le nombre de voies du pont, le cas échéant, alors que la solution Tunnel imposerait un nouvel ouvrage.

Finalement la solution la plus coûteuse sera peut-être la plus économique.

On a invoqué contre le Pont le danger des brouillards; mais ceux-ci existent également sur les routes terrestres. D'ailleurs on peut penser que, dans quelques années, on trouvera bien un remède efficace qui, même coûteux, serait rentable sur un trajet linéaire.

Enfin, du point de vue psychologique, beaucoup de voyageurs, qui utiliseraient sans appréhension un tunnel normal, hésiteront à emprunter un tunnel sous-marin d'une telle longueur (52 km). Indépendamment du phénomène de claustrophobie et du danger de la pollution atmosphérique, on ne pourra enlever à nombre d'utilisateurs la hantise de l'irruption des eaux, malgré toutes les précautions qui auront été prises contre les incidents.



Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique)

par Michèle CARO-MONIEZ (1)

(2 Pl.)

Sommaire. — Au cours de l'étude du Dévonien du sondage de Tournai, ce niveau daté famennien par macrofaune s'est révélé intéressant à étudier qualitativement, pour la richesse et la diversité des formes rencontrées. Parmi ces formes, 27 espèces sont décrites, réparties en 7 genres. 10 espèces nouvelles sont créées.

Cette microflore possède des caractères évolués qui la distinguent nettement des formes assez primitives (*Archeotriletes*) observées dans le Frasnien du même puits.

MODE D'ATTAQUE

L'échantillon que nous étudions ici est un schiste noir, doux, fossilifère, prélevé à la profondeur de 315 mètres, dans le Famennien du sondage de l'Asile d'Aliénés (2) (Fa2c de l'échelle stratigraphique belge, correspondant aux couches d'Eviex). Monsieur R. Legrand note la présence de petits Lamellibranches dulcicoles (*Anthraconaiia*), de *Spirorbis*, et considère ce faciès comme lacustre.

Nous décrirons rapidement les grandes lignes de l'attaque standard utilisée pour la désagrégation de la roche.

15 gr de roche, après broyage et tamisage, subissent un ramollissement, un délitage avec l'acide nitrique dilué, pendant deux heures (150 cc H₂O + 100 cc NO₃H). Après un lavage d'une heure, la plus forte réaction a lieu à l'acide fluorhydrique (qui élimine les silicates), additionné d'eau oxygénée, oxydant des composés organiques (80 cc H₂O₂ + 160 cc FH) (30 mn). Suivent deux lavages d'une heure, puis une deuxième attaque à l'acide nitrique (double du résidu), qui finit de détruire la matière organique inutile. Trois lavages successifs permettent d'obtenir un résidu prêt à être mis en tube pour la séparation. Il subira plusieurs passages à la centrifugeuse, dont un avec du chlorure de zinc de densité 2,2 qui permettra

de recueillir les particules organiques, en surface, alors que la partie minérale lourde, plus dense que 2,2, tombera au fond du tube. Après lavages, ces restes organiques seront montés entre lame et lamelle dans la gélatine glycéinée, prêts pour l'observation microscopique.

ETUDE QUALITATIVE

Remarque :

Il est assez délicat de s'attacher à une classification et de la suivre complètement. Le travail le plus important sur les spores du Dévonien a été effectué par S.N. Naoumova. C'est donc cet ouvrage qui a été utilisé le plus fréquemment pour les déterminations. Mais la classification de R. Potonié reste la plus complète. Nous avons donc décidé de garder le cadre de cette classification, en utilisant néanmoins la terminologie Naoumova, mais aussi en essayant, dans la mesure du possible, d'établir des synonymies entre les deux nomenclatures. Certains cas restent pourtant litigieux : ils appelleront quelques remarques au cours de la description des espèces.

Description :

Anteturma SPORITES
Turma TRILETES
Subturma AZONOTRILETES
Infraturma LAEVIGATI

Retusotriletes verrucosus n. sp. Holotype T. 56 b : 32/18.
Paratype T. 56 a : 11/14 — Pl. XVI, fig. 1-2.

Spore ronde de 65 à 70 μ de diamètre. Le rayon de la marque trilète représente les 2/3 de celui de la spore,

(1) Stagiaire de Recherches au C.N.R.S.

(2) Je remercie le Service Géologique de Belgique ainsi que Monsieur F. STOCKMANS, de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Bruxelles, d'avoir bien voulu me fournir les échantillons de ce sondage.

Les branches de l'Y délimitent, avec les « curvaturae », trois areas ou surfaces de contact bien marquées.

L'exine est couverte de petites verrues ou tubercules étroitement serrés.

Retusotriletes communis NAOUMOVA. T. 56 b : 2/7.

Pl. XVI, fig. 3.

Petite spore ronde de 40 à 45 μ de diamètre. L'exine est compacte, très finement chagrinée à granuleuse, légèrement épaissie à la périphérie. Les laesurae de la marque trilète sont fines, un peu moindres que le rayon de la spore. Les surfaces de contact, moins soulignées par les « curvaturae » que chez l'espèce *R. verrucosus*, sont encore bien visibles.

Retusotriletes cf. *pychovii* NAOUMOVA. T. 56 a : 11/5.

Pl. XVI, fig. 4.

Spore ronde, de 60 μ de diamètre. L'exine est compacte et lisse. Le bord de la spore présente un épaississement qui se marque également dans les curvaturae reliant les branches de la marque trilète. Celles-ci n'atteignent pas le bord équatorial mais sont à peu près égales à la moitié du rayon de la spore. Cette forme est très proche du *R. pychovii* NAOUMOVA mais en diffère légèrement par sa taille un peu plus grande.

Granulatisporites cf. *frustulentus* BALME et HASSELL.

T. 56 b : 38/12 — Pl. XVI, fig. 5.

Spore ronde de 40 μ de diamètre. L'exine s'épaissit en un anneau très étroit à la périphérie. La marque trilète est fine, elle s'étend approximativement à la moitié du rayon de la spore. L'ensemble de la spore est couvert de fins granules. Cette espèce se rapproche du *Lophotriletes rugosus* NAOUMOVA : cependant, les granules sont trop fins pour que l'on puisse classer cette forme dans le genre *Lophotriletes*, au sens NAOUMOVA. Il faut aussi noter que la marque trilète est ici un peu plus courte que chez l'espèce décrite par Balme et Hassell.

Granulatisporites (Trachytriletes) cf. *lasius* NAOUMOVA.

T. 56 b : 15/13 — Pl. XVI, fig. 6.

Spore ronde de 44 μ de diamètre, à exine fine, parfois plissée et très finement granuleuse. Les laesurae atteignent le bord équatorial. Cette forme ne diffère de l'holotype que par une taille un peu plus faible. Elle est largement développée au Famennien et au Carbonifère.

Granulatisporites (Trachytriletes) *minor*. NAOUMOVA.

T. 56 a : 3/56 — Pl. XVI, fig. 7.

Petite spore ronde (34 μ), jaune clair, à exine chagrinée et très finement granuleuse. La fente trilète est simple ; le rayon est un peu moindre que celui du corps de la spore.

Granulatisporites (Trachytriletes) *uniformis* NAOUMOVA.

T. 56 a : 61/13 — Pl. XVI, fig. 8.

Spore ronde dont le bord de l'exine est légèrement épaissi, de 36 μ de diamètre. L'ensemble est finement granuleux. La marque trilète est relativement épaisse, avec un labre bien marqué ; elle atteint le bord équatorial de la spore.

Infraturma APICULATI

Lophotriletes semilucensis NAOUMOVA. T. 56 a : 15/47.

Pl. XVI, fig. 10.

Spore de taille moyenne (44 μ), à exine couverte de petits tubercules très serrés, à extrémité émoussée, donnant parfois un aspect crénelé au contour de la spore. La marque trilète est très petite et possède des branches inégales dont la longueur varie entre le tiers et la moitié du rayon de la spore.

Lophotriletes induratus n. sp. T. 56 a : 52/14.

Pl. XVI, fig. 9.

Spore ronde de 46 μ en moyenne, à exine chagrinée, plissée, épaissie à la périphérie, et couverte de petits tubercules ronds, serrés. Les laesurae, très fines, atteignent le bord équatorial. La particularité de cette espèce réside dans le fait suivant : l'exine s'épaissit fortement au pôle proximal, s'élargit, à partir de l'apex, en une aire triangulaire qui émet trois digitations le long des fentes de la marque trilète. Cet épaississement se traduit par la formation d'une zone plus sombre nettement visible.

Acanthotriletes acutus n. sp. T. 56 b : 8/21.

Pl. XVI, fig. 11.

Spore triangulaire à angles plus ou moins arrondis. La fente trilète est simple, de rayon égal à celui de la spore, présentant un labre élargi dans sa partie médiane. L'exine présente un fort épaississement à la périphérie, large de 4 à 6 μ . L'ensemble de la spore est couvert de longues épines acérées, étroites à la base, à allure d'aiguillons. Nombreuses dans la zone équatoriale, elles se raréfient au pôle proximal. Leur taille atteint 8 à 10 μ maximum. Entre les épines, l'exine est chagrinée ou très finement granuleuse. L'envergure totale de la spore est d'environ 60 à 65 μ .

Acanthotriletes bellicus n. sp. T. 56 b : 4/26.

Pl. XVI, fig. 12.

Spore triangulaire à angles arrondis, claire, d'envergure atteignant 60 μ environ. La fente trilète n'est pas toujours facile à distinguer entre les épines car elle est très fine. L'exine est couverte de piquants très forts, trapus, larges à la base, mais à extrémité acérée, parfois légèrement recourbée : ils atteignent 6 à 8 μ et sont répartis régulièrement sur toute la spore. Entre les épines, l'exine présente un aspect très fortement granuleux.

Acanthotriletes loricatedus n. sp. T. 56 a : 43/15.

Pl. XVI, fig. 13.

Spore triangulaire à arrondie, à exine compacte présentant un fort épaississement périphérique, couverte d'épines. Ces épines, assez nombreuses et espacées régulièrement à l'équateur, se raréfient et disparaissent même au pôle proximal. Elles sont courtes (3 à 4 μ), à base élargie ou au contraire assez filiformes. L'exine est lisse entre les épines. La fente trilète est nette mais fine ; elle atteint l'épaississement équatorial. L'envergure de la spore varie de 52 à 58 μ .

Acanthotriletes innoxius n. sp. T. 56 b : 18/8.

Pl. XVI, fig. 14.

Spore ronde de 46μ de diamètre, légèrement épineuse. Ces épines sont courtes (1 à 2μ), trapues, assez espacées (6 à 8μ d'écart), mais plus nombreuses à l'équateur qu'au pôle proximal. Entre les épines, l'exine est granuleuse. La marque trilète est épaisse, légèrement sinueuse, et n'atteint pas tout à fait le bord équatorial de la spore.

Acanthotriletes famenensis NAOUMOVA. T. 56 b : 36/9 et 10/1 - T. 56 a : 58/2 — Pl. XVI, fig. 15-16-17.

Spore ovale ou en triangle arrondi. L'exine est très épaisse à la périphérie, couverte d'épines émoussées, tuberculeuses, donnant un contour faiblement denticulé à la spore. Très petite (20 à 30μ), elle possède une marque trilète plus ou moins visible selon les spécimens, mais égale au rayon de la spore. Elle est caractéristique de la base du Famennien.

Turma ZONALES

Subturma ZONOTRILETES

Infraturma CINGULATI

REMARQUE :

Voulant respecter la classification la plus récente de R. Potonié (1960), nous placerons ici les genres *Stenozonotriletes* et *Archeozonotriletes*. Cependant, il nous paraît bon de signaler que, pour S.N. Naoumova, le genre *Archeozonotriletes* prend place dans l'*Infraturma* Zonati.

DESCRIPTION :

Archeozonotriletes famenensis NAOUMOVA. T. 56 a : 18/30. Pl. XVI, fig. 18.

Spore triangulaire à arrondie, de 40 à 50μ de diamètre. Le cingulum est compact, légèrement épineux et denticulé. Le corps de la spore est couvert de gros tubercules assez espacés. Le cingulum paraît légèrement décollé du corps central, mais il est possible d'attribuer cette zone plus claire à un amincissement local. La fente trilète est simple ; les laesurae, assez fines, atteignent le bord du cingulum.

Archeozonotriletes fenestratus n. sp. T. 56 b : 18/19. Pl. XVI, fig. 19.

Spore ronde de taille relativement faible (32μ). Le cingulum est étroit (5 à 6μ), légèrement épaissi à la périphérie. L'ensemble est couvert par un réseau à fortes mailles, délimitant des espaces de 2 sur 3μ entre les muri. La fente triradiée est difficile à distinguer.

Archeozonotriletes microreticulatus n. sp. T. 56 a : 54/1. Pl. XVI, fig. 20.

Forme voisine de la précédente : c'est une spore ovale, à cingulum étroit (5μ), dont la marque trilète n'est pas toujours visible. L'ensemble de la spore est couverte par un très fin réticulum dont les mailles ne dépassent pas $1,5 \mu$.

Archeozonotriletes cf. *echinatus* NAOUMOVA. T. 56 a : 54/1. Pl. XVI, fig. 21.

Spore ronde à triangulaire, dont le corps central et la zone sont couverts de petites épines étroitement serrées. Cette forme est très proche du spécimen cité

par Naoumova. Cependant, une restriction est à faire : il semble que la zone représente, non pas un cingulum, mais une partie de la périspore, sac enveloppant le corps central. Dans ce cas, il ne s'agirait plus d'*Archeotriletes echinatus*, mais d'un *Hymenozonotriletes* sp., qui serait à classer dans l'*Infraturma* Zonati.

Nous la publions donc à cette place avec beaucoup de réserves, sans pouvoir, pour le moment, trouver une solution valable.

Notons que la spore a une dimension de 48μ avec une zone variant de 8 à 10μ environ.

Stenozonotriletes simplex NAOUMOVA. T. 56 a : 54/4.

Pl. XVII, fig. 2.

Spore à contour triangulaire de 30 à 40μ de diamètre, à facettes un peu renflées. L'exine est finement chagrinée, parfois plissée. Le cingulum se présente en un anneau étroit, à bords égaux, large d'environ 3 à 4μ . La fente trilète est simple, souvent ouverte. Ses branches sont presque égales au rayon de la spore.

Infraturma ZONATI

Hymenozonotriletes sp. T. 56 a : 14/50.

Pl. XVII, fig. 1.

C'est une spore de grande taille (115 à 120μ), triangulaire à arrondie. La fente trilète est bien visible, rectiligne ou légèrement courbe. Un léger élargissement se remarque de chaque côté des commissures. La périspore est légèrement excentrique par rapport au corps central. La frange équatoriale est rugueuse, chagrinée, puis transparente à la périphérie.

Cette forme a été décrite par Balme et Hassell dans le Dévonien supérieur de l'Australie sous le nom de *Cirra triradites* ? sp. En fait, ces auteurs tendaient à rapprocher cette forme du *Cirratriradites saturni* ИБРАИМ. Or, cette spore possède tous les caractères permettant de la classer dans le genre *Hymenozonotriletes* NAOUMOVA. En l'absence de précisions supplémentaires, nous nous contenterons de signaler sa présence ici, à l'état isolé d'ailleurs, sans pouvoir dire d'une façon certaine s'il s'agit d'une espèce nouvelle.

Hymenozonotriletes rarus NAOUMOVA var. *major* n. var. T. 56 a : 31/7 — Pl. XVII, fig. 3.

Spore composée d'un corps central sombre, triangulaire, entouré par une périspore membraneuse, très claire. Le corps central présente une surface chagrinée à grand réseau. La fente trilète est simple et les rayons atteignent le bord externe de la périspore. Cette variété ne diffère de l'holotype que par sa grande taille (95 à 100μ).

Hymenozonotriletes cf. *commutatus* NAOUMOVA. T. 56 a : 2/58 — Pl. XVII, fig. 4.

Spore en triangle arrondi, emballée dans une périspore membraneuse, plissotée, chagrinée et nervurée. Le corps central est nettement triangulaire, compact, à exine lisse, deux fois plus petit que la périspore. La fente trilète est simple : elle atteint la périphérie du corps central et peut se prolonger dans la périspore. L'envergure est de 60μ , un peu plus grande que celle de l'holotype décrit par Naoumova.

Hymenozonotriletes elegans NAUMOVA. T. 56 b : 15/16.

Pl. XVII, fig. 5.

Spore triangulaire à arrondie, à corps central compact, lisse, entouré par une périspore membraneuse, claire, chagrinée et nervurée. Ici, le corps central est plus important : il représente environ les 2/3 de la spore. La marque trilète est fine, simple, parfois difficile à distinguer. Elle atteint le bord équatorial du corps central mais ne se prolonge pas dans la périspore. Le diamètre de l'ensemble atteint 60 μ .

Hymenozonotriletes variabilis NAUMOVA. T. 56 a : 58/2.

Pl. XVII, fig. 6.

Spore arrondie composée d'un corps central plus ou moins triangulaire emballé dans une périspore membraneuse, lisse, froissée. Le corps central aussi est lisse, clair, parfois plissé. La fente triradiée est simple, les laesurac atteignent le bord équatorial et pénètrent légèrement dans la périspore. Le corps central représente environ les 2/3 de la spore. Le diamètre total est de 60 μ . Il peut varier entre 50 et 90 μ .

Hymenozonotriletes hyalinus NAUMOVA. T. 56 b : 25/16.

Pl. XVII, fig. 7.

Spore à périspore membraneuse, finement ridée, transparente, entourant un corps central brun foncé, compact, triangulaire. La fente triradiée est simple, mais à labre assez large et commissures épaissies. Elle déborde du corps central et atteint la périspore. Elle est rectiligne au départ, légèrement recourbée à son extrémité. Le diamètre atteint 48 μ , dont 8 à 12 μ pour la zone membraneuse.

Hymenozonotriletes velatus n. sp. T. 56 a : 54/4.

Pl. XVII, fig. 8.

Petite spore triangulaire dont la périspore est à peine plus grande que le corps central. Celui-ci est compact, lisse ou finement chagriné. La périspore est très fine, très transparente. La fente trilète paraît se dédoubler : en réalité, on observe le rayon de la fente de l'exine, égal au corps, sous le rayon de la fente de la périspore, égal à celle-ci. Toutes les deux sont fines et sinuées. Le diamètre de l'ensemble atteint 38 μ .

Hymenozonotriletes reticulatus n. sp. T. 56 a : 59/15 - T. 56 b : 43/7 — Pl. XVII, fig. 9-10.

Forme comprenant un corps central compact entouré par une périspore entièrement réticulée. Le réseau est formé par des muri assez épais, délimitant des espaces ou mailles d'environ 1,5 μ sur 2 μ . La marque trilète est souvent masquée par le réticulum. L'ensemble mesure 38 à 40 μ .

Il faut noter qu'une forme présentant une forte analogie avec cette espèce a été décrite par Balme et Hassell sous le nom de *Leiozonotriletes naoumovae*. Nous ne contesterons pas cette dénomination, bien qu'en employant ce terme, les auteurs semblent prendre pour un cingulum ce qui paraît bien être un sac enveloppant la spore, donc une périspore. Dans ce cas, le terme de *Leiozonotriletes*, mis en synonymie avec *Archeozonotriletes*, serait impropre.

Cependant, ici, le critère de la taille nous permet de différencier notre espèce du *Leiozonotriletes naoumovae*. La première mesure 38 μ , la seconde varie entre 61 et 94 μ .

Nous signalerons pour terminer la présence, en association avec ces spores, de quelques rares Hystrichosphères, telles que *Hystrichosphaeridium trifurcatum*. EIS. (Pl. XVII, fig. 11 et 12) et *Hystrichosphaeridium exoticum* DEUNFF, trouvées à l'état isolé, présentes également, il faut le dire, dans certains niveaux du Frasnien du Boulonnais.

CONCLUSION

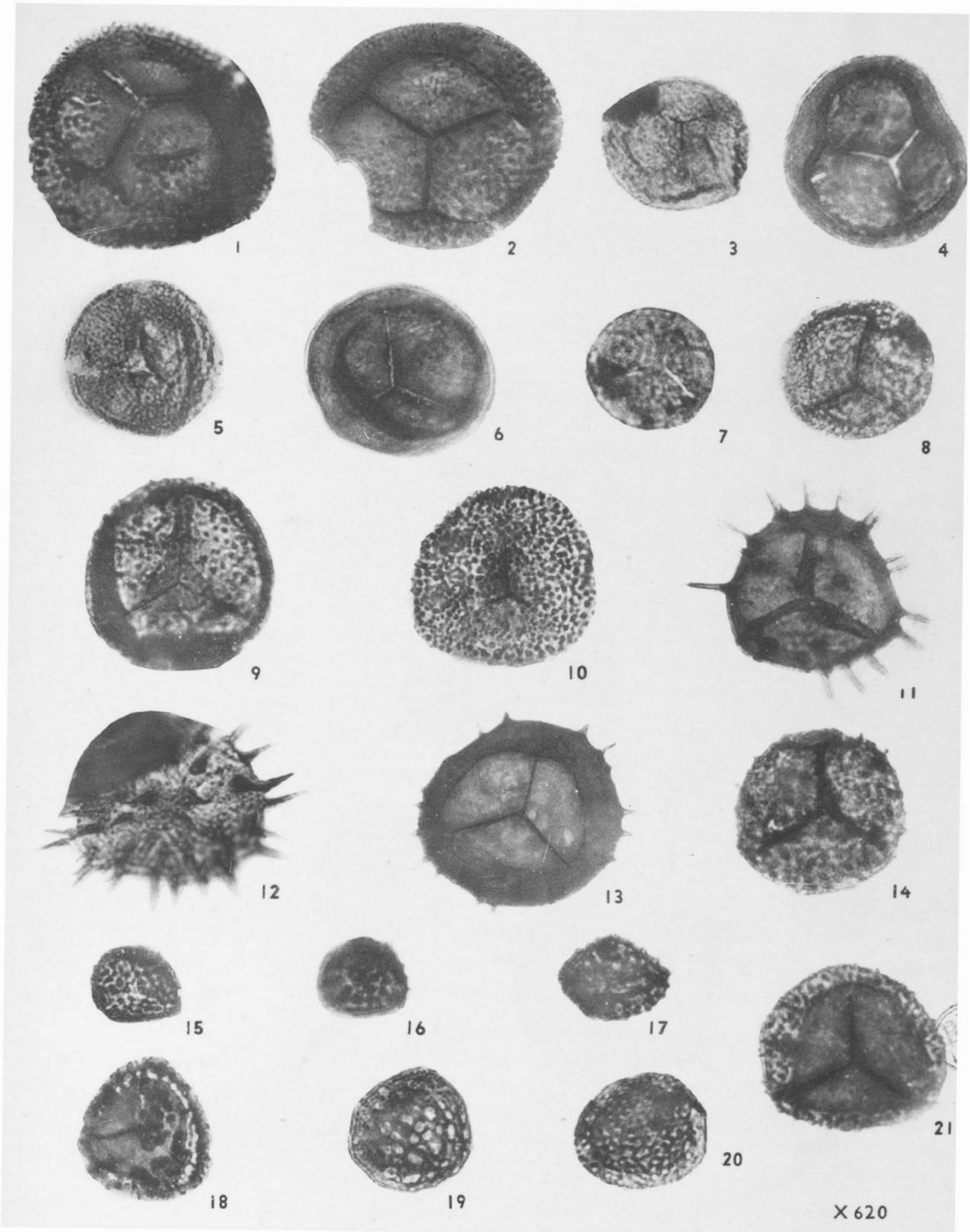
Nous trouvons ici réunies en association microfloristique toute une série de formes qui confirment la datation de ce niveau, donc typiquement famenniennes : c'est le cas de *Retusotriletes communis*, *Granulatisporites* cf. *frustulentus*, *Acanthotriletes famenensis*, *Archeozonotriletes famenensis*, *Stenozonotriletes simplex*, *Hymenozonotriletes commutatus* et *Hymenozonotriletes elegans*.

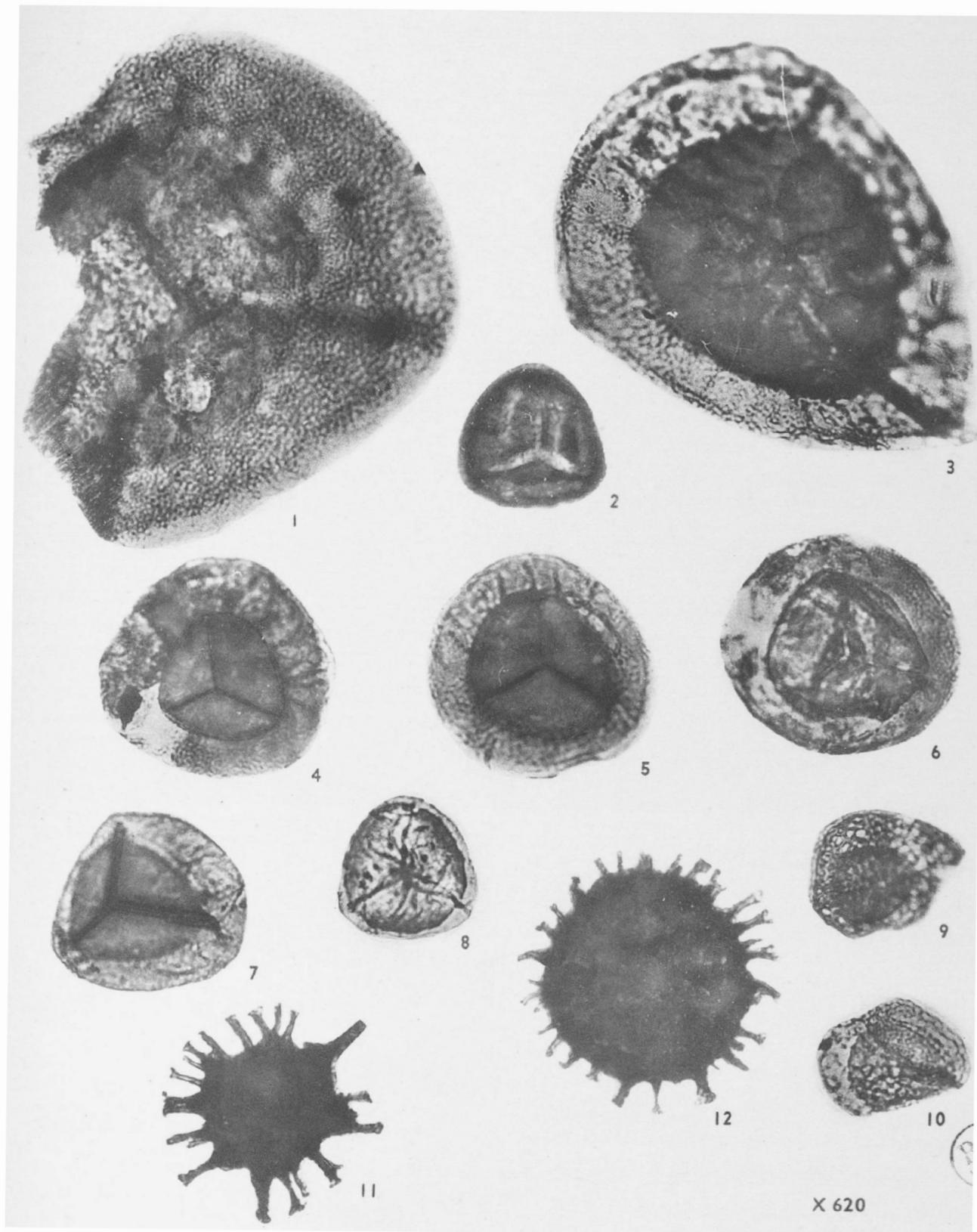
Mêlés à ces espèces, nous en trouvons d'autres, localisées plus généralement dans le Frasnien supérieur, telles que *Lophotriletes semilucensis*, *Archeozonotriletes echinatus*, *Hymenozonotriletes variabilis*, *Granulatisporites uniformis*.

Ceci s'explique par le fait que l'échantillon étudié se situe à la base du Famennien. Nous sommes donc encore ici dans une zone de passage entre le Frasnien et le Famennien franc.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALPERN B. (1957). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Thèse. Faculté des Sciences, Paris.
- BALME B.E. (1960). — Notes on some carboniferous microfloras from western Australia. *Congr. Strat. Carb.*, 4 th. (Heerlen). C.R., vol. 1, p. 25-31.
- BALME B.E. et HASSELL C.W. (1962). — Upper Devonian spores from the Canning Basin Western Australia. *Micro-paleontology*, vol. 8, n° 1, p. 1-28, Pl. 1-5.
- CHALONER W.G. (1959). — Devonian megaspores from Artic Canada. *Paleont. G.B.*, t. 1, n° 4, p. 321-332, 4 fig., 1 Pl. h-t.





- ERDEMAN G. (1957). — Pollen and spore morphology. Plant taxonomy. (An introduction to Palynology). II. - Almqvist and Wiksell. Stockholm.
- FILIMONOVA A.B. (1958). — Spores complexes found in boundary layers of the middle and upper Devonian of the Volga Urals province. *C.R. Acad. Sc. U.R.S.S.*, t. 119, n° 5, p. 1006-1008.
- HACQUEBARD P.A. (1957). — Plant spores in coal from the Horton group. (Mississippian of Nova Scotia). *Micropaleontology*, vol. 3, n° 4, p. 301-324.
- HOFFMEISTER W.S., STAFLIN F.L. et MALLOY R.E. (1955). — Geologic range of paleozoic plant spores in North America. *Micropaleontology*, vol. 1, n° 1, p. 9-23.
- MAC GREGOR D.C. (1960). — Devonian spores from Melville Island, Canadian arctic archipelago. *Paleont.*, vol. 3, Pt 1, p. 26-44.
- NAOUMOVA S.N. (1953). — Complexes sporo-polliniques du Dévonien supérieur de la plate-forme russe et leur valeur stratigraphique. *Trav. Inst. Sci. Geol.*, vol. 143, traduction B.R.G.G.M., n° 1324.
- POTONIE R. (1954). — Les spores des plantes paléozoïques dans le système naturel Lejeunia. *Rev. Bot.*, 18 S, p. 5-20. Liège.
- POTONIE R. (1956). — Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. 1 Teil. *Beih. Geol. Jahr.*, 23, 103 S, XI taf. Hannover.
- POTONIE R. (1960). — *Beih. Geol. Jahr.*, 39, 189 S, IX taf. Hannover.
- TAUCOURDEAU J. (1960). — Sur la microflore du Frasnien inférieur de Beaulieu (Boulonnais). *Revue de Micropaléontologie*, vol. 3, n° 3, p. 144-154.

LEGENDE DES PLANCHES

• Collection personnelle — Laboratoire de Palynologie de la S.N.P.A., Pau.

— PLANCHE XVI —

- 1 - *Retusotriletes verrucosus* n. sp.
- 2 - id.
- 3 - *Retusotriletes communis* NAOUM.
- 4 - *Retusotriletes* cf. *pychovii* NAOUM.
- 5 - *Granulatisporites* cf. *frustulentus* BALME et HASSELL.
- 6 - *Granulatisporites* cf. *lasius* NAOUM.
- 7 - *Granulatisporites minor*. NAOUM.
- 8 - *Granulatisporites uniformis* NAOUM.
- 9 - *Lophotriletes induratus* n. sp.
- 10 - *Lophotriletes semilucensis* NAOUM.
- 11 - *Acanthotriletes acutus* n. sp.
- 12 - *Acanthotriletes bellicus* n. sp.
- 13 - *Acanthotriletes loricatus* n. sp.
- 14 - *Acanthotriletes innoxius* n. sp.
- 15 - *Acanthotriletes famenensis* NAOUM.
- 16 - id.
- 17 - id.

- 18 - *Archeozonotriletes famenensis* NAOUM.
- 19 - *Archeozonotriletes fenestratus* n. sp.
- 20 - *Archeozonotriletes microreticulatus* n. sp.
- 21 - *Archeozonotriletes echinatus* NAOUM.

— PLANCHE XVII —

- 1 - *Hymenozonotriletes* sp.
- 2 - *Stenozotriletes simplex* NAOUM.
- 3 - *Hymenozotriletes rarus* NAOUM. var. *major* n. var.
- 4 - *Hymenozonotriletes* cf. *commutatus* NAOUM.
- 5 - *Hymenozonotriletes elegans* NAOUM.
- 6 - *Hymenozonotriletes* cf. *variabilis* NAOUM.
- 7 - *Hymenozonotriletes* cf. *hyalinus* NAOUM.
- 8 - *Hymenozonotriletes velatus* n. sp.
- 9 - *Hymenozonotriletes reticulatus* n. sp.
- 10 - *Hystrichosphaeridium trifurcatum* EIS.
- 11 - id.



Note préliminaire sur les microfaunes du Namurien du Nord de la France

par M. LYS, A. MAUVIER et B. SERRE (1)

Ayant eu, grâce à l'amabilité de M. J. Chalard et de la Direction du Service Géologique des Houillères (H.B.N.P.C.), un prélèvement systématique des formations marines du Namurien du Bassin houiller du Nord, nous avons traité 74 échantillons répartis dans les sondages du groupe de Douai et du groupe de Valenciennes principalement.

Stratigraphiquement bien datés, ils se réfèrent aux niveaux à *Goniatites* étudiés par J. Chalard (thèse, 1960) (3). La note préliminaire que nous présentons donne un aperçu des microfaunes qui ont été trouvées, soit dans l'étude des lames minces (Foraminifères), soit après dissolution des roches carbonatées à l'acide monochloracétique (Conodontes). La détermination des Conodontes a été entreprise par Mme B. Serre et poursuivie par Mlle A. Mauvier au laboratoire de Micropaléontologie de l'Institut Français du Pétrole.

Les associations de microfaunes n'apportent guère de nouveautés en ce sens qu'elles cadrent bien avec ce que nous connaissons du Namurien en d'autres points, en Afrique notamment ; elles permettent néanmoins de compléter les éléments paléontologiques donnés par les macrofaunes et de valoriser la micropaléontologie des horizons marins du Namurien dans le Nord de la France.

Nous passerons successivement en revue les différents horizons depuis le Namurien inférieur (sous-zone H₁) jusqu'au Namurien supérieur B (sous-zone R₂) en nous raccordant cependant vers le bas aux niveaux du Viséen supérieur.

VISEEN SUPERIEUR

Calcaire carbonifère à *Goniatites* gr. *subcircularis*.

Ce calcaire, recouvert par les phanites de Bruille, est un calcaire crinoïdique qui, observé

en lame mince, renferme des éléments de macrofaune tels que :

- Crinoïdes (plaques, articles de tiges),
- Brachiopodes (test),

et des microfaunes :

- Foraminifères :

Ammodiscus sp., *Septabrunsina* ?,
Archæodiscus sp. (*A. moelleri*, etc.),
Tuberitina.

- Calcisphères.

Le traitement de dissolution acétique a permis de dégager les espèces de Conodontes :

Gnathodus girtyi HASS,
» *commutatus commutatus*
(BR. et MEIL),
Ozarkodina curvata REXROAD,
Prioniodina sp.,
Spathognathodus sp.

Cette association provient du « calcaire carbonifère » de la fosse Heurteau, sondage n° 1, à 372 m 47 (éch. I.F.P., ML 1736). Elle permet de dater Viséen supérieur (Cu III) en raison plus spécialement de *G. commutatus commutatus* associé à *G. girtyi* et *O. curvata*. Quoique nous soyons tentés de préciser Viséen tout à fait supérieur, la microfaune n'a pas ici d'argument plus valable que l'âge donné par *Goniatites* gr. *subcircularis*. Tous les échantillons de calcaire carbonifère n'ont pas donné de résultats aussi probants ; au contraire, le test a été négatif pour ceux du sondage de St-Amand Thermal ou du sondage de Courrières S 18. Remarquons à cette occasion que le Viséen supérieur du bassin franco-belge nous a fourni des associations de Foraminifères et de Conodontes très riches dans les affleurements, à l'inverse des stratotypes de Visé qui se sont révélés assez imprécis parce que inégalement favorables.

(1) Institut Français du Pétrole.

NAMURIEN

Zones E et H (sous-zone H₁)

Zones E₁, E₂, H₁. — Ces zones n'ont pas été analysées en raison du faciès peu favorable. Nous mentionnerons pour mémoire deux niveaux calcaires en provenance du sondage du Château S 190 (169 m 37, 174 m 15) (ML 1734, 1735) vers le sommet des ampélites de Bruille ; ils n'ont fourni aucune microfaune. Il est bon de noter que la publication récente de Higgins (6) décrit une abondante microfaune de Conodontes trouvée en Grande-Bretagne dans la zone E₁. Nous n'avons pu y trouver de point de comparaison.

Zone H (sous-zone H₂)

HORIZON à *Hudsonoceras proteum* (BROWN).

Dans les « calcaires impurs » à encrines de la fosse Sabatier où J. Chalard a découvert un gisement à *Hd. proteum* (1) et plus précisément entre 650 et 658 m, un certain nombre de Conodontes a pu être dégagé :

Streptognathodus elegantulus STAUFFER & PLUM.
» *oppletus* ELLISON
» *ornatus* YOUNGQUIST & DOWNS
» *tenuis* YOUNGQUIST & DOWNS
Ozarkodina delicatula (STAUFFER & PLUMMER).

La fréquence de ces formes diminue vers le haut ; on a en effet une plus grande fréquence à 650 m (éch. ML 1800-1801-1802) qu'à 657 m (éch. ML 1795-1797) ; néanmoins aucune différence valable n'est à noter dans l'association des Conodontes.

Nous n'avons trouvé dans cet horizon aucun Foraminifère.

En fonction de cette association (et par comparaison avec celle de points relativement voisins l'un de l'autre : fosse Ledoux et 2^e sondage de Bruille) il nous semblerait logique (*) de situer dans le même horizon à *Hudsonoceras proteum* les niveaux suivants :

2^e sondage de Bruille - 2^e banc calcaire sous l'horizon à *H. prereticulatum* :

(*) L'hypothèse concernant la relation entre Sabatier et Bruille (2^e banc calcaire sous l'horizon à *H. prereticulatum*) avait été évoquée par J. Chalard (cf. communications écrites en février 1959).

- à 150 m (ML 1849),
- à 151 m (ML 1850, ML 1749, ML 1750),
- à 152 m (ML 1851) banc de calcaire voisin (base).

Fosse Ledoux, bowette Nord vers St-Georges 322, repère 2438 m, calcaire à encrines (éch. ML 1806).

Nous retrouverons en effet la majorité des espèces connues à la fosse Sabatier (650-658 m) et sensiblement les mêmes fréquences. L'échantillon ML 1806 de la fosse Ledoux est peut-être moins riche, mais tranche nettement avec les échantillons (ML 1811, ML 1812) situés au-dessus et appartenant à l'horizon à *H. prereticulatum*.

On peut donc tenter de caractériser localement dans le groupe de Valenciennes, l'horizon à *Hd. proteum* par :

- *Streptognathodus elegantulus* (fréquence moyenne) (5-16 individus),
- *Streptognathodus oppletus* (fréquence faible) (2-5 individus),
- *Streptognathodus tenuis* (fréquence faible) (3-7 individus),
- *Streptognathodus sulcatus* (fréquence réduite) (1-2 individus),

alors que l'horizon à *H. prereticulatum* ne renfermera plus que la seule espèce *Str. elegantulus*, en fréquence réduite (1 individu).

Il faut souhaiter que ces observations soient appuyées et contrôlées par d'autres tests en d'autres points du bassin.

Dans le but de rester objectifs, nous signalerons d'autres formes trouvées dans ces niveaux :

- Conodontes :
 - Ozarkodina* sp. 1749 (aff. avec *O. rhenana* ?) (éch. ML 1749).
 - Ozarkodina* sp. (éch. ML 1750).
 - Cavusgnathus nodulifera* ELLISON et GRAVES) (2 mauvais spécimens) (éch. ML 1750).

Cette dernière espèce a été trouvée, entre autres, dans le Namurien inférieur du Dj. Bechar au Sahara (Tagnana I = zone E₂).

- Foraminifères :

Les niveaux (ML 1750 et ML 1851) du 2^e son-

dage de Bruille sont seuls à signaler car ils renferment quelques Foraminifères vus en lame mince:

Pectogyra sp. (belles sections avec crochet).

Tetrataxis sp.

Toutes les autres lames n'ont montré que des crinoïdes, brachiopodes, bryozoaires ou même des sections incomplètes de Goniatites, sans intérêt stratigraphique.

Les observations de Rexroad et Burton (7) à propos de l'apparition soudaine et massive du genre *Streptognathodus* dans l'unité D (= zone H probable d'Europe) de Kinkaid, formation de l'Illinois, semblent bien correspondre à celles que nous avons dans la sous-zone H₂ à *Hd. proteum*. Nous y constatons en effet un pourcentage énorme des espèces de *Streptognathodus* par rapport aux *Cavusgnathus* et *Ozarkodina* (80 % en moyenne). Nous reviendrons dans une note ultérieure sur ces données statistiques.

HORIZON à *Homoceras undulatum* (BROWN).

Aucun échantillon n'a été examiné en provenance de cet horizon ; il n'est d'ailleurs signalé par J. Chalard qu'à la fosse Gayant.

HORIZON à *Homoceratoïdes prereticulatum* BISAT.

Dans les calcaires à encrines immédiatement sous-jacents aux schistes fins à *H. prereticulatum* à la fosse Ledoux, bowette Nord vers St-Georges 322, repère 2408 m (thèse Chalard, p. 74) (éch. ML 1811, ML 1812), on trouve encore de rares Conodontes représentés par l'espèce :

Streptognathodus elegantulus STAUFFER & PLUMM.

Comme nous l'avions indiqué plus haut, cette espèce relativement fréquente et associée à d'autres *Streptognathodus* dans l'horizon à *Hd. proteum*, persiste seule et en fréquence réduite dans l'horizon à *H. prereticulatum*.

A un niveau légèrement inférieur (0 m 30 plus bas) (ML 1817) dans le même calcaire crinoïdique, nous avons observé en lame mince de nombreux Foraminifères :

Ammodiscus sp. (fréquents),

Septabrünsina,

et des sections d'Ostracodes.

Nous n'avons pas examiné d'autres échantillons dans cet horizon.

Zone R

SOUS-ZONE R₁

HORIZON à *Homoceras henkei* SCHMIDT.

La fosse Ledoux, bowette Nord vers St-Georges, repère 2235 m, nous a fourni plusieurs échantillons de dolomie à encrines. L'un d'eux, ML 1820, situé à 0 m 60 au-dessus du schiste bitumineux à Goniatites (*H. henkei*) renferme :

Streptognathodus sp. (*S. elegantulus* ?).

Un autre échantillon (ML 1741) du sondage S 189 de la chaussée Brunehaut, à la côte 230 m 30, dans le « calcaire supérieur », est supposé appartenir au même horizon. Il renferme lui aussi :

Streptognathodus sp.

BANC à *Productus* à TEST BLANC.

Plusieurs échantillons proviennent de ce banc prélevé à la fosse Ledoux, bowette Nord, vers St-Georges (thèse Chalard, p. 73). L'un a été prélevé à 2177 m (ML 1743), l'autre à 2184 m (ML 1744), immédiatement sous-jacent dans un lit de phtanite.

Ils renferment l'un (ML 1743) des Foraminifères (*Eostafella*), l'autre (MA 1744) des fragments indéterminables de Conodontes.

HORIZON à *Reticuloceras* gr. *nodosum* BISAT & HUDSON.

Nous n'avons pas eu en notre possession d'échantillon en provenance de cet horizon.

HORIZON à *Reticuloceras reticulatum* (PHILLIPS) s.s.

Dans le « doublet à *Reticuloceras* » du même gisement (cf. thèse Chalard, p. 73), seul le niveau supérieur (éch. ML 1836) a fourni des fragments de Conodontes inutilisables. Au-dessus de ce niveau, un calcaire crinoïdique à 2010 m n'a fourni aucune microfaune.

BANC à *Productus corrugatus* et *Reticuloceras* sp.

Il est intéressant de noter que ce banc a fourni (toujours à la fosse Ledoux, in Chalard, p. 73) à 1962 m dans un calcaire à encrines (ML 1742), de rares Foraminifères (*Glomospira* ?) en mauvais état et de rares Conodontes :

Hindeodella sp. (fragment),

Streptognathodus elegantulus STAUFFER & PLUMMER.

La persistance de cette dernière espèce jusqu'à ce niveau (au sommet de R_1) n'est guère étonnante, car elle peut être rencontrée encore plus haut (jusque dans le Stéphanien aux U.S.A.); néanmoins, depuis l'horizon à *H. prereticulatum*, sa fréquence est réduite et, dans le bassin houiller du Nord, elle s'éteint avec la sous-zone R_1 .

SOUS-ZONE R_2

HORIZON à *Reticuloceras metabilingue* WRIGHT.

Nous avons pu obtenir des fragments de calcaire à omerines provenant de la fosse de Sessevalle (groupe de Douai) où J. Chalard et Dalinval (4) ont découvert *R. metabilingue*. Cet échantillon (ML 8095), prélevé à l'étage 440, à 1081 m, est donc très bien daté.

Il nous a fourni une microfaune très intéressante observée en lame mince :

Foraminifères :

- Archaeodiscus* sp.
(formes du Namurien sup. - Bachkirien),
- Plectogyra* sp.,
- Tuberitina*,
- Pseudoendothyra* sp.

Les Conodontes sont représentés par

- Idiognathodus* sp.

Faut-il rapprocher de cette association l'échantillon ML 1745 provenant de la fosse Ledoux, bowette à l'étage 322 vers St-Georges (repère 1853 m ?). C'est un « calcaire impur » à encrines à quelques mètres sous le mur blanc (thèse Chalard, p. 72). Il contient lui aussi des Foraminifères (mal conservés (en lame mince) :

- Archaeodiscus* sp.
(formes du Namurien sup. - Bachkirien),
- Plectogyra* sp.,
- Tuberitina* sp.,
- Pseudoendothyra* sp.,
- Tetrataris* sp.

Les Conodontes sont représentés par :

- Polygnathodella convexa* ELLISON & GRAVES.

Cette association nous confirme dès maintenant la concordance avec des résultats obtenus aux U.S.A. par ELLISON et GRAVES (5), en Afrique et

en U.R.S.S. Il s'agit bien de formes rencontrées au Namurien supérieur - Bachkirien, Pennsylvanien inférieur. Nous croyons, eu égard à ces microfaunes très différentes de celles de la sous-zone R_1 , qu'il est possible d'établir une relation entre les échantillons ML 1745 de la fosse Ledoux et ML 8095 de la fosse de Sessevalle.

Nous décrivons dans une note ultérieure les microfaunes citées et espérons les illustrer par des microphotographies.

Il n'est pas possible de poursuivre vers le haut nos recherches dans le Namurien ; les faciès calcaires ou calcareux susceptibles de renfermer les microfaunes marines deviennent plus rares ou disparaissent.

En conclusion, par l'étude des microfaunes, après avoir caractérisé le Viséen supérieur, il semble que nous puissions distinguer dans le Namurien du Nord de la France :

— la sous-zone H_2 :

- horizon à *Hid. proteum* : association variée, à fréquence normale ;
- horizon à *H. prereticulatum* : marqué par une brusque baisse de fréquence de *Str. elegantulus* (seule espèce à ce niveau) dans cet ensemble H_2 d'épaisseur relativement faible ;

— la sous-zone R_1 : non caractérisée, sauf par la persistance et l'extinction (locale ?) de *Str. elegantulus* ; ceci, à nos yeux, n'est pas un critère ;

— la sous-zone R_2 : horizon à *R. metabilingue* : association de Foraminifères (espèces d'*Archaeodiscus* inconnues plus bas) et de Conodontes (connus à partir du Pennsylvanien inférieur). Il serait intéressant de pouvoir retrouver cette association dans des niveaux calcaires marins du bassin du Nord situés entre le niveau marin de la passée de Laure et le niveau à *P. corrugatus* soupçonnés, en l'absence de Goniatices, d'appartenir à la sous-zone R_2 .

Un échantillonnage encore plus systématique peut nous amener à combler certaines lacunes ou à contrôler la zonation locale en l'étendant à tout le bassin du Nord et par comparaison aux régions limitrophes (Belgique, Angleterre) en s'appuyant au maximum sur les données paléontologiques (Goniatices).

L'intérêt des études de microfaunes dans le Namurien est donc loin d'être négligeable ; si les résultats peuvent sembler minimes en les comparant à ceux qui ont été obtenus dans d'autres régions, il faut considérer que le Namurien ren-

ferme ici très peu de niveaux calcaires ; leur épaisseur décroît plus ou moins régulièrement avec l'installation progressive du régime continental, condition écologique qui ne cadre guère avec les exigences des Foraminifères et des Conodontes.

BIBLIOGRAPHIE

- (1) CHALARD J. — Gisement à Goniates « *Hudsonoceras proteum* (BROWN) » à la fosse Sabatier dans la région de Valenciennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVIII, 4 juin 1958, p. 127-135).
- (2) CHALARD J. — Les horizons à Goniates du Namurien du Nord de la France. *C.R. IV^e Congrès Avanc. Etudes Str. et Géologie du Carbonifère*, Heerlen, 15-20 sept. 1958 (1960).
- (3) CHALARD J. — Contribution à l'étude du Namurien du Bassin houiller du Nord de la France. in *Etudes géol.* (H.B.N.P.C.). III. - *Stratigr.*, 1^{er} fasc., 1960, Thèse.
- (4) CHALARD J. & DALINVAL A. — Découverte de *Reticuloceras metabilingue* WRIGHT et de *R. wrighti* HUDSON au siège de Sessevalle du groupe de Douai des H.B.N.P.C. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXX, 6 janv. 1960, p. 5-10.
- (5) ELLISON S. & GRAVES R.W. — Lower Pennsylvanian (Dimple Limestone) conodonts of the Marathon region, Texas. *Univ. Miss., School of Mines Bull., Tech. ser.*, vol. 14, nb. 3, 1941, p. 1-21, Pl. 1-3.
- (6) HIGGINS A.C. — Some Namurian conodonts from North Staffordshire. *Geol. Mag.*, vol. XCVIII, 3, 1961, p. 210-224, Pl. X-XII.
- (7) REXROAD C.B. & BURTON R.C. — Conodonts from the Kinkaid formation (Chester) in Illinois. *J. of Pal.*, vol. 35, nb. 6, 1961, p. 1143-1158, Pl. 138-141.

« »

**LE CENTRE DE DOCUMENTATION
DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

15, Quai Anatole-France, PARIS (VII^e) — SOLférino 93-39 +

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. publie mensuellement un « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » en plusieurs fascicules dans lesquels figurent sous la forme de courts extraits classés par matières, tous les travaux scientifiques et techniques publiés dans le monde entier.

Quatre fascicules d'entre eux sont consacrés à la Philosophie et aux Sciences Humaines et paraissent trimestriellement.

Cette revue bibliographique, l'une des plus importantes du monde, signale, chaque année, environ 250.000 articles et mémoires. On trouvera ci-dessous le détail de ces fascicules.

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. fournit également la reproduction sur MICRO-FILM ou sur PAPIER des articles analysés dans le « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » ou des articles dont la référence bibliographique précise lui est fournie.

Expérimentateurs, Ingénieurs et Techniciens peuvent ainsi bénéficier, sans quitter leur laboratoire ou leur bureau, d'une documentation abondante et rapide.

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

FASCICULES		PRIX	
		France	Etranger
MENSUELS	1. MATHÉMATIQUES	30 NF	35 NF
	2. ASTRONOMIE, ASTROPHYSIQUE, PHYSIQUE DU GLOBE	40 »	45 »
	3. PHYSIQUE I. - Généralités. Physique mathématique. Mécanique. Acoustique. Optique. Chaleur, Thermodynamique	50 »	55 »
	4. PHYSIQUE II. - Electricité	40 »	45 »
	5. PHYSIQUE NUCLEAIRE. Noyaux. Particules. Energie atomique	40 »	45 »
	6. STRUCTURE DE LA MATIERE. Cristallographie. Solides. Fluides. Atomes. Ions. Molécules	40 »	45 »
	7. CHIMIE I. - Chimie générale. Chimie physique. Chimie minérale. Chimie analytique. Chimie organique	100 »	105 »
	8. CHIMIE II. - Chimie appliquée. Métallurgie	80 »	85 »
	9. SCIENCES DE L'INGENIEUR	60 »	65 »
	10. SCIENCES DE LA TERRE I. - Minéralogie. Géochimie. Pétrographie	25 »	30 »
	11. SCIENCES DE LA TERRE II. - Physique du Globe. Géologie. Paléontologie.	40 »	45 »
	12. BIOPHYSIQUE. BIOCHIMIE. Chimie analytique biologique	40 »	45 »
	13. SCIENCES PHARMACOLOGIQUES, TOXICOLOGIE	40 »	45 »
	14. MICROBIOLOGIE. VIRUS. BACTERIOPHAGES. IMMUNOLOGIE. GENETIQUE	40 »	45 »
	15. PATHOLOGIE GENERALE ET EXPERIMENTALE	60 »	65 »
	16. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES	100 »	105 »
	17. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VEGETALES	50 »	55 »
TRIMESTRIELS	18. SCIENCES AGRICOLES, ZOOTECHNIE, PHYTIATRIE ET PHYTO-PHARMACIE, ALIMENTS ET INDUSTRIES ALIMENTAIRES	60 »	65 »
	19. PHILOSOPHIE, SCIENCES HUMAINES. Philosophie. Sciences religieuses. Archéologie et Histoire de l'Art. Psychologie. Pédagogie. Sociologie. Sciences du Langage. Histoire des Sciences et des Techniques	80 »	85 »
	20. PSYCHOLOGIE, PEDAGOGIE (1)	30 »	35 »
	21. SOCIOLOGIE ET SCIENCES DU LANGAGE (2)	30 »	35 »
	22. HISTOIRE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES (3)	20 »	25 »
	Abonnement pour les fascicules groupés 1 à 11	250 »	290 »
	Abonnement pour les fascicules groupés 12 à 18	250 »	290 »

(1) Les fascicules spécialisés, numérotés 20 - 21 - 22 sont regroupés dans le fascicule 19.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXII

1962

3^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1962 —

<i>Président d'honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. POLVÊCHE
	Mgr DEPAPE
	N...
<i>Secrétaire</i>	M. M. WATERLOT
<i>Secrétaire adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Délégué aux publications</i>	M. P. CELET
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. A. BONTE
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} LE MAÎTRE
	M. DUMON
	M. BOUROZ
	M. RICOUR
	M. CORSIN
	M. DELATTRE

A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

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

23, rue Gosselet, Lille — Tél. 53.05.38 — C.C.P. Lille 5 247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 7 NOVEMBRE 1962

PRÉSIDENCE DE M. CHALARD, PRÉSIDENT

Le Président proclame membres de la Société :

M. TOUBEAU, Ingénieur de la Faculté Polytechnique de Mons, Attaché au F.N.R.S., rue de Houdain, Mons (Belgique), présenté par MM. Marlière et Beugnies.

M. CHARLET, Ingénieur de la Faculté Polytechnique de Mons, Attaché au F.N.R.S., rue de Houdain, Mons (Belgique), présenté par MM. Marlière et Beugnies.

M. BARCAT, Directeur délégué du Groupe de Valenciennes des H.B.N.P.C., 25, rue de la Liberté, Anzin (Nord), présenté par MM. Chalard et M. Waterlot.

Communications orales

J. MAGNÉ et J. POLVÊCHE. — Le puits 10 d'Oignies ; observations sur la microfaune du Crétacé.

R. PETIT. — Observations nouvelles sur les bancs anciens de galets du Marquenterre. Région de Rue (Somme).

J. MARGAT et J. RICOUR. — Présentation des maquettes d'une carte hydrogéologique au 1/50.000. Feuille de Douai.

J. POLVÊCHE. — Tectonique du Trias dans la région d'Alicante.

Communications écrites

P. VETTER. — Les niveaux repères dans le bassin de Carmaux : gores et tonstein.

Mme LAURENTIAUX-VIEIRA et M. LAURENTIAUX. — Nouvelle récolte d'un Breyériide (Insecte paléodictyoptère) dans le Westphalien du Nord de la France.

Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord) Micropaléontologie et Stratigraphie

par J. MAGNÉ (1) et J. POLVÊCHE (2)
(2 fig.)

Sommaire. — Les auteurs, se basant sur une coupe bien connue, étudient la microfaune contenue dans le Crétacé supérieur du pays minier. Ils montrent que les Foraminifères peuvent être utilisés pour retrouver les subdivisions régionales classiques des couches crayeuses du Nord de la France.

INTRODUCTION

Le fonçage d'un nouveau puits de mine, celui de la fosse 10 d'Oignies, nous a permis d'étudier une coupe complète des terrains crétacés de la région minière (3). Il nous a semblé intéressant d'utiliser les matériaux fournis par cette coupe pour procéder à une étude détaillée de la série crayeuse au point de vue micropaléontologique.

En effet, la série stratigraphique du Crétacé de notre région est bien connue, elle peut servir de point de départ à une étude micropaléontologique précise ayant un triple but :

1) rechercher, après un inventaire des espèces, si la microfaune peut nous permettre de retrouver les subdivisions classiques du Crétacé supérieur de notre région ;

2) voir si ces subdivisions basées simplement sur les faciès, présentent une valeur stratigraphique propre ;

3) essayer de préciser l'extension verticale de certains Foraminifères.

En bref nous expérimenterons sur la Craie du Nord de la France, l'outil que constitue la microfaune et nous essaierons de perfectionner cet outil.

Signalons que la série crétacée d'Oignies a été étudiée avec beaucoup de soins dans cette région par G. Mathieu qui a suivi le fonçage de la Fosse n° 9 de Dourges. On se reportera à ce travail qui est excellent (G. Mathieu, 1931). Nous avons, à quelques détails près, retrouvé à Oignies la même coupe qu'à Dourges.

Rappelons aussi que nous avons déjà abordé ce problème en procédant à une étude sommaire du puits 19 de Lens-Liévin (J.P., 1960) (que cette note d'ailleurs corrige en partie) et en décrivant la microfaune de la zone à *Actinocamax plenus* (J.M. et J.P., 1961). Nous nous référerons assez souvent à ces notes préliminaires qui ont servi de point de départ à ce travail.

LE CENOMANIEN

On sait que le Cénomanién repose, dans le bassin houiller, directement sur le Primaire (R. Marlière, 1939). Il débute par un niveau conglomératique nommé « tourtia » dont l'épaisseur est ici voisine de 3 m. Le conglomérat passe insensiblement à une craie d'abord glauconieuse puis plus ou moins argileuse.

Au-dessus, le Cénomanién constitue une série crayeuse épaisse de 19 m et formée par une craie blanche ou grise alternant avec de fins délits de marne verte.

Nous n'avons pas retrouvé dans cette craie les subdivisions établies dans le bassin de Mons par R. Marlière qui avait distingué :

- b) l'assise de St-Aybert, au sommet, puis
- a) l'assise de Bernissart.

(1) Chef micropaléontologiste à ESSO-REP.

(2) Maître de conférences de Géologie à la Faculté des Sciences de Lille.

(3) Nous tenons à remercier vivement la Direction des H.B.N.P.C. et plus particulièrement M. Bouwoz, Chef du Service géologique, qui ont bien voulu nous autoriser à recueillir des échantillons lors du fonçage du puits.

Etant donné ce que l'on sait sur la transgression cénomaniennne, nous avons tout lieu de penser que cet étage n'est pas présent ici en entier. Les 19 m de craie de la fosse d'Oignies représenteraient la partie supérieure du Cénomanienn. Rappelons pour mémoire que, dans le Boulonnais, où l'on rencontre le Cénomanienn le plus complet de la région, la puissance de cet étage est de 65 m.

LA MACROFAUNE recueillie n'est pas très riche. Avec G. Mathieu signalons :

Acanthoceras mantelli Sow.
Pseudodiadema variolare DESOR.
Pecten boeвери Sow.
Pecten orbicularis Sow.
Nautilus subloevigatus Sow.
Nautilus deslongchampsianus d'ORB.

LA MICROFAUNE par contre est abondante.

Les formes les plus caractéristiques sont les *Rotalipora*. Nous ne donnerons ici qu'un aperçu rapide sur ces formes intéressantes. Une étude détaillée, actuellement en cours, des espèces et des variétés, accompagnée de courbes de fréquence, permettra de mieux connaître leur valeur stratigraphique et peut-être d'établir des zones dans notre Cénomanienn. La présence de lacunes est pour le moment délicate à établir.

Notons la présence, semble-t-il, dès que l'on quitte les niveaux détritiques du « Tourtia », de *Rotalipora cushmani-turonica* que l'on rencontre jusqu'au sommet du Cénomanienn (certains auteurs : Reichel, 1950 ; Loeblich et Tappan, 1961, considèrent ces deux espèces comme synonymes). Pourtant, dans le Bassin Parisien ces formes se relayeraient (Sigal in Allard, p. 644). Notons aussi que ces formes de *Rotalipora* sont absentes dans le Cénomanienn inférieur du Boulonnais ; elles caractérisent donc bien, comme en Afrique du Nord (Travaux de J. Sigal et J. Magné), le Cénomanienn élevé. Il en serait de même en Côte d'Or (M. Malapris, 1961).

Thalmaninella brotzeni, qui en Mésogée est connue plus bas, semble ici cantonnée dans la partie sommitale du Cénomanienn. Notons aussi dans notre série la présence de *Rotalipora* aff. *apenninica*, surtout vers la base.

Il est bon de souligner que les genres *Rotalipora* et *Thalmaninella* (1) s'éteignent à la fin du Céno-

(1) Pour certains auteurs, le genre *Thalmaninella* serait synonyme de *Rotalipora* (LOEBLICH et TAPPAN, 1961). Ces deux auteurs mettent en synonymie *Thalmaninella brotzeni* avec *Rotalipora greenhornensis* (MORROW).

manienn. On ne rencontre jamais ces formes au Turonien (2).

On observe encore couramment dans le Cénomanienn *Globotruncana (Praeglobotruncana) stephani*. Elle apparaît dans la partie inférieure du Cénomanienn au Blanc-Nez. Quant à la variété *turbinata*, elle débute ici comme dans de nombreuses autres régions (Algérie - France sud) au sommet du Cénomanienn supérieur.

Nous avons déjà montré (J.M., J.P., 1962) que *Gumbelitria cretacea* est bien connue dans la zone à *A. plenus* ; elle monte même un peu dans le Turonien à *I. labiatus*. Il en est de même ici car on rencontre cette forme dans tout le Cénomanienn et dans les premiers mètres des marnes turoniennes. Lors d'un forage, l'apparition de cette espèce annonce le Cénomanienn.

Les espèces benthiques fournissent elles aussi des indications intéressantes. *Marginulina munieri* semble être une espèce guide. Nous savions qu'elle n'atteignait pas le sommet du Cénomanienn au Cran d'Escalles. Cette remarque est confirmée car elle s'arrête ici à quelques mètres de la limite supérieure de cet étage.

Tristix cf. *märtensi*, *Tristix acutangulum*, *Arenobulimina anglica* s'éteignent eux aussi avant la fin du Cénomanienn.

« *Placentula* » *nitida* (3) apparue dans le Cénomanienn atteint, comme dans le Boulonnais, la zone de passage du Cénomanienn au Turonien ou zone à *Actinocamax plenus*. Cette forme doit rendre aux stratigraphes d'utiles services.

LE CÉNOMANIENN EST DONC PARFAITEMENT CARACTÉRISÉ PAR LES *Rotalipora* ET PLUSIEURS FORMES BENTHIQUES. L'APPARITION EN FORAGE DE *Globotruncana (Praeglobotruncana) stephani* var. *turbinata*, DE *Gumbelitria cretacea* ET DE « *Placentula* » *nitida* ANNONCE LE CÉNOMANIENN, CAR CES FORMES S'ÉLÈVENT JUSQUE DANS LA BASE DU TURONIENN.

LE TURONIENN

Nous avons facilement retrouvé les subdivisions classiques des géologues lillois :

(2) Les niveaux attribués parfois au Turonien inférieur et contenant *Rotalipora « turonica »* sont très probablement du Cénomanienn terminal, comme le pensent LOEBLICH et TAPPAN (1961). Il peut aussi s'agir de remaniements.

(3) Il s'agirait d'une variété de *Gavelinella aumalensis* (SIGAL).

- c) Turonien supérieur à *Micraster leskei*.
- b) Turonien moyen à *Terebratulina rigida*.
- a) Turonien inférieur à *I. labiatus*.

Le Turonien inférieur.

25 m de marne verte (20,60 m à la fosse 9 de Dourges) surmontant le Cénomaniens sont attribués au Turonien inférieur. Il est donc très facile de distinguer lithologiquement le Turonien inférieur du Cénomaniens. L'un est crayeux, l'autre marneux. De même, le Turonien inférieur se sépare sans difficulté du Turonien moyen qui est plus calcaire. Habituellement, les géologues lillois font débiter le Turonien moyen dès l'apparition de bancs de craie. Il s'agit là, on le conçoit, de limites purement lithologiques. La macrofaune à quelques mètres près confirme ces coupures. Encore faut-il admettre que *Terebratulina rigida* et *Inoceramus labiatus*, les « fossiles guides » de ces niveaux, soient de bons fossiles et qu'ils ne soient pas en relation directe avec le faciès.

LA MACROFAUNE est abondante mais peu variée. On rencontre quelques exemplaires de :

Mammites nodosoides (SCHL.) au milieu de l'assise,

et sur toute la hauteur :

Inoceramus labiatus très abondant.

Mammites nodosoides caractérise bien le Turonien inférieur.

LA MICROFAUNE permet de distinguer aisément le Cénomaniens du Turonien.

Notons d'abord au Turonien inférieur la brusque explosion des Fissurines ; ces formes rares et sporadiques au Cénomaniens supérieur deviennent très abondantes au Turonien.

« *Placentula* » *nitida*, *Gumbelitra cretacea*, *Globotruncana stephani* var. *turbinata* s'éteignent dans le Turonien inférieur. Dans le Turonien, il y a lieu de noter la présence de *Spiroplectinata jackeli* qui semble caractéristique de l'étage ; elle a déjà été observée au Blanc-Nez.

Le Turonien inférieur est encore caractérisé par un niveau à grosses Globigérines mis en évidence d'abord en Algérie par J. Sigal, puis en Normandie par R. Lacassagne (1957). Nous avons retrouvé ces formes à la base du Turonien et au sommet des marnes à *A. plenus* au Blanc-Nez.

Nous avons vu naître *Globotruncana imbricata* ou du moins une forme très voisine dans la zone

à *Actinocamax plenus* ; nous la retrouvons ici dans le Turonien inférieur.

Quant à *Globotruncana helvetica*, il semble que les formes typiques n'apparaissent que plus haut, dans le Turonien moyen, bien que l'un de nous les ait déjà signalées dans le Turonien inférieur (J. Polvéche, 1960). Une révision détaillée, actuellement en cours, amène à penser que les formes du Turonien inférieur de Lens sont des formes de passage annonçant *G. helvetica*.

Globotruncana cf. *lapparenti* n'a pas été retrouvée ici dans le Turonien inférieur, mais au Blanc-Nez nous avons observé des formes à 2 carènes apparentées dans la craie noduleuse à *I. labiatus*.

TELLES SONT LES PRINCIPALES FORMES QUE L'ON RENCONTRE DANS LE TURONIEN INFÉRIEUR DE NOTRE RÉGION. PEU D'ESPÈCES CARACTÉRISENT VRAIMENT LE TURONIEN INFÉRIEUR. TOUS LES AUTEURS SONT D'ACCORD SUR CE FAIT. L'ABSENCE DE FORMES, TELS LES *Rotalipora* CÉNOMANIENNES ET DES *Globorotalites*, MARQUEURS DU TURONIEN MOYEN-SÉNONIEN, SONT LES SEULS CRITÈRES, NÉGATIFS, MAIS SÛRS, PERMETTANT DE RECONNAÎTRE LE TURONIEN INFÉRIEUR. ON Y VOIT AUSSI LE DÉBUT DE LA DIVERSIFICATION DU GENRE *Globotruncana* RELAYANT LES *Rotalipora*.

Le Turonien moyen.

Il est constitué par l'alternance habituelle de marne et de craie plus ou moins argileuse. La limite lithologique supérieure du Turonien moyen est ici encore purement arbitraire. On place cette limite au dernier niveau de marne verte ; ceci correspond approximativement au début de la sédimentation de la craie grise à *Micraster leskei*. L'épaisseur de cette formation ainsi définie atteint au puits 10 d'Oignies 33 m environ, de — 45 à — 78.

Terebratulina rigida est un fossile abondant. Nous avons rencontré cette forme à partir de — 75 et jusque — 49.

On reconnaît encore dans cette formation :

Inoceramus brongnarti GOLDF.

Spondylus spinosus DESH.

Terebratula semiglobosa SOW.

LA MICROFAUNE. Le Turonien moyen est caractérisé par le développement considérable des « Rosalines ».

Globotruncana stephani, qui vient du Cénomaniens, s'éteint ici à la base du Turonien moyen.

Globotruncana gr. *imbricata* traverse tout le Turonien moyen mais ne semble pas atteindre le Turonien supérieur. Si ce fait se vérifie, cette forme serait particulièrement intéressante.

Notons le net développement de formes typiques de *Globotruncana lapparenti*. De même, signalons l'apparition de *Globotruncana helvetica* qui semble bien cantonnée au Turonien moyen. Nous aurons l'occasion de reparler de cette espèce dans une prochaine note en cours de rédaction.

Globotruncana cf. *schneegansi* a été reconnue au sommet du Turonien moyen. On sait que cette forme a été signalée jusque dans le Coniacien. Il sera intéressant de revoir plus tard son extension.

Un fait essentiel au Turonien moyen : l'apparition des *Globorotalites*. *Globorotalites* cf. *subconica* apparaît quelques mètres au-dessus du Turonien inférieur. Cette espèce reste cantonnée ici dans le Turonien moyen (1). Quant à la forme *multisepta*, elle est plus tardive, mais elle monte jusque dans le Sénonien inférieur.

Parmi le benthos, notons une forme tout à fait caractéristique du Turonien moyen : *Coscino-phragma irregularis*. Celle-ci semble limitée même à la partie moyenne de l'assise. Il ne s'agit pas d'une observation isolée, nous avons pu constater qu'il en était de même au puits 19 de Liévin. J. Sigal (Allard, p. 645) et P. Marie l'ont observée au même niveau dans le Bassin Parisien.

NOUS REMARQUONS DONC QUE LE TURONIEN MOYEN DU NORD DE LA FRANCE PEUT ÊTRE FACILEMENT RECONNU GRACE A LA MICROFAUNE.

L'APPARITION DES *Globorotalites* MARQUE LA BASE DE CETTE FORMATION. *Coscino-phragma irregularis* EN SITUE LA PARTIE MÉDIANE. IL S'AGIT LA DE REPÈRES SÛRS QUI DOIVENT RENDRE DE GRANDS SERVICES AUX STRATIGRAPHES.

Le Turonien supérieur.

Cette assise est nommée « gris » par les mineurs car elle est constituée par une craie grise. Ici, l'épaisseur de cette formation, qui montre des lits de silex, atteint 8 m.

Nous avons déjà défini la limite inférieure ; quant à la limite supérieure, les « gris » se terminent par un banc de craie durcie ou « meule ». La meule peut être riche en grains de glauconie et contenir

(1) Dans d'autres régions, la forme typique est surtout emschérienne.

des nodules de craie phosphatée. Ce banc marque la base du Sénonien inférieur.

Nous n'avons pas rencontré le fossile caractéristique : *Micraster leskei*. Mais étant donné le faciès de cette craie, son attribution au Turonien supérieur ne fait aucun doute.

LA MICROFAUNE du Turonien supérieur offre de grandes ressemblances avec celle du Turonien moyen et avec celle du Sénonien inférieur.

Les *Globotruncana* des groupes *lapparenti* et *marginata* traversent en entier ce sous-étage.

Notons aussi que *Globorotalites micheliniana* n'était pas connue au Turonien moyen ; son apparition coïncide ici avec la limite inférieure des « gris ». Il en est de même pour *Reussella szajnochae praecursor*.

Ces remarques devront être vérifiées dans d'autres forages de la région avant d'être exploitées par les stratigraphes.

LE SENONIEN

Comme dans la fosse voisine de Dourges, nous avons rencontré trois termes du Sénonien : Coniacien, Santonien, Campanien. Si le Campanien est bien daté par *Belemnitella quadrata*, il n'en est pas de même des sous-étages inférieurs, car nous n'avons pas retrouvé les *Micraster*s caractéristiques.

Il existe peut-être des lacunes, d'autant qu'en d'autres régions le Campanien ravine la craie à *Micraster*. Rien ne permet donc de supposer que les 36 m de craie blanche surmontant la meule représentent en entier le Coniacien-Santonien. Ces deux sous-étages sont nettement plus épais en d'autres régions.

Le Coniacien-Santonien.

On peut attribuer à ces formations 36 m de craie blanche à silex. Les macrofossiles autres que les Inocérames sont pratiquement absents.

On y recueille :

Inoceramus mantelli de MERC.

Inoceramus involutus Sow.

Nous avons vu que la base du Sénonien était marquée par un niveau de craie durcie, plus ou moins remaniée, qu'il nous a été facile de retrouver. La limite Campanien-Santonien (?), par contre, n'a pu être précisée ici. Nous n'avons pas suivi personnellement les travaux et les échantillons mis

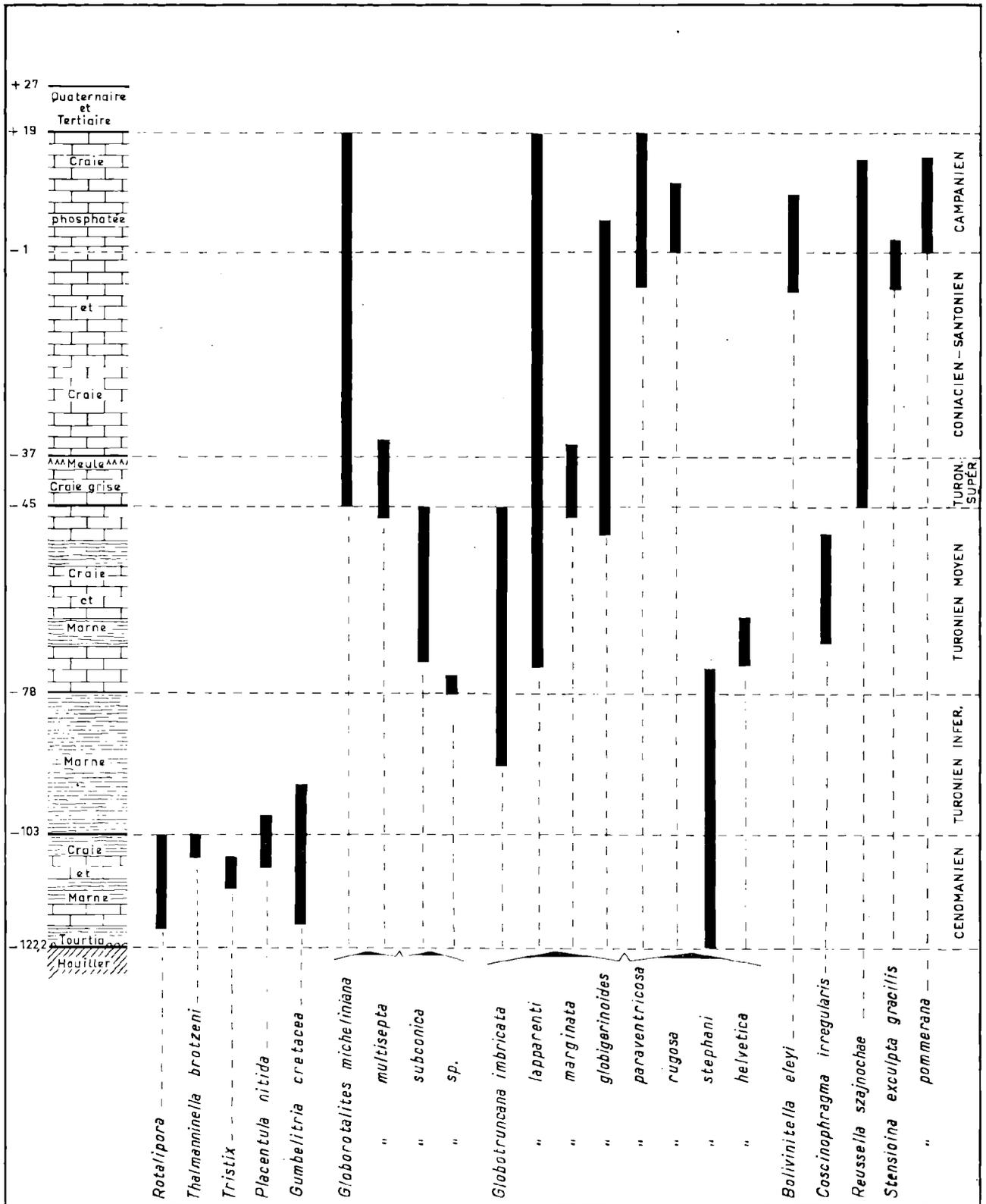


FIG. 2. — Coupe lithologique du puits 10 d'Oignies et extension verticale de quelques espèces « guides ».

à notre disposition n'étaient pas assez caractéristiques. Nous avons donc dû nous référer au travail de G. Mathieu qui avait délimité avec précision le Campanien de la craie à *Micraster*. Etant donné le peu de distance séparant les puits et les résultats concordants observés pour les niveaux inférieurs, nous avons donné la même épaisseur au Campanien et fixé à — 1 (environ) le sommet du Santonien. Nous verrons que la microfaune ne s'oppose pas à cette extrapolation.

LA MICROFAUNE. Comme le font remarquer tous les auteurs, il est difficile de séparer dans cette région (il n'en est pas de même en Mésogée) le Turonien supérieur du Sénonien inférieur avec la microfaune et de distinguer le Coniacien du Santonien.

Globorotalites micheliniana n'est ici d'aucun secours car cette espèce traverse la partie terminale du Turonien et monte jusque dans le Campanien.

Globorotalites cf. *multisepta* semble s'arrêter dans le Sénonien inférieur, comme *Globotruncana* du groupe *marginata*. Il s'agit là d'utiles indications. Les *Arenobulimina*, par contre, ne présentent guère d'intérêt dans l'état actuel de nos connaissances sur ces niveaux.

Nous constatons par contre, en regardant la figure 2, que la limite Santonien-Campanien va être plus facile à préciser ; en effet, le Campanien recèle une microfaune plus riche.

Le Campanien.

La craie à *Belemnitella* ravine le plus souvent la craie blanche à *Micraster*. Lors des travaux de creusement du canal voisin du puits 10, A. Bonte a pu observer la craie campanienne à l'affleurement. Il s'agit là d'une craie phosphatée. La base du Campanien contient habituellement des nodules de phosphate. G. Mathieu signale une brèche de craie à ciment de craie phosphatée. Ceci témoigne pour le moins d'une instabilité du fond marin.

Le Campanien atteindrait une épaisseur de 18 m environ. Il est bien daté par plusieurs exemplaires de *Actinocamax quadratus*.

LA MICROFAUNE permet de distinguer assez facilement le Campanien de la craie sous-jacente.

La plupart des *Globorotalites* ont disparu ; reste *Globorotalites micheliniana*. Par contre, de nouvelles Rosalines apparaissent. Au sommet du San-

tonien naît une *Globotruncana* qu'on peut rapprocher de *paraventricosa*. On sait que J. Hofker (1959) place cette forme dans le Campanien. Puis viennent des *Globotruncana* du groupe *bulloides* et surtout une forme rappelant *Globotruncana rugosa* (1) typiquement campanienne.

Parmi le benthos, *Bolivinitella eleyi* apparaît ici dans la craie santonienne (2), bien qu'il s'agisse d'une forme surtout connue au Campanien. Elle « annonce » le Campanien. Signalons aussi la présence de *Reussella rugosa*, forme campanienne ; elle coexiste avec *Reussella* cf. *szajnochae* qui nous vient du Turonien supérieur. Enfin, il faut remarquer l'apparition au sommet du Santonien de *Stensioina* cf. *exculpta gracilis* qui fait place au Campanien franc à *Stensioina pommerana*.

Nous constatons donc que dans les forages, le passage du Campanien au Santonien peut être assez facilement constaté :

Globotruncana DU GR. *bulloides* ET *Globotruncana rugosa*, *Reussella rugosa*, AINSI QUE *Stensioina pommerana* DISPARAISSENT LES PREMIÈRES, PUIS L'ABSENCE DE *Globotruncana* GR. *paraventricosa* ET L'ABSENCE OU LA RARETÉ DE *Bolivinitella eleyi* NOUS ASSURENT QUE L'ON SE TROUVE ALORS DANS LE SANTONIEN.

CONCLUSION

Au cours d'une précédente note, l'un de nous (J. P.) écrivait : « Il est avant tout nécessaire d'établir une échelle micropaléontologique dans des séries parfaitement datées et bien connues ». Voilà qui est ébauché. Ce travail doit, bien entendu, être étendu à d'autres coupes et développé par l'étude d'autres espèces ou même d'autres groupes de microfossiles. Plus les observations seront nombreuses, plus notre échelle micropaléontologique aura de valeur. Les tableaux donnés ci-dessus n'ont qu'une valeur indicative. Nous nous employons à étoffer ces résultats, à vérifier l'extension de chaque espèce qui n'est donnée ici qu'à titre documentaire.

Mais d'ores et déjà, les petits Foraminifères peuvent nous fournir de très utiles indications pour

(1) Cette détermination a été confirmée par M. P. MARIE, créateur de l'espèce. Nous l'en remercions.

(2) Dans le Bassin de Paris, elle apparaît dans l'Emschérien et présente un maximum de fréquence au Campanien.

« situer » les échantillons que l'on recueille lors des divers travaux de prospection entrepris dans notre région.

Nous pouvons proposer les subdivisions suivantes qui auront le mérite de n'être plus définies en se basant sur des critères de faciès, ce qui était de règle auparavant, mais grâce à des arguments plus valables d'ordre micropaléontologique.

CAMPANIEN INFÉRIEUR :

Zone à *Belem quadrata* avec *Bolivinitella eleyi* fréquent, *Reussella rugosa*, *Globotruncana* cf. *paraventricosa*, *Stensioina pommerana*.

SENONIEN INFÉRIEUR :

Zone à *Micraster cortestudinarium* avec *Globotruncana* bicarénées diverses et *Globorotalites*.

TURONIEN SUPÉRIEUR :

Zone à *Micraster leskei* avec *Globorotalites* cf. *multi-septa*, apparition de *Globotruncana* gr. *marginata* et *Globotruncana lapparenti*.

TURONIEN MOYEN :

Zone à *Terebratulina rigida* avec *Globotruncana helvetica*, *Coscinophragma irregularis*. Apparition de *Globorotalites*, *Globorotalites subconica*.

TURONIEN INFÉRIEUR :

Pas de *Rotalipora* ni de *Globorotalites*.
Zone à *Inoceramus labiatus* avec *Globotruncana stephani*, grosses Globigérines à la base et *Gumbelitra cretacea*.

CENOMANIEN :

Zone à *Rotalipora*. Avec *Rotalipora*, *Gavelinella* gr. *aumalensis*, *Arenobulimina anglica*, *Gumbelitra cretacea* (abondante), « *Placentula* » *nitida*.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALLARD P.L., CUVILLIER J., DALBIEZ F., DELMAS M., DUBAURE Ph., FABER J., FRANCOIS S., GUBLER Y., LACASSAGNE R., LAPLAICHE N., LYS M., MAILLARD J., MALMOUSTIER G., MARIE P., MAYNC W., NEUMANN M., NOUET G., PEREBASKINE V., SERONIE-VIVIEN M., SIGAL J. (1959). — Les Foraminifères et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles. *C. R. Congr. Soc. sav., Colloque sur le Crétacé supérieur français*, p. 592-660.
- DARDENNE M. et SIGAL J. (1962). — Les corrélations dans la craie du bassin de Paris. Périmètre de Dammartin-en-Goële. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXX, p. 219.
- GOSSELET J. (1904). — Les assises crétaciques et tertiaires dans les fosses et sondages du Nord de la France. *Etude des gîtes minéraux de la France*, fasc. I, région de Douai. Paris, Imprim. nationale.
- HOFKER J. (1959). — Les Foraminifères des craies tuffoïdes de Charente et de Dordogne, de l'Aquitaine, France du Sud-Ouest. *C. R. Congr. Soc. sav., Colloque sur le Crétacé supérieur français*.
- LACASSAGNE R. (1957). — Caractéristiques microstratigraphiques du Crétacé supérieur du pays de Caux. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 13, p. 273.
- LOEBLICH A R. et TAPPAN H. (1961). — Cretaceous planktonic Foraminifera. Part. I. Cenomanian. *Micropaleontology*, vol. 7, n° 3.
- MAGNÉ J. et POLVÊCHE J. (1961). — Sur le niveau à *Actinocamax plenus* (Blainville) du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 47.
- MATAPRIS M. et RAT P. (1961). — Données sur les Rosalines du Cénomanien et du Turonien de Côte-d'Or. *Revue Microp.*, n° 2, 4^e année.
- MARLIÈRE R. (1939). — La transgression albienne et cénomaniennne dans le Hainaut. *Thèse Lille*.
- MATHIEU G. (1931). — Coupe géologique des morts-terrains de la fosse n° 9 (siège de Clercq-Crombez) des mines de Dourges. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVI, p. 130.
- POLVÊCHE J. (1960). — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXIX, p. 190.
- POLVÊCHE J. (1962). — Sur la stratigraphie, les propriétés physiques et chimiques des craies du nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXX, p. 199.
- SIGAL J. (1955). — Notes micropaléontologiques nord-africaines. Du Cénomanien au Santonien : zone et limites en faciès pélagique. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 8, p. 157.



Observations nouvelles sur les bancs anciens de galets du Marquenterre

par R. PETIT

(2 fig.)

Sommaire. — Les bancs de galets de silex du Marquenterre (région de Rue, départ. de la Somme) qui représentent une formation littorale ancienne, ont fourni récemment deux sortes de renseignements :

1) Leur base a donné plusieurs dizaines d'échantillons de roches exotiques, dont quelques-uns non roulés, en provenance possible de Basse-Normandie et de Bretagne.

2) L'examen sommaire de l'altération et des dérangements qu'ont subis les sédiments éoliens et les galets de la partie supérieure des bancs, conduit à supposer que la mise en place de la masse principale des bancs s'est faite à une époque antérieure au Riss et à plus forte raison au Riss-Würm, époques auxquelles on les rapportait parfois jusqu'à présent.

La plaine maritime picarde a été particulièrement bien étudiée par Gosselet à l'occasion du levé de la feuille de Montreuil, ainsi que par Demangeon (1905), Dubois (1924) et Briquet (1930) dans leurs thèses. Je me reporterai plusieurs fois à leurs travaux.

Actuellement, dans le département de la Somme, on désigne sous le nom de « Bas-Champs » la seule partie de la plaine maritime qui s'étend sur la rive gauche de la rivière, dans le triangle Saint-Valery, Le Hourdel, Onival, tandis qu'on groupe toute la partie qui s'étend de la Somme à l'Authie sous le nom de « Marquenterre », terme qui avait autrefois une acception plus étroite et ne comprenait d'abord que Saint-Quentin-en-Tourmont, Quend et quelques fermes voisines (Demangeon, 1905, p. 187, 189, 194).

Il existe au sud de la Somme, quelques bancs anciens de galets d'importance réduite. Par contre, ce type de bancs est bien développé dans le Marquenterre où on les voit depuis Le Crotoy, sur la baie de Somme, jusqu'à Quend, près de l'Authie ; ils s'étendent même jusqu'à Waben sur la rive droite de l'Authie, dans le département du Pas-de-Calais.

Ces bancs de galets dominant de 3 à 8 mètres les bas-fonds. On les appelait autrefois « pragues » et les carrières qui y étaient ouvertes se nommaient « prumières », mais ces expressions paraissent tombées en désuétude. Du point de vue agricole, leur caractère caillouteux, presque entièrement siliceux et sec, les oppose sous le nom de « foraines » aux terres argilo-sableuses des bas-fonds humides.

Le caractère d'ancienneté de ces bancs a été basé tantôt sur leur éloignement du littoral actuel et sur le fait que leur sommet est souvent plus élevé que le sommet des cordons de galets actuels (Demangeon, p. 170 ; Dubois, p. 191 ; Briquet, p. 222), tantôt sur leur aspect extérieur, différent de l'aspect des bancs actuels, et sur l'état d'altération des sables et des galets qu'ils contiennent (Briquet, p. 220 ; Dubois, p. 191). Dubois avait bien noté (p. 188-189) dans quelques carrières la présence, à la partie supérieure des bancs, de gros galets, presque tous ou fréquemment à axe vertical ; mais à cette époque on n'expliquait pas encore cette disposition. Néanmoins, en se basant à la fois sur l'altération des bancs et sur leur altitude, il datait leur formation de l'interglaciaire Riss-Würm. Quant à Briquet, il rapporte ces bancs, partie au début du Riss, partie à la fin de cette même époque (p. 225-226 et tableau p. 50). C'est Tricart (1951) qui fut, à ma connaissance, le premier à écrire (p. 52-53) qu'il s'agissait de l'action « de phénomènes de cryoturbation qui n'ont pu se développer qu'au cours d'une période froide », et que ces bancs sont donc « antérieurs à la glaciation vistulienne (würmienne) » ; et il se déclarait d'accord avec les conclusions de Dubois.

Depuis longtemps, mon attention a été attirée par la manière dont les auteurs cités plus haut ont traité de la mise en place des bancs anciens.

Demangeon attribue la répartition et le fractionnement de ces bancs aux forces inégales des rivières qui débouchaient dans la mer (p. 171) mais ne parle pas de l'action primordiale de celle-ci.

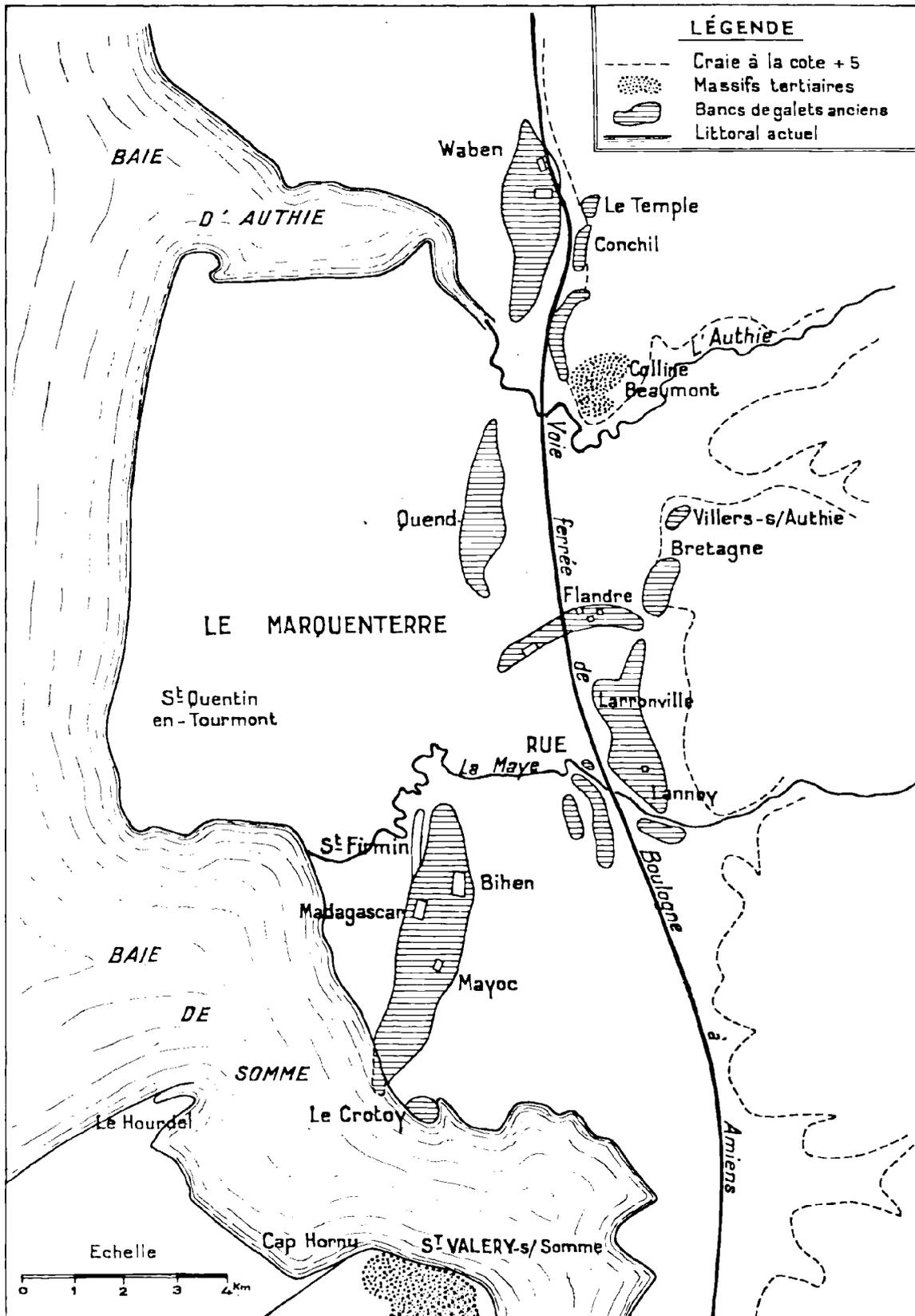


FIG. 1

Dubois se contente de noter (p. 177) que les pruques de la série interne sont assez nombreuses et mal alignées, tandis que celles de la série externe forment une rangée très régulière de trois longs massifs orientés Nord-Sud. Il ajoute (p. 191) qu'au N de Waben « le cordon littoral s'appauvrit de plus en plus en galets à mesure que l'on s'éloigne de la côte picarde, où la falaise formée de craies riches en silex, produit une grande quantité de galets », ce qui suppose implicitement la mise en place dans le sens Sud-Nord.

Briquet, lui, dit clairement que ces bancs ont été mis en place dans le sens Sud-Nord (p. 222). Il va même jusqu'à affirmer (p. 227) que « les galets du Pas d'Authie et de Conchil-le-Temple placés exactement dans l'alignement de ceux du Crotoy appartenaient comme ces derniers au poulier qui, de l'ancien cap Hornu s'était allongé en travers des deux estuaires de la Somme et de l'Authie en les barrant. Le poulier était venu s'appliquer contre la falaise de craie formant le rivage au nord de l'Authie ».

Cette hypothèse est difficile à accepter.

Briquet ajoute bien qu'une rupture, analogue aux ruptures récentes du cordon de galets actuel qui ont donné lieu à la formation temporaire du hâble d'Ault, a dû se produire près de Rue, mais qu'ensuite, « le poulier rompu se rétablissait cependant à l'extrémité de la falaise du cap Hornu, et qu'il s'avancait cette fois jusqu'à Conchil-le-Temple » (p. 227). Que seraient alors devenues les eaux de la Somme, de la Maye et de l'Authie derrière ce cordon de galets continu ? Si Briquet ne s'était pas exprimé aussi clairement, on aurait pu supposer qu'il admettait que les galets aient pu franchir l'estuaire de la Somme sans l'obstruer ; cela se voit actuellement à Dieppe et au Tréport, embouchures de petites rivières, mais rien de semblable n'a été signalé en baie de Somme. Voyant les difficultés qui surgissent devant l'hypothèse de Briquet, j'ai essayé d'en imaginer une autre. Mon point de départ a été l'idée émise par P. Pinchemel (1954) (p. 170) suivant laquelle, dans l'évolution de la Manche orientale et dans l'ouverture du Pas de Calais, la rupture des South Downs doit être envisagée autant que celle des North Downs. J'ai donc supposé qu'à l'époque où les South Downs pouvaient former un escarpement continu d'Eastbourne au Touquet, le régime de la houle et celui des vents à la côte étaient différents de ce qu'ils sont actuellement. Et j'ai pensé que sous leur action les silex provenant de la destruction des South Downs sont venus alimenter les bancs

du Marquenterre en prenant appui sur la falaise morte à Waben, en refoulant peu à peu les eaux de l'Authie et de la Maye vers le Sud et en se terminant en poulier au Crotoy sans obstruer l'estuaire de la Somme resté constamment ouvert.

Malgré les objections qu'on peut lui faire à son tour, c'est avec cette nouvelle hypothèse que j'ai commencé mes explorations, mais je dois dire dès maintenant que je n'ai trouvé dans la structure des bancs aucune preuve qui vienne l'appuyer. Néanmoins je pense que le problème reste posé.

LES COUPES VISIBLES

La coupe de la « falaise du Crotoy », décrite par Gosselet et étudiée en détail par Dubois, n'est plus du tout visible depuis 1957, année qui a vu la construction d'une digue promenade le long de la plage (1), mais le développement très important qu'ont pris depuis quelques années les exploitations de galets dans le banc désigné localement sous le nom de Barre-Mer et que Dubois a appelé « banc de Mayoc », permet d'en observer la structure sur des fronts très étendus, d'une manière beaucoup plus complète et plus variée que sur la seule plage du Crotoy. C'est dans le groupe des carrières de Bihen que le banc de galets montre la plus grande épaisseur observable au-dessus du niveau d'eau. La carrière de Saint-Firmin (Madagascar) se signale par le grand nombre de roches exotiques qui ont été extraites de la base du banc, sous le niveau d'eau. La carrière de Mayoc, qui est exploitée en gradins, permet d'étudier facilement la partie supérieure du banc. Le groupe des carrières de Flandres-Rue apporte des renseignements particuliers. Celle des carrières de Waben que j'ai pu voir confirme quelques-unes des observations faites entre Rue et le Crotoy. Dans les bancs de la série interne (je n'y fais pas entrer le banc de Flandre), les exploitations sont presque toutes arrêtées, m'at-il semblé, et je n'y ai vu qu'une seule petite carrière. C'est une lacune importante de mon étude.

J'ai un agréable devoir de gratitude à remplir envers MM. Savreux, Croisile et Bardé (2) qui m'ont accueilli très cordialement et m'ont accordé toutes facilités pour visiter leurs exploitations :

(1) Néanmoins, sur l'estran, une étendue d'environ un à deux hectares montre à nu une coupe horizontale du « banc de Mayoc » en place, tandis que des galets arrachés à ce banc forment un mince cordon moderne au pied de la digue-promenade.

(2) Je cite du Sud au Nord, dans l'ordre où j'ai sollicité les autorisations de visite.

je les en remercie très vivement. Je remercie également les surveillants et ouvriers de leurs chantiers qui ont eu l'obligeance de mettre de côté un bon nombre d'exemplaires de roches exotiques et de me donner des précisions sur les conditions de leur trouvaille.

Les carrières de Bihen

Ce qui frappe l'attention quand on entre dans ces carrières, où les travaux de MM. Savreux (1) et Croisile sont imbriqués, c'est de voir, tant sur les fronts en cours d'exploitation que sur ceux qui sont arrêtés depuis quelques années, le grand contraste entre le tiers supérieur et le tiers moyen de la masse de galets. Le tiers supérieur montre un grand désordre, qui n'est pourtant pas un chaos, tandis que le tiers moyen est disposé en stratification régulièrement pentée.

Des galets étaient déjà exploités à Bihen lors du passage de Gossclot. Plus tard, Dubois y a levé une coupe sur 6 m de hauteur (p. 189). D'après des photos de l'I.G.N. prises en 1947, c'est-à-dire 25 ans après les observations de Dubois, la surface exploitée était encore peu étendue à cette époque et se développait à partir des points :

$$\left. \begin{array}{l} X = 550.350 \\ Y = 284.100 \end{array} \right\} \text{ et } \left. \begin{array}{l} X = 550.220 \\ Y = 284.540 \end{array} \right\}$$

La coupe de Dubois était donc voisine de l'un de ces points.

Coupe moyenne des fronts des carrières de Bihen.

Sol naturel cote + 12

Couche n° 4. — Terre sableuse contenant des galets entiers et des galets fracturés. Dans la moitié supérieure la terre est noire (terre végétale); dans la moitié inférieure, elle est gris clair. Epaisseur : 0,50 m.

Cote + 11,50.

Couche n° 3. — Couche hétérogène comportant tantôt des galets disposés sans ordre apparent, mais souvent en position verticale (poids : 1 à 2 kgs), tantôt des poches de sable jaune clair en bas, rouge à la partie supérieure, qui contiennent des galets de silex plus ou moins éclatés. Epaisseur : 2,50 m.

Cote + 9.

(1) En réalité, l'exploitation était faite dans cette carrière au nom d'une société formée par MM. Delaire et Savreux. Je profite de l'occasion pour remercier bien vivement M. Delaire de m'avoir autorisé à visiter cette carrière comme les autres qu'il exploite dans la région.

Couche n° 2. — Couche formée presque entièrement de petits galets bleus de 10 à 200 g (longueur 2 à 7 cm), pris dans une matrice graveleuse à éléments souvent fracturés et émoussés, diversement patinés. Cette couche montre une stratification inclinée d'environ 10 % d'E à W et de 5 % de S à N. Epaisseur : 2,50 m.

Cote + 6,50.

Couche n° 1. — Cette couche, masquée en grande partie par des éboulis, se distingue de la précédente par la présence de nombreux galets bleutés assez gros dont le poids dépasse parfois 4 kgs. Elle montre, aux endroits visibles, une stratification concordante avec la stratification de la couche n° 2. Epaisseur : 2,50 m.

Cote + 4 sol de la carrière ; épaisseur totale : 8 m.

Le niveau d'eau moyen, variable suivant la pluviosité et la température, est à quelques décimètres sous le sol de la carrière. Il y a plusieurs années, l'exploitation a été faite, sous le niveau d'eau moyen, sur quelques dizaines d'ares.

Voici quelques détails sur ces couches :

Couche n° 4. — Je n'ai pas porté mon attention sur cette couche. Elle est enlevée en découverte avant exploitation de la masse principale.

Couche n° 3. — Elle est remarquable par son hétérogénéité et par son épaisseur presque constante : 2 m 50. Tantôt cette couche ne comprend que des galets entiers jointifs se présentant dans toutes les positions depuis l'horizontale jusqu'à la verticale, les intervalles entre galets étant remplis d'argile dure. Tantôt cette couche est représentée par des poches d'un sable qui, à la base, est jaunâtre et assez meuble, tandis que vers le haut il est très rubéfié et dur. Le sable jaunâtre contient peu de galets ; le sable rubéfié en contient beaucoup, placés en position verticale, les uns entiers, les autres éclatés. La profondeur des poches excède rarement 1 mètre, néanmoins en quelques endroits elle dépasse 2 mètres, mais dans ce cas on remarque que la base des poches s'arrête à la base de la partie désordonnée. A Bihen, cette couche est assez difficile à étudier car l'exploitation se faisant en une seule tranche, on peut rarement atteindre la partie supérieure, même en montant sur les éboulis.

Les exploitations de Bihen se sont limitées du côté NW à un petit vallon au voisinage duquel la couche n° 3 ne présente plus qu'une épaisseur d'environ 0 m 50. Dubois estimait d'après ses observations en surface, que cette dépression était remplie de sédiments flandriens marins (p. 224). Je n'ai pu examiner le sol de ce vallon, actuellement transformé en prairies, mais comme en d'autres points de la surface du banc de Mayoc, on voit du sable dunaire avec débris de coquilles, je crois que l'on a affaire ici à un dépôt analogue, et que l'existence du vallon n'est due qu'au ravinement récent de la couche n° 3 et non pas à un dépôt marin récent entre deux branches anciennes du banc.

Je n'ai trouvé dans cette couche aucune autre roche que des silex.

Couche n° 2. — Le point haut apparent de la stratification de cette couche, que j'appellerai point H, est bien visible en

$$\begin{array}{l} X = 550.125 \\ Y = 284.125 \end{array}$$

En cet endroit, en montant sur les éboulis de la couche n° 1 pour examiner la couche n° 2, j'ai trouvé en place à la partie supérieure de cette couche, un galet de granite posé bien à plat, altéré, très corrodé sur l'une de ses faces, pesant 245 grammes, et dont les dimensions approximatives sont 8 cm × 6 cm × 2 cm. C'est le seul galet de roche cristalline que mes nombreuses recherches dans cette couche, tant dans cette carrière que dans les autres carrières du même banc de Mayoc, m'ont permis de trouver.

Dans cette couche, certains lits de silex à petits éléments n'ont aucune cohésion parce qu'ils ne contiennent pas assez de sable.

A la partie supérieure de cette couche, le sable de la matrice est très roux (prélèvement *a*), au milieu il est moins roux (prélèvement *b*).

Couche n° 1. — Elle se caractérise par l'apparition assez brusque d'un grand nombre de galets bleutés plus gros que ceux de la couche n° 2. Les galets ayant comme dimensions 17 cm × 12 cm × 7 cm sont nombreux, mais j'y ai relevé dès la partie supérieure des galets ayant : 20 x 20 x 10 cm ; 23 x 12 x 8 cm ; 25 x 12 x 9 cm, ce dernier pesant 4 kgs 650.

Dans les parties visibles, quelques gros galets paraissent n'être pas posés bien à plat.

Comme il a été dit plus haut, cette couche est cachée presque partout par des éboulis : ceci tient au mode de travail des pelles mécaniques, et dans les parties où l'exploitation est arrêtée, la lente dégradation des fronts de carrière accroît encore le talus d'éboulis.

En 1961, près du point H, en un endroit favorable, j'ai fait dans les éboulis une saignée qui a dégagé 1 m 50 de cette couche n° 1. Dans le mètre supérieur, le sable de la matrice (prélèvement *c*) tout en étant un peu altéré, est moins roux que le sable du prélèvement *b* de la couche n° 2. Par contre, plus bas, sur les 50 derniers centimètres, j'ai vu une matrice sableuse (prélèvement *d*) très rouge, beaucoup plus rouge que le sable du prélèvement *a* du sommet de la couche n° 2. En 1962, à 200 m environ au N du point H, F. Bourdier a également observé près du milieu de cette couche n° 1, un niveau à matrice très rouge.

Ainsi que je l'ai déjà signalé en 1959, les carrières de Bihen m'ont fourni quelques exemplaires de roches exotiques de grandes dimensions et de poids notable. J'ai trouvé ces blocs dans les tas de galets de gros calibre mis en stock en vue d'usages spéciaux, tels que fondations de route. C'est là que j'ai prélevé en 1959 un silex à Pentacrines pesant 15,5 kgs (1) et une plaque de schiste grossier avec petites coquilles, pesant 14,8 kgs dont, malheureusement, je n'ai rien conservé.

En 1962, j'ai ramassé un bloc de granulite de forme subpyramidale ayant une base triangulaire de 20 x 25 cm, une hauteur de 20 cm et un poids de 13,5 kgs. Cette année également, M. Croisile m'a remis un bloc de grès, du type d'Erquy, de forme subpyramidale aussi, ayant une base rectangulaire de 20 x 18 cm et une hauteur de 36 cm ; son poids était de 17,2 kgs. En même temps, M. Croisile m'a donné trois gros galets de granite pesant

respectivement 5,5 kgs ; 4,050 kgs ; 2,5 kgs, ainsi qu'un quatrième plus petit.

Il est certain que les deux très gros blocs viennent de la base de la couche n° 1, car on ne voit pas ailleurs d'éléments de grandes dimensions. Quant aux exemplaires plus petits, leur provenance de la base, sans être certaine, est très probable.

La carrière de St-Firmin (Madagascar)

Entrée en X = 549,000 ; Y = 283,500

Cette carrière est exploitée par MM. Savreux sur le flanc W du banc de Mayoc, à 900 m environ à l'WSW des carrières de Bihen. Elle se développe sur 500 m environ dans le sens S-N et sur 300 m dans le sens W-E. En cet endroit, la surface du sol naturel est comprise entre les cotes +7 et +8, tandis que le sol de la carrière est à +4, aussi ne peut-on observer entièrement que les couches n° 4 et n° 3, et en partie seulement la couche n° 2 de Bihen. Voici les différences principales que présentent ces couches par rapport à celles de Bihen :

Couche n° 4. — La partie supérieure de cette couche montre parfois du sable récent contenant de minuscules fragments de coquilles peut-être marines, mais sûrement amenés par le vent.

Couche n° 3. — Ici, cette couche ne montre pas aussi bien qu'à Bihen le contraste entre les galets dressés, souvent verticaux, et les poches de sable, qui sont souvent peu importantes. Le désordre est plus grand qu'à Bihen, mais quand le sable est visible, il est toujours plus clair à la base avec peu de galets, et plus roux en haut avec beaucoup de galets dont un bon nombre éclatés. L'épaisseur de cette couche n'apparaît pas toujours aussi constante qu'à Bihen ni aussi grande, néanmoins elle atteint souvent 2 m. Pendant longtemps, dans la partie sud de la carrière on n'a presque pas vu de poches de sable. Tout récemment, la couche n° 4 a été déblayée sur deux hectares dans l'angle SE de la carrière, mettant ainsi à nu la surface de la couche n° 3. On y a constaté l'existence entre crêtes de galets, d'importantes poches de sable roux. Dans l'une d'elles, le sable a été exploité, et ce que l'on peut voir sur les parois, imparfaitement aplanies, confirme en gros ce qui sera dit de la couche n° 3 dans la carrière de Mayoc.

Couche n° 2. — Cette couche est rarement visible car elle est souvent masquée par les éboulis ; dans la masse de petits galets bien lités, on voit plus souvent qu'à Bihen des galets de 10 à 15 cm. En un point j'ai vu, en place, un gros galet de grès tertiaire dont les dimensions annonçaient un poids d'environ 10 kgs.

Un galet de granite ovoïde aplati de 195 x 110 x 55 mm, très régulièrement façonné, pesant 1,920 kg, m'a été donné comme pouvant provenir de la couche n° 2.

Couche n° 1. — Elle n'est visible nulle part étant située entièrement sous le niveau d'eau qui est un peu inférieur à la cote +4. L'exploitation se fait là sur une profondeur de 4 mètres et atteint donc le voisinage de la cote zéro.

(1) M. Bonte pense qu'il appartient à la série des accidents siliceux du Bajocien de Basse-Normandie.

Les galets et le sable extraits de cette couche sont mis en tas près de l'excavatrice, en attendant d'être repris pour le criblage et parfois le concassage qui précèdent la vente. Lorsqu'une pluie survient dans l'intervalle, les galets sont débarrassés du sable qui les recouvre et un œil exercé peut alors distinguer les roches exotiques des silex. J'ai signalé en 1959 leur présence dans cette carrière. Je n'ai pas eu l'avantage d'en trouver moi-même, mais depuis trois ans MM. Savreux m'ont encore fait remettre un assez grand nombre de roches diverses qui en proviennent. Rien entendu, une sélection involontaire se fait dans le ramassage : les éléments les plus petits échappent plus facilement aux regards, à l'inverse des plus gros ; mais ces derniers sont les plus intéressants par les hypothèses qu'il faudra faire pour expliquer leur apport en ces lieux. Le plus gros était formé d'une diorite à arêtes vives, pesant 22,8 kgs ; un autre gros bloc dépassait aussi 20 kgs ; un troisième atteignait encore 17,8 kgs. Les plus gros blocs de granite pesaient 8,5 kgs, 7,2 kgs et 5,8 kgs. Le nombre de galets cristallins et de grès non tertiaires dont le poids est compris entre 2 et 0,5 kgs dépasse quinze ; voici quelques poids en grammes :

2.095, 1.980, 1.870, 1.620, 1.500, 1.480, 1.260, 975, 885, 670, 645, 530.

En presque totalité, les blocs de granite ont une forme irrégulière plus ou moins subparallélépipédique à arêtes plus ou moins émoussées, rappelant la désagrégation en boules du granite, les feldspaths et les micas y sont souvent très altérés ; l'un des blocs dont le poids était 2,240 kgs et les dimensions 28 x 6 x 5 cm, avait néanmoins les arêtes tout à fait vives. Il faut signaler à part la présence d'une grauwacke très fragile conservant en creux l'empreinte de Fenestelles.

Les galets ou blocs de roches exotiques sont remontés à intervalles irréguliers, par séries en quelque sorte, et certaines parties de la carrière se sont montrées plus riches que d'autres à cet égard ; leur point moyen se trouve en $X = 549,250$, $Y = 283,900$; sol naturel en $Z = +7,5$; gîte des roches exotiques $Z = 0$ (1).

En outre, un gros bloc de grès, apparemment tertiaire, pesant plus de 200 kgs, a été extrait de cette carrière, mais d'après la réaction de la machine, ce bloc ne viendrait pas de la cote zéro, mais de la cote + 2. La machine a également attaqué d'autres blocs, mais n'a pu les remonter.

L'excavatrice remonte parfois quelques rares silex cornus non roulés et parfois d'assez grandes quantités de sable parmi lesquelles on voit des blocs d'une glaise beige clair, où je n'ai pas trouvé de fossiles. On ne m'a pas signalé la présence de blocs de craie, et la position du substratum crayeux en place n'est pas connue dans la carrière ; en réalité, donc, on ne peut vraiment dire qu'on ait atteint ici la base du banc.

Signalons pour mémoire que des « planches » de bois ont été aussi tirées de la partie noyée du banc de galets ; je ne les ai pas vues.

(1) Je remets à la Société une série de roches exotiques du Marquenterre. L'étude de leur provenance ne peut être entreprise actuellement ; ce serait un travail considérable qui exigerait le concours de géologues connaissant très bien la Normandie, la Bretagne et peut-être l'Angleterre.

La carrière de Mayoc

Entrée en $X = 549,400$; $Y = 282,470$

Cette carrière, comme la précédente, est exploitée par MM. Savreux. On y distingue les mêmes couches qu'à Bihen.

La partie supérieure de la *couche n° 4* (terre végétale sableuse avec galets rares) est enlevée et mise au rebut avant toute exploitation ; elle m'a fourni un fragment de meule gallo-romaine en poudingue, sans doute tertiaire, et un fragment de poterie. M. Roger Agache y a trouvé de nombreux fragments de tuiles romaines.

Je parlerai plus loin de la *couche n° 3*.

La *couche n° 2*, bien stratifiée, contient presque uniquement des petits galets, comme à Bihen ; elle a peu de cohésion. Les pentes y sont de même sens qu'à Bihen, mais de valeur différente : la pente E-W est un peu plus faible et la pente S-N un peu plus forte, mais on ne voit celle-ci que sur une courte distance.

La *couche n° 1*, aux rares endroits où elle se laisse voir, montre des galets assez gros, comme à Bihen. On ne m'a pas signalé de roches exotiques dans cette carrière ; pour ma part, j'ai vu un bloc de grès tertiaire sur le sol (cote + 5 env.) et j'ai trouvé un petit galet de grès feldspathique dans les éboulis de la *couche n° 3*.

Cette *couche n° 3* est particulièrement intéressante et facile à étudier, grâce au gradin qui y a été ménagé. Elle n'est pas entièrement visible, à cause des éboulis qui en cachent la base, mais on peut évaluer son épaisseur à 2,50 m environ, puisqu'on voit la *couche n° 2* bien stratifiée dans le gradin inférieur. La coupe suivante (fig. 2) a été relevée en $X = 549,560$; $Y = 282,630$. Elle représente une grande poche de sable de près de 12 m de largeur comprise entre deux pointements de galets dressés.

a) La partie supérieure de la poche est formée d'un sable rouge très argileux se délayant assez bien dans l'eau et contenant de nombreux galets souvent placés en position verticale ; les uns sont entiers mais beaucoup sont fracturés. Cette couche s'étend sur toute la largeur de la poche. Epaisseur : 0,50 à 1 m.

b) Au-dessous, on voit à droite, sur une largeur de 4 m, un sable jaunâtre très durci et craquelé, se désagrégant mal dans l'eau ; il contient quelques galets, entiers pour la plupart. Epaisseur : 0 à 0,60 m.

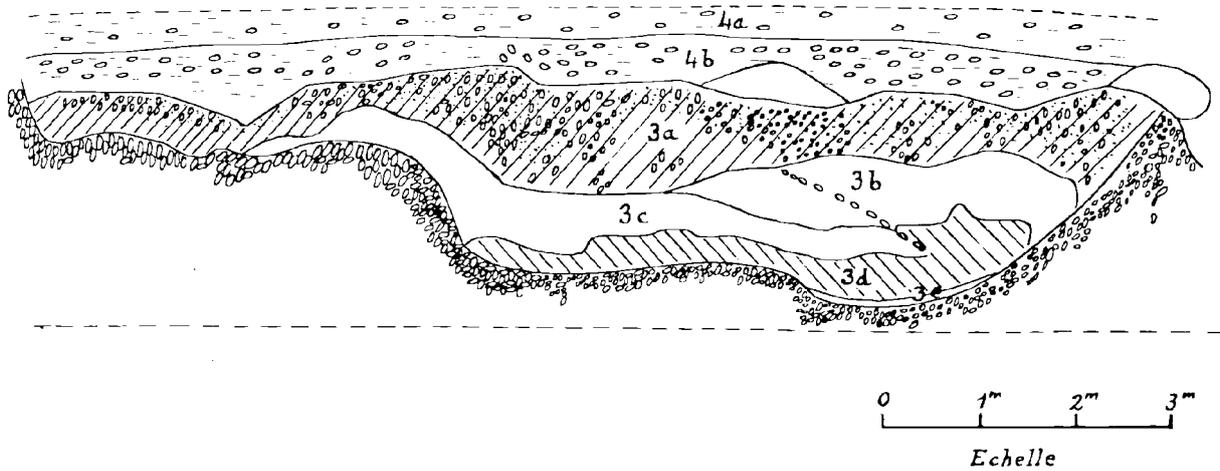
c) Plus bas vient un sable jaune clair pulvérulent avec galets rares ; on le voit sur plus de 8 m de largeur ; épaisseur : 0 à 0,60 m.

d) Encore plus bas on trouve, sur 6 m de largeur, un sable jaunâtre un peu argileux, gardant bien l'humidité et se délayant très facilement dans l'eau ; il ne contient pas ou très peu de galets ; épaisseur : 0 à 0,70 m.

e) Enfin, le fond de la poche, sur 2 m seulement, est recouvert d'une glaise plus ou moins sableuse sans galets ; épaisseur : 0 m 10.

En quelques points, il existe à la limite des couches n° 4 et 3, de petites poches de sable clair dont la largeur dépasse rarement 1 m et la profondeur 50 cm. Ces petites poches semblent devoir être rattachées à la *couche n° 4*.

Fig. 2. — Carrière de Mayoc - Détail d'une poche de sable.



- 4 a) Terre végétale noire avec galets.
- 4 b) Terre gris clair avec galets assez abondants.
- 3 a) Sable roux très argileux avec galets nombreux, en majorité fracturés, souvent placés en position verticale.
- 3 b) Sable jaunâtre très durci, se désagrégant mal dans l'eau.
- 3 c) Sable jaune clair, très meuble et très fin, avec galets rares.
- 3 d) Sable jaunâtre un peu argileux, gardant bien l'humidité.
- 3 e) Glaise plus ou moins sableuse sans galets.

Ces couches de sable, qui ont des caractères assez marqués, ne montrent pas une stratification régulière ni une épaisseur constante, néanmoins elles n'ont pas été brassées au point de former un mélange chaotique.

Sous le sable se trouvent des galets dressés qui envoient des pointements de part et d'autre de la poche, l'un très étroit à droite, l'autre large de près de 6 m à gauche. Dans celui-ci, on voit que les galets sont enrobés tantôt dans un sable argileux roux se délayant mal dans l'eau, tantôt dans un sable gris peu argileux.

Cette couche contient beaucoup de galets pesant 1 à 2 kgs; quelques-uns atteignent 4 kgs.

La carrière du banc de Lannoy-Larronville

X = 553,400 ; Y = 286,050 ; Z = + 12

Dubois avait encore pu observer dans ce banc une masse de sable et de galets de 7 m d'épaisseur (p. 178), mais il n'en détaillait que 3,35 m (p. 179). Actuellement, toutes les carrières sont pratiquement abandonnées, mais on peut encore voir dans l'une d'elles l'équivalent de la couche n° 3 du banc de Mayoc, avec une poche de sable présentant les mêmes caractères qu'à Mayoc, c'est-à-dire à la partie supérieure sable roux avec galets et plus bas sable jaunâtre sans galets. Sur les côtés de la poche, les galets dressés sont nombreux.

Les carrières du banc de Flandre

L'exploitation intensive vient d'être suspendue tout récemment dans ce banc. La dernière parcelle exploitée avait une surface d'environ 6 hectares et son centre se trouvait en X = 551,270 ; Y = 288,550.

En cet endroit, la surface du sol était comprise entre + 7 et + 5 ; le niveau d'eau est un peu plus bas que la cote + 4 et l'extraction par excavatrice se faisait jusqu'au voisinage de la cote zéro. Sur la lisière E de cette parcelle on voit, mais en moins développé, l'équivalent de la couche n° 3 du banc de Mayoc avec galets dressés et poches de sable, ces dernières présentant les mêmes caractères de mise en place et d'altération qu'à Mayoc. Quant à l'exploitation sous le niveau d'eau, je n'ai pas eu le temps de la suivre autant que je l'aurais désiré. Toutefois, grâce à l'obligeance de M. Bardé qui a exploité cette parcelle, j'ai pu voir que la machine remontait parfois de la boue crayeuse, des fragments de craie de 5 cm de côté, des silex cornus noirs ayant conservé leur cortex crayeux, et des silex paraissant formés en deux temps. Ces derniers contiennent des rognons noirs plus ou moins cornus, cimentés par une pâte de silex plus ou moins rou-

géatre. J'ai trouvé aussi un galet de gneiss pesant 4,150 kgs. En outre, on a remonté de cette carrière une grande quantité de très gros blocs de grès tertiaire pouvant représenter au total 10 à 20 mètres cubes, soit un poids de 25 à 50 tonnes. Il n'est pas certain que ces blocs proviennent de la cote zéro : la réaction de la machine aurait plutôt indiqué qu'ils se trouvaient à la cote + 2.

J'ajouterai enfin qu'on m'a signalé, ici comme à St-Firmin, que des planches avaient été remontées ; plusieurs exemplaires m'ont été remis ; il s'agit d'un bois très dur devenu tout noir à l'intérieur (1). Une analyse pour dosage du carbone 14 serait nécessaire mais n'a pu être faite.

Dans le tas du stock de galets près du criblage, j'ai ramassé deux blocs de granite très altérés, mais à arêtes vives, pesant respectivement 2,6 kgs et 3,3 kgs. Les galets de grès, pas tous tertiaires, y sont nombreux. Les silex en deux temps aussi ; ils forment de grosses plaques de 8 à 10 cm d'épaisseur découpées en blocs qui pèsent parfois 10 à 20 kgs.

Toute l'exploitation importante de ces dernières années s'est faite à l'W de la voie ferrée, mais à l'E on peut encore voir trois structures du banc de Flandre sur des fronts de carrières arrêtés ou exploitées peu activement. Ils se trouvent à moins de 200 m d'un ancien poste de transformation électrique situé en X = 552,400 ; Y = 289,320 ; Z = + 11. Une route parcourt le banc de Flandre suivant son axe, il y a deux carrières au sud de la route et une au N. Dans celle des carrières situées au S de la route et la plus proche de l'ancien transformateur, j'ai relevé la coupe suivante :

1,00 à 0,80 m	galets dressés	} tous ces sables sont peu altérés
0,80 à 1,00 m	sable	
0,40	galets horizontaux	
0,20	sable	
0,10	galets	
0,30	sable	
0,05	galets	
puis	sable	

Plus bas, dans un trou situé à l'écart, on voit du sable roux au fond.

Dans la carrière du nord de la route, située à 150 m de la précédente, on voit encore nettement le banc supérieur de galets et le premier banc de sable, avec les mêmes épaisseurs, mais au-dessous les bancs de galets sont plus épais et les bancs de sable moins épais qu'au sud de la route.

(1). F. Bourdier pense qu'il s'agit d'éléments de garnissage d'un puits d'époque gauloise ou gallo-romaine.

Enfin, dans la troisième carrière, au sud de la route et la plus à l'Est, à part le banc supérieur de galets, bien marqué, tout le reste n'est que sable contenant seulement de rares galets.

Région de Waben (rive droite de l'Authie)

Le temps m'a manqué pour chercher à visiter en détail les carrières de cette région.

Une petite carrière est en exploitation dans le village même de Waben, contre la voie ferrée. Je l'ai à peine aperçue.

J'ai vu avec plus d'attention une carrière ouverte par M. Bardé de part et d'autre de la limite des communes de Conchil-le-Temple et de Waben, avec entrée sur la Route Nationale n° 40 en X = 551,830, Y = 297,450. Ce qui est visible dans cette carrière représente les couches que j'ai désignées dans le banc de Mayoc sous les numéros 4, 3 et 2. Elles se trouvent à Waben à des cotes très voisines de celles qu'elles ont à St-Firmin. Actuellement, il n'y a pas d'exploitation sous le niveau d'eau.

La couche n° 4 a fourni des fragments de poterie gauloise ou gallo-romaine.

La couche n° 3 est dérangée avec galets dressés et poches de sable ; ces poches montrent en haut du sable roux avec galets dressés et souvent fracturés, en bas du sable clair. L'épaisseur de cette couche n'est pas constante ; son maximum est voisin de 2,50 m.

La couche n° 2 est très régulièrement stratifiée avec faible pente et majorité de petits galets.

M. Bardé m'a fait remettre, en provenance de la base de l'exploitation actuelle, un fragment de granite pesant 2,070 kgs, qui a appartenu à un bloc plus gros, récemment brisé par la pelle mécanique. Et j'ai trouvé dans les éboulis du front d'exploitation, un petit galet de grès feldspathique pesant 150 g.

REMARQUES ET REFLEXIONS

Les descriptions que je viens de présenter ci-dessus sont fort incomplètes :

Je n'ai pratiquement visité aucune carrière dans les bancs de la série interne.

Les sédiments loessiques, qui sont bien visibles, mériteraient des observations plus détaillées et plus méthodiques, mais je ne suis pas en mesure de les

entreprendre. A ma connaissance, ils n'ont fait jusqu'ici l'objet que d'une ébauche d'étude (1).

Je n'ai recueilli ni fossiles contemporains des bancs, ni silex taillés, quoique les bancs en contiennent. Dubois a trouvé des fossiles marins à Conchille-Temple ; l'Abbé Breuil y a reconnu une industrie lithique qu'il attribua à un Acheuléen évolué ou à un faciès levalloisien (2) ; dans la « falaise du Crotoy », M. Adrien Joron m'a signalé avoir trouvé avant 1939 une pointe « moustérienne ».

Voyons néanmoins ce qu'on peut tirer des observations faites.

La base des bancs (3).

Les blocs assez gros de roches exotiques dont plusieurs sont mal roulés ou présentent même des arêtes vives, ne peuvent pas avoir été amenés de leur lieu d'origine par la seule action des vagues. Dubois avait déjà fait remarquer (p. 279) qu'un galet granitique partant du Cotentin « serait réduit en sable avant qu'il ait atteint » Calais. La remarque vaut pour l'arrivée sur les rivages de la Somme. Et que penser de la grauwacke, si fragile qu'on n'a pu me donner qu'un petit morceau du bloc qui avait été remonté par l'excavatrice.

On est donc presque obligé d'admettre le transport de ces roches par des glaces côtières qui les auraient emprisonnées sur leurs gisements d'origine, probablement des rivages abrités des plus violents vents d'hiver, puis transportées grâce aux courants et aux vents lors de la débâcle, et enfin abandonnées sur le rivage plat du Nord de la Somme. Il est possible que quelques-unes de ces roches aient été déposées une première fois sur un autre point du littoral de la Manche avant d'être reprises par les glaces au cours d'un hiver suivant, mais aussi il est certain que quelques blocs n'ont jamais été roulés par les vagues, ni sur leur gisement d'origine, ni dans une station intermédiaire, ni au point d'arrivée.

De nos jours, il se forme parfois des glaces côtières en baie de Somme ; des témoins m'ont signalé en avoir vues en février 1917 et février 1956 ; on y a vu également de grandes quantités de glaces

en février 1954, toutefois, cette année-là, les glaces ont été surtout amenées du large par la marée. Il est possible qu'il en ait été de même en 1929, 1941 et 1942. Dans le cas qui nous occupe, il aurait fallu des hivers bien plus rigoureux et plus longs que ceux que nous avons connus, pour former des glaces en Bretagne et les laisser subsister et se déplacer jusqu'à nos rivages avant qu'elles fondent.

Les blocs de grès tertiaire doivent être considérés à part. Si tous ces blocs venaient de la base des bancs, on pourrait se demander s'ils ne représentent pas des témoins d'un gisement tertiaire local maintenant détruit, qui se serait trouvé sur l'alignement Colline-Beaumont, Saint-Valéry-sur-Somme. C'est l'explication la plus vraisemblable qui sera provisoirement retenue pour l'amas de très gros blocs du banc de Flandre. Quant aux autres gros blocs tertiaires isolés, on a la quasi-certitude pour la plupart et la certitude pour l'un d'eux qu'ils ne viennent pas de la base des bancs ; il faut admettre leur transport par glaces flottantes, donc supposer quelques hivers rigoureux pendant l'édification du banc de Mayoc ; mais comme les gisements d'origine des grès tertiaires sont en général plus proches du Marquenterre que ne le sont ceux des roches cristallines, ces hivers pouvaient être relativement courts.

Depuis longtemps, on a signalé dans la Manche et même dans la Mer du Nord des blocs non roulés à arêtes vives de provenance armoricaine (Dubois, p. 279). On peut discuter de la répartition des blocs dragués par Hallez et par X... (4) et les attribuer à des cordons littoraux d'époques où le niveau de la mer était beaucoup plus bas que le niveau actuel. Ceux qui ont été dragués par Dangeard semblent répartis un peu plus au hasard des courants et de la durée de persistance des glaces avant qu'elles fondent. Mais les uns et les autres, du fait même qu'ils ont pu être dragués, n'avaient guère été fossilisés par des sédiments plus récents, et la détermination de l'époque de leur mise en place sera toujours très difficile.

Le sommet des bancs.

L'allure tourmentée de ce que j'ai appelé la couche n° 3 est rapportée actuellement par la plupart des auteurs à la cryoturbation, phénomène périglaciaire qui se produit sur terrain plat ou peu incliné, dans les régions relativement humides et

(1) J.L. Baudet. — Dunes acheuléennes dans le Nord de la France. Quartär Bd 10/11, 1958-1959.

(2) Observation non publiée citée par J.L. Baudet ; réf. ci-dessus.

(3) Quand je dis « base », il s'agit de la base de l'exploitation actuelle qui, en plusieurs points, n'a pas atteint le socle crayeux.

(4) Je n'ai pas retenu la référence d'une note que j'ai lue en 1959.

à température moyenne annuelle inférieure à + 5 degrés centigrades et même à zéro degré dans les cas usuels, ce qui représente un régime spitzbergien (Cailleux, p. 71).

Une intéressante confirmation des actions péri-glaciaires dans les bancs anciens du Marquenterre vient d'être donnée tout récemment par les photos aériennes de R. Agache (1). Elles ont fait ressortir en quelques endroits des sols polygonaux dans lesquels la croissance des végétaux est plus vigoureuse sur les côtés des polygones qu'au centre. On n'a pas encore pu faire des fouilles sur les terrains où les sols polygonaux ont été vus, mais il est probable que s'ils sont visibles c'est parce que les sédiments éoliens de la fin du Würm et du post-Würm ne les masquent pas, soit qu'ils ne s'y soient jamais « acrochés », soit qu'ils aient été enlevés plus tard.

J'aurais difficilement donné une interprétation de l'ensemble de la couche n° 3 si je n'avais eu l'avantage, au cours des mois d'août et octobre 1962, de visiter les carrières du Marquenterre en compagnie de F. Bourdier. C'est son opinion verbale que je donne ici.

Sans vouloir se prononcer d'une manière catégorique, car il faudrait pour cela une étude plus minutieuse et des comparaisons plus attentives avec des sédiments bien datés, F. Bourdier pense que :

— la couche de sable gris clair (4 b), apparemment d'origine éolienne, située sous la terre végétale, représente le loess récent ;

— la cryoturbation importante qui s'est exercée sur la couche n° 3 doit être essentiellement rapportée à la phase humide du Würm ;

— l'altération du sable rubéfié (3 a) de la partie supérieure des poches remonterait avec grande vraisemblance à l'interglaciaire Riss-Würm ; cette altération semble trop prononcée pour être attribuée à un interstade du Würm ;

— le dépôt, probablement éolien, du sable des poches (3 deba) remonterait au Riss ; quelques parties rougeâtres de la base de ces poches auraient été altérées durant un interstade du Riss ;

— dans la masse de galets cryoturbés, des traces d'altération paraissent remonter également à un interstade du Riss ;

(1) Le but des photos était la prospection de vestiges protohistoriques. (Voir n° spécial de la Société de Préhistoire du Nord : « Vues aériennes de la Somme », Année 1962, n° 5 ; distribué en Oct.-Nov.).

— l'altération de la partie supérieure de la couche n° 2 (prélèvement a fait dans la carrière de Bihen) remonterait au Mindel-Riss ;

— à la partie moyenne de la couche n° 1, des niveaux ferrugineux (prélèvement d) pourraient représenter, soit un ancien sol, altéré durant un interstade du Mindel, soit une accumulation « *per descensum* » de sels de fer provenant de l'altération d'un niveau supérieur.

Ces bancs de galets dateraient donc d'une époque très antérieure au Riss-Würm que Dubois leur assignait comme âge. L'opinion de F. Bourdier se rapprocherait plutôt de celle de Briquet [1930, tableau p. 50, modifié 1931, p. 21 (2)] qui les rapportait au début du Riss ou même à la fin de l'interglaciaire Mindel-Riss ; et encore n'avons-nous pas cherché à dater l'apport des roches cristallines non roulées de la base.

La mise en place des bancs.

Si l'âge des bancs de galets pose un problème non encore résolu, le mode de leur mise en place en pose plusieurs autres. J'ai déjà dit qu'il conviendrait de savoir si les bancs externes se sont allongés du Sud au Nord ou du Nord au Sud. Ces bancs se sont certainement élargis de l'Est vers l'Ouest, la stratification inclinée analogue à celle des bancs actuels paraît en être une preuve, mais dans le sens vertical, se sont-ils mis en place en une ou plusieurs fois ?

Sur la plage de Cayeux, où le banc actuel s'élargit par tranches inclinées sur toute la hauteur à la fois, les galets reposent sur le socle sableux à la cote + 5,50 des cartes marines ; les hautes mers les plus fortes atteignent la cote + 11,40 et la crête du banc se trouve à + 13,50 (Dallery, p. 95). En cet endroit, le zéro du Nivellement Général se trouve à 5,65 m au-dessus du zéro des cartes marines. En cotes du N.G., arrondies au demi-mètre, le banc de galets est donc compris entre les cotes zéro et + 8. C'est exactement la situation du banc ancien dans la carrière de St-Firmin (Madagascar) ; tandis qu'à Bihen, le tout est à environ 4 m plus haut, c'est-à-dire allant de la cote + 4 (sous réserve de confirmation) à + 12. Si, à cette époque-là, il existait dans la Manche les mêmes amplitudes de marées, la même houle dominante et les mêmes vents dominants qu'actuel-

(2) Livret-guide de l'Excursion B2 du Congrès Intern. de Géographie.

lement, on pourrait admettre que les 8 m de galets se sont mis en place sur toute la hauteur en même temps avec accroissement d'Est en Ouest par placage venant plus ou moins de l'Ouest. Mais alors comment rendre compte de ce que les roches exotiques sont presque toutes localisées à la base, et du fait que la tranche médiane compte beaucoup moins de gros galets que les tranches inférieure et supérieure ? Il faudrait étudier le banc actuel de galets du Sud de la Somme d'une manière très détaillée sur une grande longueur pour voir si les vagues sont habituellement capables d'un tel classement.

Un autre point est à retenir. Briquet a noté que la forme extérieure des bancs anciens ne laissait pas voir des crêtes analogues aux flèches parallèles qu'on voit au Nord de Cayeux, surtout au Nouveau-Brighton. La surface des bancs aurait pu être aplaniée par remplissage des intervalles entre crêtes au moyen de sédiments argilo-sableux plus ou moins éoliens, mais jusqu'à présent rien de semblable n'a été révélé par l'exploitation des carrières, ni dans le banc de Mayoc, ni dans le banc de Waben. Ce serait une raison de penser que la houle et les vents dominants n'avaient, au moment de la mise en place des bancs anciens, ni la même intensité, ni la même direction qu'actuellement, et qu'ils n'étaient pas assez forts pour lancer rapidement des flèches nouvelles en avant les unes des autres.

Briquet, se basant sur le fait que la partie haute de certains bancs dépasse la cote + 12, tandis que d'autres bancs n'atteignent que la cote + 8, a rapporté les premiers à un niveau de la mer dépassant de 15 m le niveau actuel, et les seconds à un niveau de 5 m seulement plus haut que le niveau actuel. Sans rappeler tous les faits qu'il a exposés, ni toutes les hypothèses qu'il a faites, je prendrai seulement le cas du Barre-Mer. Briquet y distingue, sous le nom de banc de Mayoc, la partie orientale qui atteint justement la cote + 12, et sous le nom de banc de St-Firmin, la partie occidentale qui dépasse rarement + 8 ; il rapporte ces « deux bancs » à deux états de la mer résultant chacun d'une transgression (p. 38). Que faut-il en penser ? Jusqu'à présent, les carrières de la partie orientale : Bihen et Mayoc, ont montré beaucoup d'analogies avec la grande carrière du versant occidental : St-Firmin. Les seules différences que j'y vois sont les suivantes : à Bihen nous ne sommes pas absolument certains que la base des galets se trouve à + 4, elle est peut-être proche de + 2 ; à St-Firmin, la couche cryoturbée avait

peut-être autrefois la même épaisseur qu'à Bihen et son sommet était peut-être proche de + 9. La différence entre les deux parties deviendrait très faible : deux mètres à la base, trois mètres au sommet, un mètre dans l'épaisseur totale. Pour expliquer ces différences minimes, il ne me paraît pas nécessaire d'exiger dans l'intervalle une régression puis une transgression ; une très légère variation du niveau de la mer, ou une variation de l'amplitude des marées serait bien suffisante (hypothèse Demangeon, p. 22).

Lorsque les exploitations de Bihen et de St-Firmin auront progressé, la première vers l'Ouest, la seconde vers l'Est, si l'on ne voit aucune trace d'interruption de la sédimentation de la couche n° 2, on pourra dire que la mise en place de la masse principale du banc de Mayoc (au sens Dubois) s'est faite au cours d'une même phase climatique pendant laquelle la mer a toujours eu à peu près le même niveau, celui-ci ayant varié de moins de 5 m entre le début et la fin de la mise en place du banc (1).

Le banc de Flandre-lès-Rue pose un autre problème. Sa faible largeur : 400 m au maximum, sa forme arquée avec concavité au S le font déjà très différent des autres bancs, tant internes qu'externes. Son extrémité SW est difficile à étudier parce que trop basse, par contre les carrières situées à l'E de la voie ferrée offrent matière à réflexion. A la partie supérieure on voit partout un banc de galets cryoturbés d'épaisseur assez constante voisine de 1 m, mais au-dessous les bancs de sable et les lits de galets sont d'épaisseurs variables d'une carrière à l'autre ; sous ce dernier aspect, ils présentent quelque analogie avec la plage actuelle de la Mollière où les galets et les sables alternent suivant l'apport prépondérant des uns ou des autres. L'apport des galets dépend de la houle et des vents et bien entendu de la destruction plus ou moins active des falaises ; l'apport des sables dépend surtout des vents et de la largeur de l'estran qu'ils peuvent balayer à marée basse et cette largeur dépend elle-même du tracé qu'emprunte le chenal de la Somme hors de l'estuaire.

On peut imaginer qu'à l'inverse des bancs de Waben, de Quend et de Mayoc mis en place sous des conditions de la mer et des vents différentes des conditions actuelles, l'édification du banc de Flandre aurait été faite par des tempêtes analogues à celles que nous subissons actuellement et après

(1) Dans l'hypothèse d'une stabilité absolue du sol pendant cette durée.

qu'elles auraient eu ouvert la brèche qui sépare maintenant le banc de Quend de celui de Mayoc.

Comparaison avec Sangatte.

La plage suspendue de Sangatte sera le seul dépôt ancien auquel je comparerai les bancs du Marquenterre. Je ne puis parler de Menhecourt dont on a déduit tout ce que l'on pouvait, d'observations et de récoltes qui datent de près d'un siècle. Il faudrait, pour qu'on en reparle, que des circonstances favorables permettent de nouvelles fouilles. Ce serait aussi l'occasion d'aborder à nouveau la question du raccordement des terrasses fluviales avec les dépôts littoraux, qui est à revoir. Signalons à ce propos que J. Tricart a fait observer qu'« on ne trouve effectivement parmi les dépôts élevés de la région côtière, aucune formation marine... à St-Josse, à Wailly... ». Ajoutons qu'il en est de même entre l'Authie et la Somme, où la très faible pente du plateau crayeux laisse peu de place à la possibilité de déblaiement total de dépôts littoraux élevés d'époques anciennes par des solifluxions plus récentes.

La différence principale que je vois entre la plage suspendue de Sangatte et le banc de Mayoc, c'est que dans le premier de ces gisements le banc de galets n'a au plus que 2,50 m d'épaisseur et qu'il se trouve au pied d'une falaise morte. Il me paraît avoir été délaissé par la mer alors qu'il était en cours de cheminement, comme cheminement actuellement les amas plus ou moins temporaires de galets qu'on rencontre au pied de la falaise vive entre la Bresle et Onival ; tandis que les bancs du Marquenterre, qui ont 8 m d'épaisseur et sont très larges, étaient situés dans une région d'accumulation où les vagues ayant moins de force cessaient de pouvoir déplacer les galets. Dubois pensait déjà (p. 192) que dans le Calais, l'homologue des bancs du Marquenterre se trouvait plutôt dans les bancs de Petite Rouge Cambre, de Coulogne et des Attaques, mais avant de les dire contemporains, il faudrait avoir trouvé à la base de ceux-ci des roches bretonnes ou normandes non roulées.

Une autre différence, c'est que les galets de roches granitiques trouvés à Sangatte sont indiqués par Dubois (p. 15-16) comme venant de la couche des sables marins qui surmontent le banc de galets, sauf un trouvé par lui dans le banc ; tandis que dans le Marquenterre, à part trois petits galets de 250 gr au plus, et peut-être un quatrième pesant 1,920 kg, les 40 ou 50 autres blocs ou galets exoti-

ques viennent de la base du banc (1). En outre, Dubois ne donne ni les dimensions ni le poids des galets exotiques trouvés à Sangatte, et j'ai vainement cherché dans les tiroirs du Musée Gosselet s'il y en avait (2) ; on peut penser que les galets exotiques de Sangatte étaient de petites dimensions. Je crois donc que ces galets ne sont pas venus de leurs gisements d'origine en un seul voyage par glaces flottantes, mais qu'ils ont fait une station intermédiaire d'où ils ont été repris par les vagues et pas seulement par les glaces.

Quant aux limons qui surmontent les couches marines, Dubois, ayant cependant vu de multiples zones de rubéfaction et de décalcification, n'a pas cru devoir y faire de distinction entre une série ancienne et une série récente (p. 34) signalées par Briquet (1908) et confirmées par Commont (1912). Sur la foi de ces deux derniers auteurs, F. Bourdier (1956) pense qu'il faut y voir le loess ancien et le loess récent, et admet que la plage de Sangatte serait contemporaine du début du Riss.

Ainsi donc, Sangatte et le Marquenterre auraient été fossilisés par des dépôts éoliens sensiblement de même âge, mais les sédiments marins de Sangatte, incomplets à la base, ne seraient pas aussi anciens que ceux de la base des bancs du Marquenterre.

Relations des bancs flamandais avec les bancs plus anciens.

Afin d'expliquer la présence de galets exotiques roulés dans les cordons littoraux flamandais des Pierrettes et de Bel-Air, Dubois (p. 280) a été obligé d'imaginer un relais où les blocs exotiques anguleux charriés par les glaces se déposaient pendant le maximum de retrait würmien à un niveau très inférieur au niveau de la mer actuelle, en attendant d'être repris et roulés par la transgression flamandaise qui les aurait amenés là où nous les trouvons.

Pour les rares galets exotiques des dépôts plus anciens : deux à Menhecourt, quelques galets au total à Wissant et à Sangatte, un galet aux Attaques, Dubois (p. 281) reproduisait la même explication que pour les galets flamandais, en la transposant d'une glaciation et d'une transgression en arrière. Cette rareté était opposée par Dubois à

(1) Je mets à part les blocs de grès tertiaire dont plusieurs viennent de plus haut.

(2) Je n'ai vu que des galets d'Etaples, qui proviennent de dépôts plus récents que celui de Sangatte.

la fréquence des roches exotiques dans les dépôts littoraux anciens de Bretagne et d'Angleterre.

Or, depuis les travaux de Dubois, les faits signalés dans le Marquenterre nous amènent à voir les choses différemment. En 1930, Briquet a écrit (p. 113) que dans un petit poulier flamand, enraciné à St-Firmin sur le banc de Mayoc, et déjà reconnu par Gosselet (1906, p. 97), il a recueilli de nombreux galets de roches exotiques (1). Malheureusement, là comme en d'autres cas, Briquet ne donne aucune précision topographique, aucune coupe, aucun détail sur les dimensions, l'aspect et la nature de ce qu'il a trouvé ; toutefois, nous devons tenir compte de ce qu'il avance. Cette présence abondante des roches exotiques gênait presque Briquet qui savait que Dubois n'en avait pas trouvé dans le banc de galets ancien.

Maintenant que viennent d'être découverts des blocs de roches exotiques anguleux, mal roulés ou peu roulés, au voisinage de la cote zéro, nous pouvons imaginer ce qui suit : lorsque la transgression flamandienne atteignit le bord du banc de Mayoc, la mer, qui se trouvait à quelques mètres plus bas que le niveau qu'elle occupe de nos jours, entailla le bord W de ce banc, y formant une petite falaise, comme elle le fit pendant longtemps à l'extrémité S au Crottoy ; elle affouilla la base de ce banc, en libéra les matériaux et entre autres les roches exotiques, elle les roula le long du banc ancien, sur quelques centaines de mètres, deux ou trois kilomètres au plus, et les mit en place dans le poulier flamand sans avoir besoin de les relever de plus de quelques mètres au moyen de ses fortes vagues. Ainsi donc, pour les roches exotiques des bancs flamandiers, il est toujours commode de supposer un relais, mais celui-ci peut avoir été tout proche et à peine plus bas.

Par analogie, on peut se demander si, à Etaples, les nombreuses roches exotiques du cordon littoral flamandier et du cordon actuel de Bel-Air ne sont pas l'indice d'un proche banc ancien, entièrement démantelé ou recouvert par une dune.

Pour les roches exotiques du banc flamandier des Pierrettes, je ne me risquerai pas à chercher

(1) Il n'y a plus de carrière dans ce poulier flamandier ; un petit silo m'a montré des *Cardium*, comme Gosselet en avait signalés, mais pas de roches exotiques parmi les galets de silex.

une explication, car la plage suspendue de Sangatte présente trop de différences avec les bancs du Marquenterre pour qu'on essaie de lui faire jouer le même rôle de relais ; au contraire, les roches exotiques de Sangatte demandent qu'on trouve le relais où elles ont séjourné antérieurement.

CONCLUSION

La conclusion ne sera pas une synthèse mais un programme de travail. Il serait nécessaire d'étudier beaucoup plus en détail la nature intrinsèque de ces différents dépôts et avant tout d'établir au moyen de la microfaune l'âge précis des silex dont sont formés les galets. J'ai montré qu'à la base il en était au moins un d'âge jurassique ; d'autres de plus faibles dimensions ont le même aspect. Les autres sont-ils tous sénoniens ? Dans le même voisinage, je veux dire dans la couche n° 2, les graviers mal roulés de 2 cm ont-ils le même âge que les galets bien roulés de 10 cm ? Sur une même verticale a-t-on, en gros, des silex de même âge ? Sur la bordure orientale du banc de Mayoc, les galets ont-ils le même âge que ceux de la bordure occidentale ? Y a-t-il des différences d'âge entre les galets de Waben et ceux de St-Firmin ? Tout ceci permettrait peut-être de voir à quelle destruction de falaise correspond chaque partie de banc de galets.

Les sédiments loessiques qui ont fossilisé les bancs de galets devraient aussi être étudiés en détail : leur nature précise, les altérations qu'ils ont subies, l'outillage qu'ils peuvent contenir.

Et que renferment les intervalles entre bancs de galets, qui sont tous colmatés jusqu'à la cote + 4 ? Ne contiennent-ils que des sédiments meubles flamandiers ? Y en a-t-il de plus anciens ? Recèlent-ils des galets comme Gosselet le laissait entendre ?

On voit l'étendue de la tâche.

Note ajoutée pendant l'impression :

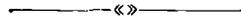
Je n'ai pas pu voir personnellement le littoral du département de la Somme durant les froids rigoureux du mois de Janvier 1963 qui y ont accumulé de grandes quantités de glace. J'espère que des observations utiles ont pu être faites en Normandie et en Bretagne par des géologues ou des géographes.

*

**

BIBLIOGRAPHIE

- BAUDET J.L. (1956). — Esquisse d'étude chronologique du Nord de la France. *Revue anthropologique*, 2^e année, nouv. série, n° 1.
- BOURDIER F. (1956). — Le Quaternaire marin, versant atlantique français et vue d'ensemble. *Lexique stratigr. intern.*, fasc. 4 b, Quaternaire, p. 132 à 147.
- BRIQUET A. (1908). — Une excursion dans le pléistocène du Nord de la France. *A.S.G.N.*, t. XXXVII.
- BRIQUET A. (1930). — Le littoral du Nord de la France. Thèse, Paris.
- CAILLEUX A. et TAYLOR G. (1954). — Cryopédologie. Expéditions polaires françaises. Missions Paul-Emile Victor. Paris.
- COMMENT V. (1912). — Chronologie et stratigraphie des industries... paléolithiques dans les dépôts... pléistocènes du Nord de la France... Remarques et comparaisons relatives aux loess et aux glaciations. Congrès intern. Anthropol.-Archéologie préhist., Genève, p. 239-254.
- DALLERY F. (1955). — Les rivages de la Somme. *Mémoires in-4° de la Soc. d'Emulation hist. et litt. d'Abbeville*, tome IX.
- DANGEARD L. (1928). — Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Ann. Inst. Océanogr.*, série 4, t. 6, fasc. 1.
- DEMANGEON A. (1905). — La Picardie. Thèse, Paris.
- DUBOIS G. (1924). — Les terrains quaternaires du Nord de la France. Thèse. *Mémoires S.G.N.*, t. VIII, 1.
- GOSSELET J. (1906). — Présentation de la Feuille de Montreuil. *A.S.G.N.*, t. XXXV.
- GUILCHER A. (1954). — Morphologie littorale et sous-marine. Paris.
- HALLEZ P. (1899). — Sur les fonds du détroit du Pas-de-Calais. *A.S.G.N.*, t. XXVIII.
- PETIT R. (1959). — Présence de roches exotiques dans le cordon littoral ancien de Mayoc au N du Crotoy. *A.S.G.N.*, t. LXXIX.
- PINCHEMEL P. (1954). — Les plaines de craie du NW du Bassin parisien et du SE du Bassin de Londres. Thèse, Paris.
- TRICART J. (1951). — L'évolution morphologique du littoral des Bas-Champs picards. *Revue de Géomorph. dyn.*, n° 2, 2^e année.



Présentation des maquettes d'une carte hydrogéologique au 1/50 000 : Feuille de Douai

par J. MARGAT et J. RICOUR
(B.R.G.M.)
(1 Pl.)

I. — PREAMBULE

L'idée d'une représentation cartographique des données relatives aux eaux souterraines n'est pas neuve. On peut estimer qu'elle est aussi vieille que l'hydrogéologie scientifique, et ce n'est pas ici qu'il est nécessaire de rappeler l'établissement déjà ancien de telles cartes par Gosselet et plus récemment par le Professeur Dollé. En France comme en d'autres pays, les expériences tentées en cette matière sont déjà nombreuses, sans toutefois avoir revêtu un caractère systématique comparable à celui des cartes géologiques.

La carte hydrogéologique au 1/50 000 de Douai, dont les maquettes vous sont présentées, est le fruit de la collaboration entre le laboratoire de géologie de la faculté des sciences de Lille et le Bureau de recherches géologiques et minières. MM. Bonte, Dassonville, Dellery, Desoignies, Leroux, Margat, Ricour, Rossignol, Theillier et Waterlot ont contribué à son élaboration. Elle constitue la première carte hydrogéologique française à grande échelle qui peut être qualifiée de régulière et de normalisée. A ce titre, elle marque une étape dans le développement de l'hydrogéologie régionale et de l'inventaire des ressources en eau du territoire national. On ne saurait s'étonner que cette première carte concerne la région du Nord, puisque c'est là que fut créé le premier bureau régional d'inventaire des ressources hydrauliques du B.R.G.M. Les travaux de ce service régional, en étroite collaboration avec l'université de Lille, sont à la base de l'établissement de la présente carte.

Le caractère initial, et en quelque sorte «pilote», de cette carte, première d'une série appelée à couvrir la région du Nord et d'autres régions de France, a conduit à procéder à une étude approfondie des principes et des normes de représentation sans se limiter aux problèmes propres au territoire de la

feuille de Douai : c'est une des raisons pour lesquelles on a établi plusieurs maquettes (cf. Pl. XVIII), que l'on présente avant d'arrêter une décision engageant leur publication.

Enfin, on doit souligner que, pour cette étude, on a bénéficié largement d'un effort entrepris depuis plusieurs années sur le plan international dans le cadre de deux associations, qui ont travaillé d'abord séparément puis en collaboration : l'Association internationale d'hydrologie scientifique, rattachée à l'U.G.G.I. (1), et l'Association internationale des hydrogéologues. Ces travaux ont abouti cette année à l'établissement commun d'une légende internationale des cartes hydrogéologiques, qui est d'ailleurs basée pour une grande part sur des propositions françaises. L'application des normes et des symboles adoptés n'a, de ce fait, soulevé que peu de difficultés.

II. — GENERALITES

Avant d'aborder la présentation des maquettes de la feuille de Douai, il ne paraît pas inutile de rappeler ici très brièvement quelques définitions de base et quels sont les problèmes généraux posés par l'établissement des cartes hydrogéologiques, surtout à grande échelle.

D'abord, que doit-on entendre au juste par *carte hydrogéologique* ? Cette expression est encore assez loin de recevoir une acception claire et unanime, comparable à celle de *carte géologique* ou de *carte hydrographique*. Si l'on considère l'ensemble des données relatives aux eaux souterraines qui sont cartographiables, on constate, dès lors qu'il s'agit d'une région où l'état des connaissances est très avancé (et c'est en principe le cas lorsqu'on envisage d'établir une carte à grande échelle), qu'il est

(1) Union géodésique et géophysique internationale.

presque toujours impossible de tout représenter sur une seule carte. Il est donc nécessaire de répartir ces données sur plusieurs cartes, car l'intelligibilité d'une carte constitue une *contrainte* matérielle, en quelque sorte extérieure à la volonté des auteurs. D'où la nécessité d'une *sélection*, d'un choix parmi les données qu'il convient de grouper ou de séparer. Selon quel critère peut-on alors opérer ce tri ? Il semble que le plus logique soit le *but* poursuivi, c'est-à-dire l'usage que l'on assigne à chaque type de carte, ce qui conduit à définir pour qui on dressera ces cartes, et à distinguer plusieurs catégories d'usagers possibles.

En simplifiant, il paraît possible de ramener à deux les buts et les catégories d'usagers de ces cartes :

— *Un but scientifique* : donner une expression synthétique concrète des connaissances scientifiques relatives à l'hydrogéologie d'une région, c'est-à-dire conserver et transmettre ces connaissances.

Ces cartes s'adresseront d'abord aux hydrogéologues eux-mêmes, et plus généralement aux universitaires et aux techniciens (mines, génie rural, etc.).

— *Un but pratique* : fournir, avec le maximum de clarté et de précision, les indications directement utiles aux praticiens ayant à résoudre des problèmes où l'eau souterraine est en jeu (forage de puits et sondages, recherche de ressources en eau, drainage, exhaure minier, décharge d'eaux résiduaires, fondation, etc.).

Ces cartes s'adresseront donc surtout à des puisatiers, des sondeurs, des architectes, à divers techniciens de niveau moyen (agriculture, travaux publics, mines, eaux et forêts, etc.).

Si l'on adopte la conception de ces deux types de cartes, qui se distinguent mais ne s'excluent pas, et au contraire se complètent, on peut convenir de leur donner des dénominations distinctes, et d'appeler :

— *Cartes hydrogéologiques* les premières, à but scientifique ;

— *Cartes des eaux souterraines* ou *cartes des ressources en eau* les secondes, à but pratique.

Ces principes, qui ont été discutés et adoptés par le comité national français de l'A.I.H., ont

été appliqués dans le cas présent de la carte de Douai.

Un second problème à caractère général se pose à propos de la *carte hydrogéologique* proprement dite : l'harmonisation entre la représentation des données géologiques sur la carte hydrogéologique et la carte géologique elle-même. C'est pour étudier ce problème que trois maquettes différentes ont été dressées. Lorsque la carte géologique n'est pas encore éditée, comme c'est le cas pour la feuille de Douai — et ce le sera pour le plus grand nombre des feuilles des régions de plaines — la question peut être posée de savoir s'il y aurait un intérêt à dresser et à publier en même temps les deux cartes, et à bénéficier ainsi de quelques planches communes, dans le cadre d'une coopération entre le Service de la carte géologique et le B.R.G.M.

A l'expérience, il est apparu que les avantages pratiques que l'on pouvait retirer de cette harmonisation étaient fort minces (même au prix de l'abandon de certains des principes adoptés sur le plan international) : l'un des plus importants est l'indication des terrains affleurants non par la seule couleur stratigraphique, mais par un figuré lithologique de cette couleur, du moins pour les terrains perméables. De plus, il semble qu'il sera assez difficile d'harmoniser suffisamment les programmes et les rythmes d'établissement des deux sortes de cartes, qui obéissent à des impératifs et à des ordres d'urgence différents.

La première maquette présentée (Pl. XVIII, n° 1) correspond à un essai de rapprochement avec la carte géologique ; elle abandonne les figurés lithologiques. La seconde maquette (Pl. XVIII, n° 2) est seule conforme à la légende internationale : c'est celle qui fournit le plus de renseignements. La troisième maquette (Pl. XVIII, n° 3), à l'inverse, abandonne les couleurs stratigraphiques, en ne conservant que les indices.

Cette simplification n'a qu'un but économique, et elle serait plus difficilement applicable à une région à stratigraphie plus complexe.

III. — LA CARTE HYDROGEOLOGIQUE

Le choix de la feuille de Douai — donc d'une coupure régulière de l'I.G.N. — et d'une échelle assez grande (1/50 000) a été déterminé par l'état d'achèvement de l'inventaire systématique des données géologiques et hydrogéologiques de base relatif

à cette région, et par le souci de travailler dans un cadre normalisé. La richesse de la documentation rassemblée, fruit du travail d'un service géologique régional du B.R.G.M., en collaboration avec la faculté des sciences de l'université de Lille — et tout spécialement les professeurs A. Bonte et G. Waterlot — permettait de choisir l'échelle du 1/50 000, qui présente l'avantage d'être aussi celle de la carte géologique régulière. Ce choix n'implique pas, cependant, que cette échelle devrait être à l'avenir uniformément appliquée à toute la France. Dans beaucoup de régions, où la densité des informations sera moindre qu'en celle-ci, l'échelle du 1/100 000 sera souvent plus appropriée; par ailleurs, l'établissement de cartes de synthèse régionale à plus petite échelle peut aussi être envisagé.

Géologie.

Le fond géologique représenté résulte d'une révision rapide de la carte géologique au 1/80 000 (feuille de Douai) basée surtout sur l'interprétation de toutes les coupes de forages ou de puits disponibles, et adaptée aux besoins de l'hydrogéologie. En raison de la simplicité relative de la stratigraphie locale, il n'a pas été nécessaire d'introduire des simplifications importantes : on s'est borné à ne pas séparer deux sous-étages de même nature lithologique (Sables d'Ostricourt landéniens), ni les deux formations de limons quaternaires de plateaux et de coteaux distinguées sur le 1/80 000. Par contre, ces limons ont posé le principal problème cartographique, en raison de leur extension dans cette région, où ils masquent indistinctement les formations crétacées ou tertiaires. Leur figuration aurait masqué les terrains aquifères, et empêché de faire ressortir les caractères structuraux. Leur suppression n'était pas non plus souhaitable, tant à cause de leur fonction hydrogéologique (infiltration) que par la nécessité de distinguer les affleurements francs des formations couvertes, à contours interprétés. On a donc été conduit à appliquer une solution mixte, consistant à représenter à la fois les limons et leur substratum, en jouant sur le figuré du terrain sous-jacent, ce qui a nécessité de tracer des contours masqués. Il est à souligner que cette méthode pourrait s'appliquer aux cartes géologiques elles-mêmes.

Des données structurales relatives aux topographies souterraines complètent ces données géologiques de surface : il s'agit de courbes isohypses

du « toit des Bleus » (Turonien moyen), qui est le substratum imperméable de la nappe de la craie, et du toit de la craie là où sa nappe est captive sous le Tertiaire (Nord et Nord-Est). Des coupes annexes compléteront ces données.

Hydrogéologie.

Les principaux points d'eau inventoriés, sources, puits et forages, sont représentés par les symboles de la légende internationale. Les données hydrogéologiques sont relatives surtout à la nappe de la craie, seule nappe importante étendue sur toute la feuille. La surface piézométrique est représentée par ses courbes de niveau (hydroïsohypses), complétées par des indications du sens d'écoulement et les lignes principales de partage des eaux souterraines. On a aussi distingué et délimité les zones où la nappe est libre des zones où elle est captive (il n'y a plus, actuellement, d'artésianisme). Bien qu'un nouveau relevé général de la surface piézométrique ait été effectué en peu de temps (juillet 1962), on doit souligner que sa représentation n'est pas rigoureuse : on a intégré les cotes relevées dans des puits et forages pénétrant très inégalement la nappe, on n'a pu corriger l'influence plus ou moins permanente de nombreux pompages, enfin la hauteur de la marge de fluctuation de cette surface varie sensiblement suivant les secteurs. Le degré d'approximation des données de la carte, pour prévoir la cote de la surface de la nappe en un point et un moment quelconques, sera donc très variable.

Quelques indications numériques sur les caractéristiques de l'aquifère (perméabilité, transmissivité) seront ajoutées ponctuellement, mais, en raison du trop petit nombre de points testés, il n'est pas possible de cartographier — même très approximativement — de manière continue ces caractères quantitatifs qui, au surplus, varient verticalement encore plus qu'horizontalement.

Certaines données hydrogéologiques complémentaires feront l'objet de cartouches en marge, ou de cartes annexes dans la notice : puissance aquifère (courbes isopaques), données hydrochimiques (dureté, teneur en sulfates), débits prélevés par pompage. Enfin, le problème de la représentation des zones fortement déprimées par les exploitations, délicat en raison de ses possibles incidences réglementaires, a été abordé avec prudence, sans introduction de la notion de surexploitation — qu'il serait difficile de définir avec rigueur.

Hydrologie superficielle.

Quelques indications hydrologiques viennent enfin compléter la carte hydrogéologique : distinction des cours d'eau superficiels pérennes ou saisonniers, des drains naturels ou artificiels ; représentation des lignes de partage des eaux naturelles (anciennes) et artificielles (actuelles) ; figuration des stations d'observation (pluviométrie, fluviométrie).

IV. — LA CARTE DES EAUX SOUTERRAINES (Pl. XVIII, n° 4)

Conçue comme un document économique (4 ou 5 couleurs) à but exclusivement pratique, elle ne comprend que des données relatives aux eaux souterraines, et non aux terrains aquifères. Les données géologiques et hydrologiques de surface sont exclues. A la place, on a seulement appliqué une classification très simple, en : a) zone où il n'y a que la nappe libre de la craie ; b) zone où il y a une première nappe (perchée) ; c) zone où la nappe se rencontre d'abord dans les alluvions quaternaires ; d) zone où la nappe de la craie est en charge. Quelques données structurales sont ici plus interprétées : courbes d'égale profondeur, depuis le sol, du toit de cette nappe là où elle est captive. La surface piézométrique est toutefois représentée comme sur la première carte. Autrement dit, cette carte permet aisément, même pour un lecteur peu averti, de prévoir la coupe technique d'un puits ou d'un forage sans calcul d'interprétation.

L'idée de compléter ces indications statiques par des données sur les probabilités de débit exploitable, sur les *ressources en eau*, pour séduisante qu'elle soit, n'est pas applicable dans l'état présent de nos connaissances, et risquerait de n'apporter que des

fausses précisions à un usager ne pouvant apprécier le degré d'approximation des données fournies. La notion de débit exploitable, qui exige d'abord une référence à des conditions techniques identiques, est ensuite fonction d'une connaissance très poussée des caractéristiques de l'aquifère dans ses trois dimensions, et aussi de l'alimentation de la nappe. Or, comme on l'a déjà souligné, ces données ne sont pas actuellement cartographiables dans le cas de la nappe de la craie, dont on connaît l'extrême hétérogénéité. Tout au plus pourra-t-on tenter d'établir, en annexe, une carte des *rabattements spécifiques* (obtenus pour un même débit pompé), représentés ponctuellement là où le niveau statique naturel de la nappe aura pu être défini. Mais cette indication ne sera valable que pour la tranche supérieure de la nappe.

V. — CONCLUSION

On a tenu à présenter ces cartes sous forme de maquettes, afin de les soumettre au feu de la critique, avant de s'engager dans leur publication. Les auteurs souhaitent donc recueillir des critiques et des suggestions de la part des futurs usagers de ces cartes, des scientifiques autant que des praticiens ; ils s'efforceront d'en tenir compte dans la mise au point des cartes que le B.R.G.M. envisage d'éditer en 1963. Le précédent que constitueront ces cartes, premières d'une série appelée à se développer rapidement dans le Nord et en d'autres régions, confère au choix qui sera arrêté une importance particulière, notamment en ce qui concerne le principe d'une édition simultanée d'une *carte hydrogéologique* et d'une *carte des eaux souterraines*, telles qu'on les a définies ici.

CARTE HYDROGEOLOGIQUE AU 1/50 000 FEUILLE DOUAI - PL. XVIII

LÉGENDE DES MAQUETTES N° 1, 2 ET 3

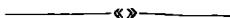
- | | |
|---|--|
| 1) Alluvions modernes. Nappes phréatiques généralement soutenues par la nappe de la craie. | 7) Craie, Sénonien (Cognacien - Santonien). Nappe principale. |
| 2) Limons de plateaux et colluvions sur les sables d'Ostricourt. | 8) Courbe de niveau de la surface du Sénonien (toit de la craie) sous la couverture tertiaire et altitude en m. |
| 3) Limons de plateaux et colluvions sur l'argile de Louvil. | 9) Courbe de niveau de la surface du Turonien moyen ou « toit des Bleus » (substratum de la craie) et altitude en m. |
| 4) Limons de plateaux et colluvions sur la craie. | 10) Ligne ancienne de partage des eaux entre les bassins versants naturels de la Scarpe et de la Sensée. |
| 5) Sables d'Ostricourt, Landénien ou Thanétien. Nappes perchées locales. | 11) Source de déversement des nappes perchées du Tertiaire. |
| 6) Argile de Louvil, Landénien ou Thanétien. Imperméable ; toit de la nappe de la craie là où elle est captive. | |

- | | |
|--|--|
| 12) Puits ordinaire n'atteignant que la première nappe : Tertiaire ou craie selon les zones. | 18) Courbe hydroïsohypse maîtresse (équidistance : 25 m). |
| 13) Forage n'atteignant que la première nappe : Tertiaire ou craie selon les zones. | 19) Courbe hydroïsohypse de la nappe de la craie dans la zone où elle est captive (surface piézométrique au-dessus du toit de la craie). |
| 14-15) Puits, forage atteignant la nappe libre de la craie, sous une couverture tertiaire ou quaternaire. | 20) Limite moyenne de la zone où la nappe de la craie est captive. |
| 16) Forage atteignant la nappe captive de la craie (eau ascendante). | 21) Limite approximative des principales zones de dépression permanente de la nappe de la craie sous l'effet des exploitations. |
| 17) Courbe hydroïsohypse de la surface piézométrique de la nappe libre de la craie et altitude en m. (équidistance 5 m). | |

LEGENDE DE LA CARTE
DES EAUX SOUTERRAINES
FEUILLE DOUAI - PL. XVIII

MAQUETTE N° 4

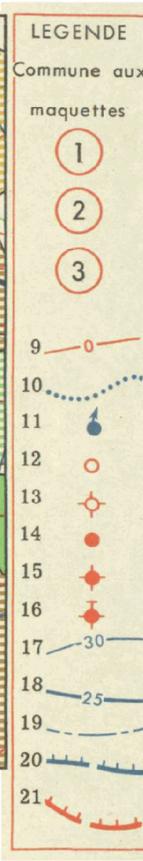
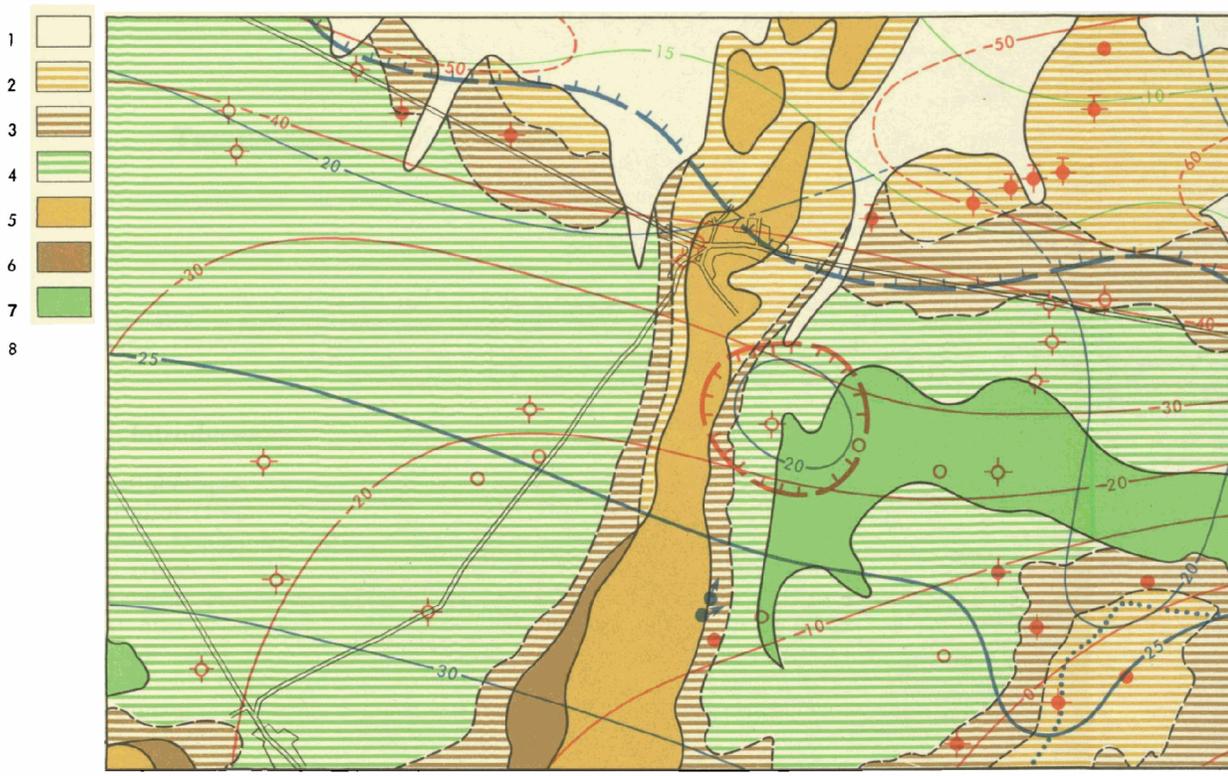
- | | |
|--|--|
| 1) Zones où la nappe est libre. | 7) Courbe d'égale profondeur en mètres (isobathe) par rapport au sol, du toit de la nappe de la craie dans la zone où elle est captive. |
| 2) Nappes perchées du Tertiaire (sables d'Ostricourt). | 8) Source des nappes perchées du Tertiaire. |
| 3) Zones à nappe phréatique quasi stagnante dans la couverture tertiaire et quaternaire, séparée de la nappe de la craie par l'argile de Louvil (zones de marais, à réseaux de drainage). | 9) Puits, forage atteignant la nappe de la craie (libre ou captive). |
| 4) Zones où la nappe est captive sous la couverture tertiaire (eau ascendante). | 10) Forage traversant complètement la nappe de la craie (atteignant le substratum imperméable : les marnes du Turonien moyen ou « toit des Bleus »). |
| 5) Courbe de niveau (hydrohypse) de la surface piézométrique de la nappe de la craie en juillet 1962 (altitude en m). | 11) Puits, forage atteignant seulement la nappe du Tertiaire ou du Quaternaire. |
| 6) Courbe d'égale épaisseur en mètres (isopaque) de la nappe de la craie en juillet 1962 dans la zone où la nappe est libre (cette épaisseur est invariable dans la zone où la nappe est captive). | 12) Limite approximative des principales zones de dépression permanente de la nappe de la craie sous l'effet des exploitations. |



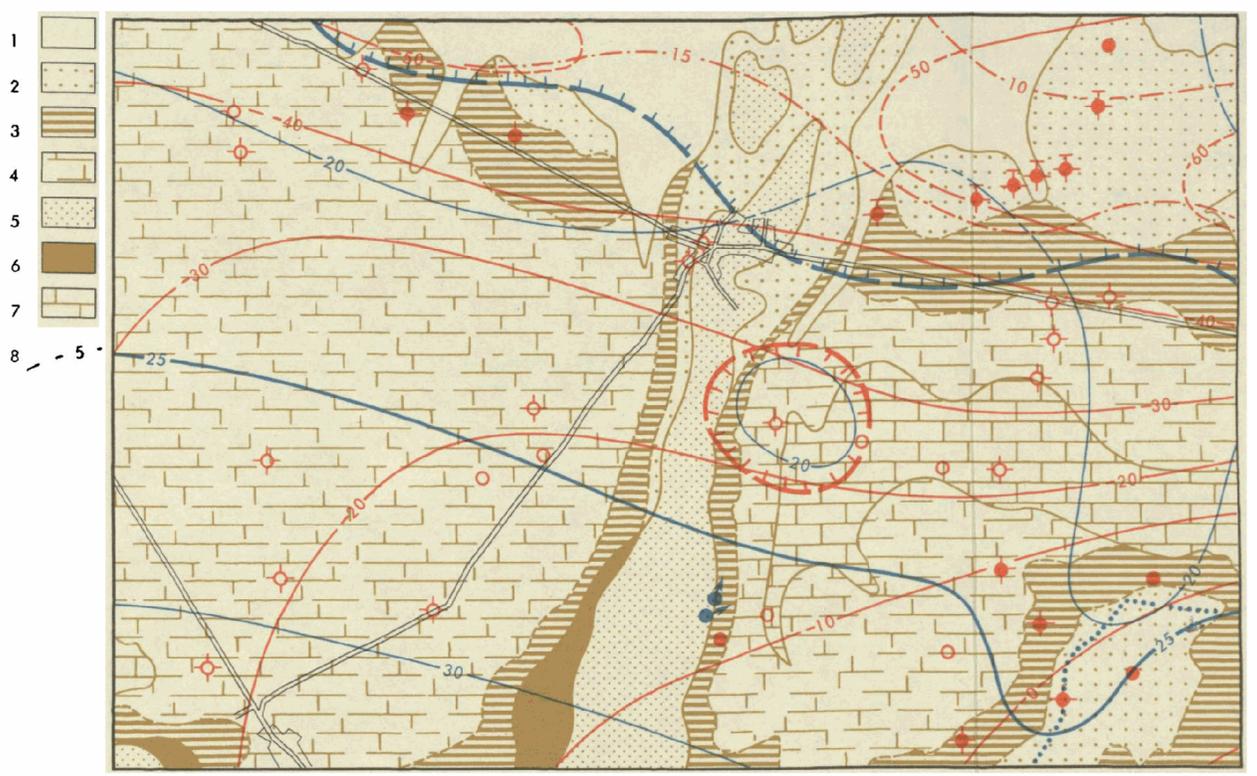
EXTRAITS DES MAQUETTES DE LA CARTE HYDROGEOLOGIQUE

AU 1/50 000 FEUILLE DOUAI

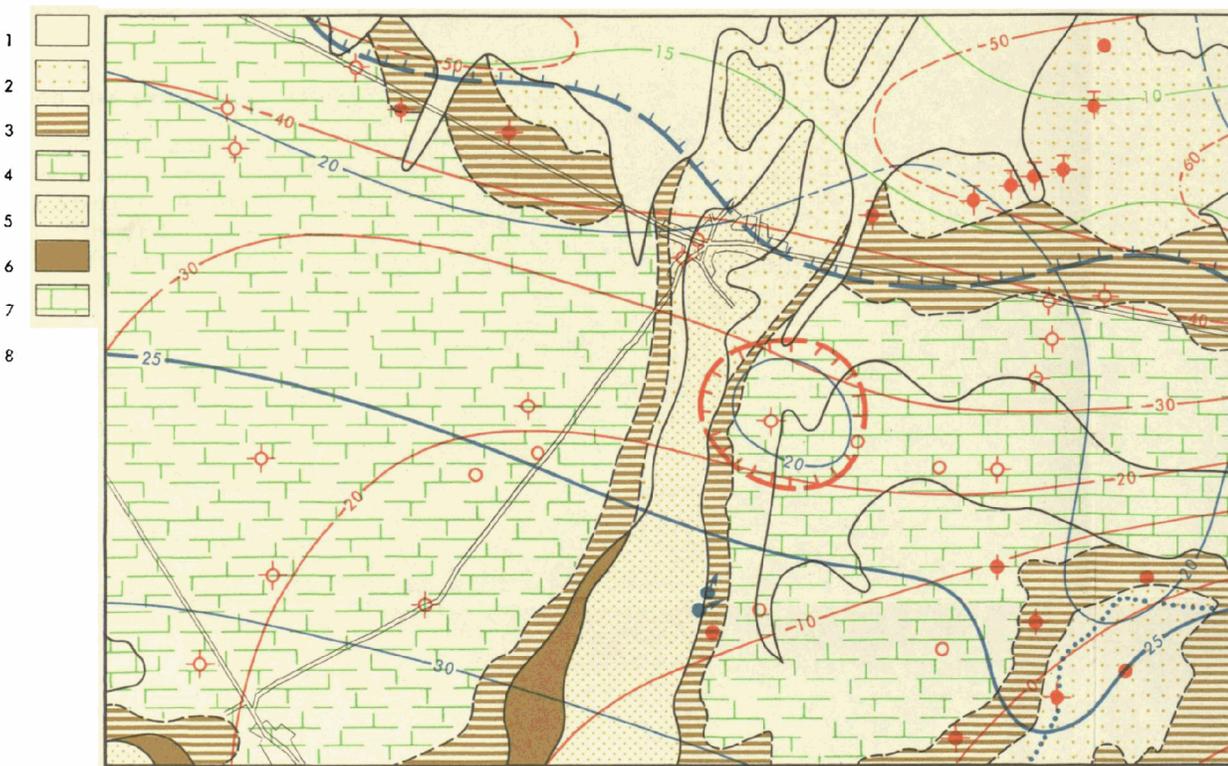
Maquette n° 1



Maquette n° 3

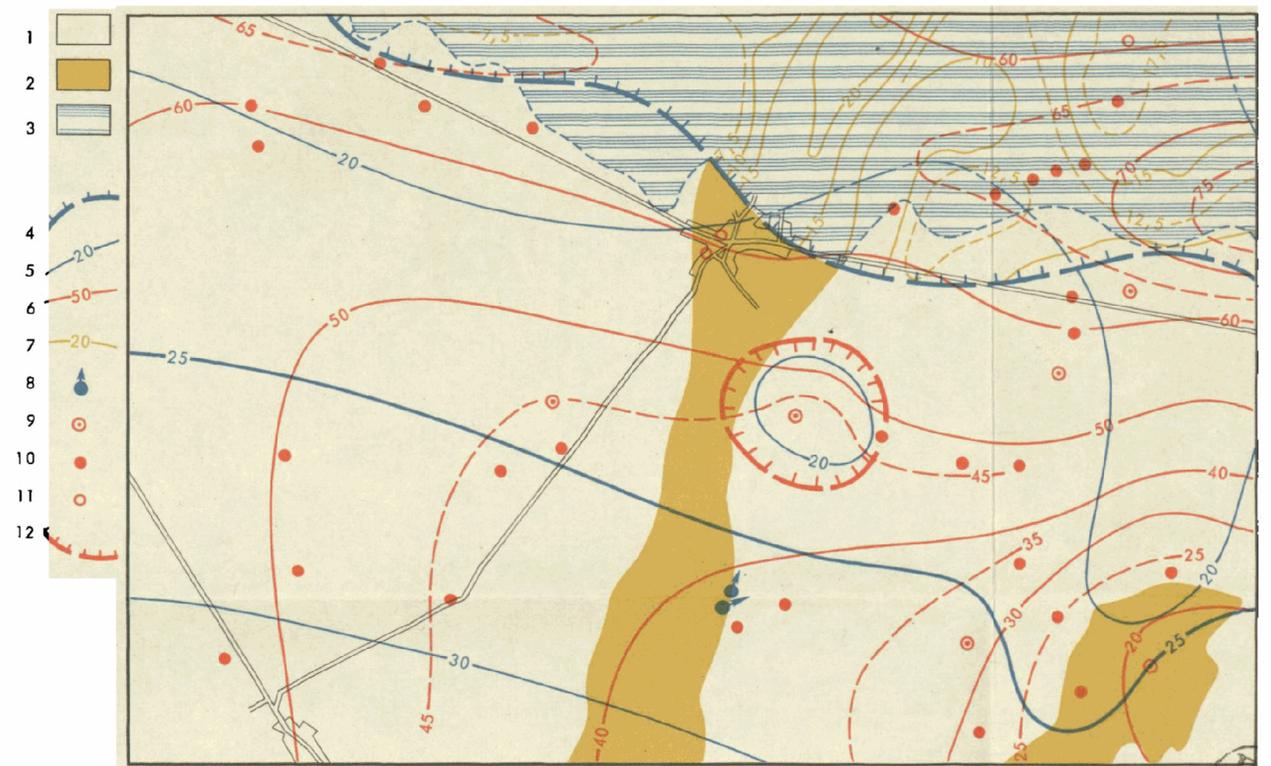


Maquette n° 2



Carte des eaux souterraines

Maquette n° 4



N.B. Le fond de la commune de Douai n'est pas représenté

Tectonique et Trias dans la région d'Alicante

par Jean POLVÊCHE (1)

(3 fig.)

Sommaire. — L'auteur décrit un curieux affleurement de roches triasiques à l'W de Benidorm (Province d'Alicante). Il essaie d'en expliquer la genèse.

Introduction

Dans la zone subbétique, au S d'Alicante, le Trias, d'après P. Fallot (1945), se trouve à la base des Unités charriées, tandis qu'au N d'Alicante, dans le Prébétique franc, le Trias apparaît grâce à des plis diapirs. Comme le secteur d'Alicante n'a pu jusqu'à présent être rattaché ni au Subbétique ni au Prébétique, on pouvait penser que l'étude détaillée des affleurements triasiques de cette région apporterait des arguments permettant de délimiter ici l'Autochtone de l'Allochtone. J'ai donc, dans ce but, entrepris l'étude des séries triasiques de ce secteur. Je me suis attaché plus particulièrement dans cette note, à l'affleurement de Finestrat (10 km au NW de Benidorm) car ce dernier, étant donné sa complexité, permet d'aborder tous les problèmes propres aux massifs triasiques de cette région.

Description des principales masses triasiques

De très nombreux affleurements de roches triasiques (faciès germano-andalou) sont connus dans la région d'Alicante. Avant de décrire la masse triasique de Finestrat, rappelons rapidement les principales caractéristiques des autres masses triasiques de cette région.

FEUILLE D'ELCHE.

Le Trias forme certainement le substratum de la feuille d'Elche. Il affleure largement au S de la Sierra Crevillente. Là, le Jurassique paraît flotter sur le Trias. Les contacts sont confus, rien ne prouve qu'ils soient normaux, mais la série apparaît relativement simple. On a donc tout lieu de supposer que le Trias est en place.

(1) Maître de Conférences de Géologie à la Faculté des Sciences de Lille.

Par contre, c'est un très beau pli diapir (2) orienté NW-SE que l'on observe un peu plus à l'E, au N d'Elche. Le Trias apparaît là au centre d'un anticlinal. Il s'agit d'une structure qui semble bien diapirique, avec de nettes fermetures anticlinales dans le Rio Vinalopo. Le Trias sub-vertical est surmonté par des séries biseautées très écrasées. Notons ici que les roches triasiques apparaissent dans des formations miocènes, probablement helvétiques.

FEUILLE D'ELDA.

Là encore, le Trias doit constituer le substratum de toute cette région, où il affleure en immenses masses ; il perce le Miocène ou le Crétacé. Les directions des couches triasiques au S d'Agost sont NE-SW ; elles apparaissent donc orthogonales à la direction de l'anticlinal du Rio Vinalopo.

FEUILLE DE CASTALLA.

Des masses de roches triasiques importantes affleurent là aussi dans le Miocène supérieur. Au premier abord, il ne semble pas que ces masses soient liées aux plis NE-SW de cette région. Le Trias apparaît irrégulièrement distribué et sans règles définies.

FEUILLE D'ALICANTE.

Un affleurement triasique est connu au NW de cette feuille. Le Trias s'insinue ici dans le Crétacé moyen. De très beaux contacts sont visibles le long de la route Alicante-Jigona. L'observation de ces contacts nous fait penser immédiatement à des intrusions de roches éruptives (3), batholites quand

(2) Pli anticlinal à noyau disharmonique et en avance tectonique.

(3) Rappelons que Stille a employé parfois, à propos du Trias, l'expression « tectonique d'injection ».

il s'agit de masses importantes, flons quand il s'agit de lames.

Ce sont, bien entendu, les roches triasiques qui jouent ici le rôle des roches cristallines ; le mimétisme est frappant.

FEUILLE D'ALTEA.

La majeure partie de cette feuille est occupée par des roches triasiques qui forment une masse unique d'une superficie voisine de 200 km². Cette région a été étudiée par les géologues espagnols (Navarro A., etc., 1960) ; il s'agirait d'un diapir provoqué par un mouvement de réajustement isostatique post-pyrénéen.

FEUILLE DE VILLAJOYOSA.

On peut considérer qu'il n'existe sur cette feuille qu'un seul affleurement de roches triasiques, celui de Finestrat, que nous décrivons ci-dessous.

Le Trias de Finestrat

Il s'agit d'un très vaste affleurement de roches triasiques à faciès germano-andalou, orienté E-W, long de près de 8 km, large de plus de 1 km. On y rencontre surtout des marnes bigarrées et comme éléments secondaires des banes de calcaire dolomitique, du gypse, des blocs d'ophites. L'ensemble offre l'aspect chaotique typique des « diapirs ». La figure 1 montre que la masse triasique est parallèle au bassin miocène de Finestrat, parallèle aux directions de la Sierra Cortina, mais qu'elle coupe perpendiculairement le bassin synclinal d'Orcheta. Elle se poursuit sans solution de continuité vers le NE pour rejoindre la masse de Trias de la feuille d'Altea.

Voyons rapidement l'allure des contacts entre la masse triasique et son environnement.

Au S, ce contact est pratiquement vertical et rectiligne. Au SW et à l'W, les limites sont plus confuses ; les séries susjacentes étant marnescues, le Trias a pu s'insinuer plus facilement dans ces formations appartenant soit au Crétacé supérieur, soit à l'Eocène. La masse triasique, large de 2 km dans la dépression d'Orcheta, se réduit à une mince lame de 3 m d'épaisseur qui se coince dans le Tertiaire.

Au NW, le contact est là encore franchement vertical. Plus à l'E, les contours deviennent confus, les roches triasiques apparaissent en dômes complexes, le Trias s'insinuant dans des zones « faibles ». Un grand accident a été reconnu puisque l'on observe presque côte à côte Albien et Sénonien.

Vers Finestrat, un bassin miocène masque en partie les couches triasiques. Sur le bord nord de ce bassin, le Miocène est transgressif et débute par une belle série conglomératique où je n'ai pas observé de galets de roches triasiques. Le bord sud, par contre, a été « gangrené » par le Trias. Le contact Miocène-Trias est confus. Il semble donc que la montée triasique soit ici contemporaine ou postérieure au « tap » miocène.

Cet affleurement se poursuit plus à l'E sur la feuille d'Altea, se rétrécit et devient filiforme. Au Mas de l'Altet, le long de la piste, une lame de roches triasiques épaisse de 6 m environ sépare le Cénomaniens du Sénonien. Il semble bien que l'on observe là une faille normale injectée de roches triasiques.

Plus à l'E encore, l'affleurement triasique prend à nouveau une grande ampleur tandis que sa direction devient NNE-SSW. Un accident majeur sub-vertical limite à l'W les calcaires cénomaniens du complexe triasique qui apparaît comme le constituant essentiel du sous-sol dans ce secteur. Les nombreuses coupes dans les rios montrent entremêlés : Trias-marnes éocènes et même sénoniennes (fig. 2).

On peut constater dans cette zone que les terrasses plio-quadernaires sont parfois déformées sur les séries triasiques ; les montées triasiques ont donc rejoué à une époque très récente.

En avançant vers le N, l'affleurement triasique s'infléchit à nouveau et prend une direction E-W dans la plaine d'Alfaz del Pi. On a tout lieu de supposer que le Trias de Finestrat passe sans grande solution de continuité aux immenses masses triasiques de Polop, Callosa, Altea étudiées par les géologues espagnols.

Genèse des affleurements triasiques

Comment peut-on expliquer l'existence d'affleurements triasiques dans cette région, et plus particulièrement celui de Finestrat : nappe, injection, pli diapir, dôme ?

Avant d'aborder ce problème essentiel, il est bon de rappeler les principaux faits suivants :

a) Le Trias affleure le plus souvent en masses énormes. Il constitue très rarement de petits affleurements et, dans ce cas, on est amené à supposer que les roches visibles constituent l'avant-garde de masses importantes.

b) Les affleurements triasiques sont parfois totalement indépendants des grandes lignes directrices

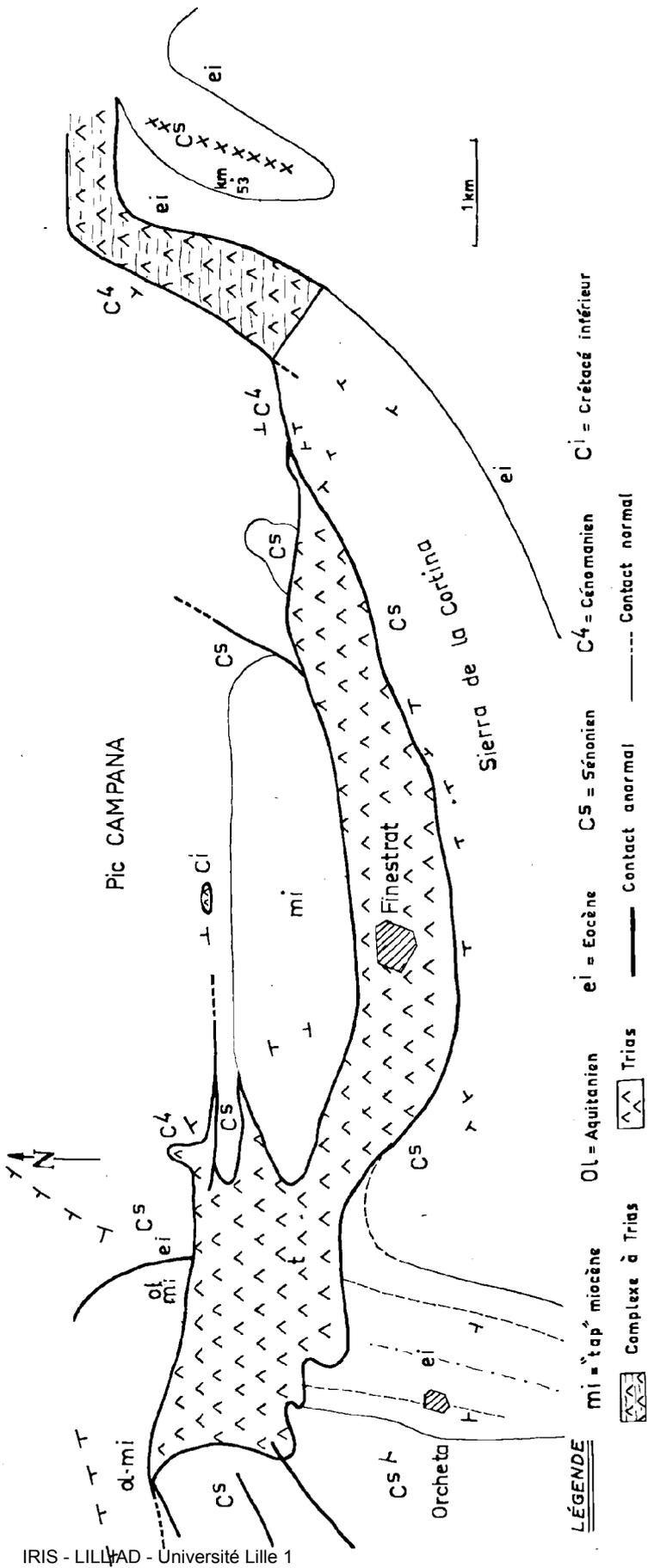


FIG. 1. — Carte schématique de la région de Finestrat.

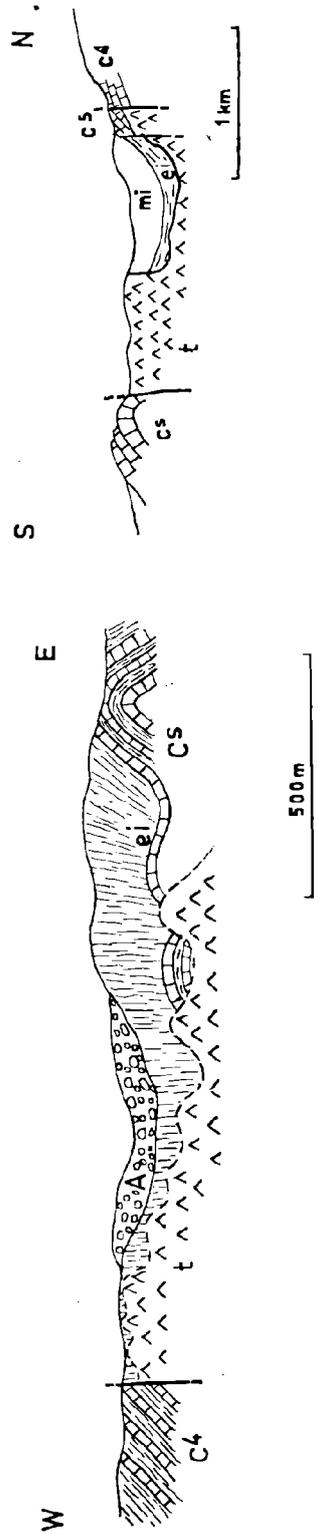


FIG. 2. — Coupe W-E au km 53, route Benidorm à Polop.

FIG. 3. — Coupe S-N au S du Campana.

des différentes phases tectoniques ayant affecté cette région.

c) Il faut retenir la très grande complexité tectonique de ce secteur (1) (on se reportera à la figure 1). De même, on se rappellera l'existence d'un énorme massif de type extrusif au N de Finestrat (2), le pic Campana. Les masses triasiques se trouvent dans des secteurs à tectonique de socle (?) très complexe, dans des zones où le Trias peut être comprimé ou décomprimé.

Tenant compte de ces faits, essayons maintenant d'imaginer quelle peut être la genèse de ces masses triasiques.

1° *Il ne peut s'agir, bien entendu, de Trias charrié*, comme dans le Subbétique où P. Fallot a mis en évidence l'importantes nappes à matériel triasique (Fallot P., 1945) (3). Les roches triasiques ne surmontent jamais de couches plus récentes. Les contacts sont quasi verticaux. Une seule exception : le Trias de l'Olta (voir A. Navarro, etc., 1960) qui constitue un cas particulier.

2° *Peut-on employer dans ce cas l'expression « Trias intrusif ou filonien » ?*

Rappelons que cette terminologie imagée est due aux géologues algériens. Chacun sait maintenant, après les dernières thèses parues sur le Tell algérien, ce qu'il faut en retenir. La plupart de ces pointements triasiques, qui ont fait couler tant d'encre, représentent la semelle de nappes de glissement. Par ailleurs, la majeure partie des affleurements de roches triasiques de cette région d'Espagne n'offre que de lointains rapports avec ce que l'on connaît dans le Tell algérien. Signalons toutefois une mince lame de roches triasiques subverticale, épaisse de 1 à 2 m, coincée dans des calcaires du Crétacé inférieur au pied du pic Campana. Là, une faille a certainement permis l'injection de roches triasiques. Mais il s'agit là d'un fait très secondaire comparativement aux masses triasiques de Finestrat.

3° *S'agit-il d'un pli diapir ?*

Disons d'abord que l'expression de « pli diapir » n'a pas toujours été comprise de la même manière par tous les auteurs (voir les travaux de Gignoux,

(1) Voir à ce sujet les travaux de Darder (1945) et de Garcia-Rodrigo (1959).

(2) Note en cours.

(3) Voir les travaux de M. Durand-Delga et de ses élèves.

Goguel, Lütze, Mrazec, Rios, etc... (4). Si on se réfère aux travaux de Mrazec, il s'agit d'un pli anticlinal à noyau disharmonique perçant. On ne peut donc employer le terme de pli diapir que dans la mesure où se dessine un anticlinal autour de l'affleurement triasique, ce dernier en constituant le centre. Cet anticlinal prouve l'existence de forces orogéniques responsables de la montée des roches triasiques. Tel n'est pas le cas pour l'affleurement de Finestrat dont le centre est occupé par un synclinal. De plus, rien n'indique qu'un anticlinal ait existé à un moment donné de l'histoire de la montée triasique. Notons qu'un seul affleurement, à ma connaissance, mérite le qualificatif de « pli diapir » : celui du Rio Vinalopo sur la feuille d'Elche.

4° *S'agit-il d'un dôme mis en place de la même manière que les « dômes de sel » ?*

J. Goguel (1952) a très bien expliqué le mécanisme de la formation des dômes de sel. Dans ce cas, les forces tectoniques n'interviennent pas, sauf peut-être dans la phase initiale de mise en route (J.M. Rios explique par de simples cassures du socle le phénomène d'anticlinal à noyau diapir). Seule, la différence de pesanteur est responsable de l'ascension du sel. Dès que le phénomène est amorcé, il se poursuit en s'accélégrant. Rappelons que certains dômes de sel sont enracinés à plus de 5.000 m de profondeur et qu'ils atteignent plusieurs kilomètres de diamètre. Par certains caractères, tels les contours francs et subverticaux, l'ampleur du phénomène, notre affleurement de Finestrat semble se rattacher à ce type d'accident. Sa présence dans un synclinal ne fait que renforcer cette hypothèse. On sait en effet que de nombreux dômes de sel surgissent du fond de cuvettes synclinales.

Il s'agit d'une hypothèse fort plausible pour expliquer la mise en place des énormes masses triasiques. Encore faut-il admettre que le Trias germano-andalou, et plus particulièrement le Keuper dans le cas présent, soit riche en sels (ce qui n'est pas prouvé) afin que la différence de pesanteur soit suffisante pour que le phénomène s'amorce et se développe.

En ce qui concerne plus particulièrement le Trias de Finestrat, il faut aussi tenir compte des accidents de type cassant car même si le Trias n'existait pas, les contours impliqueraient la présence d'importantes failles normales. Les failles ont

(4) Il n'est pas dans notre intention de refaire une étude exhaustive du diapirisme. On trouvera dans le beau travail de J.M. Rios (1947) toute une documentation à ce sujet.

pu favoriser et faciliter les montées triasiques. On ne peut pas cependant affirmer qu'elles en sont seules responsables car de très importants accidents cassants sont en effet visibles dans la région, et aucun d'entre eux ne laisse apparaître de roches triasiques. Je pense plus particulièrement aux curieux accidents qui participent à la constitution du pic Campana et aux failles, dont certaines peuvent avoir plus de mille mètres de rejet, qui font jaillir le Jurassique au niveau de l'Oligocène. Les montées triasiques semblent indépendantes de certains grands accidents. Pour expliquer la montée triasique de Finestrat, on peut évoquer le mécanisme responsable des dômes de sel : la gravité. Mais cette montée ne s'est pas effectuée à un endroit quelconque. Il doit exister des zones privilégiées, zones faibles où le Trias a pu migrer plus facilement.

Age de la montée triasique de Finestrat

Le bassin miocène de Finestrat étant contaminé par le Trias, la montée triasique est donc postérieure au Miocène. Nous avons vu que les terrasses plio-quaternaires étaient déformées, ce qui implique des mouvements très récents. L'étude des galets du conglomérat de base du Miocène aurait pu apporter des indications intéressantes. Malheureusement, nous n'avons pas rencontré d'éléments sûrement triasiques dans ces galets ; il faut aussi tenir compte du fait que les roches triasiques ne présentent que très peu de matériel dur susceptible d'être conservé lors d'une transgression. Dans ces conditions, nous ne pouvons pas affirmer avec certitude que ces montées triasiques aient débuté avant le Miocène. Mais nous avons cependant tout lieu de le supposer. Le synclinal miocène qui repose sur le Trias n'est pas pratiquement déformé, or une montée triasique venant de plusieurs centaines de mètres de profondeur aurait dû perturber considérablement la masse sus-jacente. Ici, les limites sont nettes et ressemblent étrangement à un contact roche éruptive-roche sédimentaire ; l'amas triasique semble avoir digéré les éléments rencontrés lors de son ascension. Tout laisse penser que le Trias devait se trouver près de la surface quand le Miocène s'est déposé.

La netteté des contacts, l'absence de « bouleversement » au voisinage immédiat des limites frappent l'imagination (pensons au cap-roek des dômes de sel) et l'on conçoit difficilement que des séries énormes de sédiments aient pu ainsi disparaître pour faire place aux roches triasiques, sans que l'érosion ait pu intervenir (voir fig. 2).

Ceci nous amène à envisager, pour expliquer ces faits, un phénomène d'ascension très lent. On peut supposer par exemple que les montées triasiques ont débuté très tôt et que le mouvement a été continu (avec peut-être des accélérations lors des différentes phases tectoniques). Les montées triasiques déterminaient des hauts-fonds, des seuils, où la sédimentation était réduite. Aussi, dans ce cas, les masses triasiques pour arriver à la surface ne devaient-elles pas traverser d'épaisses séries sédimentaires.

Les arguments dont nous disposons pour étayer cette hypothèse sont relativement peu nombreux. Toutefois, de part et d'autre du « diapir » de Finestrat, les faciès des séries sédimentaires post-triasiques semblent présenter des différences assez nettes. Le Crétacé inférieur de Benidorm ne ressemble pas au Crétacé inférieur du Pic Campana pourtant très voisin. Le Crétacé supérieur présente aussi des variations de faciès rapides dont pourraient être responsables les montées triasiques ayant troublé la sédimentation dans cette zone ; le dôme de Trias jouerait ainsi le rôle de limite paléogéographique. L'Eocène inférieur est différent de part et d'autre de la masse triasique. Le Lutétien n'offre jamais de faciès calcaire au S de Finestrat (Durand-Delga 1958), tandis qu'au N il est représenté par une barre calcaire épaisse. A. Navarro (et divers) (1960) avait déjà observé ce fait qui s'accroît à l'Aquitano-Burdigalien. Nos collègues espagnols sont arrivés à cette conclusion que le diapir de Callosa de Ensaria-Polop a commencé à fonctionner comme « seuil sédimentaire » à l'Oligocène. Les arguments sont d'ordre sédimentologique car les variations lithologiques seraient sensibles pour ces auteurs, au voisinage du diapir, dès l'Oligocène.

Nous n'observons pourtant jamais de Trias remanié dans les séries stratigraphiques, si ce n'est quelques échantillons de quartz bipyramidé. Tels sont les arguments dont nous disposons pour admettre cette hypothèse.

Signalons toutefois que les pétroliers ont pu étudier très en détail des montées diapiriques grâce à des forages et ont été amenés à supposer eux aussi des montées très lentes ayant débuté très tôt. Ceci est aussi bien connu en Allemagne. Y. Pontarlier (1959) a démontré qu'il en était de même en Aquitaine en étudiant les structures de Garlin et de Clermont. Les dômes triasiques reconnus actuellement avaient perturbé la sédimentation dès le Crétacé inférieur. La formation célèbre de Suzette a été expliquée aussi (P. Termier 1927) par une mon-

tée de roches triasiques due à plusieurs impulsions tectoniques. Il en est de même en Tunisie (Bolze, 1954).

L'existence d'un synclinal miocène au voisinage de Finestrat n'est pas sans rapport avec la présence de Trias à cet endroit. On se trouve ici dans une zone critique qui aurait constamment bougé. Une zone « décomprimée » par exemple, une zone faible, instable, où le Trias a pu migrer. Il semble que cette migration ait été favorisée par la nature des roches traversées. On conçoit assez mal l'étalement du Trias dans des séries dures comme les calcaires ; les marnes miocènes et éocènes se prêtent plus par contre à cette violence, ce que semble démontrer la figure 1.

Un bassin a pu s'installer au Miocène dans cette zone qui devait constituer un chenal entre les

Sierras de la Cortina au S, et du pic Campana au N, dont les reliefs étaient déjà ébauchés.

Conclusion

Le curieux affleurement de Finestrat nous a permis de constater que le Trias de la région d'Alicante, zone charnière entre le Prébétique et le Subbétique, n'appartenait pas à des séries allochtones. La montée triasique a très probablement eu pour moteur uniquement la gravité. Cette montée, indépendante des phénomènes tectoniques ayant bouleversé la région, a dû s'effectuer très lentement en perturbant la sédimentation. Pourtant, les accidents cassants qui affectent ce secteur ont favorisé l'ascension du matériel plastique. La masse triasique de Finestrat a rejoué à une époque très récente, comme en témoigne la déformation des terrasses.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BOLZE J. (1954). — Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les Monts de Teboursouk (Tunisie sept.). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 139.
- DARDE PERICAS B. (1945). — Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante. *Bol. Inst. geol. y min. España*, t. LVII, fasc. 1 et 2.
- DURAND-DELGA M. et MAGNÉ J. (1958). — Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des cordillères bétiques (Espagne). *Rev. Micropal.*, vol. 1.
- DURAND-DELGA M. et MAGNÉ J. (1960). — Une coupe du Tertiaire prébétique de Benitachell (province d'Alicante, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. II.
- FALLOT P. (1945). — Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el río Guadiana menor. *Cons. sup. de Invest. cient. Instit. de Invest. geolog. « Lucas Mallada » Madrid*.
- GARCIA RODRIGO B. (1959). — Sur la tectonique de la chaîne prébétique au S d'Alcoy (Espagne). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 63.
- GIGNOUX M. (1930). — La tectonique des terrains salifères, son rôle dans les Alpes françaises. *Centenaire Soc. géol. Fr.*, livre jubilaire 1830-1930, t. 2.
- GOGUEL J. (1952). — Traité de tectonique. Masson édit.
- LOHEST M. (1920). — A propos des plis diapirs. Rappel de quelques principes de tectonique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 44.
- LÖTZE F. (1936). — Salzabscheidung und Saltztektonik. *Festschrift zum Geburtstag von Hans Stille*, Stuttgart.
- MRAZEC L. (1927). — Les plis diapirs et le diapirisme en général. *Inst. géol. de Roumanie*. C. R. des séances, t. VI (1914-1915).
- NAVARO A., TRIGUEROS E., VILLADON C., RIOS J.M. (1960). — Derniers progrès dans la connaissance de l'extrémité nord-est des chaînes subbétiques (région d'Altea-Benisa, prov. d'Alicante, Espagne). *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot*, Paris.
- PONTALIER M.Y. (1959). — Histoire géologique des structures de Garlin et de Clermont. *Bull. de l'A.F. T.P.* n° 138.
- RIOS J.M. (1947). — Diapirismo. *Bol. del Inst. geol. y Min. de España*, t. LX, 20° de la Tercera serie.
- STILLE H. — Normaltektonik, Saltztektonik und Vulkanismus. *Zeits. der Deut. geol. Ges.*, t. 4.
- TERMIER P. (1927). — Nouvelle contribution à l'étude du problème de Suzette. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), t. XXVII.

— » 0 « —

Les niveaux-repères dans le Bassin de Carmaux : Gores et Tonsteins

par P. VETTER

(6 fig., 1 pl.)

Sommaire. — Plusieurs veines du bassin de Carmaux présentent des intercalaires stériles à faciès particulier, qui ont été spécialement étudiés (diffractométrie, mesure de la radioactivité, dosage des alcalins). On a pu distinguer :

- des *tonsteins* typiques (à quartz et kaolinite) en veine I-Marmottan et en veine G.
- des *gores* (argiles à montmorillonite) en veine D et en veine V.
- des *gores mixtes* (argiles à montmorillonite et à kaolinite) en veine V et dans certains bancs de la grande couche du toit et de la grande couche du mur.

Les gores et tonsteins sont d'excellents niveaux-repères qui ont permis d'établir les corrélations entre le Centre et le Sud du Bassin.

Le bassin de Carmaux allongé sensiblement N-S couvre une superficie de 20 à 25 km carrés. Les assises houillères dont la puissance est de l'ordre de 550 à 600 m ont donné une flore abondante caractéristique du Stéphanien inférieur (Doubingier et Vetter 1958), elles reposent sur un socle d'amphibolites qui constituent tout le fond du bassin et sa bordure Est (Bergeron 1889, Pruvost 1942, Thiébaud et Vetter 1960).

A l'Ouest, des conglomérats attribués au Permien sont discordants sur le Stéphanien et ont jusqu'à présent servi de limite aux travaux d'exploitation : l'ensemble est recouvert par des dépôts tertiaires subhorizontaux (argiles à graviers et calcaires de Cordes) sauf au Nord, où la vallée creusée par le Cérou laisse affleurer le houiller.

Dans l'ensemble, le gisement est très régulier mais il est découpé par de nombreuses failles et les irrégularités de sédimentation sont assez fréquentes surtout dans la région Sud.

Quatre sièges d'exploitation s'échelonnent du Nord au Sud (fig. 1) : Grillatié, Tronquié, Sainte-Marie, Cagnac, mais toute l'extraction se fait par une fendue centrale située près de la Tronquié.

STRATIGRAPHIE SOMMAIRE

La coupe stratigraphique d'ensemble donne 23 couches de charbon qui, compte tenu du déplacement de l'aire de sédimentation au cours du

comblement du bassin, ne sont pas toutes représentées dans les mêmes secteurs. De la base au sommet, on peut distinguer trois séries de veines :

- 1) Le groupe des veines inférieures à la veine G, celle-ci comprise, qui couvre toute la surface du bassin, de Cagnac à la Grillatié.
- 2) Le groupe des veines A à E qui occupe la région centrale et le N.
- 3) Le groupe des veines supérieures, de O à V, cantonné dans le secteur Grillatié-Tronquié.

Entre Ste-Marie et Cagnac, le socle se relève brusquement et forme le horst de Lentin, de direction NO-SE, qui divise le bassin en deux et sépare presque complètement la cuvette de Cagnac de celle de la Tronquié-Ste-Marie.

L'envoyage de l'axe du horst vers le NO a ménagé un seuil qui a permis les communications entre le N et le S. Au centre, l'axe se relève et le tertiaire vient reposer directement sur les amphibolites : on pense que ce horst correspond à une ride du relief anté-stéphanien qui a été fortement accusée par une tectonique cassante, postérieure au dépôt du houiller.

La corrélation des couches de part et d'autre du horst de Lentin a posé des problèmes délicats ; en effet, les veines inférieures sont plus puissantes et mieux représentées dans la région Sud, par contre elles s'amenuisent vers le N où certaines d'entre elles se réduisent à des filets charbonneux.

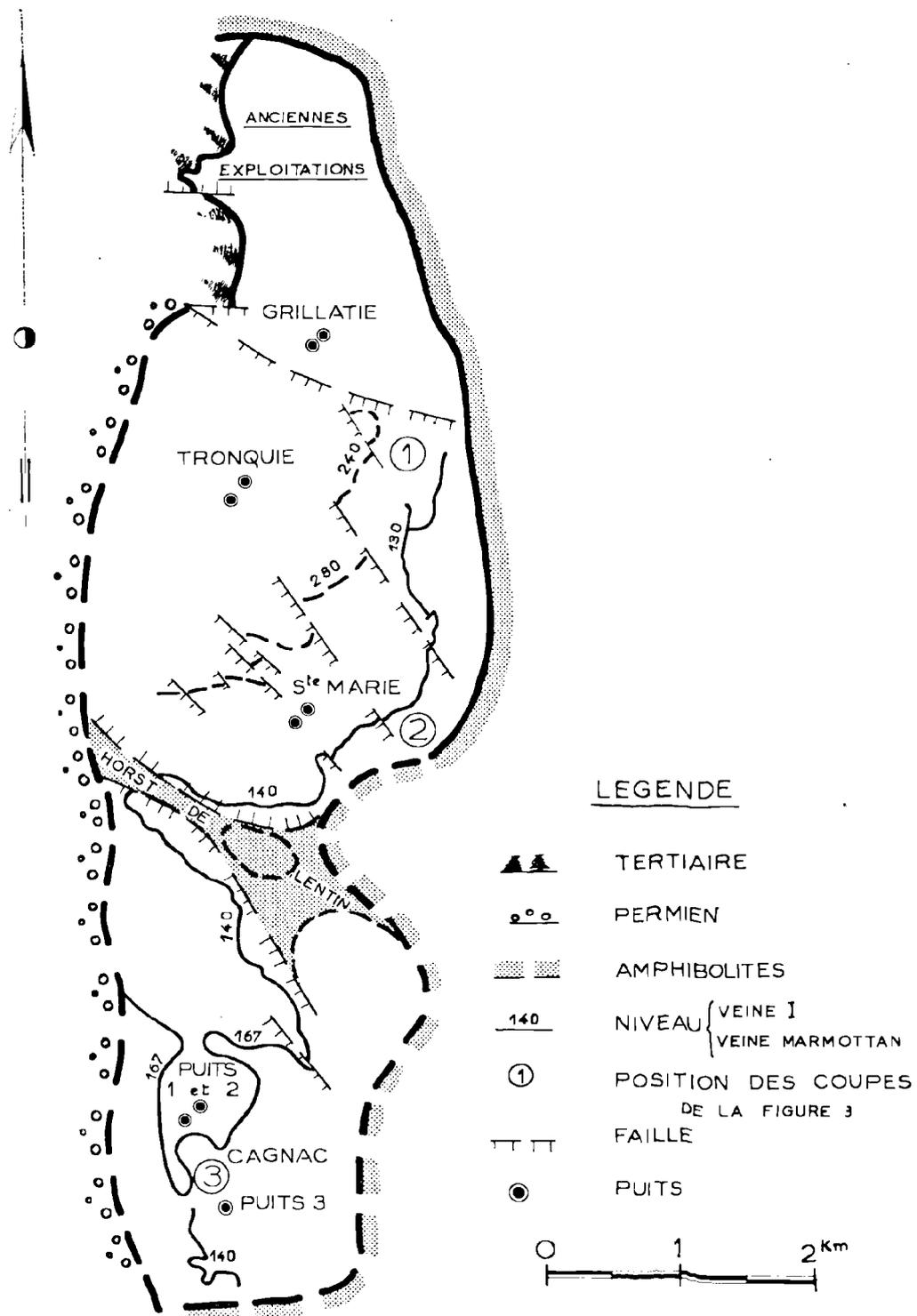
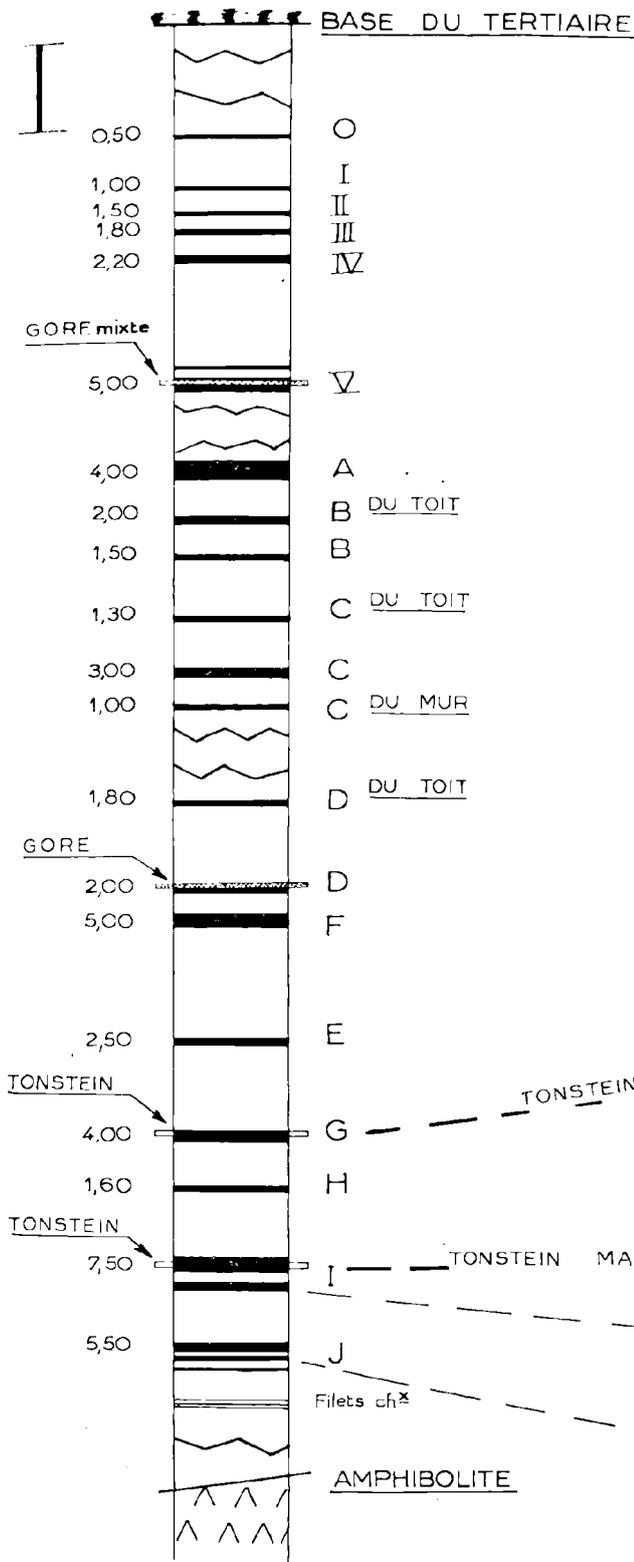


FIG. 1. — Bassin Houiller de Carmaux : plan d'ensemble et niveaux de la veine I-Marmottan.



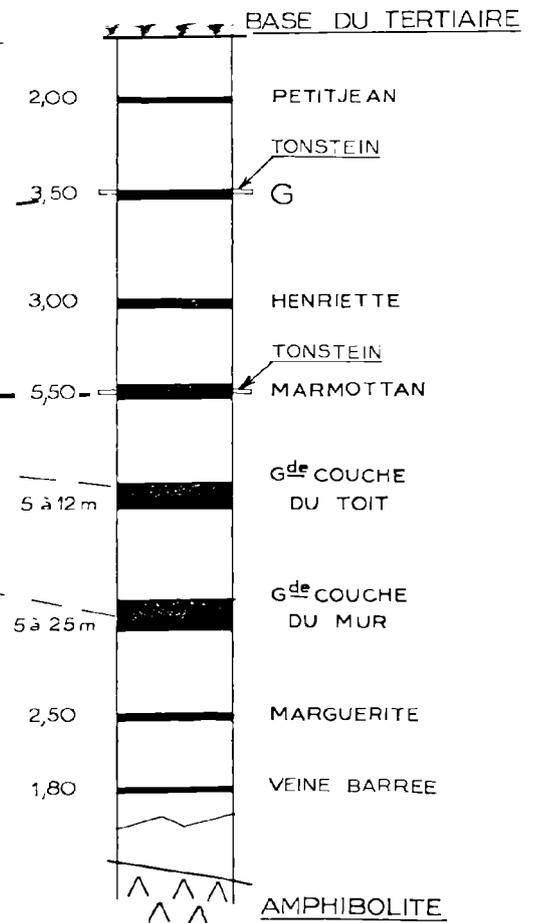
COUPES STRATIGRAPHIQUES

ET

CORRELATIONS

I REGION TRONQUIE - S^{te} MARIE

II REGION CAGNAC



La fig. 2 donne deux coupes stratigraphiques simplifiées, l'une (I) prise dans la région Tronquié-Ste-Marie, l'autre (II) dans le secteur de Cagnac, au S du horst de Lentin.

En I, la série est complète pour les veines supérieures et pour celles du groupe A à E, mais le groupe des veines inférieures y est moins développé qu'en II.

Les corrélations indiquées sur la fig. 2 ont pu être réalisées grâce aux niveaux de tonsteins décrits dans cette note.

ETUDE DES NIVEAUX ARGILEUX

L'étude de détail des toits des veines et de leurs intercalaires stériles a permis de mettre en évidence un certain nombre de niveaux argileux à faciès particulier et plusieurs d'entre eux se sont révélés être d'excellents niveaux repères.

A côté des méthodes habituelles d'investigation : observations macroscopiques et lames minces, on a pu réaliser au Laboratoire de Minéralogie de la Faculté des Sciences de Toulouse, une série d'examen portant sur une soixantaine d'échantillons de Carmaux et ceci grâce à l'aimable collaboration de M. Pulou.

METHODES EMPLOYEES

1) Diffractométrie.

Les diagrammes de rayons X ont été réalisés sur des poudres d'échantillons bruts qui n'avaient subi aucune préparation spéciale. Sur le tableau résumant les résultats obtenus, les principaux minéraux déterminés sur les diagrammes sont désignés par leurs initiales :

q = quartz.

K = kaolinite.

M = montmorillonite.

tr : à la suite d'une de ces initiales, signifie que le minéral considéré a été rencontré à l'état de traces.

2) Mesure de la radioactivité.

Cette mesure a été réalisée par comptage avec un tube de Geiger-Müller placé dans un château de plomb.

160 g d'échantillon broyé sont disposés en couches régulières autour du tube ; les comptages durent 15 minutes et s'effectuent dans l'ordre suivant :

— Comptage du mouvement propre (essai à vide).

— Comptage avec l'échantillon seul, sans écran.

— Comptage du mouvement propre.

— Comptage avec l'échantillon et écran.

On dispose autour du tube un écran d'aluminium de 5/10 de mm d'épaisseur qui élimine l'influence de la radioactivité du Potassium.

Cette série de mesures est répétée une deuxième fois, on fait ensuite la moyenne des comptages en tenant compte du mouvement propre.

Le tableau des résultats donne deux chiffres (nombre de coups en 15 minutes) : le premier, le plus élevé, correspond au comptage sans écran et donne la mesure du rayonnement $\beta + \gamma$; le second est relatif au rayonnement γ seul.

3) Dosage des alcalins.

Les alcalins Na_2O et K_2O ont été dosés par photométrie de flamme.

Deux grammes d'échantillon sont finement broyés, traités par HCl et mis en solution. Cette solution est examinée au photomètre de flamme avec l'écran correspondant au métal alcalin à doser. Dans le tableau, les résultats sont exprimés en % de Na_2O et de K_2O .

L'ensemble des observations macro et microscopiques et le dépouillement des résultats donnés par les examens cités ci-dessus, ont permis de préciser la nature des niveaux argileux et de mieux les définir.

C'est ainsi qu'on distinguera 3 types :

— les tonsteins ;

— les gores ;

— les gores mixtes.

LES TONSTEINS

Ils ont été localisés en veine I-Marmottan et en veine G. Ce sont des tonsteins typiques, assez voisins semble-t-il de ceux décrits en Sarre par M. Pruvost (1934), par A. Schüller et K. Hoehne (1956), de ceux décrits dans le bassin du Nord par MM. Bouroz, Chalard et Dollé (1953) et dans le bassin du Jura par G. Lienhardt (1960).

RESULTATS OBTENUS SUR QUELQUES ECHANTILLONS

Echantillons Origine et Référence	Rayons X	Radioactivité (2)		Alcalins %		
		$\beta + \gamma$	γ	Na ₂ O	K ₂ O	
<i>Veine V :</i>						
177 - Grillatié V-4	q. M. K.	2.908	1.173	0,05	0,12	Gore mixte
<i>Veine D :</i>						
87 - Ste-Marie D.3-12	q. M.	2.664	713	0,02	0,20	Gore
(1) 102 - Ste-Marie D. 37	q. M. Ktr	2.254	732	0,025	0,12	»
<i>Veine G :</i>						
79 - Grillatié G. 1-83	q. K.	1.723	524	0,03	0,16	Tonstein G1
80 - Grillatié G. 1-83	q. K.	1.778	713	0,02	0,05	» G2
81 - Grillatié G. 1-83	q. K.	820	287	0,025	0,15	» G3
83 - Ste-Marie R. 246	q. K.	1.840	710	0,02	0,15	» G2
84 - Ste-Marie R. 246	q. K.	1.112	360	0,02	0,09	» G3
107 - Cagnac	q. K.	1.266	586	0,02	0,06	» G1
<i>Veine I-Marmottan :</i>						
78 - Grillatié I. 1-103	q. K.	891	302	0,03	0,1	Tonst. Marmottan
68 - Ste-Marie I. 7-1	q. K.	863	358	0,01	0,05	» »
(1) 101 - Ste-Marie I. 7-M	q. K.	789	292	0,025	0,004	» »
71 - Cagnac	q. K.	810	277	0,02	0,05	» »
76 - Cagnac	q. K.	1.019	439	0,01	0,07	» »

(1) Examens effectués sur un échantillon moyen obtenu à partir d'un prélèvement massif de 10 à 15 kgs.

(2) Exprimée en nombre de chocs en 15 minutes.

Tonstein Marmottan.

Ce tonstein, qui a permis de prouver l'identité de la veine I et de la veine Marmottan, se situe dans la couche, à 2,70 m environ du toit de la veine, quand celle-ci atteint sa puissance normale (voir 1, 2, 3, fig. 3). Il est remarquablement régulier et, le connaissant, on l'identifie facilement dans tous les travaux d'exploitation depuis l'extrême Sud de Cagnac jusqu'à la Grillatié, soit sur une distance de 8 km environ. Un petit intercalaire schisteux, lui aussi très régulier, le surmonte de 30 à 40 cm.

Son épaisseur est généralement de 8 cm, mais il atteint parfois 12 à 14 cm ; de couleur sombre, il a l'aspect d'un grès fin. A l'œil nu, on peut distinguer 3 zones assez bien différenciées (pl. XIX, fig. 1).

— A la base, un banc de 20 à 30 mm, presque noir, à grain très fin ;

— puis un niveau de 15 à 20 mm d'épaisseur, dont la limite supérieure est quelquefois irrégulière, de couleur chocolat, caractérisé par de grosses paillettes d'aspect micacé qui lui donnent un aspect rugueux ;

— le sillon supérieur présente une allure assez bien stratifiée avec alternance de lits à grain fin et de lits à grain plus grossier.

Dans chaque niveau, on remarque la présence de minces filets de vitrinite, allongés dans le sens de la stratification et correspondant à des fragments de tiges ou de rameaux.

La rayure est blanche, la cassure rugueuse, saccharoïde, sauf sur le sillon inférieur où elle est lisse, franche, presque polie. Ce tonstein ne s'imbibe pas facilement et ne fait point pâte avec l'eau.

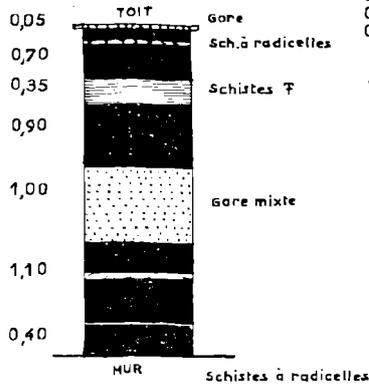
En lame mince, les cristaux de kaolinite feuilletée, à faciès leverriérite, sont rares dans le banc inférieur où domine une pâte sombre avec kaolinite crypto-cristalline diffuse, mais ils constituent essentiellement le niveau intermédiaire (pl. XIX, fig. 2). Ces cristaux sont de grande taille, leur longueur dépasse souvent 1 mm et ils sont entassés les uns contre les autres, formant une sorte de mosaïque.

Les diagrammes de rayons X révèlent uniquement la présence de quartz et de kaolinite, les raies principales apparaissent nettement. Sur la fig. 4, on a comparé 3 diagrammes du tonstein Marmottan

VEINE V

GRILLATIE

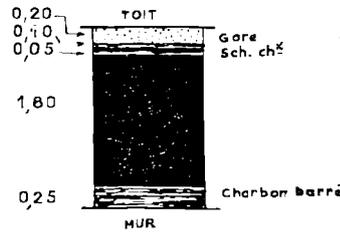
F. G - 114



VEINE D

St^e MARIE

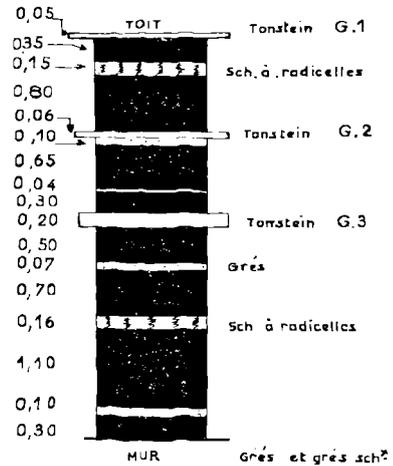
D. 3. 12



VEINE G

GRILLATIE

Plan. G. 1.83

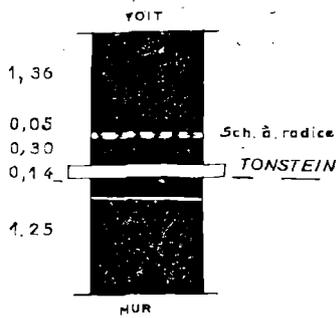


VEINE I - MARMOTTAN

GRILLATIE

Région 1 niv. 130

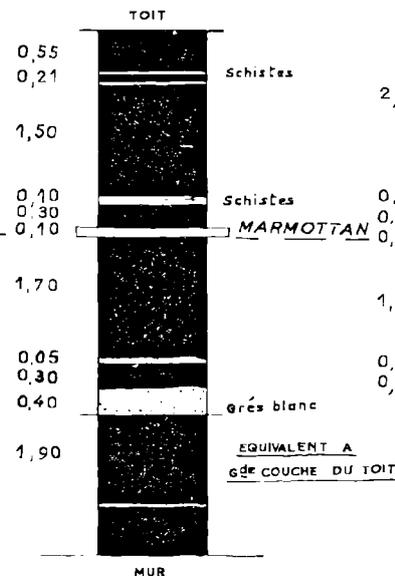
①



St^e MARIE

Plan Kaminski

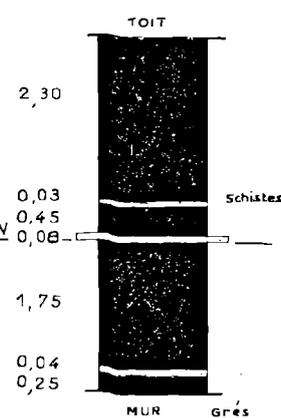
②



CAGNAC

Plan porphyre

③



ECHELLE

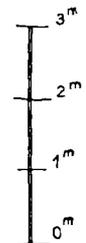


FIG. 3. — Coupes de détail de quelques veines. La situation des profils 1, 2, 3 de la veine I-Marmottan est reportée sur le plan d'ensemble du bassin fig. 1.

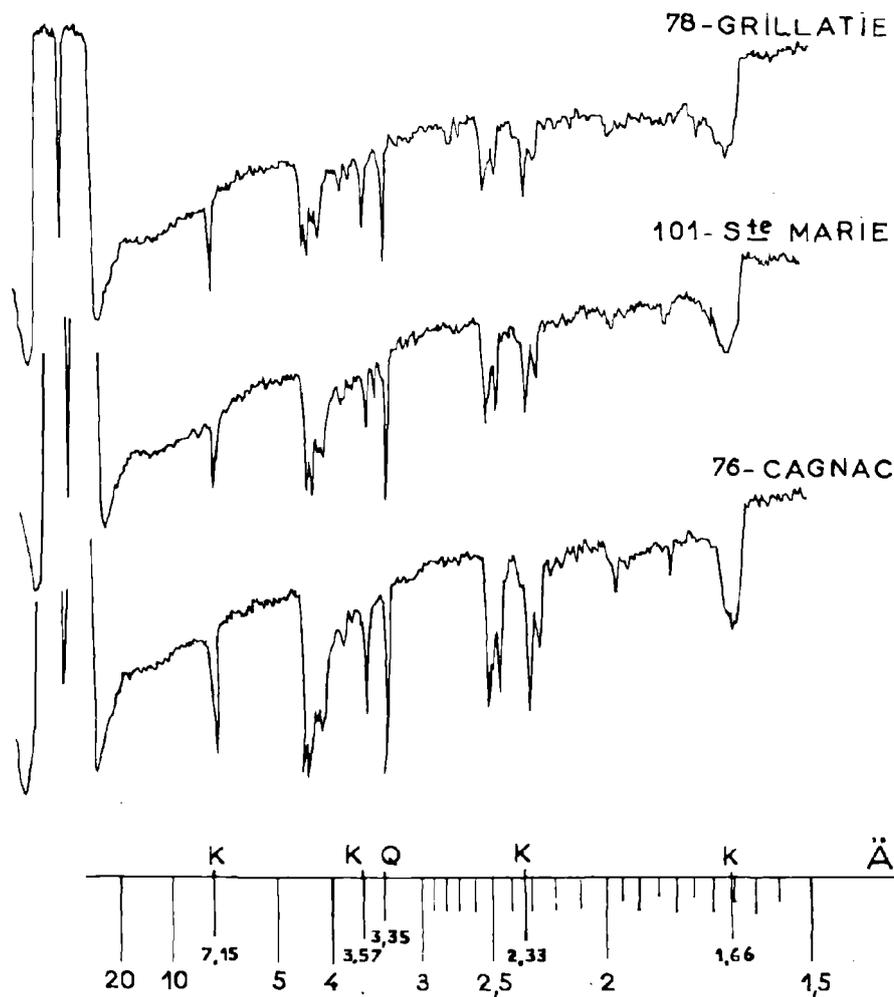


FIG. 4. — Tonstein Marmottan. Diagrammes de rayons X (radiation $K\alpha$ -Cu).

78 Grillatié : I-1-103

101 Ste-Marie : I-7 M (sur prélèvement massif)

76 Cagnac : Marmottan Sud.

obtenus sur des échantillons prélevés en 3 points distants les uns des autres : Grillatié, Ste-Marie, Cagnac, et on constate une parfaite identité dans leur composition ; on enregistre seulement quelques petites différences dans l'allongement des pics : différences dues à une variation quantitative des minéraux.

La radioactivité, mesurée en nombre de chocs par 15 minutes, est peu élevée. On rapprochera ces chiffres de ceux donnés par P. Dollé et J. Sarrot-Reynauld (1954) sur certains tonsteins du Nord,

et de ceux donnés par J. Sarrot-Reynauld (1961) sur les tonsteins du Bassin de la Mure.

La teneur en alcalins est toujours très faible : de 0,01 à 0,04 % pour Na_2O ; de 0,004 à 0,1 % pour K_2O .

Tonstein de veine G.

La veine G présente habituellement 5 à 6 intercalaires stériles ; on y a reconnu 3 bancs de tonstein (fig. 3) :

— le tonstein G1, de 3 à 5 cm d'épaisseur, est situé immédiatement au toit de la veine.

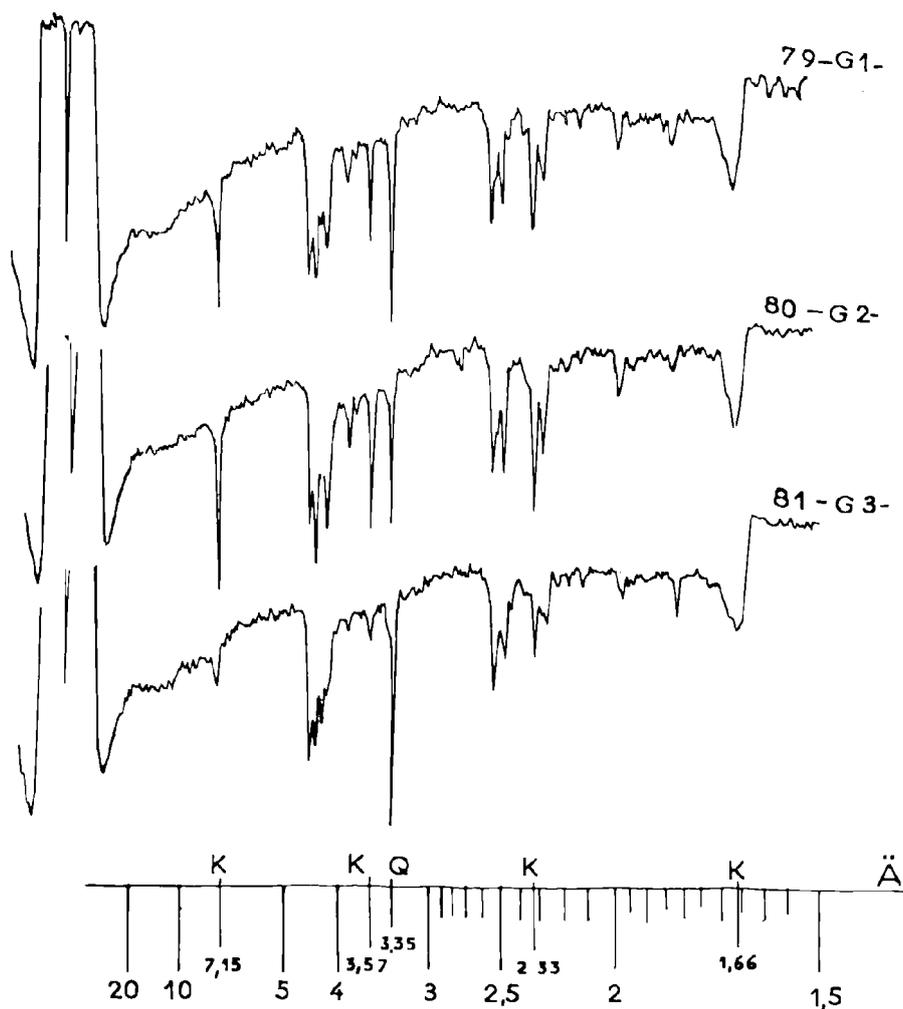


FIG. 5. — Veine G, diagrammes de rayons X (radiation $K\alpha$ -Cu) tonsteins G1, G2 et G3, prélevés sur une même verticale : Grillatié : plan G1 83, niv. 209.

— le tonstein G2, de 6 à 10 cm d'épaisseur, est à 1,20 m environ sous le toit.

Ces deux premiers bancs semblent très réguliers et caractérisent la veine.

— le tonstein G3, 20 cm, situé 1 m sous G2, paraît beaucoup moins constant. Enfin, il n'est pas rare de trouver dans la partie inférieure de la veine, généralement constituée par du charbon barré, un autre niveau irrégulier de tonstein, en lentilles sporadiques.

Tous les tonsteins de veine G se ressemblent : couleur sombre, à grain fin, rayure blanche, présence de filets de vitrinite, cassure fine ou légèrement saccharoïde, ne font point pâte avec l'eau.

En lame mince, on observe une grande abondance de cristaux de kaolinite à faciès leVERRÉRITE, en vermicules allongés (pl. XIX, fig. 3) dans une pâte de couleur brune, probablement riche en débris organiques, avec présence de quartz détritique.

Les diagrammes de rayons X sont à peu près identiques à ceux donnés par le tonstein Marmottan : quartz et kaolinite donnent des raies très nettes ; la présence de minéraux du type illite ou montmorillonite n'est pas exclue, mais elle est difficilement décelable. La fig. 5 compare les diagrammes de 3 échantillons prélevés sur la même verticale (tonsteins G1, G2 et G3).

Les chiffres qui expriment la radioactivité des

tonsteins G1 et G2 sont nettement supérieurs à ceux de G3 et du tonstein Marmottan.

Les teneurs en Na_2O données par photométrie de flamme restent toujours très faibles, par contre le pourcentage de K_2O est, pour certains échantillons, plus élevé (0,15) que pour le tonstein Marmottan. Le niveau G1, par exemple, semble être plus riche en K_2O que G2 ; il y aura peut-être là une possibilité de mieux distinguer les tonsteins entre eux, mais le nombre de mesures effectuées reste encore trop insuffisant pour savoir si la teneur en K_2O peut être caractéristique d'un niveau donné.

Grande couche du toit et Grande couche du mur.

A Cagnac, ces deux couches ont des épaisseurs variables de l'ordre de 10 à 15 m et atteignent parfois 20 m. Elles sont barrées par plusieurs intercalaires stériles et certains d'entre eux semblent être de véritables tonsteins ; ils ont été échantillonnés et étudiés de la même façon que les niveaux déjà décrits de veine I et de veine G. Ce sont des roches où la kaolinite est très abondante ; on y trouve également des éléments détritiques, notamment du quartz. La radioactivité est du même ordre de grandeur que celle du tonstein Marmottan ; il en est de même pour la teneur en alcalins.

La régularité de ces niveaux ne semble pas aussi parfaite que celles des tonsteins Marmottan et G1 - G2. En effet, les couches puissantes de Cagnac présentent de nombreuses irrégularités de sédimentation, serrées, wash-out, qui empêchent souvent les corrélations de bancs à bancs. Enfin, il n'est pas exclu que la composition minéralogique de ces niveaux ne varie rapidement et que du type tonstein le même banc ne passe au type gore mixte.

LES GORES

Ce terme est fréquemment employé dans les bassins houillers du Massif Central pour désigner des bancs à faciès inhabituel intercalés dans les couches ou situés à leur toit, voire isolés dans une stampe stérile et qui ont toujours retenu l'attention des mineurs.

Malheureusement, le même vocable a été souvent employé pour désigner des roches de nature assez différente, ce qui entraîne des confusions et des imprécisions : c'est ainsi qu'à St-Etienne, on parle de gore, de gore blanc, de gore gréseux ; mais les uns sont des grès siliceux, certains sont sans doute de vrais tonsteins, d'autres des argiles fines colo-

rées ; d'autres enfin, les gores gréseux, sont des sédiments psammitiques banaux mal stratifiés.

On cherchera ici à donner à ce terme un sens restreint s'appliquant à un type de roche aussi bien défini que possible.

Les gores sont des argiles fines, compressées, tendres, facilement rayées par l'ongle, colorées (vert clair, beige, gris, marron clair), talqueuses au toucher et en poudre fine ; elles font rapidement pâte avec l'eau.

L'examen aux rayons X révèle que les gores sont essentiellement constitués par un mélange de montmorillonite et de quartz (fig. 6). On note aussi la présence d'illites et parfois de traces de kaolinite.

De plus, ils contiennent souvent des éléments détritiques variés.

La teneur en Na_2O est du même ordre que celui dosé dans les tonsteins ; dans certains cas, il est même plus élevé.

Les mesures de radioactivité donnent des chiffres 2 à 3 fois plus élevés que ceux enregistrés pour les tonsteins. Ce fait paraît être assez général pour ce type de roche, puisque les gores du bassin de Decazeville qui ont été étudiés dans les mêmes conditions donnent, eux aussi, des chiffres relativement élevés. L'augmentation de la radioactivité ne provient pas de celle du Potassium éliminé par l'écran d'Al. Mais les montmorillonites ont sans doute une capacité d'absorption pour les ions uranyles plus grande que celle de la kaolinite (Goldsztaub et Wey, 1955). C'est vraisemblablement là qu'il faut rechercher l'explication de la différence de radioactivité entre gore et tonstein (1).

A Carmaux, on connaît deux niveaux de gore : un banc de 0,20 m environ situé au toit immédiat de la veine D, et un filet assez mince au toit de la veine V.

GORES MIXTES

On groupera sous ce terme qui sera sans doute provisoire, les niveaux argileux qui ne répondent pas exactement à la définition précise des gores, ni à celle des tonsteins.

Il s'agit d'intercalaires stériles, parfois assez épais, comme le gore mixte de veine V qui a 1 m

(1) Cette explication apparemment satisfaisante est déjà mise en défaut dans le tableau publié plus haut : le tonstein G2 (à kaolinite) de veine G, a une radioactivité (rayonnement γ) sensiblement de même valeur que celle du gore de veine D.

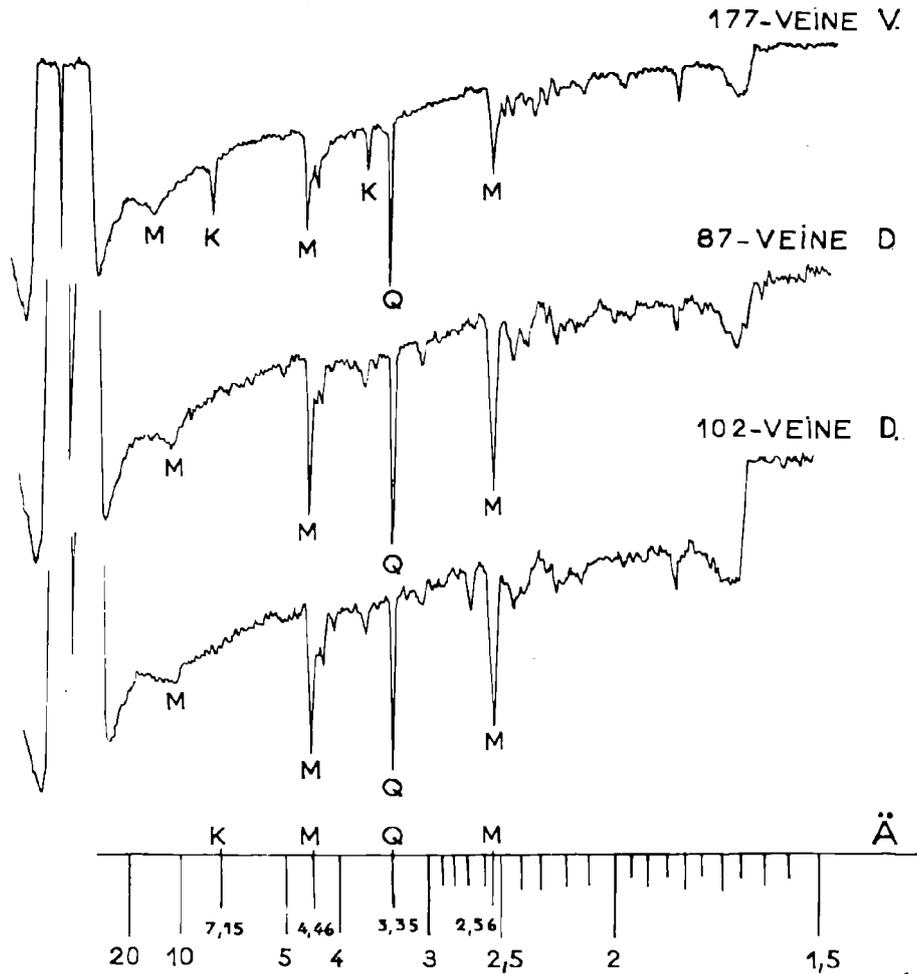


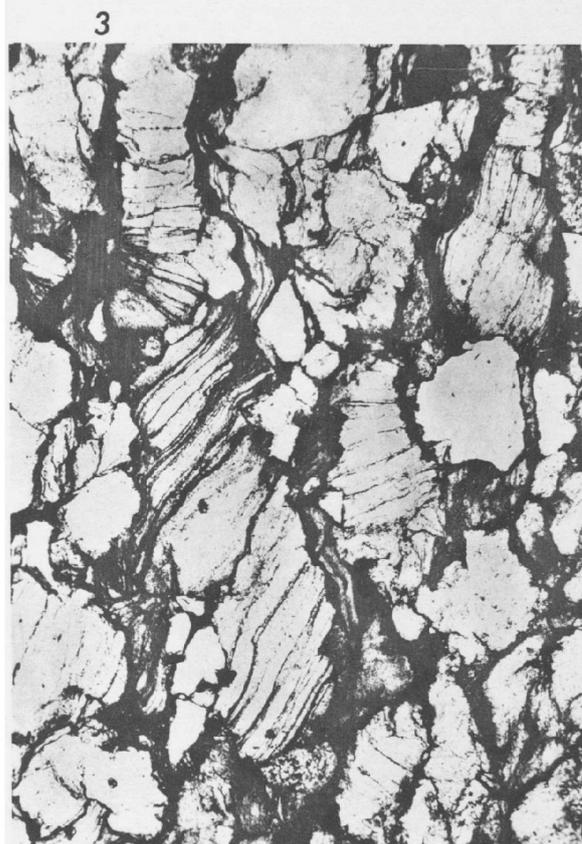
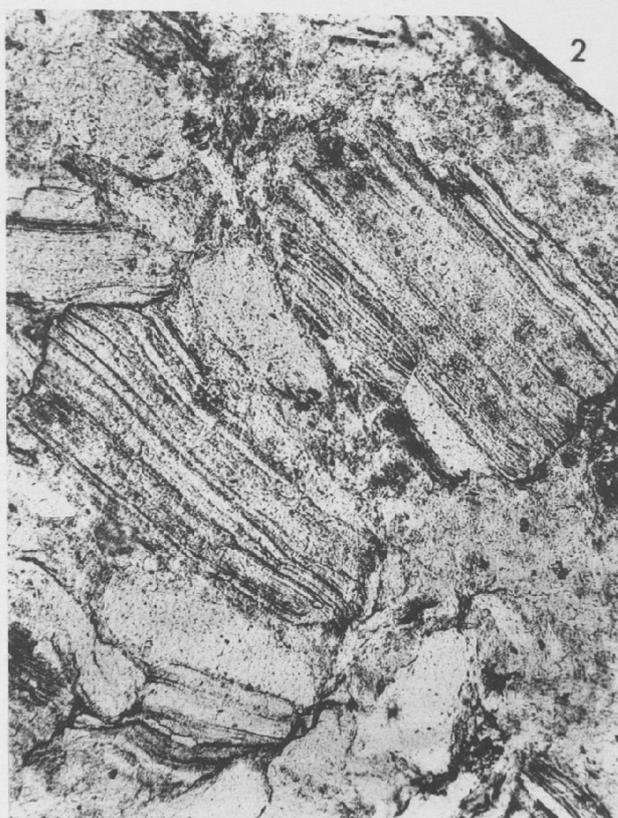
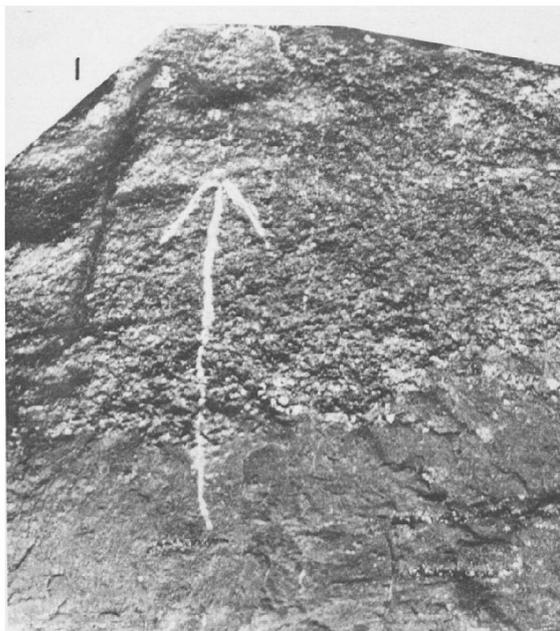
FIG. 6. — Gores et Gore mixte. Diagrammes de rayons X (radiation $K\alpha$ -Cu)
177 Veine V Grillatié, gore mixte
87 Veine D, Ste-Marie, gore
102 Veine D, Ste-Marie, gore (sur prélèvement massif).

de puissance et dont l'aspect extérieur est plus souvent celui d'un gore que celui d'un tonstein.

Ils sont constitués par un mélange de quartz, de *montmorillonite* et de *kaolinite* (fig. 6). C'est la présence de ces deux minéraux argileux qui leur donne leur caractère propre et qui les différencie le plus nettement des deux types de roche décrits ci-dessus. Les limites exactes entre ces différents types seront sans doute difficiles à définir : il n'est pas impossible, en effet, que l'on puisse trouver des niveaux du type gore qui passent latéralement au gore mixte, ou des niveaux à kaolinite (tonstein) qui s'enrichissent en montmorillonite.

Les mesures de radioactivité et le dosage des alcalins n'ont pas donné de valeurs sensiblement différentes de celles des gores et tonsteins étudiés ici.

Les gores mixtes ont la même composition minéralogique que le *roc-séda* (argile à montmorillonite et kaolinite) du bassin de Decazeville (Kulbicki et Vetter 1955) ; mais, alors que les gores mixtes sont associés aux couches de charbon de la même façon que les gores et les tonsteins, il semble bien que le *roc-séda* représente l'épisode ultime de la sédimentation fine dans les bassins limniques. C'est dire que le dépôt d'une série charbonneuse pourrait



se prolonger par une formation stérile, à roc-séda, dans le centre de la cuvette élémentaire de sédimentation.

En dehors du banc de couche V, déjà cité, il faut signaler la présence de gores mixtes dans certains intercalaires de grande couche du toit et de grande couche du mur. Pour des raisons invoquées plus haut, il n'a pas été possible de vérifier suffisamment leur constance et leur régularité.

CONCLUSION

Les tonsteins de Carmaux connus en veine I-Marmottan et en veine G, sont des niveaux caracté-

ristiques mais ils ne présentent entre eux que de très faibles différences. On peut sans doute les classer dans le groupe des *strato-tonsteins* défini récemment par M. Bouroz, et plus particulièrement dans le sous-groupe β (A. Bouroz 1962).

Les gores — ce terme étant pris dans un sens strict — sont des argiles à montmorillonite fines et colorées, plus radioactives que les tonsteins, et sont comme eux d'excellents auxiliaires stratigraphiques.

Par contre, il ne semble pas que les gores mixtes, dont l'étude reste à compléter, puissent être de très bons niveaux repères en raison de leur irrégularité probable de dépôt et peut-être aussi en raison de leur variation rapide de composition.

BIBLIOGRAPHIE

- BERGERON J. (1889). — Etude géologique du massif ancien situé au Sud du plateau central. *Ann. Soc. Géol.*, T. XXII, p. 1 à 362, 55 fig., Pl. I à IX, 1 carte h.-t.
- BOUROZ A. (1962). — Sur la pluralité d'origine des tonsteins (A propos d'une cinérite oligocène du Japon). *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. LXXXII, p. 77-94, Pl. V à X.
- BOUROZ A., CHALARD J. et DOLLÉ P. (1953). — Extension géographique et valeur stratigraphique des niveaux de tonstein du bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. LXXIII, p. 98-141, Pl. III et III bis.
- DOLLÉ P. et SARROT-REYNAULD J. (1954). — Etude de quelques « tonstein » du Nord de la France. *C.R. som. S. G. F.*, p. 286-289.
- DOUBINGER J. et VETTER P. (1958). — Sur la flore fossile du bassin houiller de Carmaux. *C. R. Ac. Sc.*, T. 246, p. 1605-1608.
- GOLDSZTAUB S. et WEY R. (1955). — Absorption des ions uranyles par les argiles. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristal.*, 78, n° 4-6, p. 242-248.
- KULBICKI G. et VETTER P. (1955). — Etude des roches argileuses de quelques bassins houillers de la bordure occidentale du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. France* (6), T. V, p. 645-651, Pl. XXIX.
- LÉVY Cl. et LIENHARDT G. (1960). — Etude diffractométrique des tonsteins du Stéphien de Lons-le-Saunier (Jura). *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. LXXX, p. 113-115.
- LIENHARDT G. (1960). — Caractères généraux des tonsteins du bassin stéphanien de Lons-le-Saunier (Jura). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), T. II, p. 661-665.
- PRUVOST P. (1934). — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine. T. III. *Etude des gîtes minéraux de la France*.
- PRUVOST P. (1942). — Observations géologiques sur le gisement houiller de Carmaux. Annexe I : liste des plantes fossiles de Carmaux, par P. Bertrand. - Annexe II : examen microscopique des roches de la base du houiller de Carmaux, par J. de Lapparent. Rapport inédit, 16 p. dactyl. *Archives des Houillères du Bassin d'Aquitaine, groupe Tarn*.
- SARROT-REYNAULD J. (1961). — Etude géologique du dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. - T. I : le socle cristallin et la couverture paléozoïque. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, mém. n° 2, p. 1-207.
- SCHÜLLER A. et HOEHNE K. (1956). — Pétrographie, Chemismus und Fazies der tonsteine des Saargebiets. *Geologie*, bd 5-8, p. 695-755, 29 fig.
- THIÉBAUT J. et VETTER P. (1960). — Les amphibolites du bassin houiller de Carmaux. *Bull. Soc. His. Nat. Toulouse*, T. 95, p. 181-191.
- VETTER P. (1960). — L'activité du Service géologique des H.B.A. *Liasons Aquitaine*, n° 46, p. 21-24.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIX

- 1) Tonstein Marmottan, Cagnac, veine Marmottan n° 140. Section perpendiculaire à la stratification, gr. nat. On remarquera la différence de faciès entre le banc inférieur et le niveau grossier ; la flèche indique le toit.
- 2) Tonstein Marmottan, veine I, Ste-Marie n° 34. — Niveau grossier, gros cristaux de kaolinite, $\times 50$.
- 3) Tonstein G2, veine G, Ste-Marie, région 8-9, n° 29. — Empilement de cristaux allongés de kaolinite (faciès leverriérite), $\times 42$.
- 4) Tonstein Marmottan, veine I, Grillatié, n° 13. — Cristaux de kaolinite dans pâte brune, $\times 42$.

Nouvelle récolte d'un *Breyeriide* (Insecte paléodictyoptère) dans le Westphalien du Nord de la France

par Francine LAURENTIAUX-VIEIRA (1) et Daniel LAURENTIAUX (2)

(2 fig.)

Sommaire. — Présentation d'une nouvelle aile métathoracique de *Breyeria* (Paléodictyoptère *BREYERIIDAE* HANDLIRSCH) récoltée dans le Westphalien B de Vieux-Condé (Nord) et attribuée à l'espèce *delruei* LAURENTIAUX 1949. Précisions sur le diagramme alaire des *Breyeriides* du groupe *delruei* LAURENTIAUX 1949. Affinités et discussion.

La découverte des premiers Insectes breyeriides du Terrain Houiller du Nord de la France est encore relativement récente (D. Laurentiaux 1949 ; D. Laurentiaux et F. Laurentiaux-Vieira 1951).

Cette classique famille de Paléodictyoptères westphalo-stéphaniens dont *Breyeria borinensis* DE BORRE fut longtemps le plus insigne représentant (A. Handlirsch 1904, p. 7-10, Pl. III, fig. 9-10) n'a été tout d'abord définie que d'après des ailes métathoraciques. Celles-ci, par leur nette triangulation, laissaient supposer un système alaire hétéronome. C'est ce qui fut vérifié par la découverte de *Breyeriopsis* (*Breyeria*) *delruei* LAURENTIAUX 1949 dans le Westphalien ancien de Nœux-les-Mines (Pas-de-Calais). Il fut dès lors possible de proposer (Laurentiaux D., 1949, fig. 1 et 1A) un premier diagramme alaire du genre *Breyeria* DE BORRE 1875, malgré la nécessité de l'établir à partir d'ailes isolées, spécifiquement distinctes et d'âge et de gisements différents. Une révision générale et une systématique nouvelle de la famille des *BREYERIIDAE* HANDLIRSCH 1904 nous ont permis de mettre en évidence les tendances évolutives de la morphologie et de la nervation alaire de ces Paléodictyoptères (Laurentiaux D. et Laurentiaux-Vieira F., 1951). Depuis, une seule espèce, *Breyeria barborae* KUKALOVA 1959, du Westphalien inférieur de Haute-Silésie (Tchécoslovaquie) est venue s'ajouter au précédent catalogue. En présentant cette entité nouvelle basée sur une aile métathoracique, J. Kukulova (1959, p. 312) a estimé suffisamment

établir la synonymie de *Breyeria* DE BORRE 1875 et *Breyeriopsis* LAURENTIAUX 1949 pour proposer le rejet définitif de la nomenclature de ce dernier terme. Les raisons de cette terminologie distincte ont déjà été exposées (Laurentiaux D., 1949, p. 53), mais nous n'avons toujours compris le terme *Breyeriopsis* que comme d'abord significatif d'un « genre d'organe et de forme » et, sans aucun doute, synonyme de *Breyeria* DE BORRE 1875 (*sensu* Laurentiaux D. et Laurentiaux-Vieira F., 1951). Le maintien du nom *Breyeriopsis* dans l'acception que nous lui donnons, se justifie par un souci de rigueur qui reste valable tant que le diagramme alaire ne sera pas directement établi à partir d'un même échantillon *pourvu à la fois* d'ailes antérieures (*Breyeriopsis*) et postérieures (*Breyeria*) en connexion. Nous n'appliquons là qu'une méthode habituelle en nomenclature paléontologique et surtout en Paléobotanique.

Compte tenu de certaines analogies nervuraires de *B. delruei* LAURENTIAUX et de *B. barborae* KUKALOVA — analogies déjà discutées par l'un de nous (D. LAURENTIAUX, Thèse, Paris 1958, p. 136 *et sq.*) — J. Kukulova (1959, fig. 3, b) pense que ces deux espèces sont susceptibles de fournir un meilleur diagramme nervuraire du groupe *delruei* LAURENTIAUX que celui proposé précédemment (D. Laurentiaux 1949, p. 50, fig. 1, 1a ; D. Laurentiaux 1953, p. 421, fig. 19). Le diagramme ainsi obtenu est différent sans nous apparaître plus strict. Nous en discuterons plus loin.

Circonstance singulière, les seuls restes de *Breyeriides* jusqu'ici connus du terrain houiller du Nord de la France étaient des ailes antérieures

(1) Assistante à l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

(2) Professeur à la Faculté des Sciences de Reims.

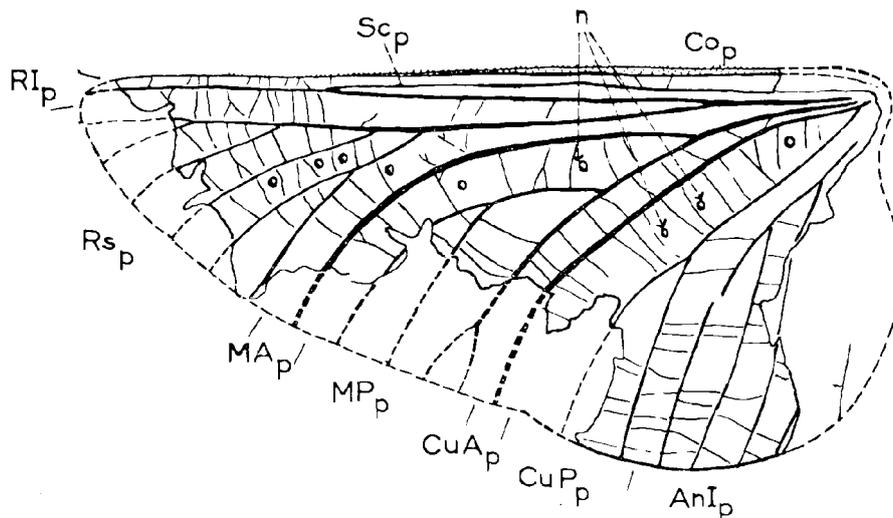


FIG. 1. — Calque nervuraire orienté de l'aile postérieure de *Breyeria detrueti* LAURENTIAUX 1949 (exemplaire de la fosse Ledoux) (grossissement 1,75). Les parties reconstruites sont dessinées en trait interrompu. Nomenclature nervuraire dans le texte. L'indice « p » est ajouté à la désignation conventionnelle des veines et champs pour rappeler la nature métathoracique de l'organe. — n, nygmata.

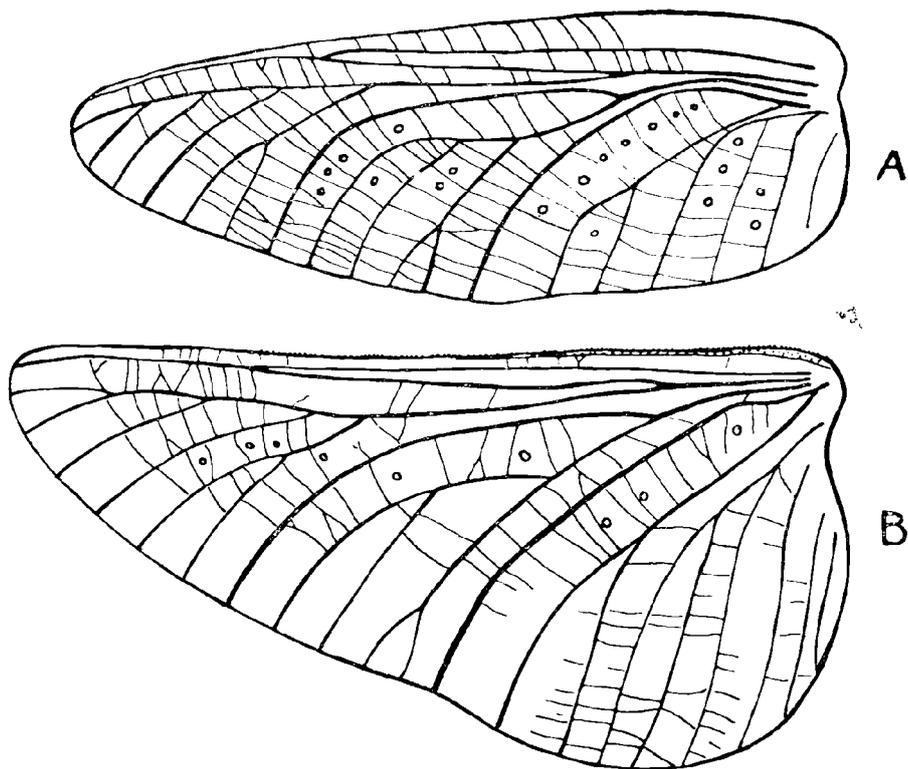


FIG. 2. — Diagramme alaire et nervuraire de *Breyeria detrueti* LAURENTIAUX 1949. Les deux ailes sont entièrement reconstruites et présentées à un même grossissement égal à 1,75 fois la taille naturelle.

A : *Breyeria (Breyeriopsis) detrueti* LAURENTIAUX 1949. Aile mésothoracique holotype (d'après D. Laurentiaux 1949, modifiée).

B : Aile métathoracique de *Breyeria detrueti* LAURENTIAUX 1949. Echantillon de la fosse Ledoux, Condé-sur-Escaut.

Seuls, les nygmata les plus apparents sont figurés.

(*Breyeriopsis*) (1). Deux espèces originales ont été reconnues :

B. (Breyeria sub. gen.) delruei LAURENTIAUX 1949 du Westphalien inférieur de Nœux-les-Mines (Laurentiaux D., 1949) ;

B. (Borrea sub. gen.) stopai LAURENTIAUX D. et LAURENTIAUX-VIEIRA F. 1951, du Westphalien C de Bruay-en-Artois (D. Laurentiaux et F. Laurentiaux-Vieira 1951, p. 589).

Un troisième reste de Breyeriide, cette fois une aile postérieure, vient d'être découverte dans le Westphalien B d'Anzin par M. R. Briois, Aide-Géologue du groupe de Valenciennes des Houillères Nationales du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais (2). Son intérêt est non seulement d'enrichir le catalogue entomofaunistique de notre bassin westphalien, mais surtout de préciser le diagramme nervuraire du groupe de *B. delruei* LAURENTIAUX 1949.

Super-ordre

PALEODICTYOPTERA GOLDENBERG 1954

Ordre

EOPALEODICTYOPTERA LAURENTIAUX 1953

Famille BREYERIIDAE HANDLIRSCH 1904

Sous-famille BREYERIINAE LAURENTIAUX et LAURENTIAUX-VIEIRA 1951

Genre *Breyeria* DE BORRE 1875

Sous-genre *Breyeria* LAURENTIAUX et LAURENTIAUX-VIEIRA 1951

Breyeria Delruei LAURENTIAUX 1949

(fig. 1, 2a)

DESCRIPTION. — Aile métathoracique gauche de forme nettement triangulaire, comme l'indique le développement du lobe cubito-anal : longueur conservée, 55 mm ; longueur alairé supposée *in vivo* (L),

(1) Aucun autre bassin n'a d'ailleurs encore livré de « *Breyeriopsis* » certains. Toutefois, le reste mésothoracique décrit par l'un de nous (Laurentiaux D., 1950, Pl. V, fig. 4a, 4b : PALEODICTYOPTERA sp. B) du Houiller du Limbourg hollandais doit probablement être rapporté à une base d'aile antérieure de *Breyeriidae* (*Breyeriopsis*).

(2) Nous tenons à remercier ici notre ami J. Chalard, Ingénieur-Géologue en chef du Groupe de Valenciennes des Houillères Nationales et actuel Président de la Société Géologique du Nord de la France, qui nous a aimablement communiqué cet intéressant échantillon.

58 mm ; largeur maximale de l'aile (lobe anal) 29 mm, soit un indice d'allongement $\frac{1 \times 100}{L} = 50$.

Bord antérieur rectiligne soutenu par une costale (Co_p) (+) (3) limitante, robuste (surtout vers la base) et distinctement ponctuée (traces d'insertions pileuses). Sc_p (—) non fourchue à son extrémité distale, se terminant par RI_p aux cinq septièmes de l'aile, déterminant un champ sous-costal étroit. RI_p (+) simple, allant jusqu'à la pointe alaire. Rs (—) s'individualisant du tronc commun radial aux deux cinquièmes de la longueur de l'aile : branche-mère sectoriale légèrement onduleuse, ramifiée vers l'arrière dans la seconde moitié de son cours et émettant successivement une proximale bifide et trois rameaux ultérieurs apparemment simples. MA_p (+) régulièrement courbe s'individualisant de MP_p (—), trifide, ou selon toute vraisemblance (fig. 1 et 2b), quadrifide (fourche tardive non conservée du rameau proximal). CuA_p (+) sans ramification et relativement espacé d'un CuP_p (—) bifide. Division du tronc cubital très précoce (presque au voisinage de l'insertion alaire). AnI_p (+) apparemment trifide, couvrant avec $An2_p$ un lobe anal ample.

Hauteurs nervuraires peu marquées sur l'empreinte. Transverse oblique unissant M_p et CuA_p peu après l'isolement de cette dernière veine. Pas de vestiges de coloration observés, mais présence nette de nygmata bien visibles, notamment dans les espaces inter-cubital et inter-médian, et dans l'aire sectoriale du radius : ces traces occupent régulièrement le centre des cellules alaires, à raison d'une par cellule.

Formule alaire retenue :

$$RI_p + 6 Rs_p + MA_p + 4 MP_p + CuA_p + 2 CuP_p = 15$$

Archéodictyon ténu, scalariforme, peu irrégularisé et assez lâche, formé de transversales fines (un peu plus robustes dans la zone anale), peu flexueuses, normales aux veines principales, déterminant un système typiquement breyeriide et ne renforçant que faiblement la texture très membraneuse de l'aile. Cellules relativement grandes et peu nombreuses.

ORIGINE. — Bassin Houiller du Nord de la France, groupe de Valenciennes ; Condé-sur-Escaut

(3) L'indice « p » est ajouté à la notation nervuraire métathoracique.

(Nord), fosse Ledoux, étage 500, recoupage de 3^e série couchant vers le Sud, repère 939 m. Caillou de troussage (1) ramassé au point de coordonnées Lambert (zone I) X = 691,040 ; Y = 304,920.

Westphalien B (Assise d'Anzin), moitié inférieure.

RÉCOLTE. - - R. Briois, 1962.

COLLECTION. — Coll. Paléontologie Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Reims. Echantillon TI/I (contre-empreinte).

DISCUSSION. — Mis à part les caractères inhérents à une position thoracique différente, cette nouvelle aile de Breyeriide offre de tels rapports avec celle, mésothoracique, de *Breyeria* (*Breyeriopsis*) *delruei* LAURENTIAUX 1949, qu'il nous a paru logique de la classer dans cette dernière espèce.

Toutefois, la détermination précise de ce fossile restera entachée d'une incertitude regrettable par suite de l'incomplète conservation du champ médian postérieur. Il n'est pas possible, en effet, de fixer d'une manière indiscutable la nature trifide ou quadrifide de MPP, bien que ce soit ce dernier état que retienne la reconstitution ici proposée (fig. 1 et 2B). Compte tenu de l'âge Westphalien B du fossile, de ses analogies étroites avec l'aile mésothoracique définissant *Breyeriopsis delruei* LAURENTIAUX 1949 et de l'évolution des *BREYERIIDAE* westphaliens, une MPP quadrifide (avec proximale tardivement fourchue comme c'est le cas chez l'holotype *delruei*) nous est apparue la condition la plus probable. Dans cette hypothèse, la fig. 2 refléterait parfaitement, selon nous, le diagramme alaire de *Breyeria delruei* LAURENTIAUX 1949. Dans l'autre hypothèse d'une médiane trifide (proximale simple jusqu'au bord alaire), ce diagramme deviendrait peut-être moins strict et d'aucuns estimeraient sans doute nécessaire de séparer l'aile postérieure dans une entité spécifique particulière. En ce cas, le diagramme de la fig. 2 deviendrait significatif du groupe *delruei* et non plus strictement de l'espèce *delruei* LAURENTIAUX 1949, sauf d'admettre — ce

(1) Le gîte stratigraphique de ce fossile ne peut être indiqué avec rigueur, l'aile ayant été trouvée dans un « caillou de troussage », donc non en place. Toutefois, les cailloux de troussage étant pris au moment du creusement à proximité, l'échantillon provient d'un point très voisin de celui, ci-dessus indiqué, où il a été récolté. « On peut affirmer qu'il s'agit du Westphalien B et même de la moitié inférieure du Westphalien B » (J. Chalard *in litteris*).

qui reste à prouver — que cette dissemblance et cette légère variation de richesse du champ postérieur puissent être d'ordre individuel ou fonction de la condition alaire. Nous ne sommes informés ni sur l'ampleur des variations d'une aile à l'autre, ni sur les variants individuels, les divers Breyeriides jusqu'ici connus n'étant représentés que par des ailes isolées, soit antérieures, soit postérieures. De toutes façons, notre diagramme de la fig. 2 reste, par l'âge, le gisement et les caractères nervuraires des pièces ainsi associées, le moins composite de tous ceux jusqu'ici proposés (Laurentiaux D., 1949, fig. 1 ; Kukalova J., 1959, fig. a, b).

L'identité spécifique de cette aile métathoracique et de celle mésothoracique *Breyeriopsis* (*Breyeria*) *delruei* LAURENTIAUX 1949 semble argumentée par certaines particularités. L'une tient dans la concordance de taille. Par sa relative petitesse, l'aile holotype *Breyeriopsis delruei* LAURENTIAUX 1949 s'individualisait de toutes les autres ailes de *Breyeriinae*. Pour expliquer cette différence métrique, diverses interprétations avaient été avancées (Laurentiaux D., 1949, p. 53). L'aile postérieure présentée ici offrant une taille très comparable, permet de supposer maintenant que ce caractère a une valeur spécifique.

La précédente description établit l'existence de marques ornementales sur la membrane alaire, nygmata ou insertions pileuses. Un réexamen de l'holotype a permis de reconnaître également leur présence et avec la même disposition dans l'aile antérieure de l'holotype *Breyeriopsis delruei* LAURENTIAUX 1949 (2). C'est là un suggestif critère de rapprochement, de telles marques faisant défaut chez les autres *BREYERIIDAE* connus. Il faut noter que la costale dans l'aile mésothoracique présente aussi une ponctuation fine mais non aussi nette que dans la costale métathoracique. Toutefois, ce caractère semble très accessoire étant assez général chez les *BREYERIIDAE* et aussi chez de nombreux autres types de Paléodietyoptères.

Enfin, on notera que les deux ailes attribuées ici à *Breyeria delruei* proviennent certainement d'horizons stratigraphiques très voisins (moitié inférieure du Westphalien B) et du même bassin houiller.

(2) Ces structures non signalées lors de la description originale apparaissent assez indistinctement sur la photo publiée de l'échantillon (Laurentiaux D., 1949, Pl. 1). Le schéma de la fig. 2a indique les plus visibles.

Hormis peut-être la discutable structure de la proximale de MP (*vide ante*), les deux ailes présentent les plus grandes analogies nervuraires. La texture alaire membraneuse, la texture et la densité de l'archéodictyon sont semblables dans les deux cas. Les principales dissemblances dans la nervation principale ne semblent porter que sur des aspects de détail ; les unes sont certainement sans grande signification systématique, comme le niveau de division de CuP, l'antériorité un peu plus grande dans l'aile postérieure de la division des troncs radial et médian, l'extension à peine différente de Sc également terminée sur RI. De telles variations ne nous semblent pas imposer de particularisme systématique, d'autant que nous ne sommes pas informés des possibles variations sous la dépendance de la nature alaire et de la conformation mécanique et morphologique. En toute rigueur, il convient de souligner, tout de même, deux autres aspects nervuraires discriminatoires : a) l'inflexion de la branche-mère de Rs (ondulation pratiquement inexistante dans l'aile antérieure *Breyeriopsis delruei* LAURENTIAUX 1949), contrastant ainsi avec la rectitude de cette veine chez *Breyeria borinensis* DE BORRE 1875 (aile métathoracique), où elle est étroitement parallèle aux veines principales antérieures, mais dans les autres Breyeriides l'inflexion de Rs est plus accusée et assez variable ; b) la courbure plus régulière de MAP dans l'aile postérieure ici décrite mérite également attention ; cette veine chez *Breyeriopsis delruei* LAURENTIAUX 1949 (et de même chez *Breyeria barborae* KUKALOVA 1959) s'infléchit plus tardivement, ce qui confère un cachet peut-être un peu plus archaïque et assez général chez les plus anciens Paléodictyoptères. Il ne faut pas toutefois exagérer l'importance ni l'intérêt systématique de tels aspects, les deux paires d'ailes pouvant évoluer avec des détails et des degrés légèrement différents.

Dans nos reconstitutions des ailes de *Breyeria delruei* LAURENTIAUX 1949 (fig. 1, 2), il n'a pas été figuré de champ précostal (pe). Celui-ci est admis par J. KUKALOVA (1959) chez *Breyeria barborae* KUKALOVA 1959 et extrapolé chez *Breyeria (Breyeriopsis) delruei* LAURENTIAUX 1949 (KUKALOVA 1959, fig. b, a). Nous avons vérifié qu'une telle aire n'existait pas chez d'autres ailes de BREYERIIDAE à base suffisamment conservée mais un peu plus récentes comme *Breyeriopsis (Borrea) stopai*

LAURENTIAUX et LAURENTIAUX-VIEIRA 1951 ou *Breyeria (Borrea) lachlani* (BRONGNIART) 1893 (Laurentiaux D. et Laurentiaux-Vieira F., 1951, Pl. XVIII, fig. 1, Pl. XIX). Sans réfuter absolument la possibilité d'un tel champ précostal chez certaines formes anciennes de BREYERIIDAE, nous continuons à penser, dans l'attente d'une confirmation supplémentaire nécessaire, et malgré l'agrandissement photographique publié par J. KUKALOVA (1959, Pl. I, fig. 2), que l'apparence d'une structure précostale sur l'empreinte de *Breyeria barborae* KUKALOVA 1959 pourrait être due à un artefact de fossilisation, les supposées veines précostales n'étant en fait que des transverses basales archéodictyales très obliques et singulièrement imprimées.

Cette nouvelle empreinte métathoracique n'offre aucune structure susceptible d'être interprétée comme pli alaire, l'aile au repos restait étalée plane. Ceci confirme encore le caractère artificiel du « pli » mentionné par Handlirsch (1904) chez *Breyeria borinensis* DE BORRE 1875 (Laurentiaux D. et Laurentiaux-Vieira F., 1951, p. 593). Il en est d'ailleurs de même chez *Breyeria barborae* KUKALOVA 1959.

Il serait superflu de revenir sur les affinités et les rapports de *Breyeria delruei* LAURENTIAUX 1949 et des autres espèces de BREYERIIDAE et notamment avec *Breyeria borinensis* DE BORRE 1895. Ceux-ci ont été discutés ailleurs, lors de la description de l'aile antérieure (*Breyeriopsis*). La découverte de l'aile postérieure les corrobore. *Breyeria barborae* KUKALOVA 1959, plus récemment décrite et plus ancienne (base du Westphalien A) est incontestablement d'un faciès plus primitif, en particulier par la notable richesse des champs bas (Rs, MP, CuP). Cette richesse des champs concaves des formes initiales et leur appauvrissement ultérieur avec le progrès évolutif peuvent être constatés dans de nombreux groupes de Paléodictyoptères à nervation issue du schéma lamérien fondamental.

Malgré les imprécisions qui subsistent sur les gîtes stratigraphiques des deux échantillons attribués à *Breyeria delruei* Laurentiaux 1949 (*vide ante* (1 p. 176) et Laurentiaux D. et Laurentiaux-Vieira, 1951, p. 588, note infrapaginale (1)), cette espèce ne paraît pas dépourvue de signification stratigraphique. Elle caractériserait assez bien la moitié inférieure du Westphalien B (assise d'Anzin).

*
**

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- HANGLIRSCH A. (1904). — Les Insectes Houillers de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, Bruxelles*, T. III, p. 7-10, Pl. III, fig. 9-10
- KUKALOVA J. (1959). — *Breyeria barborae* n. sp. (INSECTA PALAEOICTYOPTERA) of Upper Silesian Coal Basin (Westphalian). *Vestnik Ustred. Ust. Geol., Prague*, roc. XXXIV, odd. Pal., p. 310-313, Pl. I).
- LAURENTIAUX D. (1949). — Un insecte nouveau (*BREYERIA*) du Terrain Houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Geol. Nord*, T. LXIX, p. 47-54, 1 fig., Pl. I.
- LAURENTIAUX D. (1950). — Les Insectes houillers du Limbourg hollandais. *Meded. Geol. Sticht. Heerlen, La Haye*, Nieuwe ser., n° 4, p. 20-21, Pl. V, fig. 1, 2, 4.
- LAURENTIAUX D. et LAURENTIAUX-VIEIRA F. (1951). — Observations sur les Paléodictyoptères *BREYERIA*. *Bull. Soc. Geol. France, Paris*, 6° sér., T. I, p. 585-596, 5 fig.-texte, Pl. XVIII-XIX.

— « » —

**LE CENTRE DE DOCUMENTATION
DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

15, Quai Anatole-France, PARIS (VII^e) -- SOLférino 93-39 +

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. publie mensuellement un « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » en plusieurs fascicules dans lesquels figurent sous la forme de courts extraits classés par matières, tous les travaux scientifiques et techniques publiés dans le monde entier.

Quatre fascicules d'entre eux sont consacrés à la Philosophie et aux Sciences Humaines et paraissent trimestriellement.

Cette revue bibliographique, l'une des plus importantes du monde, signale, chaque année, environ 250.000 articles et mémoires. On trouvera ci-dessous le détail de ces fascicules.

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. fournit également la reproduction sur MICRO-FILM ou sur PAPIER des articles analysés dans le « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » ou des articles dont la référence bibliographique précise lui est fournie.

Expérimentateurs, Ingénieurs et Techniciens peuvent ainsi bénéficier, sans quitter leur laboratoire ou leur bureau, d'une documentation abondante et rapide.

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

		PRIX	
		France	Etranger
MENSUELS	1. MATHÉMATIQUES	30 NF	35 NF
	2. ASTRONOMIE, ASTROPHYSIQUE, PHYSIQUE DU GLOBE	40 »	45 »
	3. PHYSIQUE I. - Généralités. Physique mathématique, Mécanique. Acoustique. Optique. Chaleur, Thermodynamique	50 »	55 »
	4. PHYSIQUE II. - Electricité	40 »	45 »
	5. PHYSIQUE NUCLEAIRE, Noyaux, Particules. Energie atomique	40 »	45 »
	6. STRUCTURE DE LA MATIERE. Cristallographie. Solides. Fluides. Atomes. Ions. Molécules	40 »	45 »
	7. CHIMIE I. - Chimie générale, Chimie physique. Chimie minérale, Chimie analytique. Chimie organique	100 »	105 »
	8. CHIMIE II. - Chimie appliquée. Métallurgie	80 »	85 »
	9. SCIENCES DE L'INGENIEUR	60 »	65 »
	10. SCIENCES DE LA TERRE I. - Minéralogie. Géochimie. Pétrographie	25 »	30 »
	11. SCIENCES DE LA TERRE II. - Physique du Globe. Géologie. Paléontologie.	40 »	45 »
	12. BIOPHYSIQUE. BIOCHIMIE. Chimie analytique biologique	40 »	45 »
	13. SCIENCES PHARMACOLOGIQUES, TOXICOLOGIE	40 »	45 »
	14. MICROBIOLOGIE, VIRUS, BACTERIOPHAGES, IMMUNOLOGIE, GENETIQUE	40 »	45 »
	15. PATHOLOGIE GENERALE ET EXPERIMENTALE	60 »	65 »
	16. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES	100 »	105 »
	17. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VEGETALES	50 »	55 »
	TRIMESTRIELS	18. SCIENCES AGRICOLES, ZOOTECHNIE, PHYTIATRIE ET PHYTO-PHARMACIE, ALIMENTS ET INDUSTRIES ALIMENTAIRES	60 »
19. PHILOSOPHIE, SCIENCES HUMAINES, Philosophie, Sciences religieuses, Archéologie et Histoire de l'Art, Psychologie, Pédagogie, Sociologie, Sciences du Langage, Histoire des Sciences et des Techniques		80 »	85 »
20. PSYCHOLOGIE, PEDAGOGIE (*)		30 »	35 »
21. SOCIOLOGIE ET SCIENCES DU LANGAGE (*)		30 »	35 »
22. HISTOIRE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES (*)		20 »	25 »
Abonnement pour les fascicules groupés 1 à 11		250 »	290 »
Abonnement pour les fascicules groupés 12 à 18	250 »	290 »	

(*) Les fascicules spécialisés, numérotés 20 - 21 - 22 sont regroupés dans le fascicule 19.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXII

1962

4^me trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DU
CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1962 —

<i>Président d'honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. J. CHALARD
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. POLVÊCHE Mgr DEPAPE N...
<i>Secrétaire</i>	M. M. WATERLOT
<i>Secrétaire adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Délégué aux publications</i>	M. P. CELET
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. A. BONTE
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} LE MAÎTRE M. DUMON M. BOUROZ M. RICOUR M. CORSIN M. DELATRE

A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

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

23, rue Gosselet, Lille — Tél. 53.05.38 — C.C.P. Lille 5 247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 5 DECEMBRE 1962

PRÉSIDENTE DE M. CHALARD, PRÉSIDENT

M. CHALARD annonce le décès de M. Ch. STEVENS, un des plus anciens membres de la Société.

La Société procède, conformément aux statuts, au premier tour indicatif pour l'élection du premier vice-président pour 1963. Les résultats sont les suivants :

M. A. BEUGNIES	22 voix
M. J. DANZÉ	11 voix
M. P. CELEST	2 voix
M. FOURNAU	2 voix
M. GANTOIS	2 voix
M. G. WATERLOT	1 voix

Il y a eu 1 bulletin blanc.

M. S. LOBOZIAK fait don à la bibliothèque de la Société d'un exemplaire de sa thèse de 3^e cycle intitulée : « Etude palynologique des environs du niveau marin de Rimbart et du faisceau de Six-Sillons dans le groupe d'Auchel-Bruay. Corrélations stratigraphiques ».

Communications orales

A. BEUGNIES, TOUBEAU et CHARLET. — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidental.

J. PAQUET. — Note préliminaire sur le Prébétique et le Subbétique au Nord de la Sierra Espuña (prov. de Murcie, Espagne).

I. DEVOS. — Etude statistique de *Cyrtospirifer supradisjunctus* W.A. OBRUTSCHEW. Mémoire XIII.

M. BRICHE, Mme DANZÉ-CORSIN et M. LAVEINE présentent un travail intitulé : « Flore infraliasique du Boulonnais (macro et microflore) ». Ce travail paraîtra dans la série des Mémoires de la Société (T. XIII).

Présentation

M. F. ROSSIGNOL présente une sonde destinée à mesurer la profondeur des puits.

Étude statistique de *Cyrtospirifer supradisjunctus* (W.A. OBRUTSCHEW)

par Irène DEVOS
(1 Pl.)

Sommaire. — Dans la carrière du Banc Noir, près de la Cédule, en Boulonnais, nous avons recueilli plusieurs centaines d'exemplaires de *Cyrtospirifer supradisjunctus*. Tous proviennent donc du même gisement, et ont été prélevés dans les mêmes couches d'un même faciès schisteux ; ils constituent donc une population homogène et nombreuse, toutes conditions favorables à une étude statistique de cette espèce, étude qui est exposée ci-après.

Dans la première partie de cette note sont donnés les *méthodes de mesures* et les *calculs statistiques*. La deuxième partie comprend *l'étude biométrique de Cyrtospirifer supradisjunctus*, étude suivie de la diagnose de cette espèce. Quelques spécimens sélectionnés sont figurés.

A. - LES METHODES DE MESURES ET LES CALCULS STATISTIQUES

Méthode des statistiques.

Gosselet fut le premier à réaliser des séries de mesures de fossiles et à établir les marges de variations des caractères d'une espèce : le « *Spirifer verneuilli* ». Dans son étude, il calcula des moyennes arithmétiques et fit même des comparaisons entre certaines mensurations en réalisant des rapports. Cette méthode fut reprise ensuite par des paléontologistes notamment par W. Paeckelman. Mais M. Vandercammen fut le premier à appliquer cette méthode statistique en détail, telle qu'on le fait en Biologie (1).

Nous nous sommes efforcée de condenser en ces quelques pages les méthodes de mesures et les calculs statistiques réalisés au cours de l'étude de *Cyrtospirifer supradisjunctus*. Ceux-ci n'ayant pas encore été publiés, il nous semble utile et intéressant de le faire.

Dans les schistes qui affleurent au sommet de la paroi sud de la carrière du Banc Noir, nous avons pu récolter plusieurs centaines de *Cyrtospirifer*

supradisjunctus. Ces spécimens proviennent donc tous d'un même faciès schisteux et d'un même gisement. Ils constituent une population homogène et nombreuse, conditions favorables à une étude statistique de cette espèce. Ces séries de mesure vont permettre de mieux définir les limites de l'espèce et les modifications qu'elle subit au cours de l'ontogenèse. Les spécimens retenus pour toute étude statistique doivent être en excellent état de conservation afin de ne pas fausser les mensurations réalisées qui sont les suivantes (2) (voir fig. 1 et 2) :

- A. ap : angle apical.
- A. b : angle du bourrelet.
- A. d : angle delthyrial.
- A. s : angle du sinus.
- E. vv : épaisseur de la valve ventrale.
- E. vd : épaisseur de la valve dorsale.
- Et : épaisseur totale.
- Ha : hauteur de l'area.
- Hvd : hauteur de la valve dorsale.
- Lc : longueur cardinale.
- Lt : longueur totale.

(1) M. VANDERCAMMEN a bien voulu nous initier aux méthodes de mesures qu'il a pratiquées, et nous l'en remercions vivement.

(2) La liste des abréviations employées correspond à celle adoptée par M. VANDERCAMMEN.

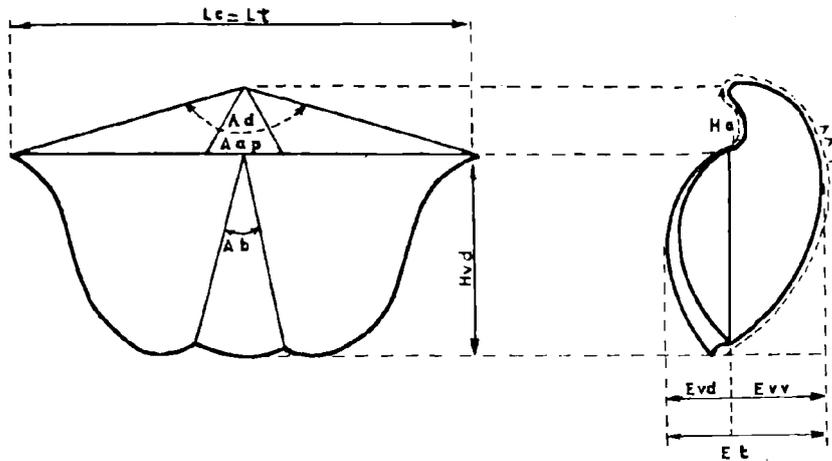


FIG. 1

FORME I

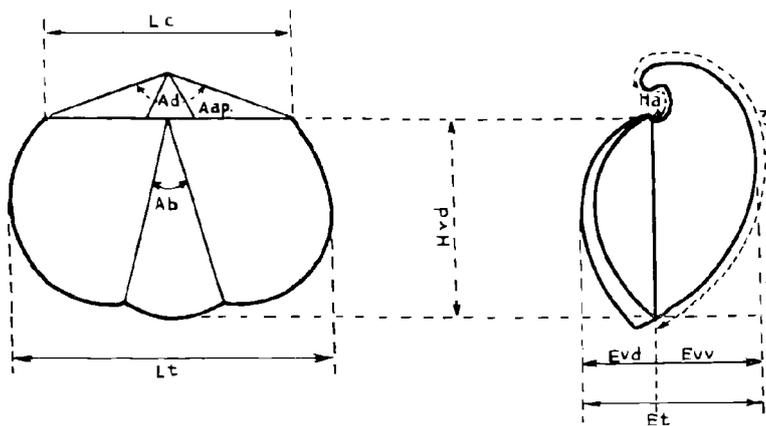


FIG. 2

FORME I'

I. - MENSURATIONS.

Les mensurations choisies sont celles qui permettent de discriminer le mieux les espèces et le dimorphisme que l'on peut rencontrer au sein d'une espèce. M. Vandercammen a divisé les grandeurs en quatre catégories :

1) *Mesures réelles* : Ce terme représente une distance entre deux points situés aux extrémités d'une ligne droite ou courbe.

Longueur de la valve ventrale (Lv_v) ;

Hauteur de l'area (Ha).

2) *Mesures volumétriques* : Toute mesure volumétrique représente une distance entre deux droites parallèles, situées soit dans le plan de séparation des valves :

Hauteur de la valve dorsale (H_{vd}) ;

Longueur totale (Lt) ;

Longueur cardinale (Lc) ;

soit perpendiculairement au plan de séparation des valves :

Epaisseur de la valve ventrale (E_{vv}) ;

Epaisseur de la valve dorsale (E_{vd}) ;

Epaisseur totale (Et).

3) *Mesures d'angles* : Les angles sont mesurés directement sur le spécimen sauf pour l'angle apical qui doit être calculé :

Angle apical (A. ap)

Angle du sinus (A. s).

L'angle delthyrial et l'angle du bourrelet n'ont pas été mesurés car leur étude n'apporte pas de caractéristiques pour la discrimination des deux formes.

4) *Rapports* : Il peut être intéressant de comparer la croissance de deux paramètres et la réalisation de rapports obtenus est un excellent moyen de comparaison.

II. - MÉTHODES DE MESURES.

a) *L_{vv}* : La mesure de la longueur de la valve ventrale correspond à la longueur de la côte bordière du sinus. Le sinus est peu profond, mal délimité chez cette espèce, aussi est-il délicat parfois de déterminer l'emplacement de la côte bordière. Cependant on remarque que les côtes du sinus se multiplient fréquemment alors que les côtes des flancs sont simples et plus larges que dans le sinus. Il est possible de délimiter le sinus en choisissant comme côtes bordières les premières côtes plus larges et non divisées qui encadrent le sinus. On pointe en couleur les extrémités des côtes bordières et du crochet. Sur une surface plane de pâte à modeler, on place la commissure des valves perpendiculairement à la surface, ce qui laisse les empreintes des extrémités distales des côtes bordières du sinus. On fait rouler le fossile suivant la convexité de sa valve ventrale jusqu'au crochet. On obtient ainsi trois points rouges que l'on joint. Il suffit de mesurer les deux valeurs de *L_{vv}* et de faire la moyenne des deux valeurs. Cette mesure est faite à 0,5 mm près.

b) *A.s* : La mesure précédente permet de connaître l'angle du sinus, c'est-à-dire l'angle compris entre les deux côtes bordières.

c) *Ha* : La mesure de la hauteur de l'area ventrale nécessite l'emploi de la chambre claire et d'un curvimètre. L'area dorsale est souvent inobservable car peu développée.

Le fossile est placé de telle manière que le plan passant par la ligne cardinale et la commissure des valves soit perpendiculaire au plan de la platine du microscope. A l'aide d'une chambre claire, il est possible d'obtenir l'image de l'area. Cette image projetée et agrandie de l'area est mesurée à l'aide d'un curvimètre. Connaissant le grossissement du microscope, on en déduit la hauteur de l'area. Ce grossissement doit être calculé pour chaque mesure étant donné que la mise au point diffère pour chaque spécimen. Quand cette mise au point est obtenue pour l'area, un décimètre, coulisant sur un support, est placé dans le même plan de mise au point que

l'area. Le grossissement est égal au rapport entre la mesure de la projection de 5 cm sur la longueur réelle :

$$\frac{\text{longueur image}}{\text{longueur objet}} = G$$

d) *L_c* : Pour la longueur cardinale, étant donné l'absence totale ou partielle des extrémités cardinales, il a fallu extrapoler. A l'aide de spécimens bien conservés, dont les lignes d'accroissement se suivent facilement sur la valve ventrale (fig. 3), on peut établir deux droites, l'une correspondant aux variations de *lc* dans la forme I et l'autre aux variations de *lc* dans la forme II (fig. 4).

FIG. 3

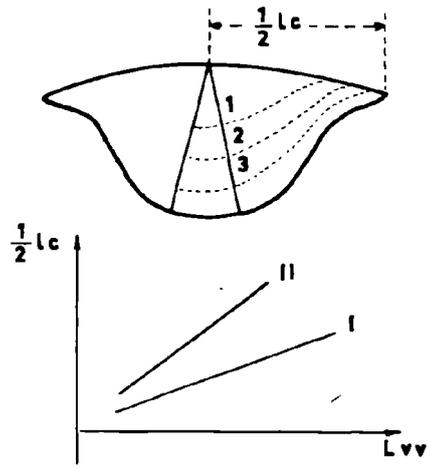


FIG. 4

Sur un même fossile, il est possible d'observer plusieurs lignes d'accroissement. On mesure la longueur de la valve ventrale correspondant à la ligne I (voir figure). Cette strie peut être suivie jusqu'à la ligne cardinale. La distance qui sépare ce point du plan de symétrie de la coquille mesure la moitié de la longueur cardinale correspondant à une valeur de *L_{vv}* déterminée. Cette opération doit être recommencée pour un nombre important de stries d'accroissement. Suivant la zone de plus forte densité de mesures (forme I) on trace une droite qui donne rapidement la valeur approximative de *lc* en mm ; de même pour les individus de la forme II.

e) *A. ap* : L'angle apical n'est pas mesurable directement car l'area est courbe. Mais connaissant les valeurs de *lc* et de *Ha*, il est possible de calculer *A. ap* (fig. 5).

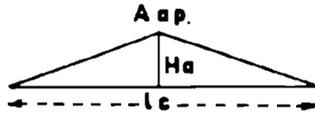


FIG. 5

L'area déroulée montre que la tangente de la moitié de l'angle apical est égale au rapport du côté opposé $\frac{1}{2} Lc$ sur le côté adjacent *Ha* :

$$\operatorname{tg} \frac{1}{2} A. ap = \frac{\frac{1}{2} Lc}{Ha}$$

La valeur de l'angle apical est ensuite calculée en degrés.

f) *Et* : L'épaisseur totale est mesurée au pied à coulisse. Pour que les mesures soient précises, le plan de séparation des valves doit être vertical. Les deux pointes du pied à coulisse sont alors disposées parallèlement au plan de séparation des valves. La valeur de l'épaisseur totale est donnée en mm à 1/10 de mm près.

g) *Evv* et *Evd* : L'échantillon garde la même position que précédemment. Le plan vertical passant par la commissure des valves sépare l'épaisseur totale en deux valeurs qui sont celles de *Evv* et *Evd*.

h) *Hvd* : La hauteur de la valve dorsale mesurée en mm au pied à coulisse est égale à la distance entre la ligne cardinale et l'extrémité marginale de la commissure des valves. Pour cette mesure, il faut que les deux pointes du pied à coulisse soient dans le plan de séparation des valves.

III. - NOTION DE DISTRIBUTION DE FRÉQUENCE.

Après avoir réalisé ces séries de mesures, le premier travail consiste à classer les individus d'âge croissant, la référence choisie étant la longueur de la valve ventrale. Cette classification peut sembler arbitraire, mais, d'après M. Vandereammen, elle répond le plus exactement à un âge ontogénétique approximatif. La longueur de la valve ventrale est un caractère qui peut, dans le cas des mensurations

effectuées, prendre théoriquement toutes les valeurs numériques possibles. Il s'agit, en théorie, de variables continues. Mais, comme le nombre des spécimens n'est pas infiniment grand, tout se ramène, en pratique, au cas de variables discontinues. Pour chaque valeur de *Lvv*, une fiche est établie et toutes sont classées par *Lvv* croissant. Sur chaque fiche seront notés les mensurations et les rapports caractéristiques de ce spécimen.

A chaque valeur de la variable *Lvv* (*y*), correspond une classe. Mais pour avoir une distribution de fréquence qui ne soit pas trop dispersée, il faut grouper plusieurs valeurs dans une même classe. De ce fait, les classes sont moins nombreuses. Toutes les classes ont même intervalle et ne doivent pas se chevaucher. Il y a donc coïncidence entre la limite supérieure d'une classe et la limite inférieure de l'autre. Dans ce cas, il arrive parfois qu'une valeur de la variable soit égale à une des limites réelles de la classe. Il faut donc convenir au début, si cette valeur entre dans l'intervalle inférieur ou l'intervalle supérieur.

IV. - VALEURS TYPIQUES D'UNE DISTRIBUTION.

Après avoir classé toutes ces fiches et réalisé ces mesures et rapports, il convient d'étudier les variations d'une grandeur en fonction d'une autre qui, dans cette étude, sera toujours *Lvv*. Ces variations peuvent être résumées en un tableau (fig. 6) où

x $y=Lvv$	x_1	x_2			x_i		x_m
y_1	n_{1-1}	n_{1-2}					
y_2	n_{2-1}	n_{2-2}					
y_j					n_{j-i}		
y_k							n_{k-m}

FIG. 6

l'une des variables est portée en ordonnée (Lv_v dans ce cas) et l'autre en abscisse. Les limites réelles des classes sont choisies selon les valeurs minimale et maximale de la variable. D'après ces classes, le tableau est divisé en cases dont chacune correspond à une classe déterminée de l'une et de l'autre variable. Dans une case quelconque du tableau est inscrit le nombre de couples répondant aux deux classes correspondantes à la case.

Les résultats obtenus (fig. 6) peuvent être représentés graphiquement. Chaque couple de résultats détermine un point dans un système de coordonnées rectangulaires où y est Lv_v et x la variable comparée aux variations de Lv_v. L'ensemble des points forme un nuage appelé diagramme de dispersion. Sur le tableau de corrélation comme sur le diagramme de dispersion, le nuage de points paraît scindé en deux parties qui sont sans doute en relation avec le dimorphisme de l'espèce : Formes I et II. Parfois des points sont totalement extérieurs au nuage, il s'agit soit d'une erreur de mesure ou de pointage, soit d'un cas aberrant, ou d'une autre espèce, qu'il faut supprimer de la série.

Ainsi, à partir du tableau de corrélation et du diagramme de dispersion, il est possible de déterminer les individus appartenant à la forme I ou à la forme II. Dans la zone commune aux deux nuages de points, il faut faire appel à une méthode basée sur l'observation. D'ailleurs, il faut spécifier que cette dernière méthode, appliquée à tous les spécimens sans l'aide du tableau de corrélation, montre qu'à de rares exceptions près, la discrimination à vue des formes I et II correspond à celle du tableau. Cette méthode directe est donc valable et peut être appliquée à la reconnaissance des formes I et II pour les spécimens appartenant à la surface de chevauchement des deux nuages de points. Cette discrimination est ainsi réalisée pour chaque étude de la variable x égale soit Hvd, E_{vd}, Lt/Hvd, A. s, etc., par rapport à Lv_v. On peut donc établir des recoupements. Ces deux échantillons de fossiles nécessitent la réalisation de deux tableaux correspondant l'un à la Forme I, l'autre à la Forme II.

Chaque tableau de corrélation (fig. 7) nous permet de calculer avec plus de facilité les paramètres

$\begin{matrix} x \\ \text{Lv}_v \end{matrix}$	x_1	x_2			x_i		x_m	$f(y)$	$f(y) \cdot y$	$f(y) \cdot y^2$
y_1	n_{1-1}	n_{1-2}						n'_1	$n'_1 y_1$	$n'_1 y_1^2$
y_2	n_{2-1}	n_{2-2}						n'_2	$n'_2 y_2$	$n'_2 y_2^2$
y_j					n_{ji}			n'_j	$n'_j y_j$	$n'_j y_j^2$
y_k							n_{km}	n'_k	$n'_k y_k$	$n'_k y_k^2$
$f(x)$	n_1	n_2			n_i		n_m	N	$\sum f(y) \cdot y$	$\sum f(y) \cdot y^2$
$f(x) \cdot x$	$n_1 x_1$	$n_2 x_2$			$n_i x_i$		$n_m x_m$		$\sum f(x) \cdot x$	
$f(x) \cdot x^2$	$n_1 x_1^2$				$n_i x_i^2$		$n_m x_m^2$		$\sum f(x) \cdot x^2$	

FIG. 7

caractéristiques d'une distribution de fréquences qui sont la moyenne, l'écart type, la covariance, l'indice de corrélation, le coefficient de régression.

Un tableau de corrélation permet de se rendre compte de la dispersion des spécimens autour d'une taille moyenne. La moyenne arithmétique \bar{x} est en effet la valeur la plus utilisée et la plus expressive. Elle est égale au rapport de la somme des mesures sur le nombre de spécimens :

$$m = \bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 \dots + x_1 \dots + x_m}{N} = \frac{\sum x}{N}$$

Mais il est important de connaître comment sont groupées les diverses valeurs de la variable autour de la moyenne, donc de connaître leur dispersion. L'indice de dispersion choisi est la variance mais on utilise, en général, la racine carrée de cette variance qui est l'écart-type.

La variance d'une distribution est égale à la moyenne des carrés des écarts de la moyenne :

$$v = \frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N}$$

et l'écart type est donné par la formule :

$$\sigma = \sqrt{v} = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{N}}$$

Les calculs peuvent être simplifiés en utilisant une moyenne provisoire judicieusement choisie. Les formules précédentes sont alors égales à :

$$v = \frac{\sum x^2}{N} - \bar{x}^2$$

$$\sigma = \sqrt{v} = \sqrt{\frac{\sum x^2}{N} - \bar{x}^2}$$

La variance et l'écart type sont exprimés avec la même unité que la variable x. Pour pouvoir comparer la dispersion de plusieurs distributions, il faut faire appel à un coefficient de variation V indépendant des unités employées, avec une erreur standard de

$$V = \frac{\frac{\sigma}{\sqrt{2N}}}{\bar{x}} \cdot 100 \%$$

La moyenne d'une distribution, bien qu'étant le paramètre le plus important, ne présente d'intérêt que si elle est accompagnée du calcul de l'intervalle de confiance ou de sécurité, limites entre lesquelles est réellement situé ce paramètre.

Pour connaître ces limites, on aura à calculer l'erreur standard de la moyenne ou Sm

$$Sm = \frac{\sigma}{\sqrt{N-1}}$$

σ est l'écart type de la distribution.

Lorsque N est grand, Sm est pratiquement égal

$$\text{à : } Sm = \frac{\sigma}{\sqrt{N}}$$

Les limites de sécurité d'une moyenne sont alors égales à : $\bar{x} \pm t \cdot Sm$

La valeur de t correspondant à des taux de sécurité choisis, nous est connue directement en consultant les tables de t.

Voici quelques valeurs :

- t = 2,6 pour un taux de sécurité de 99 %
- t = 2 pour un taux de sécurité de 95 %

V. - COMPARAISON DE DEUX MOYENNES.

La discrimination des spécimens en deux échantillons des formes I ou II, nous a permis de calculer la moyenne de chacune de ces deux séries soit m_1 et m_2 . Une comparaison de ces deux moyennes est ensuite réalisée pour s'assurer que la différence d'entre les deux valeurs de m est imputable à des fluctuations dues au hasard de l'échantillonnage ou alors le cas d'une différence d'assez importante qui permettra de conclure à l'existence de deux formes au sein d'une même espèce. Cette différence

$$(m_1 - m_2) \text{ sera significative si le rapport } t = \frac{m_1 - m_2}{Sd}$$

est supérieur à :

- 2,6 pour un coefficient de sécurité de 99 %
- 2 pour un coefficient de sécurité de 95 %

Sd est l'erreur standard de la différence des moyennes et S²d la variance standard. Cette variance standard S²d est égale à la somme des erreurs standards pour les deux moyennes considérées.

$$S^2d = S^2m_1 + S^2m_2$$

$$S^2d = \frac{\sigma_1^2}{N_1} + \frac{\sigma_2^2}{N_2}$$

$$Sd = \sqrt{\frac{\sigma_1^2}{N_1} + \frac{\sigma_2^2}{N_2}}$$

et la valeur de t est ainsi connue : $t = \frac{|m_1 - m_2|}{sd}$

Si la valeur de t est supérieure à celle correspondant au taux de sécurité choisi, on dit que la différence est significative pour ce taux de sécurité et qu'il y a réellement deux formes distinctes. On peut passer ensuite à un essai de représentation graphique du diagramme de dispersion.

A première vue, on remarquera que les points groupés dans la région centrale du tableau de corrélation dessinent un nuage aux contours plus ou moins elliptiques.

Cette bande est le plus souvent inclinée vers l'un ou l'autre des axes de coordonnées. Si elle est oblique par rapport à l'axe des abscisses, c'est qu'aux plus grandes valeurs de x correspondent les plus grandes valeurs de y. Si elle est oblique par rapport à l'axe des y, c'est qu'aux plus petites valeurs de x correspondent les plus grandes valeurs de y. Il y a donc une certaine dépendance entre les deux séries de variables, on dit alors qu'il y a une certaine corrélation entre elles. Deux paramètres nous permettent d'indiquer dans quelle mesure les valeurs de x et de y sont liées entre elles. Ces deux paramètres sont la covariance et le coefficient de corrélation r. Quand on divise le diagramme de dispersion en 4 quadrants (fig. 8) autour du point central de coordonnées \bar{x} et \bar{y} , on remarque que pour les points situés dans les

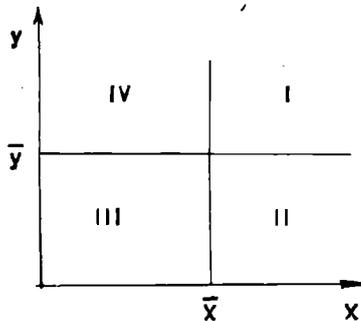


FIG. 8

quadrants I et III, le produit $(x - \bar{x})(y - \bar{y})$ est positif tandis que pour ceux situés dans les quadrants II et IV le produit est négatif.

Suivant l'obliquité de la bande elliptique, le produit sera positif ou négatif, et c'est ce produit qui intervient dans le calcul de la covariance et de l'indice de corrélation :

$$\text{covariance } p = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{N}$$

Pour faciliter les calculs, adoptons pour moyennes provisoires des 2 variables x et y, la valeur zéro.

$$\text{On a alors : } p = \frac{1}{N} \sum x_i y_j - \bar{x} \bar{y}$$

$$\text{Coefficient de corrélation } r = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{N \sigma_x \sigma_y}$$

$$\text{donc : } r = \frac{p}{\sigma_x \sigma_y}$$

Comme pour tout autre paramètre, il importe de déterminer l'intervalle de confiance d'un coefficient de corrélation. Quand le nombre de fossiles est très élevé, l'erreur standard S_1 est égale à :

$$S_1 = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N}}$$

Les limites de l'intervalle de confiance s'obtiennent donc de cette manière :

$$r \pm t. sr$$

t dépendra du coefficient de sécurité.

Quand l'effectif de l'échantillon est inférieur à $n = 300$, on doit réaliser un changement de variable, appelée z. Un tableau donnant les correspondances entre les valeurs de r et de z, permet de connaître directement z_0 .

Les limites de confiance de z_0 sont :

$$z_0 \pm t \frac{1}{\sqrt{N-3}}$$

Ces deux valeurs limites de z sont de nouveau transformées et donnent les limites de sécurité du coefficient de corrélation r.

Si $r = 0$, il n'y a pas de corrélation entre les deux variables étudiés. Si r est positif (fig. 9), c'est-à-dire compris entre 0 et +1, aux plus grandes valeurs de x correspondent les plus grandes valeurs de y . Si r est négatif (fig. 10) c'est-à-dire compris entre 0 et -1, aux plus grandes valeurs de x correspondent les plus petites valeurs de y .

La direction de la courbe est donc importante pour l'interprétation des résultats.

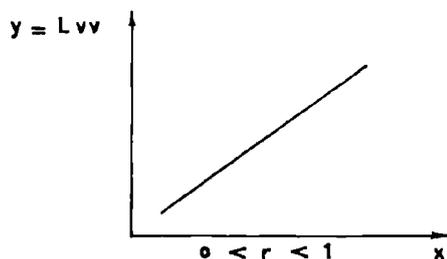


FIG. 9

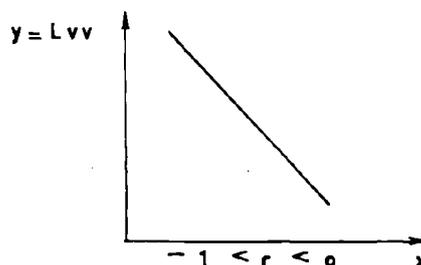


FIG. 10

Au lieu de tracer le nuage de points correspondant à chaque tableau de corrélation, il est préférable de construire une ellipse entourant plus ou moins les points.

Pour tracer les ellipses qui nous donnent une idée de la dispersion des points, il suffit de connaître quelques points dont voici les coordonnées (fig. 11) :

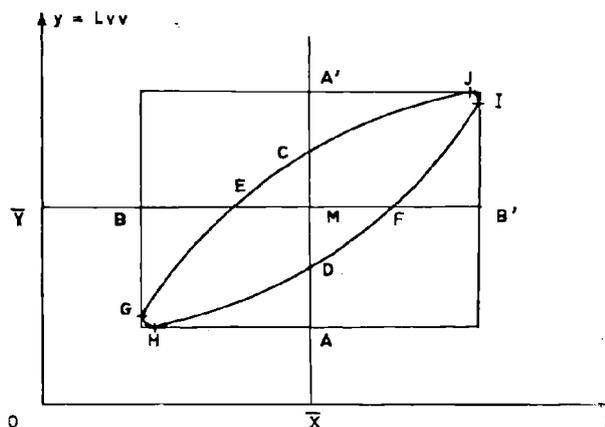


FIG. 11

$$\begin{aligned} MB &= MB' = \lambda \sigma_x \\ MA &= MA' = \lambda \sigma_y \\ AH &= A'J = r \lambda \sigma_x \\ BG &= B'I = r \lambda \sigma_y \\ ME &= MF = \lambda \sigma_x \sqrt{1 - r^2} \\ MC &= MD = \lambda \sigma_y \sqrt{1 - r^2} \end{aligned}$$

Afin de diminuer la dispersion des points, on limite le nombre des individus à 70 %. Dans ce cas,

λ qui est un coefficient donné et variable avec le pourcentage choisi, est égal à 1,552. Pour les taux de sécurité de 95 % ($\lambda = 2,448$) ; de 99 % ($\lambda = 3,055$), on obtiendrait deux autres ellipses concentriques à la première. Pour tracer cette ellipse, les unités de coordonnées doivent nécessairement être semblables. Si elles ne le sont pas, il faut alors transposer. Dans ce cas, on peut écrire : $x' = \alpha x$ (α étant la valeur en cm pour 1 unité de x) ;

$y' = \beta y$ (β étant la valeur en cm pour 1 unité de y).

Des calculs, à partir de ces coefficients α et β , doivent être réalisés pour obtenir tous les points nécessaires au tracé de chaque ellipse, après transposition. Ex. : $\lambda \sigma x'$, $\lambda \sigma y'$, $r \lambda \sigma x'$, etc...

En étudiant les variations d'un paramètre x quelconque en fonction de $y = Lvv$, on obtient deux ellipses qui sont l'expression imagée de la dispersion des spécimens de la Forme I et de ceux de la Forme II.

VI. - COMPARAISON DE DEUX COEFFICIENTS DE CORRÉLATION.

Après avoir tracé ces deux ellipses, il s'agit de savoir si la différence qui existe entre les deux coefficients de corrélation est significative ou non.

Quand le nombre de fossiles est très important, on a vu précédemment qu'il fallait changer de variable z. De même, pour comparer deux coefficients de corrélation transformés z_1 et z_2 , on calcule l'erreur standard $S_{z_1 - z_2}$ qui est égale à

$$S_{z_1 - z_2} = \frac{1}{N_1 - 3} + \frac{1}{N_2 - 3}$$

Si le rapport $\frac{z_1 - z_2}{S_{z_1 - z_2}}$ est supérieur à t qui dépend

du taux de sécurité choisi, les deux échantillons sont significativement différents. Il y a alors dimorphisme.

VII. - DROITE DE RÉGRESSION.

Après avoir tracé les ellipses, comparé les moyennes, les coefficients de corrélation des deux formes, il est intéressant de connaître à présent dans quel sens évolue le paramètre étudié par rapport à L_{vv} , dans les deux formes.

Les variations de chaque paramètre au cours de l'ontogenèse peuvent être mises en évidence par le tracé de la droite de régression. Dans le tableau de corrélation, à chaque valeur de $y = L_{vv}$ correspondent plusieurs valeurs de x. Les variations moyennes de x en fonction de L_{vv} donnent toute une série de points ayant pour coordonnées x_k et y_k . Tous ces points ne sont pas en ligne droite car le nombre d'individus n'est pas illimité. Mais on peut chercher à établir une droite théorique qui représente la variation moyenne de x en fonction de $y = L_{vv}$. Cette droite passe nécessairement par le point central de l'ellipse qui a pour coordonnée \bar{y} et pour abscisse \bar{x} . La somme des distances par rapport aux axes de coordonnées des points situés d'un côté de la courbe est égale à la somme des distances des points situés de l'autre côté. La droite de régression de x en y est alors représentée par une équation de la forme :

$$(x - \bar{x}) = bx/y (y - \bar{y})$$

Seule la droite de régression de x en y nous intéresse dans cette étude, mais l'autre aurait pour équation :

$$(y - \bar{y}) = by/x (x - \bar{x})$$

bx/y est appelé coefficient de régression. Il mesure la pente ou coefficient angulaire de la droite, c'est-à-dire l'angle que fait la droite de régression avec l'axe des ordonnées.

$$bx/y = \frac{\sum (x_k - \bar{x})(y_k - \bar{y})}{\sum (y_k - \bar{y})^2}$$

comme la covariance p est égale à :

$$p = \frac{\sum (x - \bar{x})(y - \bar{y})}{N}$$

$$\text{et } \sigma_y^2 = \frac{\sum (y - \bar{y})^2}{N}$$

la formule bx/y s'écrit alors :

$$bx/y = \frac{p}{\sigma_y^2}$$

et comme

$$r = \frac{p}{\sigma_x \sigma_y}$$

$$bx/y = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y}$$

Seules les droites de régression de x en y pour les Formes I et II nous intéressent. Ces droites donnent des indications sur la vitesse de croissance d'un caractère, d'un rapport, en relation avec L_{vv} . La valeur du coefficient de régression ou module de croissance des Formes I et II permet de comparer l'évolution du paramètre étudié dans chaque forme.

L'interprétation des courbes et droites de régression permet de se rendre compte de l'évolution de cette espèce et d'établir les caractères discriminatifs des deux formes.

N.B. - Tous les calculs ont été effectués à 6 décimales, dont les trois premières seules ont été retenues.

B. - ETUDE BIOMETRIQUE DU *CYRTOSPIRIFER SUPRADISJUNCTUS*

Après cet exposé général des méthodes de mesures et des calculs statistiques, nous les avons appliquées aux 130 spécimens de *Cyrtospirifer supradisjunctus* sélectionnés pour cette étude. Les tableaux des paramètres statistiques des Formes I et II donnent les résultats des valeurs typiques d'une distribution de fréquences pour $x = H_{vd}$ ou $x = Et, \dots E_{vv}, Ha/L_{vv}$. A partir de ces valeurs typiques, il est possible de tracer les ellipses et les

droites de régression qui après interprétation donneront ainsi une idée de la variation du caractère étudié par rapport à L_{vv} et de connaître l'évolution de ce paramètre par rapport à L_{vv} .

La forme générale est légèrement mégathyride ou équithyride suivant le type de formes I et II (fig. 12 et 13). Les éperons cardinaux parfois conservés augmentent encore la mégathyridie. La représentation graphique indique bien que, à L_{vv} égal, $Lc1$ est plus grande que $Lc2$. Les droites de régression sont subparallèles, cependant le module de croissance de la Forme I est plus élevé que celui de la Forme II. Ce caractère distinctif entre les deux formes ira donc en s'accroissant avec la croissance. Les droites de régression se rencontrent en dehors des dimensions habituelles. On remarque

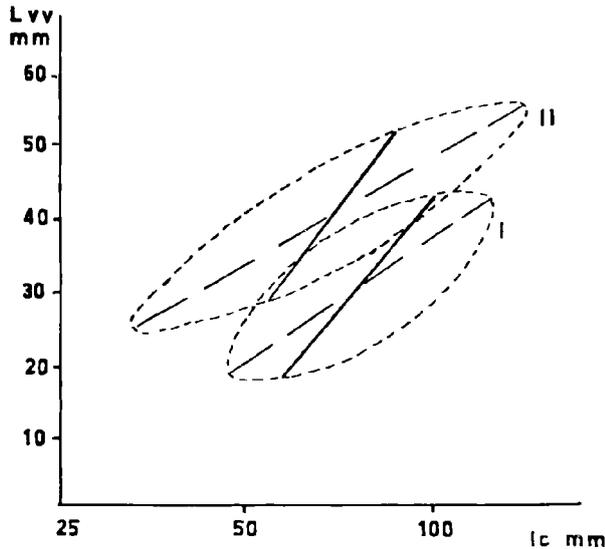


FIG. 12

aussi que le coefficient de variation est plus élevé pour la Forme II que pour la Forme I, observation qui peut être faite sur le graphique en comparant l'étalement des 2 ellipses. La différence des moyennes est significative pour un taux de sécurité de 90 %. Ce caractère peut donc être retenu pour la différenciation des deux formes.

La hauteur de la valve dorsale (H_{vd}) (fig. 14) de la Forme II a une moyenne plus forte que celle de la Forme I. Cependant, $H_{vd} I$ a un module de croissance plus élevé que $H_{vd} II$, les droites de régression se rencontrent vers $L_{vv} = 25$ mm et $H_{vd} = 20,5$ mm. On en conclut donc que, au cours de la croissance, la hauteur de la valve dorsale

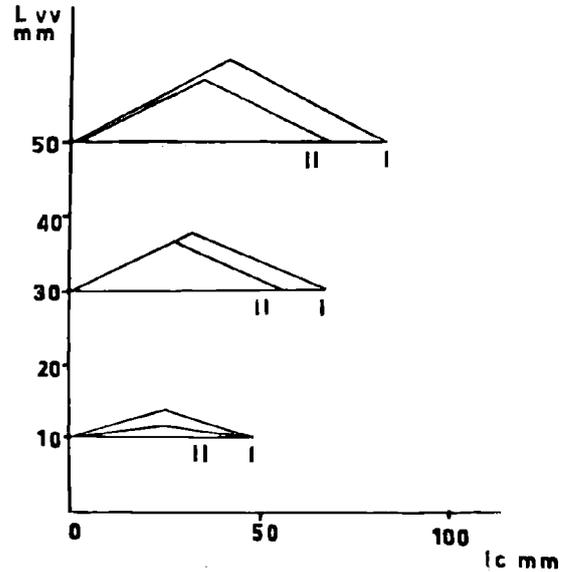


FIG. 13

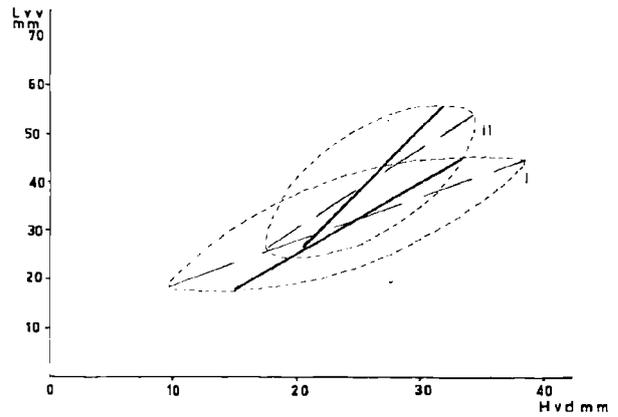


FIG. 14

$H_{vd} I$ tend à devenir égale ou supérieure à celle de la Forme II, ce qui est l'inverse pour les stades jeunes. La différence des moyennes est peu significative. Le coefficient de variation de la Forme I est beaucoup plus élevé que celui de la Forme II.

Dans les deux formes, le rapport Lt/H_{vd} (fig. 15) diminue avec l'âge H_{vd} croît plus rapidement que Lt . La forme tend donc à devenir équithyride ou à prendre des contours légèrement arrondis. Les modules de croissance sont négatifs. Les droites de régression ont leur point de rencontre vers $L_{vv} = 86$ mm et $Lt/H_{vd} = 1,25$. Ce rapport diminue plus rapidement dans le cas de la Forme I que dans celui de la Forme II. La différence des moyennes est significative : $t = 3,075$ (99 %).

x	\bar{x}	σ	σ^2	v	r	$r \frac{\sigma x}{\sigma_{Lvv}}$
Hvd	24,340	8,374	70,127	34,404	0,566	0,685
Et	16,210	4,627	18,210	26,339	0,919	0,567
Evv	9,148	2,320	5,384	25,355	0,657	0,220
Evd	7,083	2,045	4,181	28,843	0,905	0,264
Lc	65,588	10,350	107,122	15,782	0,585	0,854
Ha	7,610	1,094	1,195	14,375	0,788	0,123
A. ap	170,766	5,941	35,292	3,479	0,691	0,582
$\sqrt{\text{Ha. Lc}}$	22,136	4,065	16,528	18,360	0,947	0,571
Ha/Lvv	0,247	0,053	0,0028	21,457	— 0,621	— 0,0017
Ha/Lc	0,117	0,0094	0,000087	8,034	— 0,529	— 0,00071
As	30,330	2,922	8,543	9,631	— 0,367	0,152
Lt/Hvd	1,555	0,310	0,096	19,935	— 0,148	— 0,0071
Lc/Hvd	2,957	0,268	0,072	9,054	0,290	0,0120

FORME I - N = 70

x	\bar{x}	σ	σ^2	v	r	$r \frac{\sigma x}{\sigma_{Lvv}}$
Hvd	25,964	5,319	28,290	20,489	0,639	0,402
Et	20,517	5,270	27,777	25,682	0,773	0,481
Evv	10,992	2,620	6,867	23,818	0,879	0,271
Evd	9,732	3,107	9,658	31,932	0,876	0,317
Lc	61,965	15,632	244,380	25,230	0,775	0,773
Ha	7,240	2,044	4,180	28,232	0,545	0,131
A. ap	168,503	6,326	40,025	3,754	0,429	0,330
$\sqrt{\text{Ha. Lc}}$	21,407	4,058	16,472	18,962	0,802	0,384
Ha/Lvv	0,187	0,027	0,00074	14,438	— 0,547	— 0,0017
Ha/Lc	0,122	0,019	0,000382	15,573	— 0,427	— 0,00087
As	29,305	3,009	9,058	10,273	— 0,360	— 0,119
Lt/Hvd	1,432	0,117	0,013	8,206	— 0,660	— 0,0064
Lc/Hvd	2,361	0,495	0,245	20,974	— 0,221	— 0,0127

FORME II - N = 60

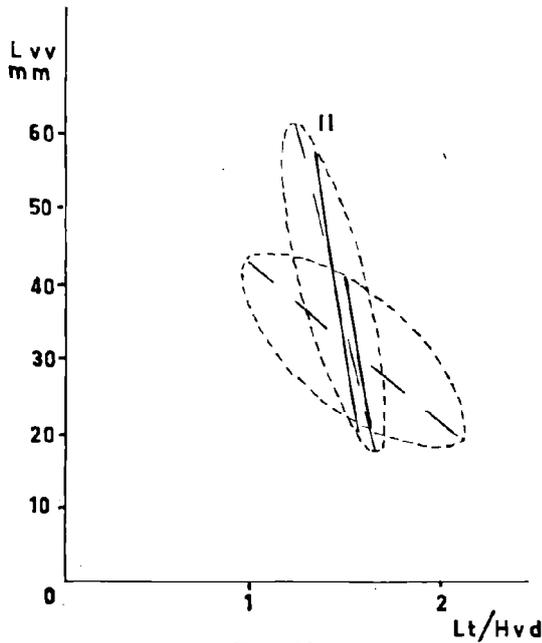


FIG. 15

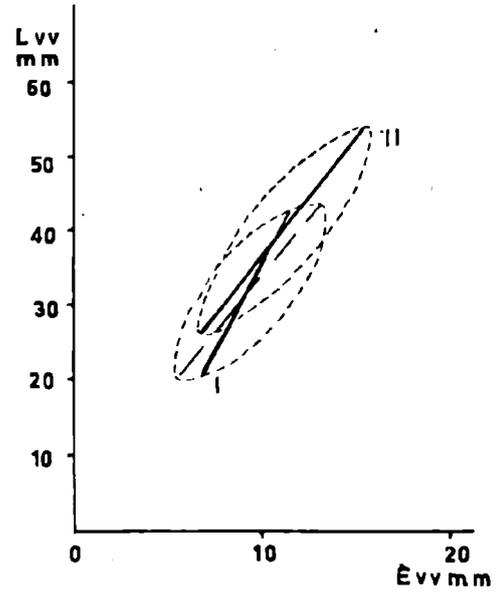


FIG. 16

De même, l'étude du rapport Lc/Hvd dans les deux formes présente un module négatif dans les deux cas et la différence des moyennes est hautement significative ($t = 8,418$). Le rapport Lc/Hvd comme le précédent est un excellent moyen de discrimination des deux formes.

L'épaisseur de la valve ventrale (fig. 16) de la Forme II présente une valeur plus grande que celle de la Forme I. Le module de croissance de la Forme II est supérieur à celui de la Forme I. Cette différence aura donc tendance à s'accroître au cours de l'ontogénèse. Les droites de régression ont leur point de jonction vers $Lvv = 39$ mm et $Evv = 12$ mm. A ce stade, les fossiles présentent donc une épaisseur identique. Chez les formes jeunes, l'épaisseur de la valve ventrale est plus élevée dans le cas de la Forme I que dans celui de la Forme II.

Au cours de la croissance, après le stade $Lvv = 39$ mm, Evv II devient supérieure à Evv I et cette différence va en s'accroissant au cours de l'ontogénèse. La différence des moyennes est très significative ($t = 4,219$).

L'épaisseur de la valve dorsale (fig. 17) de la Forme I est nettement inférieure à celle de la Forme II. La vitesse de croissance de Evd I est inférieure à celle de Evd II comme l'indique leur module de croissance. Le point de jonction des droites de régression se fait vers $Evv = 39$ mm et

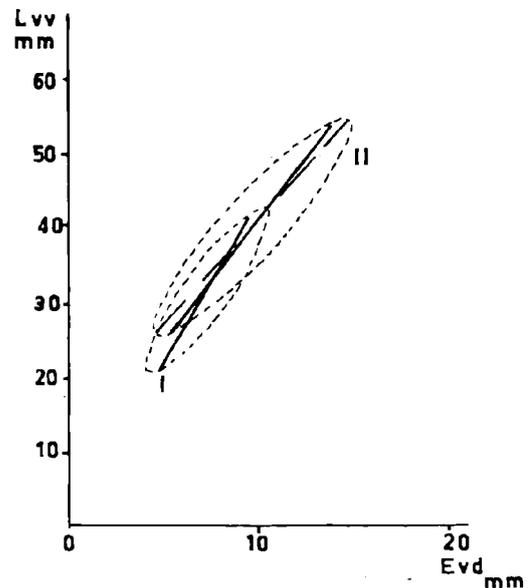


FIG. 17

$Evd = 9,5$ mm. Cette différence va ensuite en s'accroissant chez les formes adultes. La variabilité de Evd II est plus élevée que celle de Evd I. La différence des moyennes est très significative ($t = 5,625$).

On peut remarquer aussi que, dans les deux formes, la valve ventrale est plus épaisse que la valve dorsale. Cependant les nodules de croissance de Evd sont plus élevés que ceux de Evv. Il y aura donc tendance à un épaississement plus rapide de la valve dorsale par rapport à celui de la valve ventrale. On note également une variabilité plus forte de Evd que celle de Evv et ceci pour les deux formes.

La Forme I est moins épaisse (fig. 18) que la Forme II, mais le module de croissance de Et I est plus élevé que celui de Et II. Les droites de régression se rencontrent vers $L_{vv} = 32$ % et $Et = 16,3$ mm. Au cours de la croissance, la forme générale tend donc à s'épaissir ; en effet, les indices de

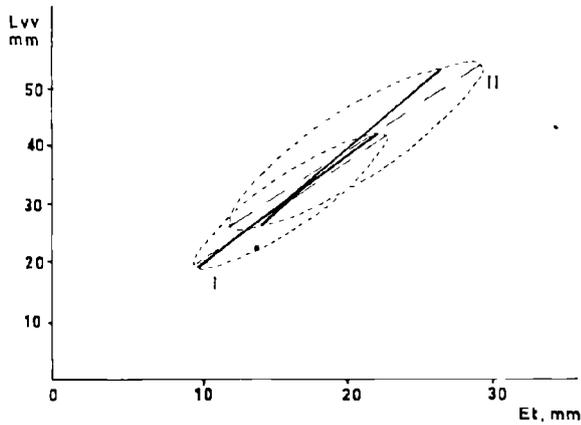


FIG. 18

corrélation de Et I et Et II par rapport à L_{vv} sont élevés, surtout pour la Forme I qui atteindra dans les stades âgés une épaisseur comparable à celle de Et II. La différence des moyennes est très significative, $t = 5,055$. Ces trois paramètres Et, Evv, Evd sont donc à retenir pour la discrimination des deux formes.

La hauteur de l'area (fig. 19) de la Forme I est plus élevée que celle de la Forme II. Les droites de régression sont subparallèles et leur point de rencontre se fait totalement en dehors des dimensions habituelles. La différence des moyennes est significative pour un taux de sécurité de 90 %. Néanmoins, il faut remarquer que, dans le cas de la Forme II, le crochet est toujours très recourbé ; ceci donne à la hauteur de l'area déroulée une valeur élevée voisine de celle de la Forme I qui est toujours droite, seule la pointe du crochet est légèrement recourbée. La variabilité de la hauteur

de l'area de la Forme II est double de celle de la Forme I.

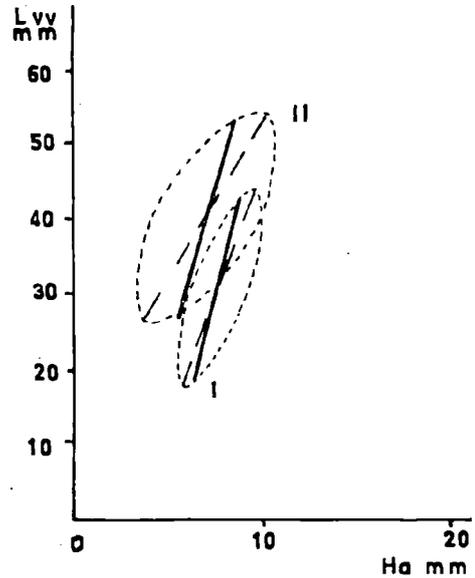


FIG. 19

Le rapport Ha/L_{vv} (fig. 20) a un module de croissance négatif dans les deux formes. Ceci implique une croissance plus rapide de la longueur de la valve ventrale par rapport à la hauteur de l'area. Du fait de cette croissance plus rapide de L_{vv} , l'area aura tendance à se recourber au cours de l'ontogénèse. Cette accentuation de la courbure est

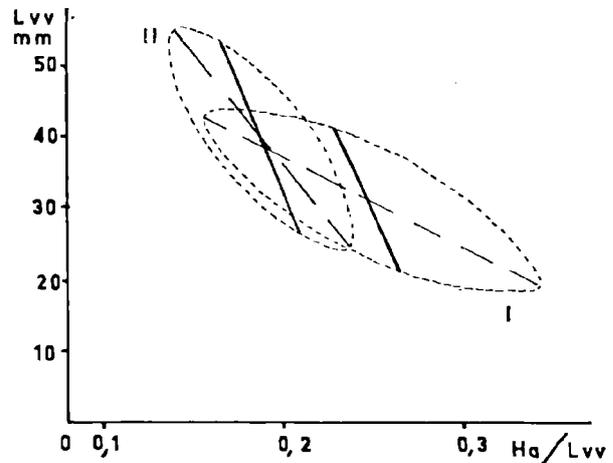


FIG. 20

d'ailleurs plus élevée pour la Forme II que pour la Forme I. La variabilité de Ha/L_{vv} dans le cas de la Forme I est plus élevée que celle de la Forme II. La différence des moyennes est hautement significative ($t = 8,428$).

Comme le rapport Ha/L_{vv} , le rapport Ha/L_c (fig. 21) diminue au cours de la croissance, dans les deux formes. Ce rapport est nettement inférieur pour la Forme I. Cette constatation est en relation avec la valeur de L_c plus élevée dans la Forme I que dans la Forme II et la valeur de Ha légèrement inférieure dans la Forme II à celle de la Forme I. C'est surtout L_c qui diffère. Pour des valeurs à

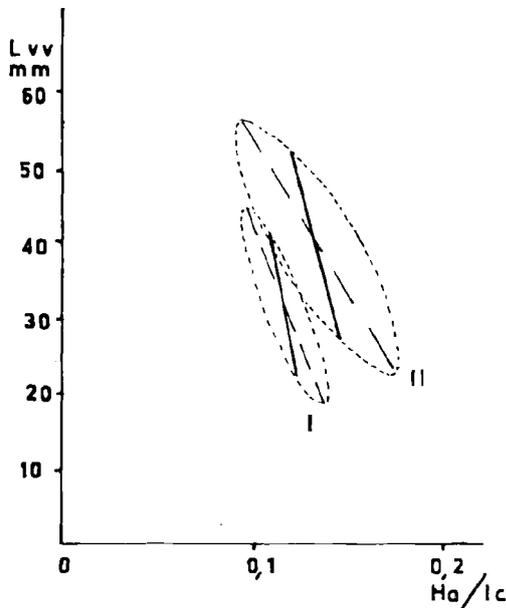


FIG. 21

peu près identiques de Ha , L_c I sera supérieur à L_c II et ainsi, Ha/L_c I sera inférieur à Ha/L_c II. Les droites de régression se rencontrent en dehors des dimensions habituelles, cependant que la vitesse de diminution de ce rapport se fait un peu plus rapidement pour la Forme II. La différence des moyennes est significative pour un taux de sécurité de 90 % ($t = 1,697$). La variabilité de Ha/L_c II est bien plus élevée que celle de Ha/L_c I.

Les variations de la surface de l'area (fig. 22) en fonction de L_{vv} sont étudiées à partir du paramètre $\sqrt{Ha \times L_c}$. On évite ainsi l'obtention de courbes trop étendues. Par observation des deux ellipses, on se rend compte que la « surface » de l'area de la Forme I est plus étendue que celle de

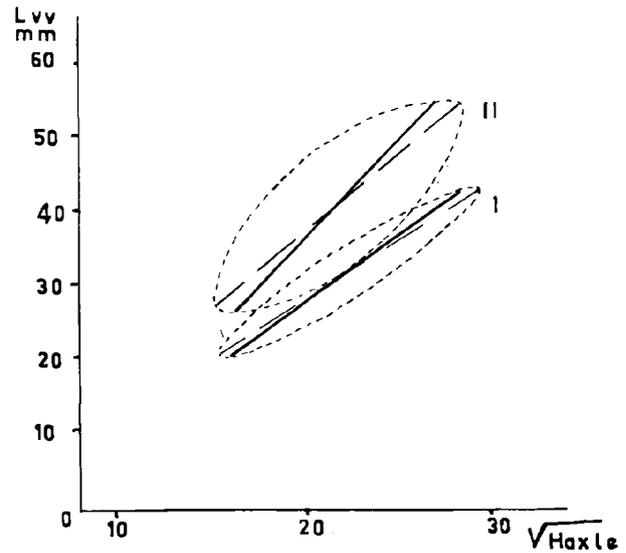


FIG. 22

la Forme II. En effet, en se référant à l'étude des paramètres Ha et L_c par rapport à L_{vv} , on a vu qu'ils étaient plus élevés pour la Forme I ; il en sera de même pour la racine carrée de leur produit. La vitesse de croissance de $Ha \times L_c$ I est supérieure à celle de $Ha \times L_c$ II. Le coefficient de corrélation de la Forme I par rapport à L_{vv} est élevé ($r_1 = 0,947$) ainsi que celui de la Forme II ($r_2 = 0,802$).

L'angle apical (fig. 23) de la Forme I, A_{ap} , est plus grand que celui de la Forme II. Ceci semble

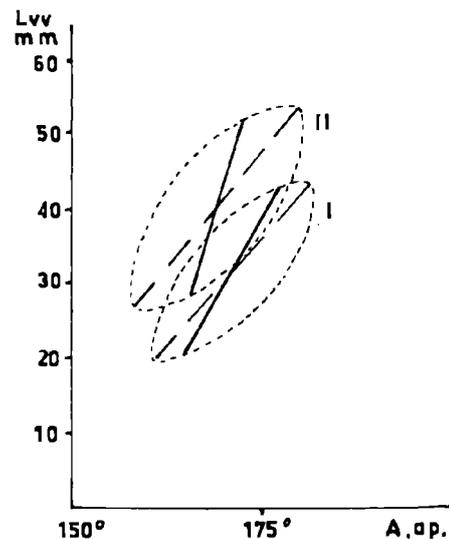


FIG. 23

en relation avec la longueur cardinale qui est plus élevée pour la Forme I, donc l'angle apical plus ouvert. La croissance est régulière dans les deux formes mais plus rapide pour la Forme I qui possède un module de croissance plus élevé. Cette croissance régulière de l'angle apical entraîne la concavité de l'arête marginale de l'area, comme le démontre également le rapport H_a/L_c qui a un plus rapidement que H_a (voir fig. 24).

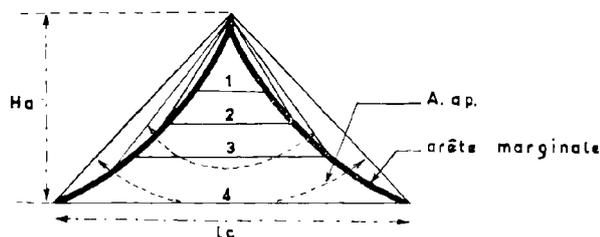


FIG. 24. — Croissance régulière de l'angle apical.

Le coefficient de variation de la Forme I est légèrement plus faible que celui de la Forme II. Les droites de régression se rencontrent vers $L_{vv} = 12$ mm et pour une valeur de l'angle apical de 159° . Au fur et à mesure de la croissance, la valeur de l'angle apical devient donc un moyen de discrimination des deux formes. La différence des moyennes est significative (taux de sécurité = 95 %).

Le sinus (fig. 25) est large, peu profond, mal délimité et l'angle du sinus diminue avec l'âge. Pour les deux formes, le module de croissance est négatif. Au cours de l'ontogenèse, l'angle du sinus de la Forme I diminue plus rapidement que celui de la Forme II. Les droites de régression se rencontrent vers $L_{vv} = 58$ mm et $A.S. = 26^\circ 30'$. La variabilité de $A.S. II$ est un peu plus élevée que celle de $A.S. I$. La différence des moyennes est significative (taux de sécurité = 95 %). Cependant ce caractère présente peu d'intérêt pour la discrimination des deux formes.

D'après l'interprétation des calculs et des courbes, les paramètres intéressant la discrimination

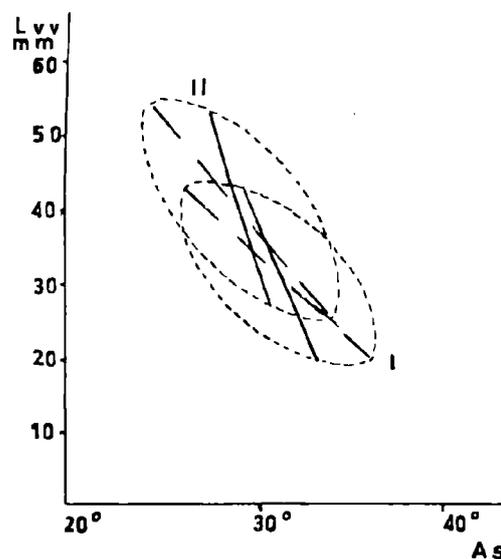


FIG. 25

des deux formes sont donc L_c , L_t/H_{vd} , L_c/H_{vd} , E_{vd} , E_{vv} , E_t , H_a/L_{vv} .

— L'abondance du *Cyrtospirifer supradisjunctus* dans les schistes de base du Frasnien moyen du Boulonnais nous a permis la réalisation de mesures biométriques, et nous avons pu soumettre les résultats aux calculs statistiques. Les limites de l'espèce et les modifications subies par celle-ci au cours de l'ontogenèse sont précisées et peuvent se lire sur les graphiques.

Cette méthode permet en outre de mettre en évidence le dimorphisme existant au sein d'une même espèce. Par application de ces mesures biométriques à plusieurs espèces différentes et par comparaison des graphiques obtenus, la détermination des espèces serait donc facilitée.

— Après la réalisation et l'interprétation des courbes, nous pouvons à présent donner une diagnose générale des deux formes du *Cyrtospirifer supradisjunctus*.

Super Famille des SPIRIFERACEA - WAAGEN 1883

Famille des SPIRIFERIDAE - KING 1846

Sous-Famille des SPIRIFERINAE - SCHUBERT 1913

Genre CYRTOSPIRIFER (D. NALIVKIN) 1918

Cyrtospirifer supradisjunctus (W.A. OBRUTSCHEW). 1913

Pl., fig. 1 à 7

- 1913 *Spirifer supradisjunctus*, W.A. Obrutschew, p. 46, Pl. II, fig. 3 et 4.
1930 *Spirifer supradisjunctus*, Nalivkin, p. 75, fig. 6 a-e.
1942 *Spirifer (Cyrtospirifer) supradisjunctus* :
— var. *latisellata*, W. Paeckelman, p. 73, fig. 33.
— var. *angustisellata*, W. Paeckelman, p. 73, fig. 32.
1959 *Cyrtospirifer supradisjunctus*, A. Vandercammen, p. 63, Pl. II, fig. 17 à 24.

FORME GÉNÉRALE :

Ce *Cyrtospirifer* est dimorphe.

La Forme I est légèrement mégathyride devenant équithyride chez les formes adultes. Cette mégathyridie est le plus souvent accentuée par des éperons cardinaux plus ou moins bien conservés. La Forme II est plutôt brachythyride avec éperons cardinaux peu développés ou le plus souvent absents. Cette forme est aussi plus globuleuse que la précédente.

L'area de la Forme I est développée, droite, légèrement recourbée dans la région du crochet. L'area de la Forme II est moins élevée, mais présente une concavité très prononcée. Le crochet très recourbé vient recouvrir l'area.

Dans les deux formes, le sinus peu profond, mal délimité, est bordé de chaque côté par une côte plus élargie qui se divise plus tardivement que les autres. Sur les flanes, les côtes sont simples.

ORNEMENTATION :

1) *Valves* : Sur les flanes de la coquille, les côtes sont simples, fines, arrondies et séparées par des sillons intercostaux peu profonds. Dans les formes gérontiques, les côtes se divisent près de la commissure des valves.

Dans le sinus et sur le bourrelet, les côtes se multiplient dichotomiquement. En arrivant au voisinage de la commissure des valves, les côtes ont toutes atteint la même taille et elles sont plus fines

que sur les flanes. Elles sont particulièrement fines dans la partie centrale du sinus et du bourrelet.

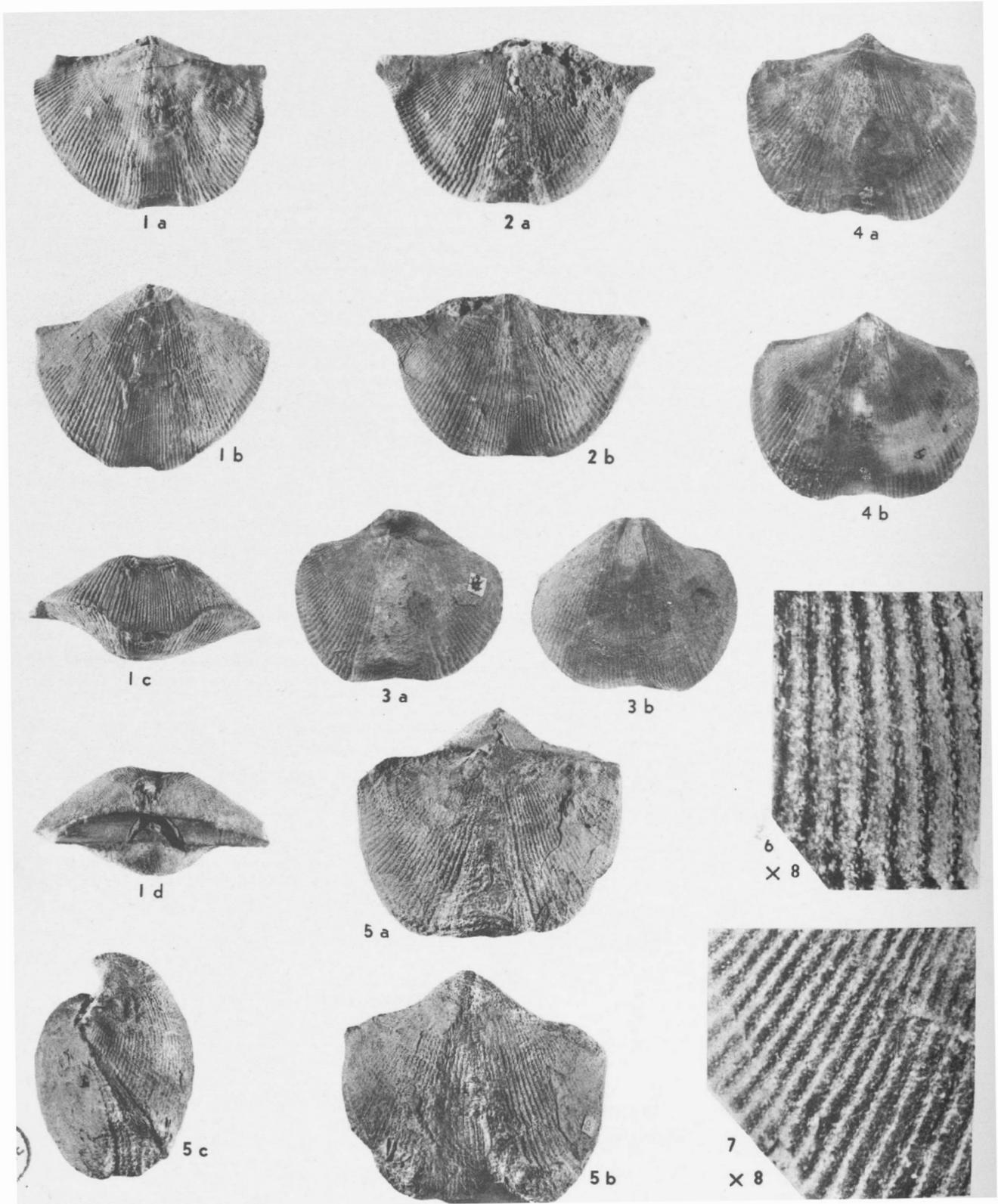
2) *Area* : L'area ventrale, la seule bien développée, est observable, présente des lignes longitudinales de croissance. Quelques-unes sont plus fortes et marquent de véritables arrêts de croissance. Cette ornementation longitudinale est recoupée perpendiculairement par de fines côtes, l'ensemble formant un quadrillage. Cependant, seules les lignes longitudinales persistent sur toute la surface de l'area y compris les zones marginales.

ORNEMENTATION FINE :

Sur les valves, les lamelles concentriques d'accroissement sont étroites et régulières. Elles sont visibles dans les sillons intercostaux et sur les sommets des côtes sur lesquels elles se soulèvent légèrement formant alors des lamelles de croissance, à aspect déchiqueté. De plus, les valves sont recouvertes de micro-épines plus ou moins allongées et disposées radialement. Ces micro-épines suivent exactement les contours des lamelles concentriques d'accroissement.

ORGANISATION INTERNE :

Certains spécimens laissent voir sur la valve ventrale les lamelles dentaires. Elles sont courtes et très divergentes pour tout individu appartenant à la Forme I, tandis qu'elles sont longues et faiblement divergentes dans la Forme II.



RAPPORTS ET DIFFÉRENCES.

Cyrtospirifer supradisjunctus diffère du *Cyrtospirifer malaisi* :

- 1° par la présence de côtes plus fortes ;
- 2° par son area plus développée ;
- 3° par son sinus très peu profond.

L'ornementation fine micro-épineuse est le meilleur critère de discrimination de ces deux espèces.

Paeckelmann considère deux variétés de *Cyrtospirifer supradisjunctus* :

- 1) variété *angustisellata* : à lamelles dentaires courtes et fortement divergentes.
- 2) variété *latisellata* : à lamelles dentaires longues et faiblement divergentes.

Ces deux variétés semblent correspondre au dimorphisme qui a été étudié précédemment : la première variété en relation avec la Forme I et la seconde avec la Forme II.

LOCALITÉS ET GISEMENTS :

- a) France : en Boulonnais, carrière de Blacourt.
- b) Belgique : Bomal, Nismes.

e) Allemagne : environs d'Aix-la-Chapelle.

d) Russie : Semiluki, Petino.

NIVEAU STRATIGRAPHIQUE :

Cette espèce a été récoltée pour la première fois en abondance à la base des schistes de Beaulieu, appelés schistes de Cambresèque par Rigaux. *Cyrtospirifer supradisjunctus* y caractérise une zone repère distincte que l'on peut appeler « zone à *Cyrtospirifer supradisjunctus* ». Elle correspondrait à la « zone des monstres » définie par Gosselet qui est d'âge F2a.

D'après Vandercammen, cette espèce est rare en Belgique et localisée dans le Frasnien moyen.

En Allemagne, *Cyrtospirifer supradisjunctus* provient de la base du Frasnien supérieur des « Grenz-Schieferen ».

Par ailleurs, *Cyrtospirifer supradisjunctus* a été rencontré en Russie, dans les couches de Semiluki qui correspondent au Frasnien moyen de Voroneje.

Laboratoire de Géologie
de la Faculté Libre des Sciences de Lille.

*

**

EXPLICATION DE LA PLANCHE XX (1)

CYRTOSPIRIFER SUPRADISJUNCTUS
W.A. OBRUTSCHEW

FIG. 1 - Forme I. - 1a valve dorsale ; 1b valve ventrale ;
1c vue frontale ; 1d vue de l'area.

FIG. 2 - Forme I. - 2a valve dorsale ; 2b valve ventrale.

FIG. 3 - Forme II. - 3a valve dorsale ; 3b valve ventrale.

FIG. 4 - Forme I. - 4a valve dorsale ; 4b valve ventrale.

FIG. 5 - Forme II. - 5a valve dorsale ; 5b valve ventrale.

FIG. 6 - Ornementation fine d'un spécimen non figuré.
Gr. $\times 8$.

FIG. 7 - Ornementation fine d'un autre spécimen. Gr. $\times 8$.

(1) Les spécimens sont figurés en grandeur naturelle. Dans le cas contraire, l'indication du grossissement est donnée à côté de la figure, sur la planche.

« »

Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidental

par A. BEUGNIES, J.M. CHARLET et G. TOUBEAU

(8 fig. - 1 Pl.)

INTRODUCTION

La présente étude a pour point de départ un dossier de levés commencés en 1954 et comportant plus de 3.000 points d'observation relatifs aux assises givéliennes, frasniciennes et famenniennes affleurant dans le quadrilatère Maubeuge, Merbes-le-Château, Laneffe, Rance, soit sur une superficie de 388 km².

Les travaux de terrain ont été complétés par des études de laboratoire en vue de préciser certains caractères lithologiques et paléontologiques.

Dans la détermination des faunes famenniennes, nous avons bénéficié de l'aide précieuse de M. P. Sartenaer, Directeur de laboratoire à l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, à qui nous exprimons toute notre gratitude.

Nous avons, une fois de plus, contracté une dette de reconnaissance vis-à-vis de Mlle D. Le Maître, Professeur à la Faculté libre des Sciences de Lille, qui a déterminé un grand nombre d'espèces frasniciennes provenant de nos récoltes. Nous savons, hélas, que le matériel que nous lui soumettions n'était pas souvent à cataloguer dans le premier choix. Nous ne l'en remercions que plus vivement d'avoir pu en tirer tant d'indications si précises et tellement utiles.

*
**

CHAPITRE I

LA LIMITE FRASNIEN-FAMENNIEN

Le Frasnien supérieur et le Famennien inférieur étant essentiellement schisteux, seuls des arguments paléontologiques permettent de fixer une limite entre les deux étages. Dès 1877, J. Gosselet avait distingué dans les schistes de Famenne et de haut en bas :

l'Assise de Mariembourg à *Camarotoechia Dumonti*,

l'Assise de Senzeilles à *Camarotoechia (Ptychomaletoechia) omaliusi*.

En 1956, M. P. Sartenaer montre qu'il existe sous la zone à *Ptychomaletoechia omaliusi* toute une épaisseur de schistes (parfois plus de 45 m) caractérisés par diverses espèces de Rhynchonelles. La zonéographie qu'il définit, valable pour la partie sud-occidentale du bassin de Dinant, est la suivante de haut en bas :

zone à *Ptychomaletoechia omaliusi*
zone à *Camarotoechia lentiformis*
zone à *Calvinaria crenulata*
zone à *Camarotoechia triaequalis triaequalis*
zone à *Camarotoechia triaequalis*
zone à *Camarotoechia lecomptei*
schistes frasnien.

À côté de ces Rhynchonelles, M. P. Sartenaer cite encore comme caractéristiques du Famennien : *Cyrtiopsis purchisoniana*, *Cyrtiopsis senceliae*, *Cyrtiopsis graciosa* et *Cyrtiopsis spiriferoides* à extension verticale limitée.

Ainsi donc, pour la partie sud-occidentale du bassin de Dinant tout au moins, l'apparition de la *Camarotoechia lecomptei* permet de fixer pratiquement le contact Frasnien-Famennien.

Quant au Frasnien supérieur, la succession stratigraphique reconnue au bord Sud du bassin de Dinant a permis à E. Mailleux de définir de haut en bas les assises suivantes :

Fr 3 : Assise de Matagne : schistes noirs fins à *Buchiola palmata* et *Chonetes armata*.

Fr 2 i : Schistes à *Spirifer pachyrhynchus* contenant

Fr 2 j : des récifs de marbre rouge à *Stromatactis* et « *Acerularia* ».

Dès que l'on quitte le bord Sud-Ouest du bassin de Dinant, l'assise de Matagne perd son individualité par la disparition de *Buchiola palmata* et *Chonetes armata*. Aussi a-t-on pris l'habitude de

grouper en une même assise les schistes qui couronnent le Frasnien. C'est l'assise de Barvaux au bord Sud-Est du bassin de Dinant, l'assise de Laneffe au bord Nord et l'assise de Franc-Waret dans le bassin de Namur.

Dans l'Entre-Sambre et Meuse occidental, les schistes du Frasnien supérieur non définis paléontologiquement sont désignés sur les planchettes géologiques de diverses façons : assise Frd, assise de Franc-Waret, assise de Laneffe. Ils n'ont jamais fait l'objet d'une étude détaillée et, en règle générale, leur tracé cartographique, toujours hypothétique, répond plus à une nécessité imposée par la légende stratigraphique qu'à une reconnaissance géologique effective.

Dans la présente note, nous donnons la description détaillée des séries schisteuses à la limite Frasnien-Famennien et nous fixons sur des bases paléontologiques l'extension des différentes séries et leur corrélation avec les termes bien connus du bord Sud-Ouest du bassin de Dinant.

Description des coupes

COUPE 1 A MONTIGNIES SAINT-CHRISTOPHE (*)

ASSISE B (épaisseur : 13 m sous le niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi*) :

Schistes verts plus ou moins calcaireux à nodules de calcaire gris argileux.

On y distingue les niveaux suivants :

un niveau à P.O. au sommet,

un niveau à P.O. *Camarotoechia cf. letiensis*, localisé à 3 m sous le niveau à P.O.

un niveau à *Cyrtospirifer verneuilli*, *Athyris reticulata*, *Edmondia sp.* et *Productella sp.* à 8 m sous le niveau à P.O.

un niveau à *Cyrtiopsis sp.* et *Aulacella arcuata* à 12,5 m sous le niveau à P.O.

ASSISE A (épaisseur 5,5 m) :

Schistes verts fins sans nodules à *Cyrtospirifer verneuilli*, orthocères avec à la base un niveau riche en *Camarotoechia cf. letiensis*.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 3 m) :

Schistes verts fins sans nodules à *Posidonomya*, *Aviculopecten aviformis* et *Buchiola palmata*. Dans la partie supérieure, les schistes de cette assise contiennent *Camarotoechia cf. letiensis*.

ASSISE F₉ (épaisseur 33 m) :

Schistes grossiers bourrés d'articles d'encrines, *Spirifer verneuilli*, *Productella sp.* (1 m).

(*) La situation des coupes est précisée sur la carte hors-texte.

Schistes à *Receptaculites neptuni*, contenant des nodules de calcaire gris à « *Acerularia* » (32 m).

Calcaires noirs à taches jaunâtres.

COUPE 2 A LANEFFE

ASSISE A (au moins 3 m) :

Schistes verts fins contenant un banc de 2 m de calcaires noduleux à Rugueux solitaires et *Cyrtospirifer verneuilli* à longues ailes.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 5 m) :

Schistes verts fins à lamellibranches et quelques brachiopodes.

ASSISE F₉ (épaisseur 12 m) :

Schistes verts plus grossiers bourrés de nodules de calcaire gris à rose riche en colonies d'« *Acerularia* » et *Cyrtospirifer verneuilli*.

Calcaire bleu en bancs minces.

COUPE 3 DE LA HANTES AU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE BOUSIGNIES-SUR-ROC

ASSISE B (épaisseur 16 m sous le niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi*) :

Schiste vert avec, au sommet, un niveau particulièrement riche en *Cyrtospirifer verneuilli* de petite taille, *Leiorhynchus mesacostalis*, *Camarotoechia omaliusi* et *Aulacella arcuata*.

ASSISE A (épaisseur 8 m) :

Schistes verts bourrés de *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille à ailes allongées.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 4 m) :

Schistes très fins, vert foncé, à *Chonetes armata* et *Aviculopecten aviformis*.

ASSISE F₉ (épaisseur 61,50 m) comportant de haut en bas :

2 - Schistes verts à *Receptaculites neptuni*, goniatites et quelques rares polypiers (21,50 m).

1 - Schistes verts à nodules de calcaire à « *Acerularia* » (40 m).

Calcaires frasnien.

COUPE 4 DE LA ROUTE DE COUSOLRE AU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE BOUSIGNIES

ASSISE B :

Schistes vert jaunâtre, fins, sans fossiles. Ils totalisent une épaisseur de 52 m et sont directement recouverts par des schistes gréseux appartenant à l'assise de Mariembourg.

ASSISE A (épaisseur 7 m) :

Schistes verts fins bourrés de *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille à ailes allongées, *Pugnax sp.*, *Aulacella cf. arcuata*, *Cyrtiopsis sp.*

ASSISE F₉ (épaisseur 45 m) comportant de haut en bas :

2 - Schistes verts à nodules de calcaire à *Receptaculites neptuni*, *Cyrtospirifer verneuilli*, *Atrypa reticularis* et rares polypiers (13 m).

1 - Schistes verts à nodules de calcaire à *Receptaculites neptuni*, *Acerularia*, *Cyathophyllum*.

Calcaire frasnien.

COUPE 5 DE LA THURE
AU FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DE COUSOLRE

ASSISE B (épaisseur 5 m sous le niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi*) :

Schistes calcaireux comportant les niveaux suivants :
au sommet : un niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi*,
à 1,5 m : un niveau à *Camarotoechia sp.* et *Cyrtiopsis sp.*

ASSISE A (épaisseur 3 m) :

Schistes calcaireux à nombreux *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 6 m) :

Schistes gris à vert foncé, très fins à lamellibranches et *Receptaculites neptuni*.

ASSISE F₉ (épaisseur : plus de 20 m, la base n'étant pas connue) :

Schistes verts calcaireux à nodules de calcaire rose et gris clair à « *Acerularia* », *Pugnax acuminatus*, *Athyris concentrica*, *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille, *Camerophoria boloniensis*, *Pachypora*.

COUPE 6 DE LA THURE
AU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE COUSOLRE

ASSISE A (épaisseur : quelques mètres) :

Schistes fins à *Cyrtospirifer verneuilli* à ailes allongées, *Athyris reticulata*, *Aviculopecten sp.*, *Leptoena sp.*, *Cyrtiopsis sp.*

ASSISE F₁₀ (épaisseur 4 m) :

Schistes fins, vert sombre à gris noirâtre à faunule de lamellibranches, *Schizophoria sp.* et *Cyrtospirifer sp.*

ASSISE F₉ (épaisseur 49 m) comportant de haut en bas :

2 - Schistes verts fins à nodules de calcaire gris argileux à *Receptaculites neptuni*, *Cyrtospirifer verneuilli* et rares polypiers (30 m).

1 - Schistes verts calcaireux à nodules de calcaire rose à *Receptaculites neptuni*, *Acerularia* et *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille (19 m).

Calcaire frasien.

COUPE 7 DE LA HANTES A REUGNIES
AU FLANC NORD DE L'ANTICLINAL DE COUSOLRE

ASSISE B (épaisseur 18 m sous le niveau *Ptychomaletoechia omaliusi*) :

Schistes verts calcaireux comportant :
au sommet : un niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi*,

à 9,5 m : un niveau à *Camarotoechia lentiformis*,
Aulacella arcuata, *Athyris reticulata*,

à 16,5 m : un niveau à *Cyrtiopsis sp.*

ASSISE A (épaisseur 11 m) :

Schistes verts à *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille, *Receptaculites neptuni*, polypiers, goniatites.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 6,5 m) :

Schistes très fins, vert foncé à gris sombre à faunule de lamellibranches et de brachiopodes.

ASSISE F₉ (épaisseur : au moins 100 m, la base n'étant pas connue), comportant de haut en bas :

2 - Schistes verts à nodules de calcaire à *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille, *Schizophoria sp.*, *Athyris sp.*, *Receptaculites neptuni*, *Alveolites suborbicularis* (épaisseur 80 m).

1 - Schistes verts à nodules de calcaire rose à « *Acerularia* » (au moins 20 m).

COUPE 8 A LEVAL-CHAUDEVILLE

ASSISE B (épaisseur 17 m sous le niveau le plus bas à *Ptychomaletoechia omaliusi*).

Schistes verts calcaireux à nodules de calcaire gris argileux où l'on reconnaît de haut en bas :

au sommet : un niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi* et *Cyrtospirifer sp.*

à 6 m : un niveau à *Cyrtiopsis sp.*, *Calvinaria crenulata* et *Edmondia sp.*

à 12 m : un niveau à *Cyrtiopsis sp.* et *Aulacella arcuata*.

ASSISE A (épaisseur 9 m) :

Schistes vert clair, calcaireux à *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 30,5 m) :

Schistes noirs fins à *Receptaculites neptuni*, *Productella sp.*, *Athyris sp.* de petite taille et orthocères.

ASSISE F₉ (épaisseur : plus de 12 m, la base n'étant pas connue).

Schistes verts à nodules de calcaire rouge à « *Acerularia* ».

La coupe ci-dessus est celle de la route Leval-Chaudeville-Beaumont.

A quelques mètres de là, on peut faire une autre coupe (coupe 9) parallèle à la première, mettant en évidence des variations brusques de faciès.

L'ASSISE B montre au-dessus du niveau à *Ptychomaletoechia omaliusi*, des schistes noduleux à nombreux *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille.

L'ASSISE A atteint 19 m et se charge de nodules de calcaire gris très fossilifère à nombreux *Cyrtospirifer verneuilli*, *Athyris reticulata*, *Pugnax sp.*, *Cyrtiopsis sp.*, *Productella sp.*

L'ASSISE F₁₀ se réduit à 20 m.

L'ASSISE F₉ est inchangée.

COUPE 10 AU FLANC NORD
DE L'ANTICLINAL DE SOLRE-SAINT-GERY

ASSISE B :

Schistes verts à nodules de calcaire gris argileux à *Cyrtiopsis sp.* et *Cyrtospirifer verneuilli* à ailes allongées. L'épaisseur de cette assise n'est pas connue par suite d'un hiatus de 32 m qui la sépare des assises suivantes.

ASSISE F₉ (épaisseur 79 m) montrant de haut en bas :

2 - Schistes verts-calcaireux à nodules de calcaire gris clair et rosé à « *Acerularia* », polypiers divers,

Alveolites, *Spirifer winteri*, goniatites et *Receptaculites neptuni* (épaisseur : au moins 22 m).

1 - Schistes fins, gris noirâtre sans fossiles (57 m).
Calcaires frasniens en gros bancs.

COUPE 11 AU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL
DE SOLRE-SAINT-GÉRY A BARBENÇON

ASSISE A (au moins 20 m, le sommet n'étant pas atteint).
Schistes verts fins à faunule de brachiopodes (*Athyris*, *Spirifer*), lamellibranches (*Posidonomya*) et quelques *Cyrtospirifer verneuilli* de grande taille.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 15 m) :
Schistes très fins, vert sombre, à petits *Cyrtospirifer* sp. et *Buchiola cf. palmata*.

ASSISE F₉ (épaisseur 22 m) où l'on reconnaît de haut en bas :

- 3 - Schistes verts, prenant une teinte lie de vin au contact du récif sous-jacent de marbre rouge, à *Receptaculites neptuni*, articles d'encrines, spiriféridés et pectinidés (4 m).
- 2 - Bioherme de marbre rouge dont l'épaisseur maximum atteint 9 m, à *Acervularia*, *Alveolites*, *Pachypora*, etc...
- 1 - Schistes verts, très fissiles, à *Receptaculites neptuni*, *Spirifer pachyrhynchus*, *Chonetes douvillei*, encrines, etc. (9 m).

Calcaire noir crinoïdique en bancs massifs.

COUPE 12 AU FLANC NORD
DE L'ANTICLINAL DE RENLIES

ASSISE A (épaisseur : au moins 15 m, le sommet n'étant pas visible).

Schistes verts plus ou moins calcareux à *Cyrtospirifer verneuilli* var. *elongati*, *Athyris cf. reticulata*, *Orthis striatula*.

ASSISE F₁₀ (épaisseur 2 à 3 m) :
Schistes fins, gris, contenant quelques lamellibranches.

ASSISE F₉ (épaisseur 60 à 65 m) montrant de haut en bas :

- 3 - Schistes à brachiopodes (*Cyrtospirifer verneuilli*, *Atrypa reticularis*), quelques polypiers solitaires et *Receptaculites neptuni* (15 m).

- 2 - Schistes à nodules de calcaire à *Acervularia*, *Alveolites*, *Atrypa reticularis* (30 à 35 m).

- 1 - Schistes gris noir, très fissiles et très peu fossilifères (15 m).

Calcaire frasnien gris bleu, massif.

Les couches de passage du Frasnien
au Famennien

Dans toutes les coupes décrites, l'assise que nous avons nommée Assise B est certainement famennienne et se localise à la partie tout à fait inférieure de l'assise de Senzeilles à *Ptychomaletoechia omaliusi*, et comprenant notamment sous le niveau à P.O. les espèces *Camarotoechia lentiformis* (coupe 7),

Calvinaria crenulata (coupe 8) conformément à la zonéographie établie par M. P. Sartenaer. Nous avons mesuré pour cette assise :

13 m à Montignies-St-Christophe,
16 m à Bousignies-sur-Roc,
5 m à Cousolre,
18 m à Reugnies,
17 m à Leval-Chaudeville.

L'assise A est caractérisée par l'abondance de *Cyrtospirifer verneuilli* à ailes allongées. La présence dans cette assise d'espèces réputées fameniennes comme *Athyris reticulata* (coupes 1, 6, 9 et 12), *Aulacella arcuata* (coupe 4) et *Cyrtiopsis* sp. (coupes 1, 4, 6, 9) lui fixe en conséquence un âge famennien, tout au moins dans les coupes précitées.

Toutefois, nous ne pouvons pas être aussi formels quant à l'âge de cette assise aux coupes 3, 5, 7 et 11 où les espèces typiquement fameniennes font défaut. Nous avons mesuré pour cette assise A les épaisseurs suivantes :

5,5 m à Montigny-St-Christophe,
au moins 3 m à Laneffe,
7 à 8 m à Bousignies-sur-Roc,
3 m à Cousolre,
11 m à Reugnies,
9 à 19 m à Leval-Chaudeville,
au moins 20 m à Barbengon,
au moins 15 m à Renlies.

L'assise F₁₀ possède le faciès et, très localement, la faune de l'assise de Matagne. Elle est généralement constituée de schistes très fins vert sombre ou noirâtre à nombreux lamellibranches et brachiopodes plus rares et de petite taille où nous avons identifié *Chonetes armata* (coupe 3), *Buchiola cf. palmata* (coupes 1, 10, 11), *Receptaculites neptuni* (coupes 5, 7, 8, 9).

Pour les autres coupes (2, 4, 5 et 12), l'âge frasnien supérieur de cette assise n'est que supposé et repose uniquement sur la similitude des faciès et l'encadrement stratigraphique. L'épaisseur reconnue pour cette assise est de :

3 m à Montignies-St-Christophe,
5 m à Laneffe,
4 m à Bousignies-sur-Roc,
4 à 6 m à Cousolre,
6,5 m à Reugnies,
20 à 30 m à Leval-Chaudeville,
15 m à Solre-St-Géry,
2 à 3 m à Renlies.

Dans toutes les coupes décrites, l'assise F₉ est certainement frasnienne par sa faune à *Acervularia* et *Receptaculites neptuni*. On peut même préciser davantage ; la présence dans cette assise de *Spirifer pachyrhynchus* et d'un bioherme de marbre rouge

à *Acervularia* à Barbençon permet de la paralléliser avec l'assise F₂ ij du bord Sud-Ouest du bassin de Dinant. L'épaisseur de cette assise est très variable, depuis un minimum de 12 m à Lanefte jusqu'à un maximum de plus de 100 m à Reugnies.

En résumé, l'assise B est certainement et toujours famennienne, l'assise F₀ est certainement frasnienne. L'assise A est famennienne là où elle peut être datée et l'assise F₁₀ est d'âge frasnien supérieur dans les mêmes conditions. La limite Frasnien-Famennien se placerait ainsi entre les assises F₁₀ et A. En réalité, le problème est plus complexe.

Par exemple, à Montignies St-Christophe, les schistes F₁₀ à *Buchiola palmata* contiennent à leur sommet une espèce famennienne, *Camarotoechia cf. letiensis*, qu'on retrouve en plus grande abondance dans l'assise A.

A Reugnies, l'assise A surmontant les schistes fins à lamellibranches, contient des polypiers et *Receptaculites neptuni* d'âge frasnien.

A Leval-Chaudeville, les 10 mètres supérieurs de l'assise F₁₀ à *Receptaculites neptuni* passent latéralement, à quelques mètres de là, à des schistes noduleux où abondent des espèces famenniennes comme *Athyris reticulata*.

A Bousignies-sur-Roc, au flanc Sud de l'anticlinal, l'assise F₁₀ épaisse de 4 m à la coupe 3, n'existe plus à la coupe 4 où l'assise A, à faune famennienne, repose directement sur les schistes à *Receptaculites neptuni* de l'assise F₀.

En conséquence, l'assise F₁₀ généralement frasnienne, serait localement famennienne sous son faciès « schistes fins à lamellibranches » et passe latéralement à un faciès de schistes à nodules qui serait d'âge famennien.

De la même manière, l'assise A, généralement famennienne, aurait un âge frasnien là où elle se charge de polypiers et d'éponges de l'espèce *Receptaculites neptuni*.

*
**

CHAPITRE II

LA LIMITE GIVETIEN-FRASNIEU

Le Frasnien fait suite en concordance au calcaire de Givet et le passage graduel d'un étage au suivant est accompagné d'un changement progressif dans la faune. La limite entre les deux étages est essentiellement paléontologique, l'apparition du *Spirifer*

tenticulum marquant le début du Frasnien. En adoptant ce point de vue, la stratigraphie des couches givéto-frasnienne du bord Sud du bassin de Dinant s'établit comme suit, d'après les travaux de E. Mailleux.

ASSISE DE FRASNES (F2) (PARTIE INFÉRIEURE)

F2 c - Calcaire argileux et schistes à *Gypidula brevirostris* contenant :

F2 d - Récifs de calcaire rouge à *Phacellophyllum coespitosum*,

F2 b - (Zone à *Spirifer bisinus*).

Schistes à nodules argilo-calcaireux souvent verdâtres, parfois brunâtres, à *Receptaculites neptuni* et *Spirifer bisinus*.

F2 a - (Zone des monstres à *Spirifer orbélianus*).

Schistes et calcaires argileux brunâtres à *Spirifer orbélianus*.

ASSISE DE FROMELENNES (à *Spirifer tenticulum*)

F1 c - Calcaire à *Myophoria transrhenana* (20 m).

F1 b - Calcaire à Stromatopores (70 m).

F1 a - Schistes à *Spirifer tenticulum* (10 m).

GIVETIEN SUPÉRIEUR

(ASSISE DU MONT D'HAURS)

Gv 2b - Calcaire à *Hexagonaria quadrigemina* (125 m).

Gv 2a - Calcschistes à *Spirifer mediotextus* (40 m).

Notons cependant que la légende de la carte géologique de Belgique adoptée en 1929 place l'assise de Fromelennes dans l'étage givétien. C'est également le point de vue défendu par MM. A. Bonte et Ricour en 1948.

Effectivement, le *Stringocephalus burtini* est présent dans l'assise de Fromelennes et, d'autre part, les schistes à *Spirifer orbélianus* constituent un niveau remarquable et particulièrement continu séparant les assises calcaires F1 c et F2 d. Nous nous conformerons cependant à la stratigraphie généralement admise en plaçant l'assise de Fromelennes dans le Frasnien inférieur.

Dans l'Entre-Sambre et Meuse occidental, il n'est pas toujours possible de fixer la limite Givétien-Frasnien par suite de la rareté des niveaux fossilifères à *Spirifer tenticulum*. Nous donnons ci-après une série de coupes intéressant l'assise de Fromelennes (F1) et le Givétien supérieur (Gv).

Description des coupes

COUPE 13 DU CHEMIN DE FER ERQUELINNES - SOLRE-SUR-SAMBRE

De haut en bas, on distingue les assises suivantes : Schistes verts fissiles (Assise de Bossières F2).

F 1b

- Calcaire organodétritique, gris clair à joints stylolithiques (24 m).
Calcaire construit à Stromatopores et *Pachypora* (5 m).
Calcaire organodétritique gris bleu (8 m).
Calcaire gris argileux (6 m).
Calcaire construit à *Pachypora* (8 m).
Calcschiste gris vert et petits bancs de calcaire argileux (6 m).
Calcaire construit à Stromatopores, *Pachypora*, *Cyathophyllum* et nombreux brachiopodes, couronné par une lumachelle rougeâtre à nombreux *Stringocephalus burkini* (18 m).

F 1a (10 m)

- Calcaire noduleux à nombreux *Spirifer tentaculum* pincé entre deux lits de calcschiste.
Calcaire noduleux à *Atrypa reticularis*.
Calcaire mal stratifié, noduleux, surmonté d'une passéeschisteuse de 10 cm.
Calcaire à brachiopodes (*Spirifer tentaculum*, *Atrypa reticularis*).

Gv (82 m)

- Calcaire généralement en gros bancs à taches jaunes et parfois, mais rarement, un banc à *Pachypora*. Vers le sommet, un banc de calcaire à *Cyathophyllum*.

COUPE 14 AU SUD DE LA LIGNE
DE CHEMIN DE FER BERZEE-LANEFFE

F 2

- Schistes verts très fissiles.

F 1b (29,7 m)

- Calcaire bréchoïde à *Thamnopora* (1 m).
Calcaire construit à Stromatopores globulaires (1,5 m).
Alternance de calcaire plaqueté et de calcaire en gros bancs (4,20 m).
Calcaire construit à Stromatopores globulaires et polypiers (2 m).
Calcaires plaquetés (1,80 m).
Calcaire construit à gros stromatopores globulaires (1,90 m).
Calcaire argileux (1,50 m).
Alternance de calcaire argileux et de calcaire à polypiers (4,50 m).
Calcaire construit à stromatopores globulaires (2 m).
Calcaire finement lité (2 m).
Alternance de calcaire beige à taches de calcite et de calcaire organodétritique (5,50 m).
Calcaire bleu finement lité (1,80 m).

F 1a (18 m)

- Calcaire noduleux à brachiopodes (*Atrypa reticularis* (9 m).
Schistes brunâtres (6 m).
Calcaire noduleux (2 m).
Schistes (1 m).

Gv

- Calcaire en plaquettes (2,5 m).
Calcaire en gros bancs à joints stylolithiques (4 m).
Calcaire organodétritique en gros bancs (11 m).
Calcaire construit à Stromatopores (2 m).
Calcschistes pyriteux (4 m).
Calcaires à quelques stromatopores isolés (1,5 m).
Calcaires plaquetés et calcaire en gros bancs (2,5 m).
Calcaire construit à Stromatopores (2 m).
Calcaires en petits bancs et calcaire en gros bancs (1,5 m).

COUPE 15 DE LA TRANCHEE
DE CHEMIN DE FER BERZEE-WALCOURT

F 2

- Schistes verts fissiles de l'assise de Bossières.

F 1b

- Calcaire en plaquettes (2 m).
Calcaire construit à gros Stromatopores globulaires (4 m).
Alternance de calcaire plaqueté et de calcaires construits à stromatopores globulaires et polypiers (8,5 m).
Calcaires en gros bancs (4,6 m).
Calcaire organodétritique (2,4 m).
Calcaire en plaquettes (1,3 m).
Calcaire construit à gros Stromatopores globulaires (1 m).
Alternance de calcaire en gros bancs et de calcaire plaqueté avec deux petits niveaux construits à Stromatopores, *Alveolites* et *Cyathophyllum* (11,30 m).
Calcaire construit à Stromatopores (3,70 m).
Calcaire plaqueté et calcaire argileux (2,50 m).

COUPE 16 DE THY-LE-CHATEAU
A L'EST DE LA VALLEE DE L'EAU D'HEURE

F 2

- Schistes verts fissiles de l'assise de Bossières.

F 1b

- Alternance de calcaire en petits bancs et de calcaire en gros bancs parfois organodétritique (14 m).
Calcschistes brunâtres (20 m).

F 1a

- Calcaire argileux et calcaire noduleux (4 m).
Calcaire argileux riche en brachiopodes et rugueux solitaires (*Spirifer verneuilli*, *Sp. disjunctus*, *Sp. tentaculum*, *Atrypa reticularis*) (3 à 4 m).

Gv

- Calcaire avec quelques stromatopores (2 m).
Calcaire bleu en petits bancs (1,10 m).
Calcaire à stromatopores et polypiers (2 m).

COUPE 17 DE LA VALLEE DE LA THURE
ENTRE SOLRE-SUR-SAMBRE ET BERSILLIES

F 2

Schistes de Bossières.

F 1b

Banc de calcaire compact à Stromatopores globulaires et calcaire noir plaqueté (4 m).

Sans affleurement (37 m).

Calcaire noir argileux à *Thamnopora* (3 m).

Calcaire noir à Stromatopores globulaires et *Cyathophyllum* (3 m).

Calcaire compact à Gastéropodes (1,6 m).

Calcaire compact avec quelques polypiers isolés (1,6 m).

Calcaire noir à Gastéropodes et *Stringocephalus burtini* (2,5 m).

Calcaire noduleux et schisteux (1,2 m).

Calcaire en gros bancs à *Stringocephalus burtini* et polypiers. A la base, schiste noir tendre sur 30 cm (4 m).

F 1a

Calcaire argileux avec entrelits schisteux et calcschistes (23 m).

Gv

Calcaire en gros bancs avec entrelits schisteux et calcaire compact parfois crinoïdique à *Pachypora* (20 m).

Calcaire compact bleu-noir (18 m).

Calcaire compact avec quelques *Cyathophyllum* isolés (2 m).

Calcaire noduleux (0,6 m).

COUPE 18 A JEUMONT

F 2

Schistes verts fissiles de l'assise de Bossières.

F 1b

Calcaire bleu à veinules blanches contenant vers le sommet un banc de calcaire construit à Stromatopores globulaires (10 m).

Calcaire à nombreux *Stringocephalus burtini* (2,5 m).

Calcaire bleu foncé organodétritique (14 m).

Calcaire sombre compact à Murchisonies (1 m).

Calcaire bleu foncé (15 m).

F 1a

Calcaire noir argileux et schistes calcareux (10 m).

Gv

Calcaire bleu foncé à veinules de calcite (50 m).

COUPE 19

AU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL DE WIIHERIES

F 2

Schistes de Bossières.

F 1b (30,5 m)

Calcaire noir à *Pachypora* (1,5 m).

Calcaire en gros bancs (5 m).

Calcaire noir plaqueté à nombreux *Pachypora* (2 m).

Calcaire noduleux en bancs minces avec quelques polypiers (1 m).

Calcaire en gros bancs (10 m).

Calcaire construit à Stromatopores globulaires (9 m).

Calcaire noir avec quelques polypiers (2 m).

F 1a

Calcaire argileux et calcschistes noduleux.

COUPE 20 DE LA VALLEE DE LA HANTES
A BEAUMONT

F 2

Schistes verts fissiles de Bossières.

F 1b

Calcaire gris clair en gros bancs massifs (47 m).

Calcaire noir plaqueté (5 à 7 m).

Calcaire construit à *Thamnopora* (10 à 20 m).

Conclusions

Les coupes 13, 14, 16, 17 et 19 montrent bien l'existence d'une assise schisteuse ou calcschisteuse (F 1a) à *Spirifer tenticulum* permettant de distinguer les calcaires généralement construits de l'assise de Fromelennes (F 1b) des calcaires lités du Givétien supérieur (Gv). Vers la base de l'assise F 1b, il n'est pas rare d'observer des lumachelles à *Stringocephalus burtini* (coupes 13, 17, 18), fait déjà noté par MM. A. Bonte et J. Ricour dans le Givéto-Frasnien de Givet.

Dans l'ensemble, l'assise F 1b se présente comme un complexe biostromal où les Stromatopores et *Thamnopora* sont fréquents. En fait, une analyse plus fouillée permet de constater que ce complexe se subdivise lui-même en trois biostromes principaux constitués soit de Stromatopores, soit de *Thamnopora*, soit de *Pachypora*. Les variations latérales de faciès sont rapides et fréquentes. C'est ainsi que les trois biostromes bien représentés dans la coupe du chemin de fer de Berzée à Lanefte, passent dans la vallée de l'Eau d'Heure à Thy-le-Château, à des calcaires organodétritiques. Semblable variation se marque entre Erquelennes et Jeumont où les biostromes font place à des calcaires bleus organodétritiques à débris de Stromatopores et de polypiers.

Les épaisseurs mesurées pour l'assise de Fromelennes varient entre un minimum de 20 à 30 m pour la bordure nord du bassin de Dinant (Fontaine-

Valmont, Laneffe, Wihéries) jusqu'à un maximum de plus de 74 m pour la région plus centrale de Beaumont, soit des épaisseurs plus faibles que celles mesurées au bord Sud du bassin de Dinant (une centaine de mètres à Givet, d'après A. Bonte et J. Ricour).

*
**

CHAPITRE III

LA STRATIGRAPHIE DU FRASNIEN

Après avoir précisé les limites du Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse, nous nous proposons d'étudier plus spécialement dans le présent chapitre les successions stratigraphiques observées dans cet étage. Dans la description des coupes, nous avons distingué plusieurs assises frasniennes sous les notations F 1 à F 10. Nous justifierons ultérieurement ces notations qui caractérisent le *faciès* des assises qu'il ne faut pas confondre avec une *zonéographie* définie sur des bases paléontologiques. En conséquence, les cartes isopiques établies pour chaque assise n'impliquent pas nécessairement la condition d'homotaxie qu'on accorde habituellement aux reconstitutions paléogéographiques.

Description des coupes

COUPE 21 A FERRIERE-LA-GRANDE

F 9

Schistes verts à nodules calcaires à *Acerularia*.

F 8

Calcaire gris (1,50 m).

Un banc de calcaire à *Cyathophyllum* (1 m).

Calcaire noir (2 m).

F 7

Calcaire noir à Stromatopores globulaires (9 m).

F 6

Calcaire noir à taches blanches (8 m).

Calcaire noir (6 m).

F 5

Calcaire noir à *Favosites* (1,5 m).

Calcaire noir à *Spirifer verneuilli* à veines et mouchetures blanches (3,5 m).

Calcaire noir à veines blanches (2 m).

F 4

Calcaire noir lité à *Sp. verneuilli* (15 m).

Calcaire noir bien lité (20 m).

Calcaire noir construit à *Cyathophyllum* (3,5 m).

Calcaire noir à délit rougeâtre (6,5 m).

Calcaire noir à *Spirifer verneuilli* (4 m).

F 3

Dolomie construite à *Cyathophyllum*, *Leptoena ferquensis*, *Atrypa reticularis* (6 m).

F 2

Schiste vert très fin (65 m).

F 1

Calcaire à Stromatopores globulaires (2 m).

Calcaire gris clair plaqueté (3 m).

COUPE 22 A RECCUIGNIES

F 9

Schiste vert fin et calcschiste à *Receptaculites neptuni*.

Calcaire récifal rouge à *Acerularia* (6,5 m).

Schistes à gros nodules allongés à colonies d'*Acerularia* (1,5 m).

F 8

Calcaire noir bréchoïde à Stromatopores et polypiers (5 m).

Calcaire à Stromatopores lamellaires (2 m).

Calcaire finement lité (1,5 m).

F 7

Calcaire bréchoïde à Stromatopores (1 m).

Calcaire construit à Stromatopores globulaires (2 m).

Calcaire bien lité (1,5 m).

Calcaire à gros Stromatopores globulaires (4 m).

F 6

Calcaire noir en gros bancs (6 m).

Calcaire noir plaqueté en bancs de 20 à 40 cm (marbre de Reugnies) (3,50 m).

F 4 - 5

18 m sans affleurement.

Calcaire noir à brachiopodes (au moins 10 m).

COUPE 23 DE LA SAMBRE A SOLRE-SUR-SAMBRE

F 8

Calcaire noduleux noir spathique et crinoïdique (3 m).

F 7

Calcaire construit gris clair à taches jaunes ressemblant au marbre Ste-Anne, à *Alveolites* (17 m).

F 6

Calcaire et calcschistes noduleux verts à *Spirifer verneuilli* abondants et lentilles de calcaire crinoïdique (65 m).

Schiste vert très fin (0,1 m).

F 5

Calcaire noir construit à colonies de *Cyathophyllum*, encrines, *Fenestella*, *Alveolites*, Brachiopodes (10 m).

F 4

Un hiatus de 40 m.

3 m de calcaire noir spathique, subcrinoïdique.

F 3

Calcaire marbre Ste-Anne (9 m).

F 2

Schistes verts fissiles (16 m).

F 1

Calcaire schisteux se débitant en plaquettes (4 m).

Calcaire vert à taches jaunes en bancs de 25 cm (3 m).

Calcaire gris en gros bancs (au moins 3 m).

COUPE 24 DE LA HANTES
A MONTIGNIES-ST-CHRISTOPHE

F 8

Calcaire noir à taches jaunes et veines de calcite (au moins 16 m).

Hiatus de 39 m.

F 6

Calcaire noir à petites brachiopodes du genre *Gurichella* (10 m).

F 5

Dolomie (8 m).

F 4

Calcaire noduleux à *Cyathophyllum* (12 m).

Calcaire noir massif (26 m).

Calcschistes à *Cyathophyllum* et crinoïdes (3 m).

Calcaire noir (3 m).

F 3

Calcaire construit gris clair à taches jaunes à algues et *Stromatactis* (marbre Ste-Anne) (19 m).

F 2

Schistes verts très fissiles (26 m).

F 1

Calcaires noduleux (1 m).

Calcschistes (0,20 m).

Calcaire noir en gros banc avec un niveau à Stromatopores au sommet (10 m).

Calcschistes gris et calcaires schisteux (0,20 m).

Calcaire noir massif à taches jaunes (plus de 1 m).

COUPE 25 DE MONTIGNY-ST-CHRISTOPHE
(FLANC SUD ANTICLINAL DE WIHERIES)

F 7

Calcaire gris à efflorescences de calcite, passe latéralement à un calcaire gris clair surmonté de calcaire bréchoïde (5 m).

F 6

Calcaire noir bien lité (8,5 m).

Calcschistes (1 m).

Calcaire noir bourré de petits brachiopodes du genre *Gurichella* (2,5 m).

Calcaire noir bien lité avec petites taches jaunâtres (6 m).

F 5

Calcaire gris clair à taches jaunes, construit ; passe latéralement à un calcaire à colonies de *Cyathophyllum* (5,5 m).

F 4

Calcaire noir à taches jaunes bien lité (15 m).

Calcaire dolomitique gris noir (9 m).

Calcaire noir bien lité (14 m).

F 3

Calcaire construit gris clair à taches jaunes (marbre Ste-Anne) (17 m).

F 2

Schiste vert fissile (25 m).

F 1

Calcaire à *Pachypora* (2 m).

Calcaire en gros bancs, bien lités à brachiopodes (5 m).

Calcaire plaqueté à *Pachypora* (2 m).

Calcaire noduleux à quelques polypiers dispersés, passant au calcschistes (1,5 m).

Calcaire noir lité en gros bancs (8 m).

Calcaire noir à Stromatopores (8,5 m).

Calcaire noir à quelques polypiers isolés (1,5 m).

COUPE 26 DE LA THURE
ENTRE SOLRE-SUR-SAMBRE ET BERSILLIES-
L'ABBAYE (FLANC NORD ET FLANC SUD
DU SYNCLINAL)

F 8

Calcaire noir en gros bancs (plus de 6 m).

F 7

Calcaire à Stromatopores globulaires avec à la base une semelle riche en colonies de *Cyathophyllum* (9 m).

F 6

Calcaire noir en gros bancs de 1 m, bien lité (15 m).

Calcaire noduleux à polypiers isolés avec à la base un lit calcschisteux riche en *Atrypa reticularis*, *Productella subaculeata*, *Spirifer verneuilli*, *Athyris concentrica*, *Cyathophyllum*, *Alveolites*, *Phacellophyllum coespitosum* (7 m).

Calcaire massif à Stromatopores isolés (4 m).
Calcaire plaqueté à *Cyathophyllum* et *Alveolites* dispersés (2 m).

Calcaire noir en bancs de 20 à 30 cm (3 m).

F 5

Dolomie grise à veinules blanches (16 m).

F 4

Calcaire noir massif en gros bancs (20 m).

Calcschistes à *Cyathophyllum* (4 m).

Calcaire noir spathique (5 m).

F 3

Calcaire construit gris clair à taches jaunes (marbre Ste-Anne) (31 m).

F 2

Schistes verts fissiles (25 m).

F 1

Bancs de calcaire compact à Stromatopores (7 m).

Calcaire en plaquettes (3 m).

Sans affleurement (30 m).

Calcaire compact à nombreux Stromatopores globulaires et *Cyathophyllum* (6 m).

COUPE 27 A BERSILLIES L'ABBAYE

F 9

Schistes et calcschistes à *Cyathophyllum* et *Receptaculites neptuni* (plus de 50 m).

F 8

Calcaire noir bien lité (40 m).

Calcaire bréchoïde (2 m).

F 7

Calcaire noir à gros Stromatopores globulaires passant latéralement à un calcaire gris clair à taches jaunes (cf. Marbre Ste-Anne) (4 m).

F 6

Calcaire noir en gros bancs (6 m).

F 5

Calcaire à colonies de *Cyathophyllum*, passant latéralement à un calcaire gris clair à nids de calcite puis à un calcaire à petits brachiopodes et polypiers isolés (2 m).

F 4

Calcaire noir en petits bancs (4 m).

Calcaire noir plus ou moins dolomitique (7 m).

Calcaire schisteux à *Cyathophyllum* et *Favosites* (2,5 m).

Calcaire noir à taches jaunâtres en gros bancs bien lités (20 m).

F 3

Calcaire marbre Ste-Anne (22,5 m).

F 2

Schistes verts fins.

COUPE 28 A BOUSIGNIES-SUR-ROC

F 9

Schistes à *Acervularia*.

F 8

Calcaire noir en gros bancs (14,5 m).

F 7

Calcaire à gros Stromatopores globulaires (3,5 m).

Calcaire à colonies de *Cyathophyllum* (2 m).

Calcaire gris clair à taches jaunes (2 m).

Calcaire noir massif en gros bancs (8 m).

Calcaire noir à Stromatopores globulaires (3 m).

F 6

Calcaire noir massif (30 m).

F 5

Calcaire construit, dolomitisé (6 m).

F 4

Calcaire noir en bancs de 0,5 m à 1 m (30 m).

F 3

Calcaire marbre Ste-Anne (40 m).

COUPE 29 A COUSOLRE

F 8

Schistes à Brachiopodes et Bellerophon.

F 7

Calcaire massif passant vers l'Est à un calcaire à *Alveolites* et *Cyathophyllum* (14 m).

F 6

Calcaire noir plaqueté en petits bancs (marbre de Reugnies) à *Goniatites* (5 m).

F 5

Calcaire marbre de Cousolre (6 m).

F 4

Calcaire schisteux et calcschiste à Brachiopodes et *Favosites* (au moins 3 m).

Vers Reugnies, l'assise F 4 se compose de 40 m de calcaire noir reposant sur le marbre Ste-Anne F 3.

COUPE 30 A HESTRUD

F 8

Schiste fin (plus de 2 m).

F 7

Calcaire gris à *Cyathophyllum hexagonum* (10 m).

F 6

Calcaire noir fin finement lité (marbre de Reugnies) (8 m).

F 5

Marbre de Cousolre et d'Hestrud (16 m).

F 4

Calcaire schisteux à *Cyathophyllum* (2 m).

Schiste fin à *Spirifer verneuilli*, *Athyris concentrica*, *Spirifer sp.*, *Atrypa reticularis*, *Favosites*, *Alveolites*, *Cyathophyllum* (10 m).

Calcaire bleu à Stromatopores et *Favosites*.

COUPE 31 A SOLRE-ST-GERY

F 8

Calcaire gris clair très spathique en gros bancs (10 m).

Calcaires noirs en gros bancs, parfois à taches jaunes, à nombreux brachiopodes (*Spirifer verneuilli*) (61 m).

F 7

Calcaire massif, en gros bancs, à Stromatopores globulaires (9 m).

F 6

Calcaire noir, à fines veines de calcite et rares *Cyathophyllum* (15 m).

F 5

Calcaire construit gris clair à larges taches jaunâtres, à *Diapora*, *Stromatactis* et nombreux *Gurichella* (45 m).

F 4

Calcaire noir à polypiers isolés (8 m).

Calcaire noir massif avec quelques *Cyathophyllum* (7 m).

Calschistes bourrés de *Cyathophyllum hexagonum*, *Athyris concentrica* et petits brachiopodes vernissés et globuleux (*Gurichella*?) (5 m).

F 3

Calcaire construit gris lilas à taches jaunes à algues et *Stromatactis* (calcaire Ste-Anne) (39 m).

F 2

Schistes verts très fissiles (18 m).

F 1

Calcaire gris clair massif en gros bancs (47 m).

Calcaires plaquetés (6 m).

Calcaire organodétritique (20 m).

COUPE 32 A L'EST DE BARBENÇON

F 9

Schistes verts feuilletés riches en tiges et articles d'encries, *Spirifer pachyrhynchus*, *Receptaculite neptuni*, *Atrypa bifidae*, *Productella caperata*, *Chonetes douvillei*.

Dans ces schistes est enclavé un récif de marbre rouge de 4 à 5 m d'épaisseur à *Acervularia davidsoni*, *Alveolites suborbicularis*, *Rhynchonella cuboïdes* et *Stromatactis*. Epaisseur : 15 m.

F 8

Calcaire gris crinoïdique (6 m).

Ensemble de calcaire noir à taches jaunes et de passées décimétriques de calcaire en plaquettes (16,5 m).

Calcaire gris clair spathique à petits Stromatopores (1 m).

Calcaire gris clair spathique en gros bancs (14 m).

Calcaire noir noduleux et spathique (12 m).

Calcaire gris à taches jaunes (2 m).

F 7

Calcaire gris clair massif à Stromatopores globulaires de grande taille (10 m).

F 6

Calcaire noir en plaquettes (2 m).

Calcaire noir à *Cyathophyllum hexagonum* isolés et *Pachypora* (5 m).

Calcaire noir massif en gros bancs avec passées plus calcschisteuses (5,5 m).

F 5

Calcaire construit gris clair avec rares taches jaunes et fleurage blanc, à *Stromatactis* et polypiers (8 m).

F 4

Calcaire noir riche en polypiers isolés et rares *Pachypora* (2,5 m).

Calcaire noir massif saccharoïde, sans fossiles (1,5 m).

F 3

Dolomie massive saccharoïde à fleurage blanc et polypiers, minéralisée en galène (20 m).

F 2

Schistes bruns très fissiles (45 m).

F 1

Calcaire gris clair en plaquettes de 2 à 3 cm (7 à 8 m).

Calcaire organodétritique bourré de *Thamnopora* donnant à la roche un aspect bréchoïde (au moins 3 m).

COUPE 33 AU FLANC NORD
DE L'ANTICLINAL DE RENLIES

F 9

Schistes à nodules calcaires riches en « *Acervularia* », *Alveolites*, *Atrypa reticularis*.

Schistes fins très peu fossilifères (15 m).

F 8

Calcaire gris bleuâtre à gros grains (22 m).

Calcaire bleu à crinoïdes et polypiers (15 m).

Calcaire gris bleu à grain fin (7 m).

Calcaire à débris de polypiers (7 m).

F 7

Calcaire en gros bancs à Stromatopores (10 m).

F 6 (50 m)

Calcaire bourré d'Alvéolites branchus.

Calcaire bleu argileux à rugueux solitaires et Brachiopodes.

Calcaire noir à Crinoïdes.

F 5

Dolomie claire (42 m).

F 4

Dolomie noire à polypiers (environ 10 m).

COUPE 34 AU FLANC SUD DE L'ANTICLINAL
DE RENLIES

F 9

Schistes verdâtres à *Receptaculites neptuni* et polypiers isolés (60 m).

F 8

Calcaire bleu à taches jaunes avec quelques polypiers et gastéropodes (45 m).

F 7

Calcaire à gros Stromatopores globulaires (10 m).

F 6

Calcaire bourré d'*Alveolites* branchus (20 m).

Calcaire bleu à taches jaunes riche en polypiers isolés dans une pâte calcaire (24 m).

F 5

Dolomie claire passant latéralement à un calcaire construit type Ste-Anne (58 m).

F 4

Dolomie noire à polypiers isolés (Rugueux solitaires et tabulés) (9 m).

F 3

Dolomie grise (52 m).

COUPE 35 DE LA TRANCHEE
DU CHEMIN DE FER BERZEE-WALCOURT

F 9

Schistes fins verdâtres à *Spirifer verneuilli* de petite taille.

F 7 - 8

Calcaires organodétritiques à Stromatopores, colonies de *Cyathophyllum hexagonum*, rugueux solitaires, réunis par un ciment calcaire beige clair (27 m).

F 6

Calcaires beiges et gris à grain fin (4,5 m).

Calcaire argileux en petits bancs très fossilifères (*Athyris concentrica*, *Spirifer verneuilli* de petite taille) (4,5 m).

Dolomie noire à polypiers.

F 5

Dolomie claire construite passant parfois latéralement à un calcaire gris clair à taches jaunes type marbre Ste-Anne.

F 4

Calcschiste à coraux particulièrement nombreux (colonies de *Cyathophyllum*, tabulés massifs, rugueux solitaires) associés à *Fenestella* au sommet (32 m).

Calcschistes avec nombreux brachiopodes à la base (*Atrypa reticularis* de grande taille, *Athyris concentrica*, *Schizophoria striatula*, *Camarotoechia ferquensis*, *Alveolites*).

Calcaires noirâtres, argileux crinoïdiques (24 m).

Calcaires bleus sans fossiles en gros bancs.

F 3

Calcaire gris clair à nombreuses taches jaunes (marbre Ste-Anne) (30 m).

F 2

Calcschistes à coraux particulièrement nombreux associés au sommet à quelques brachiopodes: *Phacelophyllum coespitosum*, *Alveolites suborbicularis*, *Atrypa reticularis*.

Calcschistes à Brachiopodes et nombreux crinoïdes à la base: *Camarotoechia ferquensis*, *Athyris concentrica*, *Schizophoria striatula*, *Spirifer verneuilli*, Bryozoaires, Crinoïde de grande taille (4 à 5 m).

Schistes verts fissiles avec quelques nodules de calcaires crinoïdiques (16 m).

Calcaire argileux noduleux à *Spirifer orbelianus*, *Spirifer malaisei*, *Spirifer verneuilli* (2 m).

F 1

Alternance de calcaires à Stromatopores, de calcaires à polypiers, de calcaires organodétritiques avec des calcaires argileux en plaquettes (30 m).

Calcaire noduleux à nombreux *Atrypa reticularis* et *Spirifer tenticulum* passant vers le bas à des schistes grossiers (10 à 15 m).

COUPE 36 A LANEFFE

F 9

Calcaire argileux à colonies d'*Acervularia* (quelques m).

F 8 - 7

Calcaire à gros Stromatopores globuleux (2 m).

Calcaire en gros bancs à Stromatopores et *Alveolites* branchus (3 à 4 m).

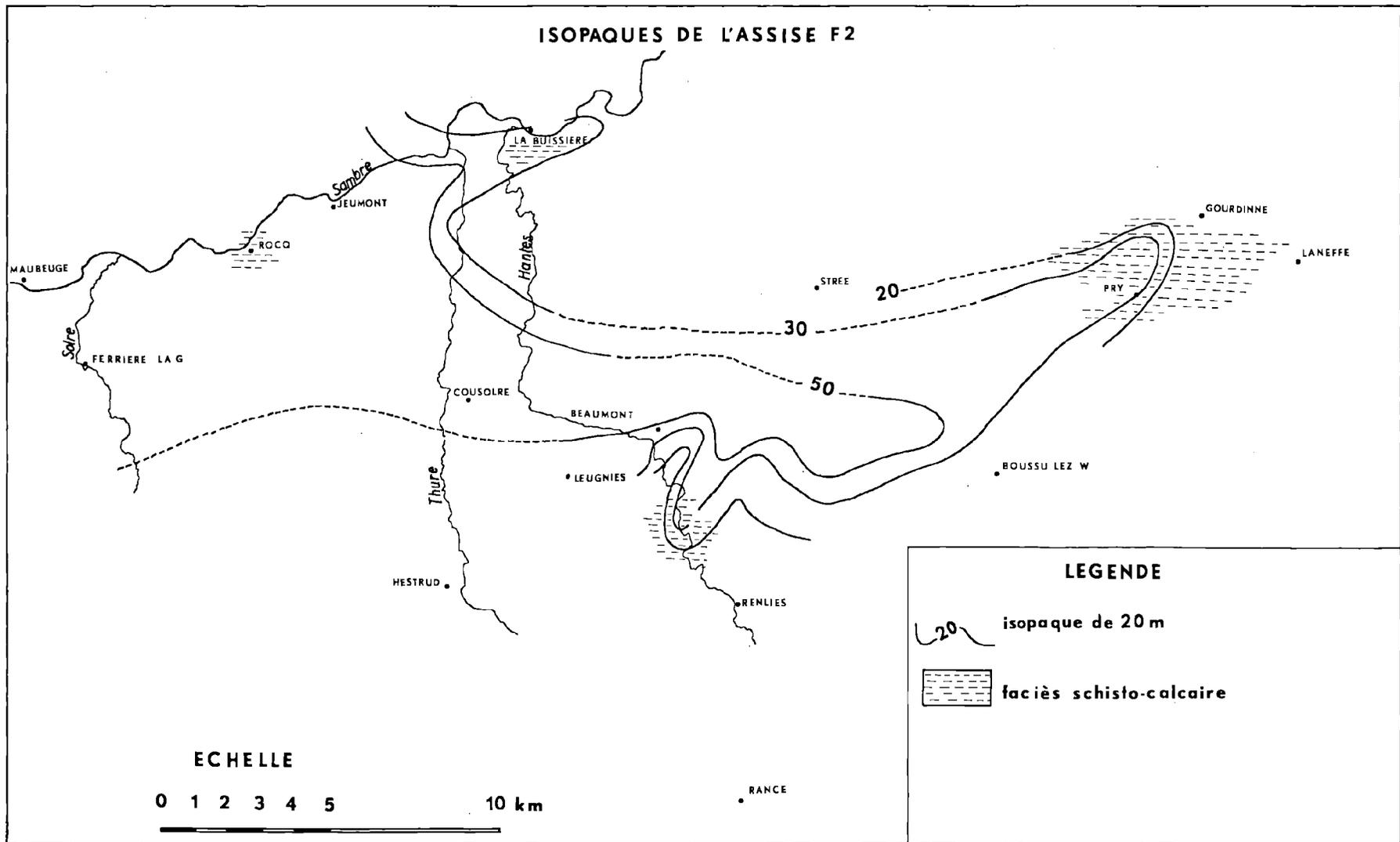


FIG. 1

F 6

Calcaires bleus à grain fin en petits bancs avec quelques polypiers isolés (*Alveolites*, *Cyathophyllum hexagonum*) (15 m).

Calcaire à Stromatopores (1 m).

Calcaire à grain fin noir à veines de calcite (2 m).

Calcaire riche en polypiers et quelques brachiopodes, *Alveolites*, tabulés massifs, *Cyathophyllum hexagonum*, *Spirifer verneuilli*, *Athyris concentrica* (8 à 10 m).

Calcaire à Stromatopores et *Alveolites* (1,5 m).

F 5

Dolomie claire et calcaire type Ste-Anne partiellement dolomitisé, riche en *Alveolites* (10 m).

F 4

Calcaire noir partiellement dolomitisé, stratifié avec quelques Rugueux solitaires (1 m).

Calcaire en petits bancs à entrelits schisteux fossilifères (*Athyris concentrica*, *Atrypa reticularis*, *Productella subaculeata*, Pectinidés) (— 20 m).

Calcaire bleu crinoïdique.

F 3

Marbre Ste-Anne.

Les variations de faciès

ASSISE DES SCHISTES DE BOSSIÈRES (F 2)

L'assise de Bossières (F 2) est presque essentiellement constitué de schistes verts fins, se débitant en éclis. Son épaisseur varie entre 18 mètres (Barbençon, Beaumont) et 65 mètres (Ferrière-la-Grande). Localement, à la base de l'assise, on note parfois la présence de quelques lentilles de calcaires noduleux à brachiopodes, parmi lesquels on peut citer : *Spirifer orbelianus*, *Spirifer Malaisei*, *Spirifer verneuilli* notamment dans la région orientale depuis Pry jusqu'à Laneffe ; *Spirifer orbelianus* et *Atrypa reticularis* à Solre-St-Géry. A l'intérieur de l'assise, les lentilles calcaires sont plus rares. Nous n'en avons observé qu'à Solre-St-Géry contenant en abondance des *Gurichella* et *Spirifer verneuilli* de petite taille. Au sommet de l'assise, les schistes passent parfois à des calcaires noduleux (Thy-le-Château, Pry, Laneffe, La Buissière, Fontaine-Valmont, Roeq, Solre-St-Géry). A Roeq, les calcaires noduleux ont livré plusieurs spécimens de *Spirifer orbelianus*.

Les calcaires généralement crinoïdiques renferment des coraux constructeurs ou des brachiopodes et forment la semelle des récifs sus-jacents de marbre Ste-Anne. Dans la région orientale (Pry, Thy-

le-Château, Laneffe) et dans la vallée de la Sambre à Roeq, on peut distinguer dans les calcschistes formant le sommet de l'assise :

— une partie inférieure où les brachiopodes sont abondants (*Athyris concentrica*, *Schizophoria striatula*, *Cyrtospirifer verneuilli*, *Camarotoechia ferquensis*) associés à des bryozoaires et à de nombreux articles d'enerines ;

— une partie supérieure où les coraux deviennent de plus en plus abondants (*Alveolites suborbicularis*, *Phacellophyllum coespitosum*) associés à des brachiopodes (*Atrypa reticularis*).

La carte (fig. 1) met en évidence l'existence d'une aire centrale à maximum de sédimentation (plus de 50 m) s'allongeant d'Ouest en Est depuis Ferrière-la-Grande - Jeumont jusque Pry. C'est en bordure de cette zone qu'apparaissent les faciès calcaires du sommet de l'assise à La Buissière, Fontaine-Valmont au Nord, Solre-St-Géry au Sud et Pry-Laneffe à l'Est.

L'ASSISE F 3 (MARBRE STE-ANNE OU DOLOMIE DE FERRIÈRE-LA-GRANDE)

L'assise F 3 est essentiellement constituée de formations récifales plus ou moins renflées selon les endroits mais s'étendant en un biostrome parfaitement continu dont l'épaisseur varie entre un minimum de 6 m (Ferrière-la-Grande) et un maximum d'une cinquantaine de mètres (Barbençon et Renlies). Ce biostrome peut se présenter sous deux faciès différents : soit un calcaire gris clair à gris sombre à larges efflorescences blanches et jaunes de calcite, mieux connu sous le nom de Marbre Ste-Anne, soit une dolomie gris clair à polypiers (comme à Ferrière-la-Grande) (voir fig. 2).

Le faciès « Marbre Ste-Anne » est largement répandu alors que le faciès dolomitique est localisé aux régions de Ferrière-la-Grande, Solre-St-Géry, Renlies, Boussu-lez-Walcourt, Pry, Thy-le-Château, Gourdinne.

Les passages latéraux ou verticaux d'un faciès à l'autre ont été observés en plusieurs endroits comme à Gourdinne où, sur près de 600 m d'Ouest en Est, on peut suivre le « Calcaire Ste-Anne » passant progressivement vers le haut à des dolomies.

Ailleurs encore, comme à Montignies-St-Christophe et Bousignies-sur-Roe, la dolomitisation de l'assise n'est que partielle.

Dans les régions de La Buissière, Fontaine-Valmont, Hantes-Wihéries, le « marbre Ste-Anne » est généralement gris sombre dans la partie infé-

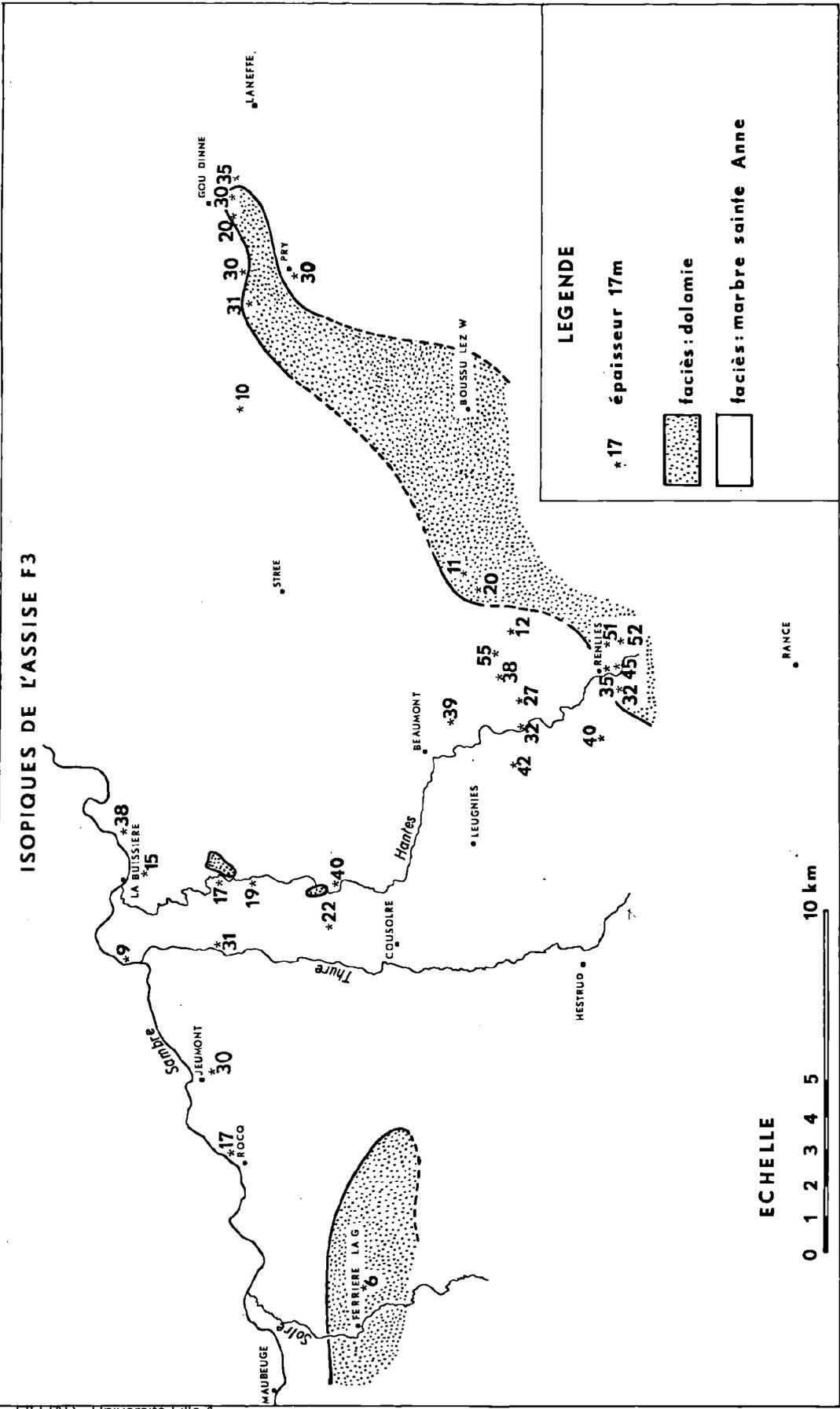


FIG. 2

rieure du biostrome et gris clair au sommet. Partout ailleurs, il semble que la variété gris clair constitue la totalité de l'assise.

Le fleurage si particulier du marbre Ste-Anne résulte de sections diversement orientées des organismes constructeurs qui le composent et où prédominent les « *Stromatactis* » (taches blanches) et des algues (taches jaunes). Outre ces organismes, on trouve encore dans le marbre Ste-Anne des polypiers : *Phacellophyllum coespitosum*, *Cyathophyllum hexagonum*, des articles d'enerines, des tabulés *Alveolites suborbicularis*, des brachiopodes généralement de petite taille : *Atrypa reticularis*, *Athyris concentrica*, *Spirifer verneuilli*, *Gurichella* sp., *Nucleospira*, *Cryptonella* et *Spirifer orbelianus*.

Dans les faciès dolomitiques, là où la faune est conservée, on note généralement une plus grande abondance de polypiers (*Cyathophyllum hexagonum*), des brachiopodes de très petite taille (*Atrypa reticularis*, *Leptoena ferquensis*, *Gurichella*) et la disparition des algues et des « *Stromatactis* ». Mais le plus souvent, la dolomitisation a laissé une roche massive et saccharoïde où toute trace d'organisme a disparu.

L'ASSISE F 4

(CALCAIRES NOIRS DE MONTIGNIES-ST-CHRISTOPHE)

Le biostrome de Marbre St-Anne (F 3) est séparé du biostrome suivant (F 5) par une assise F 4 de composition très variable dans la zone cartographiée (voir fig. 3).

Remarquons tout d'abord qu'au Sud-Est s'étalent deux aires où l'assise F 4 n'existe pas, les deux biostromes F 3 et F 5 étant soit soudés, soit séparés par quelques mètres de dolomie noire stratifiée bourrée de polypiers et de crinoïdes témoignant de la continuité de l'activité récifale. La plus petite de ces aires s'étend entre Gourdinne et Laneffe à l'Est et la plus importante couvre les régions de Solre-St-Géry, Barbengon et Beaumont d'une part et l'extrémité orientale de l'anticlinal de Renlies d'autre part. Partout ailleurs, l'envasement du biostrome F 3 est réalisé en tout ou partie par des calcaires noirs fins, des calcaires plus grossiers organodétritiques, des calcaires à brachiopodes ou à polypiers, des schistes ou caleschistes fréquemment à polypiers.

Le faciès dolomitique est confiné à la zone corallienne précédemment définie ou à son voisinage immédiat.

Le faciès « calcaire noir fin » dépourvu de restes organiques s'étend dans une zone allongée d'Ouest en Est depuis Recquignies-Jeumont jusqu'à Clermont-Rognée.

Les calcaires organodétritiques à brachiopodes et polypiers forment une ceinture autour de la zone des calcaires fins. Dans la zone où l'envasement est réalisé par des calcaires à brachiopodes, il n'est pas rare d'observer une nouvelle formation récifale caractérisée par des buissons de *Cyathophyllum*, dont l'extension géographique, pouvant atteindre plusieurs kilomètres, reste cependant beaucoup plus réduite que celle des biostromes F 3 et F 5 qui l'encadrent. Généralement, les « récifs étalés » se développent en milieux schisteux ou caleschisteux, beaucoup plus rarement en milieux calcaires (Ferrière-la-Grande).

Les formations à *Cyathophyllum* se localisent à quelques mètres (de 3 à 24 m) au-dessus du Marbre Ste-Anne. Son épaisseur de 3 à 9 m dans la région Nord et à Ferrière-la-Grande augmente rapidement à proximité des zones récifales (32 m à Thy-le-Château, 30 m à Leugnies). La faune se caractérise par l'abondance de *Cyathophyllum hexagonum*, la présence de *Phacellophyllum coespitosum*, *Alveolites suborbicularis*, *Favosites* et des crinoïdes.

A Montignies-St-Christophe, au flanc Sud de l'Anticlinal de Wihéries, nous avons noté un passage latéral des formations à *Cyathophyllum* à un calcaire dolomitique.

Si l'on excepte les schistes à *Cyathophyllum*, le faciès schisteux ou caleschisteux est exceptionnel. On l'observe dans trois régions distinctes : l'une au Nord où les schistes sont nettement subordonnés aux calcaires (La Buissière, Montignies-St-Christophe, Solre-sur-Sambre), l'autre à l'Est où le faciès schisteux dominant consiste surtout en caleschiste à brachiopodes et polypiers (Berzée, Thy-le-Château, Pry), une troisième au Sud où les schistes à brachiopodes et polypiers atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur (Cousolre, Hestrud, Leugnies).

La faune des calcaires et caleschistes à brachiopodes comprend les espèces suivantes : *Atrypa reticularis* (souvent de grande taille et abondant), *Athyris concentrica*, *Schizophoria striatula*, *Camartoechia ferquensis*, *Productella subaculeata*, *Spirifer verneuilli*, *Cyathophyllum hexagonum*, *Phacellophyllum coespitosum*, *Alveolites suborbicularis*, *Fenestella*, quelques pectinidés.

On enregistre les maxima d'épaisseur de l'assise F 4 dans les environs de Beaumont (63 à 106 m), de Renlies (60 m) et de Pry (56 m). Ailleurs, l'épais-

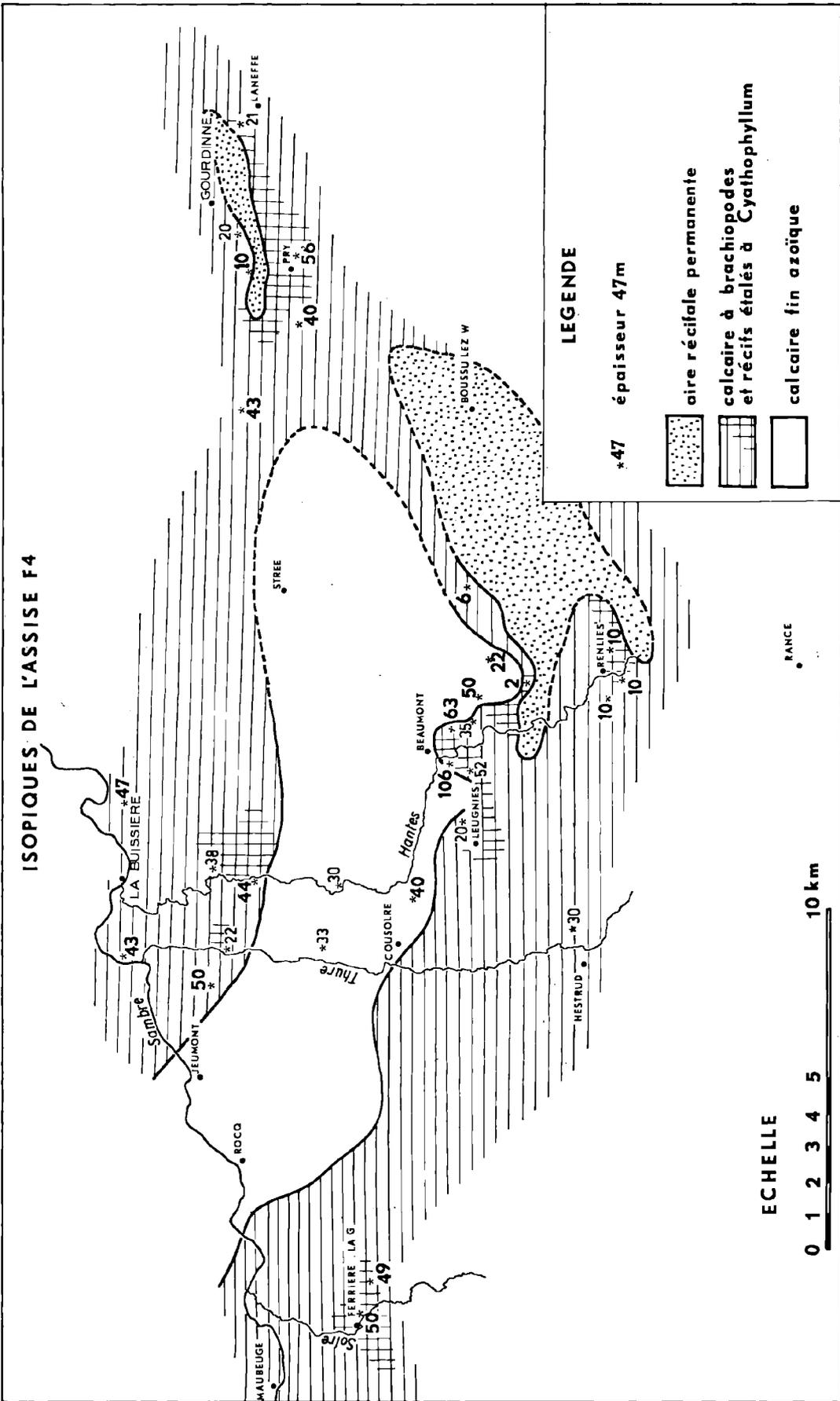


FIG. 3

seur se maintient entre 30 et 50 mètres, sauf au voisinage immédiat des zones récifales où la réduction est rapide. Ainsi, à Renlies, l'épaisseur de l'assise F 4 passe de 60 m à 10 m sur une distance n'excédant pas 900 m ; entre Pry et Thy-le-Château, distants de 1200 m, l'épaisseur passe de 56 m à 9,5 m.

Généralement, l'assise débute par des calcaires crinoïdiques ou des calcaires noirs fins formant la couverture immédiate du biostrome F 3 sous-jacent. Les calcaires à brachiopodes, lorsqu'ils sont présents, occupent la partie moyenne de l'assise. Cependant, dans le détail, l'envasement du biostrome de marbre Ste-Anne peut se présenter sous de multiples aspects.

L'ensemble des observations que l'on peut faire à La Buissière met bien en évidence les diverses modalités de l'envasement.

Le marbre Ste-Anne y apparaît sous la forme d'un biostrome d'épaisseur très irrégulière dont le contact supérieur dessine une succession de creux et de renflements.

Dans les parties déprimées, le marbre Ste-Anne est directement surmonté par des banes de calcaire crinoïdique ou spathique qui viennent buter contre les flancs des récifs. Au voisinage du marbre Ste-Anne, les calcaires noirs se chargent de brachiopodes parmi lesquels abondent des *Atrypa reticularis* de grande taille. Localement et toujours dans les zones axiales des parties déprimées, les calcaires passent latéralement à des schistes noirs fins.

Les calcaires et schistes formant le remplissage des creux sont eux-mêmes recouverts de calcaires noduleux et schisteux bourrés d'*Atrypa reticularis*. Cette dernière formation constitue la seule couverture du biostrome dans ses parties renflées.

Au-dessus des calcaires noduleux reposent des calcaires plaquetés très pauvres en fossiles.

A proximité des zones récifales de Boussu-lez-Walcourt ou de Gourdinne, les calcschistes à *Atrypa reticularis* atteignent 20 à 25 m d'épaisseur et passent latéralement et verticalement à des calcschistes à *Cyathophyllum hexagonum* et *Phacellophyllum coespitosum* comme à Leugnies et à Pry.

Les calcaires plaquetés sont remplacés dans ces régions par des calcaires organodétritiques à débris de polypiers et de brachiopodes.

L'ASSISE F 5 (MARBRE DE COUSOLRE OU DOLOMIE DE RENLIES)

Après l'envasement du Marbre Ste-Anne, s'établit une nouvelle frange récifale. Il s'agit en général d'un biostrome se présentant sous deux faciès différents (voir fig. 4) :

1° Un calcaire gris sombre à gris clair à taches rouille et quelques taches et veinules blanches de calcite plus ou moins riche en algues et polypiers (*Phacellophyllum coespitosum*, *Cyathophyllum hexagonum*, *Alveolites*, *Favosites*) et en brachiopodes (*Gurichella multifida*, *Cyrtospirifer tenticulum*, *Athyris concentrica*, *Atrypa reticularis*, *Spirifer verneuilli*). Sous ce faciès, la formation est mieux connue sous le nom de « Marbre de Cousolre ou d'Hestrud ». Localement, le biostrome est couronné par des formations lenticulaires constituées soit de marbre rouge à « *Acervularia* » (Gourdinne), soit de calcaire à Stromatopores (Laneffe, Cousolre, Hestrud).

2° Une dolomie grise dans laquelle les restes organiques sont très rares (dolomie de Renlies).

Le passage latéral du marbre de Cousolre à la dolomie se fait toujours d'une manière graduelle. Dans la région de Gourdinne-Laneffe, les deux faciès coexistent au sein du même biostrome.

En règle générale, lorsque le faciès dolomitique envahit le marbre de Cousolre, on assiste à l'appauvrissement et au nanisme des faunes ; les brachiopodes sont généralement réduits aux genres *Gurichella* et *Nucleospira* de petite taille (Renlies, Pry, Laneffe, Thy-le-Château, Beaumont, Barbengon, Montignies-St-Christophe).

L'épaisseur de la frange récifale F 5 est très variable, mais on constate cependant une augmentation d'épaisseur du Nord-Ouest au Sud-Est : 3 m à Ferrière-la-Grande, 6 à 7 m à Cousolre, Bersillies l'Abbaye et Montignies St-Christophe, 12 à 16 m à Hestrud et Leugnies, 28 à 30 m dans la région de Pry-Laneffe, 30 à 50 m à Beaumont, Solre-St-Géry et Barbengon ; 40 à 70 m à Renlies.

Il existe une zone couvrant les territoires de Recquignies, Roeq, Marpent et Jeumont où le biostrome F 5 n'existe pas, les calcaires noirs fins envasant le marbre Ste-Anne montant jusqu'au biostrome F 7.

En un seul endroit, à Reugnies, le biostrome passe à un bioherme enclavé dans des schistes fins.

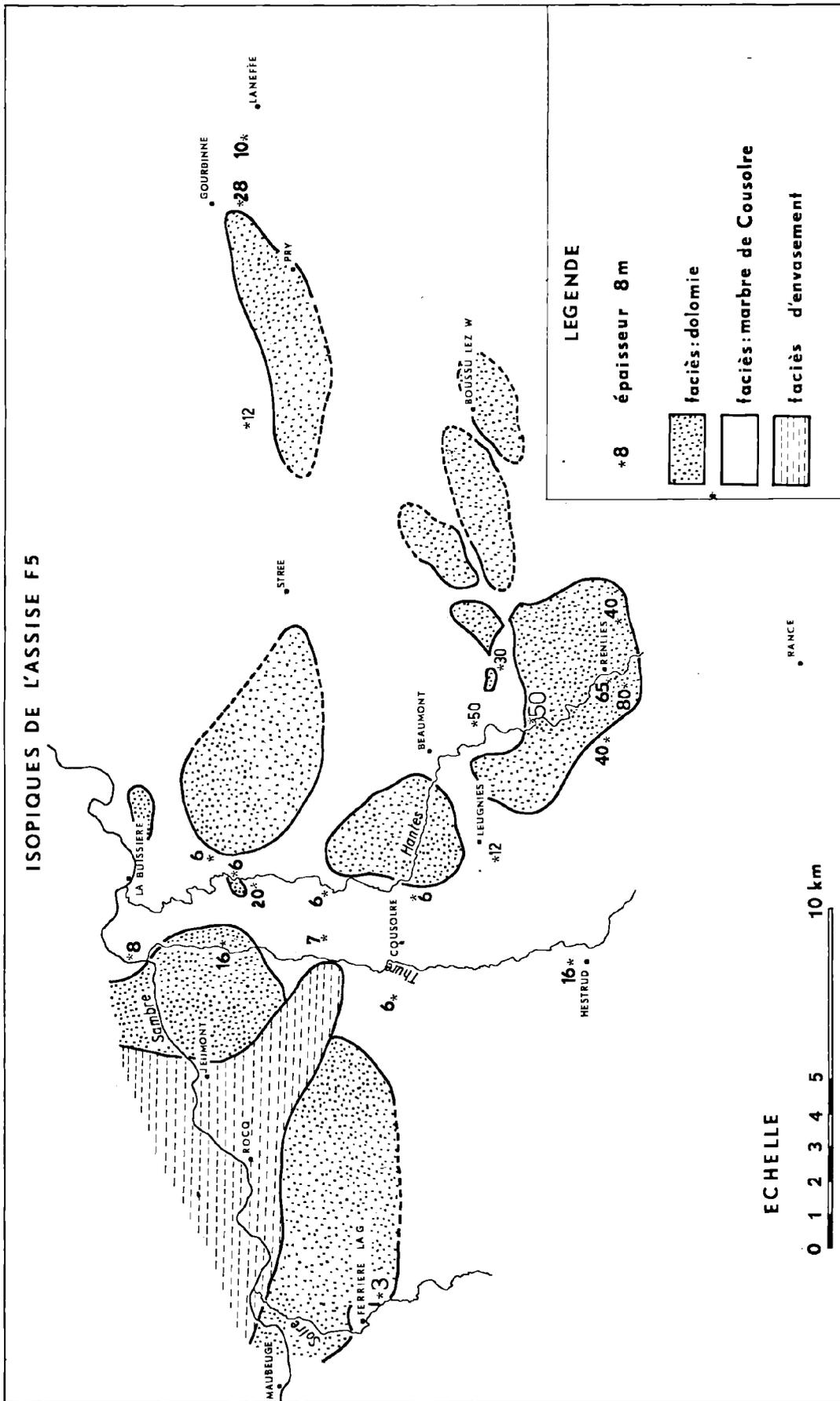


FIG. 4

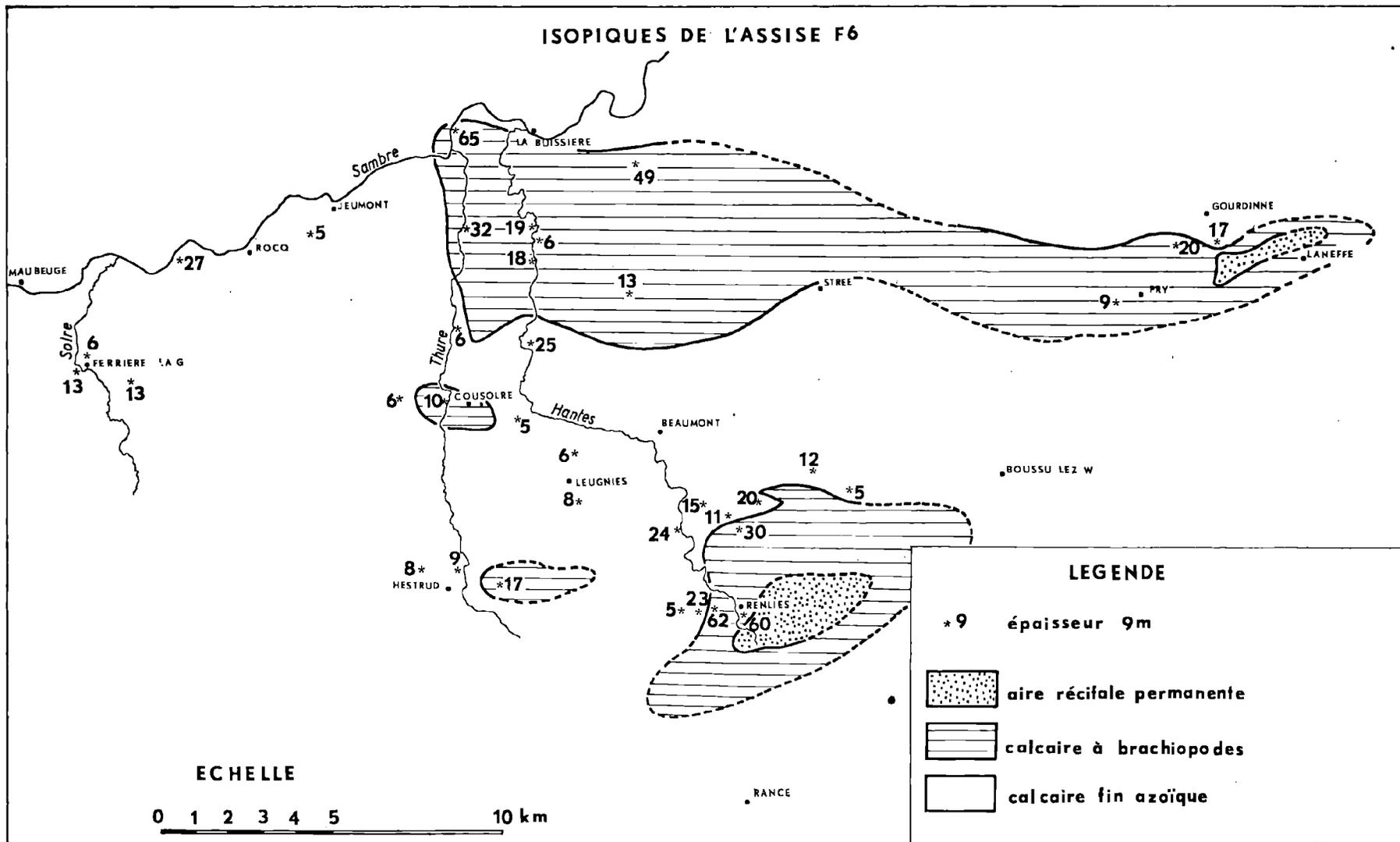


FIG. 5

La répartition géographique des faciès (fig. 4) montre que la dolomie occupe de petites plages entourées de toutes parts par le faciès « Marbre de Cousolre ». Une aire plus vaste à prédominance dolomitique forme encore une bande ceinturant la zone sans biostrome de Reequignies-Jeumont et couvre les territoires de Ferrière-la-Grande, Cerfontaine, Colletet, Solre-sur-Sambre.

Dans son ensemble, le biostrome F 5 lithologiquement comparable au biostrome F 3 offre cependant moins de continuité et plus de diversité que ce dernier. Il accuse plusieurs passages latéraux dont le plus important est celui de Reequignies-Jeumont. En lieu et place du biostrome, on trouve alors des calcaires à brachiopodes. Ainsi à Ferrière-la-Grande, sur les flancs des deux anticlinaux, on note du Sud au Nord les faciès suivants pour le même biostrome : dolomie construite à polypiers, calcaire noir à *Favosites*, calcaire à Stromatopores, calcaire noir à *Chonetes armata*. A Bersillies l'Abbaye, on note de même d'Ouest en Est : calcaire gris clair à algues, calcaire à colonies de *Cyathophyllum*, calcaire à polypiers et petits brachiopodes isolés.

A Solre-sur-Sambre, la dolomie au flanc Sud du synclinal passe au flanc Nord à un biostrome de 10 m à *Cyathophyllum hexagonum*, *Fenestella*, *Alveolites* et brachiopodes.

ASSISE F 6 (CALCAIRE NOIR LITÉ DE REUGNIES)

L'épisode récifal F 5 prend fin par un nouvel envasement qui peut se présenter sous trois faciès principaux (voir fig. 5) :

- 1) Calcaire noir fin sans brachiopodes en banes minces (marbre noir de Reugnies) ;
- 2) Calcaire à brachiopodes ;
- 3) Schistes et calcaires souvent à brachiopodes.

Il est encore important de faire remarquer qu'à l'extrémité orientale de l'anticlinal de Renlies et dans la région de Laneffe, l'envasement du marbre de Cousolre n'est pas réalisé, et l'activité coralligène se maintient, soulignant la persistance d'une zone récifale.

Le faciès « calcaire fin argileux » est le plus fréquent. En banes généralement minces (de quelques cm), le marbre de Reugnies est très pauvre en restes organiques. Nous citerons cependant des goniatites, des trilobites et des gastéropodes à Ferrière-la-Grande, Cousolre, Beaumont et Solre-Saint-Géry. L'épaisseur de ces formations est relativement faible et se maintient en général entre 5 et 10 m.

Exceptionnellement, on note des épaisseurs plus grandes (25 m à Bousignies-sur-Roc, 13 à 15 m à Beaumont et Solre-St-Géry).

Le faciès calcaire à brachiopodes s'étend assez largement au Nord (La Buissière, Fontaine-Valmont, Montignies-St-Christophe, Thirimont). Il est encore bien représenté autour des zones récifales de Renlies et de Laneffe. Les espèces les plus fréquentes parmi les brachiopodes sont *Athyris concentrica*, *Spirifer verneuilli*, *Gurichella cf. multifida*, *Atrypa reticularis*, *Productella subaculeata* ; parmi les polypiers et tabulés, *Cyathophyllum hexagonum*, *Phacellophyllum coespitosum*, *Alveolites* et Stromatopores.

Le faciès schistocalcaire est confiné à 3 petites zones : au Nord, aux environs de Solre-sur-Sambre où l'assise atteignant 65 m d'épaisseur est constituée de schistes à nodules de calcaire erinoidiques à *Spirifer verneuilli* et *Atrypa reticularis*, au Sud (Reugnies, Cousolre et Hestrud) où les schistes fins sont pauvres en fossiles.

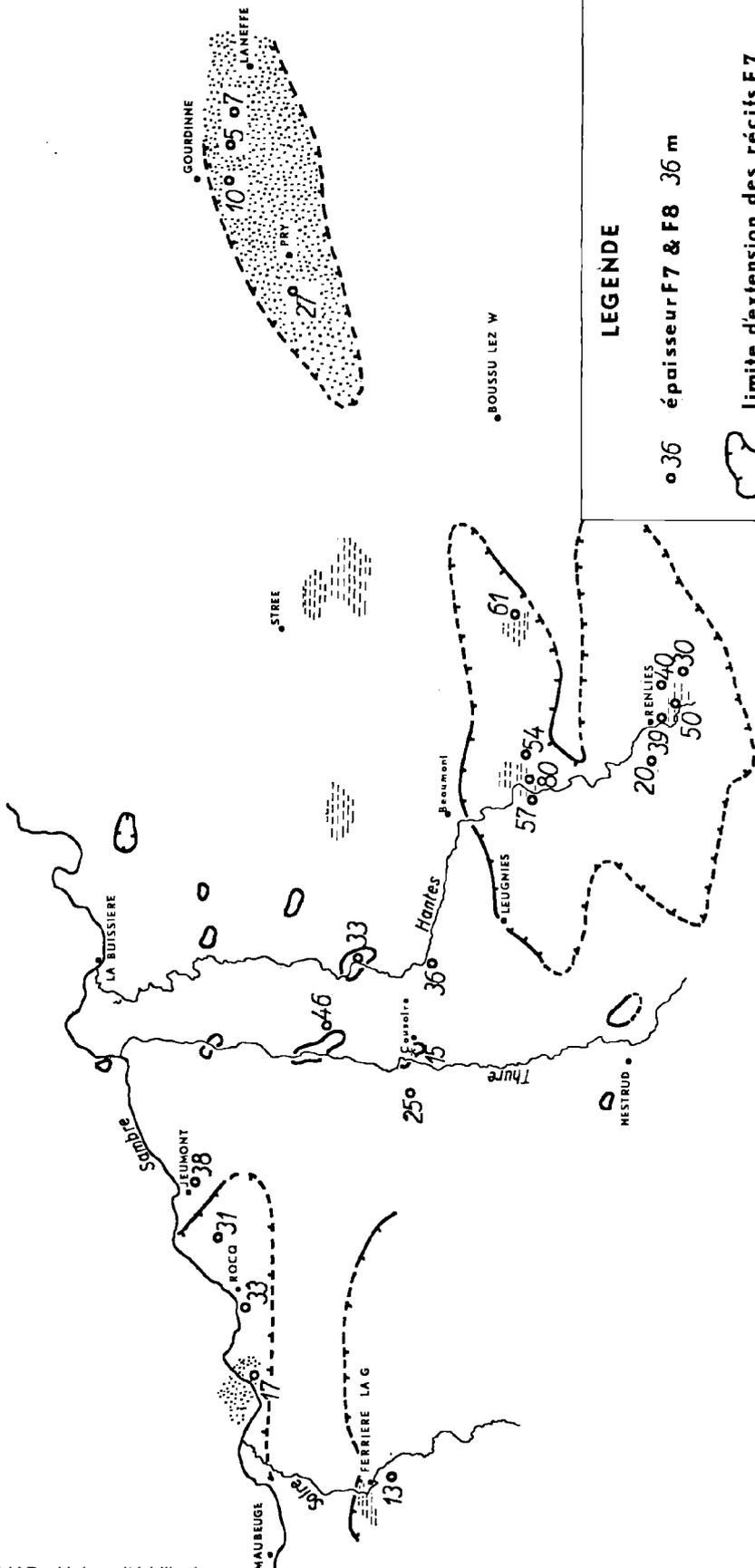
En fait, l'envasement du marbre de Cousolre apparaît mieux tranché et plus généralisé que l'envasement du marbre St-Anne. Cette différence se traduit par la réduction des zones récifales permanentes de Renlies et de Laneffe, l'absence du biostrome de marbre de Cousolre entre Jeumont et Reequignies, la grande extension des calcaires fins à goniatites de Reugnies et au contraire l'extension réduite des calcaires à brachiopodes.

ASSISE F 7 (ASSISE DES CALCAIRES A STROMATOPORES)

Après le dépôt des calcaires noirs de Reugnies, un nouvel épisode récifal s'implante, développant un nouveau biostrome à Stromatopores globulaires qui accuse de nombreuses lacunes parfois très étendues isolant des récifs étalés d'extension variable (voir fig. 6).

Cette disposition entraîne des variations latérales de faciès en bordure de chaque récif. Très localement, comme à Solre-sur-Sambre, les Stromatopores font place à des *Alveolites*, le calcaire prenant l'aspect d'une roche gris clair à taches jaunes rappelant le marbre Ste-Anne. En général, le biostrome à Stromatopores se développe sur une semelle de calcaire construit à colonies touffues de *Cyathophyllum hexagonum*, *Phacellophyllum coespitosum* et *Alveolites* qui couronne l'assise F 6 sous-jacente ou qui forme la transition avec le marbre de Cousolre ou la dolomie de Renlies dans les zones récifales permanentes de Laneffe et de Renlies.

ISOPIQUES DES ASSISES F7 ET F8



LEGENDE

○ 36 épaisseur F7 & F8 36 m

— limite d'extension des récifs F7

▨ assise F8 entièrement construite

▨ assise F8 couronnée par des récifs à Stromatopores

ECHELLE

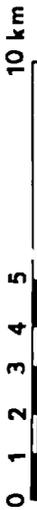


FIG. 6

L'épaisseur du biostrome à Stromatopores est très variable. A certains endroits, l'activité récifale se maintient jusqu'au sommet du Frasnien calcaire et l'épaisseur du complexe biostromal atteint 17 m à Recquignies, 6 à 7 m à Laneffe, 27 m à Berzéé, 38 m à Renlies.

Là où l'envasement du biostrome s'opère par les calcaires de l'assise F 8, l'épaisseur du biostrome varie entre un minimum de 2 à 3 m à Strée jusqu'à un maximum de 17 m à Solre-sur-Sambre et Leugnies. La semelle de calcaire construit à *Alveolites* et *Phacellophyllum* accuse des épaisseurs comparables : 2 m à Bousignies-sur-Roc, 4 m à Strée, 15 m à Leugnies et 20 à 30 m à Renlies.

Une fois de plus, c'est dans les aires récifales permanentes de Renlies et de Laneffe qu'on enregistre les plus fortes épaisseurs pour l'assise F 7.

Lorsqu'on suit les calcaires à Stromatopores d'un « récif étalé », on enregistre des zones centrales vers les bordures, l'une des successions de faciès suivantes.

Dans le récif de Bersillies l'Abbaye, le calcaire à Stromatopores passe vers le Sud-Est à un calcaire gris clair bréchoïde tandis que vers le Nord et le Nord-Est, on le voit passer à un calcaire à brachiopodes (*Spirifer verneuilli*) et polypiers isolés. Le récif de Thirimont ne montre qu'un îlot de calcaire à Stromatopores passant latéralement à un calcaire gris clair à taches blanches localement bréchoïde avant de disparaître.

A Montignies-St-Christophe, des polypiers (*Cyathophyllum* et *Phacellophyllum*) se substituent aux Stromatopores vers le bord méridional du récif. Semblablement, les Stromatopores du récif de Grandrieu sont remplacés à l'Ouest vers Hestrud, par des colonies de *Cyathophyllum*.

Entre Recquignies et Jeumont, le biostrome à Stromatopores passe successivement à un complexe à *Cyathophyllum* et Stromatopores (13 m), puis à des calcaires bleus surmontés de calcaire à *Cyathophyllum* et enfin à un calcaire organodétritique à *Spirifer verneuilli* (13 m).

En conclusion, le biostrome à Stromatopores F 7 accentue encore le ralentissement de l'activité récifale que nous avons déjà notée précédemment avec le biostrome de marbre de Cousolre. Les passages latéraux à des calcaires à brachiopodes répètent des faits analogues déjà observés pour les autres assises.

ASSISE F 8

(CALCAIRE NOIR EN GROS BANCS DE SOLRE-ST-GÉRY)

En général, après le biostrome à Stromatopores, on assiste à un envasement réalisé par des calcaires noirs en gros bancs bien lités parfois calcschisteux et noduleux.

Il s'agit, dans la plupart des cas, de calcaire organodétritique, spathique à Brachiopodes. Parfois, dans cette série calcaire, on note encore la présence de calcaire construit à Stromatopores ou de calcaire crinoïdique à polypiers, dont l'extension tant verticale que latérale est toujours très limitée.

Toutefois, dans les régions de Recquignies, Ferrière-la-Grande, Pry-Laneffe, Solre-St-Géry, Barbençon et Renlies, l'assise F 8 est elle-même couronnée par un calcaire à Stromatopores. Parfois même, comme à Recquignies et dans la région orientale de Pry-Laneffe, toute l'assise est constituée de calcaire construit, témoignant pour ces régions de la persistance d'une zone récifale pendant l'épisode F 8.

L'épaisseur de l'assise F 8 accuse ses maxima d'épaisseur dans la zone Beaumont - Solre-St-Géry - Barbençon et Renlies (50 à 86 m). Au voisinage des aires récifales, l'épaisseur se réduit sensiblement : 30 m à Cousolre, 14 m à Bousignies-sur-Roc, 20 m à Rocq, 5 m à Ferrière-la-Grande.

Les schistes et calcschistes sont exceptionnels dans l'assise F 8 ; nous citerons quelques mètres de schiste à brachiopodes envasant le biostrome à Stromatopores à Cousolre, Reugnies et Hestrud.

La faune de l'assise F 8 consiste surtout en organismes constructeurs : Stromatopores lamellaires et globulaires, *Cyathophyllum hexagonum*, *Alveolites*, Crinoïdes et plus rarement *Acervularia*, et des brachiopodes : *Spirifer verneuilli*, *Productella subaculeata*, *Athyris concentrica*.

ASSISE F 9 (ASSISE DES SCHISTES A *Acervularia* ET *Receptaculites neptuni*)

Dans les coupes que nous venons de décrire, l'assise F 9 renferme une épaisseur variable de schistes noduleux à « *Acervularia* ». Mais à d'autres endroits, comme à Rocq, toute l'assise est constituée de schistes fins à *Receptaculites neptuni* ou même pratiquement azoïques. Ces faits nous permettent de distinguer deux faciès principaux de l'assise F 9 (voir fig. 7) :

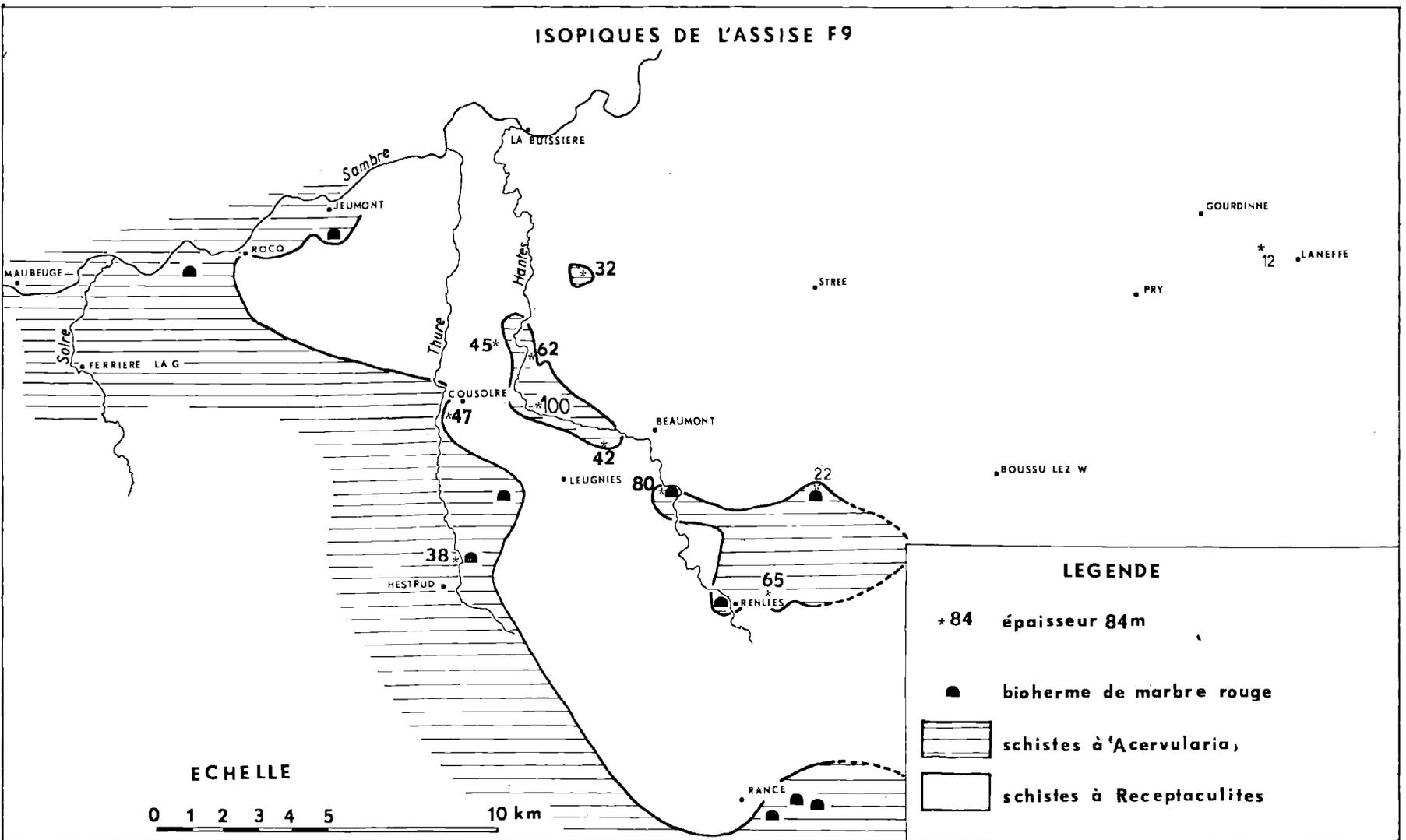


FIG. 7

1 - Le faciès à « *Acervularia* » lorsque l'assise est composée en partie ou en totalité de schistes noduleux à colonies d'« *Acervularia* ».

2 - Le faciès à *Receptaculites neptuni*, lorsque l'assise est composée dans sa totalité de schistes fins à *Receptaculites neptuni* ou azoïques, mais sans colonies d'« *Acervularia* ».

Le faciès à « *Acervularia* » est bien représenté à l'Ouest d'une ligne joignant Rance à Jeumont. A l'Est de cette ligne, le faciès à *Receptaculites neptuni* est dominant à l'exception de trois régions :

1° Bousignies-sur-Roc, Reugnies, Leval-Chaudeville,

2° Solre-St-Géry, Barbengon, Renlies,

3° Laneffe,

où réapparaît le faciès à *Acervularia*.

C'est dans les zones de passage d'un faciès à l'autre qu'on trouve localement enclavés dans les schistes nodulaires à « *Acervularia* », des biohermes de marbre rouge à *Stromatactis* et *Acervularia*. On en compte 6 à la limite occidentale (Rance, Hestrud, Recquignies, Jeumont) et 3 en bordure de la région Solre-St-Géry, Barbengon, Renlies.

Le faciès à « *Acervularia* » apparaît généralement à la base de l'assise F9, plus rarement au sommet (Solre-St-Géry) et parfois à l'intérieur comme à Barbengon ou à Renlies. Les passages latéraux d'un faciès à l'autre ont été notés en de nombreux points (Jeumont, Rocq, Bousignies-sur-Roc, Cousolre, Renlies, Rance, Barbengon).

Parmi les espèces communes aux deux faciès, nous citerons : *Productella* sp., *Spirifer verneuilli*, *Sp. winteri*, *Sp. pachyrhynchus*, *Atrypa reticularis*, *Pugnax acuminatus*, *Athyris concentrica*, *Chonetes douvillei*, *Camerophoria boloniensis*.

La faune des schistes à *Receptaculites neptuni* se caractérise par la rareté des polypiers (*Cyathophylum*) et des tabulés (*Alveolites*), la présence de goniatites comme à Bousignies-sur-Roc, Rance et Solre-St-Géry, et de trilobites comme à Renlies.

Lorsque des biohermes de marbre rouge sont enclavés dans les schistes à « *Acervularia* », les formations environnant les récifs sont particulièrement riches en brachiopodes (*Hypothyridina cuboides*, *Pugnax*, *Atrypa reticularia*, *Athyris concentrica*, *Spirifer verneuilli*) associés à des *Receptaculites*, des crinoïdes et des bryozoaires.

Les biohermes de marbre rouge sont très variables en composition et en épaisseur. On peut parfois y distinguer, comme dans le récif de Renlies, deux

parties : une partie inférieure de calcaire rouge très terrasseux riche en *Alveolites* et *Acervularia* conservés en position de vie et une partie supérieure de calcaire gris peu terrasseux bourré de crinoïdes.

A Barbengon, le récif de 5 à 6 m d'épaisseur repose sur une semelle de schiste crinoïdique de 11 m d'épaisseur où l'on trouve en abondance : *Spirifer pachyrhynchus*, *Receptaculites neptuni*, *Alveolites suborbicularis*, *Acervularia*, *Fenestella*, *Productella caperata*, *Hypothyridina cuboides*, *Atrypa bifida*, des pectinidés, etc...

A Leugnies, le récif de marbre rouge a une quarantaine de mètres d'épaisseur. A Hestrud, le récif de 7 m d'épaisseur est composé de calcaire gris bleu sur les 3 m inférieurs et de calcaire rouge à *Acervularia* sur les 4 m supérieurs.

Les récifs de Recquignies et Solre-St-Géry sont localisés à l'extrême base de l'assise F9 et sont implantés directement sur un biostrome à *Stromatopores* couronnant le Frasnien calcaire. A Recquignies, le bioherme de 6,5 m d'épaisseur est constitué entièrement de calcaire rouge à *Acervularia* et il repose sur un calcaire bréchoïde à *Stromatopores*. A Solre-St-Géry, le bioherme surmonte un banc de calcaire à *Stromatopores* qui, dans sa partie supérieure, se charge de crinoïdes et de polypiers.

A Gourdinne, le marbre rouge à *Acervularia* forme une petite lentille de quelques dm couronnant un banc de calcaire à *Stromatopores* globulaires.

L'envasement des récifs de marbre rouge est réalisé soit par des schistes fins à *Receptaculites neptuni* (Barbengon, Hestrud, Jeumont, Renlies), soit par des schistes fins peu fossilifères (Solre-St-Géry, Recquignies). Le faciès « schistes à *Receptaculites* » de l'assise F9 correspond ainsi à un faciès d'envasement s'opposant aux schistes à *Acervularia* où les nodules de calcaire à colonies d'« *Acervularia* » témoignent d'une activité coralligène dans des conditions suffisamment défavorables pour interdire le développement de récifs de grandes dimensions.

Conclusions

STRATIGRAPHIE COMPARÉE.

Il est intéressant de comparer les échelles stratigraphiques du Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidental à celles des régions voisines appartenant au Sud du bassin de Dinant et au massif de Philippeville. Malheureusement, en milieu calcaire, la

macrofaune ne livre en général que des espèces banales liées aux faciès.

Toutefois, les schistes à *Spirifer tentaculum* (F 1a) caractérisent la base du Frasnien. Les schistes de Bossières (F 2) à *Spirifer orbelianus* peuvent être assimilés aux schistes F 2a (zone des Monstres) du bord Sud du bassin de Dinant. Les schistes de l'assise F 10 à *Buchiola palmata* peuvent être parallélisés aux schistes de Matagne. Les schistes de Lanefte (F 9) à nodules et récifs de marbre rouge à *Stromatactis* et « *Acervularia* » semblent pouvoir être assimilés aux schistes F 2 ij au bord Sud du bassin de Dinant.

Il nous reste ainsi à préciser les corrélations éventuelles entre nos assises F 3 à F 8 et les assises F 2b à F 2h définies par E. Mailleux.

Au-dessus des schistes de Bossières, nous trouvons le biostrome de Marbre Ste-Anne où une faune de Brachiopodes nous a cependant livré *Spirifer orbelianus* vers la base de la formation. Cette observation nous oblige à paralléliser le marbre Ste-Anne avec le sommet de l'assise F 2a et tout ou partie de l'assise F 2b à *Spirifer bisinus*, représentée par des schistes à nodules argilo-calcaireux au bord Sud du bassin de Dinant.

Cette assimilation est confirmée par les observations que l'on peut faire sur le bord méridional du massif de Philippeville où l'on note d'Ouest en Est la disparition progressive du marbre Ste-Anne remplacé par du calcaire noir puis par des schistes.

Avant de disparaître, le marbre Ste-Anne s'enclave en biohermes dans les schistes.

Pour les autres assises, les corrélations sont plus difficiles et ne peuvent plus s'établir que sur la base incertaine des faciès. Si l'on accorde une certaine valeur stratigraphique aux épisodes récifaux, on remarquera la présence de deux biostromes importants : le marbre de Cousolre (F 5) et le calcaire à Stromatopores (F 7) que l'on pourrait paralléliser aux biohermes F 2d et F 2h respectivement. On notera d'ailleurs une certaine analogie parmi la faune : Stromatopores des récifs F 2h et F 7 et *Phacellophyllum coespitosum* des récifs F 2d et F 5. L'assise intermédiaire F 6 du marbre de Reugnies serait ainsi l'équivalent des assises F 2e f g comprenant notamment les schistes F 2e à *Leiorhynchus formosus*, goniatites et trilobites.

EVOLUTION DES ACTIVITÉS RÉCIFALES AU COURS DU FRASNIEN.

Dans son ensemble, le Frasnien apparaît dominé par des activités coralligènes plus ou moins interrompues à diverses périodes par des dépôts terrigènes ou organodétritiques déclenchant l'envasement des récifs en milieu généralement calcaire, calcaire-argileux ou argileux.

Dans une coupe comme celle de Bousignies-sur-Roc où les calcaires construits sont nettement séparés les uns des autres, les activités récifales se répartissent en 5 épisodes principaux, soit de haut en bas :

- F 9 - Marbre rouge ou nodules à « *Acervularia* »
- F 7 - Calcaire à Stromatopores
- F 5 - Marbre de Cousolre ou dolomie de Renlies
- F 3 - Marbre Sainte-Anne
- F 1b - Calcaire à Stromatopores et à *Thamnopora* de l'assise de Fromelennes.

Les calcaires construits se présentent généralement en biostromes sauf les marbres rouges de l'assise F 9 qui sont toujours en biohermes.

Cependant, pour être complet, il faut encore mentionner les récifs étalés, d'extension plus réduite, de l'assise F 4 (*Cyathophyllum hexagonum*) et de l'assise F 8 (Stromatopores et *Alveolites*) dont le plus élevé, couronnant le Frasnien calcaire, annonce la formation des marbres rouges à « *Acervularia* » de l'assise F 9.

Les divers calcaires construits se diversifient dans le temps et dans l'espace à la fois par leur faune, leur composition lithologique et leur extension géographique.

Les premiers biostromes F 1b du Frasnien inférieur accusent plusieurs passages latéraux à des faciès d'envasement comme celui de Jeumont et de Thy-le-Château. Ils sont caractérisés par l'association fréquente des Stromatopores globulaires et des *Thamnopora* qui ne se présentera plus que très rarement aux épisodes récifaux suivants. Il semble bien que ce soit là un faciès caractéristique des calcaires construits de l'assise de Fromelennes puisqu'on le retrouve au bord Sud du bassin de Dinant notamment à Givet, au bord Nord dans les régions plus orientales, dans le massif de Philippeville et même dans le Boulonnais.

Avec le marbre Ste-Anne (F 3), nous assistons à une activité biostromale particulièrement continue. L'épaisseur du biostrome régulièrement croissante

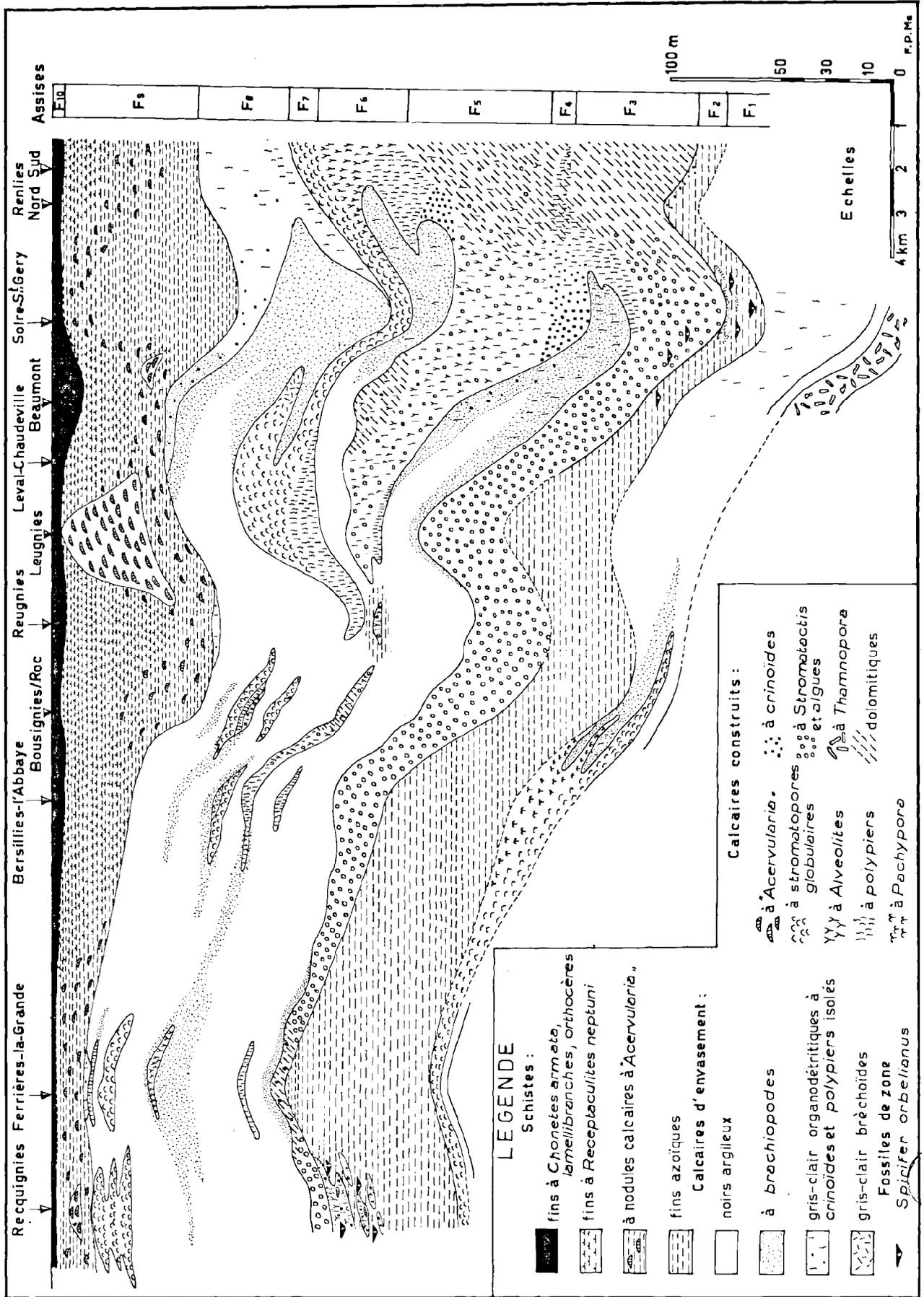


Fig. 8

vers le Sud-Est laisse déjà pressentir l'intense activité récifale qui caractérisera pendant toute la durée du Frasnien les régions de Renlies et de Pry-Laneffe.

Les organismes constructeurs ont changé, les *Stromatactis*, les algues et les Stromatopores lamellaires se substituant aux Stromatopores globulaires et aux *Thamnapora* de l'assise F 1.

Avec le marbre de Cousolre (F 5), on assiste à la prolifération des polypiers des genres *Phacellophyllum* et *Cyathophyllum* qui, avec les algues, constituent la majorité des organismes constructeurs. En même temps, on constate des passages latéraux à des faciès d'envasement, dont le principal se situe entre Jeumont et Recquignies.

Le biostrome suivant à Stromatopores (F 7) marque une nouvelle régression de l'activité récifale qui ne se manifeste plus que sous forme de récifs étalés. Les zones récifales permanentes de Renlies et de Laneffe deviennent moins étendues mais, par contre, la région de Ferrière-la-Grande - Recquignies devient à son tour plus favorable à l'implantation de récifs.

Enfin, avec les récifs de marbre rouge (F 9), le rôle constructeur est repris par les « *Acervularia* » dont l'activité devient nettement sporadique avant de disparaître définitivement avec l'assise de Mataigne (F 10).

Dans son ensemble, le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidental se caractérise par des activités récifales dont l'intensité et l'ampleur vont d'abord en croissant (F 1), passent par un maximum (F 3) puis décroissent (F 5 à F 9) pour finalement disparaître (F 10).

LES CONDITIONS DE DÉVELOPPEMENT DES RÉCIFS.

Chaque biostrome accuse vers ses bordures des variations de faciès qui le font passer à un calcaire à *Cyathophyllum*, un calcaire gris bleu organo-détritique, un calcaire à brachiopodes, et même à un calcaire à goniatites montrant ainsi les passages latéraux d'un faciès coralligène à un faciès d'envasement.

Il est donc certain que les rythmes que l'on décèle localement dans le Frasnien ne peuvent pas être généralisés à tout le bassin. Ils répondent à des conditions de formation qui n'ont pas le caractère de généralité qu'impliqueraient, par exemple, des mouvements subsidents importants.

Bien au contraire, les zones accusant au maximum les effets de la subsidence, permettant aux formations frasnienne d'atteindre leur plus grande épaisseur (Renlies, Beaumont, Solre-St-Géry), se révèlent comme les aires les plus favorables à l'activité récifale (zone récifale permanente de Solre-St-Géry - Renlies).

Ces particularités sont bien illustrées par les cartes isopiques et par la coupe synthétique Recquignies-Renlies (voir coupe fig. 8).

A partir des aires récifales de Renlies, de Laneffe et plus tard de Recquignies, les faciès des récifs s'ordonnent et évoluent en direction centrifuge.

Les mêmes zones récifales commandent les faciès d'envasement. *Autrement dit, les faciès du Frasnien sont essentiellement tributaires de l'existence de quelques aires privilégiées, ou zones récifales permanentes, caractérisées par une intense activité des organismes constructeurs.*

Au cours des temps frasnien, la répartition géographique des zones récifales permanentes s'est elle-même modifiée. Dès le début du Frasnien jusqu'à la fin de l'assise F 7, les zones récifales permanentes restent confinées au voisinage de l'axe Renlies-Laneffe. A partir de l'assise F 8 un deuxième axe se manifeste entre Renlies et Recquignies qui finira par devenir prépondérant au cours de l'assise F 9.

Les organismes constructeurs édifient généralement des biostromes, plus rarement des biohermes.

On peut dès à présent souligner que ces deux types d'activité récifale sont essentiellement conditionnés par la turbidité du milieu et n'impliquent aucune relation bathymétrique. Les biohermes sont toujours enclavés dans des schistes alors que les biostromes sont environnés de calcaire. Les biohermes de marbre rouge sont localisés dans les schistes F 9 et, de la même manière, le bioherme de marbre de Cousolre à Reugnies est cerné de schistes. La structure en bioherme apparaît ainsi comme une réaction de défense du récif dans un milieu chargé d'apports terrigènes peu propice au développement des organismes constructeurs.

Certains polypiers, comme les *Cyathophyllum*, s'accommodent d'un milieu à plus grande turbidité comme en témoigne la fréquence des calcschistes enrobant les buissons de *Cyathophyllum* de l'assise F 4. On peut encore citer l'exemple des « *Acervularia* » qui prolifèrent dans l'assise schisteuse F 9 et qu'on retrouve, mais très rarement, au sommet

du Marbre de Cousolre à Gourdinne dans un calcaire terrasseux recouvert lui-même d'un calcaire argileux.

Au contraire, l'association commune des calcaires bréchoïdes et des biostromes à Stromatopores globulaires indique pour ces derniers un milieu plus agité, plus turbulent, dépourvu de matériaux terrigènes.

LES CONDITIONS DE FORMATION DES SÉDIMENTS D'ENVASEMENT.

On reconnaît dans le Frasnien 5 envasements successifs, soit de haut en bas :

- F 9 Les schistes à *Receptaculites neptuni*
- F 8 Les calcaires noirs en gros bancs de Solre-St-Géry
- F 6 Les calcaires noirs de Reugnies
- F 4 Les calcaires noirs de Montignies-St-Christophe
- F 2 Les schistes de Bossières à *Spirifer orbelianus*.

Uniformément réparties dans les bassins de Dinant et de Namur, essentiellement schisteuses et bien datées, les assises F 2 et F 9 constituent deux épisodes importants d'envasement. Elles correspondent à deux périodes remarquables de l'époque frasnienne dominées soit par des mouvements subsidés généralisés des bassins de sédimentation, soit par des mouvements de surrection des aires émergées intensifiant l'érosion, soit encore par des changements climatiques importants modifiant la nature et l'abondance des apports terrigènes.

Ce caractère de généralité n'est plus applicable aux calcaires F 4, F 6 et F 8 qui disparaissent autour des zones récifales permanentes. En outre, on peut distinguer parmi les calcaires d'envasement trois faciès principaux : calcaire fin, calcaire organodétritique, calcaire à brachiopodes.

Les calcaires organodétritiques et les calcaires à brachiopodes s'étendent au voisinage des zones récifales permanentes tandis que les calcaires fins en sont beaucoup plus éloignés.

La répartition des faciès pour les assises F 4 et F 6 montre les calcaires fins étalés en une zone centrale dirigée Est-Ouest et ouverte vers l'Ouest entre Jeumont et Recquignies, entourée partout ailleurs par les calcaires à brachiopodes ou les calcaires organodétritiques passant eux-mêmes aux zones récifales permanentes de Renlies et de Laneffe.

Cette disposition suggère, pour le calcaire fin, des conditions de dépôt en mer abritée, par des franges récifales et des hauts fonds (calcaires à brachiopodes). Les calcaires organodétritiques constituant l'environnement immédiat des zones récifales permanentes apparaissent comme des formations de talus partiellement ou totalement constituées par les matériaux provenant du démantèlement des récifs. Cette conception faisant correspondre un milieu calme et peu aéré aux calcaires fins permet ainsi d'expliquer la disparition des brachiopodes et des polypiers et, au contraire, la présence de goniatites et de trilobites.

Avec la régression des zones récifales, dès le début de l'assise F 8, nous assistons à la disparition de ces mers abritées, de ces lagons et les calcaires organodétritiques se généralisent avec parfois l'implantation de petits récifs à Stromatopores.

Avec l'assise F 9, la répartition des sédiments d'envasement (schistes à *Receptaculites neptuni*) s'établit conformément à l'existence de la zone récifale permanente Recquignies-Renlies.

LA DOLOMITISATION.

Dans toute l'aire envisagée, la dolomitisation est toujours associée aux biostromes de Marbre Sainte-Anne (F 3) ou de Marbre de Cousolre (F 5). Elle est absente dans l'assise de Fromelennes et elle ne monte jamais jusqu'au biostrome à Stromatopores de l'assise F 7. La dolomitisation la plus intense et la plus généralisée est liée au biostrome F 5. Dans ce dernier cas, le faciès dolomitique n'envahit pas les zones d'envasement de Recquignies-Jeumont. Il semble donc que les eaux calmes à grande turbidité favorables au dépôt des calcaires fins interdisent la précipitation de la dolomie.

Partout, la dolomitisation apparaît contemporaine ou pénecontemporaine du développement des récifs. Elle s'accompagne d'une modification du milieu se traduisant par le nanisme des faunes.

Enfin, la répartition des faciès dolomitiques en plages entourées de toutes parts de calcaires récifaux suggère un processus de précipitation des sels magnésiens dans des lagons soumis à une évaporation intense.

Dans les zones récifales permanentes de Renlies et de Laneffe, la dolomitisation est beaucoup plus intense et affecte les deux biostromes F 3 et F 5.

CHAPITRE IV

LA TECTONIQUE

La région étudiée appartient à la fois à la zone axiale et au bord Nord plissé du bassin de Dinant.

La bande frasnienne du bord Nord s'étend d'une façon continue depuis Maubeuge à l'Ouest jusqu'à Laneffe à l'Est. Au Sud de cette bande, plusieurs voûtes frasniennes émergent du Famennien de l'Entre-Sambre et Meuse dont la plus importante est la voûte de Beaumont.

Dans le sens transversal, la région est dominée par un axe d'ennoyage et deux axes de culmination dirigés approximativement N 30° à 40° Ouest.

D'Ouest en Est, ce sont :

1° la zone de culmination Rancee - Renlies - Beaumont - Bousignies - Montignies - St-Christophe - Erquelinnes,

2° la zone d'ennoyage de Fontaine - Valmont - Fourbechies,

3° la zone de culmination Philippeville - Thy-le-Château.

Dans la région étudiée, l'axe le plus important est l'axe de culmination de Rancee-Beaumont.

LES PLIS LONGITUDINAUX.

Il serait fastidieux d'énumérer tous les plis qui affectent le domaine hercynien de l'Entre-Sambre et Meuse. Nous préférons souligner quelques particularités des structures observées offrant un certain intérêt sur le plan de la tectonique de l'Ardenne.

Les plis longitudinaux qui affectent le dévono-carbonifère de l'Entre-Sambre et Meuse sont en général symétriques. Les exemples de plis déversés vers le Nord sont rares. Les flancs de plis accusent en général des pendages supérieurs à 30°. Dans le voisinage des contacts schistes-calcaires, l'incompétence tectonique des schistes a parfois provoqué des disharmonies ou des glissements.

Ces phénomènes se traduisent par des pendages différents des couches de part et d'autre du contact. De telles structures sont fréquentes au contact des schistes de Bossières et des schistes du Frasnien supérieur.

Les plis sont peu continus et ne se suivent en général que sur quelques kms.

Par exemple, l'anticlinal de Cousolre-Reugnies ne se prolonge pas à l'Est de Beaumont ; l'anti-

clinal de Ferrière-la-Grande - Collerct s'amortit puis disparaît dans la vallée de la Hantes entre Bousignies et Reugnies dans une zone de convergence des plis. L'anticlinal de Montignies-Saint-Christophe passant par Recquignies et Rocq et l'anticlinal d'Erquelinnes - Solre-sur-Sambre convergent en une seule voûte entre Leers-et-Fosteau et Strée.

LES PLIS TRANSVERSAUX.

A l'intérieur des aires principales de culmination et d'ennoyage précédemment définies, une analyse plus fouillée permet de repérer une série de plis transversaux secondaires relativement courts (de 5 à 10 km) qui restent subparallèles à une direction commune N 40° à 45° Ouest et qui semblent se relayer.

C'est ainsi que l'axe de culmination de Ferrière amenant l'assise de Fromelennes à l'affleurement à Ferrière-la-Grande ne se prolonge pas au Sud de Ferrière-la-Petite. Il est relayé vers l'Est par l'axe de culmination Marpent-Cousolre qui s'atténue dans le Famennien au Sud de Cousolre.

Il est lui-même relayé plus à l'Est encore par l'axe Bousignies, Beaumont, Solre-St-Géry, Renlies qui ne dépasse guère la vallée de la Thure au Nord. Plus à l'Est encore, s'individualise un nouvel axe passant par Erquelinnes, Montignies-St-Christophe et Thirimont sans se prolonger au Sud de cette dernière localité.

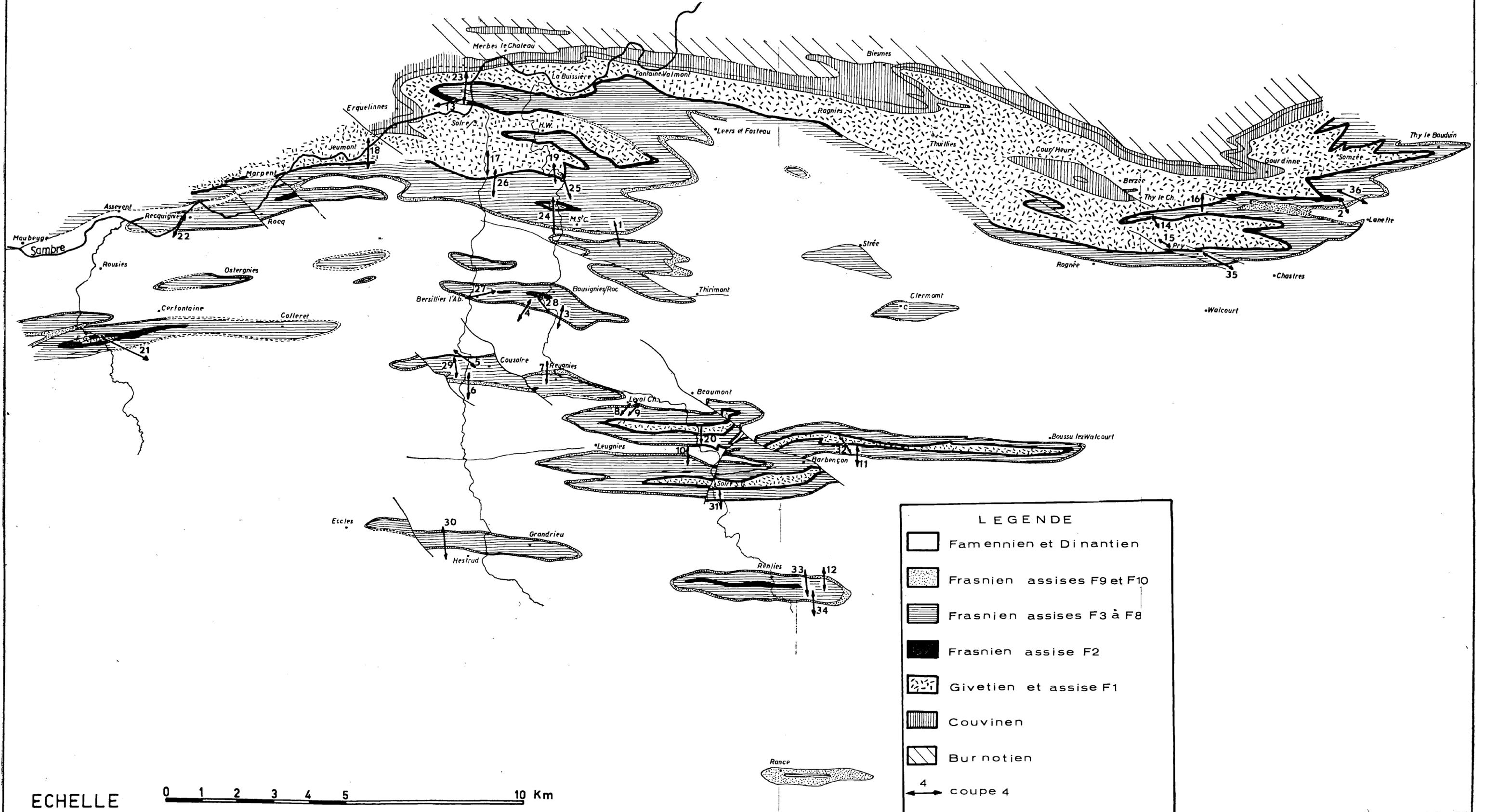
Les multiples exemples qu'on pourrait citer permettent d'énoncer comme une règle que tous les plis hercyniens de l'Entre-Sambre et Meuse, tant longitudinaux que transversaux, sont caractérisés par leur faible extension. Semblable structure associée à la symétrie des plis longitudinaux est vraisemblablement la conséquence d'une intensité réduite de la poussée orogénique.

LES FAILLES.

Au cours de nos levés, nous n'avons observé qu'une seule faille longitudinale : c'est la faille inverse de Solre-St-Géry faisant chevaucher le flanc Nord de l'anticlinal secondaire de Solre-St-Géry sur le synclinal qui lui fait suite. La faille dirigée N 80° O se suit sur 3 kms.

Cependant, à l'Ouest de Leugnies, le chevauchement de Solre-St-Géry est relayé par une nouvelle faille inverse affectant les couches famenniennes appartenant au flanc Nord de l'anticlinal principal

Le Frasnien de l'Entre Sambre et Meuse occidental



de Solre-St-Géry. Cette deuxième faille est notamment bien visible dans la vallée de la Thure.

Les failles transversales sont plus nombreuses et donnent lieu à des décrochements se traduisant par des rejets apparents pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres et même plus d'un kilomètre pour la faille de Barbençon. Elles ont joué verticalement et tangentiellement, et en règle tout à fait générale, elles sont orientées comme les plis transversaux secondaires. Nous avons dénombré 11 de ces failles. Les failles de Rocq, de Marpent et d'Erquelines étaient déjà connues de Gosselet qui les avait cartographiées avec une direction submérienne.

La faille de Barbençon avait été mise en évidence par Bayet au cours de ses levés de la planchette de Beaumont.

Le jeu vertical des failles transversales accentue généralement l'ennoyage ou la surélévation.

Ainsi, la faille de Marpent relève le panneau occidental accentuant l'effet de surélévation Renlies-Beaumont-Bousignies. La faille d'Erquelines joue dans le même sens que la zone de surélévation Erquelines, Montignies-St-Christophe, Thirimont.

Comme les plis, les failles transversales ne sont guère continues : la plus importante d'entre elles, la faille de Barbençon, se suit sur 7 km et affecte peut-être la terminaison périelinale de l'anticlinal de Bousignies.

Généralement rectilignes dans les couches calcaires, les failles se gauchissent fréquemment lorsqu'elles traversent les assises schisteuses et peuvent même prendre des allures sublongitudinales comme c'est le cas pour la faille de Thirimont.

Tous ces traits structuraux qui précisent le style particulier de la fracturation transversale ne sont pas limités au domaine hereynien de l'Entre-Sambre et Meuse.

En particulier, la direction des décrochements, leur relation avec les plis transversaux sont identiques pour les failles transversales qui découpent le massif cambrien de Rocroi dans la zone anticlinale de l'Ardenne.

Nous pensons que ces coïncidences ne sont pas fortuites et qu'elles impliquent au contraire un processus générateur commun caractérisant la phase cassante terminale de la tectonique hereynienne de l'Ardenne.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ASSELBERGS E. — Description d'une faune frasnienne inférieure du bord Nord du bassin de Namur. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. XXVI, pp. 1-47, Bruxelles, 1912.
- BAYET L. — Etude sur les étages dévoniens de la bande Nord du bassin méridional de l'Entre-Sambre et Meuse. *Ann. de la Soc. Belge de Géol.*, t. XXII, Mém. pp. 129-161, 1894-1895.
- BELLIÈRE J. — Calcaires oolithiques du Givétien. *Ann. Soc. Belge de Géol.*, Bull., tome 79, pp. 141-150, Liège 1956.
- DONTE A. et RICOUR J. — Contribution à la stratigraphie du Givétien. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXVIII, pp. 25-36, 1948.
- DONTE A. et RI'OUR J. — A propos de la limite Givétien-Frasnien. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXX, pp. 159-160, 1950.
- CHARLET J.M. — Le Couvinien et le Giveto-Frasnien de la région de l'Eau d'Heure et le Frasnien de la voûte de Renlies. *Fac. Pol. Mons. Diplôme de Géologie*, 1960-1961.
- DELHAYE F. — Etude sur la formation des récifs de calcaire rouge à Rhynchonella cuboïdes. *Ann. Soc. Belge de Géol.*, t. 35, p. 243, Bruxelles 1908.
- DELHAYE F. — La stratification et la schistosité des schistes argileux au voisinage des récifs de calcaire rouge à Acervularia et à Rhynchonella. *Ann. Soc. Belge de Géol.*, t. 35, p. 343, Bruxelles 1908.
- DELHAYE F. — Etude sur la formation des récifs de calcaire rouge à Acervularia et Hypothyridina cuboïdes (2^e note). *Ann. Soc. Belge de Géol.*, t. 40, p. 469, Bruxelles 1913.
- DE MAGNÉE I. — La stratigraphie du Frasnien dans la région de Durbuy-Grand-Han. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 54, pp. B116-124, Liège 1931.
- DUBRUL L. — Le Frasnien dans la partie orientale du Synclinal de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXII, pp. B112-118, Liège 1939.
- DUMON P. — Etude du Frasnien en Belgique. *Publ. Ass. Ing. Fac. Pol. Mons*, fasc. 2, n° 30, pp. 119-240, Mons 1929.
- DUMON P. — Note sur les marbres rouges en Belgique. *Publ. Ass. Ing. Fac. Pol. Mons*, fasc. 3, pp. 1-40, Mons 1957.
- DUPONT E. — Sur l'origine des calcaires dévoniens de la Belgique. *Ac. r. Belg. Bull.*, t. 11, série 3, n° 9 et 10, Bruxelles 1881.
- DUPONT E. — Sur les calcaires frasniens d'origine corallienne et sur leur distribution dans le massif paléozoïque de la Belgique. *Ac. r. Belg. Bull.* t. 10, série 3, Bruxelles 1885.
- FOURMARIER P. — Les calcaires dévoniens de l'Ardenne belge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 34, Mém. pp. 157-180, Liège 1906.

- FOURMARIER P., DUMON P., DUBRUL L. — Le Frasnien. In « Prodrôme d'une description géologique de la Belgique », pp. 145-205, Liège 1954.
- GOSSELET J. — Le calcaire de Givet. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 3, pp. 36-49f, Lille 1876.
- GOSSELET J. — Le calcaire dévonien supérieur dans le NE de l'arrondissement d'Avesnes (notes paléontologiques). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. IV, pp. 263-271, Lille 1876-1877.
- GOSSELET J. — Quelques documents pour l'étude des schistes de Famenne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. IV, pp. 303-320, Lille 1876-1877.
- GOSSELET J. — Note sur quelques Rhynchonelles du terrain Dévonien supérieur. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XIV, pp. 188-221, Lille.
- GOSSELET J. — L'Ardenne, Paris 1888.
- KAISIN F. — Contribution à l'étude des caractères lithologiques et du mode de formation des roches calcaires. *Ac. r. Belg.*, Mem. t. 7, série 2, Bruxelles 1925.
- LECOMPTE M. — Le genre *Alveolites* lamark dans le Dévonien moyen et supérieur de l'Ardenne. *Mém. Mus. R. Hist. nat. Belg.*, n° 55, Bruxelles 1933.
- LECOMPTE M. — Les stromatoporoides du Dévonien moyen et supérieur du Bassin de Dinant. *Mem. Mus. R. Hist. nat. Belg.*, n° 116-117, Bruxelles 1951-1952.
- LECOMPTE M. — Quelques données relatives à la genèse et aux caractères écologiques des récifs du Frasnien de l'Ardenne. Volume jubilaire V. Van Straelen. *Inst. R. Sc. nat. Belg.*, pp. 153-194, Bruxelles 1954.
- LECOMPTE M. — Quelques précisions sur le phénomène récifal dans le Dévonien de l'Ardenne et sur le rythme sédimentaire dans lequel il s'intègre. *Bull. Inst. R. Sc. nat. Belg.*, t. XXXII, n° 21, Bruxelles 1956.
- LECOMPTE M. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société Belge de Géologie du 25 au 28 septembre 1959. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXXIII, Liège 1960.
- LE MAITRE D. et DEVOS I. — Le Dévonien de la carrière du « Banc Noir » (Massif de Ferques, Boulonnais). Note préliminaire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXI, pp. 63-65, Lille 1961.
- MAILLIEUX E. — Contribution à l'étude de la faune dévonienne de la Belgique : les Spiriféridés. *Soc. Belge Géol.*, t. 32, Mém., pp. 323-376, Bruxelles 1909.
- MAILLIEUX E. — Sur quelques fossiles du Givétien et du Frasnien du bord méridional du bassin de Dinant. *Soc. Belg. Géol. Bull.* Bruxelles. T. 21, pp. 178-180, 1907 ; t. 22, pp. 283-287, 1908 ; t. 22, pp. 178-180, 1908 ; t. 22, pp. 346-349, 1908 ; t. 23, pp. 9-13, 1909 ; t. 23, pp. 115-151, 1909 ; t. 23, pp. 226-231, 1909 ; t. 26, pp. 115-146, 1912 ; t. 27, pp. 114-124, 1913 ; t. 27, pp. 66-104, 1913 ; t. 28, pp. 25-27, 1914 ; t. 28, pp. 47-56, 1914 ; t. 28, pp. 82-93, 1914 ; t. 36, pp. 86-112, 1926.
- MAILLIEUX E. — Observations sur la nomenclature stratigraphique adoptée en Belgique pour le Dévonien et conséquences qui en découlent. *Soc. Belg. Géol. Bull.* t. 24, pp. 214-231, Bruxelles 1910.
- MAILLIEUX E. — Contribution à l'étude du Massif de Philippeville. *Soc. Belg. Géol. Bull.* t. 36, pp. 86-112, Bruxelles 1926.
- MAILLIEUX E. — La faune des schistes de Matagne (Frasnien supérieur). *Mus. R. Hist. nat. Belg.*, Mém. 77, Bruxelles 1936.
- MAILLIEUX E. — Contribution à la connaissance du Frasnien moyen (Assise de Frasnes) de la Belgique. *Mus. R. Hist. nat. Belg.*, Bull. t. 16, n° 14, Bruxelles 1940.
- MAILLIEUX E. — Contribution à la connaissance de l'Assise de Fromelennes (Frasnien inférieur). *Mus. R. Hist. nat. Belg.*, Bull. t. 18, n° 14, 1942.
- SARTENAER P. — Esquisse d'une division stratigraphique nouvelle des dépôts du Famenien inférieur du Bassin de Dinant. *Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. 65, pp. 421-446, Bruxelles 1956.
- TOUBEAU G. — L'anticlinal de Beaumont. *Fac. Pol. Mons*, Diplôme de Géologie, Mons, 1958.

« »

Note préliminaire sur le Prébétique et le Subbétique au N de la Sierra Espuña (prov. de Murcie, Espagne)

par Jacques PAQUET
(1 fig.)

Sommaire. — L'auteur donne une vue d'ensemble du point de vue stratigraphique et tectonique d'une zone intéressant le Prébétique et le Subbétique situés au N de la Sierra Espuña, élément bétique interne sur la transversale de Calasparra. Il rappelle la constitution du Prébétique autochtone de Moratalla et définit l'unité intermédiaire de la Puerta en en donnant la composition stratigraphique. Il passe ensuite en revue les unités du Subbétique. Sur une base de Trias, repose un Subbétique nord tectoniquement « supérieur », caractérisé par un Jurassique calcaire, un Crétacé et un Nummulitique marneux. Vers le S, au voisinage de la Sierra Espuña, s'étend le Subbétique sud tectoniquement « inférieur », caractérisé par un Lias calcaire et dolomitique, un Jurassique moyen et supérieur et un Crétacé marneux, un Tertiaire calcaire.

INTRODUCTION

La région étudiée s'étend à l'E des Sierras de Benamor et d'El Buitre. Du N vers le S, elle comprend le bord est du bassin néogène de Moratalla bordé au S par la Sierra de la Puerta que longe la route de Caravaca à Calasparra. A la Sierra de la Puerta succède au S le vaste pays triasique de Cehegin qui se prolonge vers le SSW par la dépression triasique du Rio Burete. A l'W de cette dernière, les reliefs importants sont, du NNW au SSE, la Loma de Solana composée de la Sierra de Peña Rubia (S de Cehegin), la Sierra de Quipar, le Campanario et la Sierrecica de las Cabras ; la dépression du Rio Burete sépare la Loma de Solana de la Sierra de Burete. Vers le SE, s'étendent la Sierra de Ceperos et celle de la Labia. A l'extrémité sud-est de la Sierra de Ceperos, on retrouve de larges affleurements triasiques entre Coy au N et La Paca au S. La dépression de l'Aceniche sépare la Sierra de Ceperos de l'imposant massif de la Sierra de Ponce s'étendant du S vers le N sur plus de 25 km.

HISTORIQUE

P. Fallot (1945) a défini les grands traits structuraux de cette région en définissant le Prébétique, dans la Sierra de la Puerta, que surmonte la semelle

triasique du Subbétique qui s'étend de la Loma de Solana à la Sierra de Ponce. En 1931, le même auteur étudia en détail la stratigraphie du Jurassique supérieur de la Sierra de Peña Rubia, au S de Cehegin, où affleure une série jurassique presque complète, fait assez rare dans les Cordillères Bétiques. Dans ces travaux sont rappelées les nombreuses observations de détail faites antérieurement par Jimenez de Cisneros. P. Fallot, M. Durand Delga, B. Busnardo et J. Magné (1958) définirent plus tard, dans la Loma de Solana, les différents termes du Crétacé supérieur. M. Durand Delga et J. Magné (1958) en ont analysé les termes tertiaires. J'ai pu poursuivre ces études (J. Paquet, 1961 et 1962), du point de vue stratigraphique et tectonique, en effectuant le lever au 50.000^e de cette vaste région.

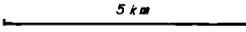
STRATIGRAPHIE

Du N vers le S, se distinguent les ensembles structuraux suivants qui diffèrent les uns des autres par leurs séries stratigraphiques :

1° Le Prébétique s.s. autochtone.

Il affleure largement au N de Caravaca dans la région de Moratalla et comporte un Lutétien directement transgressif au-dessus de dolomies crétacées (P. Fallot, 1945). Des argiles rouges de

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU PRÉBÉTIQUE ET DU SUBBÉTIQUE AU N W DE LA SIERRA ESPUÑA

ECHELLE:  5 km

LÉGENDE

 NÉOGÈNE POST-NAPPE
QUATERNAIRE

 PRÉBÉTIQUE

 UNITÉ
INTERMÉDIAIRE
DE LA PUERTA

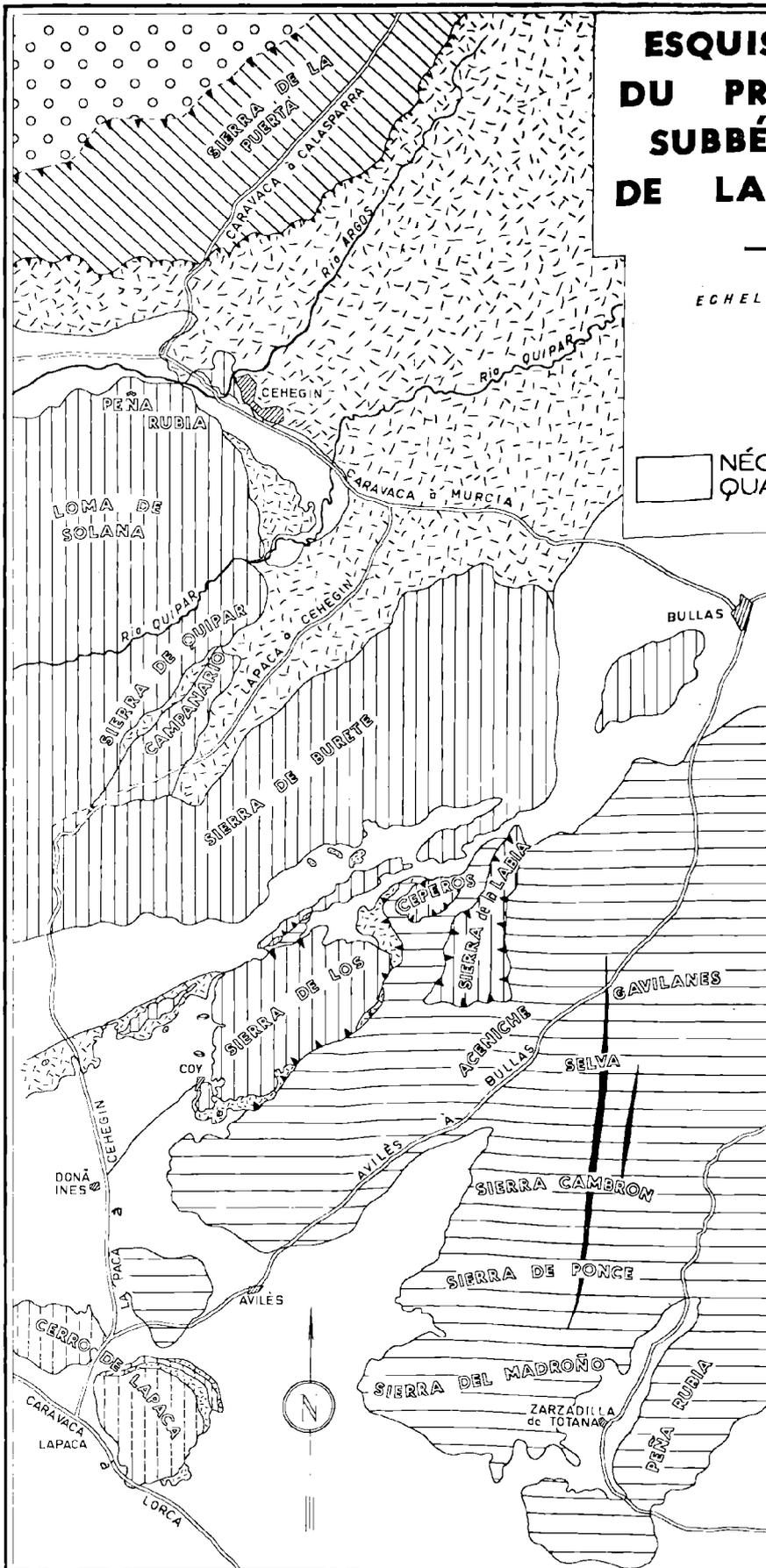
 TRIAS BASAL

 SUBBÉTIQUE
SUD

 SUBBÉTIQUE
NORD

 DIRECTION DES
PLIS DANS LE
SUBBÉTIQUE SUD

 CONTACTS
ANORMAUX
PRINCIPAUX



l'Oligocène supérieur reposent directement sur ce Lutétien assez détritique, l'existence de l'Eocène supérieur étant fort problématique (P. Fallot, 1945). Le Miocène inférieur et « moyen » marin débute (M. Durand Delga et J. Magné, 1958) par une barre de calcaire organogène suivie de marnes bleutées. Ce Miocène est nettement transgressif par rapport à l'Oligocène.

2° L'unité intermédiaire de la Puerta.

Elle constitue la totalité de la Sierra de la Puerta et s'étend entre Caravaca au SW et Calasparra au NE. Tous les termes qui la composent sont en position renversée. Les terrains anté-aptiens n'affleurent qu'au N de Caravaca : le Tithonique est composé de calcaires noduleux rouges suivis de marnes et marno-calcaires du Néocomien.

La suite de la série de cette unité s'observe au cœur même de la Sierra de la Puerta. L'Aptien supérieur est représenté d'abord par des marnes gréseuses et micacées associées à des calcaires gréseux à Oursins et à Orbitolines ; viennent ensuite deux barres de calcaires compacts oolithiques à Orbitolines et à Térébratules (faciès urgonien) ; entre ces deux barres affleure une mince formation de type flysch : ce sont des grès roux micacés avec pistes de Vers alternant avec des marnes sableuses rousses. L'Albien est sous forme de marnes bleues pyriteuses, micacées et glauconieuses à la base passant, à leur sommet, à des calcaires très marneux, contenant une faune d'ammonites indiquant la partie supérieure de l'Albien. Vient ensuite le Cénomaniens : il s'agit de calcaires blancs et de marnes blanches, suivis d'un ensemble conglomératique, grossier et bréchiq à la base, remaniant des calcaires compacts à grain fin. Le Sénonien est représenté par un ensemble de calcaires plus ou moins marneux à *Globotruncana* avec, au sommet, des couches colorées santoniennes comparables aux « couches rouges » sénoniennes du Subbétique (P. Fallot, M. Durand Delga, R. Busnardo et J. Sigal, 1958). Bien qu'encadrés de terrains détritiques, les horizons sénoniens contiennent des microfaunes pélagiques. Toutefois, le Maestrichtien est sous forme de calcaires blancs à prismes d'Inocérames alternant avec des marnes blanches. Le Danién paraît absent.

Directement en contact avec le Maestrichtien, repose un ensemble de marnes rouges et vertes avec à la base un niveau de calcaires à petites Nummulites : il s'agirait là de Paléocène. La puissante série de sables jaunes et blancs avec des bancs de

grès plus ou moins consolidés qui suit ces marnes paléocènes représente vraisemblablement l'Eocène inférieur plus élevé. La faune est absente à tous les niveaux à l'exception des termes supérieurs qui peuvent contenir des dents de Requins. A la suite de l'Eocène inférieur gréseux vient, en continuité, le Cuisien-Lutétien inférieur sous forme de calcaires gréseux roux alternant avec des marnes sableuses micacées. Le Lutétien supérieur comporte des calcaires compacts à grandes Nummulites et des calcaires à débris alternant de manière inégale avec des marnes grises ou blanches. Il se termine par des horizons riches en quartz. Dans cette série lutétienne s'observent des bancs à surface ferrugineuse, et un niveau de sables et grès jaunes. Le Lutétien, bien que calcareux, est essentiellement détritique. Des calcaires compacts blancs représentent le Priabonien. Sur l'Eocène supérieur viennent 2m de calcaires à Hétérostégines et Amphistégines de l'Oligo-Miocène. A ces termes calcaires succèdent des marnes blanches et grises avec quelques bancs de calcaires gréseux gris du Miocène inférieur.

3° Le Trias formant la base du Subbétique nord.

La base du Subbétique *s.l.* est constituée par une masse importante de Trias. La stratigraphie en est difficile à établir étant donné l'état de tectonisation. Synthétiquement, le Trias se compose des éléments suivants : des grès rouges et des marnes à gypse représentent le Trias inférieur ; vient ensuite une série calcaire peu fossilifère que l'on rapporte au Muschelkalk : il s'agit de calcaires en plaquettes portant à leur surface de nombreux débris indéterminables, de calcaires en bancs massifs de couleur bleu-foncé, de calcaires à traces jaunes en réseau. Un niveau à *Placunopsis teruelensis Torn* a été découvert dans la région de Cehgin (P. Fallot, 1945).

La présence de marnes à gypse dans le Trias inférieur a fait douter de l'existence du Trias supérieur. En effet, sur le Muschelkalk repose une nouvelle série de marnes bariolées à gypse pouvant être à première vue assimilée au Trias inférieur. Or, la présence dans ces marnes de dolomies ocrees, de cargneules et de dolérites conduit plutôt à les rattacher au Trias supérieur.

Le Trias affleure largement dans la vallée du Rio Burete. Il se trouve au S de la Sierra de Burete dans la zone de la Casa Garobera puis dans celle de Coy, plus à l'W, et enfin au S de la Sierra de Ceperos où de Muschelkalk est essentiellement dolomitique.

4° Le Subbétique nord ou « supérieur ».

La série stratigraphique de cet ensemble paraît complète du Lias inférieur à l'Oligocène. Elle débute par des dolomies grises, massives, suivies de calcaires dolomitiques gris du Lias inférieur. Vient ensuite le Lias moyen constitué de calcaires gris. Dans la Sierra de Peña Rubia (S de Cehegin), des calcaires gréseux à *Amaltheus margaritatus* représentent le Toarcien inférieur et moyen. Le Jurassique moyen est sous forme de calcaires marneux de teinte variable (rouge dans la Sierra de Quipar : le Bajocien supérieur-Bathonien inférieur a pu y être repéré) (J. Paquet, 1962). Le Malm est représenté par des calcaires noduleux rouges où le Lusitanien et le Kimméridgien ont été caractérisés (P. Fallot, 1931), le Tithonique étant constitué de calcaires noduleux, microbréchiques, de teinte rouge et riches en Echinodermes et en Ammonites.

Au Crétacé, la sédimentation devient marneuse, le passage progressif du Tithonique au Berriasien (calcaires marneux et marnes rouges) est nettement observable (J. Paquet, 1961). Le Néocomien plus élevé est formé de marnes et de marno-calcaires gris à Ammonites. Le Barrémien, particulièrement développé dans la sous-unité de Cehegin (J. Paquet, 1962), est sous forme de marnes gris-vert. L'Aptien n'a pas été daté mais, faisant suite au Barrémien, on observe, dans la Sierra de Quipar, des grès roux micacés et des marnes sableuses rousses qui peuvent lui être rapportés (J. Paquet, 1961). L'Albien, qui lui fait suite, comporte des marnes bleues à fossiles pyriteux. Le Crétacé supérieur est quasi complet (P. Fallot, M. Durand Delga, R. Busnardo et J. Sigal, 1958). Sur l'Albien supérieur reposent des marno-calcaires du Cénomaniens. Le Turonien est probablement absent, bien qu'au sommet du Cénomaniens, des niveaux conglomératiques, très peu épais, à galets de calcaires à Rosalines et à débris d'Orbitolines puissent éventuellement lui être attribués. Le Coniacien est sous forme de calcaires blancs à silex couronnés par des « couches rouges » du Santonien que suit le Campano-Maestrichtien représenté par des calcaires et des marnes blanches. Le Danien est constitué de marnes grises.

Le Tertiaire est uniformément marneux (M. Durand Delga et J. Magné, 1958). Sur des marnes grises du Paléocène reposent des marnes rouge-brique ou blanches et des calcaires blanchâtres de l'Yprésé-Lutétien. Vient ensuite le Lutétien supérieur-Bartonien sous forme de nouvelles marnes blanches. L'Oligocène, apparemment concordant,

est en réalité transgressif par rapport à l'Eocène. Il est constitué de marnes blanches remaniant du Crétacé supérieur.

La série crétacée et tertiaire du Subbétique nord se rencontre uniquement dans le vaste synclinal de la Loma de Solana.

5° Le Subbétique sud ou « inférieur ».

Ce deuxième grand ensemble subbétique se situe dans des régions plus méridionales et s'enfonce sous la semelle triasique du Subbétique N. Du S vers le N, ce Subbétique comprend la Sierra del Madroño, la Sierra Ponce, la Sierra Selva, la Sierra Cambrón, los Gavilanes, la région de l'Aceniche et la grande dépression s'étendant au NE d'Aviles.

Le Trias est visible au cœur de la Sierra Ponce. Le Trias inférieur et moyen est sous forme de dolomies sombres à patine gris-noir, localement minéralisées (mines de Zarzadilla de Totana). Sur ces dolomies reposent des calcaires de Muschelkalk, semblables à ceux définis dans le Trias de Cehegin mais de teinte rousse. En continuité apparente, viennent des marnes à gypse, à cargneules et dolomies ocrees du Keuper. Le Lias est successivement constitué par des dolomies litées, grises, passant au sommet à des calcaires dolomitiques et à des dolomies grises en petits bancs, suivies d'un ensemble calcaire formé de calcaires gris puis d'horizons à grands Lamellibranches couronnés par des calcaires gréseux roux à Ammonites (Lias moyen ?).

Le Lias supérieur est vraisemblablement représenté par des marnes ocrees à Ammonites. Le Jurassique moyen et supérieur est marneux dans la majeure partie du Subbétique sud. Il est constitué d'une série monotone de marnes et de marno-calcaires à Radiolaires. Dans la Sierra de los Gavilanes affleure un Tithonique formé de calcaires noduleux rouges. Le Néocomien repose en continuité apparente sur ces termes, il est formé de calcaires très argileux à Radiolaires et Calpionelles (avec niveaux de silex) auxquels fait suite le Crétacé moyen, constitué de marnes bleu-noir, pyriteuses et micacées. Ces marnes, au N de Los Gavilanes, sont glauconieuses. Vient ensuite le Crétacé supérieur qui présente les caractères normaux du Crétacé supérieur subbétique : calcaires marneux blancs à *Globotruncana*, calcaires blancs à silex et au sommet couches rouges sénoniennes.

Le Subbétique sud possède un Tertiaire calcaire, nous en traiterons ultérieurement.

CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

1° *L'autochtone prébétique s.s.* montre un Eocène réduit, nettement transgressif, un Oligocène lagunaire et un Miocène marin transgressif (M. Durant Delga et J. Magné, 1958).

2° *L'unité intermédiaire de la Puerta* possède un Crétacé apparemment complet de l'Aptien au Maestrichtien. Le Paléocène présent est marneux. L'Eocène plus élevé, riche en horizons détritiques mais paraissant complet, comporte au Lutétien et au Priabonien des horizons plus calcaires. Un Oligo-Miocène mal défini est suivi de Miocène inférieur marneux.

3° *Le Subbétique nord* comporte un Jurassique calcaire, un Crétacé et un Nummulitique marneux.

4° *Le Subbétique sud*, au-dessus d'un Jurassique inférieur dolomitique et calcaire, est caractérisé par un Jurassique moyen-supérieur et un Crétacé marneux, suivi d'un Tertiaire calcaire.

PROBLEMES TECTONIQUES

1° *L'unité intermédiaire de la Puerta.*

Cette unité intermédiaire chevauche au N les marnes miocènes du Prébétique s.s. et s'enfonce au S sous la semelle triasique du Subbétique. Elle semble correspondre à l'unité intermédiaire située sous le Subbétique de la Sagra, au N de Huescar, définie par A. Foucault (1960-1962). Si l'appartenance à une telle unité des écailles définies par P. Fallot sous les Sierras de Benamor et de Buitre, à l'W de Caravaca est un jour confirmée, la valeur générale de cette notion d'unité intermédiaire entre le Prébétique et le Subbétique sera confirmée d'une manière éclatante. En particulier les calcaires blancs à Inocérames définis par P. Fallot (1945) dans la Sierra de Benamor, en écaille sous la masse puissante du Subbétique, est peut-être homologue du Maestrichtien que nous avons défini dans la Sierra de la Puerta.

2° *Le Trias semelle du Subbétique.*

M. Blumenthal, plus à l'W, a fait du Trias basal une unité indépendante du Subbétique puis l'a considéré comme autochtone. R. Staub a généralisé la première idée de M. Blumenthal en faisant du Trias sa « nappe d'Antequera ». Dans la zone étudiée, le Trias a son maximum d'épaisseur au front du domaine subbétique ; il subit un étirement tectonique vers le S. Il semble pourtant affleurer systématiquement à la base de la série du Subbétique nord, dont les dolomies liasiques reposent bien souvent directement sur le Keuper marno-gypseux, souvent laminé. On peut néanmoins déceler une certaine indépendance tectonique entre le Trias semelle du Subbétique nord et sa couverture secondaire et tertiaire. Mais il semble très probable que ces deux ensembles soient intimement liés.

3° *Le Subbétique nord ou « supérieur ».*

Ce Subbétique a subi vraisemblablement le déplacement le plus important de tout l'édifice subbétique par-dessus le « Subbétique sud ». Les renversements (Sierra de Peña Rubia) (J. Paquet, 1962) et l'écaillage (sous-unité de Cehegin) observables dans la partie nord se placent dans les parties frontales de cette nappe.

4° *Le Subbétique sud ou « inférieur ».*

Le trait structural dominant de ce Subbétique consiste en l'orientation générale N-S de ces grands axes tectoniques. Ainsi on observe sur le flanc est de la Sierra de Ponce des déversements vers l'E. Cette tectonique paraît toutefois plus récente que celle ayant mis en place les unités subbétiques. Cette direction privilégiée N-S se retrouve parfois d'ailleurs dans le Subbétique nord (Sierra de Peña Rubia) ainsi que dans le Trias de base. Nos investigations ne permettent pas, pour l'instant, de préciser les rapports d'ensemble entre le domaine subbétique, examiné ci-dessus, et le domaine bétique plus méridional, où j'ai fait connaître un empilement d'unités d'origine plus méridionale.

*

**

BIBLIOGRAPHIE

- E. DUPUY DE LÔME et E. TRIGUEROS (1958). — Mapa geologica de España, hoja n° 932, Coy, Murcia. *Inst. geol. y min. Esp.*, Madrid.
- M. DURAND DELGA et J. MAGNE (1958). — Données stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Nummulitique de l'Est des Cordillères Bétiques (Espagne). *Rev. Microp.*, Paris, n° 3, p. 155-175.
- P. FALLOT (1931). — Contribution à l'étude du Jurassique supérieur subbétique. *Bol. R. Soc. esp. Hist. Nat.*, Madrid, t. 31, p. 113-132.
- (1943). — El sistema cretácica en las cordilleras béticas. *Cons. sup. Inv. Cient., Inst. Lucas Mallada*, Madrid.
- (1945). — Estudios geologicos en la zona subbética entre Alicante y el Rio Guadiana Menor. *Ibid.*
- (1948). — Les cordillères bétiques. *Est. geol.*, n° 8, p. 83-172.
- P. FALLOT, M. DURAND DELGA, R. BUSNARDO et J. SIGAL (1958). — El Cretácico superior del Sur de Caravaca (Murcia). *Notas y Com. Inst. geol. y min. Esp.*, Madrid, n° 50, p. 283-298.
- A. FOUCAULT (1960). — Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif de la Sagra. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 250, p. 2038.
- (1960-1962). — Problèmes paléogéographiques et tectoniques..., Livre P. Fallot, *Mem. h. s. S.G.F.*, p. 175-182.
- J. PAQUET (1961). — Données nouvelles sur le Crétacé subbétique au SE de Caravaca (prov. de Murcie, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), III, p. 74-76.
- (1962). — Observaciones geologicas en la Loma de Solana (Sur de Cehegin, Murcia). *Notas y Com. Inst. geol. y min. Esp.*, Madrid, n° 67, p. 147-158.

«»

TABLE DES MATIÈRES 1962

TABLE DES MATIERES

Activité de la Société

- Elections pour le renouvellement du Conseil d'Administration de la Société, p. 3.
Réunion extraordinaire de la Société du 3 Juin, p. 75.
Election de nouveaux membres, p. 3, p. 6, p. 75, p. 125.
Séances ordinaires de la Société : 10 janvier, p. 3 ; 7 février, p. 4 ; 7 mars, p. 6 ; 4 avril, p. 6 ; 2 mai, p. 75 ; 6 juin, p. 76 ; 7 novembre, p. 125 ; 5 décembre, p. 183.

Nécrologie

- M. J. DELECOURT, p. 4.
M. Ch. STEVENS, p. 183.

Conférences

- M. A. BONTE : Commentaire de projections sur le Karst yougoslave, p. 6.
M. J. PROUVOST : Commentaire de projections cinématographiques en couleurs sur les propriétés optiques de quelques minéraux opaques observés avec le microscope métallographique, p. 76.

Présentation d'ouvrages et d'échantillons

- M. NOVOJILOV : Les crustacés Phylloporés dévoniens. Mémoire présenté par Mme Defretin, p. 3.
M. J. PAQUET présente un échantillon de *Notopocorystes stokesi*, p. 3.
M. P. DOLLÉ présente une collection de silex taillés de l'Acheuléen et du Moustérien, p. 6.
M. S. LOBOZIAK présente sa thèse de 3^e cycle intitulée : « Etude palynologique des environs du niveau marin de Rimbart et du faisceau de Six-Sillons dans le groupe d'Auchel-Bruay », p. 183.

Discours

M. P. DUMON, p. 4.

M. J. CHALARD, p. 4 et p. 75.

Excursion de la Société

Compte rendu de l'excursion extraordinaire du 3 juin dans la région de Valenciennes, p. 75.

Stratigraphie

J. PAQUET. — Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne)
p. 9.

G. MENNESSIER. — Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Turkestan afghan, p. 19.

J. MAGNÉ et J. POLVÊCHE. — Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord). Micropaléontologie et
stratigraphie, p. 127.

R. PETIT. — Observations nouvelles sur les bancs anciens de galets du Marquenterre, p. 135.

P. VETTER. — Les niveaux-repères dans le Bassin de Carmaux : Gores et Tonsteins, p. 161.

A. BEUGNIES, TOUBEAU et CHARLET. — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidentale, p. 203.

Pétrographie

F. LEGRAND. — Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. Méthode rapide d'identification.
p. 49.

J. PROUVOST. — Un problème très local d'altération des roches, p. 63.

A. BOUROZ. — Sur la pluralité d'origine des tonstein. (A propos d'une cinérite oligocène du Japon),
p. 77.

P. DOLLÉ. — Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les micropoudingues du Westphalien C
du Bassin Nord-Pas-de-Calais, p. 95.

P. VETTER. — Les niveaux-repères dans le Bassin de Carmaux : Gores et Tonsteins, p. 161.

Paléontologie

P. CORSIN, Ch. DELATTRE et M. WATERLOT. — Présentation d'un nouvel exemplaire de *Pterophyllum*
hortensiae DUTERTRE du Bathonien boulonnais, p. 7.

J. CARETTE. — Corrélations palynologiques entre les groupes d'Auchel-Bruay et de Béthune-Nœux
du bassin houiller du Nord de la France, p. 39.

M. BUISINE. — Une nouvelle Aléthoptéridée du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais : *Lonchopteris*
dollei nov. sp., p. 103.

- M. CARO-MONTEZ. — Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique), p. 111.
- M. LYS, A. MAUVIER et B. SERRE. — Note préliminaire sur les microfaunes du Namurien du Nord de la France, p. 117.
- J. MAGNÉ et J. POLVÊCHE. — Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord). Micropaléontologie et stratigraphie, p. 127.
- F. LAURENTIAUX-VIEIRA et D. LAURENTIAUX. — Nouvelle récolte d'un Breyeriide (Insecte paléodictyoptère) dans le Westphalien du Nord de la France, p. 173.
- I. DEVOS. — Etude statistique de *Cyrtospirifer supradisjunctus* W.A. OBRUTSCHEW, p. 185.

Tectonique

- J. PAQUET. — Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne), p. 9.
- A. BOUROZ. — Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais, p. 27.
- G. DUÉE. — Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire. Région de Galati-Monts Péloritains (Sicile), p. 65.
- J. POLVÊCHE. — Tectonique et Trias dans la région d'Alicante, p. 155.
- J. PAQUET. — Note préliminaire sur le Prébétique et le Subbétique au Nord de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne), p. 235.

Géologie Appliquée

- A. BONTE. — La liaison France-Angleterre : Tunnel ou Pont ? p. 109.

Hydrogéologie

- J. MARGAT et J. RICOUR. — Présentation des maquettes d'une carte hydrogéologique au 1/50.000 : feuille de Douai, p. 149.

Terrains primaires

- A. BOUROZ. — Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais, p. 27.
- J. CAREPTE. — Corrélations palynologiques entre les groupes d'Auchel-Bruay et de Béthune-Nœux du bassin houiller du Nord de la France, p. 39.

- F. LEGRAND. — Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. Méthode rapide d'identification, p. 49.
- P. DOLLÉ. — Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Nord-Pas-de-Calais, p. 95.
- M. BUISINE. — Une nouvelle Aléthroptéridée du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais : *Lonchopteris dollei* nov. sp., p. 103.
- M. CARO-MONNIEZ. — Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique), p. 111.
- M. LYS, A. MAUVIER et B. SERRE. — Note préliminaire sur les microfaunes du Namurien du Nord de la France, p. 117.
- P. VETTER. — Les niveaux-repères dans le Bassin de Carmaux : Gores et Tonsteins, p. 161.
- F. LAURENTIAUX-VIEIRA et D. LAURENTIAUX. — Nouvelle récolte d'un Breyeriide (Insecte paléodictyoptère) dans le Westphalien du Nord de la France, p. 173.
- A. BEUGNIES, TOUBEAU et CHARLET. — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidentale, p. 203.
- I. DEVOS. — Etude statistique de *Cyrtospirifer supradisjunctus* W.A. OBRUTSCHEW, p. 185.

Terrains secondaires

- J. PAQUET. — Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne), p. 9.
- G. MENNESSIER. — Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Turkestan afghan, p. 19.
- G. DUÉE. — Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire. Région de Galati-Monts Péloritains (Sicile), p. 65.
- J. MAGNÉ et J. POLVÊCHE. — Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord). Micropaléontologie et Stratigraphie, p. 127.
- J. POLVÊCHE. — Tectonique et Trias dans la région d'Alicante, p. 155.
- J. PAQUET. — Note préliminaire sur le Prébétique et le Subbétique au Nord de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne), p. 235.

Terrains tertiaires et quaternaires

- A. BOUROZ. — Sur la pluralité d'origine des tonstein. (A propos d'une cinérite oligocène du Japon), p. 77.
- R. PETIT. — Observations nouvelles sur les banes anciens de galets du Marquenterre, p. 135.

TABLE DES PLANCHES

- Pl. I. — Tonstein (note de F. LEGRAND, p. 56)
- Pl. II. — » » » »
- Pl. III. — » » » »
- Pl. IV. — » » » »
- Pl. V. — Intercalaires, Cinérites et Tonstein (note de A. BOURROZ, p. 88).
- Pl. VI. — Intercalaires » » »
- Pl. VII. — Intercalaires et Tonstein » » »
- Pl. VIII. — Intercalaires et Tonstein » » »
- Pl. IX. — Tonstein » » »
- Pl. X. — Tonstein et intercalaires » » »
- Pl. XI. — Coupes stratigraphiques sériées autour du tonstein Maxence (note de P. DOLLÉ, p. 96)
- Pl. XII. — Grès et micropoudingues (note de P. DOLLÉ, p. 96).
- Pl. XIII. — *Lonchopteris dollei* nov. sp. (note de M. BUISINE, p. 104).
- Pl. XIV. — » » » » » »
- Pl. XV. — » » » » » »
- Pl. XVI. — Spores du Dévonien supérieur (note de M. CARO-MONNIEZ, p. 114).
- Pl. XVII. — » » » » » »
- Pl. XVIII. — Extraits des maquettes de la carte hydrogéologique au 1/50.000, feuille de Douai (note de J. MARGAT et J. RICOUR, p. 154).
- Pl. XIX. — Tonstein (note de P. VETTER, p. 170).
- Pl. XX. — *Cyrtospirifer supradisjunctus* W.A. OBRUTSCHEW (note de I. DEVOS, p. 201).
- Pl. XXI. — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidental (note de A. BEUGNIES, TOUBEAU et CHARLET, p. 232).

TABLE DES AUTEURS

- BEUGNIES A., TOUBEAU et CHARLET. — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse occidental, p. 203.
- BONTE A. — La liaison France-Angleterre : Tunnel ou pont ? p. 109.
- BOUROZ A. — Contribution à l'étude de la structure du bassin houiller du Boulonnais, p. 27.
- BOUROZ A. — Sur la pluralité d'origine des tonstein. (A propos d'une cinérite oligocène du Japon, p. 77).
- BUISINE M. — Une nouvelle Aléthoptéridée du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais : *Lonchopteris dollei* nov. sp., p. 103.
- CARETTE J. — Corrélations palynologiques entre les groupes d'Auchel-Bruay et de Béthune-Nœux du bassin houiller du Nord de la France, p. 39.
- CARO-MONIEZ M. — Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique), p. 111.
- CORSIN P., DELATRE Ch. et WATERLOT M. — Présentation d'un nouvel exemplaire de *Pterophyllum hortensiae* DUTERTRE du Bathonien boulonnais, p. 7.
- DEVOS I. — Etude statistique de *Cyrtospirifer supradisjunctus* (W.A. OBRUTSCHEW), p. 185.
- DOLLÉ P. — Hypothèse sur les relations entre les tonstein et les micropoudingues du Westphalien C du Bassin Nord-Pas-de-Calais, p. 95.
- DUÉE G. — Les affleurements du Crétacé inférieur au front du chevauchement de la chaîne calcaire. Région de Galati-Monts Péloritains (Sicile), p. 65.
- LAURENTIAUX-VIEIRA F. et LAURENTIAUX D. — Nouvelle récolte d'un Breyeriide (Insecte paléodictyoptère) dans le Westphalien du Nord de la France, p. 173.
- LEGRAND F. — Tonstein du bassin houiller du Nord de la France. Méthode rapide d'identification, p. 49.
- LYS M., MAUVIER A. et SERRE B. — Note préliminaire sur les microfaunes du Namurien du Nord de la France, p. 117.
- MAGNÉ J. et POLVÊCHE J. — Le Crétacé de la fosse 10 d'Oignies (Nord). Micropaléontologie et Stratigraphie, p. 127.
- MARGAT J. et RICOUR J. — Présentation des maquettes d'une carte hydrogéologique au 1/50.000 : feuille de Douai, p. 149.

MENNESSIER G. — Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Turkestan afghan, p. 19.

PAQUET J. — Contribution à l'étude géologique de la Sierra Espuña (province de Murcie, Espagne),
p. 9.

PAQUET J. — Note préliminaire sur le Prébétique et le Subbétique au Nord de la Sierra Espuña
(province de Murcie, Espagne), p. 235.

PETIT R. — Observations nouvelles sur les bancs anciens de galets du Marquenterre, p. 135.

POLVÊCHE J. — Tectonique et Trias dans la région d'Alicante, p. 155.

PROUVOST J. — Un problème très local d'altération des roches, p. 63.

VETTER P. — Les niveaux-repères dans le Bassin de Carmaux : Gores et Tonsteins, p. 161.

————— « » —————

LE CENTRE DE DOCUMENTATION DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, Quai Anatole-France, PARIS (VII^e) — SOLférino 93-39 +

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. publie mensuellement un « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » en plusieurs fascicules dans lesquels figurent sous la forme de courts extraits classés par matières, tous les travaux scientifiques et techniques publiés dans le monde entier.

Quatre fascicules d'entre eux sont consacrés à la Philosophie et aux Sciences Humaines et paraissent trimestriellement.

Cette revue bibliographique, l'une des plus importantes du monde, signale, chaque année, environ 250.000 articles et mémoires. On trouvera ci-dessous le détail de ces fascicules.

Le Centre de Documentation du C. N. R. S. fournit également la reproduction sur MICRO-FILM ou sur PAPIER des articles analysés dans le « BULLETIN SIGNALÉTIQUE » ou des articles dont la référence bibliographique précise lui est fournie.

Expérimentateurs, Ingénieurs et Techniciens peuvent ainsi bénéficier, sans quitter leur laboratoire ou leur bureau, d'une documentation abondante et rapide.

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

FASCICULES		PRIX	
		France	Etranger
	1. MATHÉMATIQUES	30 NF	35 NF
	2. ASTRONOMIE, ASTROPHYSIQUE, PHYSIQUE DU GLOBE	40 »	45 »
	3. PHYSIQUE I. - Généralités. Physique mathématique. Mécanique. Acoustique. Optique. Chaleur. Thermodynamique	50 »	55 »
	4. PHYSIQUE II. - Electricité	40 »	45 »
	5. PHYSIQUE NUCLEAIRE. Noyaux. Particules. Energie atomique	40 »	45 »
	6. STRUCTURE DE LA MATIERE. Cristallographie. Solides. Fluides. Atomes. Ions. Molécules	40 »	45 »
MENSUELS	7. CHIMIE I. - Chimie générale. Chimie physique. Chimie minérale. Chimie analytique. Chimie organique	100 »	105 »
	8. CHIMIE II. - Chimie appliquée. Métallurgie	80 »	85 »
	9. SCIENCES DE L'INGENIEUR	60 »	65 »
	10. SCIENCES DE LA TERRE I. - Minéralogie. Géochimie. Pétrographie	25 »	30 »
	11. SCIENCES DE LA TERRE II. - Physique du Globe. Géologie. Paléontologie.	40 »	45 »
	12. BIOPHYSIQUE. BIOCHIMIE. Chimie analytique biologique	40 »	45 »
	13. SCIENCES PHARMACOLOGIQUES, TOXICOLOGIE	40 »	45 »
	14. MICROBIOLOGIE. VIRUS. BACTERIOPHAGES. IMMUNOLOGIE. GENETIQUE	40 »	45 »
	15. PATHOLOGIE GENERALE ET EXPERIMENTALE	60 »	65 »
	16. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES	100 »	105 »
TRIMESTRIELS	17. BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VEGETALES	50 »	55 »
	18. SCIENCES AGRICOLES. ZOOTECHNIE. PHYTIATRIE ET PHYTO-PHARMACIE. ALIMENTS ET INDUSTRIES ALIMENTAIRES	60 »	65 »
	19. PHILOSOPHIE. SCIENCES HUMAINES. Philosophie. Sciences religieuses. Archéologie et Histoire de l'Art. Psychologie. Pédagogie. Sociologie. Sciences du Langage. Histoire des Sciences et des Techniques	80 »	85 »
	20. PSYCHOLOGIE. PEDAGOGIE (1)	30 »	35 »
	21. SOCIOLOGIE ET SCIENCES DU LANGAGE (1)	30 »	35 »
	22. HISTOIRE DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES (1)	20 »	25 »
	Abonnement pour les fascicules groupés 1 à 11	250 »	290 »
	Abonnement pour les fascicules groupés 12 à 18	250 »	290 »

(1) Les fascicules spécialisés, numérotés 20 - 21 - 22 sont regroupés dans le fascicule 19.