

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXVII

1967

1^{er} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

ARTICLE 2.

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

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

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.

Extraits du Règlement intérieur

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

§ 13. — L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, comptées du 1^{er} Avril au 31 Mars suivant, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche phototypie équivalant à 4 pages de texte, 1 planche simili à 2 pages de texte (1).

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

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

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

(1) C'est à la suite du changement de format que le Conseil a établi cette équivalence au cours de sa séance du 6 Janvier 1966.

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisation : 30 F. pour les personnes physiques. — 48 F. pour les personnes morales.

Etranger : 35 F. pour les personnes physiques. — 53 F. pour les personnes morales.

Abonnement annuel : 60 F.

Pour tous renseignements et abonnement, s'adresser à :

M. le Secrétaire de la Société, Institut de Géologie, Boîte Postale 36, 59 Lille-Distribution.

Compte Chèques Postaux : Lille 5247 — Téléphone : 79.20.44 ou 79.21.94

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Compte Chèques Postaux : Lille 5247

Tomes I à X (<i>sauf I II, III, V, VI, VIII et IX épuisés</i>)	21,00 F.
Tomes XI à XLVI (<i>sauf XV, XXXVII, XXXVIII, XXXIX, XLI, XLII, XLIII, XLV épuisés</i>)	21,00 F.
Tomes XLVII à LI	épuisés
Tomes LII à LXVII (<i>sauf LVI, LVII épuisés, LXIV disparu</i>)	32,00 F.
Tomes LXVIII à LXX	35,00 F.
Tomes LXXI et suivants	40,00 F.
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)	20,00 F.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXVII

1967

1^{er} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1967 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Présidente</i>	M ^{me} S. DEFRETIN
<i>Premier Vice-Président</i>	M. A. DALINVAL
<i>Vice-Présidents</i>	M. Ch. DELATRE M. J. DERCOURT
<i>Secrétaire</i>	M. J. PROUVOST
<i>Secrétaire-adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule M. CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. E. MÉRIAUX
<i>Conseillers</i>	M. A. BEUGNIES M. R. MARLIÈRE M. A. BOUROZ M. P. CORSIN M. P. CELET M. P. DOLLÉ

LISTE DES MEMBRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

AU 1^{ER} JANVIER 1967



- AGRALI Bülent, Docteur ès Sciences, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara (Turquie).
ALIN Charles, Pharmacien, 43, rue A.-Lamendin, 62 - Bruay.
ALPERN Boris, Chef des Laboratoires de Pétrographie et Palynologie au C.E.R.C.H.A.R., B.P. 27, 60 - Creil.
ANDREIEFF Patrick, B.R.G.M., Service de Micropaléontologie, 45 - Orléans-la-Source.
ANGRAND Jean-Pierre, Maître-Assistant à la Faculté des Lettres, 48, rue Colbert, 59 - Lille.
ANSART-LELIEVRE, 533, Gouy-en-Artois, 62 - Bailleulmont.
ARENTS Claude, Licencié ès Sciences, 278, rue Nationale, 59 - Lille.
ARSIGNY, Professeur, 15, rue Cuvier, 59 - Le Cateau.
BABIN Claude, Laboratoire de Géologie, Le Bougen, Brest, 2, rue Léon-Blum, 29 - Brest.
BACCHUS (M^{me}), Professeur, Impasse de l'Observatoire, 59 - Lille.
BALCON Joseph, Ingénieur à la Compagnie Royale Asturienne des Mines, 79, Quai des Chartrons, 33 - Bordeaux.
BALTHAZARS, Technicien-Géologue, 223, Cité au Parc St-Maur, 59 - Lille.
BARCAT, Ingénieur H.B.N.P.C. au groupe de Valenciennes, rue Charles-Quint, 59 - Valenciennes.
* † BARROIS Ch., Membre de l'Institut, 41, rue Pascal, 59 - Lille.
* BARROIS C.E., 10 - Fontaine-les-Grès.
* BARROIS J., Docteur, 20, rue des Jardins, 59 - Lille.
BAUDET James, Attaché à l'Institut de Paléontologie humaine, Hérouville, 95 - Pontoise.
BARTA Laszlo, Laboratoire des Sciences de la terre, B.P. 347, 51 - Reims.
BEAUMONT Cl., Directeur Général Adjoint du B.R.G.M., Ingénieur en Chef des Mines, 4, rue des Capucins, 92 - Meudon-Bellevue.
BEAUVAIS Marcel, Chef de Travaux à la Sorbonne, 4, rue Pasteur, 92 - Bourg-la-Reine.
BERGOUNIOUX R.P., Professeur de Géologie à l'Institut Catholique, 31, rue de la Fonderie, 31 - Toulouse.
BERKALOFF Eugène, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 12, rue J.-Michelet, 93 - Epinay.
BERTELOOT, Ingénieur Chimiste, 49, rue d'Arras, 59 - Douai.
BERTHOIS Léopold, Docteur ès Sciences, 30, Quai St-Gast, 35 - Rennes.
BESTEL, Professeur honoraire, 28, rue des Paquis, 08 - Moncy-St-Pierre.
BEUGNIES Alphonse, Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons, 8, sentier Cavenaille, Mons (Belgique).
BIAYS Pierre, Maître de Conférences, Université de Géographie, Faculté des Lettres, 171, rue Ma Campagne, Résidence Dreux, 59 - Tourcoing.
BIBLIOTHEQUE MUNICIPALE, 32-34, rue Delcalle, 59 - Lille.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE, Esplanade de la Paix, 14 - Caen.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE, 1, Place G.-Lyon, 59 - Lille.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE D'AIX-MARSEILLE, 1, Place Victor-Hugo, 13 - Marseille.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE, Place du Marché Notre-Dame, 86 - Poitiers.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE, 1, rue de la Borderie, 35 - Rennes.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE, 56, rue de Taur, 31 - Toulouse.
BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE, Université de Laval, Cité Universitaire, Sainte Foy 10, Québec (Canada).
BCEUF Michel, Ingénieur Géologue, Licencié ès Sciences, 129, rue Victor-Hugo, 59 - Hellemmes.
BOGDANSKI M., Chef d'Exploitation, Boulevard de la Mer, 14 - Deauville.
BOLOWSKI Andrzej, Polska Akademia Nank, Varsovie (Pologne).
BONTE Antoine, Professeur à la Faculté des Sciences de Lille, 71, rue du Maréchal-Foch, 59 - Marcq-en-Barœul.
BOREL A., Professeur à la Faculté libre de Médecine, 33, rue du Faubourg d'Arras, 59 - Lille.
BOUGNERES Louis, 1, rue Chanez, Paris (XVI^e).
BOUROZ Alexis, Chef du Service Géologique des H.B.N.P.C., 184, Avenue de Neuilly, 75 - Neuilly-sur-Seine.
BOUT P., Professeur, 27, Cottage des Paulines, 63 - Clermont-Ferrand.

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

- BOUTRY Jean, Abbaye Saint-Paul, Wisques, 62-Saint-Omer.
BRADSHAW, University of Glasgow, Department of Geology, Glasgow W2 (Grande-Bretagne).
BRICE Denise (M^{me}), Assistante à la Faculté Libre des Sciences de Lille, Route de Fretin, Ennevelin, 59-Pont-à-Marcq.
BRIOIS Robert, Aide Géologue, 58, Rue C, Cité Château Wallet, 59-Beuvrages.
BROQUET Paul, Assistant de Géologie, 106, Avenue Foch, Appartement 29, 59-Marcq-en-Barœul.
BUISINE Michel, Géologue aux H.B.N.P.C., Groupe de Lens, 60, rue du Pôle Nord, 62-Lens.
CAVELIER, Technicien Géologue au B.R.G.M., 74, rue de la Fédération, 75-Paris (XV^e).
CELET Paul, Professeur de Géologie, 218, rue du Faubourg-de-Roubaix, 59-Lille.
C.E.R.C.H.A.R., Laboratoire de Verneuil, B.P. 27, 60-Creil.
CHALARD Jacques, Ingénieur-Géologue, Chef des Etudes Géologiques aux H.B.N.P.C., 32, rue de la République, 59-Douai.
CHAMBRE DE COMMERCE, 20, rue P.-Doumer, 62-Arras.
CHAMBRE DE COMMERCE, Hôtel Consulaire, Quai Gambetta, 62-Boulogne-sur-Mer.
CHAMBRE DE COMMERCE, Place de la République, 59-Cambrai.
CHAMBRE DE COMMERCE, 22, rue Morel, 59-Douai.
CHAMBRE DE COMMERCE DE DUNKERQUE, 59-Dunkerque.
CHAMBRE DE COMMERCE, 2, rue du Château, 59-Roubaix
CHAMBRE DE COMMERCE DE TOURCOING, 59-Tourcoing.
CHARBONNAGE DE FRANCE, Service Information, B.P. 39 608, 26, rue de la Baume, 75-Paris (VIII^e).
CHARLES-ROBERT P., Conservateur de la Bibliothèque du Cabinet d'Égyptologie au Collège de France, 55, rue Lacordaire, Paris (XV^e).
CHARLET J.P., Ingénieur à la Faculté Polytechnique, rue Houdain, Mons (Belgique).
CHARTIEZ Ch., Entrepreneur de forages, 2, rue Rouget de l'Isle, 62-Béthune.
CHARVET J., Assistant, 25, rue Dupuytren, 59-Lille.
CHOQUET Marcel, Assistant de Zoologie, 6, Place Clément-Ader, 59-Lille.
CHOTIN Pierre, Instituto de Química, departamento de Geología, Universidad de Concepcion, Concepcion (Chili).
CHRISTOPH H.J., Ingénieur, Institut de Géologie, Freiberg/Sa.
COINTEMENT, Ingénieur, 87, rue Fougères, 35-Rennes.
COLLIGNON M., Général de Division du cadre de réserve, Chemin de Monair, 38-Moirans.
COLLIN J.J., Ingénieur Géologue, 220, Avenue Barthélémy-Buyer, Allée C, 69-Lyon (5^e).
** COMTE Pierre, Commissariat à l'Énergie Atomique, 69, rue de Varennes, 75-Paris (VII^e).
COMPTOIR TUILIER DU NORD, 117, route Nationale, 59-Marcq-en-Barœul.
COQUEL Robert, 30, rue Monge, 62-Liévin.
CORSIN Paul, Correspondant de l'Institut, Professeur de Paléobotanique, 10, rue du Capitaine-Michel, 59-Lille.
CORSIN Paule M., Maître-Assistante de Paléobotanique, 16, rue d'Arsonval, 59-Lille.
DALINVAL André, Ingénieur-Géologue, Groupe de Douai des H.B.N.P.C., 18, rue de l'Égalité, 59-Dechy.
DANGEARD P., Professeur de Géologie, Faculté des Sciences, 14-Caen.
DANLOUX Joël-Marc, rue du Moulin, 59-Glangeon.
DANZE Jacques, Maître-Assistant de Géologie, B.P. n° 36, 59-Lille.
DASSONVILLE, Ingénieur-Géologue, 20, Quai des Fontainettes, 59-Douai.
DAVID Louis, Professeur à la Faculté des Sciences de Lyon, 393, cour E.-Zola, 69-Villeurbanne.
DEBRABANT Christian, H.B.N.P.C., 47, rue St-Joseph, 59-Sin-le-Noble.
DEBRABANT Pierre, Assistant, 17, rue des Meurisiens, 59-Annappes-Ascq.
DECLERCQ-LEFFEBVRE Brigitte (M^{me}), Licenciée ès Sciences, 28, rue de la Tribounerie, 59-Hem.
DEFRETIN Simone (M^{me}), Maître-Assistante, 124 bis, rue Barthélémy-Delespaul, 59-Lille.
DEFRETIN Christian, Géologue, 1 G 104, La Fontaine des Joncs, rue de Gravigny, 91-Chilly-Mazarin.
DEGROLARD Paul, Chimiste, rue P.E. Janson, 08-Chozy par Givet.
** DEHAY Ch., Professeur à la Faculté de Médecine et Pharmacie à la Cité Hospitalière, 59-Lille.
DEICHA Georges, Maître de Recherche au C.N.R.S., Laboratoire de Géologie, 191, rue St-Jacques, 75-Paris (V^e).
DELANCHE Simone (M^{me}), Professeur, Résidence Beau Site, 115, Avenue du Général de Gaulle, 24-Chamiers.
DELATTRE Charles, Professeur de Géologie, 906, Avenue de Dunkerque, 59-Lomme.
DELBART Robert, 62-St-Josse-sur-Mer.
DELCOURT (Abbé), Professeur, Collège St-Julien, Ath (Belgique).
DELEAU, Professeur de Géologie, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Lille.
DELHAYE R., Pharmacien, 61, rue St-Aubert, 62-Arras.
DELLERY Bernard, B.R.G.M., 16, Boulevard Pèdre, 13-Marseille (VIII^e).
DELMER A., Ingénieur au Corps des Mines, Service Géologie de Belgique, 16, Avenue du Col Daumerie, Bruxelles (Belg.).
DE MAISTRE J., 5, Square Henri-Delormel, 75-Paris (XVI^e).
DENIAU Jean, Professeur au Lycée Nord St-Louis, 13-Marseille (XIV^e).
DENIS R.P., Faculté Universitaire Notre-Dame de la Paix, 61, rue de Bruxelles, Namur (Belgique).
DEPAPE G. (Mgr), Professeur à la Faculté Libre des Sciences, 13, rue de Toul, 59-Lille.

- DEPARDIEU J., Ingénieur E.T.P., 92, Avenue Pasteur, 59-Lambersart.
- DERCOURT Jean, Professeur à la Faculté des Sciences, B.P. n° 36, 59-Lille.
- DEROO Gérard, Ingénieur E.N.S.P., 3, Allée du Grand Tulipier, 92-Ville d'Avray.
- DESCAMPS Guy, 10, rue G.-Bizet, 59-Marcq-en-Barœul.
- DESOIGNIES Jean, Ingénieur Géologue, B.R.G.M., 74, rue Jean-Jaurès, 59-Cuinchy
- DESPLANQUES H. (Abbé), Professeur aux Facultés Catholiques, 60, Boulevard Vauban, 59-Lille.
- DESPREZ Noël, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., Société Géologique du Bassin de Paris, rue de la Mouillère, Batiment C. 4, Résidence Dauphiné, 45-Orléans.
- DESRUMEAUX Christian, Licencié ès Sciences, 22, rue Arago, 59-Tourcoing.
- DESTOMBES Jacques, Société Géologique du Maroc, Rabat (Maroc).
- DESTOMBES J.P., Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 57, rue Ch.-Lafitte, 75-Neuilly.
- DETUNCQ, Les Closages, 14-Villerville.
- DEZWARTE J.M., 2, rue Paul-Blondeau, 59-Marcq-en-Barœul.
- DHORDAIN, Directeur des Quartzitiques de Beaumont-lez-Cousolre, Place de la Gare, 59-Cousolre.
- ** DOLLE Pierre, Ingénieur Géologue, Chef du Laboratoire Pétrographique de Droecourt, rue Philibert-Robiaud, Chalet 15, 62-Hénin-Liétard.
- DOLOMIE FRANÇAISE, 59-Flaumont-Wambrechies, 59-Avesnes-sur-Helpe.
- DORLODOT J., Directeur du Musée Houiller de Louvain, Château de Vieusart, Corroy-lez-Gand (Belgique).
- DOUBINGER Jeanne (M^{me}), Laboratoire de Géologie et Paléontologie à l'Université de Strasbourg, 13, rue Daniel-Hirtz, 67-Strasbourg.
- DREYFUSS Maurice, Professeur de Géologie et Minéralogie, 22, rue de Dôle, 25-Besançon.
- DROT J., 19, Avenue de Versailles, 75-Paris (XVI^e).
- DUBAR G. (Chanoine), Professeur à la Faculté Libre des Sciences de Lille, 129, rue de Londres, 59-Mouvaux.
- DUBOIS Camille (M^{me}), Collaboratrice de la carte géologique d'Alsace-Lorraine, 15, rue Claudot, 54-Nancy.
- DUBOIS G., Ingénieur en Chef de la Formation professionnelle au Groupe de Douai des H.B.N.P.C., 154, Avenue Salengro, 59-Sin-le-Noble.
- DUBOUCH Henri, Ingénieur, 17, rue des Coches, 78-Saint-Germain-en-Laye.
- DUBRUCQ J., Inspecteur au Service des Eaux de la région du Nord S.N.C.F., 16, rue Henri-Murger, 75-Paris (XIX^e).
- DUCHEMIN A., 40 bis, Boulevard Gambetta, 02-Saint-Quentin.
- DUDRESNAY Renaud, Ingénieur Géologue, Service Géologique du Maroc, 4, rue A.-Muset, Rabat (Maroc).
- DUEE Gérard, Maître-Assistant de Géologie à la Faculté des Sciences d'Alger.
- DUFORET André, Président Directeur Général des Eaux, 72, Façade de l'Esplanade, 59-Lille.
- DUFOUR R. (Abbé), Professeur, 85, Avenue de Denain, 59-Valenciennes.
- DUMON M., Le Building, rue Jean-Jaurès, 59-Jeumont
- DUMON P., Ingénieur des Mines, Géologue, 3, rue de la Petite Triperie, Mons (Belgique).
- DUPLAN, Les Marbres Français, 20, rue Puissant, 59-Jeumont.
- DUPUIS, Laboratoire de Recherches Géologie, Ecole Nationale d'Agriculture, 8, rue Maguelone, 34-Montpellier.
- DUSSART Lucien, Géologue, Groupe de Bruay, 10, rue Guynemer, 62-Hénin-Liétard.
- ECOLE TECHNIQUE DES MINES du Nord et du Pas-de-Calais, H.B.N.P.C., rue de Bourseult, 59-Douai.
- E.D.F., Région Equipement Thermique n° 4, 62, Boulevard Froissard, 59-Valenciennes.
- ELMI Serge, Assistant de Géologie à la Faculté des Sciences de Lyon, 4, rue du Dr Rollet, 69-Villeurbanne.
- ENTREPRISE DE RECHERCHES ET D'ACTIVITE PETROLIERE, 7, rue Nélaton, 75-Paris (XV^e).
- FABRE Jean, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 10, rue Georges de Porto-Riche, 75-Paris (XIV^e).
- FENET Bertrand, Faculté des Sciences, B.P. 36, 59-Lille.
- FERGUSSON Josette (M^{me}), Professeur au Lycée Fénelon de Lille, 167, Avenue Pottier, 59-Lambersart.
- FERRANDON Alain, Ingénieur Géologue, 88, Boulevard Jourdan, 75-Paris (XIV^e).
- FEYS R., Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 21 bis, rue des Ecoles, 75-Paris (V^e).
- FIRTION F., Maître de Conférences à l'Université de Sarrebrück, Sarrebrück (Sarre).
- FISCHER Jean-Claude, Institut de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75-Paris (V^e).
- FLATRES P., 165, Avenue G.-Delory, 59-Roubaix
- FOUCHER Jean-Claude, Assistant au Laboratoire de Géologie de Reims, 42, route de Franconville, 95-Ermont.
- ** FOURMARIER P., Ingénieur en Chef du Corps des Mines, Professeur à l'Université, 6, rue du Professeur Mahaim Cointe Sclessin, Liège (Belgique).
- FOURNAU M., Directeur Général des Eaux du Nord, 217, Boulevard de la Liberté, 59-Lille.
- ** FRIANT M. (M^{me} le Dr), Sous-Directeur au Laboratoire d'Anatomie comparée au Muséum, chez M^{me} Cremont, 103, rue L.-Rouquier, 92-Levallois.
- ** FRIEDEL Edmond, Directeur honoraire de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 3, Avenue Reille, Paris (XIV^e).
- GALIEGUE Marcel, Ingénieur Civil des Mines H.B.N.P.C., Groupe de Valenciennes à Anzin, 12, rue Casimir-Périer, Cité du Pinson, 59-Raismes.

- GAMBLIN A., Professeur, 26, rue Desmettre, 59-Marcq-en-Barœul.
GANTOIS Joseph, Ingénieur à la S.A.D.E., 4, rue Gambetta, 59-St-André.
GARNIER, Société Béghin, 59-Thumerics.
GAWRONSKI Henri, Géomètre, 2, Chemin des Beudeliers, 59-Onnaing.
** GENY P., Ingénieur Civil des Mines, Lavau à Plappeville, 57-par Metz.
GEOLOGISCH Laboratorium, Gebow voor Mijnbouwkundes, Delft (Hollande).
GIBON Paul, Professeur à l'Ecole Normale de Douai, rue du Saulzoir, 59-Beuvry.
GILBIN Bernard, Professeur au Lycée de Tourcoing, 27, Avenue du Peintre Grau, 59-Tourcoing.
GODFRIAUX Yvan, Assistant de Géologie à la Faculté Polytechnique de Mons, rue Houdain, Mons (Belgique).
* † GOSSELET, Membre de l'Institut, Fondateur de la Société Géologique du Nord.
GOULLARD, Docteur ès Sciences, 50, Avenue des Lilas, 59-Lille.
GOVAERTS R., Pharmacien, 12, Chemin de Duisbourg, Tervuren (Belgique).
GRAINDOR Maurice (Abbé), Maître de recherches au C.N.R.S., Laboratoire de Géologie au Collège de France, Place Marcelin-Berthelot, 75-Paris (V°).
GRANGFON P. (Frère), Professeur à l'Ecole St-Julien de Brioude, 12, rue de la Foire, 43-Langeac.
GROLIER Jacques, Maître Assistant Laboratoire de Géologie, B.P. n° 36, 59-Lille.
** GROSJEAN André, Directeur divisionnaire du corps des Mines de Belgique, Professeur à la Faculté des Sciences de Namur, 41, avenue de l'Horizon, Bruxelles 15 (Belgique).
GROUPE D'AUCHEL des H.B.N.P.C., 62-Auchel.
GROUPE DE LENS des H.B.N.P.C., rue Bollaert, 62-Lens
GROUPE DE VALENCIENNES des H.B.N.P.C., 97, rue P.-Mathieu, B.P. 58, 59-Anzin.
GUILLEMIN Claude, 21, rue du Givet, 45-Jargeau.
GULINCK M., Ingénieur, 13, rue Jenner, Bruxelles (Belgique).
HACQUAERT Armand, Professeur de l'Université de Gand, 6, rue Rozier, Gand (Belgique).
HATRIVAL J.N., Géologue au Service de la Carte Géologique, 6, rue Kinable, 08-Charleville.
HAUDOUR Jean, Ingénieur Géologue aux Houillères du Dauphiné, Place de la Liberté, 38-La Mure.
HEDDEBAUT Claude (Abbé), Licencié ès Sciences, 218, rue de la Malsence, 59-Tourcoing.
HENNINOT, Médecin Biologiste, 55, Boulevard Vauban, 59-Lille.
HERVOUET M., Ingénieur E.N.S.P., Résidence Saint-Michel, 64-Pau.
HOLEF Jean, Géologue, Laboratoire des Ponts et Chaussées, 02-Saint-Quentin.
HOLLARD, Service Géologique du Maroc, Rabat (Maroc).
HOLVOET Robert, Licencié ès Sciences, 31, rue Philippe-le-Bon, 59-Tourcoing.
HORON Octave, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 38, rue de Fontenay, 92-Sceaux.
HUPE Pierre, Professeur de Géologie, 9, Square Ch.-Laurent, 75-Paris (XV°).
INGENIEURS CIVILS DE FRANCE, 19, rue Blanche, Paris (IX°).
INSTITUT DE GEOGRAPHIE, Faculté des Lettres, 9, rue Auguste-Angellier, 59-Lille.
INSTITUT DE GEOLOGIE, Université de la Sarre, Sarrebrück (Allemagne).
INSTITUT MUSFUM, Géologie et Paléontologie, Sigwarstrasse 10 Tübingen (Allemagne).
INVENTAIRE des Ressources Hydrauliques du Nord et du Pas-de-Calais, B.R.G.M. Douai, 20, Quai des Fontainettes, 59-Douai.
JACOB Alexis, Ingénieur Géologue, 96, rte Gabriel-Péri, 42-Saint-Etienne.
JELSKI Georges, H.L.M. 33, 62-Pilly.
JOLY Arnel, Géomètre, 2, rue A, Cité Mallet, 50-Beuvrages.
JOLY Robert, Maître de Conférence de Zoologie, 42, rue du Capitaine Ferber, 59-Lille.
KARPOFF Roman, Géologue, Docteur ès Sciences, Société Lyonnaise des Eaux, Chemin de la Briqueterie, 78-Bougival.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, Collège Scientifique Universitaire d'Amiens, 18, Place Saint-Michel, 80-Amiens.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, Collège Scientifique Universitaire, rue Duquesnes, 29-Le Bourgen, 29-Brest.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, Faculté des Sciences de Dijon, 21-Dijon.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, Ecole des Mines, Faculté Technique du Hainaut, 9, rue Houdain, Mons (Belgique).
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, centre d'Orsay, 91-Orsay.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, Collège de France, Place Marcelin-Berthelot, 75-Paris (V°).
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, Muséum d'Histoire Naturelle, 61, rue Buffon, 75-Paris (V°).
LABORATOIRE DE GEOLOGIE de la Sorbonne, 1, rue Victor-Cousin, 75-Paris (V°).
LABORATOIRE DE GEOLOGIE, 3, rue Vauthier-le-Noir, 51-Reims.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE Régional des Ponts et Chaussées, Route de Paris, 02-Saint-Quentin.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE Central, Compagnie Française des Pétroles, Service des relations extérieures, Documentation, 114, Cours Maréchal Galiéni, 33-Pordeaux.
LABORATOIRE DE GEOLOGIE des régions du Globe, Faculté des Sciences, 9, Quai Saint-Bernard, 75-Paris (V°).
LAMBRECHT Léon, Géologue au Centre National de Géologie des Houillères, 18, Boulevard d'Avroy, Liège (Belgique).
LAMOTTE Michel, H.B.N.P.C., le Chalet, 205, Avenue Jean-Jaurès, 59-Onnaing.

- LASNON, S.A.D.E., 4, rue Gambetta, 59 - Saint-André.
- LAPPARENT (Abbé de), Professeur de Géologie à l'Institut Catholique, 21, rue d'Assas, 75 - Paris (VI^e).
- LAURENTIAUX Daniel, Professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de Reims, 1, rue Rolland, 92 - Montrouge.
- LAVEINE Jean-Pierre, Attaché de Recherche au C.N.R.S., 8, Place Barthélémy-Dorez, 59 - Lille.
- LECOINTRE G., Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 17, Avenue de Saxe, Paris (VII^e).
- LECOMPTE M., Conservateur à l'Institut d'Histoire Naturelle, 7, Avenue Normande, Genval (Belgique).
- LEFFEBVRE, Entrepreneur de Sondages, Blanc-Misseron, 59 - Quiévrechain.
- LEFRANC Gérard, 219, Boulevard de Paris, 62 - Lillers.
- LEGRAND Fortuné, 5, rue P.E.-Roux, 62 - Fouquières-lez-Lens.
- LE MAITRE Dorothee (M^{lle}), Professeur à la Faculté Libre des Sciences, 112, Boulevard Vauban, 59 - Lille.
- LÉMOIGNE Yves, Maître de Conférences, Laboratoire de Botanique de Lyon, 16, Quai Claude-Bernard, 69 - Lyon.
- LENTACKER, Professeur de Géographie au Lycée Faidherbe, 120 bis, rue Meurein, 59 - Lille.
- LEPLAT José, 57, rue du Brun-Pain, 59 - Tourcoing.
- LEROUX Bernard, Géologue, 180, Route Nationale, 59 - La Chapelle d'Armentières.
- LEROUX Edmond, Ingénieur Civil, 45, rue Félix-Faure, 95 - Enghien-les-Bains.
- LEROUX René, Directeur de la Société des Eaux et Force, 153, Avenue Dampierre, 59 - Valenciennes.
- LEROY Maurice, Ingénieur Géologue S.A.P., rue Nélaton, Paris.
- LESAPFRE, 50, rue de Lille, 59 - Saint-André.
- LETHIERS F., Résidence Académique, chambre 22, rue Denis-Cordonnier, 59 - Lille.
- LE THIERS, Grande-Rue, 02 - Aubenton.
- LEVUGLE J. (M^{lle}), Professeur Licencié ès Sciences, 1, rue d'Isly, 59 - Roubaix.
- LEVEQUE Paul, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., Institut de Géologie, 311, Cours de la Libération, 33 - Talence.
- LEVET-CARETTE Josiane (M^{me}), Attachée de Recherche au C.N.R.S., 73, rue Chantreau, 59 - Aniche.
- LHOSTE J-Marc, Ingénieur aux Charbonnages de France, 9, rue Brémontier, 75 - Paris (XVII^e).
- LIABEUF Jean-Jacques, Ingénieur au C.E.C.H.A.R., 11, Avenue Aimé-Lepercq, 60 - Verneuil-en-Halatte.
- LIENHARDT T.-G., Ingénieur au B.R.G.M., 74, rue de la Fédération, 75 - Paris (XV^e).
- LIMACHER Daniel, 90, rue Carnot, 95 - Montmagny.
- LOBOZIAK Stanislas, Attaché de Recherches au C.N.R.S., 39, rue J.-B. Delobel, 62 - Libercourt.
- LOUBRY Oscar, Laboratoire des Ponts-et-Chaussées, Quai de la Poste, 62 - Boulogne-sur-Mer.
- LUCAS G., Professeur à la Sorbonne (Géologie), 3, rue Paillet, 75 - Paris, (V^e).
- LYS Maurice, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure du Pétrole, 36, rue de Buzenval, 92 - Saint-Cloud.
- MAES M., Architecte, 124, rue de Dunkerque, 59 - Tourcoing.
- MAGNE Jean, Ingénieur Géologue, E.N.S.P., 36, rue du Parc, 33 - Cauderan.
- MAISTRE (Jacques de), Ingénieur Géologue aux Houillères de la Loire, 71 - Tondus par Le Bourgneuf.
- MARIE, Géologue, Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, Allées de Morlass, 64 - Pau.
- MARIETTE Henri, Docteur Vétérinaire, 156, Avenue du Général de Gaulle, 62 - Samer.
- MARION (M^{me}), Professeur, 7, rue du Pré-Brûlé, 59 - Solesmes.
- ** MARLIERE René, Membre de l'Académie Royale de Belgique, Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons, 2, rue Louis-Piéard, Hyon (Belgique).
- MARTEL A., Ingénieur Géologue S.N. Repal, B.P. 105, Alger (Algérie).
- MASSON Eugène, Aide Géologue, 8, Route Nationale, 62 - Noyelles-Godault.
- MATHIEU Gilbert, Professeur à la Faculté des Sciences au Laboratoire de Géologie, rue Ste-Opportune, 86 - Poitiers.
- MAUTORT Jacques, Ingénieur Géologue au B.R.G.M., 65, Route de Sarrebrück, 57 - Metz.
- MENCHIKOFF N., Docteur ès Sciences, Directeur de Recherches au Centre de Recherches des zones arides, 42, Quai Louis-Blériot, 75 - Paris (XVI^e).
- MENNESSIER Guy, Professeur de Géologie, 8 bis, Quai Boissy d'Anglas, 78 - Bougival.
- MERCIER Jacques, Maître-Assistant à la Sorbonne, 17, Allée du Mali, 94 - Fresnes.
- MERIAUX Emile, Assistant de Géologie, 126, rue de Dunkerque, 59 - Fâches-Thumesnil.
- MERLE L., Chef de travaux Electricité de France, 20, rue Giroud, 59 - Douai.
- MEURISSE L., Entrepreneur de sondages, 21, rue d'Arras, 62 - Carvin.
- MEURISSE Marc, Licencié ès Sciences, 23 bis, rue J.-B. Lebas, 59 - Lys-lez-Lannoy.
- MIART J., Professeur, 35, rue J.-J. Rousseau, 08 - Charleville.
- MIROUSE Raymond, Professeur, 18, Chemin de l'Eglise, Quartier Bellevue, 31 - Toulouse.
- MIRUCKI Michel, Géologue, 136, rue Mermoz, 59 - Quiévrechain.
- MOLKA Elkin, Ingénieur Géologue, Ministère des Mines, Bogota (Colombie).
- MOREAU Jules, Professeur à l'Université de Louvain, 11, rue de Croylaan, Heverlee (Belgique)
- MOUTERDE R. (Abbé), Professeur à la Faculté de Lyon, 25, rue du Plat, 69 - Lyon.
- MUCHEMBLE G. (M^{lle}), Chef de Laboratoire, Institut Pasteur, 11, rue des Fleurs, 59 - Lille.
- MULO Jean, Ingénieur, 120, rue du Président Roosevelt, Bâtiment B, 78 - Saint-Germain-en-Laye.
- NAKOMAN Fran, Docteur ès Sciences, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara (Turquie).

- NOVOJILOV N.I., Académie des Sciences de l'U.R.S.S., Bolchaïa Kalaijskaïa, 33, Moscou B. 71.
- OVTRACHT André, Laboratoire de Géologie, 24, rue Lhomond, 75-Paris.
- PAEPE, Institut géologique de Gand, Gand (Belgique).
- PAQUET Jacquet, Assistant de Géologie, Résidence du Bois, rue Ladrière, 59-Lille.
- PAREYN Claude, Professeur de Géologie à la Faculté des Sciences de Caen, 1, rue de l'Académie, 14-Caen.
- PENEAU J., Professeur aux Facultés Catholiques de l'Ouest, 50, rue du Docteur Guichard, 49-Angers.
- ** PETIT R., Ingénieur E.C.P., 1, Avenue Guindal, 80-Abbeville.
- PETROLES DE NORMANDIE, 19, Avenue de Messines, Paris (VIII^e).
- PFEFER Daniel, Licencié ès Sciences, Ingénieur Géologue, 3, rue de l'Yser, 92-Saint-Cloud.
- PHILIPPART Albert, Licencié ès Sciences physiques de l'Université Libre de Bruxelles, 4, Place du Chat-Botté, 18-Bruxelles (Belgique).
- PICAVET P., Ingénieur, 142, rue Faidherbe, 59-Mouvaux.
- PINCHEMEL P., Professeur de Géographie à la Faculté des Lettres, 9, rue Auguste-Angelier, 59-Lille.
- PLUSQUELLEC Yves, Laboratoire de Géologie C.S.U., Le Bougen-Brest, 10, rue de la République, 29-Brest.
- POLVECHE Jean, Professeur à la Faculté des Sciences de Nice, Avenue Valrose, 06-Nice.
- POMEROL C., Maître de Conférences à la Faculté des Sciences de Paris, 20, rue de Verdun, 95-Chaumontel, par Luzarches.
- PREVOST A., Docteur, Institut Pasteur, 25, rue du Docteur-Roux, 75-Paris (XV^e).
- PROUVOST Jean, Professeur de Minéralogie, 11, Avenue des Renouillers, 92-Colombes.
- PRUDHOMME Victor, 11, rue Pasteur, 59-La Madeleine.
- ** † PRUVOST Pierre, Membre de l'Institut, Professeur de Géologie à la Sorbonne, 5, Place du Panthéon, 75-Paris (V^e).
- PUIBARAUD G., Ingénieur au Groupe de Béthune des H.B.N.P.C., 4, rue Brasme, 62-Bully-les-Mines.
- PY-RAPONDY (M^{me}), Professeur au Lycée de Céret, 23, Avenue du Ventous, 66-Céret.
- RAUSCHER Raymond, 4, rue Blessig, 67-Strasbourg.
- REGIE AUTONOME DES PETROLES, 12-14-16, rue Jean-Nicot, 75-Paris.
- REGION ECONOMIQUE, Secrétaire Général : M. Woerly, Palais de la Bourse, 59-Lille.
- REGNIEZ Anselme, Géomètre, 114, Cité de la République, 59-Abscon.
- REMACLE J. ROME (Dom), Place Smolders, Louvain (Belgique).
- RENAULT Ph., 49, Boulevard du Cours, 61-Alençon.
- RENOUF, Géologiste Institut der Universitat Zulpcher, Strasse 49, Köln 5 (Allemagne).
- RICOUR J., Ingénieur Géologue en Chef au B.R.G.M., 3, rue des Chantiers, 75-Paris (V^e).
- RINGARD M., Ingénieur, Usines Courrières Kuhlmann, 128, Route Nationale, 62-Billy-Montigny.
- ROBARDET M., rue H-Dunant, Cité des Sapins, 81 A, Immeuble Farman, 76-Rouen.
- ROBAZINSKI Francis, Ecole Normale, 59-Douai.
- ROBLOT (M^{me}), Laboratoire Géologique du Collège de France, 11, Place Berthelot, 75-Paris (V^e).
- RONFARD, Ingénieur H.B.N.P.C., 106, Avenue de Condé, 59-Valenciennes.
- ROSSIGNOL Francine, Aide-Géologue au B.R.G.M., rue de la Lombarderie, 59-Bouvigny, par Marchiennes.
- ROUSSELLE (M^{me}), Institut Géologique, Rabat, 11, rue Chastenet, Rabat (Maroc).
- ROUMI Roger, 127, Avenue Delecourt, 59-Lambersart.
- RUEDA-GAXIOLA James, Faculté des Sciences, B.P. n° 36, 59-Lille.
- SARROT REYNAULT de CRESSENEUIL, Chef de travaux à la Faculté de Grenoble, 11, Boulevard Gambetta, 38-Grenoble.
- SAUVAGE Jacqueline, 18, rue des Vignerons, 94-Vincennes.
- SCHIETTECATTE Jean-Pierre, Licencié ès Science, 27, rue St-Thomas, 59-Douai.
- SCHIETTECATTE-SELOSSE Nicole (M^{me}), 27, rue St-Thomas, 59-Douai.
- SCRIBAN René, 76, rue du 2 Septembre, 59-Saint-Amand-les-Eaux.
- SERVICE GEOLOGIQUE H.B.N.P.C., Service des Relations Publiques et Sociales, 20, rue des Minimes, 59-Douai.
- SOMME Jean, Assistant à la Faculté des Lettres, 72, Avenue Maréchal-Foch, 59-Marcq-en-Barœul.
- SOYER R., Assistant au Muséum, 37, rue Jacques-Kablé, 94-Nogent-sur-Marne.
- SOYER Colette (M^{me}), 20, rue de Douai, 59-Lille.
- STATION AGRONOMIQUE, 9, rue Saint-Nicaise, 62-Arras.
- STIEVENARD M., Ingénieur divisionnaire au Service Géologique des H.B.N.P.C., rue des Minimes, 59-Douai.
- STOPA, Professeur, Académie des Mines, Laboratoire de Paléontologie, 30, Aleja Michiewisza Krakow (Pologne).
- SUTER, Société Géologique, Rabat (Maroc).
- TAYLOR, University of Keele Department of Geology, Newcastle, Staffordshire (Grande-Bretagne).
- TCHIMICHKIAN G., « Le Bocage », Boulevard Wimille, 31-Saint-Gaudens.
- THEILLIER Paul, Géologue au B.R.G.M., « Le Miramar » D 4, 13-Cassis.
- THIBAUT P.M., 42, rue du Prieuré, 59-Lille.
- TIEGHEM G. (Abbé), 22, rue Lamartine, 59-Armentières.
- TOUBEAU, Ingénieur, Blok I im roten Acker, Schinznach-bad, Argovie (Suisse).
- TSOFLIAS Pendelis, 11, rue Metsovon, Paleo-Falizo, Athènes (Grèce).
- VADAZ, Professeur de Géologie, Université Muséum Körut 4a, Budapest VIII (Hongrie).

VANÇON, Laboratoire de Géologie, Place Leclercq, 25 - Besançon.
VANDERBERGHE, Géologue, 54, Allée Jean-Jaurès, 31 - Toulouse.
VAN DE WALLE-LANDRU (M^{me}), 100, rue Jean-Jaurès, 62 - Liévin.
VANWELDEN, S.A.D.E., 59 - Saint-André.
VETTER P., Géologue aux Houillères d'Aquitaine, 23 quater, rue de Tourville, 78 - Saint-Germain-en-Laye.
VIGNEAUX Michel, Professeur à la Faculté des Sciences de Bordeaux, 210, Cours Gambetta, 33 - Talence.
VIGREUX Serge, Ingénieur Géologue, 11, rue Uriane-Sorriaux, 62 - Billy-Montigny.
VILLERS, Ingénieur, Les Marbres Français, 20, rue Puissant, 59 - Jeumont.
VOISIN L., Professeur au Collège Moderne de Charleville, rue Mabillon, 08 - Charleville.
WAGNER Robert, Docteur en Géologie, 2, Winchester Road, Sheffield 10 (Angleterre).
WAROQUIER J, Ingénieur à la Société des Eaux de Cambrai, 11, rue du Château d'Eau, 59 - Cambrai.
WATERLOT Bernard, Assistant, Faculté des Sciences, B.P. n° 36, 59 - Lille.
** WATERLOT Gérard, Professeur de Géologie et Minéralogie à la Faculté des Sciences, B.P. n° 36, 59 - Lille.
WATERLOT-PAYRE Michel, Maître-Assistant de Géologie, 329, Boulevard Clémenceau, 59 - Marcq-en-Barœul.
WILLEFERT Solange (M^{me}), Société Géologique de Rabat, 46, rue de Rouergue, Rabat (Maroc).
WINNOCK Etienne, S.N.P.A., 20, Résidence Le Manoir, Chemin Coudère, 64 - Pau.

—————«»—————

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

Secrétariat : Institut de Géologie, Boîte Postale 36, 59 Lille-Distribution
Tél. 79.20.44 ou 79.21.94 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE DU 11 JANVIER 1967

PRÉSIDENCE DE M. P. DOLLÉ, PRÉSIDENT POUR 1966

Conformément aux statuts, l'Assemblée procède d'abord au renouvellement de son Conseil d'Administration.

Monsieur Pierre PROUVOST, Membre de l'Institut, est maintenu Président d'Honneur et Madame S. DEFREY est élue Présidente pour l'année 1967. MM. J. PROUVOST, J. PAQUET et E. MÉRIAUX, M. l'Abgé TIEGHEM et M^{me} Paule M. CORSIN sont réélus dans leurs précédentes fonctions.

Sont nommés Premier Vice-Président : M. A. DALINVAL.

Vice-Présidents : MM. Ch. DELATTRE et J. DERCOURT.

Conseiller : M. P. DOLLÉ.

Enfin, MM. A. BEUGNIES, R. MARLIÈRE, A. BOUROZ, P. CORSIN et P. CELET sont maintenus dans leurs postes de Conseillers pour l'année 1967.

Avant de passer à l'ordre du jour, M. P. DOLLÉ fait part à l'Assemblée des démarches effectuées auprès de la Bibliothèque Universitaire de Lille par la Société Géologique du Nord. La prise en charge éventuelle des collections de la Bibliothèque de notre Société par la Bibliothèque Universitaire est envisagée et un projet de contrat est distribué aux membres présents. Ce projet est adopté à l'unanimité.

Communication orale

B. MAITTE. — Formation de cristaux synthétiques de Voltaïte (sulfate de Fe, Al et R hydraté) (*).

Communication écrite

C. BABIN et C. CLAUSSEN. — Une nouvelle forme du groupe de *Lobobactrites ellipticus* dans le Famennien de Porsguen (Finistère).

(*) Cette communication ne sera pas insérée dans le cadre des Annales de la Société Géologique du Nord.

SEANCE DU 1^{er} FEVRIER 1967

PRÉSIDENCE DE M. P. DOLLÉ, PRÉSIDENT POUR 1966,
PUIS DE M^{me} S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE POUR 1967

A la fin de son mandat, Monsieur P. DOLLÉ, Président sortant, s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

Mesdames,
Mesdemoiselles,
Messieurs,
Mes chers amis,

Me voici arrivé au terme de mon mandat, et je voudrais remercier tous ceux qui m'ont puissamment aidé à le remplir :

Monsieur CELET, qui m'a précédé, Madame DEFRETIN, qui me succède, Monsieur PROUVOST qui, aidé de Monsieur PAQUET, assure la tâche ingrate du Secrétariat, Madame PAULE CORSIN, qui conduit avec une main de fer sous un gant de velours la publication de nos travaux, Monsieur l'Abbé TIEGHEM, à qui revient le travail difficile de trésorier, Monsieur MÉRIAUX, qui assume le service de la bibliothèque avec dévouement dans des conditions très difficiles, tous les membres du Conseil et tous les membres qui ont assisté à nos réunions et qui m'ont apporté le témoignage de leur chaude amitié.

Nous avons eu à déplorer, durant l'année écoulée, la disparition d'un de nos anciens Présidents : Monsieur CHAVY, ancien Directeur des Mines de Liévin. J'y pense avec émotion, car c'est pendant son mandat de Vice-Président que je suis entré à la Société Géologique du Nord.

Il convient, par ailleurs, de noter parmi les événements heureux : l'élection de Monsieur MARLIÈRE à l'Académie Royale de Belgique, l'attribution du Prix Joseph Labbé de l'Académie des Sciences à Monsieur BOURGOZ et du Prix L. Danel de la Société Industrielle de Lille à Monsieur BONTE.

Depuis le début de l'année dernière, la Société a accueilli 7 nouveaux membres. Deux ouvrages lui ont été présentés dont un fascicule du Tome XIV des Mémoires rédigé par Monsieur WATERLOR sur les Gigantostracées de Liévin. Nous avons entendu et apprécié 19 communications.

Les années que nous traversons sont importantes pour la Société Géologique du Nord qui, si je peux me permettre une comparaison empruntée à l'entomologie, subit actuellement une mue. Elle abandonne son ancienne dépouille, le berceau de la rue Gosselet, et elle cherche un nouvel abri. La comparaison avec le Bernard l'Ermite serait plus exacte : elle essaie plusieurs logis avant de se fixer : Grand Amphithéâtre de Géologie à Annappes, salle prêtée par les Sciences de la Terre où nous trouvons aujourd'hui (et je remercie l'autorité qui nous héberge), plus tard, local de la Bibliothèque Scientifique Universitaire.

Un problème important est le transfert de notre Bibliothèque dans un emplacement plus vaste et plus adapté que celui qui l'a vue croître depuis son origine. La Bibliothèque Universitaire va bientôt installer son fonds scientifique dans ce nouveau bâtiment d'Annappes. Des pourparlers sont en cours, et je pense en bonne voie, pour que nous puissions y loger aussi notre bibliothèque.

Enfin, il y a un grand souci pour notre Société. Notre trésorier va vous en parler dans un instant : Comment continuer à financer normalement la publication de nos travaux ? La Recherche Scientifique nous aide pour une grande part. Les Membres y ajoutent leur participation. Des organismes publics ou privés nous octroient des subventions. Cela n'est pas encore suffisant et il faut trouver d'autres mécènes pour compléter les sommes nécessaires à la parution régulière de nos Annales. Madame DEFRETIN saura les convaincre, j'en suis sûr. Nous avons toute confiance en son dynamisme, son autorité et son efficacité.

Je lui cède la place et je vois également, avec grand plaisir, accéder à ce bureau mon ami DAMJIVAL.

La Société est en de bonnes mains.

Après le discours présidentiel de M. P. DOLLÉ, la présidence est cédée à Madame S. DEFRETIN qui prononce l'allocution suivante :

Mes chers Confrères,

Lorsque, voici un an, vous m'avez appelée au rang de Vice-Président, je me suis demandé quels pouvaient être mes mérites pour me valoir cet honneur.

Ce ne sont certainement pas mon savoir et ma notoriété : l'étude des *Estheria* n'a rien de spectaculaire et l'on compte sur les doigts de la main ceux qui, de par le monde, s'y intéressent ; quant à celle des Eponges, elle ne rassemble guère plus d'adeptes.

Aussi est-ce, sans aucun doute, mon âge (j'en vois bien peu ici qui soient mes aînés) et ma fidélité que vous avez voulu honorer aujourd'hui.

Il y a en effet 38 ans que M. PRUVOST et M. DUPARQUE me parrainaient ici et se portaient en quelque sorte garants d'une étudiante qui avait demandé à faire un diplôme et qui, sous la direction du Professeur DUPARQUE, étudiait la structure pétrographique des charbons belges de Mariemont-Bascoup.

Puis, en 1939, avec la guerre et tous ses aléas, M. PRUVOST me parrainait en quelque sorte une seconde fois en m'accueillant dans son Laboratoire, et je lui en garderai toujours une profonde reconnaissance. Je reprenais alors place à la Société Géologique du Nord.

Mais si la fidélité est incontestablement une qualité, est-elle suffisante pour assumer la tâche que vous me confiez aujourd'hui ? Certes les rouages de notre Société ne me sont pas inconnus puisque j'y fus 6 ans Secrétaire et 6 ans Bibliothécaire. Mais être Président c'est autre chose, et j'aurais eu scrupule à accepter si je n'avais senti autour de moi tant de bonne volonté et de cordiale sympathie. Et je me tournerai tout d'abord, dut sa modestie en souffrir, vers notre 1^{er} Vice-Président M. DALINVAL, dont j'ai pu apprécier, il n'y a pas si longtemps somme toute, quand il préparait le certificat de Minéralogie, tout le sérieux, l'amour du travail bien fait et, ce qui ne gâte rien, l'amabilité. Aussi sommes-nous assurés d'avoir l'an prochain un Président de classe.

Je sais aussi que dans la tâche qui m'incombe je puis compter sur tous les membres du Bureau et surtout sur notre Secrétaire M. PRUVOST qui, depuis 3 ans, dirige avec autorité notre Secrétariat.

Enfin j'espère que notre Président sortant, M. Pierre DOLLÉ, voudra bien me faire profiter de son expérience, car il a su mener notre barque avec une rare maîtrise.

Quel sera mon rôle cette année ? Alors que jusqu'ici la Société vivait avec des habitudes et des traditions établies de longue date, depuis sa fondation par Jules GOSSELET en 1870, voici que le transfert à Annappes de la Faculté des Sciences remet tout en question. L'expérience de novembre et décembre nous a montré qu'il était impossible de continuer rue Gosselet dans les locaux abandonnés : l'ambiance n'y était plus (et la température non plus...).

Dans l'amphithéâtre Gosselet qui nous a accueillis le mois dernier, nous étions certes fort bien, mais un peu perdus dans cette immense salle, et nous ne nous y sentions pas tout à fait chez nous. Celle où nous sommes aujourd'hui n'a pas encore eu le temps d'acquiescer l'atmosphère des locaux habités, mais cela viendra si nous y persistons et que nous nous donnons la peine de lui donner une âme.

Mais le gros problème était la bibliothèque. Littéralement abandonnée rue Gosselet, malgré tous les efforts de notre si dévoué Bibliothécaire M. MÉRIAUX, ses livres étaient lourdement menacés, car le froid et surtout l'humidité en sont les pires ennemis.

Nous vous avons entretenu de ce problème lors de la réunion de janvier. M. DOLLÉ vous a rappelé les démarches que M. BONTE d'abord en 1961, puis M. CÉLER, enfin tout récemment lui-même, M. CÉLER et moi avons entreprises pour établir un accord entre la Bibliothèque Universitaire et notre Société.

Or voici exactement 8 jours, nous nous retrouvions à nouveau chez M^{lle} BRUCHET, Conservateur en Chef de la Bibliothèque Universitaire. Elle a été pleinement d'accord avec nous sur le texte que M. DOLLÉ nous avait proposé en janvier et auquel nous avons apporté un accord unanime. Ce texte va être transmis à M. le Recteur pour qu'il veuille bien l'examiner, non seulement en tant que Président du Conseil de l'Université, mais surtout en tant que Juriste afin d'avoir, de part et d'autre, la certitude que, du point de vue juridique, notre contrat est inattaquable. Après un dernier visa du Service Central des Bibliothèques qui, dès à présent, est entièrement d'accord, il restera à vous soumettre en Assemblée extraordinaire le texte définitif.

Si tout se passe comme nous l'espérons, le déménagement de notre bibliothèque pourrait avoir lieu fin juin. En outre, M^{me} BRUCHET nous propose dans la bibliothèque une salle où pourraient avoir lieu éventuellement nos réunions. Toutefois, ce ne pourrait être qu'à partir de novembre, et quelques menus problèmes restent à résoudre à ce sujet.

Je suis donc, en somme, le Président du déménagement et je souhaite ardemment que ce changement dans la routine habituelle, où nous nous complaisons, semble-t-il, nous permette d'acquérir, pour employer un langage sportif, notre second souffle.

Notre Société, si elle veut survivre, doit faire preuve d'une activité toujours plus grande. Qui n'avance pas, recule. Or les adhésions nouvelles ne dépassent que de bien peu les disparitions. Depuis que je suis entrée dans notre Société en 1929, l'effectif n'a augmenté que de 50 membres. De 278, il est passé à 328, soit une augmentation de 18 % en 38 ans, c'est-à-dire moins de 0,5 % par an.

Comment pouvons-nous, dans de telles conditions, espérer intéresser à la Société Géologique du Nord les collectivités et entreprises locales, si nous ne faisons pas preuve de plus de vitalité.

Dans le même temps, le personnel enseignant de l'Institut de Géologie passait de 4 à 8 pour les Professeurs et Maîtres de Conférences, d'où augmentation de 100 %, de 4 à 14 pour les Chefs de Travaux, Maîtres-Assistants et Assistants, soit 250 %. De leur côté, les étudiants, pendant la même période, sont devenus 10 fois plus nombreux, accusant une augmentation de 1.000 %.

Ces exemples, bien que particuliers, apportent une preuve que le nombre des géologues, qu'ils appartiennent à l'enseignement ou à des services spécialisés, présente une croissance indiscutable. Or notre Société n'en montre qu'un reflet des plus modestes.

Aussi, à l'heure où on ne parle que d'expansion et de développement, nous nous devons, chacun dans notre sphère d'influence, de faire connaître la Société Géologique du Nord. Il nous faut montrer, en notre époque de construction accélérée, toute l'importance de la connaissance du sous-sol. Il nous faut aussi attirer à nous les jeunes, même en amateurs, et opérer ainsi une véritable transfusion qui revigorerait notre Assemblée et lui redonnerait une nouvelle jeunesse.

Madame DEFRETIN donne ensuite la parole à Monsieur l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, qui présente le compte rendu financier de la Société pour l'année 1966. Le rapport financier est adopté à l'unanimité et M. l'Abbé TIEGHEM félicite pour sa parfaite gestion des finances.

Sont ensuite nommés Membres de la Société :

M. RAUSCHER Raymond, Laboratoire de Géologie et Paléontologie, 1, rue Blessig, 67-Strasbourg, présenté par M. P. Dollé et M^{me} J. Doubinger.

M. BARTA Laszlo, Laboratoire des Sciences de la terre, Boîte Postale 347, 51-Reims, présenté par MM. D. Laurentiaux et J. Prouvost.

M. LIARCEUF Jean-Jacques, Ingénieur au CERCHAR, 11, Avenue Aimé-Lepercq, 60-Verneuil-en-Halatte, présenté par MM. B. Alpern et P. Dollé.

Communications orales

Ch. DELATTRE et M. WATERLOT-PAYRE. — Etude préliminaire du Bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles).

E. MÉRIAUX. — Présentation d'un échantillon d'algue du Westphalien (*).

Communication écrite

Y. LEMOIGNE. — Reconnaissance paléobotanique dans le Sahara Occidental (région de Tiadouf et Gara Djebilet).

(*) Cette communication ne sera pas insérée dans le cadre des Annales de la Société Géologique du Nord.

SEANCE DU 1^{er} MARS 1967

PRÉSIDENTE DE M^{me} S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE POUR 1967

Madame S. DEFRETIN porte à la connaissance des membres de la Société la nomination dans l'ordre du Mérite de M. J. POLVÈCHE, ancien Président. Puis elle annonce le décès de M. Ch. CHARTIER qui fut Président de notre Société durant l'année 1946.

Communications orales

A.F. DE LAPPARENT et J. PILLET. — Sur quelques trilobites permo-carbonifères d'Afghanistan (**).

P. DOLLÉ. — Grès à minéraux lourds dans le Houiller.

Communication écrite

Paule M. CORSIN et E. NAKOMAN. — Contribution à l'étude palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace. II. - Etude quantitative et résultats.

(**) Cette note paraîtra dans le prochain fascicule.

Une nouvelle forme du groupe de *Lobobactrites ellipticus* (FRECH, 1897) dans le Famennien de Porsguen (Finistère)

par Claude BABIN (*) et Claus D. CLAUSEN (**)

(Planche I)

Les auteurs qui étudièrent autrefois le Famennien du Finistère (Collin, 1912, 1920, 1926 ; A. Renaud, 1942) y signalèrent la présence de *Bactrites schlotheimi* QUENSTEDT 1849 sans donner ni figure ni description. L'un de nous, reprenant récemment l'étude du Famennien II de Porsguen en Plougastel-Daoulas (Babin, 1963), figura des Bactritides (Pl. 3, fig. 19, 20) difficilement déterminables. Réexaminant ce matériel, C.D. Clausen concluait également à l'impossibilité de parvenir à une attribution générique précise, la non conservation de la section transversale, des lignes de suture et de la carène ne permettant pas de choisir entre *Pseudobactrites* FERRONNIÈRE 1921 et *Lobobactrites* SCHINDEWOLF 1932 ; la répartition stratigraphique paraissait plutôt en faveur du second genre.

Un nouvel exemplaire vient d'être recueilli au gisement de Porsguen ; ce fragment de Bactritide fossilisé à la surface d'un nodule pyriteux des schistes kéra-bitumeux classiques du Famennien II à *Cheiloceras* du Finistère (Babin, 1964), a pu être dégagé entièrement. L'intérêt de cet échantillon remarquablement conservé justifie sa présentation.

(*) Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences, Brest.

(**) Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover-Buchholz.

Lobobactrites sp. aff. *L. ellipticus* (FRECH, 1897)
BABIN & CLAUSEN, 1966

? 1912 *Bactrites schlotheimi* COLLIN, p. 285.

? 1920 *Bactrites schlotheimi* COLLIN, p. 59.

? 1926 *Lobobactrites ellipticus* = ? *Bactrites schlotheimi* (COLLIN), p. 222
(non *Bactrites ellipticus* MÜNSTER = *Orthoceratites ellipticus* MÜNSTER).

? 1942 *Bactrites schlotheimi* RENAUD, p. 272.

1963 forme bactritide BABIN, p. 88, Pl. 3, fig. 19, 20.

Holotypus : original figuré Planche I.

Locus typicus : grève de Porsguen en Plougastel-Daoulas (Finistère).

Stratum typicum : Famennien II (Nehdenien), schistes kéra-bitumeux de Porsguen.

Matériel : un fragment de chambre d'habitation (moule avec ornementation) ; déposé dans les collections du laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Brest.

DIAGNOSE : *Lobobactrites* de section ovale et possédant une petite carène dorsale. Stries d'accroissement fortement marquées avec une selle anti-siphonale très aiguë. Suture inconnue.

DESCRIPTION : le fragment pyritisé a 2 centimètres de long et est cassé obliquement. La coquille passant régulièrement de la partie dorsale à la partie ventrale. La région dorsale est occupée par a une section ovale et des flancs platement arrondis une petite carène (Pl. I, fig. 1). On n'observe aucune

suture sur l'échantillon, il s'agit donc nettement d'un fragment de chambre d'habitation.

Le diamètre dorso-ventral de l'extrémité adapicale est de 2,2 mm, celui de l'extrémité adorale de 3,3 mm; cette augmentation de largeur de 1,2 mm sur 21 mm de longueur donne un accroissement diamétral dans le rapport 1/19. L'angle apical mesure environ 4°.

Les stries d'accroissement sont remarquablement conservées. Elles traversent de façon presque rectiligne la partie ventrale (Pl. I, fig. 3) et se courbent brusquement dorso-latéralement en une haute selle qui constitue un angle aigu dorsal (Pl. I, fig. 2). Cette selle est quelque peu arrondie à sa partie supérieure et se confond ici avec la ligne centrale de la carène dorsale. La largeur des espaces séparant les stries d'accroissement peut varier assez souvent au cours de l'ontogénie; ces espaces sont relativement plus larges à l'extrémité adorale de la chambre d'habitation, leur largeur diminue en outre du 1/3 de la moitié de sa valeur en passant du flanc à la partie dorso-latérale; les stries se succèdent ainsi en rangs relativement serrés du côté dorsal. Ces stries sont accompagnées d'une ornementation en forme de faibles petits anneaux semblablement orientés.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : l'espèce de l'Ouest de la France a de grandes ressemblances avec *Lobobactrites ellipticus* des schistes de Wissenbach; elle s'en distingue cependant par la section qui n'est que peu elliptique, par la finesse de la carène et par l'obliquité moindre des stries d'accroissement sur les flancs. *Lobobactrites ellipticus* n'est, en outre, connue jusqu'alors que de la base du Dévonien moyen.

Elle se distingue également de *Lobobactrites termierorum* CLAUSEN, 1966 (*nomen nudum*) par la section et par la forme des lignes d'accroissement, l'espèce française montre une selle adorale en angle aigu tandis que celle-ci est largement arrondie et ouverte à un peu plus de 90° chez *Lobobactrites*

termierorum. La carène est, dans ces deux espèces, de forme plus ou moins semblable. *L. termierorum* provient du Famennien inférieur (Nehdenien).

Lobobactrites sp. aff. *L. ellipticus* (FRECH, 1897) COLLINS, 1966 du Frasnien d'Australie occidentale comporte, à la différence de notre forme, une section nettement elliptique, une forte carène dorsale et un angle apical de 6° (communication écrite due à l'amabilité du Dr Collins, le 30 mars 1966).

La selle dorsale des stries d'accroissement de *Lobobactrites gürichi* (RZEHAK, 1910) est en angle aigu, de 60° environ, et arrondi; la carène est fortement développée.

La forme armoricaine présente également de grandes ressemblances avec l'espèce marocaine *Lobobactrites* sp. de G. & H. TERMIER, 1950 (p. 46, Pl. 137, fig. 10-12) décrite de la façon suivante: «Famennien inférieur; forme subcylindrique; ornementation: forte carène plate sur laquelle des fortes stries d'accroissement dessinent une selle très accentuée». Seule la forme des stries d'accroissement paraît être différente, ces stries ayant une plus grande amplitude dans l'espèce marocaine (voir fig. 12).

RÉSUMÉ : la forme française est étroitement apparentée au *Lobobactrites ellipticus*; d'éventuelles découvertes d'échantillons présentant des caractères complémentaires corroboreront peut-être sa position particulière. Les différences par rapport à l'espèce type ne semblent cependant pas être suffisamment importantes pour justifier une création spécifique; on doit plutôt penser à une forme régionale et l'on peut considérer *L. aff. ellipticus* comme une nouvelle sous-espèce de *L. ellipticus*.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : jusqu'à présent Nehdenien (to II).

Il paraît utile, en conclusion, de donner un tableau comparatif des caractéristiques de *Lobobactrites ellipticus* et des formes voisines.

	Carène	Suture	Forme de la suture	Section	Stries d'accroissement	Angle apical	Répartition stratigraphique
<i>L. ellipticus</i> (FRECH)	forte	E L i (*)	recti-radiée	elliptique	De grande amplitude. Selle dorsale en angle \neq aigu ; flancs abrupts.	4-5°	Base du Dévonien moyen.
<i>L. sp.</i> G. & H. TERMIER	forte			ovale	D'assez grande amplitude. Selle dorsale en angle aigu ; flancs abrupts.		Famennien inférieur.
<i>L. sp. aff. ellipticus</i> BABIN & CLAUSEN	mince			ovale	D'amplitude moyennement grande. Selle dorsale en angle aigu ; flancs moyennement raides.	4°	Famennien inférieur.
<i>L. sp. aff. ellipticus</i> COLLINS	forte	E L i	recti-radiée	elliptique		6°	Frasnien.
<i>L. termierorum</i> CLAUSEN	mince	E L i	? recti-radiée	ovale	D'amplitude moyennement grande. Selle dorsale en angle presque droit ; flancs moyennement raides.	3,5-4°	Famennien.
<i>L. gürichi</i> (RZEHAČ)	forte			ovale	De forte amplitude. Selle en angle aigu arrondi (60°) ; flancs \pm abrupts.		Famennien.

(*) E L i = éléments de la suture (E = lobe ventral ; L = lobe latéral ; i = selle dorsale).

BIBLIOGRAPHIE

- BABIN C. (1963). — Faciès et faune malacologique du Famennien de Porsguen (Finistère). *Bull. Soc. géol. min. Bret.*, nouv. sér., fasc. 1-2 (1961), pp. 65-102, 5 pl.
- BABIN C. (1964). — Sur la validité de deux localités-types du Dévonien du Finistère. C.R. somm. *Soc. Géol. Fr.*, pp. 129-130.
- COLLIN L. (1912). — Etude de la région dévonienne occidentale du Finistère. Thèse Fac. Sc. Paris ; impr. Bourgeon, Brest ; 470 p., 1 carte.
- COLLIN L. (1920). — Sur la position stratigraphique des niveaux à Goniatites dans le Dévonien de la rade de Brest. *Bull. Soc. géol. min. Bret.*, t. I, fasc. 2, pp. 58-60.
- COLLIN L. (1926). — Etude géologique de l'île Longue. *Bull. Soc. géol. min. Bret.*, t. VII, fasc. 3-4, pp. 216-224.
- FRECH F. (1897-1902). — *Lethaea geognostica*. I. *Lethaea paleozoica*, 2. XXXV et 288 p., 35 pl., 6 cartes. Stuttgart. (Précambrien-Dévonien édité en 1897).
- RENAUD A. (1942). — Le Dévonien du Synclinorium médian Brest-Laval. *Mém. Soc. géol. min. Bret.*, t. VII, 2 fasc., 184 + 439 p., 14 pl.
- TERMIER G. et H. (1950). — Paléontologie marocaine. Tome II : Invertébrés de l'ère primaire ; fasc. 3 : Mollusques ; 246 p., Pl. 123-183. Hermann et Cie édit. Paris ; coll. Act. scient. et ind., n° 1094.

* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

Lobobactrites sp. aff. *ellipticus* (FRECH, 1897) BAHIN & CLAUSIN, 1966. Holotype.

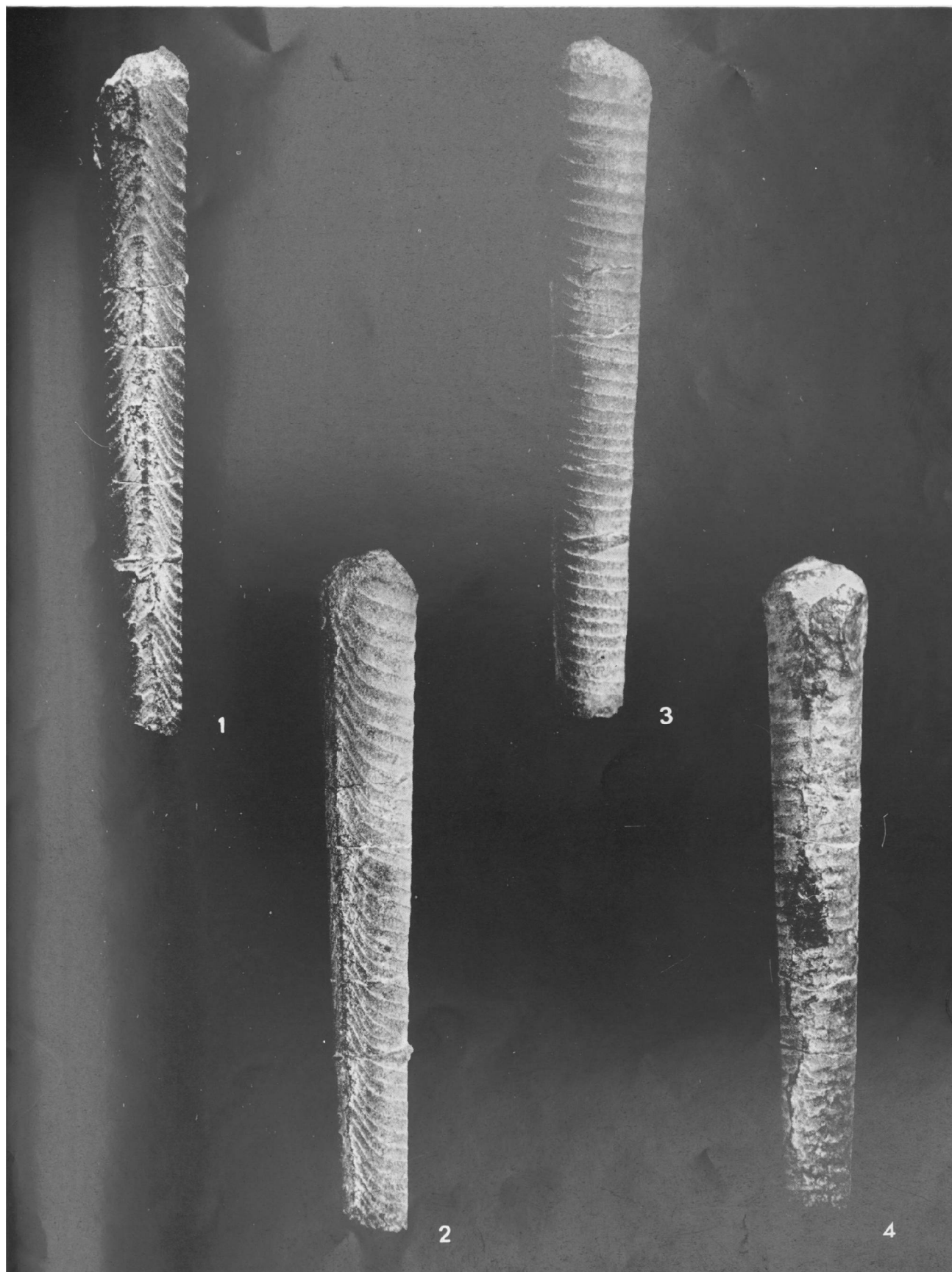
FIG. 1. — Vue dorsale montrant la carène et la selle dans le dessin des stries d'accroissement. Gr.: x 6.

FIG. 2. — Vue dorso-latérale montrant la brusque courbure adorale des stries d'accroissement. Gr : x 6.

FIG. 3. — Vue latérale montrant la faible obliquité des stries d'accroissement. Gr.: x6.

FIG. 4. — Vue ventrale. Gr : x 6.

—————«»—————



Etude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles)

par Charles DELATTRE (*) et Michel WATERLOT-PAYRÉ (**)

Sommaire. — Situé à l'extrémité orientale de la Zone des Nogueras, le bassin de Feixa-Castellás est défini comme carbonifère, paralique et concordant sur le Dévonien. La série stratigraphique, d'une puissance de l'ordre du kilomètre, est essentiellement détritique mais admet parfois des niveaux calcaires. Elle contient, localement, des lydiennes à sa base. Aucun fossile n'y a été découvert et l'attribution au Carbonifère est basée sur des critères géométriques.

Au point de vue tectonique, le bassin apparaît comme une succession de plis déversés vers le Sud. Le déversement peut aller, parfois, jusqu'à la formation d'un pli-faille.

Le lambeau carbonifère qui fait l'objet de notre étude est situé immédiatement au S de la route allant de Sort à Seo de Urgel par Rubio et Parroquia de Orto (fig. 1). Il est disséqué essentiellement par le rio de Castellás qui se jette, un peu en aval de Espahent, dans le rio de la Guardia qui est lui-même affluent du rio Segre par l'intermédiaire du rio Palleróls. Il s'oriente de l'WNW à l'ESE ; sa longueur est d'une quinzaine de km alors que sa largeur ne dépasse guère 6 km.

Bien que située à une altitude relativement faible, toujours inférieure à 2000 m, cette région est assez isolée et seules quelques mauvaises pistes joignent entre eux de rares villages dont certains sont pratiquement abandonnés. Quelques champs de céréales sont cultivés au fond des vallées alors que la montagne est partagée entre la haute prairie qui se développe plus volontiers sur les flancs méridionaux et les forêts plus à l'aise sur les versants septentrionaux.

Le bassin de Feixa offre les sédiments carbonifères anté-stéphaniens les plus orientaux de la Zone des Nogueras. Cette Zone, que l'on considère classiquement comme symétrique de la Zone Nord Pyrénéenne, constitue un ensemble fortement tectonisé composé d'une part de noyaux paléozoïques et, d'autre part, de deux bandes de terrains permo-

triasiques qui les séparent de la Zone Primaire Axiale au Nord et du recouvrement jurassique et crétacé au Sud. Ainsi ce bassin de Feixa, presque constamment frangé de Dévonien, est dominé au S par les sédiments crétacés de la Sierra de Prada surmontant la mince bande jurassique d'Hostalets, au N de Orgaña. La bande dévonienne méridionale est toutefois ployée en un anticlinal dissymétrique qui laisse affleurer en son centre les schistes carburés du Gothlandien.

Le Dévonien qui borde le flanc N du bassin est dominé, lui, par une masse imposante, monotone, de schistes et de grès cambro-ordoviciens qui constitue la Sierra de San Juan. Un revêtement permotriasique, parfois important, vient souvent masquer en partie les diverses formations paléozoïques.

Historique.

La première description de ces terrains remonte au début de ce siècle lorsque Mengel (1910), amené à étudier le prolongement occidental du grand accident sud pyrénéen qu'il venait de signaler dans les Pyrénées orientales, se penche sur la stratigraphie et la tectonique de « l'îlot primaire de La Guardia » dont font partie les terrains qui nous intéressent ici. Pour lui, le Carbonifère, qu'il attribue au Dinantien, est composé, à la base, de lydiennes épaisses (15 à 20 m par endroits), surmontées de calcaires griotteux, d'ampélites, de grès et de poudingues, auxquels succède une grande épaisseur de schistes micacés noir-bleuâtre. Au

(*) Professeur à la Faculté des Sciences de Lille (Géologie régionale).

(**) Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de Lille (Géologie régionale).

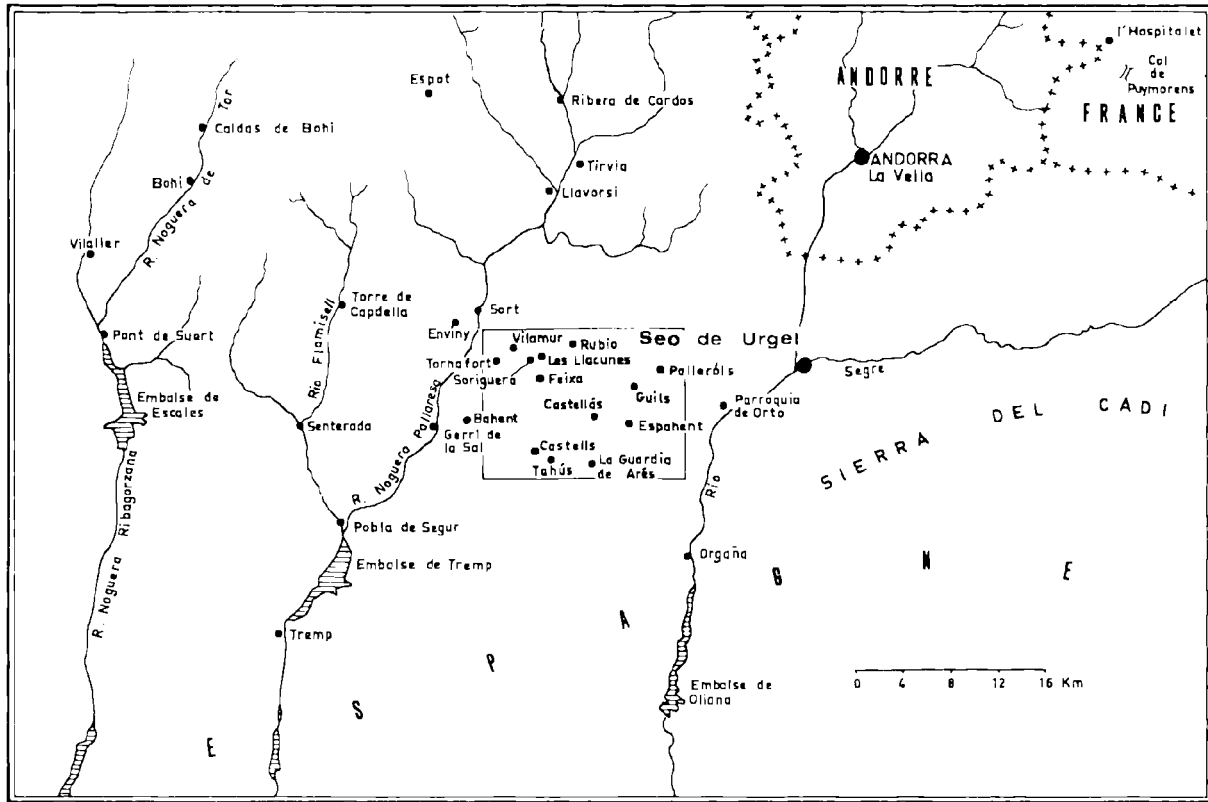


FIG. 1 — Localisation de la région étudiée. Le bassin carbonifère de Feixa-Castellás-Espahent se trouve à l'intérieur du rectangle situé au centre de la carte.

point de vue tectonique, Mengel considère l'îlot primaire de La Guardia comme « constitué par une nappe ondulée, entraînée vers le Nord par une poussée venue du Sud, sur un Trias morcelé par une faille transversale, coïncidant sensiblement avec la vallée de la Noguera et à ramifications multiples ».

Après les études de Mengel, il fallut attendre le travail de Dalloni (1930) pour qu'une nouvelle mention intéressante soit faite du bassin carbonifère de Feixa. Il reprend les conclusions de son prédécesseur quant aux grands traits stratigraphiques, mais propose une interprétation tectonique différente. Pour lui, la zone carbonifère de Feixa serait située dans la partie orientale de sa célèbre « Nappe des Nogueras », vaste nappe de charriage débutant dans la région de Vilaller et se terminant au niveau du rio Segre.

Jacob, Fallot, Astre et Ciry (1927) ne souscrivent pas aux vues tectoniques des auteurs déjà

cités. Pour eux, la zone d'affleurements paléozoïques qu'ils appellent *Massif primaire d'entre Segre et Pallaresa* « repose au N sur le Permo-Trias axial qui forme la bande, plongeant au S, de Guils, Rubió et Vilamur. Il supporte au Sud la série sud-pyrénéenne sous laquelle il s'enfonce en outre obliquement vers le SE entre La Guardia et Belpuy ».

Misch (1934), dans son étude fondamentale sur les Pyrénées centrales espagnoles, ne se préoccupe pas particulièrement de la stratigraphie du Carbonifère de Feixa, mais ses conceptions tectoniques, quant à cette partie des Pyrénées, sont foncièrement différentes de celles de Dalloni et se rapprochent de celles des auteurs précédents. Misch désigne cette région de Feixa sous le nom de région de Coma de To ou Castellás. Elle est, selon lui, normalement recouverte au S par du Permo-Trias et constitue donc un pli de Paléozoïque autochtone dont le flanc méridional peut être déversé vers le S tandis que l'ensemble est déversé vers le N. Cette symétrie dans le déversement bilatéral d'un

pli est donc caractéristique, pour Misch, de cette partie des Pyrénées.

Almela et Rios (1947) dans leur étude d'ensemble sur les Pyrénées léridiennes, reprennent et synthétisent les observations et les conclusions des auteurs précédents.

En 1959, de Sitter, traitant de la structure de la Zone Axiale des Pyrénées de la province de Lerida, est amené (p. 358) à considérer comme indubitablement autochtone le massif dont fait partie le Carbonifère de Feixa. La même année, N. Schulman étudie la géologie de la région de Tornafort qui constitue la partie occidentale du Carbonifère de Feixa-Castellás. Il décrit cet ensemble comme autochtone et constituant la bordure septentrionale de la Zone des Nogueras. Fait important, la limite septentrionale du massif est, pour lui, une faille oblique à regard Nord séparant le Trias du Primaire situé au S. Le Trias, plongeant au S, est ainsi effondré et ne s'enfonce pas sous le Primaire méridional.

Ainsi, les grands traits stratigraphiques du bassin de Feixa-Castellás sont connus et admis depuis les travaux de Mengel ; il n'en est pas de même, on l'a vu, de sa situation tectonique. Il n'est pas de notre propos, dans cette étude préliminaire, de développer longuement des considérations tectoniques générales quant à la structure du versant méridional des Pyrénées, mais il nous paraissait opportun de rappeler la complexité de l'environnement géologique du bassin carbonifère dont nous nous proposons de décrire d'une part la stratigraphie et d'autre part la tectonique.

Stratigraphie du Carbonifère de Feixa-Castellás.

En dépit de sa taille relativement réduite, nous avons pu mettre en évidence, grâce à trois coupes sensiblement méridiennes, des variations de faciès assez notables à l'intérieur du bassin de Feixa.

La première a été levée à la faveur de la piste qui, partant de la Piedra del Cantó, relie Biscarbó, Junyent et Feixa. La seconde se situe le long de la route menant à La Guardia de Arés dans les quelques kilomètres qui précèdent cette bourgade. Cette coupe sera complétée par les observations faites entre La Guardia de Arés et Castellás d'une part et dans la région de Espahent d'autre part. La troisième a été effectuée au niveau du Puig Adrall, à l'aplomb de Sorigüera-Les Llacunes.

Nous donnons maintenant le détail de ces différentes coupes.

1) COUPE DANS LA RÉGION DE BISCARBÓ (fig. 2).

Après avoir cheminé quelques centaines de mètres dans le Permo-Trias de la Piedra del Cantó, la piste pénètre dans les sédiments dévoniens et, à l'aplomb oriental de la Coma La Vall, apparaissent des griottes caractéristiques du Dévonien terminal. Les premiers sédiments que nous rapportons au Carbonifère sont des grès schisteux gris-verdâtre fortement micacés devenant de plus en plus riches en minéraux argileux. A ce premier ensemble, dont la puissance est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres, fait suite un passage bréchique de deux mètres d'épaisseur. Ce mince niveau est surmonté de 10 m de grès admettant parfois des poudingues lentilleuses contenant des galets de calcaires dévoniens. Ces grès passent, de manière assez insensible, à un poudingue à galets schisteux et gréseux. Ce poudingue, épais d'une dizaine de mètres, contient, lui aussi, quelques galets de calcaires dévoniens et passe à un niveau calcaire contenant quelques lentilles gréseuses. Ces calcaires sont surmontés par une vingtaine de mètres de grès ; ceux-ci, grossiers à leur base, deviennent de plus en plus fins au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Ensuite, au niveau de Biscarbó, tant à l'intérieur du hameau qu'à sa sortie méridionale, après le coude de la piste, affleurent de beaux poudingues dont les éléments, assez fins à la base, deviennent de taille pugilaire au sommet de la série.

Ce poudingue recèle des lentilles calcaires de quelques décimètres. Celles-ci ne sont pas sans rappeler les éléments calcaires présents dans les brèches du Dourdu (Milon 1927, Delattre 1952). Malheureusement la recherche de microfaune s'est révélée ici infructueuse.

Ces poudingues sont surmontés par une trentaine de mètres de grès qui se terminent par un micropoudingue de quelques décimètres d'épaisseur, lui-même recouvert par un niveau d'une dizaine de mètres de grès roux assez tendres. Ensuite débute une importante série de schistes fins, bleus ou gris-verdâtre, dont la puissance peut être évaluée à 800 ou 1000 m. La monotonie de ces schistes n'est rompue, par endroits, que par quelques lits gréseux assez minces. Notons toutefois, à 200 m du sommet, la présence d'un niveau graveleux, calcaireux, contenant de nombreuses entroques. Malheureusement, la recherche de conodontes dans ce niveau qui paraît

SÉRIES STRATIGRAPHIQUES DANS LE CARBONIFÈRE DE FEIXA-CASTELLAS-ESPAHENT

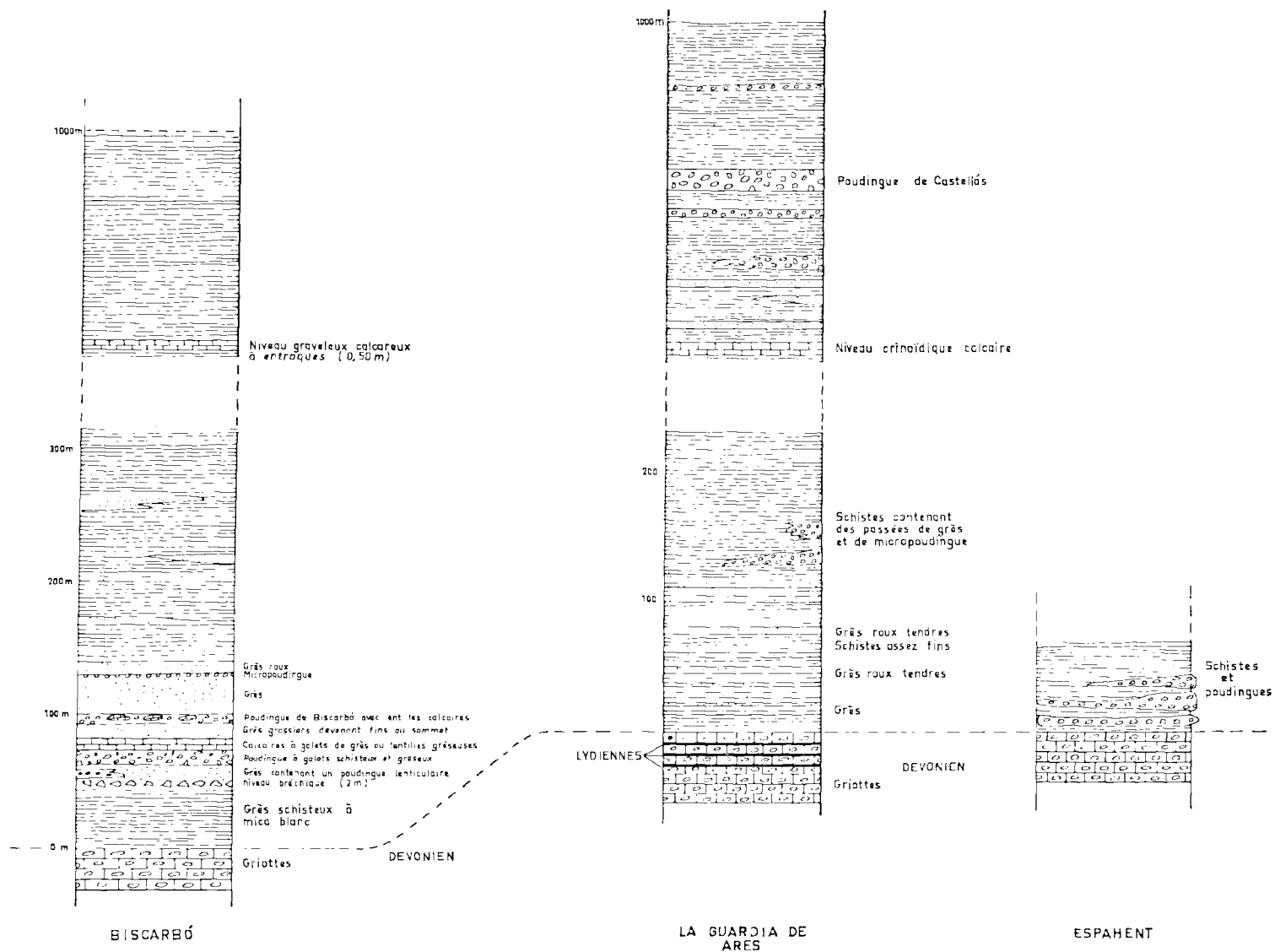


FIG. 2

constant puisque nous l'avons découvert en plusieurs endroits du bassin, et apparemment toujours dans la même position stratigraphique, s'est ici encore révélée infructueuse.

2) COUPE DANS LA RÉGION DE LA GUARDIA DE ARÉS (fig. 2).

La base de la série a été étudiée de manière assez aisée entre les kilomètres 16 et 18 de la route menant à La Guardia de Arés, environ 3 km à l'W de Trejubell. Nous compléterons cette étude de la base de la série par des observations que nous avons pu faire aux alentours du petit village de Espahent. Quant à la partie supérieure de la série, dont l'observation était malaisée dans les deux endroits précités, nous l'avons étudiée à la faveur de tournées effectuées à partir de La Guardia de Arés, en suivant, d'une part les anciennes pistes militaires longeant le flanc oriental du Mont Menu et le flanc occidental du pic Moncán et, d'autre part, à la faveur du thalweg du Vertiente de Revertera et du Barranco de Boysaide.

a) Base de la série.

Le sommet des griottes du flanc occidental du Moncán est marqué par la présence de petits lits de lydiennes intercalés dans les niveaux griotteux. Ce caractère est particulièrement net au point 10066-8657 de l'édition militaire de la feuille Orgaña au 1/50.000^e, en face du pont passant sur le Barranco de Boysaide.

Au-dessus de ces niveaux vient un ensemble schisteux d'une puissance d'une vingtaine de mètres. Les schistes gris-clair contiennent la trace de très petites Goniatites dont l'état de conservation est malheureusement trop mauvais pour permettre des déterminations précises. Faisant suite à cet ensemble schisteux de base, on observe une alternance de passées schisteuses et de niveaux gréseux. Cette alternance est caractérisée par le fait que les niveaux gréseux sont d'autant plus gros et séparés les uns des autres que l'on monte dans la série. Si, dans cette région du Barranco de Boysaide, la base du Carbonifère n'est caractérisée que par l'alternance, décrite ci-dessus, de grès et de schistes, il n'en est pas de même dans la région du hameau de Espahent.

En effet, les griottes de cette région, et en particulier celles qui sont observables sur les flancs du San Quirico, ne semblent plus contenir les niveaux de lydiennes cités plus haut. De plus, le Carbonifère débute, après quelques mètres de

schistes azoïques, par des poudingues assez épais à gros galets de quartz et de grès noir contenant en outre quelques galets mous de schistes noirs. Les schistes azoïques de la base contiennent quelques lits minces d'un grès noir, très dur, à cassure esquilleuse. Sur le terrain, nous avons pensé qu'il pouvait s'agir de lydiennes, mais l'étude en lame mince montre bien que l'on a affaire à un quartzite extrêmement fin. Ainsi, à quelques kilomètres de distance, des différences peuvent s'observer tant dans le mode de passage du Dévonien au Carbonifère que dans la nature des sédiments.

b) Partie supérieure de la série.

La partie supérieure de la série, beaucoup plus monotone, est caractérisée par une grande abondance de schistes assez fins, identiques à ceux décrits dans la région de Biscarbó. A environ 200 m du sommet se trouve encore un niveau crinoïdique calcaire semblable à celui de la série de Biscarbó. De plus, à environ 100 m du sommet, se trouve un niveau de poudingues assez grossiers, à gros galets de quartz veiné, de grès, de schistes et de calcaires. Le ciment est un grès grossier passant parfois à un micropoudingue.

Ce niveau, que nous appellerons *poudingue de Castellás*, est surmonté d'une centaine de mètres de schistes identiques à ceux sur lesquels il repose. On peut noter, 50 m avant la fin de la série, la présence d'un lit mince de poudingue (0,50 m) à petits galets. La nature pétrographique de ces galets est identique à celle des galets du poudingue de Castellás.

3) Coupe à l'aplomb de Sorigüera.

L'assez mauvaise qualité des affleurements dans la région comprise entre Sorigüera, Les Ilacunes et Feixa ne nous a pas permis d'établir une coupe stratigraphique aussi détaillée que celles que nous venons d'exposer. Il est toutefois possible de retenir les grands faits suivants : Le Dévonien constitue une falaise de 50 à 60 m en face de Sorigüera ; il est, là, à l'état de calcaires gris fortement recristallisés qui contiennent de nombreux filons de calcite. Ces calcaires recèlent des passées crinoïdiques à assez belles entroques. Au sommet de la falaise, le Dévonien passe à des calcaires subgriotteux puis à des calcaires griottes francs.

Au-dessus de ces griottes vient un assez beau niveau de lydiennes en petits lits intercalés dans des schistes gris-clair. L'épaisseur de l'ensemble de ce niveau est au maximum d'une vingtaine de

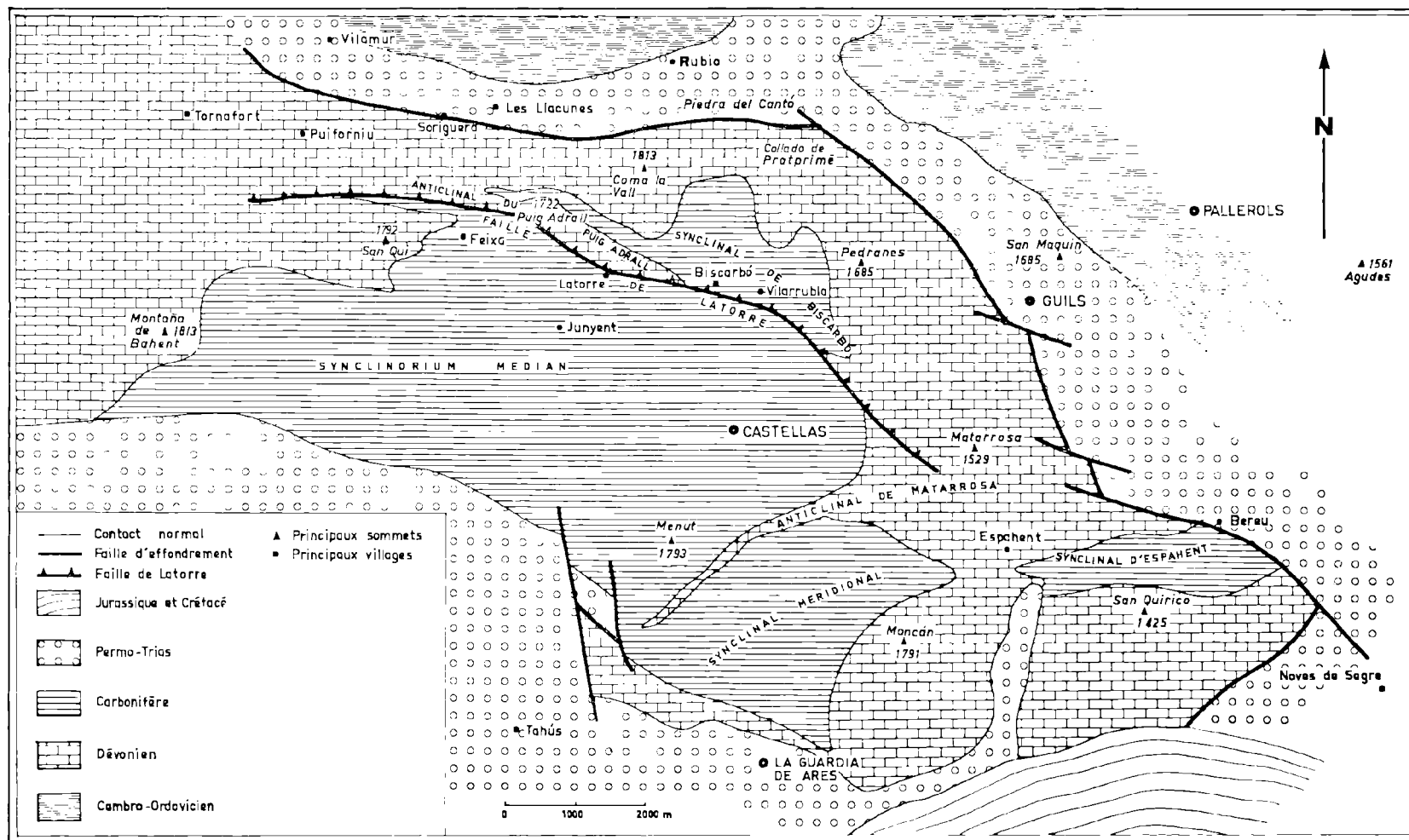


FIG. 3. — Carte géologique schématisée du bassin carbonifère de Feixa-Castellàs-Espahent.

mètres. Cette observation corrobore bien les indications données par Mengel (1910) pour des observations qu'il fit en face de Rubio.

Au-dessus des lydiennes vient un ensemble de grès et de schistes assez semblable à celui de La Guardia de Arés. Au fur et à mesure que l'on monte dans la série, le pourcentage des schistes augmente au détriment, évidemment, de celui des grès. Quelques rares niveaux de poudingues ont été retrouvés à la partie supérieure de la série, à l'E de Feixa. Le niveau crinoïdique calcaire déjà signalé n'a pas été retrouvé ici.

En résumé, la série stratigraphique du bassin de Feixa-Castellás, essentiellement détritique, est composée de schistes, de grès, de microconglomérats et de conglomérats. Elle admet parfois quelques passées de calcaires crinoïdiques.

En certains points de la partie septentrionale du bassin, la série commence par des lydiennes ; dans la partie méridionale, ces lydiennes, quand elles existent, se trouvent dans les derniers niveaux de calcaires griottes qui passent assez insensiblement aux sédiments plus manifestement carbonifères.

La puissance de la série est de l'ordre de 1000 m et les différents caractères exposés ci-dessus, sont ceux d'un bassin paralique.

Aucun fossile déterminable n'a été découvert et seuls des arguments géométriques permettent de rapporter au Carbonifère anté-stéphanien l'ensemble que nous venons de décrire. En effet, ces sédiments, couronnant une série concordante comprenant le Cambro-Ordovicien, le Gothlandien et le Dévonien, offrent un faciès très différent de celui du Stéphanien et sont recouverts de Permo-Trias. Par ailleurs on connaît, plus à l'W, des sédiments dont les faciès sont analogues à ceux que nous venons de décrire ; datés du Westphalien, ils sont concordants sur le Dévonien et surmontés par des formations stéphanienues discordantes. Il ne nous semble donc pas que l'âge carbonifère anté-stéphanien des formations que nous venons de décrire puisse être mis en doute.

Grands traits tectoniques du bassin carbonifère de Feixa-Castellás.

La carte géologique, schématisée, de l'ensemble du bassin (fig. 3) montre les grands éléments tecto-

niques que nous étudierons successivement. Il s'agit, du N. au S. :

- du synclinal de Biscarbó,
- de l'anticlinal du Puig Adrall et de la faille de Latorre,
- du synclinerium médian,
- de l'anticlinal de Matarrosa,
- du synclinal méridional et du synclinal d'Espahent qui le prolonge vers l'E.

Au S de la masse cambro-ordovicienne allant de Rialp à Seo de Urgel se développe une longue bande permo-triasique dont la limite méridionale est constituée par une faille sub-verticale au S. de laquelle se développe le synclinal de Biscarbó.

Ce synclinal déversé commence à l'W entre le Puig Adrall et Sorigüera par une bande extrêmement mince de Carbonifère qui, au niveau de Biscarbó et de Villarrubla, s'enfle de manière très sensible. L'anticlinal du Puig Adrall dont le flanc inverse est laminé et faillé (faille de Latorre), lui fait suite vers le S.

Cette faille intéresse les sédiments dévoniens, un kilomètre au S de Puiforniu et se dirige vers le SE. Sa direction d'ensemble est WNW-ESE et son inclinaison, constante vers le N, est en moyenne de 35°. Elle est, bien entendu, particulièrement nette là où elle met en contact les calcaires dévoniens et les schistes carbonifères. C'est ainsi que nous avons pu la suivre sans interruption depuis les crêtes du Puig Adrall jusqu'au niveau de Latorre où elle est bien visible à la sortie du hameau. Elle se perd ensuite un peu dans la vallée de l'Arroyo de la Torre avant de se manifester de nouveau clairement à l'W de Biscarbó. On la suit ensuite très bien à la faveur du rio de Solans dont elle a sans doute déterminé une partie du tracé. Il faut probablement voir dans la faille de Latorre la cause du coude assez brusque que dessine le rio de Solans au niveau de Villarrubla.

Ce chevauchement se dirige vers l'Ermita de San Miguel et le minuscule hameau de Solans, puis va s'amortir et disparaître dans le flanc méridional de la Matarrosa.

Le synclinerium médian, apparemment massif, est, dans le détail, assez complexe. Il est limité au N, nous venons de le voir, par la faille de Latorre ; au S, il est en contact avec les formations permo-triasiques. Ce bassin carbonifère est bordé à l'W

par le Dévonien de la Montaña de Bahent et du San Qui et, à l'E, par le Dévonien de la Matarrosa.

En dépit de la monotonie des séries plissées, nous avons pu dessiner l'allure de ce synclinorium dont les traits principaux sont schématisés sur la carte (fig. 3) et les coupes (fig. 4).

L'anticlinal de Matarrosa, dont nous avons dit qu'il limitait à l'E le synclinorium médian, se manifeste par une remontée assez brutale du Dévo-

nien selon un axe d'orientation générale NE-SW, débutant au N dans les contreforts méridionaux de la montagne de Matarrosa, au S de la faille de Latorre. Cet anticlinal de sédiments dévoniens est, topographiquement, fort net car il détermine une crête bien marquée en raison de la résistance à l'érosion des calcaires dévoniens, supérieure à celle des formations carbonifères essentiellement schisteuses. Cet anticlinal sépare le synclinorium médian du synclinal méridional qui se développe

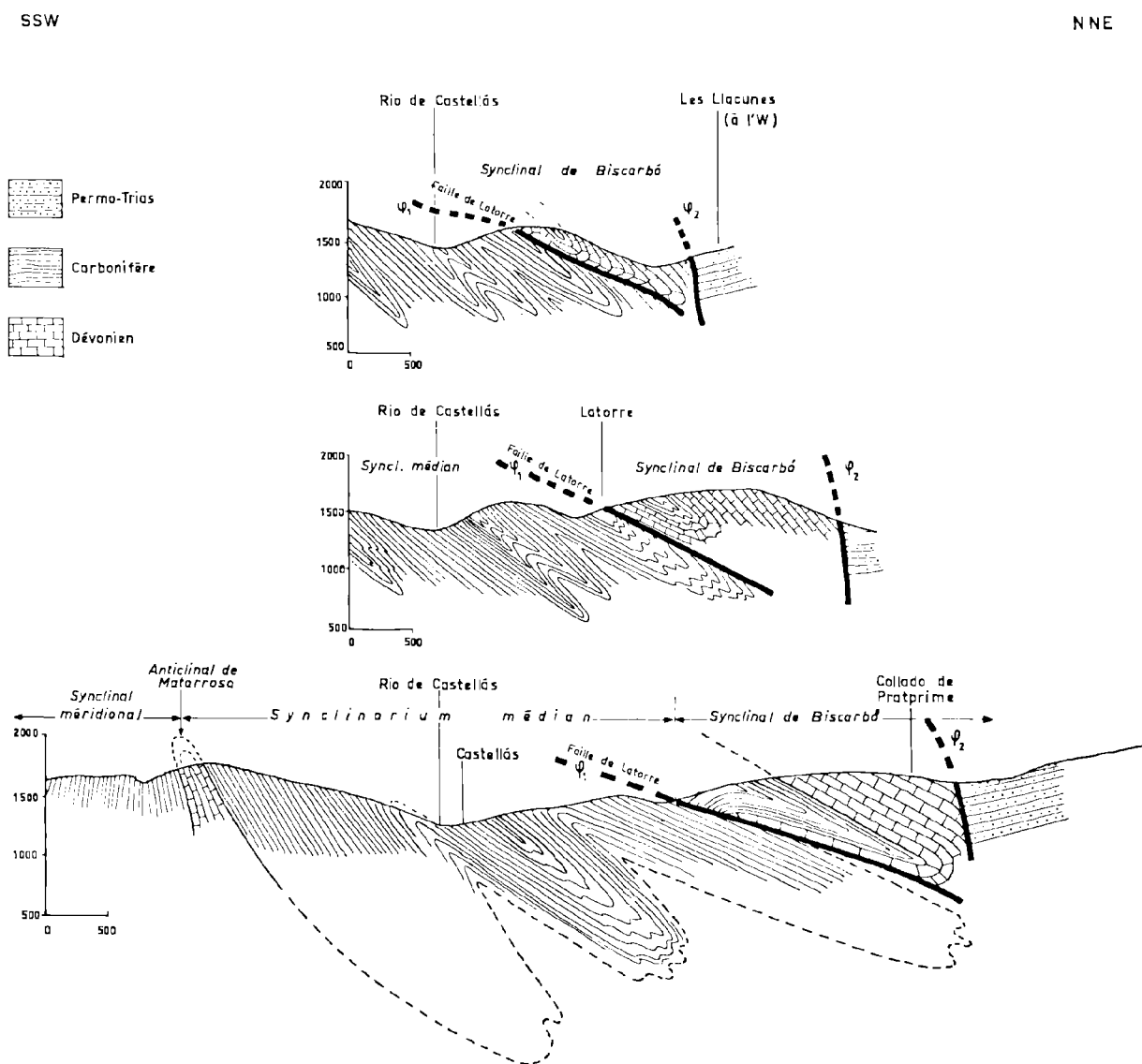


FIG. 4. — Coupes géologiques dans le bassin carbonifère de Feixa-Castellús-Espahent.

au N de La Guardia de Arés. La structure du Carbonifère de ce synclinal méridional est relativement simple bien que l'on puisse y mettre en évidence de nombreux replis mineurs sans grand intérêt cartographique.

L'axe du synclinal méridional se poursuit vers l'E et, après un relèvement qui permet au Dévonien d'affleurer de nouveau, il se traduit par le synclinal d'Espahent. Ce dernier, séparé de la masse carbonifère principale, est recouvert au S d'Espahent par les grès rouges ; à l'E, il est en contact par faille avec le Trias de la région de Bereu. Ici encore, les sédiments carbonifères forment une dépression nette dans la topographie et sont entourés de formations dévoniennes résistantes déterminant des pitons parfois assez escarpés dont le San Quirico est un exemple.

En résumé, le bassin carbonifère de Feixa-Castellàs-Espahent, situé à l'extrémité orientale de la zone des Nogueras, apparaît comme une succession de plis déversés vers le S. Un des traits majeurs de

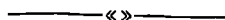
la structure de ce bassin est la faille de Latorre de direction générale WNW-ESE et à pendage N de 35°. Faillant l'anticlinal couché du Puig Adrall, elle amène le synclinal de Biscarbó à se déplacer vers le S pour chevaucher la partie septentrionale de ce qui est maintenant le synclinorium médian. Ce mouvement de chevauchement a respecté une langue de Dévonien au niveau du Puig Adrall, alors que plus à l'E on observe un ennoyage de l'axe des plis.

La majorité des plis affectant ce bassin est orientée selon cette direction WNW-ESE, l'anticlinal de Matarrosa accusant, lui, une direction différente NE-SW.

Il faut peut-être voir, dans ces deux directions différentes, le résultat de deux phases successives de l'orogénèse hereynienne. Les déformations ont été ensuite reprises par les mouvements alpins responsables, par ailleurs, de la tectonique cassante qui est à l'origine du réseau de failles verticales particulièrement bien développé dans la Zone des Nogueras.

BIBLIOGRAPHIE

- ALMELA A. et RIOS J.M. (1947). — Explicación al Mapa geológico de la provincia de Lerida (Escala 1/200.000). *Inst. geol. y Minero de España*, pp. 1-193, Madrid.
- DALLON M. (1930). — Etude géologique des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. XXVI, fasc. III, 373 p., carte géol. couleur.
- DELATTRE Ch. (1952). — Recherches sur le Dévonien et le Carbonifère de la région de Morlaix. *Mém. carte géol. dét. France*.
- JACOB Ch., FALLOT P., ASTRE G., CIRY R. (1926). — Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *C. R. XIV^e Congrès géol. intern.* (Madrid). Fasc. 2, pp. 335-411, 7 fig., 4 pl. h-t.
- MENGFL O. (1910). — Stratigraphie et tectonique de l'îlot primaire de La Guardia, entre le Ségre et la Noguera Pallaresa. *C. R. Ac. Sc.*, t. 151, pp. 836-839, séance du 31 oct. 1910.
- MISCH P. (1934). — Der Bau der mittleren Südpirenäen. *Beitr. zur Geol., der Westlichen Mediterrangebiete*, n° 13, Berlin. Traduit en 1948 par Joaquin Gomez de Llarena : La estructura tectonica de la region central de Los Pirineos meridionales, pp. 1-178. *Publi. extran. sobre Geologia de España*, vol. 14, n° XIX, Consejo sup. de Inv. científicas Madrid.
- MILON Y. (1927). — Nouvelles données concernant le problème briovérien de Bretagne. *C. R. somm. Soc. géol. France*, pp. 102-104.
- SCHULMANN N. (1959). — Geology of Tornafort area. Central Pyrenees, Noguera de Pallaresa, Prov. de Lerida, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, Deel 24, Afl. 1, pp. 407-414.
- SITTER L.U. de (1959). — The structure of the axial zone of the Pyrenees in the Province of Lerida. *Estudios geologicos*, vol. XV, n° 41-44, pp. 349-360, 1 carte géol. 1/200.000.



Reconnaissance paléobotanique dans le Sahara occidental (Région de Tindouf et Gara-Djebilet)

par Yves LEMOIGNE
(Planches II et III)

Sommaire. — Lors d'une mission d'étude en Sahara occidental, dans la région de Tindouf-Gara-Djebilet, une reconnaissance paléobotanique a pu être effectuée dans trois secteurs distincts :

1) A une vingtaine de kilomètres de la station de Gara-Djebilet, où l'étude de restes très fragmentaires d'une flore d'âge dévonien inférieur a permis de reconnaître la présence des genres : *Hostimella*, *Taeniocrada*, *Cooksonia*, *Dawsonites*, *Zosterophyllum*, *Psilophyton*, ce qui témoigne d'une flore à Psilophytales analogue à celle connue en Europe et en Amérique du Nord durant la même époque.

2) Aux abords de la Piste impériale n° 1 (allant de Tindouf à Fort Trinquet) où de nombreux échantillons de bois silicifiés ont été récoltés ; ceux-ci sont les restes fossiles : les uns d'une Sterculiacée arborescente, d'âge post-Eocène, *Dombeyoxylon monodii* Ed. BOUREAU ; les autres d'une Fagacée arborescente, *Quercoxylon gevinii* Ed. BOUREAU.

3) Dans le Kerb Chebiba où, dans des grès à *Spirophyton cauda galli* (XANUXEN) HALL, d'âge Frasnien, ont été observées de très nombreuses empreintes à port d'Algues calcaires mais que nous estimons être d'origine animale (Cœlentérés) et des empreintes vraisemblablement d'origine végétale.

En mars 1965, nous avons pu effectuer un séjour d'étude en Sahara occidental, dans la région de Tindouf et Gara-Djebilet, grâce à une mission dirigée par P. Gevin et organisée par le Centre de Recherches pour les zones arides (C.N.R.S.).

Nos recherches se sont limitées à trois secteurs distincts :

1) à une vingtaine de kilomètres au Nord-Ouest de la station de Gara-Djebilet, dans les puits forés dans la couverture de la « Gara W » pour la reconnaissance du minerai de fer ;

2) aux abords de la piste impériale n° 1 (allant de Tindouf à Fort-Trinquet), au sud de Tindouf, plus précisément aux environs de la borne 150 ;

3) dans le Kerb Chebiba, compris entre le Kerb en Naga et le Kerb Tsaber.

Ce sont les résultats de nos recherches — première reconnaissance paléobotanique dans cette région — après étude en Laboratoire — que nous exposons ci-après.

Secteur 1 : Flore dévonienne.

A une vingtaine de kilomètres au Nord-Ouest de la station de Gara-Djebilet, nous avons pu effectuer des recherches dans des terrains d'âge Dévonien inférieur (Siégenien) grâce aux forages réalisés pour la reconnaissance du gîte de fer découvert par P. Gevin. Dans l'un de ces puits foncés en couverture de la « Gara W », le puits n° 106, à une quinzaine de mètres en dessous de la surface du sol, nous avons pu récolter de très nombreux fragments végétaux. Ceux-ci sont, malheureusement, très mal conservés : ils sont très divisés, fortement compressés et altérés ; ils ont été, manifestement, déposés dans un plan d'eau (estuaire vraisemblablement ou lagune) après transport (éléments allochtones). Cette flore dévonienne a été trouvée (*) d'une part dans les argiles et les marnes constituant le mur de la couche de minerai, et, d'autre part, dans des niveaux gréseux (grès fins

(*) La présence de cette flore a été signalée pour la première fois par G. Lucas.

à muscovite, très friables) interstratifiés dans les marnes, notamment dans le mince niveau gréseux (1 cm à 2 cm d'épaisseur) situé à 2,20 m en dessous de la base de la couche de minerai (fig. 1).

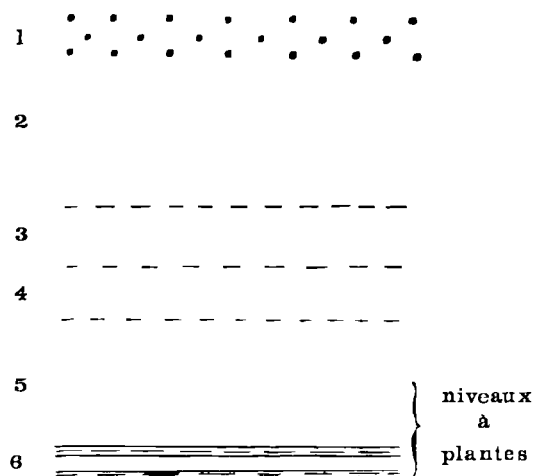


FIG. 1. — Schéma indiquant la place des niveaux à plantes par rapport à la base du minerai. (1 : oolithe ferrugineuse, 2 : marnes violacées, 3 : marnes grises, 4 : marnes ocrees, 5 : marnes crèmes, 6 : niveaux gréseux). L'ensemble des marnes a une puissance de 2,20 mètres.

Le très mauvais état de conservation des échantillons ne nous a pas permis d'identifier tous les débris végétaux récoltés, néanmoins nous avons pu reconnaître la présence des genres suivants :

1) Genre *HOSTIMELLA*
(POTONIE et BERNARD, 1904)

D'une façon générale, l'appellation d'*Hostimella* ne correspond pas à un genre naturel mais à une désignation basée sur des données essentiellement d'ordre morphologique : elle correspond à un ensemble d'axes, mal conservés, fragmentaires, présentant une organisation générale similaire et consistant en axes ramifiés, souvent plusieurs fois, par dichotomie ou plus rarement d'une manière sympodique, ne portant aucun appendice, ni épines ni feuilles, mais présentant parfois une sorte de renflement (communément appelé « bourgeon ») situé dans l'angle de la ramification, et dont les dimensions varient de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Rencontrés très fréquemment dans le Dévonien moyen, ces axes sont plus rares

dans le Dévonien inférieur où ils seraient alors représentés, selon Lang et Cookson (1930, p. 139), par des axes sans « bourgeon » ; ils ont été signalés aussi dans le Ludlovien inférieur.

Dans les niveaux marneux de teinte crème et aussi dans les strates gréseuses, nous avons remarqué de nombreux exemplaires d'axes dichotomes, glabres, avec un angle de bifurcation aigu, avec une nervure axiale, qui nous ont semblé pouvoir être rapportés à ce pseudo-genre *Hostimella* (A, fig. 2 du texte et fig. 1, Pl. II) ; sur l'un des échantillons, dans l'angle d'une bifurcation, nous avons remarqué une légère dépression petite et circulaire (1 mm de rayon) qui pourrait être la trace d'un « bourgeon » (?).

1) Genre *TAENIOCRADA* (D. WHITE)

Le genre *Taenocradia* est considéré comme banal dans tout le Dévonien inférieur.

D'assez nombreux exemplaires, observés surtout à la partie supérieure des niveaux gréseux, nous ont paru devoir être rapportés à ce genre : ce sont des empreintes rubanées, à bords parallèles, à surface lisse, parcourues en leur milieu par la trace d'une nervure étroite, de 0,85 mm à 1,20 mm de large, souvent étalées suivant le plan de stratification ; parfois les axes se terminent brusquement en pointe. Plusieurs traces oblongues, ovales et acuminées à leur partie supérieure, pédoneulées, pourraient avoir été des sporanges de *Taenocrada* (fig. 1, Pl. II).

3) Genre *COOKSONIA* (LANG, 1937)

Nous rapportons à ce genre des fragments d'axes étroits, de 0,5 mm à 1,5 mm de largeur, se divisant par dichotomie, pourvus d'une très fine nervure médiane (visible seulement sur les axes ayant 1 mm, ou plus, de largeur) et se terminant, parfois, par un sporange sphérique de 1 mm de diamètre environ.

En B, figure 2, nous avons représenté trois fragments observés sur une plaque de grès et qui appartiennent vraisemblablement à l'espèce *Cooksonia hemispherica* LANG.

(Le genre *Cooksonia* LANG est connu surtout dans le Silurien supérieur, mais il a été également signalé dans le Dévonien inférieur).

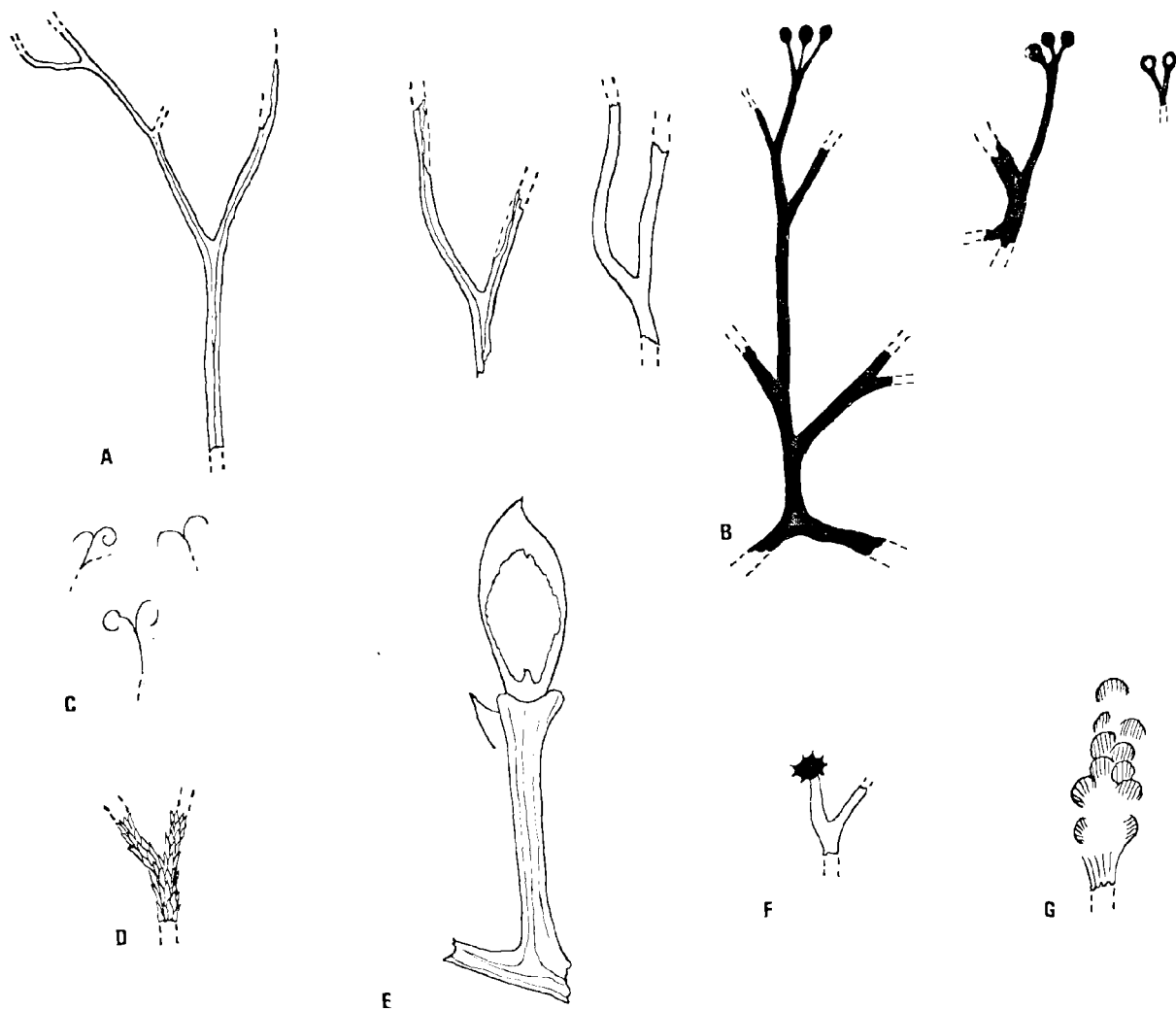


FIG. 2. — A: *Hostimella* (POTONTÉ et BERNARD, 1904), fragments. B: *Cooksonia* LANG., fragments avec sporanges (Gr. x 2,5). C: Extrémités de rameaux enroulées en croches (*Psilophyton* ?). D: Fragment d'*Asteroxylon* ? E: Appareil sporangifère de nature indéterminée. F: Appareil sporangifère de nature indéterminée. G: Appareil sporangifère de nature indéterminée (jeune appareil de *Zosterophyllum* ? appareil de *Dawsonites* ?).

4) Genre *DAWSONITES* HALLE

Ont été considérés comme appartenant à ce genre deux catégories de restes :

— quelques sporanges oblongs, se terminant en pointe, légèrement arqués (*Dawsonites arcuatus* HALLE ?), portés à l'extrémité d'axes fins, de 4,2 mm de longueur et de 1,3 mm de largeur ;

— des fragments d'axes de 3 mm de large en moyenne, se divisant par dichotomie et très sem-

blables aux échantillons décrits par R. Kräusel et Weyland sous l'appellation spécifique de *Dawsonites jabachensis* KRAUSEL et WEYLAND, 1935.

5) Genre *ZOSTEROPHYLLUM*

Sur plusieurs plaques de grès et surtout dans le niveau de marnes crèmes, nous avons observé de très nombreuses empreintes rubanées, à bords parallèles, de 1,5 mm à 2 mm de largeur, enchevêtrées ou

isolées, le plus souvent non ramifiées, parfaitement lisses, de teinte brun-rouille. Ces restes végétaux appartiennent très vraisemblablement au genre *Zosterophyllum*.

6) Genre *PSILOPHYTON* (?)

Plusieurs fois nous avons remarqué des extrémités d'axes filiformes, bifides et enroulées en crosse (C, fig. 2 du texte) ainsi que de très petites fructifications oblongues groupées par deux. Bien que nous n'ayons jamais observé la trace d'axes « épineux » typiques du genre *Psilophyton*, ces deux catégories de restes végétaux nous ont semblé appartenir à ce genre.

7) Genre *ASTEROXYLON* (?)

La présence de ce genre est très douteuse, elle est, en effet, basée sur l'observation d'un unique et très petit fragment d'axe dichotome, dont le diamètre est d'un millimètre, garni densément de petites émergences acuminées à leur extrémité et très serrées les unes contre les autres (D, fig. 2 du texte).

8) *INCERTAE SEDIS*

Sous cette appellation imprécise nous réunissons un ensemble de traces fossiles d'êtres vivants trouvées parmi les débris végétaux reconnus et dont la nature (et à plus forte raison le genre !) est très douteuse ou impossible à déterminer.

Echantillon n° 1 (fig. 3, Pl. II)

Il s'agit d'une empreinte (et contre-empreinte) sur un grès friable, ayant la forme d'une bande de 6 cm de large et 1,5 cm de long et qui ne correspond manifestement qu'à une partie de l'élément initial. Cette empreinte est caractérisée par une ornementation qui a tout à fait l'allure, à première vue, de petites écailles imbriquées, larges et courtes, dont les dimensions décroissent d'un bord à l'autre de l'échantillon. L'échantillon a une teinte brune tout à fait analogue à celle des traces végétales.

Dans des morceaux de marne crème, nous avons trouvé deux fragments d'empreinte à ornementation similaire, mais beaucoup plus petits ; l'un d'eux présente un bord en arc de cercle et paraît porter

une sorte de petit appendice articulé. S'agit-il de traces d'animaux ou de traces d'origine végétale ? La nature végétale de ces restes nous paraît peu vraisemblable.

Lors d'une mission d'étude en Suède, au département de Paléobotanique du Riksmuseets de Stockholm, nous avons eu la surprise de remarquer, parmi de nombreux échantillons provenant de terrains du Dévonien supérieur de l'Île aux Ours (Bear Island, Loc. D.E. Antev, 1916), un spécimen présentant sur une grande partie de la surface une ornementation similaire à celle de notre échantillon et étiqueté *Problematicum* (*Eurypterida* ?). Ce spécimen de Stockholm est très certainement d'origine animale et le nôtre très probablement aussi (il est à remarquer que les *Eurypterida* ne sont connus que dans la partie terminale du Dévonien supérieur, alors que notre échantillon provient du Dévonien inférieur).

Echantillon n° 2

Dans un morceau de grès, nous avons dégagé un élément isolé, brun foncé, à surface lisse, très compressé, ayant la forme d'une étoile à 5 branches, de 1,5 mm de diamètre (dimension hors tout). Il s'agit probablement d'une macrospore.

Echantillon n° 3 (E, fig. 2)

Sur une plaque de grès, nous avons observé un appareil sporangifère, se terminant par une très courte pointe, très légèrement arquée, de forme générale ovale, de 11 mm de hauteur et 4,5 mm de largeur, porté par un axe de 15 mm de longueur et 1,5 mm de largeur.

Echantillon n° 4 (F, fig. 2)

Egalement sur une plaque de grès, nous avons remarqué une sorte d'appareil probablement sporangifère porté à l'une des extrémités d'une dichotomie, d'aspect globoïde (toutefois compressé) et paraissant porter de courtes proéminences en épines (8 sont visibles débordant le contour de l'appareil).

Echantillon n° 5 (F, fig. 2)

Sur une plaque de grès, après un léger lavage à l'eau, nous avons pu dégager la trace d'un appareil sporangifère dont l'allure générale est celle d'une « fructification » de *Zosterophyllum* mais

de dimensions beaucoup plus petites. Il pourrait s'agir d'une très jeune « fructification » de *Zosterophyllum* ou d'un appareil sporangifère d'un *Dawsonites* (?).

REMARQUES :

Le très mauvais état de conservation n'a pas permis un inventaire complet et précis, toutefois les genres dont la présence a pu être reconnue permettent de constater que dans le secteur de Gara-Djebilet nous sommes en présence d'une flore à Psilophytales d'âge dévonien inférieur analogue à la flore européenne de la même époque. Il ne semble pas que l'on puisse, au Dévonien inférieur, distinguer sur le plan floristique une province européenne et une province africaine comme certains auteurs se sont hasardés à le faire pour la flore du Dévonien supérieur.

Secteur 2 : Flore post-éocène.

A proximité de la borne 150 de la piste impériale n° 1 (allant de Tindouf à Fort-Trinquet), au sud de Tindouf, dans une plage assez vaste de « carapace rouge » située au pied de la hamada (*) considérée comme étant d'âge pliocène, nous avons récolté, en surface, des échantillons de bois fossiles que nous avons pu identifier comme étant des morceaux de bois secondaires.

— La plupart se sont révélés appartenir à une Sterculiacée arborescente : *Dombeyoxylon monodii* E. BOUREAU.

— Deux échantillons seulement se sont révélés appartenir à une Fagacée arborescente : *Quercoxylon gevinii* Ed. BOUREAU.

Ces deux espèces ont été décrites pour la première fois par Ed. Boureau à partir d'échantillons récoltés par P. Gevin dans ce même endroit.

(*) Comme P. Gevin l'a indiqué (4), il convient d'appeler « Terrains de Hamada » un ensemble de dépôts d'origine continentale constituant le dernier et vaste remblaiement répandu sur la plateforme saharienne d'où son nom parfois employé de « continental terminal » (ou continental hamadien) ; cette définition restreint le terme toponymique vernaculaire saharien qui applique le vocable « hamada » à tout dépôt horizontal à vaste développement.

a) *Dombeyoxylon monodii* Ed. BOUREAU, 1949
(Pl. III)

Les échantillons récoltés, et rapportés à cette espèce, sont silicifiés, de teinte brun foncé ou beige clair ; leur orientation est très aisée : ils se prêtent assez facilement à la confection de lames minces selon la méthode classique. Nous avons pu effectuer les observations suivantes :

1) *Plan transversal de coupe* (fig. 1, 2 et 3, Pl. II) : Le caractère hétéroxylé et la présence de zones d'accroissement sont immédiatement remarquables. On observe la présence de gros vaisseaux isolés, parfois en files radiales de 2, exceptionnellement 3, leur diamètre radial est de l'ordre de 400 μ (variation entre 350 μ et 450 μ) et leur diamètre tangentiel en moyenne de 250 μ , renfermant souvent des thylles, peu denses (1,5 au mm²). Ces gros vaisseaux sont disséminés dans un tissu composé d'éléments parenchymateux à paroi mince (parenchyme ligneux), de fibres et de rayons médullaires ; éléments parenchymateux et fibres sont régulièrement ordonnés en files radiales : alternativement il y a un élément parenchymateux et 3 ou 4 fibres. Les files radiales de fibres et d'éléments parenchymateux sont par paires, deux paires consécutives étant séparées par un rayon de bois. Le long de ces files radiales, les éléments du parenchyme ligneux sont sensiblement au même niveau, il en résulte, dans une coupe transversale, que ceux-ci paraissent disposés en « chaînettes circummédullaires » (3). Les cellules du parenchyme ligneux ont un contour presque circulaire, leur diamètre est de 30 μ environ tandis que les fibres ont un diamètre plus faible, de l'ordre de 20 μ . Assez souvent, les zones de croissance annuelles sont soulignées par la présence, à la limite du bois initial et du bois final, d'éléments probablement sécréteurs, de grosseur variable et disposés sur un seul alignement tangentiel (Pl. III) : il s'agit très vraisemblablement de canaux sécréteurs verticaux.

2) *Plan longitudinal tangentiel* : Dès la première observation, la structure, offerte par le plan longitudinal tangentiel de coupe, montre une analogie avec celle de certains bois tropicaux actuels, notamment par la disposition étagée des éléments constitutifs.

Les fibres et les cellules parenchymateuses sont très allongées, à extrémités effilées, leur longueur est un peu plus grande que la hauteur des rayons voisins. Les cellules du parenchyme ligneux sont

septées en leur milieu. Deux rayons voisins et parallèles sont généralement séparés par deux fibres de façon régulière. La trace des rayons du bois dans le plan tangentiel apparaît sous la forme d'une file verticale de 10 à 15 cellules (quelquefois plus) dont la largeur maximum (à mi-hauteur du rayon) est d'environ 20μ ; la hauteur des rayons varie entre 250μ et 350μ . Ainsi qu'on peut le voir à la fig. 4 de la Planche II, les rayons de deux étages horizontaux voisins alternent. Souvent, çà et là, on peut observer (fig. 4, Pl. II) la trace de cordons parenchymateux plus ou moins bien conservés, ayant l'aspect de gros rayons mais qui doivent être considérés comme des traces foliaires.

3) *Plan longitudinal radial* (fig. 5, Pl. II) : Les fibres montrent des parois radiales ornées de nombreuses petites ponctuations aréolées, à orifice ovale et oblique, disposées sans ordre apparent, tantôt serrées les unes contre les autres en plages, tantôt éparées, et cela sur une même fibre. Les cellules des rayons ont des parois très minces, un grand axe horizontal ; leur observation au microscope est très délicate, néanmoins nous avons pu voir que leurs parois radiales sont perforées de nombreuses petites ponctuations simples. Nous n'avons pas pu observer, malgré le grand nombre de coupes réalisées, la paroi des gros vaisseaux ; ceux-ci renferment souvent une substance granuleuse de teinte brune, rougeâtre ou noire dont nous ne pouvons préciser la nature.

b) *Quercoxylon gevinii* Ed. BOUREAU, 1949

Parmi les échantillons récoltés, deux seulement ont pu être reconnus comme appartenant à cette espèce. Ces échantillons étaient silicifiés, tout à fait semblables à ceux de *Dombeyoxylon monodii* ; les lames minces confectionnées à partir de ceux-ci sont très transparentes et n'ont pas permis une étude anatomique complète et précise, l'obtention de microphotographies s'est révélée impossible. Seuls, les caractères suivants ont pu être observés et ont permis une référence à la description spécifique donnée par Ed. Boureau :

1) *En coupe transversale* :

— bois hétéroxylé à couches annuelles d'accroissement peu marquées ;

— vaisseaux peu denses, de taille variable, le plus souvent isolés mais pouvant former des files radiales de 2, 3 ou 4 vaisseaux (exceptionnellement plus) ;

— parenchyme ligneux apparaissant sous la forme de cellules dispersées isodiamétriques ;

— fibres ligneuses, également isodiamétriques, en séries radiales ;

— rayons du bois de deux sortes : de petits rayons unisés (qui toutefois peuvent être bisériés sur une partie de leur trajet) et de grands rayons plurisériés qui paraissent résulter de la fusion de plusieurs petits rayons.

2) *En coupe tangentielle* :

Le seul caractère remarquable, dans nos conditions d'observation, est le trajet sinueux et enchevêtré des fibres ligneuses, lesquelles montrent des parois tangentielles pourvues de petites ponctuations aréolées disposées sur 1 ou 2 files.

REMARQUES :

Ed. Boureau a considéré ces deux espèces d'angiospermes arborescentes, *Dombeyoxylon monodii* et *Quercoxylon gevinii*, comme étant d'âge « probablement continental terminal post-éocène ». Cette interprétation nous paraît prudente et valable ; la documentation paléobotanique actuelle pour cette région saharienne et pour les Angiospermes arborescentes, en général, est encore beaucoup trop insuffisante pour apporter une conclusion plus précise.

Nous remarquerons, cependant, que les échantillons paraissent être très localisés : ils sont d'un même côté (côté est) par rapport à la piste impériale et à proximité d'une hamada.

Secteur 3 : Zone comprise entre le Kerb en Naga et le Cours Tsaber (terrains d'âge Frasnien).

Nos recherches ont porté sur une zone d'environ 2 km^2 constituée par des grès en dalles de teinte verdâtre ou gris-rose. Nous y avons remarqué trois catégories d'empreintes mélangées :

— les unes, d'origine animale, considérées comme des empreintes de *Cancellophycus* et que nous rapportons à l'espèce *Sirophyton cauda galli* (VANUXEM) HALL. Il est à remarquer que la présence de cette espèce a été signalée dans d'autres régions d'Afrique, en Territoire du Niger dans le Djado

et aussi au centre de l'Ennedi dans des grès stratigraphiquement datés du Dévonien supérieur-Dinantien et dans lesquels Paule-M. Corsin a signalé la présence de restes d'*Archeosigillaria* (*);

— d'autres empreintes (fig. 4, Pl. II) qui, à première vue, pourraient paraître d'origine végétale (elles ont un port d'algue calcaire); elles sont caractérisées par un système d'axes ramifiés partant d'un même point (base du système buissonnant); ces axes ont des ramifications dont l'extrémité se termine très légèrement en pointe; ils étaient *rigides*: certains s'étaient dans le plan de cassure du grès, tandis que de nombreux autres traversent la dalle en tous sens. Nous pensons que ces empreintes doivent être considérées comme étant d'origine animale, probablement s'agit-il de Coelentérés du type Gorgonides;

— une troisième catégorie d'empreintes se présente sous la forme de rubans longs et étroits (des fragments d'empreintes atteignent 150 mm de long et 5 mm de large), à grosse nervure médiane (pour les échantillons de 5 mm de largeur, cette nervure a 1 mm de large); ces « rubans » devaient avoir une section en V évasé et à ailes nettement incurvées; quelques échantillons montrent une dichotomie selon un angle aigu. Il s'agit là, vrai-

semblablement, d'empreintes d'origine végétale mais nous ne pouvons préciser à quel groupe elles doivent être rapportées.

Conclusion

La présente étude ne fait état que d'une « Reconnaissance Paléobotanique » et elle ne correspond donc qu'à une étude préliminaire. Parmi les secteurs prospectés, c'est, assurément, celui du puits 106 qui revêt le plus grand intérêt pour le Paléobotaniste: la flore dévonienne du Sahara occidental se révèle riche en Psilophytales. Nos prélèvements ont été effectués dans un ancien « plan d'eau » dévonien dans des conditions matérielles précaires (à — 15 mètres) (*), à une grande distance de ce que furent, à l'époque, les zones de végétation. Dans la mesure où le gisement métallifère de Gara-Djebilet sera exploité, il serait d'un intérêt scientifique considérable de pouvoir suivre cette exploitation et de prospecter les couches fossilifères sous-jacentes au minerai: d'agréables surprises attendraient certainement le Paléobotaniste; encore faudrait-il consentir à lui faciliter la tâche! Par ailleurs, il serait intéressant (et peut-être fructueux) d'effectuer une prospection détaillée et minutieuse de tous les terrains dévoniens et aussi des terrains considérés comme représentant le passage du Silurien au Dévonien.

(*) Paule-M. Corsin (Danzé), 1965, Flore du Carbonifère inférieur du Djado et de l'Ennedi. Ouvrage du C.N.R.S. (Centre de Recherche sur les Zones arides), série Géologie, N° 6, pp. 186 à 226 et Pl. I à IV.

(*) Toutefois notre tâche a été grandement facilitée par les services de la SERMI, que nous tenons à remercier.

OUVRAGES ET TRAVAUX CONSULTÉS

- (1) ANDREWS H.N. (1961). — Studies in Paleobotany.
- (2) BOUREAU E. (1949). — Etude Paléoxylogique du Sahara (IV). Présence du *Quercosylon Gevinii* n. sp. au sud de Tindouf (Sahara occidental). *Bull. Museum Paris*, 2^e série, t. XXI, n° 3, pp. 414-418, 1 pl. h.-t.
- (3) BOUREAU E. (1949). — Etude Paléoxylogique du Sahara (V). Sur le *Dombeyoxylon Monodii* n. sp., Sterculiacée fossile des environs de Tindouf et de l'Azaouad. *Bull. Mus. Paris*, 2^e série, t. XXI, n° 5, pp. 639-646, 1 pl. h.-t.
- (4) GEVIN P. (1958). — Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. Thèse Fac. Sc. Paris (n° ordre: 4323).
- (5) HOEG O.A. (1942). — The Downtonian and Devonian flora of Spitsbergen, Skriffer, Nr 83, Norges Svalbard, OG ishavs, undersokelser, Oslo.
- (6) KIDSTON R. (1924). — Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain. *Mem. Geol. Survey of Great Britain*.
- (7) KRAUSEL R. et WEYLAND H. (1962). — Algen und Psilophyten aus dem Unterdevon von Alken an der Mosel. *Senckenbergiana. Lethaea*, Bd. 43, n° 4, pp. 249-282.
- (8) STOCKMANS F. (1940). — Végétaux éodévoniens de la Belgique. *Mém. Mus. Roy. Hist. Nat. Belg.*, 93, 90 S, 14 Taf., 5 Abb. Bruxelles.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE II

- FIG. 1. (Gr. x 2) : Plaque de grès montrant un axe deux fois dichotomisé rapporté au genre *Taenioocrada* (D. WHITE) (dans la partie inférieure de la photographie) et des fragments d'axes étroits et dichotomés rapportés au genre *Hostimella* (POTONÉ-BERNARD).
- FIG. 2. (Gr. x 3) : Echantillon du Département de Paléobotanique du Muséum National de Suède, provenant du Dévonien supérieur de l'île aux Ours, portant la mention : « *Problematicum (Eurypterida ?)* ». Il s'agit vraisemblablement d'un fragment de Crustacé ou autre animal voisin.
- FIG. 3. (Gr. x 3) : Fragment d'empreinte similaire à l'échantillon représenté en figure 2.

- FIG. 4. (Gr. x 1/2) : Empreinte probablement d'origine animale (type Cœlentéré) provenant de niveaux gréseux d'âge Frasnien.

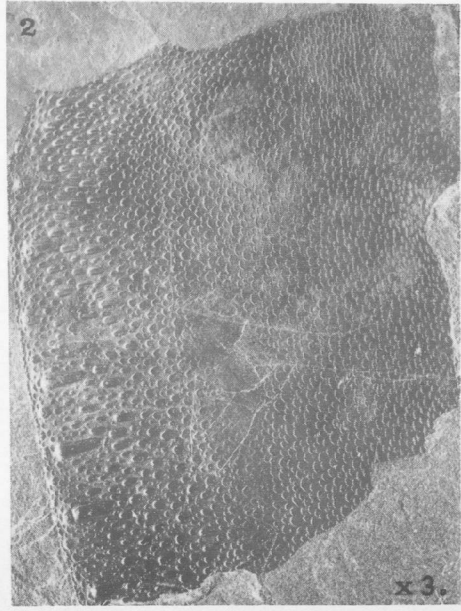
PLANCHE III

- FIG. 1. (Gr. x 12) : FIG. 2 (Gr. x 35) et FIG. 3 (Gr. x 12) : Coupes transversales dans le bois secondaire de *Dombeyoxylon monodii* Ed. BOUREAU.
- FIG. 4. (Gr. x 15) ; FIG. 6 (Gr. x 30) et FIG. 7 (Gr. x 30) : Coupes tangentielles dans le bois secondaire de *Dombeyoxylon monodii* Ed. BOUREAU.
- FIG. 5. (Gr. x 12) : Coupe radiale dans le bois secondaire de *Dombeyoxylon monodii* Ed. BOUREAU.

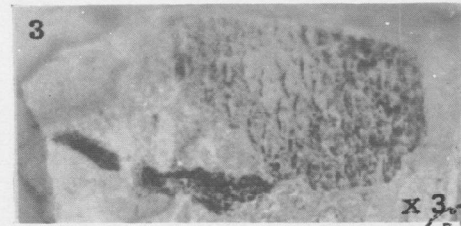
————— « » —————



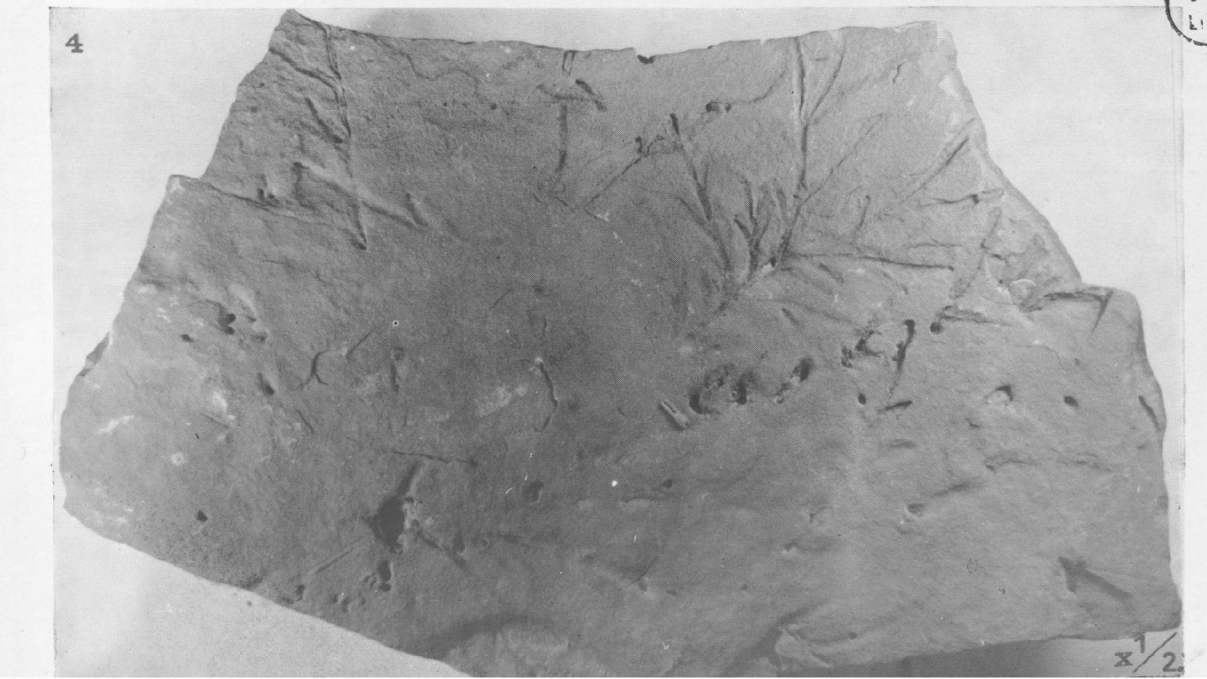
x 2.



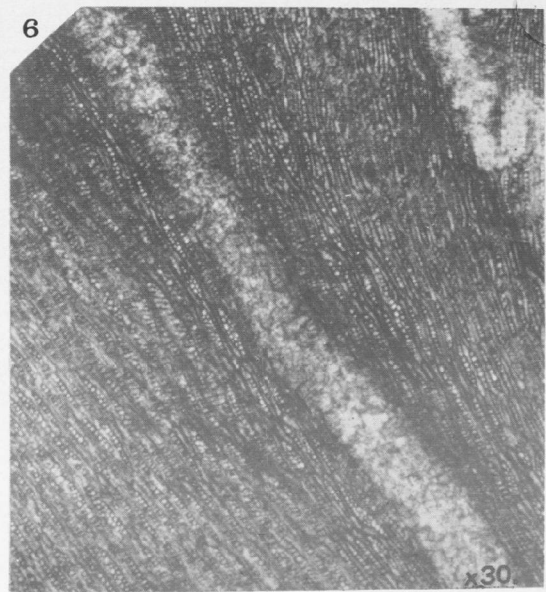
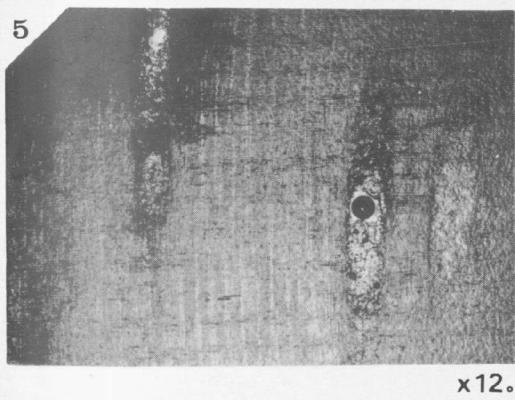
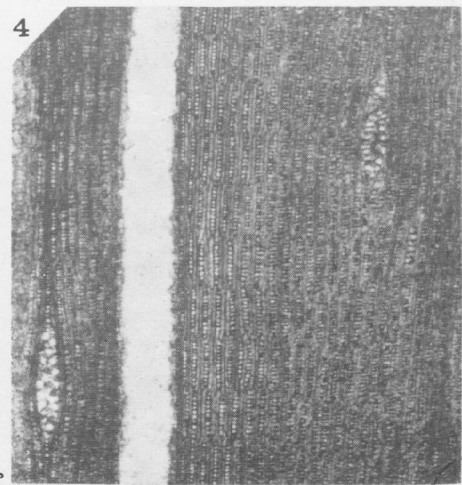
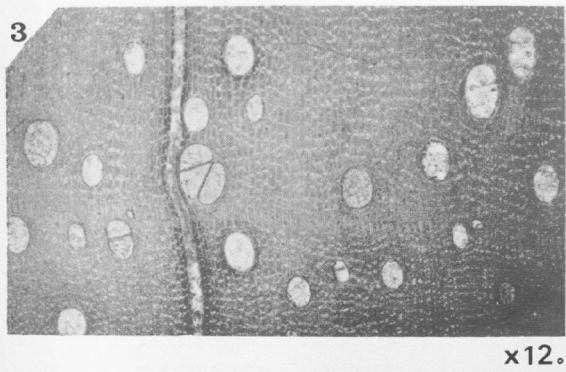
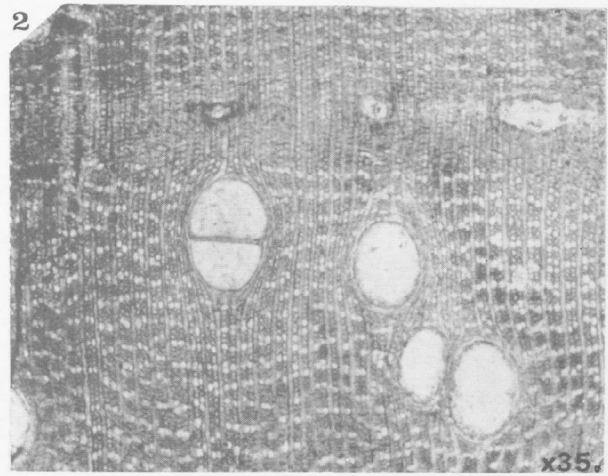
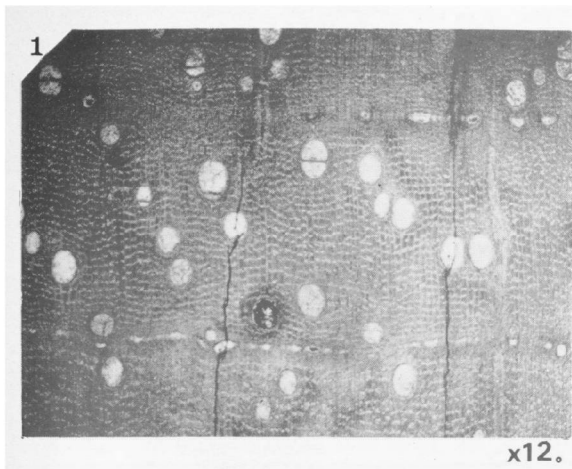
x 3.



x 3.



x 1/2.



Contribution à l'étude palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace

II. — Etude quantitative

par Paule M. CORSIN (1) et Eran NAKOMAN (2)

Après avoir envisagé dans un précédent article (3) l'étude qualitative des pollenospores recueillis dans les formations tertiaires du Bassin de Thrace, nous exposons ici les résultats quantitatifs obtenus à la suite de ce travail.

I. — Introduction

Ainsi que nous l'avons déjà dit précédemment, notre étude a le plus souvent porté sur des échantillons moyens que nous a envoyés l'Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie. Ces échantillons avaient été obtenus en prélevant un pilier à base carrée de 20 cm de côté sur toute la hauteur de l'affleurement à étudier. Dans le cas où les conditions d'accès des veines ont été favorables, il a cependant été jugé préférable d'effectuer des prélèvements systématiques fractionnaires, ce qui consiste à diviser les veines ou à utiliser ses « divisions naturelles » (intercalaires par exemple). Ce mode d'échantillonnage s'est avéré très utile pour mettre en évidence la variation verticale de la composition palynologique, mais néanmoins trop long pour de nombreuses corrélations.

Pour réaliser l'analyse quantitative des sédiments du Bassin de Thrace, nous avons divisé ce dernier en 5 secteurs qui figurent sur la carte ci-jointe page 50 :

(1) Laboratoire de Paléobotanique de l'Université de Lille.

(2) Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie.

(3) E. NAKOMAN. — Contribution à l'étude Palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace. I. - Etude qualitative, *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. LXXXVI, pp. 65-109.

- secteur Sud : région de Kesan-Malkara (A, tableau D);
- secteur Sud-Est : région de Kalivya-Yörük (C, tableau D);
- secteur Sud-Ouest : région de Aliç-Türkobasi-Ibriktepe (G, tableau D);
- secteur Sud de l'anticlinal de Karaburçak (B et D, tableau D);
- secteur Nord de l'anticlinal de Karaburçak (D et E, tableau D).

II. — Etude de la variation de la composition palynologique des dix veines du Bassin de Thrace

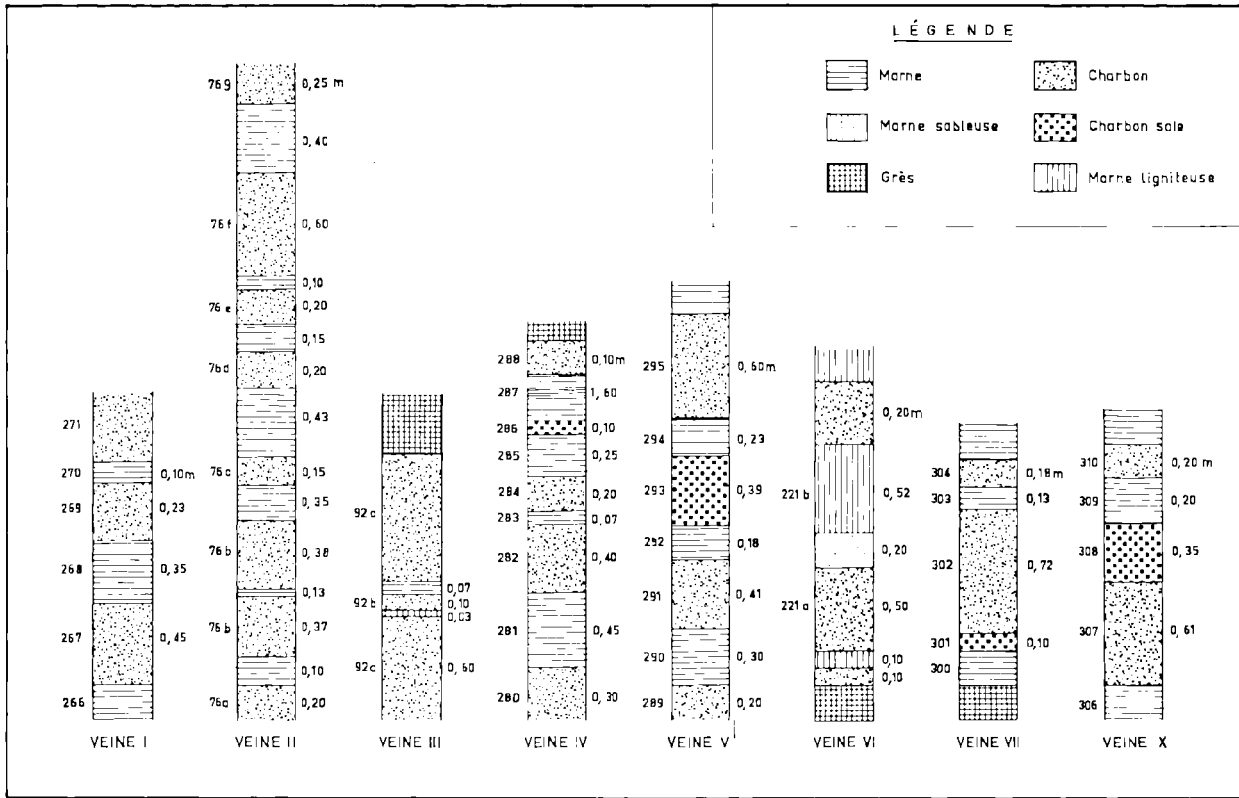
Nous avons effectué l'analyse palynologique qualitative et quantitative de chacune des 10 veines de lignites là où elles affleurent dans les divers secteurs précités du Bassin de Thrace, mais nous nous bornerons ici à donner la composition palynologique de ces veines là où elles nous ont semblé être le mieux représentées.

A) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE I.

Nous avons choisi, pour donner la composition palynologique de la veine I, l'affleurement de cette veine dans le secteur Sud du Bassin (A, tableau D). Généralement elle s'y présente de la façon suivante (veine I, tableau A):

lignite	(échantillon n° 271/7644)
0,10 m marne	(échantillon n° 270/7643)
0,23 m lignite	(échantillon n° 269/7642)
0,35 m marne	(échantillon n° 268/7641)
0,45 m lignite	(échantillon n° 267/7640)
marne	(échantillon n° 266/7639)

TABL. A



Les marnes constituant le mur de la veine I, contiennent une microflore où *Polyvestibulopollenites verus* qui est une espèce dominante (28 %), est accompagnée de *Laevigatosporites haardti* (16 %) et de *Inaperturopollenites dubius* (15 %). A côté de ces trois formes abondantes, on rencontre des individus qui, bien que présentant chacun un faible pourcentage, sont importants par leur présence. Ce sont entre autres, *Tricolpopollenites microhenrici*, *Disulcipollenites kalewensis*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Monocolpopollenites areolatus*. D'autres espèces comme *Deltoidisporites microadriennis*, *Verucatosporites alienus*, *Tricolpopollenites librarensis*, *Tricolporopollenites pseudocingulum* et *Triatriopollenites bituitus* s'avèrent des formes particulières à cette partie marneuse que l'on ne retrouve plus dans les zones supérieures de la veine I (fig. 1, tableau B).

Quant à la partie ligniteuse (267/7640) surmontant immédiatement ces marnes, elle présente une composition palynologique assez différente où l'espèce dominante est cette fois *Laevigatosporites*

haardti, suivie de *Inaperturopollenites dubius* et *Polyvestibulopollenites verus*. Il faut également noter qu'à côté des formes comme *Tricolpopollenites microhenrici*, *Disulcipollenites kalewensis*, *Tricolporopollenites cingulum*, *Monocolpopollenites areolatus*, etc., on rencontre *Polyporopollenites undulosus*, *Triatriopollenites cf. rurensis*, *Triatriopollenites myricoides* et *Tricolporopollenites dolium* qui semblent être caractéristiques de ce niveau.

Les marnes surmontant le niveau de lignite (268/7641) chez lesquelles on note également une forte quantité de *Laevigatosporites haardti* (30 %) ont encore montré la présence de *Polyvestibulopollenites verus* et *Inaperturopollenites dubius* ainsi que de *Tricolpopollenites microhenrici*, *Disulcipollenites kalewensis*, *Inaperturopollenites emmaensis* et *Monocolpopollenites areolatus* dont les pourcentages diffèrent peu de ceux rencontrés dans la zone précédente. Par contre, *Baculatisporites primarius*, *Reticuloidosporites favus* et *Pityopollenites microalatus* font leur apparition dans ce niveau. Quant à *Tricolpopollenites cingulum*, il disparaît ici pour

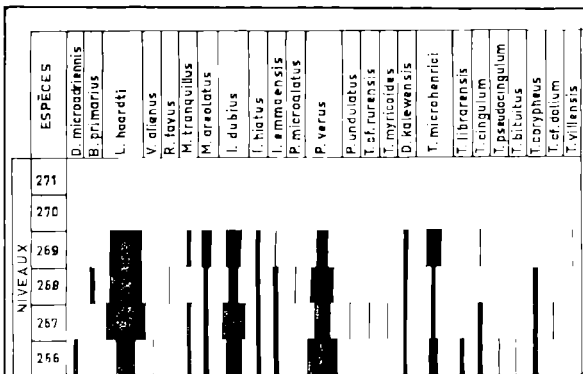


Fig. 1. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE I DANS LE SECTEUR SUD DU BASSIN DE THRACE.

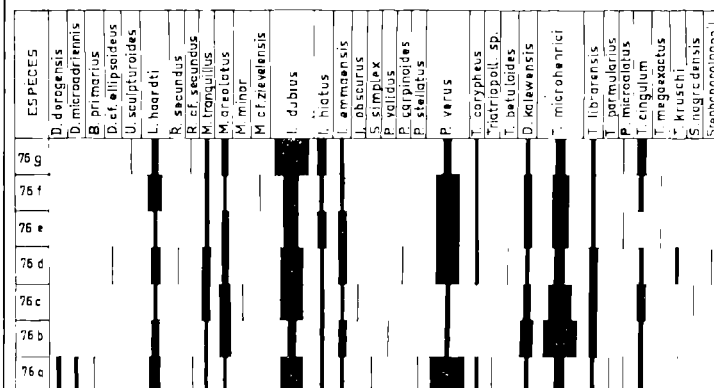


Fig. 2. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE II DANS LE SECTEUR SUD DU BASSIN DE THRACE.

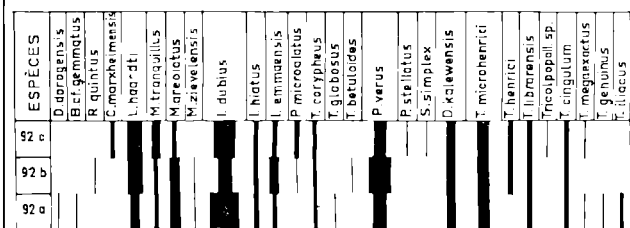


Fig. 3. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE III DANS LE SECTEUR SUD DU BASSIN DE THRACE.

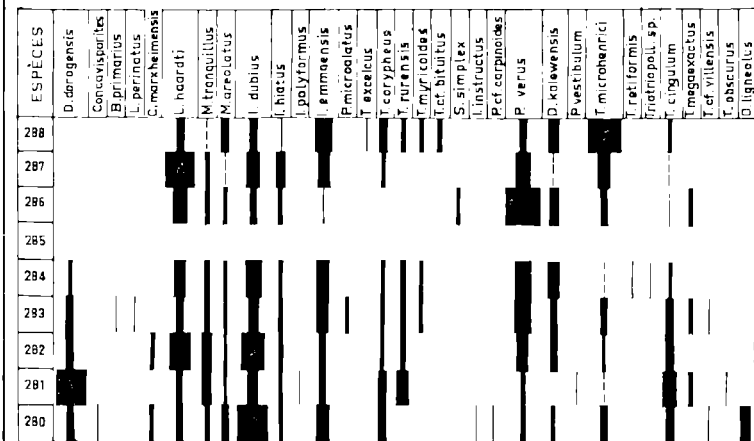


Fig. 4. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE IV DANS LE SECTEUR SUD DU BASSIN DE THRACE.

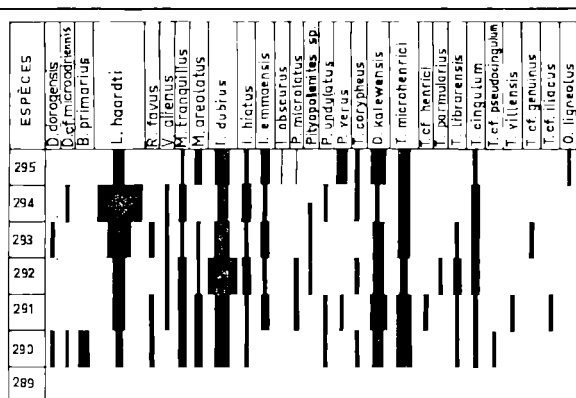


Fig. 5. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE V DANS LE SECTEUR SUD DE L'ANTICLINAL DE KARABURÇAK.

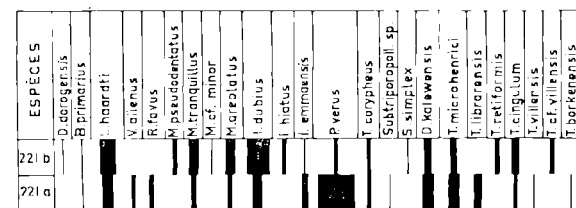


Fig. 6. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE VI DANS LE SECTEUR SUD DE L'ANTICLINAL DE KARABURÇAK.

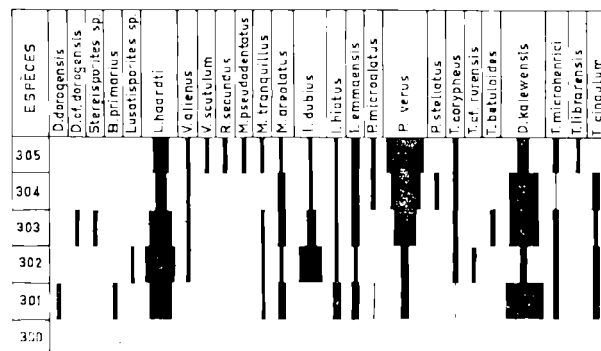


Fig. 7. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE VII DANS LE SECTEUR SUD DE L'ANTICLINAL DE KARABURÇAK.

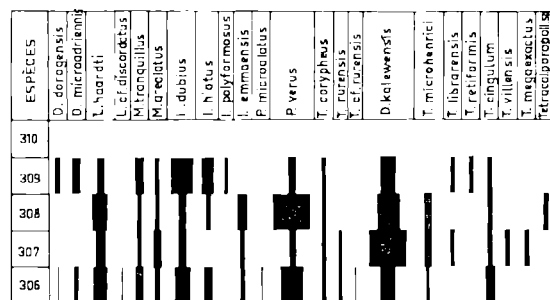
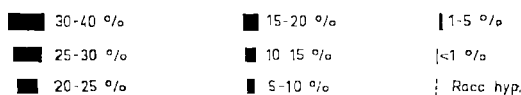


Fig. 9. COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE X DANS LE SECTEUR SUD DE L'ANTICLINAL DE KARABURÇAK.

LE G E N D E



réapparaître dans le niveau supérieur (fig. 1, tableau B).

L'échantillon n° 269/7642 provenant des lignites susjacentes contient une microflore où *Laevigatosporites haardti* constitue encore l'espèce dominante (30 %). *Inaperturopollenites dubius* est une forme également très fréquente et *Tricolpopollenites microhenrici* prend une importance considérable tandis que *Polyvestibulopollenites verus* diminue nettement. D'autre part, avec la réapparition de *Tricolporopollenites cingulum* et *Monocolpopollenites tranquillus*, on note une diminution importante des pourcentages de *Inaperturopollenites emmaensis*. Enfin l'existence de *Tricolporopollenites villensis* doit être considérée comme importante.

Les échantillons n° 270/7643 et 271/7644 ne contiennent pas de microflore.

B) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE II.

Nous avons également étudié la composition palynologique de la veine II dans le secteur Sud du Bassin (A, tableau D). Cette veine y est représentée par l'ensemble de 8 niveaux ligniteux séparés par des bandes marneuses plus ou moins importantes. Cependant, pour nos travaux, nous n'avons pu disposer que de 8 échantillons partiels provenant seulement des parties ligniteuses (veine II, tabl. A).

L'échantillon n° 76a/6338 (le plus inférieur) appartient au niveau de lignite qui est limité par le mur de la bowette de Muzali. Sa composition palynologique se caractérise par une forte fréquence de *Polyvestibulopollenites verus* à laquelle il y a lieu d'ajouter celle de *Inaperturopollenites dubius*, *Tricolpopollenites microhenrici* et de *Laevigatosporites haardti* (fig. 2, tableau B). La microflore très riche de ce niveau contient également des espèces que l'on ne rencontre pas dans d'autres zones de la veine II : ce sont en particulier *Monocolpopollenites tranquillus*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Tricolpopollenites librarensis*.

Les lignites surmontant les marnes intercalaires et dont l'épaisseur moyenne est de 0,75 m (échantillon n° 76b/6339) se distinguent par une composition palynologique où le pourcentage de *Tricolpopollenites microhenrici* est important. C'est là le seul niveau où la fréquence de cette espèce atteint 37 %. D'autre part, on y remarque, par rapport à l'échantillon précédent, une nette augmentation de *Disulcipollenites kalewensis* et de *Monocolpopollenites areolatus*, et une sensible diminution de fré-

quence de *Inaperturopollenites dubius* et de *Polyvestibulopollenites verus*. *Polyporopollenites validus* semble caractéristique de ce niveau (fig. 2, tabl. B).

La partie ligniteuse (76c/6340), séparée du niveau de lignite précédent par une bande marneuse de 0,35 m d'épaisseur, contient une population palynologique semblable à celle de l'échantillon n° 76b/6339. Toutefois, nous y remarquons une augmentation de *Inaperturopollenites dubius* ainsi que l'apparition de *Monocolpopollenites minor* et de *Inaperturopollenites obscurus*.

La composition palynologique de l'échantillon n° 76d/6341 est, du point de vue quantitatif, assez différente de celle reconnue en dessous. En effet, ici, *Polyvestibulopollenites verus* reprend de l'importance tandis que *Tricolpopollenites microhenrici* diminue sensiblement. Si *Inaperturopollenites dubius* montre un pourcentage presque toujours identique, des formes telles que *Verrucatosporites secundus*, *polyporopollenites carpinoïdes* et *Trivestibulopollenites betuloides* n'existent que dans ce prélèvement, et d'autre part *Tricolporopollenites kruschi* réapparaît (fig. 2, tableau B).

L'échantillon n° 76e/6342 contient une microflore qui est caractérisée par une légère augmentation de fréquence de *Tricolpopollenites microhenrici*, tandis que les pourcentages de *Inaperturopollenites hiatus* et de *Disulcipollenites kalewensis* sont nettement plus importants. On note toujours la même quantité de *Polyvestibulopollenites verus* et *Inaperturopollenites dubius*, mais une diminution notable du pourcentage de *Laevigatosporites haardti*, *Monocolpopollenites tranquillus* et de *Tricolpopollenites librarensis*. Enfin, *Tricolporopollenites cingulum*, dont on constatait la présence dans tous les autres niveaux (supérieurs et inférieurs), est absent ici (fig. 2, tableau B).

Au cours de l'étude de la composition palynologique du prélèvement n° 76f/6343, on rencontre pour la première fois *Monocolpopollenites cf. zieveleensis* et on note en outre une augmentation de *Laevigatosporites haardti* aux côtés des formes principales que sont *Polyvestibulopollenites verus*, *Tricolpopollenites microhenrici* et *Inaperturopollenites dubius*.

Quant à l'échantillon n° 76g/6344, il est caractérisé par une très forte fréquence de *Inaperturopollenites dubius*, par une diminution de pourcentage de *Laevigatosporites haardti*, *Polyvestibulopollenites verus* et *Tricolpopollenites microhenrici* ainsi que par une plus grande abondance d'espèces

telles que *Monocolpopollenites areolatus*, *Inaperturopollenites hiatus* et *Tricolporopollenites cingulum*. *Undulatisporites sculpturoides* paraît être une forme caractéristique de cette zone (fig. 2, tableau B).

C) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE III.

Dans le secteur Sud du Bassin (A, tableau D) où a été faite l'étude palynologique de la veine III, cette dernière se présente de la manière suivante (veine III, tableau A):

0,74 m lignite	(échantillon n° 92c/6362)
0,07 m marne	
0,10 m lignite	(échantillon n° 92b/6361)
0,03 m marne ligniteuse	
0,60 m lignite	(échantillon n° 92a/6360)

La composition palynologique du niveau inférieur de lignite (92a/6360) contient trois espèces très importantes du point de vue quantitatif (fig. 3, tableau B). Ce sont : *Inaperturopollenites dubius*, *Polyvestibulopollenites verus* et *Tricolpopollenites microhenrici*. D'autre part, *Laevigatosporites haardtii*, *Monocolpopollenites tranquillus*, *Monocolpopollenites areolatus*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Triatriopollenites corypheus*, *Tricolpopollenites librarenensis* et *Tricolporopollenites cingulum*, formes communes aux trois niveaux étudiés de cette veine III, y montrent des fréquences faibles. Il faut également noter que *Deltoidisporites dorogensis*, *Baculatisporites cf. gemmatus*, *Triatriopollenites globosus*, *Tricolporopollenites genuinus* et *Tricolporopollenites iliacus* ne se rencontrent que dans cette zone ligniteuse à la base de la veine III (fig. 3, tableau B).

L'étude du niveau de lignite 92b/6361 montre que *Inaperturopollenites dubius* régresse tandis que *Polyvestibulopollenites verus* et *Tricolpopollenites microhenrici* conservent plus ou moins leur fréquence et que le pourcentage de *Laevigatosporites haardtii* et *Inaperturopollenites emmaensis* augmente nettement. D'autre part, *Trivestibulopollenites betuloides* et *Rugulatisporites quintus* ne se rencontrent que dans ce niveau à partir duquel apparaissent *Pityopollenites microalatus* et *Tricolpopollenites henrici* (fig. 3, tableau B).

La partie ligniteuse tout à fait supérieure de la veine III possède une microflore où *Inaperturopollenites dubius* redevient l'espèce principale (de 23 % environ). A côté de *Laevigatosporites haardtii* qui conserve la même fréquence que dans l'échantillon précédent, *Polyvestibulopollenites verus* et *Tricolpopollenites microhenrici* y présentent des pourcentages plus faibles. C'est également

dans ce niveau que l'on retrouve des formes comme *Cingulatisporites marxheimensis*, *Polyporopollenites stellatus*, *Subtriporopollenites simplex* et *Tricolpopollenites* sp. qui sont absentes dans les deux autres niveaux étudiés de la veine III (fig. 3, tableau B).

D) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE IV.

Pour l'étude de la variation de la composition palynologique de la veine IV, nous avons pris comme exemple les prélèvements fractionnaires provenant de l'affleurement de cette veine à Ahmet-pasa (section Sud du Bassin) où elle se présente de la façon suivante (veine IV, tableau A) :

0,10 m lignite	(échantillon n° 288/7661)
1,60 m marne	(échantillon n° 287/7660)
1,90 m lignite sale	(échantillon n° 286/7659)
1,25 m marne	(échantillon n° 285/7658)
0,20 m lignite	(échantillon n° 284/7657)
0,07 m marne	(échantillon n° 283/7656)
0,40 m lignite	(échantillon n° 282/7655)
0,45 m marne	(échantillon n° 281/7654)
0,30 m lignite	(échantillon n° 280/7653)

La composition de la microflore appartenant à l'échantillon n° 280/7653 (le niveau de lignite inférieur) est marquée par l'abondance de *Inaperturopollenites dubius* (25 %), tandis que la fréquence de *Inaperturopollenites emmaensis* ne dépasse pas 1 %. A côté d'espèces communes dont le pourcentage est toujours faible (*Monocolpopollenites tranquillus*, *Monocolpopollenites areolatus*, *Inaperturopollenites hiatus* et *Triatriopollenites corypheus*), nous rencontrons *Intratriporopollenites instructus*, *Polyporopollenites carpinoïdes*, *Ovoidites lignicolus* et *Concavisporites* sp. qui n'existent que dans ce niveau (fig. 4, tableau B).

Les marnes surmontant ce niveau ligniteux montrent un ensemble palynologique assez particulier car à côté de *Deltoidisporites dorogensis* qui est l'espèce dominante, on remarque l'abondance de *Triatriopollenites rurensis* qui était absent dans le niveau inférieur. D'autre part, *Tricolporopollenites cingulum* présente ici un pourcentage nettement supérieur à celui que l'on trouve ailleurs (plus de 13 %). Avec *Inaperturopollenites dubius* qui présente une diminution de fréquence très nette, nous notons l'existence d'espèces qui semblent être caractéristiques de cette partie de la veine IV ; ce sont : *Inaperturopollenites polyformosus*, *Porocolpopollenites vestibulum*, *Tetracolporopollenites obscurus* (fig. 4, tableau B).

L'échantillon n° 282/7655 contient une microflore où l'espèce dominante est *Laevigatosporites*

haardti. C'est à partir de ce niveau que l'on note le début d'une fréquence importante de *Polyvestibulopollenites verus* et que l'on trouve *Cingulatisporites marxheimensis* qui n'a pas été recueillie dans les échantillons 280/7653 et 281/7654).

La composition palynologique de l'échantillon n° 283/7656 comporte trois espèces importantes du point de vue quantitatif : *Polyvestibulopollenites verus*, *Inaperturopollenites dubius* et *Tricolporopollenites cingulum*. Quant à *Lusatisporites perinatus*, *Pityopollenites microalatus* et *Baculatisporites primarius*, ce sont des formes qui ne sont présentes que dans la microflore de cette bande marneuse. On y remarque aussi une régression sensible de *Laevigatosporites haardti* et *Inaperturopollenites dubius*, la réapparition de *Tricolporopollenites megaezactus* déjà rencontré dans l'échantillon n° 281/7654 et de *Tricolporopollenites cf. villensis* recueilli dans le niveau de lignite inférieur ainsi que la présence notable de *Inaperturopollenites emmaensis* et *Tricolporopollenites microhenrici*.

L'échantillon n° 284/7657 diffère très peu du prélèvement n° 283/7656 bien que l'on puisse observer une diminution de fréquence spectaculaire de *Tricolporopollenites cingulum* et une légère augmentation de *Laevigatosporites haardti*, *Inaperturopollenites dubius* et de *Disulcipollenites kalewensis*. *Tricolpopollenites rectiformis* ne se rencontre que dans ce niveau où l'on ne rencontre pas *Tricolpopollenites microhenrici*, qui est pourtant toujours une espèce commune dans les autres zones de la veine IV.

L'échantillon n° 285/7658 provenant des marnes intercalaires ne paraît posséder aucune microflore.

Au cours de l'analyse quantitative du prélèvement n° 286/7659, on remarque l'abondance de *Polyvestibulopollenites verus* (47 %) auprès duquel on trouve *Laevigatosporites haardti* (15 %). La microflore de ce niveau est excessivement monotone. Sa composition palynologique est dominée par quelques espèces dont les fréquences sont assez importantes (fig. 4, tableau B), mais on n'y retrouve pas certaines formes que l'on avait rencontrées dans les autres zones de cette veine.

L'analyse palynologique de l'échantillon n° 287/7660 montre un pourcentage considérable de *Laevigatosporites haardti* (26 %) et la régression de *Polyvestibulopollenites verus* (18 %). C'est par contre dans ce niveau que l'on assiste à une augmentation subite de *Inaperturopollenites dubius*, de

Tricolpopollenites microhenrici et de *Inaperturopollenites emmaensis*. Toutefois, quelques formes communes dans les autres niveaux (par exemple *Monocolpopollenites aerolatus*, *Disulcipollenites kalewensis* et *Tricolporopollenites cingulum*) ne se rencontrent plus ici (fig. 4, tableau B).

Enfin, dans la partie ligniteuse supérieure (échantillon n° 288/7661), nous remarquons la prédominance très nette de *Tricolpopollenites microhenrici* (33 %), une fréquence élevée de *Inaperturopollenites emmaensis* et aussi un pourcentage assez fort de *Disulcipollenites kalewensis*, forme absente dans la microflore du niveau inférieur. Mais ici, le pourcentage de *Polyvestibulopollenites verus*, *Laevigatosporites haardti* et *Inaperturopollenites dubius* marque une nette régression tandis que *Triatriopollenites myricoides*, *Tricolporopollenites cingulum* et *Monocolpopollenites areolatus* font leur apparition. D'autre part, *Triatriopollenites cf. bituitus* et *Triatriopollenites excelsus* paraissent être des formes caractéristiques de ce prélèvement.

E) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE V.

Les prélèvements étudiés proviennent d'un affleurement de la veine V dans la région de Günesli, c'est-à-dire du secteur Sud de l'anticlinal de Karaburçak (B, tableau D) où cette veine se présente ainsi (veine V, tableau A) :

0,60 m lignite	(échantillon n° 295/7668)
0,23 m marne	(échantillon n° 294/7667)
0,39 m lignite sale	(échantillon n° 293/7666)
0,18 m marne	(échantillon n° 292/7665)
0,41 m lignite	(échantillon n° 291/7664)
0,30 m marne	(échantillon n° 290/7663)
0,20 m lignite	(échantillon n° 289/7662)

L'échantillon n° 289/7662 appartenant à la partie ligniteuse inférieure ne contient pas de microflore (fig. 5, tableau B). Le niveau marneux surmontant cette partie ligniteuse (prélèvement n° 290/7663) est très pauvre en microflore. Sa composition palynologique est dominée par *Inaperturopollenites dubius*, *Tricolpopollenites microhenrici* et *Baculatisporites primarius*. D'autre part, *Monocolpopollenites tranquillus*, *Inaperturopollenites hiaus* et *Tricolporopollenites cingulum* y présentent un pourcentage assez faible. Quant à *Tricolporopollenites cf. pseudocingulum*, il ne se rencontre que dans ce niveau (fig. 5, tableau B).

La microflore de l'échantillon n° 291/7664 contient les espèces dominantes suivantes : *Inaperturopollenites dubius*, *Tricolpopollenites microhen-*

rici, *Laevigatosporites haardti* et *Disulcipollenites kalewensis*, mais on n'y retrouve plus *Baculatisporites primarius*, espèce qui était assez importante dans la partie inférieure marneuse. Nous assistons aussi à une nette augmentation du pourcentage de *Laevigatosporites haardti* et *Disulcipollenites kalewensis* et nous trouvons ici *Tricolpopollenites microhenrici*, *Tricolporopollenites villensis* et *Tricolporopollenites* cf. *iliacus*, qui n'existent que dans ce niveau de la veine V. Par contre, certaines formes comme *Deltoidisporites dorogensis*, *Deltoidisporites* cf. *microadriennis*, *Triatriopollenites corypheus* et *Tricolporopollenites* cf. *pseudocingulum*, qui étaient présentes dans l'échantillon n° 290/7663, disparaissent subitement dans ce niveau (fig. 5, tableau B).

Le prélèvement n° 292/7665 contient une microflore assez abondante où *Inaperturopollenites dubius* et *Laevigatosporites haardti* dominent. Les fréquences de *Tricolpopollenites microhenrici* et *Disulcipollenites kalewensis* y sont assez faibles mais *Tricolpopollenites parmularius* ne se rencontre que dans ce niveau (fig. 5, tableau B).

Quant à l'échantillon n° 293/7666, il possède une composition palynologique dont les formes dominantes sont : *Laevigatosporites haardti*, *Inaperturopollenites dubius* et *Tricolpopollenites microhenrici*. On y recueille également des formes déjà observées occasionnellement dans les autres zones de la veine V telles que : *Deltoidisporites dorogensis*, *Reticuloidosporites favus*, *Pityopollenites microalatus*. Enfin, *Tricolporopollenites* cf. *genuinus* n'a été rencontré que dans ce niveau.

La composition de la microflore des marnes surmontant la partie ligniteuse précédente (échantillon n° 294/7667) diffère de celle de l'échantillon n° 293/7666 d'une part, par le fait que *Laevigatosporites haardti* y montre une fréquence très forte, d'autre part parce qu'on y note l'absence de *Monocolpopollenites areolatus* et de *Tricolpopollenites librarensis* (fig. 5, tableau B).

La dernière partie ligniteuse étudiée (échantillon n° 295/7668) possède de nombreuses formes dont le pourcentage dépasse 10 %. Ce sont : *Inaperturopollenites dubius*, *Disulcipollenites kalewensis*, *Laevigatosporites haardti*, *Tricolpopollenites microhenrici* et *Polyvestibulopollenites verus*. On y remarque, d'autre part, une augmentation nette de *Inaperturopollenites dubius*, *Disulcipollenites kalewensis*, *Polyvestibulopollenites verus* et de *Tricolpopollenites microhenrici*. Enfin, *Inaperturopollenites*

obscurus et *Ovoidites ligneolus* ne se rencontrent que dans ce niveau (fig. 5, tableau B).

F) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE VI.

Pour mettre en évidence la composition palynologique de la veine VI, nous avons étudié des échantillons prélevés dans la région de Karaburçak (D, tableau D). Cette veine s'y présente de la manière suivante (veine VI, tableau A):

	marne ligniteuse (échantillon n° 221 b/6529)
0,20 m lignite	(échantillon n° 221 a/6528)
0,52 m marne ligniteuse	
0,50 m lignite	
0,10 m marne ligniteuse	
0,10 m lignite	

Les prélèvements effectués ne concernent que deux niveaux ligniteux de la veine VI et il ne nous a donc pas été possible de connaître le diagramme palynologique complet de toute l'épaisseur de cette dernière. Toutefois, une étude sommaire de ces deux niveaux s'avère assez intéressante (fig. 6, tableau B).

La partie ligniteuse inférieure (échantillon n° 221 a/6528) est caractérisée par un très fort pourcentage de *Polyvestibulopollenites verus* (30 %) et une fréquence notable de *Tricolpopollenites microhenrici* et *Disulcipollenites kalewensis*. Il faut d'autre part noter que *Verrucatosporites alienus*, *Reticuloidosporites favus*, *Subtriporopollenites* sp., *Tricolporopollenites villensis*, *Tricolpopollenites librarensis* et *Tricolporopollenites borkenensis* sont des formes uniquement rencontrées dans l'échantillon n° 221 a/6528, alors que *Baculatisporites primarius*, *Monocolpopollenites tranquillus*, *Monocolpopollenites areolatus*, *Inaperturopollenites emmaensis* et *Tricolporopollenites cingulum* appartiennent également à la partie ligniteuse supérieure de la veine VI, avec néanmoins des pourcentages toujours assez faibles.

La partie supérieure (échantillon n° 221 b/6529) de cette veine présente une microflore où *Inaperturopollenites dubius* et *Laevigatosporites haardti* dominent et dans laquelle on remarque simultanément une diminution de fréquence de *Polyvestibulopollenites verus*. Certaines formes telles que *Deltoidisporites dorogensis*, *Microfoveolatosporites pseudodentatus*, *Monocolpopollenites* cf. *minor*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Subtriporopollenites simplex*, *Tricolpopollenites retiformis* et *Tricolporopollenites* cf. *villensis* ne se rencontrent que dans ce niveau (fig. 6, tableau B).

G) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE VII.

En ce qui concerne la veine VII, les résultats donnés ici ont été obtenus à partir de prélèvements faits dans la région de Kestanbolu (D, tableau D). Cette veine s'y présente de la façon suivante (veine VII, tableau A):

marne	
0,18 m lignite	(échantillon n° 304/7677)
0,13 m marne	(échantillon n° 303/7676)
0,72 m lignite	(échantillon n° 302/7675)
0,10 m lignite sale	(échantillon n° 301/7674)
marne	(échantillon n° 300/7673)

Les marnes surmontant les grès du mur (échantillon n° 300/7673) ne contiennent pas de microflore (fig. 7, tableau B). Le niveau supérieur, constitué par des lignites sales d'une épaisseur de 0,10 m, présente une composition palynologique où *Disulcipollenites kalewensis* et *Laevigatosporites haardti* sont les espèces principales et dominantes. On y note également la présence de formes assez banales puisqu'on les recueille sur toute la hauteur de la veine ; ce sont : *Monocolpopollenites tranquillus*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Inaperturopollenites emmaensis*, *Triatriopollenites corypheus* et *Tricolpopollenites microhenrici* dont le pourcentage est toujours assez faible. Il faut y noter encore l'absence de *Inaperturopollenites dubius* qui est une espèce généralement assez commune et souvent dominante. Enfin *Deltoïdisporites dorogensis* et *Baculatisporites primarius* ne se rencontrent que dans ce niveau.

Le prélèvement n° 302/7675 diffère du précédent par une composition palynologique où l'on remarque (fig. 7, tableau B):

— la présence de deux espèces principales : *Laevigatosporites haardti* et *Inaperturopollenites dubius* ;

— la diminution de fréquence spectaculaire de *Disulcipollenites kalewensis* ;

— l'apparition de *Verrucatosporites alienus* et *Inaperturopollenites dubius* ;

— la présence de *Lusatisporites* sp. et de *Triatriopollenites* cf. *rurensis* qui ne se rencontrent que dans ce niveau.

L'échantillon n° 303/7676 provient d'une bande marneuse dont l'épaisseur est de 0,13 m. Ce prélèvement a fourni une microflore où les espèces principales sont : *Laevigatosporites haardti*, *Disulcipollenites kalewensis* et *Polyvestibulopollenites verus*, alors que *Inaperturopollenites dubius*, forme généralement dominante dans cette veine, présente ici

une fréquence qui ne dépasse pas 6 %. Enfin, *Deltoïdisporites* cf. *dorogensis*, *Stereisporites* sp. et *Trivestibulopollenites betuloides* ne se rencontrent que dans ce niveau de la veine VII.

La composition palynologique du prélèvement n° 304/7677 ne semble pas se différencier nettement de celle du niveau inférieur étudié (fig. 7, tabl. B).

II) COMPOSITION PALYNOLOGIQUE DE LA VEINE X.

Les prélèvements étudiés ont été effectués dans la région d'Elmali (D, tableau D). La veine X, à cet endroit, se présente comme suit (veine X, tableau A):

0,20 m marne	(échantillon n° 310/7683)
0,20 m marne	(échantillon n° 309/7682)
0,35 m lignite sale	(échantillon n° 308/7681)
0,61 m lignite	(échantillon n° 307/7680)
marne	(échantillon n° 306/7679)

Le mur marneux de la veine X (échantillon n° 306/7679) a montré une microflore où *Polyvestibulopollenites verus* est l'espèce dominante, mais où *Laevigatosporites haardti*, *Inaperturopollenites dubius* et *Disulcipollenites kalewensis* possèdent également des fréquences assez importantes. *Monocolpopollenites tranquillus*, *Monocolpopollenites areolatus*, *Triatriopollenites corypheus* et *Tricolporopollenites cingulum* s'y présentent avec des pourcentages faibles ; ce sont toutefois des espèces qui se trouvent dans tous les niveaux de la veine X. Par contre, *Laevigatosporites* cf. *discordatus*, *Pityopollenites microalatus* et *Triatriopollenites* cf. *rurensis* ne se rencontrent que dans cette zone (fig. 8, tableau B).

L'échantillon n° 307/7680 est caractérisé par une augmentation très nette de *Disulcipollenites kalewensis*, par une diminution considérable de *Polyvestibulopollenites verus*, ainsi que par l'absence de *Inaperturopollenites hiatus*. Nous voyons d'autre part que *Tricolporopollenites villensis* et *Tricolporopollenites megaexactus* sont des formes strictement limitées à cette zone.

Le prélèvement n° 308/7681 contient une quantité considérable de *Polyvestibulopollenites verus* et le pourcentage de *Disulcipollenites kalewensis* y augmente considérablement (fig. 8, tableau B).

Le dernier niveau à partir duquel on a pu extraire des spores et grains de pollen est une bande marneuse ayant une épaisseur de 0,20 m. Elle est surmontée par des marnes totalement dépourvues de microflore (échantillon n° 310/7683). Dans cette zone où *Inaperturopollenites dubius* est de nouveau

une forme principale, on remarque une régression considérable de *Polyvestibulopollenites verus* et de *Disulcipollenites kalewensis*. Les espèces dont le pourcentage est supérieur à 10 % sont : *Disulcipollenites kalewensis*, *Inaperturopollenites hiatus* et *Deltoidisporites microadriennis* ; en outre, *Inaperturopollenites polyformosus* et *Tricolpopollenites retiformis* ne se rencontrent que dans ce niveau (fig. 8, tableau B).

III. — Etude de la variation verticale de la composition palynologique de l'ensemble des veines étudiées dans le secteur Sud de l'anticlinal de Karaburçak

Afin de mettre en évidence la variation verticale de la microflore d'une veine à l'autre, nous avons eu recours à des échantillons moyens « types » provenant des 10 veines à étudier. En choisissant les prélèvements les plus proches possible les uns aux autres, nous avons pu réaliser une série verticale théorique.

Le secteur Sud de l'anticlinal de Karaburçak est la seule région du Bassin de Thrace où l'on peut retrouver les affleurements concernant toutes les veines du Bassin (de I à X). Les échantillons pris en considération pour chacune des veines rencontrées sont les suivants :

Veine X	(n° 307/7680)
Veine IX	(n° 232/6540)
Veine VIII	(n° 231/6539)
Veine VII	(n° 227/6535)
Veine VI	(n° 221/6528-6529)
Veine V	(n° 219/6526)
Veine IV	(n° 215/6522)
Veine III	(n° 197/6486)
Veine II	, n° 195/6482)
Veine I	(n° 191/6479)
Veine IA (1)	(n° 188/6476)

Sur le diagramme obtenu à la suite des comptages palynologiques de ces échantillons (fig. 1, tableau C), nous remarquons que :

— *Polyvestibulopollenites verus*, *Tricolpopollenites microhenrici*, *Inaperturopollenites dubius*,

(1) La veine numérotée IA a été séparée de la veine I par Lebküchner à cause de la position géographique de ses affleurements suivis sur le terrain. Toutefois, nous n'avons observé que très peu de différence entre la composition palynologique des prélèvements appartenant à la veine IA et celle des prélèvements de la veine I. Par conséquent, il semble possible d'assimiler la veine IA à la veine I.

Laevigatosporites haardti, *Disulcipollenites kalewensis* et *Inaperturopollenites emmaensis* sont des formes principales et dominantes.

— *Monocolpopollenites tranquillus*, *Monocolpopollenites areolatus*, *Tricolpopollenites librarensis* et *Tricolporopollenites cingulum* ont été recueillis de façon quasi constante mais toujours en faible pourcentage sur toute la hauteur de la série.

— *Deltoidisporites dorogensis*, *Deltoidisporites microadriennis*, *Verrucatosporites alienus*, *Laevigatosporites discordatus*, *Monocolpopollenites minor*, *Tricolporopollenites villensis* et *Tricolporopollenites kruschi* montrent toujours une fréquence assez faible, mais ce sont des espèces irrégulièrement réparties dans les veines.

— Parmi les formes locales, il faut citer pour la veine I : *Tricolporopollenites cf. dolium*, *Tricolporopollenites megaexactus*, *Tricolporopollenites steinensis*, pour la veine II, *Polyporopollenites cf. validus*, *Stereisporites* sp. ; pour la veine III, *Cingulatisporites marxheimensis* ; pour la veine IV, *Inaperturopollenites obscurus*, *Tricolpopollenites parmularius*, *Intratripuripollenites suppligensis*, *Reticuloidosporites secundus* ; pour la veine V, *Tricolporopollenites iliacus*, *Tetracolporopollenites microrhombus*, *Laevigatosporites ovatus* ; pour la veine VI, *Tricolporopollenites retiformis*, *Microfoveolatosporites pseudodentatus* et *Baculatisporites primarius* ; pour la veine VII, *Monocolpopollenites zievelensis*, *Polyporopollenites carpinoides* et *Concavisporites* sp. ; pour la veine VIII, *Tricolporopollenites borkenensis*, *Tricolporopollenites euphorii* et *Trilitisporites cf. solidus* ; pour la veine IX, *Tricolpopollenites henrici*, *Trivestibulopollenites* sp., *Intratripuripollenites kettigensis* et *Polyporopollenites undulosus*.

On peut donc observer, dans la composition palynologique de l'ensemble des 10 veines, des variations de fréquences chez les formes principales. C'est ce que nous avons essayé de représenter fig. 2, tableau C, et qui peut se résumer ainsi :

— *Polyvestibulopollenites verus* possède des pourcentages très variables mais assez forts de la veine I jusqu'à la veine IV (souvent supérieurs à 10 %). Son apogée se trouve dans la microflore de la veine VI à partir de laquelle sa fréquence diminue progressivement. Dans la composition palynologique de la veine X, c'est une forme représentée par une fréquence inférieure à 5 %.

— La courbe dessinée par *Tricolpopollenites microhenrici* est sensiblement symétrique à celle de

Polyvestibulopollenites verus. En effet, chaque valeur maximale de *Tricolpopollenites microhenrici* correspond à peu près à un minimum de *Polyvestibulopollenites verus* et inversement. La valeur des fréquences de *Inaperturopollenites dubius* varie entre 5 % et 25 %.

— *Laevigatosporites haardti* dessine d'abord une courbe plus ou moins en escalier dont les maximums et les minimums sont respectivement de 14 % et 6 %. Puis brusquement, sa fréquence augmente pour obtenir son apogée dans la veine VII (40 %).

— Quant à *Disulcipollenites kalewensis*, il possède une courbe également en zigzag, mais ceci d'ampleur constamment croissante. Dans la veine X, son pourcentage atteint plus de 30 %.

— Enfin, *Inaperturopollenites emmaensis* est une espèce qui présente des variations de fréquence généralement irrégulières et peu importantes par rapport à celles des autres espèces étudiées.

IV. — Corrélations palynologiques des échantillons moyens provenant des différentes veines du Bassin de Thrace

Pour mettre en évidence l'allure générale des veines, le Dr R.F. Lebküchner a tenté d'établir une corrélation hypothétique des affleurements observés sur le terrain et qu'il estimait appartenir à ces veines en se basant le plus souvent sur les principes de la stratigraphie. Le but du présent travail consistait donc non seulement à mettre en évidence la microflore mais encore à essayer de corrélérer des affleurements ou prélèvements effectués dans des exploitations assez éloignées les unes des autres.

Dans ce but, nous avons réalisé un comptage palynologique systématique de chaque échantillon de divers affleurements étudiés. Après avoir choisi les espèces estimées « guides » appartenant à la microflore de ce dernier, nous avons pu dresser des diagrammes palynologiques que nous avons comparés pour confirmer ou infirmer les hypothèses de Lebküchner. Par les méthodes palynologiques, la plus grande partie des corrélations hypothétiques de Lebküchner a pu être confirmée et les tracés des veines ont été déterminés ainsi (tableau D) :

Secteur Sud du Bassin de Thrace (A et F)

Veine I : Malkara - Ahmetpasa - Yaylagöne - Pasayigit - Muzali - Altintas - Hemit (49/6311 à 63/6343).

Veine II : Kalivya - Malkara - Ahmetpasa - Yaylagone et Pasayigit - Muzali - Altintas - Demircili - Hemit (64/6326 à 71/6333 et 71/6336 à 88/6356).

Veine III : Ahmetpasa - Yaylagöne - Yaylaköy - K. doganca - Pasayigit - Muzali - Karacaali - Altintas - Demircili - Hemit (92/6362 à 97/6372 et 104/6379 à 115/6371).

Veine IV : Sariyar - Kalivya - Ahmetpasa - Yaylagöne - Pasayigit - Altintas - Demircili - Kürtüllü (118/6396 à 129/6411).

Veine V : Pasayigit - Altintas - Kürtüllü - Sariyar (130/6412 à 137/6418).

Veine VI : Kalivya - Malkara - Ahmetpasa - Yaylaköy - Pasayigit - Muzali - Altintas - Demircili - Kürtüllü (117/6395 à 149/6411).

Secteur Sud-Est (C)

Veine I : Develi - Karaidemir (150/6432 à 151/6433).

Veine II : Kermen - Karaidemir (154/6436 à 156/6438).

Veine III : N. Develi - Karaidemir (158/6440-6444 à 162/6446).

Secteur Sud-Ouest (G)

Veine I : Aliç - Türkobasi (166/6453 à 169/6456).

Veine IV : Türkobasi - Karaagaç - Ibriktepe (178/6465 à 182/6468).

Secteur Sud de l'anticlinal de Karaburçak (B et D)

Veines I et I A : Bolu - Davuteli - Gaziali et Teberrük - Gaziali (193/6484 à 189/6477 et 188/6576 à 185/6472-6473).

Veine II : Davuteli - Bolu (195/6484 à 196/6485).

Veine III : N. Davuteli - Cavuslu - S.E. Dolu (197/6486 à 202/6491).

Veine IV : S. Harmanlı - N. Cavuslu - S.E. Cavuslu (208/6500-6503 à 211/6506-6508 et 213/6514-6517 à 215/6522).

Veine V : Doganköy - Tekkeköy (218/6525 à 219/6526).

Veine VI : Süleymaniye (221/6528-6529 à 223/6531).

Veine VII : Aucune corrélation certaine.

Veine VIII : Aucune corrélation certaine.

Veine IX : E. Mestanlar - N. Tatarcredit (245/6555 à 246/6556).

Secteur Nord de l'anticlinal de Karaburçak (D)

Veine VI : S.W. Umurcu - Kestanbolu - N.W. Süleymaniye (235/6543 à 238/6547).

Veine VII : Aucune corrélation certaine.

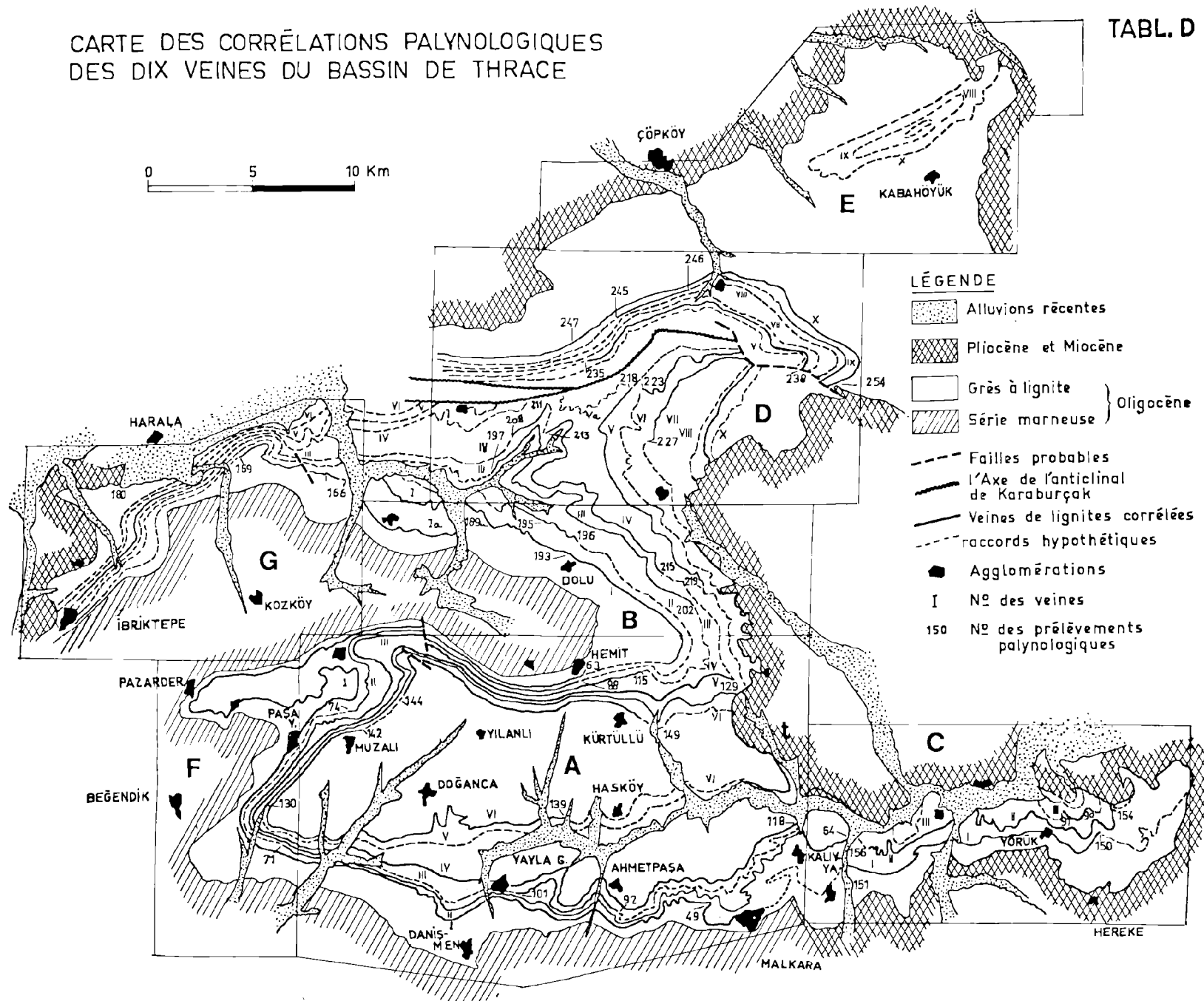
Veine VIII : Aucune corrélation certaine.

Veine IX : N.W. Umurcu - S.E. Umurcu (245/6555 à 246/6556).

Veine X : Süleymaniye - Kestanbolu - Umurcu (247/6557 à 254/6568).

CARTE DES CORRÉLATIONS PALYNOLOGIQUES
DES DIX VEINES DU BASSIN DE THRACE

TABL. D



V. — Considération sur l'âge des lignites du Bassin de Thrace et comparaison avec d'autres Bassins tertiaires

D'après les travaux stratigraphiques de Lebküchner (6 et 7) et paléontologiques d'Ozansoy (11), les veines numérotées de I à VI du Bassin de Thrace sont d'âge Sannoisien et les veines allant de VII jusqu'à X sont attribuées au Stampien. Nous comparons donc la microflore de ces lignites qui ont pu être datées grâce aux déterminations de vertébrés fossiles, avec les microflores de formations tertiaires de l'Europe centrale qui, jusqu'alors, servaient de base aux études de palynologie stratigraphique des sédiments tertiaires tures. De nombreux auteurs comme Brelié (3) et Akyol (1) estiment en effet que les pollenspores tertiaires des formations turques sont en étroite relation, quant à leur extension verticale, avec les sporomorphes et pollenomorphes du Tertiaire de l'Europe centrale. Malgré une concordance très nette entre ces deux microflores, on rencontre néanmoins, dans les lignites oligocènes de Turquie, de nombreuses formes qui existent aussi bien dans le Paléocène et l'Eocène que dans le Miocène des bassins d'Europe centrale. Toutefois, certaines espèces de sédiments oligocènes des bassins d'Europe centrale ne se retrouvent pas dans la microflore du Bassin de Thrace.

A) COMPARAISON DE LA MICROFLORE DU BASSIN DE THRACE AVEC CELLES DES BASSINS TERTIAIRES D'EUROPE CENTRALE.

On a pu recueillir dans les sédiments oligocènes du Bassin de Thrace certaines formes que l'on trouve en Europe centrale dans des sédiments d'âge paléocène, éocène, miocène ou pliocène. Ce sont : *Verrucatosporites histiopteroïdes* (Miocène moyen), *Deltoidisporites crassior* (Paléocène-Eocène), *Deltoidisporites seidelwitzensis* (Miocène supérieur), *Concavisporites arugulatus* (Paléocène), *Bullisporites aequatorialis* (Eocène inférieur), *Baculatisporites gemmatus* (Paléocène), *Hamulatisporites hamulatis* (Eocène inférieur), *Cingulatisporites vitiosus* (Eocène inférieur), *Cingulatisporites gracilingulis* (Eocène inférieur), *Lusatisporites punctatus* (Miocène), *Monocolpopollenites zieveleensis* (Paléocène-Eocène), *Pityopollenites cedroides* (Miocène - Pliocène), *Triatriopollenites globosus* (Eocène moyen), *Triatriopollenites levis* (Paléocène - Eocène), *Tripopollenites coryloïdes* (Miocène), *Subtripopollenites constans* (Miocène). Par contre, de nombreuses espèces très abondantes dans les formations oligocènes d'Europe centrale ne montrent ici qu'une faible abondance. Il s'agit entre autres de : *Tricolpopollenites henrici*, *Tricolpopollenites librarensis*,

Triatriopollenites excelsus, *Intratriporopollenites rhizophorus*, *Tricolpopollenites spinosus*, *Inaperturopollenites polyformosus*, *Inaperturopollenites hiatus*, *Pityopollenites microalatus*, *Pityopollenites alatus*, *Pityopollenites labdacus* et *Periporopollenites stigmatosus*. Inversement, plusieurs espèces rares de la microflore oligocène de l'Europe centrale présentent dans nos sédiments des fréquences considérables : *Polyvestibulopollenites verus*, *Inaperturopollenites dubius*, *Subtriporopollenites simplex* et *Inaperturopollenites emmaensis*.

Quelques spécimens, dont la présence est tout à fait douteuse dans l'Oligocène de l'Europe centrale, ont été reconnus d'une manière certaine dans les sédiments du bassin de Thrace. Il s'agit de *Tricolpopollenites pseudocingulum*, *Triatriopollenites globosus*, *Laevigatosporites discordatus*, *Tripopollenites undulatus* et *Polyporopollenites undulosus*.

Enfin, certaines espèces souvent absentes dans l'Oligocène de l'Europe centrale sont, par contre, présentes dans les formations oligocènes du Bassin de Thrace. Ce sont : *Deltoidisporites adriennis*, *Concavisporites rugulatus*, *Triatriopollenites quietus*, *Triatriopollenites excelsus*, *Cicatricosporites pseudodorogensis* et *Multiporopollenites maculosus*.

En conclusion, on peut affirmer que, bien qu'il existe de nombreuses formes communes aux formations tertiaires de l'Europe centrale et oligocènes du Bassin de Thrace, leurs microflores se révèlent néanmoins assez nettement différentes.

B) COMPARAISON DE LA MICROFLORE DU BASSIN DE THRACE AVEC CELLE DES FORMATIONS D'AGE OLIGOCÈNE DE YOUGOSLAVIE.

Il y a lieu de noter ici plus de 35 formes communes à ces deux bassins oligocènes. Ce sont en particulier quelques genres trilètes tels que *Concavisporites*, *Stereisporites*, *Irlitisporites*, *Rugulatisporites*, *Echinatisporites*, de spores monolètes appartenant aux genres *Laevigatosporites*, *Reticuloidosporites* et *Verrucatosporites*, et de pollens dont les plus importants et représentatifs sont : *Inaperturopollenites*, *Pytyopollenites*, *Triatriopollenites*, *Tricolpopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Porocolpopollenites*, *Tetracolporopollenites* et *Monoporopollenites*.

Cependant, les sédiments oligocènes du Bassin de Thrace n'ont pas fourni certaines formes que l'on rencontre dans les formations oligocènes yougoslaves et parmi elles : *Cingulatisporites bosnaicus*, *Monocolpopollenites monoparus*, *Monocolpopollenites amplitudo* et *Tricolpopollenites pororeticulatus*. D'autre part, de nombreuses espèces rencontrées

dans les formations turques sont totalement absentes dans la microflore oligocène de Yougoslavie ; ce sont : *Deltoidisporites adriennis*, *Triatriopollenites myricoides*, *Tripoporopollenites coryloides*, *Multiporopollenites maculosus*, *Inatriporopollenites instructus*, *Tricolporopollenites porasper*, *Tricolporopollenites microreticulatus*, *Tricolporopollenites asper*, *Tetradopollenites ericius* et *Tetradopollenites callidus*.

En conclusion, les différences de composition palynologique entre ces deux microflores sont peu sensibles et, bien qu'il existe quelques variations, ces deux formations présentent palynologiquement beaucoup de points communs. D'autre part, on y retrouve souvent les mêmes pourcentages notables, quand il s'agit de formes abondantes. La seule différence résiderait dans le fait que la microflore oligocène yougoslave semble être moins variée que celle du Bassin de Thrace.

C) COMPARAISON DE LA MICROFLORE DU BASSIN DE THRACE OLIGOCÈNE AVEC CELLE DU BASSIN DE DOROG (EOCÈNE).

Enfin, nous comparerons la microflore du Bassin de Thrace avec celle qui a été recueillie dans le Bassin de Dorog. En effet, on rencontre plus de 60 espèces communes aux microflores de ces deux bassins. Il s'agit de spores trilètes comme *Stereisporites*, *Deltoidisporites*, *Baculatisporites*, *Punctatisporites*, *Rugulatisporites*, *Trilitisporites*, *Cicatricosisporites*, *Concavisporites*, de monolètes telles que *Laevigatosporites*, *Reticuloidosporites*, *Verrucatosporites* et *Microfoveolatosporites* et, d'autre part, de nombreux genres de grains de pollen : *Monocolpopollenites*, *Pityopollenites*, *Inaperturopollenites*, *Triatriopollenites*, *Polyvestibulopollenites*, *Polyporopollenites*, *Tricolpopollenites*, *Tricolporopollenites*, *Tetralcolporopollenites* et *Tetradopollenites*, etc...

La microflore sparnacienne de Dorog se caractérise cependant par une abondance de formes monocolpates, tandis que celle du Bassin de Thrace n'en révèle que très peu. D'autre part, les gains de pollen de Conifères (bi-saccates) constituent la partie la plus importante de la composition palynologique des sédiments du Bassin de Dorog, alors qu'il en existe peu dans les formations oligocènes du Bassin de Thrace.

Mises à part ces quelques différences, ces deux bassins, bien que d'âges distincts, présentent donc palynologiquement de très nets rapports. Le nombre des formes qui leur sont communes est d'ailleurs supérieur à celui des espèces communes aux Bassins

d'Europe centrale et aux formations tertiaires de Yougoslavie, qui sont pourtant d'âge oligocène. Il découle donc de cette étude que les microflores oligocènes du Bassin de Thrace et éocènes (sparnaciennes) du Bassin de Dorog sont nettement comparables.

VI. — Conclusions des études palynologiques quantitatives des sédiments du Bassin de Thrace

Dans l'ensemble, toutes les veines étudiées ont montré sensiblement la même composition palynologique. Certaines espèces comme *Inaperturopollenites dubius*, *Disulcipollenites kalewensis*, *Tricolpopollenites microhenrici*, *Polyvestibulopollenites verus* et *Inaperturopollenites emmaensis* sont souvent dominantes dans la microflore de toutes les veines. On peut toutefois distinguer ces dernières entre elles en se basant sur l'étude du rapport mutuel des fréquences des pollenospores dominants. D'autre part, on peut aussi utiliser certaines espèces isolées qui sont souvent à la fois rares et peu abondantes mais qui peuvent, par leur seule présence, indiquer l'appartenance de la microflore à une veine précise.

Au point de vue stratigraphique, de nombreuses corrélations effectuées avec succès ont apporté souvent un argument supplémentaire aux corrélations proposées parfois hypothétiquement par Lebüchner.

Enfin, les sédiments oligocènes provenant du Bassin de Thrace ont montré la présence de nombreuses formes qui existent aussi dans les microflores tertiaires de l'Europe centrale. Toutefois, par leurs caractères palynologiques, les dépôts étudiés ici présentent plus de points communs avec les formations oligocènes yougoslaves qu'avec toute autre formation. En effet, bien que ces dernières soient, dans l'ensemble, moins variées, elles contiennent les mêmes formes dominantes. Il faut, d'autre part, remarquer que les lignites sparnaciens du Bassin de Dorog semblent avoir une très nette ressemblance palynologique avec ceux de notre bassin bien que plusieurs spécimens monocolpates et bisaccates de la microflore sparnacienne de Dorog ne se rencontrent pas dans la composition palynologique des sédiments du Bassin de Thrace. Il faut enfin noter une certaine analogie de la microflore de notre bassin avec celle des formations de Burrard au Canada (Rouse, 13), avec celle des dépôts tertiaires sud-américains tels que les formations de Colombie (Sole de Porta, 14), et enfin avec celle de nombreuses régions de Pologne. Toutefois, la microflore des lignites tertiaires du Bassin de Thrace s'en distingue par la rareté des Conifères.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) AKYOL E. (1964). — Etude palynologique de cinq veines de houille de Gelik et de deux veines de lignite de Soma. Thèse de 3^e cycle, Lille.
- 2) BRELIE G. (1954). — Anadolu linyitlerinin palinolojik tetkiki hakkında rapor; M.T.A. Rapp. Inéd., Ankara.
- 3) BRELIE G. (1958). — Ankara vilayetine bağlı Kayi Bucuk linyit Kömürü zuhurunun Yas durumu hakkında tetkikler. *Bull. of the Min. Res. and Explorat. Inst. of Turkey*, n° 50, Ankara.
- 4) KÉOVES M. (1960). — Etudes palynologiques dans le Bassin de Dorog I. *Poll. et spores*, Vol. II, n° 1, pp. 89-118, Paris.
- 5) KÉOVES M. (1961). — Etudes palynologiques dans le Bassin de Dorog II. *Poll. et spores*, Vol. III, n° 1, pp. 100-153, Paris.
- 6) LEBKUCHNER R.F. (1963). — Linyit bakımından ümitli Edirne/Uzunköprü ve Tekirdag/Hayrabolu Bölgesinde Yapılan Yataklarla İlgili Detay Jeolojik Etüdlerin Neticeleri Hakkında. Rapp. M.T.A., inéd., n° 3256.
- 7) LEBKUCHNER R.F. (1963). — Linyit Bakımından Ümitli Edirne/Kesan Bölgesinde Yapılan Yataklarla İlgili ve Detay Jeolojik Etüdlerin Neticeleri Hakkında. Rapp. M.T.A., inéd., n° 3295, Ankara.
- 8) NAKOMAN E. (1964). — Microflore des charbons tertiaires turcs. LXXXIII Congr. Ass. Françaises pour Avancement des Sciences.
- 9) NAKOMAN E. (1964). — Etude palynologique de quelques échantillons de lignite provenant du Bassin de Thrace (Turquie). *Ann. Soc. Géol. du Nord*, T. LXXIV, pp. 289-303, Lille.
- 10) NAKOMAN E. (1966). — Etude palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace. Applications stratigraphiques. Thèse de l'Univ. de Lille.
- 11) OZANSOY F. (1962). — Paleontolojik tetkik ve tayin raporu. Rapp. M.T.A., inéd., n° 1962/3.
- 12) ROUSE G.E. (1957). — The application of a new nomenclatural approach to upper Cretaceous plant microfossils from Western Canada. *Can. J. Bot.*, Vol. 35, pp. 349-375.
- 13) ROUSE G.E. (1962). — Plant microfossils from the Burrard Formation of Western British Columbia. *Micropal.*, Vol. 8, n° 2, pp. 187-218.
- 14) SOLE DE PORTA N. (1961). — Contribucion al estudio palinologico terciario de Columbia. *Bol. de Geol.*, n° 7.
- 15) THOMSON P.W. et PFLUG H. (1953). — Pollen und Sporen des mitteleuropaischen Tertiärs. *Palaentographica*, Abt. B, Bd. 94, pp. 1-138, Stuttgart.
- 16) WEYLAND H., PFLUG H. et PANTIC J. (1958). — Untersuchungen über die Sporen und Pollen-flora einiger Jugoslawischer und Griechischer Braunkohlen. - *Palaentographica*, Bd. 105, Lief. 1-4, Stuttgart.

————— « » —————

Les grès à minéraux lourds du Houiller du Nord de la France

par P. DORLÉ (*)

(Planche IV)

Résumé. — Les grès à minéraux lourds abondants ont été rencontrés un certain nombre de fois au cours de l'étude des sédiments détritiques du Houiller.

Leur particularité est de montrer des alignements de minéraux lourds visibles en lames minces. Ces grès se rencontrent plus fréquemment à certains horizons stratigraphiques.

Des conclusions peuvent être tirées quant à l'origine et au mode de formation de ces sédiments.

Les grès sont étudiés de trois façons différentes :

1°) En lames minces taillées suivant trois directions orthogonales : une parallèle à la stratification et deux autres perpendiculaires à la première et perpendiculaires entre elles pour donner une physiologie aussi exacte que possible de la répartition des grains élémentaires dans l'espace.

2°) En surface polie, avec attaque à l'acide fluorhydrique et coloration : ce qui a pour but principal de mettre en évidence les feldspaths et d'établir rapidement leur proportion par rapport à celle des grains de quartz avec lesquels ils voisinent.

3°) En séparation des minéraux lourds par liqueur dense : la plus utilisée est le bromoforme pur stabilisé à densité 2,89. Après avoir été broyé dans un broyeur à mâchoire puis à marteaux, le pulvérulent obtenu est tamisé à travers une toile métallique de vide de maille de 300 μ , lavé, attaqué à l'acide chlorhydrique dilué, à chaud, pendant 1/2 heure. Le sable est lavé jusqu'à élimination complète des boues fines, séché et précipité dans le bromoforme contenu dans des ampoules à séparation. Le culot de décantation est recueilli au bout d'une demi-heure sur filtre, lavé à l'alcool, séché et monté au baume de Canada entre lame et lamelle. La comparaison entre les grains visibles en lames minces et ceux montés après séparation montre que

dans la grande majorité des cas, ce traitement mécanique et chimique, quoique brutal, n'a pas détérioré les grains de minéraux lourds.

La méthode d'examen des minéraux lourds en concentration après séparation donne un aspect qualitatif de ces éléments dans les grès.

En poids, la proportion varie de 5 % dans les cas les plus favorables, là où il existe de véritables concentrations, à 0,10 % là où les minéraux lourds ne sont plus qu'à l'état de traces.

Qualitativement, le cortège des minéraux lourds est remarquablement constant et non moins remarquablement pauvre quant aux espèces rencontrées : Zircon, Tourmaline, Rutile, Grenat, Anatase, ces deux dernières espèces assez rares. Exceptionnellement, on rencontre de l'Épidote. Les minéraux opaques sont fréquents et sont composés de Pyrite, Hématite, Magnétite, Limonite. Assez fréquemment des chlorites sont visibles et parfois des biotites. Mais ces dernières, en voie d'altération, libèrent des oxydes de fer qui arrivent à conférer à l'ensemble : fragments de biotite et fragments ferreux, une densité supérieure à 2,89. De tels grains sont entraînés au fond de l'ampoule à séparation avec les autres minéraux lourds.

Seul un comptage numérique et par espèce effectué sur les montage entre lame et lamelle permettra d'établir une proportion relative des espèces entre elles. Ce rapport pourra être significatif et permettra, dans certains cas, de faciliter des corrélations.

(*) Ingénieur Géologue aux H.B.N.P.C.

lations à l'aide des minéraux lourds examinés après séparation au bromoforme.

Mais cet examen des minéraux lourds isolés ne permet pas de les replacer dans leur contexte gréseux, tel qu'il peut être étudié en lames minces.

On peut dire que dans la presque totalité des cas observés, les grès du Houiller du Nord de la France contiennent des minéraux lourds.

A chaque échantillon examiné en lames minces revient la détermination : quelques rares — très rares — minéraux lourds directement observables, c'est-à-dire 4 à 5 exemplaires répartis sur une préparation de 2 à 3 cm². Mais il arrive parfois que ceux-ci s'observent en véritables concentrations. Dans les sections perpendiculaires à la stratification, on peut voir : des amas de minéraux lourds où toutes les espèces déjà énumérées se trouvent concentrées ou, mieux encore, les gains sont disposés en véritables alignements interstratifiés.

De tels alignements retiendront notre attention dans cette note.

Aspect des grès à Minéraux Lourds alignés.

1° DESCRIPTIONS TYPES.

N° Entrée : 15 610 - Hénin-Liétard. Sond. 2050 à 51,4 m. L.M. : 39 414 - 39 415 - 39 416. M.L. : 8 424. Pol. : 8 016

Description. Grès fin, stratifié, calibré (0,15-0,05), avec des bandes un peu plus fines où se trouvent concentrés des minéraux lourds. Quartz à contours géométriques anguleux. Quelques feldspaths (4 à 6 %). Peu de micas. Très abondants minéraux lourds : zircon, rutile, tourmaline, opaques. Très abondante calcite secondaire interstitielle, particulièrement dans les zones riches en minéraux lourds. Ciment abondant, argilo-carbonaté, siliceux. Evoque un des niveaux de la base du Westphalien C.

N° Entrée : 15 274 - Lens-Liévin. Sond. de Vendin 3 à 181,5 m. L.M. : 37 927 - 37 928 - 37 929. M.L. : 8 373. Pol. : 7 802

Description. Grès fin, très régulier, sans stratification, calibré (0,15-0,05). Quartz à contours peu anguleux, en égales proportions à extinction roulante et à extinction franche. Peu de feldspaths, de micas. Minéraux lourds : zircon, tourmaline (localisés à des interruptions de rythmes). Très peu de sidérose, de charbon. Pratiquement pas de calcite secondaire interstitielle. Ciment argilo-siliceux,

légèrement carbonaté. Montre de nombreux caractères des *grès de la zone de Rimbart*.

N° Entrée : 14 586 - Hénin-Liétard - Sond. 21 à 552,3 m. L.M. : 34 963 - 34 964 - 34 965. M.L. : 7 643. Pol. : 7 235

Description. Grès fin, stratifié, irrégulier. Bandes fines à *minéraux lourds stratifiés*. Ciment micacé. Peu de ciment siliceux.

N° Entrée : 14 586 - Hénin-Liétard - Sond. 21 à 552,3 m. L.M. : 35 466 - 35 467 - 35 468. M.L. : 7 306. Pol. : 7 863

Description. Grès fin, stratifié, calibré (0,25-0,1). Quartz à contours géométriques relativement peu anguleux, à extinction roulante fréquente. Peu de feldspaths (1 à 3 %). Quelques micas interstratifiés. Très abondants minéraux lourds (zircon, rutile, tourmaline, opaques) alignés en limets parallèles. Calcite secondaire interstitielle. Ciment abondant, argilo-carbonaté et légèrement siliceux à poussière de quartz.

N° Entrée : 10 343 - Valenciennes. Agache. Sond. 19 à 17,02 m.

L.M. : 24 169 - 24 170 - 24 171. M.L. : 5 219. Pol. : 4 782

Description. Grès fin, stratifié, mal calibré (0,25-0,03). Bandes alternativement plus grossières et plus fines. Quartz à contours assez anguleux, à extinction franche fréquente. Rares feldspaths. Quelques micas. Assez nombreux minéraux lourds directement observables (zircon, tourmaline, rutile). Peu de sidérose et de charbon. Ciment très abondant, argilo-carbonaté et siliceux à poussière de quartz. Fentes de retrait en quarts secondaires.

N° Entrée : 6 593 - Douai. Aniche. Delloye. Sond. 4 F à 150 m.

L.M. : 14 862 - 14 863 - 14 864. M.L. : 3 219. Pol. : 2 469

Description. Grès moyen, irrégulier, assez bien stratifié, mal calibré (0,4-0,1). Quartz à contours irréguliers, mais peu anguleux, fréquemment à extinction roulante. Rares feldspaths et quelques micas flexueux. Mais abondants minéraux lourds concentrés en limets interstratifiés (zircon, tourmaline, rutile). Peu de grains pluricristallins et d'amas de sidérose. Ciment abondant siliceux et argilo-carbonaté.

2° ENVIRONNEMENT DES GRÈS.

Les grès contenant les alignements de minéraux lourds présentent une sédimentation particulière. Elle est avant tout rythmée suivant un rythme mineur (cf. Gagny) et suivant des séquences unités

(cf. Mangin). Le rythme mineur est représenté le plus souvent par une alternance de grès fins et de schistes grossiers se répétant à une cadence rapide : environ 0,4 à 0,5 m.

La dimension maximale des grains de quartz de l'élément gréseux est de l'ordre de 2 à 300 μ , atteignant rarement 400 μ pour les grains les plus gros de ces sédiments. Les schistes sont le plus souvent assez grossiers avec une stratification bien marquée et des lits micacés fréquents et abondants. Dans cette phase fine, la dimension des grains de quartz dépasse rarement 20 microns. La succession d'un banc de grès et de la passée schisteuse qui le surmonte constitue l'élément du rythme mineur.

La séquence unité s'observe à l'intérieur même du banc de grès ou de schistes : c'est la plus petite épaisseur de sédiment comprise entre deux sédimentations d'éléments plus grossiers. Elle est de l'ordre de quelques millimètres, parfois même inframillimétrique, et c'est ainsi que la diagnose de tels échantillons se caractérise par : Grès fin, stratifié, mal calibré (puisque granoclassement), constitué par des bandes alternativement plus grossières (0,4-0,25 m de dimensions maximales des constituants) et plus fines (0,1-0,02 mm).

3°) ASPECT DES MINÉRAUX LOURDS.

La position des minéraux lourds à l'intérieur des séquences unités est remarquable. On les voit presque toujours, alignés, dans les bandes les plus fines ou au sommet de celles-ci. Ils contrastent au milieu des grains de quartz non seulement par leur biréfringence élevée vue en lumière polarisée quand il s'agit de zircon et de rutile, ou leurs teintes vives en lumière polarisée analysée, mais aussi par leurs dimensions : les minéraux lourds sont en général plus volumineux que les grains de quartz qui les entourent, le rapport pouvant aller parfois du simple au double = quartz : 0,1 à 0,05 ; zircon : 0,15 à 0,25 mm de dimensions maximales.

En général on observe en égales proportions les variétés opaques et les variétés claires. La pyrite garde une forme cubique, les autres oxydes de fer ont des formes indéfinies.

Les tourmalines : vertes, brunes ou roses, sont le plus souvent arrondies, globuleuses, rarement brisées. Les rutilles sont le plus souvent cannelés. Les zircons, de couleurs diverses : roses, jaunâtres ou incolores, montrent souvent leur forme de prisme bi-pyramidé dont les arêtes et les sommets auraient

été simplement émoussés au cours du transport, de la roche initiale au dépôt dans le sédiment houiller. Les formes des rares grenats sont indéfinies. L'anatase montre un aspect très clair et de nombreux clivages avec des teintes de polarisation peu élevées. Les très rares épidotes sont souvent groupées en petits amas de cristaux minuscules : 15 à 20 μ mais avec des teintes de polarisation très vives.

Séparant les lits de minéraux de la reprise sédimentaire matérialisée par une arrivée de grains plus gros, le ralentissement de la sédimentation est quelquefois souligné par la présence de micas allongés interstratifiés formant joint.

Les minéraux lourds, quand on les observe en alignements, sont donc le plus souvent placés à la fin de la séquence unité dans laquelle ils s'intègrent.

Position géographique - Position stratigraphique.

Jusqu'à maintenant, j'ai pu identifier plus de 110 échantillons de grès à alignements de minéraux lourds, se répartissant comme suit à travers l'étenue du Bassin Nord - Pas-de-Calais :

Ancien Groupe d'Auchel	5 échantillons
Ancien Groupe de Bruay	3 »
Ancien Groupe de Béthune	21 »
Ancien Groupe de Lens	15 »
Groupe d'Hénin-Liétard	30 »
Groupe d'Oignies	6 »
Groupe de Douai	24 »
Groupe de Valenciennes	7 »

On peut donc affirmer que si les grès à alignements de minéraux lourds ne sont pas fréquents, ils représentent 1 à 2 % des échantillons de grès étudiés, et leur répartition géographique s'étend à travers tout le Bassin. Le nombre plus élevé d'échantillons prélevés dans le centre du Bassin, de Béthune à Douai, explique la fréquence plus grande des cas observés dans ces Groupes.

On peut ainsi les placer dans la stratigraphie du Houiller (voir tableau I).

WESTPHALIEN C : 24 échantillons

Rimbert et environnement immédiat : 10.

WESTPHALIEN B SUPERIEUR : Pratiquement pas encore observés

Niveau de Wingles : 21 échantillons.

WESTPHALIEN B INFERIEUR : 9 échantillons dont 4 au voisinage immédiat du Tonstein HoreB

Niveau marin de Poissonnière et environnement immédiat : 17.

Essai d'interprétation.

La spécificité des minéraux lourds est banale. L'événement marquant est la présence de ces minéraux lourds au milieu d'éléments à granulométrie plus fine que celle des minéraux lourds eux-mêmes et aussi leur concentration en limets interstratifiés au sommet des bandes à granulométrie fine.

Les échantillons étudiés se répartissent à travers toute la surface du Houiller du Nord de la France : d'Auchel à la frontière belge. (Un échantillon provenant du Niveau Marin de Katarina, dans la Ruhr, montre également, au mur immédiat de ce niveau, dans un grès très fin, une concentration élevée en minéraux lourds).

Il semble que le type particulier de cette sédimentation soit à rattacher à un faciès Flysch, avec reprise des sédiments en milieu marin. Plusieurs arguments viennent à l'appui de cette hypothèse :

1) la finesse et le classement des éléments alternativement quartzeux et argileux ;

2) la présence de nombreuses traces de bioturbation : Sinusites, pistes de vers à plat dans le sens de la stratification ; Planolites, perforation des couches par des mollusques ou des annélides ayant sécrété un mucus collant les bords du terrier, lors de son creusement et de son utilisation, dans les sables et dans les vases ;

3) présence, extrêmement rare, il est vrai, de fossiles de quelques lamelibranches ou gastéropodes marins, dans la zone de Wingles.

Dans la majorité des cas, ce type de sédimentation correspondrait à un remplissage de fond de

baie, avec apports terrigènes fins importants mais constamment repris et redistribués par la mer, toute proche, qui imprime à ces dépôts son rythme particulier. La vitesse de comblement est voisine de celle de subsidence, cette dernière étant légèrement supérieure pendant la formation des schistes et grès fins stratifiés.

La reprise par courants côtiers, s'ajoutant à l'effet de houle et au phénomène de saltation provoqué par les vagues, peut produire dans certains cas des concentrations analogues à celles des « fonds de battées » des laveurs de placers.

Les minéraux lourds sont alors redistribués dans le sens du courant dominant.

Il est à remarquer enfin que là où dominent les niveaux de grès à minéraux lourds alignés, les veines de charbon sont rares ou de faible épaisseur.

Tout semble donc concourir à faire interpréter les grès à alignements de minéraux lourds comme formés en milieu marin ou à proximité immédiate de ce milieu, tout au moins jusqu'à la base du Westphalien C.

Les échantillons trouvés dans le Westphalien C sont presque toujours à proximité immédiate des tonstein, ce qui indiquerait un autre mode de concentration des minéraux lourds qui seraient peut-être en relation avec la matière première ayant contribué à la formation de ces tonstein.

Le nombre d'échantillons identifiés n'est pas encore assez parlant pour permettre d'établir une hypothèse suffisamment étayée.

BIBLIOGRAPHIE

J. CHALARD (1960). — Contribution à l'étude du Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France. Etudes Géologiques pour l'Atlas de topographie souterraine publiées par les Services Géologiques des H.B.N.P.C.

P. DOLLÉ (1956). — Etude sur les grès surmontant le Niveau Marin de Poissonnière. *Annales de la Société Géologique du Nord*, T. LXXVI, 2^e livraison, pp. 83-94.

P. DOLLÉ (1958). — Etude préliminaire sur les grès du Bassin Houiller du Nord-Pas-de-Calais *Eclogae geologicae Helveticae*, vol. 51, n^o 3, pp. 917-928.

Cl. GAGNY (1964). — Interprétation des Laminites dans une série à turbidités du Culm des Vosges méridionales. *Bull. S.G.F.*, 7^e série, t. VI, fasc. 1, pp. 43-54.

J.-Ph. MANGIN (1963). — Turbidites, laminites, varves et séquence unité. *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. IV, pp. 112-114.

* * *

LEGENDE DE LA PLANCHE IV

FIG. 1 et 2. — Grès fin stratifié, à classification bimodale et alignements de minéraux lourds.

Béthune - Sondage Loos IV à 760 m.

L.M. 13 939. Lumière naturelle (fig. 1). $x = 30$.

Lumière polarisée (fig. 2). $x = 30$.

Section perpendiculaire à la stratification.

Les alignements de minéraux lourds se situent dans les parties à granulométrie fine.

En lumière naturelle, on distingue : Zircon, Z ; Rutile, R ; Tourmaline, T ; Opaques, Op.

La matrice est constituée par un ciment à poussière de quartz.

FIG. 3. — Montage de Minéraux Lourds.

Béthune - Sondage Loos IV à 760 m.

M.L. : 2 828. Lumière naturelle. $x = 30$.

Ces minéraux proviennent du même échantillon que celui examiné en L.M.

On peut constater que les minéraux lourds gardent les mêmes formes et les mêmes dimensions que celles sous lesquelles on les voit en L.M. Le procédé de séparation ne les a donc pas altérés.

On peut, là encore, reconnaître : Zircon, Z ; Rutile, R ; Tourmaline, T ; Opaques, Op ; Chlorites, Chl.

FIG. 4. — Amas de Minéraux Lourds.

Hénin-Liétard, Siège 4 (Drocourt). Sondage 204/3 à 30,2 m.

L.M. : 23 603. Section perpendiculaire. Lumière naturelle. $x = 50$.

Au lieu de se trouver en alignements interstratifiés, les minéraux lourds sont concentrés en petits amas qui semblent indépendants de la stratification.

FIG. 5. — Zircon automorphe.

Hénin-Liétard, Siège 2 (Dourges). Sondage 565.

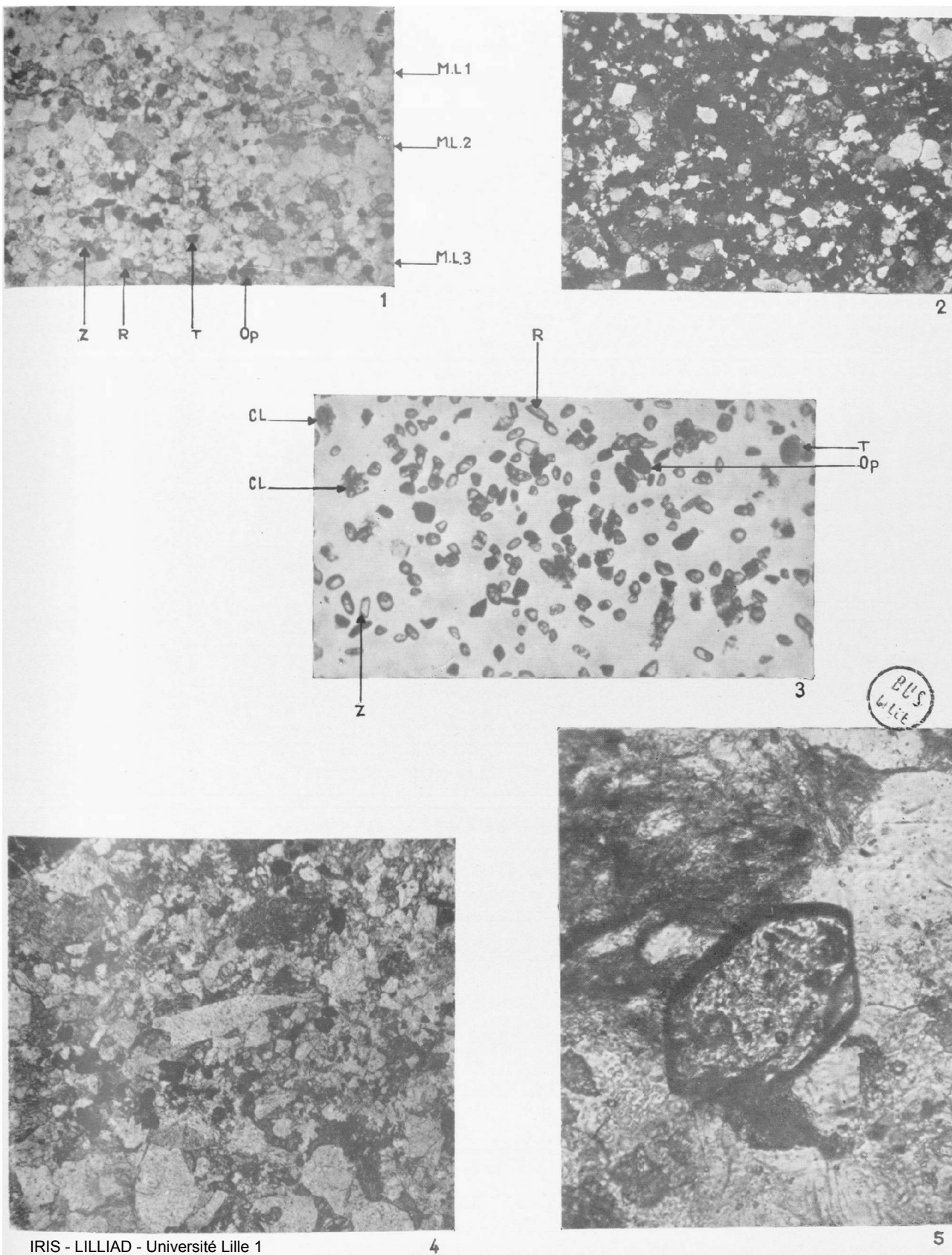
Base banc de grès à 39,3 m.

L.M. : 7 695. Section perpendiculaire. Lumière naturelle. $x = 200$.

Les contours du cristal sont respectés : prisme bipyramidé.

Biréfringence élevée, caractéristique de cette espèce minérale.





SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXVII

1967

2^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1967 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Présidente</i>	M ^{me} S. DEFRETIN
<i>Premier Vice-Président</i>	M. A. DALINVAL
<i>Vice-Présidents</i>	M. Ch. DELATTRE
	M. J. DERCOURT
<i>Secrétaire</i>	M. J. PROUVOST
<i>Secrétaire-adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule M. CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. E. MÉRIAUX
<i>Conseillers</i>	M. A. BEUGNIES
	M. R. MARLIÈRE
	M. A. BOUROZ
	M. P. CORSIN
	M. P. CELET
	M. P. DOLLÉ

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

Secrétariat : Institut de Géologie, Boîte Postale 36, 59 Lille-Distribution
Tél. 79.20.44 ou 79.21.94 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 12 AVRIL 1967

PRÉSIDENCE DE M^{me} S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE

Avant de passer à l'ordre du jour, le Président proclame Membres de la Société :

- M. GIEON Paul, Professeur à l'Ecole Normale de Douai, rue du Saulzoir à Beuvry (Nord), présenté par MM. Ch. Delattre et J. Dercourt.
- M. GILBIN Bernard, Professeur au Lycée de Tourcoing, 27, Avenue Peintre-Grau à Tourcoing (Nord), présenté par MM. Ch. Delattre et E. Mériaux.
- M^{lle} SAUVAGE Jacqueline, Chargée de Recherches au C.N.R.S., 1, Place A. Briand à Bellevue (Hauts-de-Seine), présentée par MM. P. Pruvost et P. Celet.

Communications orales

- G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET. — Données nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au Nord de la Sierra de Espuña (Prov. de Murcie, Espagne).
- J. SOMMÉ. — Observations sur les sables et les galets diestiens du Mont des Cats.
- J. CHALARD. — Réflexions sur la définition et la genèse des tonstein. (Applications de calcul des temps de dépôt relatifs du charbon et des stériles).

SEANCE DU 3 MAI 1967

PRÉSIDENCE DE M^{me} S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE

Sont proclamés Membres de la Société :

- M. DEPARDIEU, Ingénieur E.T.P., 92, Avenue Pasteur à Lambersart (Nord), présenté par MM. J. Dassonville et J.M. Deswarte.
- M. TSOFILIAS Fendelis, Maître-Assistant à la Faculté Polytechnique d'Athènes, Laboratoire de Géologie Structurale, Faculté des Sciences de Lille, Boîte Postale 36 à Lille (Nord), présenté par MM. J. Dercourt et P. Celet.

Communications orales

D. BRICE. — Deux nouvelles espèces de *Rhynchonelloidea* dans le Dévonien d'Afghanistan central.

J. RUEDA-GAXIOLA. — Une nouvelle classification morphologique sur les pollenospores fossiles (*).

Communication écrite

J. DESTOMBES. — Quelques trilobites rares (*Lichas*, *Amphytrion*, *Dionide*) dans l'Asligill (Ordovicien supérieur) de l'Anti-Atlas, Marve (*).

(*) Cette communication sera insérée dans le troisième fascicule de l'année 1967.

—————«»—————

Sur quelques Trilobites permo-carbonifères d'Afghanistan (*)

par Albert F. DE LAPPARENT et Jean PILLET

(Planche V)

INTRODUCTION

De 1961 à 1966, l'un de nous eut l'occasion de récolter quelques fragments de Trilobites dans les terrains carbonifères et permien d'Afghanistan. La région explorée est située dans les montagnes à l'Ouest de la route de Kaboul à Ghazni (fig. 1). Cinq points ont fourni des Trilobites, qui semblent fort rares à la vérité.

Quatre gisements, groupés dans la région de Wakak et de Bokan, se trouvent dans le Carbonifère moyen ; la coupe fig. 2 les place dans leur position stratigraphique. Le cinquième gisement, au Nord-Ouest de Tezak, est bien daté du sommet du Permien inférieur (sous-zone à *Parafusulina sapperi*), par des Fusulines abondantes sur la même plaquette calcaire (Lapparent, Lavigne, Blaise et Lys, 1965).

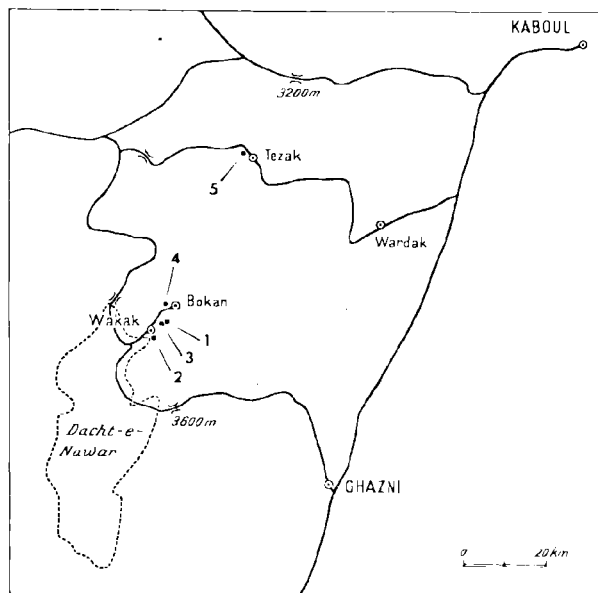


FIG. 1. — Carte situant les localités des Trilobites.

DESCRIPTION PALEONTOLOGIQUE

Cyrtosymbole sp.

Matériel : Un pygidium.

Localité : Gisement 1, entre Bokan et Wakak. Base du Moscovien.

DESCRIPTION. — Pygidium peu convexe, de forme générale semi-circulaire. L'axe est franchement trapézoïdal et porte dix segments séparés par des sillons aigus bien moins larges qu'eux. Il reste nettement à distance de la bordure. Les lobes pleuraux sont presque plats. Ils sont parcourus par sept côtes pleurales obliques ; l'obliquité augmentant progressivement d'avant en arrière, de sorte que la septième côte est presque parallèle à l'axe. L'état de conservation ne permet pas de juger de l'aspect des sillons suturaux. La bordure ne se manifeste que par une rupture de pente. Les côtes pleurales se continuent, très atténuées, jusqu'à la périphérie.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES. — Cette forme est voisine de *Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis* RICHTER 1951, de la base du Carbonifère rhénan ; elle est également peu différente de *Cyrtosymbole baiburensis* WEBER 1937, de la base du Carbonifère de la steppe Kirghize. Il n'est pas possible de pousser plus loin les discussions devant le caractère unique de l'échantillon et l'absence de céphalon. Mais il est intéressant de noter l'existence d'un *Cyrtosymbolidae* dans un niveau qui serait à la base du Moscovien, cette famille n'ayant été signalée jusqu'ici que dans le Carbonifère inférieur.

(*) Cette note a été présentée lors de la séance du 1^{er} Mars 1967.

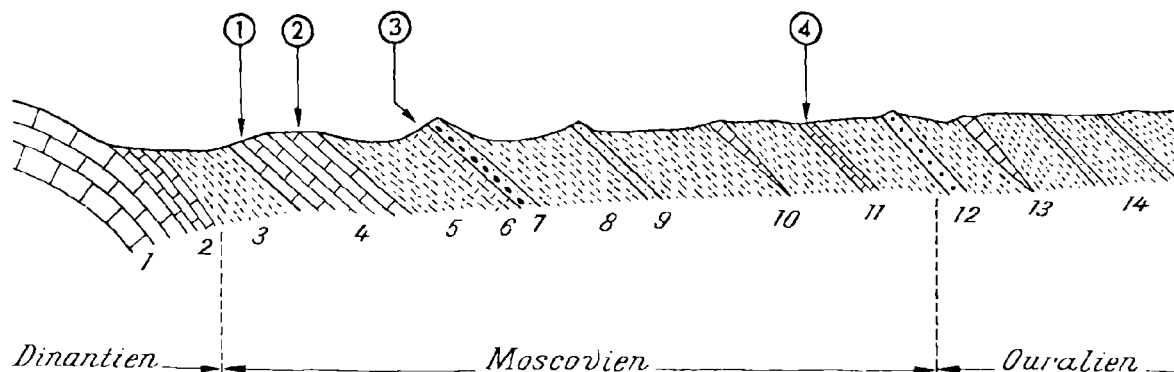


FIG. 2. — Coupe récapitulative du Carbonifère de la région de Wakak et de Bokan (province de Ghazni, Afghanistan). Les gisements des Trilobites sont indiqués par numéro dans un cercle.

1) calcaires gris, massifs, parfois crinoïdiques ; 2) calcaires noirs à entroques, en bancs lités ; 3) calcaires marneux et marnes à nombreux *Polypters* isolés ; 4) calcaires et marnes à *Spirifers* et *Productus* ; 5) schistes gris noir ; 6) marno-calcaires à *Spirifers* ; 7) quartzite avec conglomérats à dragées de quartz ; 8) schistes noirs avec bancs grauwackeux ; 9) grès roses ; 10) schistes avec une lentille calcaire à *Spirifers* et *Productus* ; 11) schistes calcaires très fossilifères, avec une *Goniatite* *Glaphyrites* sp. ; 12) banc de quartzite ; 13) lentille calcaire à *Spirifer* cf. *condor* et Bryozoaires ; 14) schistes et quartzites.

Phillipsia sp., cf. *jurezanensis* WEBER 1937
cf. *Phillipsia* (?) *Griffithides* (?) *jurezanensis*
WEBER, p. 134, Pl. X, fig. 29-30

Matériel : Un pygidium.

Localité : Gisement 2, Wakak. Moscovien inférieur.

OBSERVATIONS. — Cet unique pygidium, de conservation imparfaite, se rapproche plus de *Phillipsia* ? *jurezanensis* WEBER 1937 que de toute autre espèce décrite ; il s'en distingue toutefois par son axe plus large et par sa bordure plus étendue.

Phillipsia ? *jurezanensis* WEBER 1937 est une espèce décrite seulement pour des pygidiums isolés et de ce fait sa position systématique n'est pas fermement établie.

Elle n'est connue que sur le versant ouest de l'Oural, dans le Carbonifère supérieur.

Ditomopyge sp.

Matériel : Un pygidium.

Localité : Gisement 3, entre Bokan et Wakak. Moscovien inférieur.

OBSERVATIONS. — Ce pygidium unique, d'assez bonne conservation, est voisin de *Ditomopyge roemeri* (MOELLER 1867), mais il s'en distingue par

quelques caractères : angulation des côtes pleurales nettement plus externe, axe bien moins brusquement rétréci vers l'arrière. Cependant les deux formes sont certainement très voisines.

Ditomopyge (?) *roemeri* (MOELLER 1867)

1867 *Phillipsia roemeri* MOELLER, p. 37, Pl. I, fig. 5-21.

1937 *Griffithides roemeri* (MOELLER). Weber, p. 77, Pl. IX, fig. 8-11.

Matériel : 7 pygidiums dont un doublé avec le moule.

Localité : Gisement 4, Bokan. Moscovien supérieur.

DESCRIPTION. — Pygidium semi-circulaire, large et convexe. L'axe occupe plus du tiers de la largeur totale. Sur les échantillons étudiés, il compte une douzaine de segments séparés par des sillons étroits et profonds. Chacun de ces anneaux est constitué par une portion centrale transversale et par des portions latérales formant un angle net avec la précédente. L'axe atteint la bordure contre laquelle il se termine en une extrémité mousse. Les lobes pleuraux sont parcourus par 7 ou 8 plèvres convexes, séparées par des sillons étroits et aigus. Ils sont marqués par une forte déclivité périphérique. Les sillons suturaux sont visibles sur la moitié externe des deux premières plèvres seulement. La bordure est aplatie. Les trois premières plèvres y marquent une empreinte nette, les autres sont à peine visibles. Lorsque le test est enlevé, on constate

que la doublure est parcourue de fines stries concentriques. Les anneaux axiaux et les côtes pleurales sont marqués de grosses granulations irrégulières.

OBSERVATIONS. — Ces pygidiums quelque peu écrasés ne semblent pas pouvoir être séparés de ceux figurés par Weber, en partie d'après les échantillons types de Moeller qui sont eux-mêmes déformés.

Weber place l'espèce dans le genre *Griffithides*. Il n'est pas possible d'en décider de façon certaine sur le seul aspect du pygidium. Cet auteur figure également un céphalon (il s'agit d'ailleurs d'un des cotypes) qui présente tous les caractères du genre *Ditomopyge*. Il est probable, mais non certain, que le pygidium appartient à la même espèce, ce qui justifie le point de doute de la détermination générique.

Cette espèce est très proche de *Ditomopyge scitula* MEEK & WORTHEN, du Pennsylvanien de l'Illinois. Le pygidium de *D. roemeri* est plus arrondi au bord postérieur, les autres caractères ne pouvant pas être séparés.

EXTENSION. — Moscovien de l'Oural.

Pseudophillipsia ? sp.

Matériel : Un pygidium et une portion de thorax.

Localité : Gisement 5, village de Charbed, à 9 km au NW de Tezak. Sommet du Permien inférieur.

OBSERVATIONS. — Le pygidium est très incomplet et ne permet pas une détermination certaine, même générique. Cependant, rien ne permet de le séparer de *Pseudophillipsia elegans* GEMMELARO, du Permien de Sicile et du Caucase ; mais il pourrait tout aussi bien s'agir d'une espèce du genre *Humilogriffithides*, connu dans le Carbonifère supérieur de Mandchourie, ou encore du genre *Neogriffithides* du Permien de Crimée.

REMARQUES STRATIGRAPHIQUES

La stratigraphie de détail du Carbonifère d'Afghanistan n'est pas encore faite, par suite de

sa découverte récente (Lapparent et Lavigne 1964), et de la difficulté de détermination des Brachiopodes dont beaucoup appartiennent à des espèces nouvelles. Nous pouvons pourtant faire les remarques suivante (fig. 2) :

Le gisement 1, à *Cyrtosymbole* sp., doit être l'extrême base du Moscovien, encore très près du Dinantien. C'est ce qui semble ressortir de l'étude en cours des Spiriféridés de ce niveau. Et le Trilobite qu'on y trouve n'était connu jusqu'ici que dans le Carbonifère inférieur.

Le gisement 2, situé à 20 mètres au-dessus, contient *Phillipsia* cf. *jurezanensis*, Trilobite connu jusqu'ici dans le Carbonifère supérieur.

Le gisement 3 a livré *Ditomopyge* sp., très voisin de *D. roemeri* qu'on va trouver notablement plus haut dans le gisement 4.

Or, dans ce gisement 4, *D. roemeri* que nous avons ici en sept exemplaires, est associé à une Goniatite bien conservée, déterminée comme *Glaphyrites* sp. par G. Delépine et qui, d'après ce spécialiste, « indique à coup sûr un niveau du Carbonifère supérieur qui serait situé sous la limite entre Moscovien et Ouralien ».

Tels sont, dans l'état actuel de nos connaissances, les points de repères qui fixent la position stratigraphique des Trilobites carbonifères d'Afghanistan.

CONCLUSION

On n'avait pas encore signalé de Trilobites dans le Permo-carbonifère en Afghanistan ; aussi nous a-t-il semblé utile de décrire et de figurer ces quelques pygidiums. Leur présence, mais aussi leur rareté parmi une faune abondante de Polypiers, de Bryozoaires et de Brachiopodes, avec des Echinodermes, des Lamellibranches et des Céphalopodes, souligne le rôle très modeste des Trilobites à la fin des temps paléozoïques.

* * *

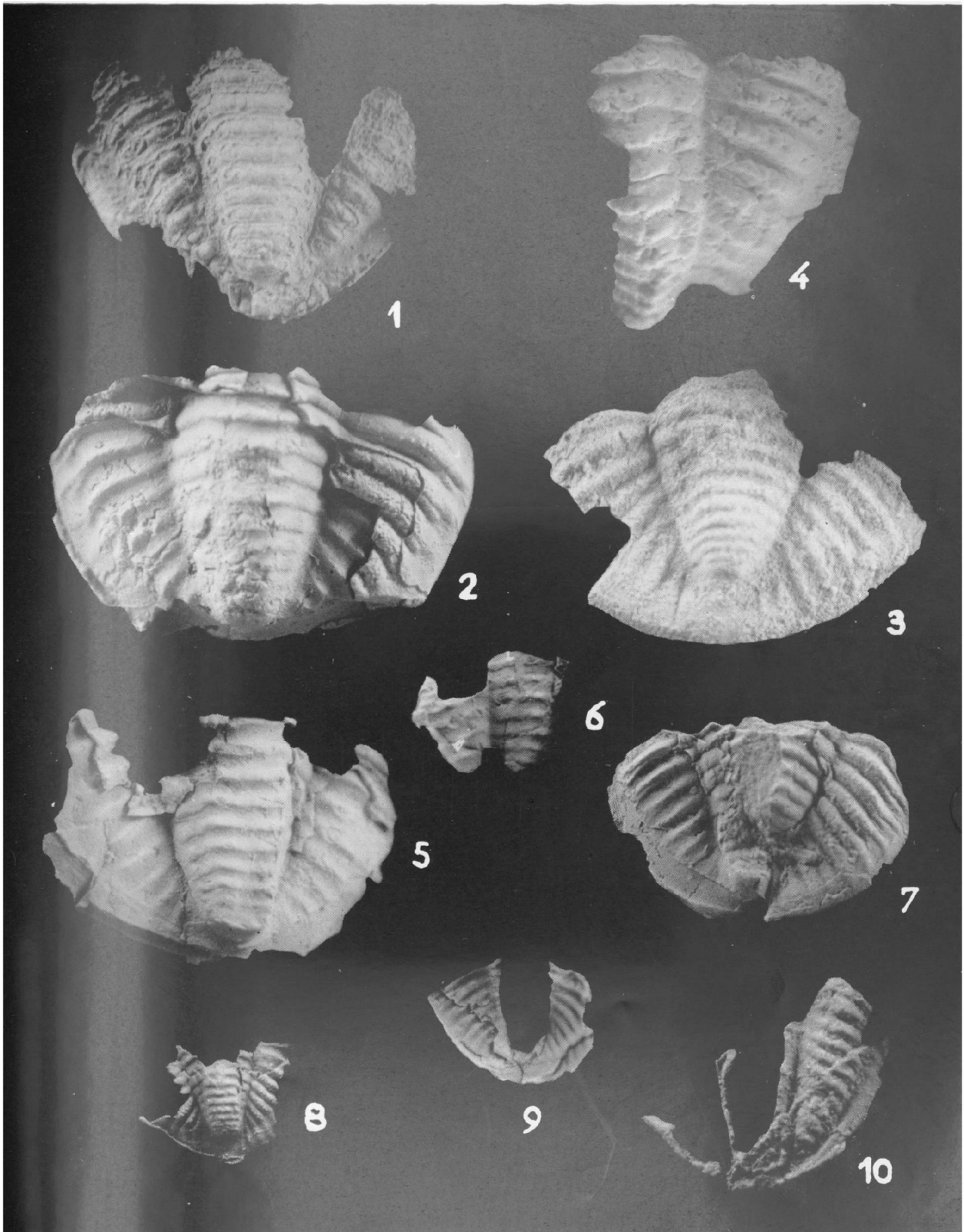
BIBLIOGRAPHIE

- GEMMELARO G.G. (1890). — I crostacei dei calcari con *Fusulina* della valle des Fiume sosio nella provincia di Palermo in Sicilia. *Soc. Ital. sc. nat.*, Mem., ser. 3, vol. 8, n° 1, p. 1-40, 5 pl.
- GOLDRING R. (1957). — *Pseudophillipsia* (Tril.) from the Permian (or Uralian) of Oman, Arabia. *Senck. Leth.*, 38, 3/4, p. 195-210, 1 pl., 4 fig.
- LAPPARENT A.F. DE et LAVIGNE SAINTE-SUZANNE J. DE (1964). — Le Carbonifère marin aux environs de Wakak (province de Ghazni, Afghanistan). *C.R. Acad. Sci.*, t. 258, p. 5018.
- LAPPARENT A.F. DE, LAVIGNE J. DE, BLAISE J. et LYS M. (1965). — Sur les gisements à Fusulines de l'Afghanistan central. *C.R. Acad. Sci.*, t. 260, p. 5073.
- MOELLER VON V. (1867). — Über die Trilobiten der Steinkohlenformation des Urals. *Bull. Soc. Imp. Sc. Saint-Petersbourg*.
- RICHTER R. et RICHTER E. (1951). — Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. *Senckenbergiana*, Bd 32, n° 1/4, p. 219-266, Pl. 1-5, 10 fig.
- WEBER V. (1937). — Trilobites of the Carboniferous and Permian systems of U.S.S.R.. Fasc. I, carboniferous Trilobites. *Pal. of U.S.S.R.*, monogr., vol. LXXI, 161 p. 2 pl.
- WEBER V. (1944). — *Idem*, fasc. 2, Permian Trilobites. *Pal. of U.S.S.R.*, monogr., vol. LXXI, 30 p., 2 pl.
- WELLER J.M. (1935). — Permian Trilobites from the central Himalayas. *Mem. Com. Acad. Sc.*, vol. IX, art. 3.
- WELLER J.M. (1935). — Adolescent development of *Ditomopyge*. *Journ. pal.*, 9, p. 503-513.
- WELLER J.M. (1936). — Carboniferous Trilobites genera. *Journ. pal.*, 10, n° 8, p. 704-714, Pl. 95.
- WELLER J.M. (1944). — Permian Trilobites genera. *Journ. pal.*, 18, n° 4.

LEGENDE DE LA PLANCHE V

- FIG. 1. — *Phillipsia* sp., cf. *jurezanensis* WEBER 1937. Moscovien inférieur. Gisement 2, Wakak.
- FIG. 2. — *Ditomopyge* sp. Moscovien inférieur. Gisement 3, entre Bokan et Wakak.
- FIG. 3. — *Cyrtosymbole* sp. Base du Moscovien. Gisement 1, entre Bokan et Wakak.
- F. 4 à 9. — *Ditomopyge* ? *roemeri* (MOELLER 1867). Moscovien supérieur. Gisement 4, Bokan.
- FIG. 10. — *Pseudophillipsia* ? sp. Sommet du Permien inférieur. Gisement 5, à 9 km au NW de Tezak.





Données nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au N de la Sierra de Espuña (Province de Murcie) Espagne

par G. DUBAR (1), J. MAGNÉ (2) et J. PAQUET (3)

(Planches VI et VII)

Sommaire. — La partie interne du Subbétique, sur la transversale de la Sierra de Espuña (Cordillères bétiques), possède un Jurassique marneux dès le Toarcien.

Les différents niveaux sont examinés sur le plan pétrographique et paléontologique. La présence d'une unité paléogéographique rencontrée dans toutes les Cordillères bétiques est précisée jusque dans la partie orientale de la chaîne.

Le Subbétique est la nappe externe des Cordillères bétiques. Elle a été largement charriée sur l'autochtone vers le milieu du Miocène, sur la transversale de la Sierra de Espuña (J. Paquet, 1963). La partie septentrionale de cette nappe (unité de la Loma de Solana) possède un Jurassique complet, uniformément calcaire. Sur des dolomies grises de l'Infralias et de la base du Lias inférieur, on observe des calcaires oolitiques du Lias inférieur suivis de calcaires grésos-ferrugineux du Pliensbachien-Domérien. Le Lias supérieur est formé soit de calcaires compacts rouges soit de marnes vertes et de calcaires gris. L'Aalénien et le Dogger sont essentiellement formés de calcaires à silex. Le Jurassique supérieur est constitué de calcaires noduleux ou compacts, rouges, ainsi que de calcaires à surface de banc ondulée. L'Oxfordien supérieur, le Kiméridgien et le Tithonique ont été décelés grâce aux Ammonites (P. Fallot, 1931 a).

Au S de ce Subbétique que l'on qualifie parfois de « calcaire », se développe une unité paléogéographique intermédiaire (unité du Charco dans la Sierra de Burete) qui lie le Subbétique septentrional à Jurassique calcaire et le Subbétique méridional à Jurassique marneux. Sur un Infralias et un Lias

inférieur dolomitiques, viennent des calcaires oolitiques du Lias inférieur et moyen. La sédimentation se différencie de celle du Subbétique externe dès le Lias supérieur dans ce domaine intermédiaire. Sur un Toarcien marneux, l'Aalénien, le Dogger et le Malm en grande partie sont représentés par des faciès calcaires, marneux et radiolaritiques. Le Tithonique est, lui, sous forme de marnes rouges siliceuses.

L'évolution méridionale de ce Subbétique « médian » constitue le Subbétique interne à Jurassique marneux.

Ce dernier ensemble a été clairement mis en évidence dans l'Ouest et le Centre des Cordillères bétiques (Y. Peyre, 1960, et R. Busnardo, 1960-1962) en tant qu'unité paléogéographique.

Sur la transversale de la Sierra de Espuña, on doit à P. Fallot (1931 b) d'avoir mis en évidence l'Aalénien et le Dogger dans les faciès marneux du Subbétique interne alors qu'un peu plus au N, dans les Sierras de Quipar et de la Peña Rubia (unité de la Loma de Solana), ces étages avaient été définis dans des horizons calcaires. Nous apporterons ici des précisions stratigraphiques qui permettront de souligner la continuité de sédimentation durant tout le Jurassique dans l'unité de la Sierra de Ponce, partie la plus méridionale du Subbétique.

L'unité de la Sierra de Ponce (fig. 1) s'étend de la vallée du Rio de Pliego au S à la Sierra de Burete au NW. Les axes orographiques principaux

(1) Faculté des Sciences de l'Université Catholique de Lille (faune du Lias).

(2) Laboratoire de Micropaléontologie ESSO-REP - Bègles - 33 (microfaune).

(3) Fac. Sciences Lille, Equipe de recherche associée C.N.R.S. : « Géologie de la Méditerranée Occidentale ».

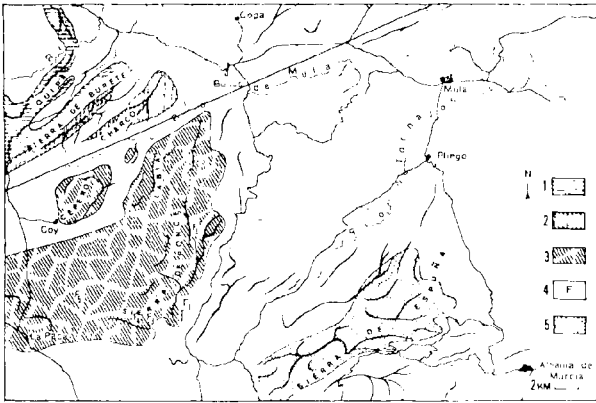


FIG. 1. — Les principaux ensembles jurassiques sur la transversale de la Sierra de España.

1 : Jurassique calcaire du Subbétique externe ; 2 : Jurassique calcaire du Subbétique intermédiaire entre le Subbétique externe et le Subbétique interne ; 3 : Jurassique marneux du Subbétique interne ; 4 : gîtes de macrofaune ; 5 : Jurassique calcaire du Bétique de Malaga.

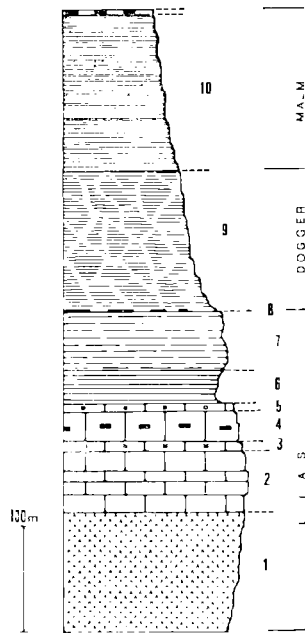


FIG. 2. — Colonne stratigraphique synthétique du Jurassique du Subbétique interne (unité de la Sierra de Ponce). 1 : dolomies de l'Infralias et de la base du Lias inférieur ; 2 : calcaires du Lias inférieur ; 3 : calcaires à grands Mytilidés ; 4 : calcaires à silex du Lias moyen ; 5 : calcaires grés-ferrugineux du Domérien ; 6 : marnes ocre du Toarcien ; 7 : marnes et marno-calcaires gris de l'Aalénien ; 8 : roche éruptive ; 9 : marnes et marno-calcaires gris-ocre du Dogger ; 10 : marnes et marno-calcaires gris du Malm avec, au sommet, un niveau de marnes rouges du Tithonique.

sont de direction nord-sud dans la partie méridionale de l'unité et sont formés de calcaires et de dolomies (Sierras de Ponce, Cambrón et de Selva).

La série stratigraphique du Jurassique est constituée de bas en haut par (fig. 2) :

1° des dolomies grises et des calcaires dolomitiques. Dans le Cerro de La Paca, au N de La Paca, une masse de gypse blanc et noir s'intercale au sein des dolomies basales ;

2° des calcaires oolitiques, des calcaires graveleux et des calcaires compacts (50 m au moins) ;

3° un niveau remarquablement constant de calcaires compacts gris à grands Bivalves non dégageables ;

4° 15 à 20 m de calcaires gris à silex ocres ;

5° 4 à 5 m de calcaires marno-gréseux, ferrugineux, à Ammonites et à Lamellibranches ;

6° 20 m de marnes ocre-rougâtre à Ammonites ;

7° 50 m au moins de marnes et de marno-calcaires gris ;

8° au toit des marnes (7) et très localement (Sierra del Madroño et S du village d'Aviles), quelques dizaines de centimètres d'une roche éruptive noire, souvent amorphe ;

9° 150 m de marnes et de marno-calcaires gris-ocre ;

10° 100 m de marnes et de marno-calcaires gris. Au sommet de cette formation, on observe des marnes rouges.

— *Les faciès dolomitiques* de base du Jurassique (1) sont très banaux dans les Cordillères bétiques. Les dolomies et les calcaires dolomitiques (1) n'ont jamais fourni de faune et il semble bien qu'il s'agisse de dolomies primaires. Il faut remarquer, dans la partie sud-occidentale de l'unité de la Sierra de Ponce (Cerro de La Paca), la présence de gypse stratiforme dans la partie inférieure de la formation dolomitique.

Le passage Trias supérieur - Lias est donc marqué par la disparition brutale des faciès de marnes rouges et par la permanence de faciès évaporitiques.

Les dolomies et les calcaires dolomitiques (1) passent progressivement aux calcaires oolitiques (2).

— *Les calcaires* (2), marins, sont essentiellement oolitiques et graveleux. On y décèle certains passages formés d'oolites dolomitisées noyées dans un ciment calcitique pur (1 et 2, Pl. VI). Il semble donc que la dolomitisation de ces oolites soit antérieure à leur

sédimentation ou tout au moins à leur cimentation par la calcite.

Les niveaux les plus compacts contiennent de nombreux petits Foraminifères (4. Pl. VI) et des *Meandropsinidae* (6 et 7, Pl. VI) ainsi que des Algues [*Paleodasycladus* cf. *mediterraneus* (P1A)] (5, Pl. VI).

On y observe aussi de nombreux coprolithes de Crustacés (3, Pl. VI).

Sur le plan chronologique, les dolomies et les calcaires dolomitiques (1) représenteraient l'Infra-lias et la base du Lias inférieur. Les calcaires (2) seraient le Lias inférieur *s. l.*

— *L'horizon* (3) à grands Lamellibranches, est un niveau repère dans l'unité de la Sierra de Ponce. On le retrouve également au même niveau dans la Sierra de Ricote, 25 km au NE de la Sierra de Ponce. La faune est malheureusement indégageable mais il semblerait, d'après l'un de nous (G. D.) qu'il s'agisse de Mytilidés.

Selon P. Fallot (1931, p. 47), il s'agirait d'*Opis* ou d'*Ostrea*. Le faciès est éminemment peu profond.

— *Le niveau* (4) n'a pas fourni de faune. Ce sont des calcaires à silex, de faciès absolument identiques à ceux du Dogger des unités septentrionales. Néanmoins, sa position infra-domérienne en fait du Lias moyen *s. l.* et non du Dogger. En lame mince, ces calcaires montrent de nombreuses Entroques et des gravelles calcaires.

Les niveaux inférieurs du Lias sont donc assez mal définis du point de vue paléontologique. Les niveaux supérieurs le sont beaucoup mieux.

— *Les quelques mètres de calcaires marno-gréseux et ferrugineux* (5) ont été datés du Domérien inférieur par une faune d'Ammonites et de Lamellibranches (G. D.), dans la Sierra de Ponce (F₁, fig. 1). Ce sont : *Fucinicerus isseli* (FUC.), *F. gr. lavianum* MGK var. *conjugens* FUC., « *Harporceras* » sp., *Protogrammoceras bingmanni* (?) DENCKM., *Aequiopecten dieulafaiti* JAUB., *Diotis* cf. *janus* (?) MGH., *Pinna* gr. *millaria* STOPP., *Pleuromya* sp., « *Pseudopecten* » *acuticosta* LMK.

— *Les marnes ocre-rougeâtre* (6) reposent très régulièrement sur le Domérien marno-gréseux (Sierras de Ponce, Cambrón, de Selva et de l'Aceniche (F₂, fig. 1). Des restes d'Ammonites, de détermination délicate car déformées, ont pu néanmoins leur donner un âge toarcién (G. D.). Ce sont : *Hildoceras sublevisoni* FUC. in MERLA, *H. cf. sublevisoni*, *H. cf. caterinii* MERLA.

Ces marnes révèlent, par ailleurs, une intéressante microfaune (J. M.), outre des débris d'*Aptychus*, des pièces d'Ophiures et des embryons d'Ammonites :

a) des Foraminifères tels que : *Lenticulina d'orbigny* (ROEMER), *L. cf. münsteri* (ROEMER), *L. cf. bochari* (TERQUEM), *Falsopalmula* cf. *disparilis* (TERQUEM), *Dentalina* sp., *Eoguttulina* aff. *angustata* (TERQUEM), *Spirillina* sp. ;

b) quelques Ostracodes dont : *Ostracoda* I APOST. 1959, *Cytherella* sp., *Paracypris* sp., *Bairdia* sp.

La partie supérieure des marnes ocre (6) passe insensiblement aux marnes et aux marno-calcaires gris (7). Ces horizons de passage révèlent d'ailleurs une microfaune du Toarcién supérieur - Aalénien inférieur avec :

a) des Foraminifères : *Lenticulina bochari* (TERQUEM), *L. cf. münsteri* (ROEMER), *L. cf. d'orbigny* (ROEMER), *Citharina* sp., *Dentalina* sp., *Fron-dicularia* aff. *hauffi* FRANKE, *Nodosaria* cf. *fontinensis* TERQUEM, *Vaginulina longuemari* (TERQUEM), *Trochammia* sp., *Eoguttulina* aff. *angustata* (TERQUEM), *Spirillina* sp., *Verneulinoides* sp., etc.

b) des Ostracodes : *Ostracoda* I APOST. 1959, *Procytheridea sermoisensis* APOST., *Monoceratina unguilina* TRIEBEL & BARTENSTEIN, *M. cf. stimulea* (SCHWAGER), *Hutsonia* (?) *decorata* APOST., MAGNÉ & MALMOUSTIER, *Orthonotacythere* cf. *nodosa* PLUMMOFF, *Paracypris* sp., *Polycopse* sp., *Cytherella* sp.

Le Toarcién et le passage Toarcién-Aalénien sont donc définis par la macro et la microfaune.

Le Toarcién n'est vraisemblablement pas uniformément marneux dans toute l'unité de la Sierra de Ponce. Dans la partie septentrionale de l'unité, en effet, dans la Sierra de la Lavia, on observe, sur un Domérien présumé, des calcaires noduleux rouges n'ayant pas fourni de faune. Mais, à un tel niveau stratigraphique, ce faciès est classique dans la partie septentrionale du Subbétique où une riche faune d'Ammonites le place dans le Toarcién. [Sierra de los Gavilanes, J. de Cisneros (1907-1924) et P. Fallot, 1931 b]. Si l'assimilation est exacte, elle permet de concevoir des passages latéraux de tels faciès calcaires noduleux aux marnes rougeâtres (6), sans grande variation bathymétrique.

— Sur les marnes toarciennes (6) repose une épaisse série de marno-calcaires gris (7), couronnés par un niveau peu épais de roche éruptive (8). P. Fallot (1931 b) a récolté dans ces marno-calcaires (7) (F₃, fig. 1) : *Lytoceras ophioneum* BEN., *L. rasile*

VAC., *Phylloceras gardanum* VAC., *Ph. ultramontum* ZITT., *Ph. heterophylloides* OPP., *Ph. cf. traticum* PUSCH., *Oppelia cf. subplicatella* VAC., *Ludwigia opalina* REIN., *L. marchisonae* SOW., *Harpoceras* sp., *Coeloceras modestum* VAC., *Hammatocheras cf. lorteti* DUM., *Tmetoceras scissum* BEN., *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKM. et *Tropidoceras flandrini* DUM.

Cette faune rappelle, selon P. Fallot (1931 b), celle de l'Aalénien du Lac de Garde.

Immédiatement sous le niveau de roche éruptive (8), dans la dépression du Madroño, au S de la Sierra de Ponce, nous avons pu récolter une faune (F₄, fig. 1) datant la partie supérieure des marnes (7) de l'Aalénien supérieur (G. D.) avec : *Graphoceras* sp., *Haplopleuroceras subspinatum* S. BUCKM., *H. mundum* GÉRARD non BUCKMAN (in GÉRARD, B.S.G.F. (5), VII, 1937, Pl. XXX, fig. 9), *H. cf. eximium* GÉRARD, *H. cf. mundum* GÉRARD, *Darellia* sp.

Sur le plan du microfaciès, les marno-calcaires (7) se caractérisent par la présence de nombreux « Filaments » et des Ostracodes. Les marnes ont livré des débris d'Ophiures et de fréquentes *Spirillina* sp. ainsi que : *Conicospirillina* sp. (AF), *Lenticulina* sp. (R), *Vaginulina* aff. *hechti* BARTENSTEIN (TR) et des Ostracodes lisses.

— *La roche éruptive* (8) étudiée par P. Fallot et E. Jérémie (1925-1933), est très décomposée et du type doléritique. P. Fallot (1945) situait cette émission au moins dans le Sénonien. Il envisageait même la possibilité de venues mio-pliocènes tardives (p. 592). Cette lave se situe, en réalité, à la limite Aalénien supérieur-Dogger.

— Les marnes qui sont superposées à la roche et qui n'ont pas subi de métamorphisme de contact comme le substratum aalénien, se révèlent être du Dogger. On y observe de très nombreux « Filaments » (1 et 2, Pl. VII) et on récolte (P. Fallot, 1931 b, p. 69), (F₅, fig. 1) : *Cadomites bayleanus* OPP., *C. cf. bayleanus*, *Phylloceras cf. heterophyllum* NEUM., *Sphaeroceras* sp. (*Sph. gervillei* QUENST. non D'ORB. non BAYLE), *Cancellophycus*. Ces marnes ont fourni une microfaune pauvre. On rencontre en effet, outre des débris d'Aptychus et d'Echinodermes, quelques *Spirillina*, *Lenticulina* et des Ostracodes lisses.

On passe insensiblement des marnes (9) aux marnes et marno-calcaires (10) (3, Pl. VII). Ces niveaux possèdent un microfaciès éminemment péla-

gique : ce sont des roches à très nombreux Radiolaires. Certains niveaux indurés sont très proches du faciès radiolaritique par l'abondance extraordinaire de Radiolaires. Les marnes (10) représenteraient la plus grande partie du Jurassique supérieur.

— Le sommet des horizons (10) prend une teinte rouge. Il s'agit vraisemblablement de Tithonique supérieur à *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella* gr. *carpathica* (formes à petits colliers) (MURG. et FIL.), *Crassicollaria parvula* REMANE, Ostracodes et Radiolaires (4).

— Le passage du Jurassique supérieur au Néocomien est insensible. Les couches de marnes et de marno-calcaires à *Neocomites neocomiensis* d'ORB. ont, en effet, le même faciès que celles du Jurassique supérieur sous-jacent.

On relève néanmoins *Calpionella* gr. *alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Remaniella cadischiana* (COLOM) (4) indiquant la partie moyenne du Berriasien.

Ainsi, dans la partie interne du Subbétique, la sédimentation paraît continue durant le Jurassique. A l'Infralias et à la base du Lias inférieur, la sédimentation est tout d'abord évaporitique et devient, par la suite, de plus en plus nettement marine. Au Lias inférieur p.p. et au Lias moyen, les faciès marins sont peu profonds et zoogènes. Au Domérien, la sédimentation, bien qu'un peu plus marneuse, conserve des caractères néritiques tant par la faune de Lamellibranches que par ses faciès marno-gréseux.

Au Lias supérieur, les faciès évoluent de manière irréversible puisqu'ils deviennent marneux au Toarcien et le restent jusqu'au Tithonique. On ne peut préjuger de la bathymétrie du fond marin mais on devait alors se trouver assez au large et éloigné de la plate-forme littorale. Le bassin du Subbétique interne voit une sédimentation épaisse, argileuse, pélagique où abondent les Radiolaires, dès le Toarcien. Elle s'oppose de ce fait à celle du Subbétique externe, nettement moins profonde, puisque s'y développent des faciès calcaires, rouges et noduleux.

On note, au sein des marnes, la présence d'une émission volcanique basique à la limite Aalénien-Dogger.

(4) Déterminations de M. M. Durand Delga que nous remercions vivement.

BIBLIOGRAPHIE

- BUSNARDO R. (1960-1962). — Regards sur la géologie de la région de Jaen, Andalousie, Livre Mem. P. Fallot. *Mem. n.-sér. S.G.F.*, t. I, p. 189-198.
- FALLOT P. (1931 a). — Contribution à l'étude du Jurassique supérieur subbétique. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t XXXI, p. 113-132.
- FALLOT P. (1931 b). — Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. *Géol. de la Méditerranée occid., Ch. hét. et subbét.*, vol. IV.
- FALLOT P. (1945). — Estudios geológicos en la zona subbetica entre Alicante y el Rio Guadiana Menor. *C.S.I.C., Inst. « Lucas Mallada »*, 719 p.
- CISNEROS J. DE (1907-1924). — Bibliographie in P. Fallot (1931 b).
- PAQUET J. (1963). — Observations sur le Subbétique au Sud de Calasparra (prov. de Murcie, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), V, p. 1035-1040.
- PEYRE Y. (1960). — La « série du Pedroso », série type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères bétiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 1883-1885.

* * *

EXPLICATION DES PLANCHES

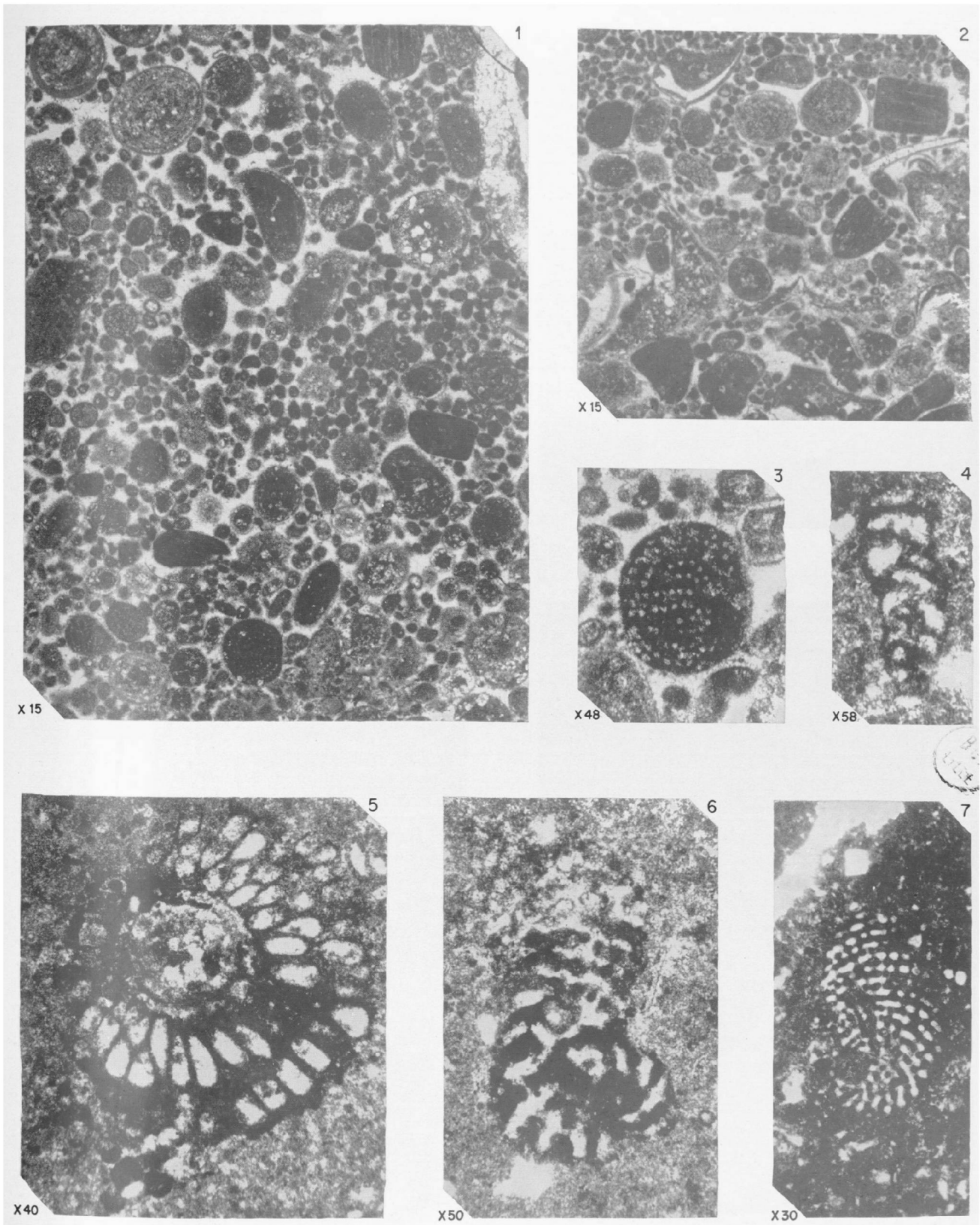
PLANCHE VI

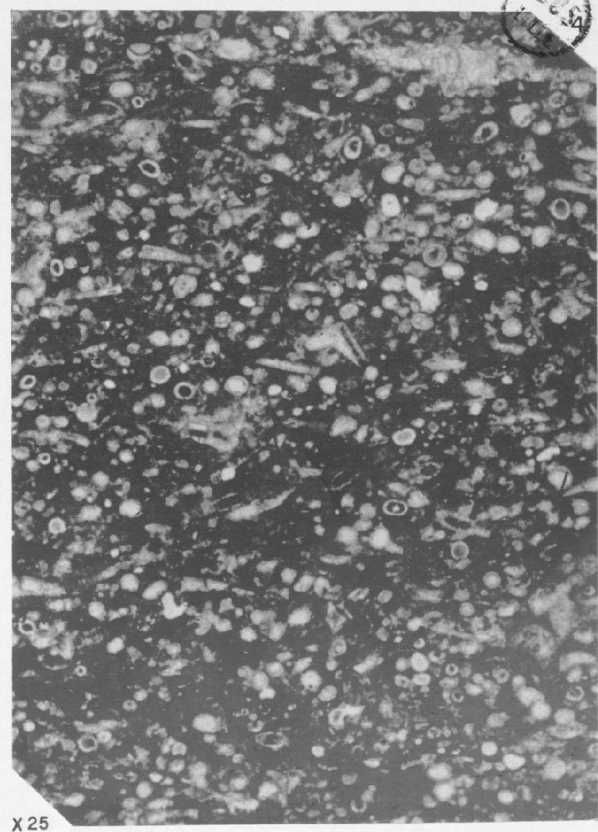
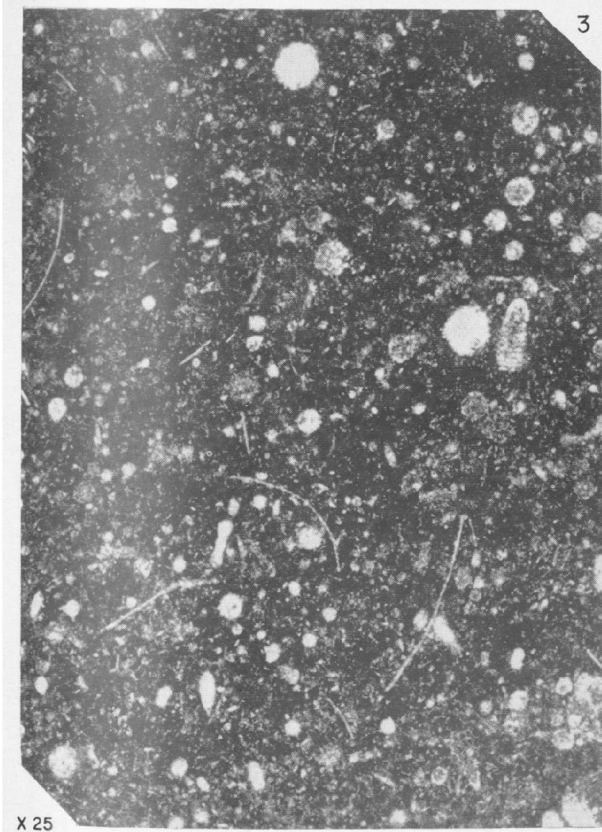
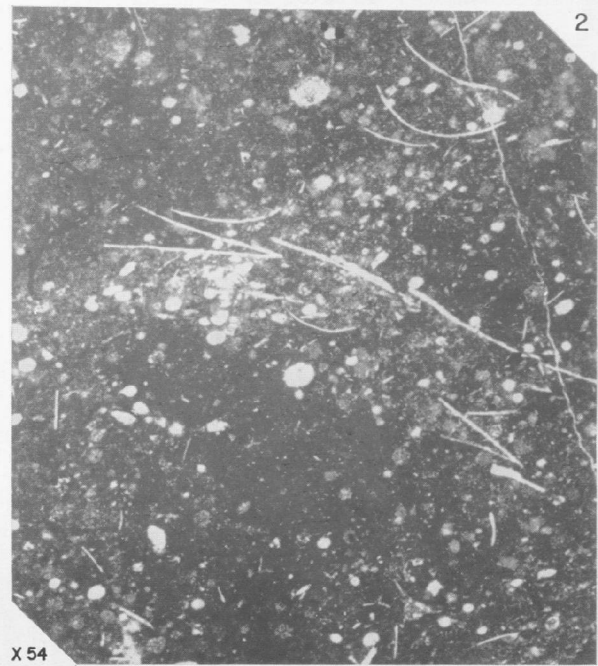
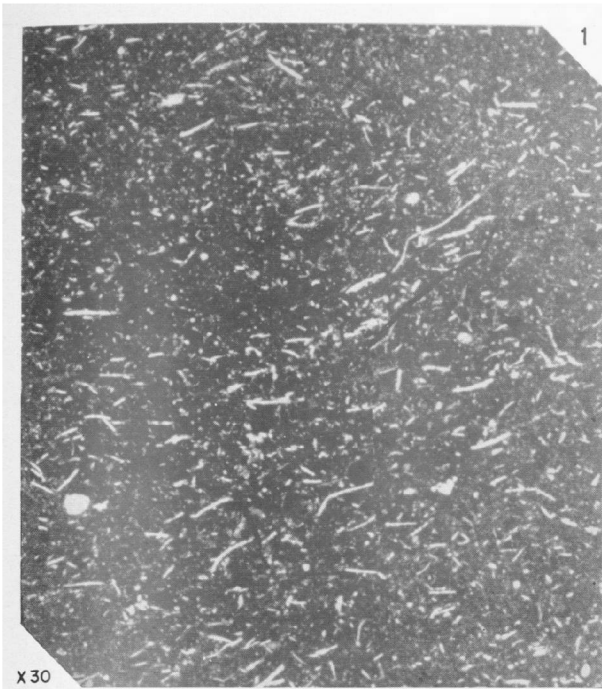
- 1 et 2. Calcaire oolitique recristallisé à coprolithes de Crustacés (*Favreina*) : Lias inférieur (niveau 2). Gr. = x 15 environ.
3. Coprolithe de Crustacé (*Favreina*) : Lias inférieur (niveau 2). Gr. = x 48.
4. Valvulinidé : Lias inférieur (niveau 2). Gr. = x 58.
5. *Paleodasycladus* cf. *mediterraneus* (P1A) : Lias inférieur (niveau 2). Gr. = x 40.
- 6 et 7. *Meandropsiniidae* ? : Lias inférieur (niveau 2).
6. Gr. = x 50. - 7. Gr. = x 30.

PLANCHE VII

1. Calcaire argileux à « filaments » courts : Dogger (niveau 9). Gr. = x 30.
2. Calcaire argileux à « filaments » (Posidonomes ?) et Radiolaires : Dogger (niveau 9). Gr. = x 54.
3. Calcaire microcristallin à « filaments » et Radiolaires : base du niveau 10. Malm. Gr. = x 25.
4. Calcaire silicifié à abondants spicules : Malm s.l. Gr. = x 25.

—————«»—————





Observations sur les sables et galets Diestiens du Mont des Cats

par J. SOMMÉ

Il est traditionnellement admis que le Mont des Cats, comme les autres monts de la Flandre; est constitué par le « Diestien » reposant sur les sables éocènes. Les affleurements montrant le contact entre ces deux formations sont actuellement très rares. Le talus d'un chemin descendant sur le flanc Est du Mont des Cats a permis d'observer ce contact, marqué en particulier par un lit de galets.

La présente note a pour objet de présenter les résultats des observations et analyses (granulométrie, morphoscopie et morphométrie) concernant le cailloutis et les sables situés de part et d'autre de celui-ci.

I. — DESCRIPTION GENERALE DU GISEMENT

Le chemin encaissé descendant obliquement sur le flanc oriental du Mont des Cats, du cimetière vers la route de Berthen, permet d'observer d'une façon discontinue les couches sableuses qui constituent la partie supérieure de l'Eocène et les assises « diestiennes » (fig. 1).

Au Nord-Est, le Panisélien est exploité en carrière vers l'altitude 125-135 à l'orée du bois. En remontant le chemin qui domine la sablière, des coupes dans le talus montrent la stratigraphie des sables sur la pente du mont. Le « Diestien » typique apparaît vers 140 m dans le talus Est du chemin sous un arbre.

Cette dernière coupe visible sur 2 mètres a été rafraîchie jusqu'à 3 mètres et complétée par un sondage à la tarière jusqu'à 5 m 50. La superposition des couches est la suivante, en partant du niveau du sol :

— de 0 à 2 m, sable roux grossier devenant plus foncé en profondeur avec marbrures argileuses

marron et grès ferrugineux en plaquettes disposées anarchiquement (échantillon 1);

— de 2 m à 2 m 20, sable roux graveleux avec minces plaquettes de grès ferrugineux horizontales (éch. 2);

— de 2 m 20 à 2 m 50, lit de galets de silex altéré dans une abondante matrice sableuse rousse (éch. 3), partiellement consolidé en un poudingue friable, reposant d'une façon régulière et horizontale sur le sable sous-jacent. La grésification est surtout nette au sommet du lit;

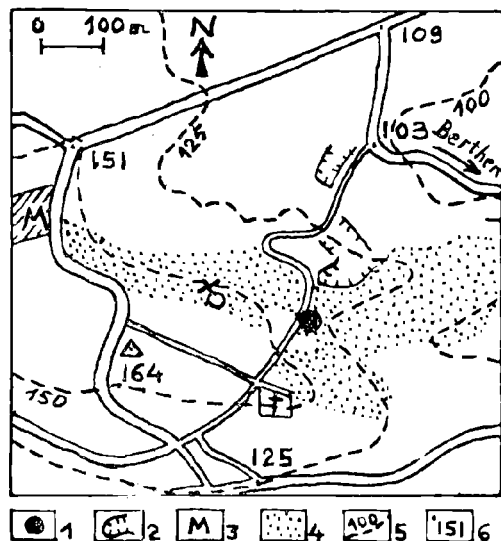


FIG. 1 — Croquis de situation.

1. Gisement étudié.
2. Sablière.
3. Monastère.
4. Bois.
5. Courbe de niveau.
6. Point coté.

— de 2 m 50 à 2 m 80, sable gris-jaune micacé (éch. 4) traversé vers le bas de veinules plus claires (éch. 5);

— de 2 m 80 à 4 m 50, sable micacé assez compact bigarré de taches jaunes et rouges (éch. 6 et 7) ;

— de 4 m 50 à 5 m 50, sable progressivement gris-jaune homogène (éch. 8) devenant à la partie inférieure gris-verdâtre (éch. 9) comme on peut le voir dans la sablière située en contre-bas (éch. 10).

Le lit de galets paraît horizontal : on peut le suivre le long du talus sur une vingtaine de mètres avant qu'il ne disparaisse, remanié parmi les dépôts de pente. En arrière de la coupe, dans les sables sus-jacents situés plus haut sur le versant, apparaissent de gros bancs de grès ferrugineux, caractéristiques du « Diestien ».

La différence de faciès (couleur, grésification, altération) entre les sables supérieurs et galets et les sables inférieurs correspond au contact souvent décrit entre le Diestien et l'Eocène. Sa position en altitude est en conformité avec les indications de l'ancien forage de l'Abbaye (15) qui situe la base du Diestien vers l'altitude 140. La présence de lits de galets à la base du Diestien du Mont des Cats a été signalée depuis longtemps (13, 16, 22, 23, 27).

Les analyses granulométriques et morphométriques permettent de préciser les conditions du contact et d'apporter un nouvel élément au débat sur le Diestien des Monts de Flandre.

II. — GRANULOMETRIE ET MORPHOSCOPIE DES SABLES

Les analyses ont porté sur une série d'échantillons prélevés le long du profil selon la méthode définie par A. Cailleux et J. Tricart (11).

A) Granulométrie (fig. 2).

Les sables situés sous le lit de galets (éch. 4 à 9) présentent une granulométrie identique. La médiane est comprise entre 0,13 et 0,14 mm. Il s'agit de sables fins bien classés : l'indice interquartile de Krumbein ($Qd\phi$) a comme valeurs extrêmes 0,27 et 0,34. Ces sables occupent la même place sur la courbe cumulative (fig. 2). L'essentiel du matériel apparaît entre 0,10 et 0,16 mm (63 à 75 %) ; presque tout est compris entre 0,10 et 0,25 mm (87 à

95 %). La fraction sableuse (2 à 0,050 mm) est également comparable pour tous ces échantillons (73 à 82 %). Par leurs caractères granulométriques, ces sables sont identiques à ceux que l'on observe dans

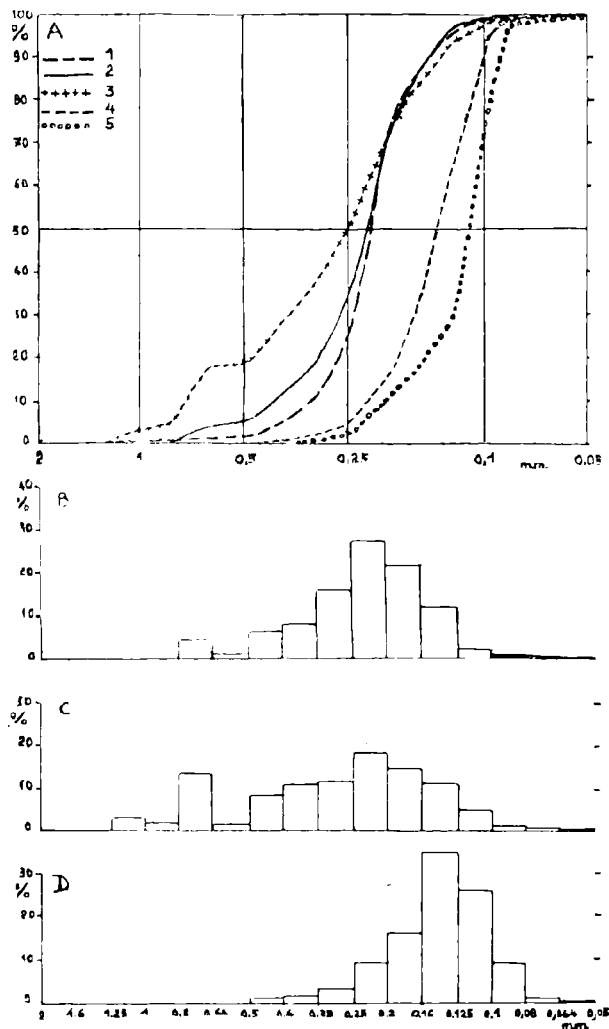


FIG. 2. — Granulométrie des sables.

- A. Courbes cumulatives des sables.
 1. échantillon 1
 2. échantillon 2
 3. échantillon 3 (matrice)
 4. échantillon 4
 5. échantillon 10
- B. Histogramme de l'échantillon 2
- C. Histogramme de l'échantillon 3
- D. Histogramme de l'échantillon 4

le talus du chemin en contrebas et à la partie supérieure de la sablière. Cependant, dans cette dernière l'échantillon analysé (n° 10) montre une granulométrie légèrement plus fine (médiane : 0,11 mm) et un classement meilleur ($Qd\phi = 0,23$).

Les sables superposés au lit de galets (éch. 1 et 2) présentent une granulométrie nettement différente. Ils sont d'abord graveleux, comportant des grains de quartz de plus de 2 mm. L'analyse de la fraction sableuse (fig. 2) montre un grain plus grossier : la médiane dépasse 0,2 mm. Le classement reste bon ($Qd\phi = 0,32$ et $0,23$). L'essentiel du matériel est en effet groupé entre 0,25 et 0,16 mm. Mais la partie grossière est nettement plus importante que dans les échantillons inférieurs : la fraction supérieure à 0,25 mm constitue 18 et 11 % alors que dans les sables précédents elle était inférieure à 5 % ; la répartition est en outre bi-modale avec un second maximum autour de 0,7 mm. Enfin il s'agit de sables plus purs : la fraction sableuse atteint 90 %.

B) Composition et morphoscopie.

— Tous les échantillons sont glauconieux, la glauconie se présentant sous un faciès altéré. Mais de part et d'autre du lit de galets, la composition des sables est nettement différente. Les sables inférieurs sont plus riches en glauconie. Le minéral est fréquent vers 0,2 mm, dimension où les grains sont les plus abondants. Les échantillons 4 à 9 sont aussi micacés, surtout le n° 6 où le maximum apparaît vers 0,3 mm. Le reste de la fraction sableuse est principalement formé de quartz.

Les sables supérieurs (éch. 1 et 2), quartzeux, comportent beaucoup moins de glauconie. Mais celle-ci existe à des dimensions supérieures : quelques rares grains ont plus de 0,5 mm de diamètre. Le mica est absent. Enfin, aux diverses dimensions apparaissent des éclats de silice.

— L'examen morphoscopique des grains de quartz au-dessus de 0,2 mm, montre qu'il s'agit de sables fortement usés dans l'ensemble. Presque tous les échantillons ont une majorité de grains usés dès 0,3-0,4 mm, sous la forme d'émoissés-luisants ou de subanguleux luisants. Dans les deux séries d'échantillons, de part et d'autre du lit de galets, l'usure de la fraction fine (grains inférieurs à 0,5 mm) est comparable : de 20 à 40 % d'émoissés-luisants typiques. La fraction grossière des échantillons supérieurs, à 0,7 mm et au-dessus, est formée presque totalement de grains plus ou moins usés, dont

50 à 60 % d'émoissés-luisants. Il s'agit d'ailleurs d'un mélange de grains de forme et d'aspect variés : émoissés-luisants, irréguliers ou arrondis, intacts ou cassés (avec usure fréquente des arêtes), grains lisses ou picotés, grains mats.

Par suite de l'importance de l'usure sous la forme d'émoissés-luisants et du bon classement, il semble que tous ces sables aient subi un façonnement marin. La granulométrie et la morphoscopie montrent que les échantillons 1 et 2 sont formés d'un mélange : d'une part d'une fraction fine usée comparable aux sables fins sous-jacents, d'autre part d'une fraction plus grossière, complexe, qui représente un apport nettement différent. Si les sables inférieurs présentent les caractères de sables marins en place, les autres semblent, par leur hétérogénéité, le résultat d'un remaniement continental de divers sables marins. Ces caractères se retrouvent dans le lit de galets.

III. — ETUDE DU LIT DE GALETS

L'étude a porté sur un échantillon de plus de 25 kilos. Galets et gravillons forment 61 % du poids total, le reste étant constitué par une matrice sableuse.

A) La matrice.

La matrice a été étudiée comme les sables précédents, du point de vue granulométrique et morphoscopique. Il s'agit d'un sable comparable aux échantillons 1 et 2 par sa médiane (0,25 mm) et l'importance de la fraction sableuse (88 %). Par contre, le classement est mauvais ($Qd\phi = 0,61$) par suite de l'importance de la fraction grossière : 37 % au-dessus de 0,25 mm. Mais la fraction fine est comparable (fig. 2), le mode se situe également vers 0,2 mm et la répartition bi-modale est du même type, plus accusée cependant.

L'examen morphoscopique révèle également un sable usé avec une proportion d'environ 50 % de grains émoissés-luisants vers 0,7 mm et un mélange intense de grains usés de forme et d'aspect variés, caractères déjà observés dans les sables précédents.

Ce sable, essentiellement quartzeux, contient quelques grains roulés de glauconie altérée, surtout vers 0,3-0,4 mm ; les plus gros atteignent 0,7 mm.

B) Les galets.

Le cailloutis a été étudié d'un triple point de vue : granulométrie, composition et morphométrie.

1) GRANULOMÉTRIE.

La répartition granulométrique a été établie d'après la largeur des éléments (tamisage et mesure) et exprimée en poids pour chaque fraction. Le cailloutis (galets et gravillons) forme 61 % du poids de l'ensemble. La partie sableuse (2 à 0,050 mm) en constitue le tiers. La fraction fine (limon et argile) est donc réduite (tableau I).

	<i>Largeur en mm</i>	<i>% du poids total</i>
Galets	100 - 70	2,5
	70 - 50	16,3
	50 - 30	19,5
	30 - 20	10,9
Gravillons	20 - 10	7,8
	10 - 4	3,2
	4 - 2	1,4
Sable	2 - 1	1,2
	1 - 0,5	5,5
	0,5 - 0,2	18,2
	0,2 - 0,005	8,8
Limons et argiles	< 0,005	4,7
		100,0

TABLEAU I. — Répartition granulométrique du lit de galets (ensemble de l'échantillon).

Les galets proprement dits ($L > 20$ mm) ne représentent qu'à peine 50 % de l'ensemble du dépôt et les gravillons 12 %. La fraction comprise entre 10 et 1 mm est particulièrement réduite.

Si l'on considère non plus la largeur, mais la longueur des pièces, la proportion des galets ($L > 20$ mm) est du même ordre dans l'ensemble du dépôt. La proportion du nombre de galets en fonction de la taille (L) fait apparaître une classe dominante : 66 % ont une longueur comprise entre 20 et 40 mm, la longueur médiane étant de 32 mm (fig. 3). Il s'agit donc de galets de petite taille, mais les plus gros atteignent 140 mm.

Au total, la couche de galets constitue un sédiment très hétérométrique. Le classement de l'en-

semble du dépôt est très mauvais. Les galets, bien qu'assez mal triés, le sont beaucoup mieux que le sable. Cette répartition peut s'interpréter comme le résultat d'un mélange entre des galets et un matériel sableux et graveleux hétérogène.

2) COMPOSITION.

Le cailloutis n'est pas homogène. Les *galets* ($L > 20$ mm) ne sont pas tous formés de silex. En effet, en dehors de la masse principale de l'échantillon formé de galets de silex, on note la présence de petits galets de grès ferrugineux à patine noirâtre chagrinée (longueur maximum : 40 mm ; médiane : 23 mm), représentant seulement moins de 2 % en poids et moins de 6 % en nombre de l'ensemble.

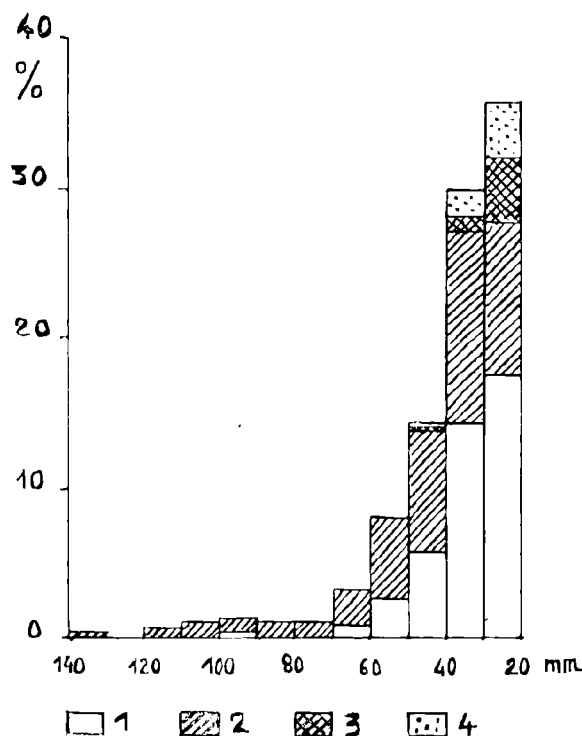


FIG. 3. — Répartition du nombre de galets ($L > 20$ mm) d'après la longueur L .

1. silex non altérés, fauves.
2. silex altérés, fauves.
3. grès ferrugineux, patine noirâtre.
4. divers : cailloux et galets de silex, patines lisses.

Le reste de l'échantillon est constitué de galets de silex fauves ou blanchâtres, de dimensions variées (longueur maximum : 140 mm ; médiane : 30 mm), d'aspect mat, plus ou moins altérés. Près de la moitié de ces galets sont en effet réduits, au moins en surface, en une matière blanche friable : ce sont les galets « cachalonisés », caractéristiques du Dienstien des Monts. D'autres gardent apparemment leur solidité. L'altération périphérique pénètre en effet plus ou moins à l'intérieur du galet où subsiste souvent un noyau de silex intact ; parfois, l'altération profonde n'affecte qu'une extrémité. Si nous considérons la répartition selon la taille (fig. 3), nous constatons que les éléments altérés sont plus fréquents aux grandes dimensions. Au-dessus de 70 mm, les galets intacts sont presque totalement absents, alors que certaines pièces d'environ 100 mm sont totalement réduites en une matière friable et se débitent sous le choc de la pelle.

En dehors de ce groupe assez homogène de galets fauves plus ou moins altérés, une proportion identique à celle des galets noirs est constituée par un échantillonnage assez varié de petits galets ou cailloux de silex lisses (longueur maximum : 50 mm ; médiane : 25 mm) aux formes et aux couleurs variées (patine jaunâtre, bleuâtre ou verdâtre).

Les gravillons (fraction comprise entre 20 et 2 mm) comportent des éléments différents au fur et à mesure que la grosseur diminue. En particulier, les petits galets noirs sont plus fréquents, de même que les cailloux à faces lisses. Au-dessous de 10 mm apparaissent des granules de quartz qui prédominent dans la fraction inférieure à 4 mm. Les silex fauves roulés restent importants jusqu'à cette dimension : beaucoup moins altérés que les galets du même type, ils conservent souvent les traces d'une patine bleuâtre lisse ; les plus petits sont même parfois intacts.

L'ensemble du cailloutis est donc formé essentiellement de quatre types d'éléments : des silex roulés plus ou moins altérés, des petits silex lisses mal roulés, des petits galets de grès ferrugineux et des granules de quartz. L'altération, à peine marquée, sur les gravillons de silex à ancienne patine conservée, augmente avec la taille des galets.

3) MORPHOMÉTRIE (fig. 4).

Un lot de 400 galets a été mesuré pour déterminer les indices morphométriques selon la méthode de A. Cailleux et J. Tricart (9, 10, 11, 31, 32). On

a considéré à part les résultats obtenus pour les petits galets ferrugineux :

a) Aplatissement : $\frac{L + l}{2E}$ (L, l et E étant res-

pectivement la longueur, la largeur et l'épaisseur du galet). L'aplatissement est moyen (médiane : 1,7).

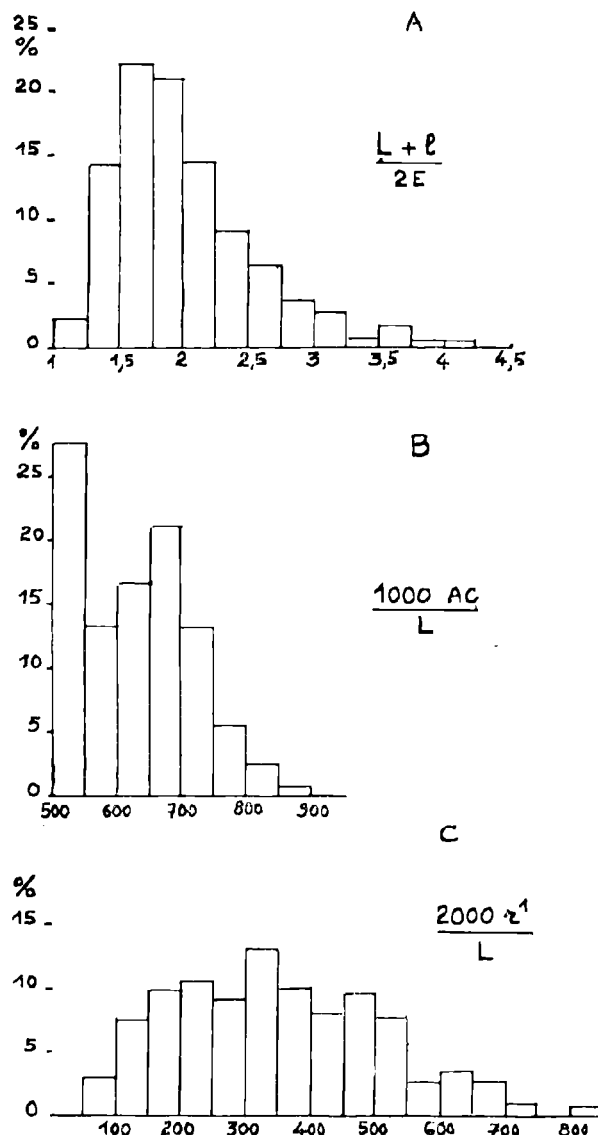


FIG. 4. — Morphométrie des galets.

- A. Histogramme selon l'indice d'aplatissement.
- B. Histogramme selon l'indice de dissymétrie.
- C. Histogramme selon l'indice d'éroussé.

La moitié de l'échantillon possède des valeurs comprises entre 1,5 et 2,25 (fig. 4). La valeur de la médiane reste remarquablement constante selon les diverses classes granulométriques. Par contre, les petits galets noirs ferrugineux sont beaucoup plus aplatis (médiane : 2,4).

$$b) \text{ Dissymétrie : } \frac{AC \times 1000}{L} \quad (AC \text{ étant la partie}$$

la plus grande de la longueur L déterminée par le plan perpendiculaire qui contient la plus grande largeur). La médiane de l'indice est de 610 pour l'ensemble des galets de silex. Sa valeur tend à augmenter avec la grosseur des galets. De 550 pour les pièces comprises entre 20 et 25 mm, elle est de 620 pour la dimension de 30 à 40 mm pour laquelle l'indice est théoriquement le plus caractéristique. Elle approche de 700 au-dessus de 5 cm. Pour toutes les catégories de galets, la répartition est bimodale (fig. 4). Un quart de l'échantillon présente un indice faible (500 à 550), un second lot de galets nettement plus dissymétriques montre une fréquence entre 650 et 700.

$$c) \text{ Émoussé : } \frac{2 r^1 \times 1000}{L} \quad (r^1 \text{ étant le plus petit}$$

rayon de courbure et L la longueur du galet, indice d'émoussé de premier ordre). L'histogramme (fig. 4) révèle un maximum vers 300-350 ; la médiane est de 310. L'émoussé de l'ensemble est donc relativement élevé. Les galets très usés représentent plus de 15 % ($e > 500$) : ce sont essentiellement les plus petits, les plus gros ayant tendance à être moins émoussés. Pour les galets de silex fauves, la médiane de l'indice décroît de 400 (20-25 mm) à 250 (50-80 mm). Les autres galets et cailloux, de forme allongée, notamment les galets noirs, ont un indice plus faible (médiane : 230).

L'étude morphométrique semble laisser un doute sur le façonnement absolument marin des galets. Les valeurs de l'aplatissement et de la dissymétrie se situent à la limite des façonnements marin et fluvial. Si l'on considère les rapports de l'émoussé et de l'aplatissement avec la taille des éléments, les caractères typiquement marins n'apparaissent pas. Si l'émoussé est relativement élevé pour l'ensemble du lot, il décroît avec la taille des galets, alors

que l'aplatissement garde la même valeur. Il n'existe pas de relation nette entre l'aplatissement et l'émoussé, sinon une tendance pour les galets les moins émoussés à avoir les aplatissements les plus élevés.

Ces caractères morphométriques, joints aux observations précédentes sur les types de galets et l'hétérométrie du dépôt, peuvent s'interpréter comme le résultat d'un mélange entre un matériel marin et un matériel continental. Ils permettent d'envisager comme probable une origine continentale et non marine pour ce cailloutis.

Il paraît utile de confronter ces observations avec les conceptions admises sur le Diestien des Monts.

IV. — LE PROBLEME DU DIESTIEN

La stratigraphie des assises supérieures des Monts de Flandre, et du Mont des Cats en particulier, pose deux problèmes : âge des dernières formations éocènes conservées ; nature du « Diestien ». Le premier semble en bonne partie résolu, mais il se trouve lié au second dans la mesure où certains auteurs ont mis en doute la réalité du « Diestien » en tant que témoin d'une transgression marine néogène.

La carte géologique (St-Omer, 3^e édition) indique, pour le Mont des Cats, sous le Diestien attribué au Pliocène (p.), uniquement les sables du Lutétien inférieur (Bruxellien, Panisélien) (e'). M. Leriche (22) notait en effet que « la série des formations observées dans les collines flamandes est beaucoup moins complète au Mont des Cats que dans les collines de Cassel » (22, p. 89) où subsistent sur les sables bruxelliens des sables lédiens et des argiles bartoniennes. Les sables bruxelliens du Mont des Cats, glauconifères, se présentent d'ailleurs sous un faciès légèrement différent des sables bruxelliens blancs du Mont Cassel (25, p. 206). Une partie d'entre eux, de teinte gris-chamois, avait en outre été considérée jadis comme témoin du Wemmelen (27, p. 196 ; 13, p. 117-119 ; 16, p. 160).

Récemment, des études comparées des formations éocènes du Bassin parisien et du Bassin franco-belge

ont permis de nouvelles observations et corrélations. Le Bruxellien correspondrait au Lutétien inférieur et serait bien représenté au Mont des Cats et surtout au Mont des Récollets (2, p. 273). Le Lédien, équivalent du Lutétien supérieur, est bien absent du Mont des Cats qui, à cette époque, devait déjà appartenir au domaine continental (28, p. 226). Cependant, pour M. Leriche, la formation lédienne devait avoir existé au Mont des Cats et aurait été détruite par une phase ultérieure d'érosion continentale, ce qui prouverait la présence de débris de grès lédiens dans le Quaternaire des versants.

Que la formation lédienne se soit ou non déposée, l'accord est en tout cas réalisé sur l'apparition dans ce mont d'un régime continental précoce à l'éocène supérieur.

Si la stratigraphie de l'éocène semble précisée, le problème de l'assise « diestienne » ne paraît pas résolu. Depuis J. Ortlieb et E. Chellonneix (23), les sables ferrugineux avec grès ferrugineux et poudingues qui couronnent les Monts de Flandre sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, ont été traditionnellement rapportés au système diestien, témoin de la transgression marine pliocène. Après avoir fait l'historique de la question, M. Leriche (22) confirmait l'origine marine pliocène inférieure du Diestien des Monts, tout en précisant qu'en dehors des sables glauconifères du Mont Rouge et du Mont de Boeschève, la masse principale des sables ferrugineux, chargés de galets, provient du remaniement des formations sous-jacentes, en particulier des sables diestiens, d'où sont issus les galets, incontestablement marins ; ce remaniement datant vraisemblablement de la fin du Pliocène.

Auparavant, certains géologues avaient mis en doute la nature et l'âge de la formation. J. Ortlieb (26) y vit les alluvions d'un fleuve venant d'Angleterre et aboutissant dans la mer pliocène d'Anvers. D'autres auteurs (Rutot, 1879 ; 33 ; Delvaux, 1882) contestèrent la réalité du Néogène diestien et proposèrent de distinguer dans la formation deux parties : une partie inférieure rattachée à l'éocène (Wemmélien) dont elle ne serait que l'altération ; une partie supérieure datant du quaternaire ancien.

Des travaux plus récents, menés en Belgique, il ressort que la formation diestienne doit plutôt être datée du Mioène supérieur, période caractérisée par une transgression marine générale dans le Nord-Ouest de l'Europe. Le Diestien typique des Monts comprendrait deux parties : des assises de sables

et de galets, à la base, d'origine marine ; les sables et galets supérieurs, d'origine continentale (29, 30). L'ensemble aurait été profondément altéré au cours du Pliocène (ferruginisation des sables, formation des grès et poudingues ferrugineux). Cette description est en particulier faite à partir des bons affleurements des collines de Renaix (12).

Mais il est toujours vrai, comme le notait M. Leriche, que « les sables et grès ferrugineux du sommet des collines flamandes n'ont encore fourni aucun fossile » (22, p. 57). La reconnaissance de la formation diestienne au Sud de la région d'Anvers où elle est fossilifère, repose donc sur les caractères de faciès. Pour cette raison, la carte géologique (St-Omer, 3^e édition) émet l'hypothèse d'un âge identique à celui des limons rouges à silex. Récemment A. Bonte (3) a rappelé les objections des géologues, dans le passé, à ce qu'il considère comme un dogme, et montré que les grès ferrugineux existent dans les divers étages sableux de l'Eocène.

Arguments et critiques s'appuient donc sur des caractères de faciès. Le Diestien a été défini en effet par ses aspects extérieurs : couleur, granulométrie et composition des sables, présence de lits de galets ou de poudingues plus ou moins altérés, abondance des grès ferrugineux, contrastant avec ceux des assises éocènes sous-jacentes. Ces caractères ont des valeurs très inégales, surtout pris isolément. Ils peuvent en effet servir de critères à deux aspects de la notion de Diestien qui ont parfois été confondus : d'une part, une forme d'altération qui peut affecter un matériel d'âge et d'origine variés ; d'autre part, une formation stratigraphique définie.

La couleur seule ne peut être retenue comme critère stratigraphique, car la teinte rousse n'est pas exclusive. Le débat sur les sables « chamois » en est la preuve (1).

Il en est de même de la présence des grès ferrugineux qui existent aussi bien dans les autres formations, tertiaires ou crétacées (3), et en particulier dans les sables bruxelliens ou paniséliens des Monts.

La présence de galets de silex abondants est certainement le fait stratigraphique le plus important, dans la mesure où les formations éocènes en contiennent rarement (22, p. 59). Les débats anciens ont en particulier été alimentés par des observations contradictoires sur le mode de contact des sables diestiens avec les assises sous-jacentes, tantôt marqué par des lits de galets, tantôt, en l'absence de

cailloutis, caractérisé par un passage insensible entre des sables mal distingués par leur coloration et envahis les uns et les autres par des phénomènes de grésification (27).

La coupe étudiée dans le Mont des Cats montre un tel contact marqué par un cailloutis. De part et d'autre, les deux formations sableuses sont nettement différentes : cela est attesté par les changements de granulométrie et de morphoscopie. Le sable inférieur, homogène sur toute l'épaisseur étudiée, présente les caractères du Lutétien inférieur, sable marin en place (cf. 2 et 28). La formation supérieure (galets et sable), « diestienne » au sens traditionnel du terme, témoigne d'une phase de sédimentation différente avec apport d'un matériel nouveau.

Le résultat des analyses précédentes montre qu'il ne s'agit pas d'un dépôt vraiment marin, mais plutôt d'un dépôt continental ayant repris en partie des éléments marins. Les limites étroites de l'observation directe du gisement ont empêché de se rendre compte exactement de son extension latérale. Il semble cependant, d'après quelques points de repère le long du talus du chemin, que le cailloutis soit sensiblement horizontal ; il disparaît très vite sur le versant du Mont vers 135 m, les galets étant au delà disséminés avec des blocs de grès ferrugineux dans un dépôt de pente. Le contact franc et horizontal du cailloutis sur le sable sous-jacent, la bonne assise des galets gisants, le litage brusque du sable supérieur prouvent aussi que le gisement n'est pas remanié sur le versant. Le remaniement sur la pente apparaît vers le haut de la coupe. Si l'on envisage l'état friable des galets, en particulier des plus gros, et si l'on considère acquis que l'intense altération de la silice des galets est imputable aux conditions climatiques de la fin du Tertiaire (30, p. 22), cela exclut tout déplacement après l'altération et ce dépôt peut être considéré comme néogène. En effet, les galets que l'on trouve conservés dans le quaternaire sur le versant et à la base du Mont sont solides et gélifracés. Cette altération des galets s'accompagnerait de celle d'une partie des grains de quartz de la fraction sableuse grossière.

Subsiste le problème d'une éventuelle phase marine — la transgression miocène supérieure — qui aurait précédé la phase continentale et dont le gisement serait le remaniement. Pour l'admettre, il faudrait être sûr que les éléments marins ne peuvent pas être tous issus des assises éocènes érodées. On peut facilement envisager que les sables marins glauconifères éocènes ont été repris, remaniés et altérés lors de la phase continentale postérieure à l'Eocène. L'origine des éléments grossiers est plus problématique. Ils sont certes rares dans l'éocène (22). Mais il existe à différents niveaux des lits graveleux et caillouteux. Une partie des galets, les plus petits notamment qui sont mieux émoussés et conservent encore les traces d'une patine bleuâtre, pourrait être d'anciens galets du Tertiaire inférieur, comme il en abonde en bordure de l'Artois. Les gros galets, par contre, auraient été façonnés lors de la dernière phase, à partir des silex de la craie, selon l'opinion communément admise, par suite du soulèvement de l'Artois, attesté dès le Lutétien inférieur (2 et 28). Ces silex prélevés, dans le manteau d'altération de la craie, fournissaient sans doute un matériel sinon altéré, du moins plus sensible à l'altération et relativement facile à émousser, comme semble le montrer le comportement du matériel siliceux en milieu tropical (cf. 5). La présence de petits galets de grès ferrugineux témoigne de l'existence de banes gréseux antérieurs à ceux qui envahissent la formation sus-jacente. Ces galets ont pu s'élaborer à partir de grès « diestiens », mais aussi bien à partir de grès constitués aux dépens de sables plus anciens.

Le gisement étudié est donc le témoin d'une phase d'érosion et de sédimentation qu'il faut situer à la fin du Tertiaire. Il montre que le Diestien existe en tant qu'unité stratigraphique différente de l'Eocène, même si une partie de ses éléments provient des dépôts du début du Tertiaire. Il ne permet pas d'affirmer que la transgression marine du Miocène supérieur a atteint cette région du Mont des Cats. Le cailloutis étudié pourrait plutôt correspondre à l'un des niveaux continentaux de galets altérés surmontant la base marine du Diestien, observés dans les collines de Renaix (12, 14).

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BARROIS Ch. (1876). — L'Éocène supérieur des Flandres. *Ann. Soc. Géol. Nord*, III, p. 84-87.
- 2) BLONDEAU A. (1965). — Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique. Thèse Paris, 467 p.
- 3) BONTE A. (1965). — Le Diestien du Nord de la France. Prétirage du Colloque du Néogène Nordique, Rennes, 4 p.
- 4) BOUSSEMAER (1839). — Sur le Panisélien du Mont des Chats. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XVI, p. 118-122.
- 5) BOYÉ M. (1960). — Morphométrie des galets de quartz en Guyane française. *Rev. Géomorph. Dynamique*, p. 13-27.
- 6) BRIQUET A. (1906). — Sur l'origine des collines de Flandre. Quelques considérations de tectonique et d'hydrographie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XXXV, p. 273-288.
- 7) BRIQUET A. (1907). — Note complémentaire sur l'origine des collines de Flandre. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XXXVI, p. 145-149.
- 8) BRIQUET A. (1919). — Observations nouvelles sur la géologie des collines de Flandre. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XLIV, p. 109-115.
- 9) CAILLEUX A. (1945). — Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. France*, 5^e série, XV, p. 375-404.
- 10) CAILLEUX A. (1947). — Granulométrie des formations à galets. *Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, Bruxelles, p. 91-114.
- 11) CAILLEUX A. et TRICART J. (1963). — Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris, 3 vol.
- 12) DE HEINZELIN J. (1962). — Compte rendu des excursions. Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique. Gand, 1961. *Mém. de la Société Belge de Géologie*, p. 183-246.
- 13) DE CROCK (1891). — Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique du Nord au Mont des Cats et au Mont Noir. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XIX, p. 114-122.
- 14) DELVAUX E. (1885). — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique à Audenarde, Renaix, Flobecq et Tournai. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, XII, p. XXXI-CLXII.
- 15) DELVAUX E. (1886). — Le forage du Katsberg. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, XIII, p. 65-70.
- 16) DOLLÉ L. (1903). — Compte rendu de la séance extraordinaire et de l'excursion au Mont des Cats (14 juin 1903). *Ann. Soc. Géol. Nord*, XXXII, p. 154-161.
- 17) GOSSELET J. (1880). — Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. Lille, 421 p.
- 18) GOSSELET J. (1893). — Cours de géographie physique du Nord de la France et de la Belgique. III, La Flandre. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XXI, p. 176-186.
- 19) GULINCK M. et HACQUAERT A. (1954). — L'Éocène. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, p. 451-493.
- 20) LADRIÈRE J. (1891). — Note pour l'étude du terrain quaternaire en Hesbaye, au Mont de la Trinité et dans les collines de Flandre. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XIX, p. 339-344.
- 21) LERICHE M. (1908-1909). — Révision de la Feuille de Saint-Omer. II, Collines des environs de Bailleul. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, vol. 19, p. 1-6.
- 22) LERICHE M. (1921). — Monographie géologique des collines de la Flandre française et de la Province belge de la Flandre occidentale (collines de Cassel et des environs de Bailleul). Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, 112 p.
- 23) ORTLIEB J. et CHELLONNEIX E. (1870). — Etude géologique des collines tertiaires du département du Nord comparées à celles de la Belgique. Mémoire de la Société Impériale des Sciences, de l'Agriculture et des Arts de Lille, 3^e série, vol. VIII.
- 24) ORTLIEB J. et CHELLONNEIX E. (1874). — Grès à Nummulites laevigata dans le diluvium du Mont des Chats. *Ann. Soc. Géol. Nord*, I, p. 36.
- 25) ORTLIEB J. (1875). — Note sur le Mont des Chats. *Ann. Soc. Géol. Nord*, II, p. 201-213.
- 26) ORTLIEB J. (1876). — Les alluvions du Rhin et les sédiments du système diestien dans le Nord de la France et en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, III, p. 99-105.
- 27) ORTLIEB J. (1882). — Compte rendu de l'excursion de la Société au Mont des Chats et aux collines environnantes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, IX, p. 181-210.
- 28) POMEROL Ch. (1961). — Les sables de l'Éocène supérieur des Bassins de Paris et de Bruxelles. Thèse Paris, 444 p.
- 29) TAVERNIER R. (1954). — Le Néogène. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège, p. 533-554.
- 30) TAVERNIER R. et DE HEINZELIN J. (1962). — Introduction au Néogène de la Belgique. Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique, Gand. *Mém. de la Société belge de Géologie*, p. 7-28.
- 31) TRICART J. et SCHAEFFER R. (1950). — L'indice d'éroussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. Géomorph. Dynamique*, p. 151-179.
- 32) TRICART J. (1965). — Principes et méthodes de la géomorphologie. Paris.
- 33) VAN DEN BROECK E. (1880). — Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques, étudiés dans leurs rapports avec la géologie stratigraphique. *Mém. Ac. Roy. Sc., Lettres, Beaux Arts de Belgique*, XLIV, 180 p.

Réflexions sur la définition et la genèse des tonstein. (Application possible au calcul des temps de dépôt relatifs du charbon et des stériles)

par J. CHALARD

Sommaire. — Caractères généraux des tonstein, leur gisement, leur extension géographique, leur indépendance vis-à-vis de la paléogéographie du Bassin. Proposition d'une définition précise des tonstein ; avantages et inconvénients de cette définition. Rappel des différentes hypothèses sur l'origine des tonstein. L'origine volcanique, par précipitation éolienne de cendres volcaniques de provenance lointaine, peut être considérée comme établie pour un certain nombre de tonstein du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. La localisation préférentielle des tonstein dans les veines de charbon est due au fait que le dépôt du charbon, beaucoup plus lent que celui des stériles, a occupé la majeure partie de l'histoire du Bassin. Dans ces conditions, en un point donné, une chute de cendres volcaniques a statistiquement plus de chances de se produire pendant le dépôt du charbon. Application possible au calcul du temps de dépôt relatif du charbon et des stériles.

I. — HISTORIQUE

Le terme « tonstein » est d'origine germanique. Il a été employé pour la première fois par Bischof en 1863-1866. C'est un terme descriptif empirique servant à désigner certains bancs sédimentaires très minces, interstratifiés dans le terrain houiller, mais qui se distinguent nettement des termes habituels du terrain houiller : charbon schistes et grès, 1) par un aspect particulier nettement différent de celui des schistes et des grès ; 2) par une extension géographique extraordinaire qui tranche complètement sur l'extension habituelle des autres termes lithologiques lenticulaires (grès et schistes) ou plus ou moins anastomosés (charbon).

Les premiers tonstein ont été décrits d'abord dans la Sarre et ils sont demeurés très longtemps l'apanage de ce Bassin, et connus seulement, à de rares exceptions près, des géologues de langue allemande.

C'est M. P. Pruvost qui a introduit cette notion dans le monde des géologues français par la descrip-

tion qu'il fit en 1935 (P. Pruvost 1935) des tonstein du Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine (1).

Cependant, les Allemands avaient commencé à découvrir des tonstein dans la Ruhr (Kukuk 1920), découvertes de plus en plus nombreuses au fil des années entre 1920 et 1950, mais dont l'audience ne dépassait guère celle des pays de langue allemande.

En 1950, la découverte fortuite de plusieurs niveaux de tonstein à Valenciennes dans le Bassin du Nord de la France (J. Chalard 1951) devait être le point de départ de recherches extensives dans tout le Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais (A. Bouroz, J. Chalard, P. Dollé 1954), en Belgique (J. Scheere 1955 et 1956), en Hollande (W.F.M. Kimpe 1962), en Angleterre (R.A. Eden et *alt.* 1963), en Espagne (J.G. Prado 1963) et jusqu'en Colombie (L. Lambrecht et J. Scheere 1965).

(1) M. P. Pruvost y signalait déjà en passant (p. 26) l'existence possible d'un tonstein dans le bassin houiller belge au toit de la veine Renard du Borinage et la présence d'un tonstein bien caractérisé dans les carottes d'un sondage du Limbourg néerlandais.

Pendant ce temps, les géologues allemands complétaient leurs découvertes dans le bassin de la Ruhr et dans celui d'Aix-la-Chapelle et des tonstein étaient découverts dans toute l'Europe centrale (par exemple J. Kralik 1960) et dans le Carbonifère des U.S.A. (Illinois et Kentucky) et de l'U.R.S.S.

Enfin, des tonstein étaient signalés dans le monde entier dans des bassins houillers d'âges très divers : Permien (Inde), Trias (Mexique), Crétacé et Eocène (U.S.A.) (K. Hoehne 1964), Oligocène (Japon) (A. Bouroz 1962 a).

II. — CARACTERES GENERAUX DES TONSTEIN

Il est extrêmement difficile de donner une définition précise des tonstein pour des raisons qui tiennent précisément à l'historique de la notion de tonstein : 1) il s'agit d'un mot dont le sens originel est extrêmement général (tonstein = pierre argileuse) auquel on a donné, en géologie houillère, un sens plus restreint ; 2) le mot tonstein, dans son sens restreint, s'applique à des formations qui ont été distinguées à l'origine de façon purement empirique.

D'où la tentative de certains auteurs allemands de substituer au terme « tonstein » un terme plus précis, mieux défini tel que « Kohlentonstein » (K. Hoehne 1954) ou Kaolin-Kohlentonstein (K. Burger, F.J. Eckhardt et G. Stadler 1962).

Mais ces termes ont l'inconvénient de postuler, par la présence du préfixe « Kohlen », qu'il s'agirait de niveaux toujours intercalés dans le charbon et liés à lui, ce qui est inexact, et c'est la raison pour laquelle nous ne sommes pas partisans de leur adoption.

Dans notre recherche d'une définition, nous allons d'abord passer en revue les caractères des roches que l'on appelle empiriquement « tonstein » ; tous ces caractères ayant déjà été maintes fois décrits par les auteurs, nous nous contenterons de les énumérer ou de les rappeler brièvement en ne nous étendant que sur les points qui nous paraîtront nécessiter des éclaircissements. Nous verrons ensuite quels sont les caractères que l'on peut retenir dans une définition.

a) Caractères macroscopiques des tonstein.

— Banes isolés, minces, réguliers, de quelques centimètres d'épaisseur, exceptionnellement quelques dizaines de centimètres, à limites supérieure et inférieure bien tranchées.

— Constitués de roche argileuse tendre, consolidée, ne faisant pas pâte avec l'eau.

— Couleur souvent claire, plus claire que celle des roches encaissantes. Ceci n'exclut pas qu'il puisse y avoir, notamment quand ils sont très minces et en intercalation dans du charbon, des tonstein extrêmement foncés et même noirs.

— Rayure claire, plus claire que ne le laisserait supposer la teinte de la roche.

— Absence de schistosité.

— Cassure, souvent conchoïdale et esquilleuse : des fissures, limitées rapidement dans la masse de la roche et aboutissant sous un angle faible à la surface de la cassure conchoïdale, déterminent à la surface de celle-ci de très fines esquilles de roche translucide, de couleur claire, souvent ambrée.

Ce type de cassure n'est pas spécifique du tonstein, elle est courante dans les roches massives à grain fin comme des rhyolithes, ou des calcaires lithographiques, ou encore dans certains produits industriels : c'est la cassure des résines, du savon, du chocolat.

— Diaclases : les banes de tonstein sont souvent cassés par des systèmes de diaclases, beaucoup plus serrés que ceux qui affectent les schistes houillers ou le charbon environnant, et qui y déterminent une fracturation naturelle en éléments de prismes à base rhomboèdre plus ou moins proche du cube.

— Dureté : les tonstein sont tendres, d'une dureté comparable à celle des schistes les plus fins. Par là ils se distinguent aisément des grès et des banes de sidérose. Un moyen, en particulier, de distinguer les tonstein des banes de sidérose (qui sont comme eux souvent fracturés par des diaclases en éléments prismatiques ou en cubes) consiste à les rayer avec une pointe en laiton. Le laiton est plus dur que le tonstein qu'il raye très facilement (rayure grisâtre du tonstein). Au contraire, le laiton est plus tendre que la sidérose sur laquelle il laisse une rayure métallique dorée.

b) Caractères microscopiques des tonstein.

En lame mince, au microscope, les tonstein montrent les éléments suivants :

1) une pâte de couleur brunâtre, beige ou rougeâtre, isotrope ou anisotrope, de composition inconnue mais paraissant formée en majeure partie (en raison des résultats de l'analyse aux rayons X) de kaolinite cryptocristalline ;

2) de la kaolinite cristallisée *in situ* dont les feuillettes sont empilés sous forme de vermicules, de bâtonnets ou d'amas ;

3) des cristaux à habitus de biotite parfois très abondants mais toujours très kaolinisés, ou de feldspaths, également profondément kaolinisés ;

4) des quartz aciculaires, très nombreux, avec assez souvent un côté concave et un côté convexe (coupe de ménisque), souvent brisés, parfois des quartz à faces automorphes et à fissure de retrait ;

5) des minéraux lourds, notamment apatite et zircon.

c) Etude aux rayons X.

L'étude aux rayons X permet de mettre en évidence dans le tonstein :

1) la kaolinite, qui en constitue parfois la presque totalité, et toujours une partie notable ;

2) parfois de l'illite (et même rarement de la montmorillonite (D. Hallbauer, H. Kirsch, S. Pollmann 1962), de la glauconite, de la muscovite ;

3) du quartz ;

4) des feldspaths.

d) Gisement.

Les banes de tonstein sont interstratifiés dans le terrain houiller, souvent mais pas toujours dans les couches de charbon ou à proximité immédiate. Ils ont une extension géographique extrêmement grande, s'étendant sur des milliers de km², ce qui est considérable pour des banes n'ayant que quelques centimètres d'épaisseur et intercalés dans des formations détritiques à stratification oblique ou lenticulaire ; alors que ces dernières, au contraire, montrent des termes lithologiques, schistes, grès et

même charbon, pourtant beaucoup plus épais que les tonstein, et qui ont une extension géographique beaucoup plus faible, d'un tout autre ordre de grandeur.

L'extension géographique des tonstein est également beaucoup plus grande que celle des roches de précipitation chimique comme les niveaux de sidérite. Elle est au moins aussi grande que celle des horizons marins, et même probablement plus grande.

Ces différences essentielles entre l'extension géographique des tonstein et celle des autres roches du houiller sont une donnée d'expérience qui a frappé tous les géologues praticiens des bassins houillers.

e) Indépendance des tonstein par rapport à la paléogéographie du Bassin.

Le dépôt d'un tonstein ne correspond pas à un changement paléogéographique du Bassin, en particulier il n'est pas l'indice d'une chute de subsidence.

Les tonstein constituant, comme les horizons marins, des niveaux-repères très étendus, on avait cru en effet pouvoir pousser l'analogie plus loin et admettre que les tonstein étaient, comme les horizons marins, l'indice d'une « chute élémentaire de subsidence » brusque et généralisée du bassin ; les tonstein auraient représenté l'équivalent, dans les bassins himniques, des horizons marins des bassins paraliques (2). Mais ceci n'est plus valable depuis la découverte de tonstein dans les bassins paraliques : on ne voit pas en effet pourquoi certaines chutes de subsidence auraient donné un horizon marin, d'autres un tonstein.

En outre, il y a une différence essentielle entre le cas de l'horizon marin et celui du tonstein. Dans le cas de l'horizon marin, on voit une formation marine reposer brusquement sur une formation continentale : charbon ou sol de végétation ; il y a transgression ; il y a eu indiscutablement une chute de subsidence (et c'est même le seul cas où elle soit évidente) ; il y a eu changement, non seulement

(2) La découverte locale au Limbourg néerlandais, dans le sondage S.M. XL (P. Pruvost 1935, p. 26) d'un tonstein à la base même de la transgression marine de Rimbart, paraissait appuyer cette interprétation. En réalité, la présence de sédiments marins en ce point juste au-dessus du tonstein résulte d'une coïncidence purement fortuite.

brusque mais profond dans les conditions paléogéographiques : l'irruption de la mer.

Au contraire, dans le cas du tonstein, si on considère le cas le plus fréquent du tonstein intercalé dans une couche de charbon, on observe immédiatement avant le tonstein, du charbon, immédiatement après, du charbon. Il n'y a pas trace d'une chute de subsidence. Les conditions paléogéographiques n'ont pas changé. Le dépôt du tonstein ne correspond pas à un changement paléogéographique du bassin. Le dépôt de charbon s'est continué exactement de la même façon après qu'avant le dépôt du tonstein. Il paraît totalement indépendant de celui du tonstein, et réciproquement.

Une autre observation intéressante est celle de la position du tonstein Viterbe par rapport à l'horizon de Rimbart. Dans le Nord de la France, ainsi que dans la Ruhr, le tonstein se trouve à une trentaine de mètres en dessous de la base du niveau marin de Rimbart (A. Bouroz 1960, p. 66). Dans le Limbourg néerlandais, au sondage S.M. XL (P. Pruvost 1935, p. 26, W.F.M. Kimpe 1962), il se trouve à la base même de la transgression marine. Il n'y a donc pas de parallélisme entre le niveau marin et le tonstein et ceci illustre bien le fait que les horizons marins du houiller, transgressifs, n'ont pas partout rigoureusement le même âge : la transgression a atteint plus tôt le Limbourg que la Ruhr et le Nord de la France, elle ne constitue pas un repère chronologique parfait, tandis que le tonstein peut être considéré comme isochrone.

Cette indépendance du dépôt du tonstein par rapport à celui des autres dépôts houillers est particulièrement nette dans certains cas. Par exemple dans le cas où l'on voit un tonstein intercalé dans une couche de charbon se rapprocher insensiblement d'une des épontes, quand on le suit latéralement jusqu'à se trouver d'abord au contact même du stérile et du charbon, puis, plus loin encore, se trouver dans l'éponte elle-même, interstratifié dans le schiste à une distance de la couche qui peut atteindre et dépasser 10 mètres, les caractères pétrographiques restent rigoureusement les mêmes que lorsqu'il se trouve dans le charbon (A. Bouroz 1960, p. 69).

Ceci souligne la sédimentation oblique qui est la règle dans le terrain houiller, et l'indépendance absolue du tonstein vis-à-vis des conditions de dépôt.

Mais il y a mieux encore : H. Pirlet (1966) a décrit récemment en Belgique un tonstein intercalé

dans le calcaire viséen, dans un faciès calcaire essentiellement marin. Nous sommes loin du tonstein obligatoirement lié à la couche de charbon !

III. — DEFINITION DU TONSTEIN

En définitive, et compte tenu de tous les caractères que nous venons de passer en revue de ces niveaux appelés empiriquement « tonstein », nous proposerons pour eux la définition suivante :

On appelle « tonstein » des bancs souvent isolés, relativement minces, réguliers, de roche argileuse tendre consolidée, ne faisant pas pâte avec l'eau, interstratifiés habituellement dans le terrain houiller, souvent mais pas toujours dans les couches de charbon, présentant des caractères physico-chimiques, lithologiques et surtout pétrographiques qui les distinguent des schistes houillers, en particulier la présence constante, en quantité notable, de kaolinite cristallisée in situ observable au microscope. La constance de leurs caractères dans un même banc, la diversité de ces caractères d'un banc à l'autre, et leur grande extension géographique habituelle permettent de caractériser ces niveaux, de les reconnaître et de les utiliser comme bancs-repères pour des corrélations à grande distance à travers toute l'étendue d'un bassin ou même entre bassins différents.

Cette définition appelle les remarques suivantes :

1) On pourra s'étonner de trouver dans la définition des tonstein des notions relatives au mode de gisement telles que « bancs minces et réguliers » ou « grande extension géographique ». Mais il s'agit bien de propriétés constantes des tonstein qui peuvent, en même temps que les autres, servir à les définir.

2) Dans l'état actuel de nos connaissances, il est nécessaire, pour qu'un tonstein puisse être considéré comme tel, d'y trouver de la kaolinite macrocristalline, observable au microscope, à l'exclusion de kaolinite qui serait seulement discernable aux rayons X. Cette exigence a l'inconvénient d'exclure parfois (heureusement très rarement) des niveaux très minces, composés uniquement de « pâte » mais dont tous les autres caractères montrent que ce sont d'authentiques tonstein. Mais elle est nécessaire pour distinguer les tonstein des sols kaoliniques ou « fire-clays », sols de végétation riches en kaolinite uniquement cryptocristalline ; ces niveaux sont en général

beaucoup plus épais que les tonstein et d'une épaisseur très rapidement variable, leurs limites supérieures et inférieures sont diffuses, leur origine différente (probablement d'ordre pédogénétique), leur extension géographique très locale et ils ne sont pas utilisables comme banes-repères pour des corrélations à longue distance.

On remarque que cette définition exclut des tonstein un certain nombre de formations que M. A. Bouroz y avait plus ou moins implicitement rangées dans sa note de 1962 (sur la pluralité d'origine des tonstein), non seulement les sols kaoliniques, mais encore ce qu'il avait défini comme crypto-tonstein, méta-tonstein et cata-tonstein. En y incluant ces diverses formations, on aboutissait bien entendu à une grande diversité d'origine. Au contraire, les roches qui satisfont à la définition ci-dessus forment un groupe relativement homogène, et il devient plus facile de se poser la question de leur origine.

IV. — ORIGINE DES TONSTEIN

C'est une question qui a été extrêmement controversée et qui a donné lieu à une multitude de publications. On pourra en trouver un résumé, accompagné d'une bibliographie très abondante, dans l'article de D. Stöffler (1963). M. A. Bouroz en a donné également un bon résumé (A. Bouroz 1962 a, p. 82).

Il y a trois théories en présence : la première (A. Schüller 1951, K. Hoehne 1948, 1954) admet une synthèse chimique ou biochimique (L.M. Moore 1963) de la kaolinite à partir de colloïdes alumineux ou siliceux en milieu acide.

La seconde (J. Scheere 1955, G. Kulbicki et P. Vetter 1955) suppose la transformation, toujours en milieu acide, des minéraux argileux détritiques en kaolinite. Ces deux théories ont été discutées par M. A. Bouroz dans l'article cité plus haut.

Enfin, la troisième théorie admet que les tonstein dérivent, toujours par kaolinisation en milieu acide, de cendres volcaniques d'origine lointaine déposées par voie éolienne dans le bassin.

Cette théorie, déjà avancée par A. Leppla (1904), avait été en honneur en Allemagne de 1930 à 1950 (E. Stach 1950). Elle avait été attaquée violemment et passionnément par K. Hoehne (1948 et publications suivantes), par A. Schüller (1951) ainsi que par J. Scheere (1955, 1956).

Mais depuis quelques années, cette théorie s'est trouvée confirmée par des observations décisives : (J. Kralik 1960), (H. Kirsch et D. Hallbauer 1960), (E.H. Francis 1961), (A. Bouroz 1962 a, 1966), (D. Stöffler 1963), (L. Bougnères et R. Brousse 1966), en particulier l'existence, dans les tonstein, de minéraux et de formes caractéristiques des formations volcaniques, dont l'existence avait été longuement méconnue.

Ces chercheurs ont trouvé à la longue, çà et là dans les tonstein, dans des régions privilégiées ou localement à la faveur d'une kaolinisation moins complète, quantité d'éléments bien conservés (J. Kralik 1960) (A. Bouroz 1966) : quartz bipyramidés, quartz corrodés, apatite, biotite très fraîche, feldspaths ; et ces derniers, lorsqu'ils ont pu être déterminés, dans le tonstein Hagen I de la Ruhr qui n'est autre que le tonstein Hermance du bassin du Nord de la France, se sont révélés être de la sanidine (H. Kirsch et D. Hallbauer 1960).

Une contribution très intéressante également est le travail important et très détaillé de Stöffler (D. Stöffler 1963) qui étudie d'une façon statistique la forme des quartz ainsi que la nature et la forme des minéraux lourds trouvés dans le tonstein de la veine Wahlschied et les compare à celles des quartz et des minéraux lourds des schistes et du charbon voisins.

Il trouve que la forme et la dimension des éclats de quartz du tonstein sont très différentes de celles des quartz provenant des schistes et du charbon et qu'elles sont incompatibles avec une origine détritique des quartz du tonstein. Il prouve également que ces éclats de quartz du tonstein ne sont pas des quartz de néoformation, mais qu'ils proviennent du bris de cristaux plus gros.

En ce qui concerne les minéraux lourds, la répartition et la grosseur sont également très différentes dans l'un et l'autre cas ; mais surtout les zircons du schiste et du charbon sont petits et usés, nettement détritiques, tandis que ceux du tonstein, plus grands, sont parfaitement cristallisés, d'une fraîcheur parfaite, sans la moindre trace d'usure (D. Stöffler 1963, p. 300, fig. 6). Les zircons du tonstein ne peuvent pas non plus être de néoformation puisqu'un grand nombre d'entre eux sont brisés. Il conclut que les zircons et les autres minéraux lourds du tonstein ont, comme les quartz, une origine très différente de celle des zircons et des autres minéraux lourds du schiste et du charbon et que cette origine n'est certainement ni détritique,

ni de néoformation. Il ne reste pour lui d'autre possibilité que de les interpréter comme des éléments de cendres rhyolithiques apportés par une sédimentation éolienne.

Entre temps, H. Francis (1961) avait trouvé, dans le Carbonifère de l'Ecosse, des passages latéraux de tufs plus ou moins altérés en kaolinite à de véritables tonstein dont l'altération était suffisamment avancée pour que la texture volcanique n'y soit plus discernables.

Enfin, M. A. Bouroz démontrait en 1962 l'origine volcanique de quelques-uns des tonstein du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais (il s'agit de vrais tonstein, à l'exclusion, comme nous l'avons dit plus haut, des sols kaoliniques, et des crypto, méta et cata-tonstein) et en 1966 il considérait comme certaine l'origine volcanique de 10 d'entre eux. Sans nul doute, les études à venir conduiront à en ranger d'autres encore dans le camp des tonstein d'origine volcanique.

Il reste cependant à expliquer pourquoi, bien qu'un tonstein puisse se trouver intercalé dans n'importe quel dépôt, et en particulier dans le bassin houiller à n'importe quel stade (dans le mur, dans le charbon ou dans le toit) du cycle de formation d'une veine de houille, il se trouve tout de même, la plupart du temps, dans une couche de charbon.

Ceci est dû au fait que, comme la plupart des auteurs s'accordent à l'admettre, le dépôt d'une couche de houille a duré un temps beaucoup plus long⁽³⁾ que le dépôt des stériles, pourtant beaucoup plus épais, qui la séparent de la couche suivante. Autrement dit, pendant un temps extrêmement long, il se déposait dans le bassin des débris végétaux qui, en définitive, en raison de la finesse de la sédimentation phytogène et de la compressibilité du dépôt, ne donneraient naissance qu'à une mince couche de charbon. Au contraire, le dépôt ultérieur, au-dessus de cette mince couche végétale, d'un épais banc de schiste et de grès, allait demander un temps très court. Lorsqu'enfin la sédimentation phytogène reprendrait, il faudrait de nouveau un temps extrêmement long pour déposer au même endroit,

(3) A propos de la durée relative des temps de dépôt du charbon et des stériles, voir notamment les travaux de M. A. Bouroz qui a explicité cette notion dès 1940 (A. Bouroz 1940, fig. 6). Sur la sédimentation houillère, voir les publications plus récentes de cet auteur (1960, 1962 b).

au-dessus de ces stériles, une nouvelle couche de charbon.

Si donc un tonstein arrive, sous forme de « pluie de cendres » à un moment absolument quelconque, non lié au cycle de dépôt de la couche de charbon, il a beaucoup plus de chances de trouver le bassin occupé à former du charbon plutôt que de le trouver *en un point donné* occupé à déposer des stériles. Ceci suffit à expliquer pourquoi on trouve presque toujours les tonstein dans les veines de charbon.

J'avais proposé cette explication dès 1951 (J. Chalard 1951, p. 75-76) à une époque où, pourtant, l'origine volcanique des tonstein ne me paraissait pas, faute de preuves, pouvoir être retenue ; trouvant néanmoins cette hypothèse « *très séduisante* », j'expliquais que, dans ce cas, la « *localisation habituelle* » des tonstein dans les veines de charbon pourrait se justifier « *par le simple jeu des probabilités, si l'on admet, avec différents auteurs, que le dépôt d'une mince couche de houille a duré un temps beaucoup plus considérable⁽³⁾ que celui des épais bancs stériles de schistes et de grès qui l'encadrent* ».

On peut remarquer en outre que la couche de charbon en formation, déposée en milieu très calme, sous une faible épaisseur d'eau, en l'absence de toute sédimentation détritique, constitue un « piège » à cendres volcaniques idéal.

V. — CONCLUSIONS

APPLICATION POSSIBLE AU CALCUL DU TEMPS DE DÉPÔT RELATIF DU CHARBON ET DES STÉRILES

Cette notion de la probabilité qu'ont des cendres volcaniques arrivant au hasard dans le temps, de tomber en un point donné dans du charbon en formation ou dans des stériles en cours de dépôt, pourrait permettre de calculer, en inversant les données du problème, le temps relatif de dépôt du charbon et des stériles dans le bassin.

En effet, cette probabilité pourrait être déterminée expérimentalement, *a posteriori*, en dénombrant, parmi le grand nombre de points où des tonstein d'origine volcanique certaine ont été observés dans le Bassin, ceux où ils se sont déposés sur du charbon et ceux où ils se sont déposés sur des stériles.

Ceci revient à calculer les temps relatifs pendant lesquels le Bassin déposait des matières phytogènes et celui pendant lequel il déposait des stériles, en un point donné. Compte tenu des épaisseurs relatives de charbon et de stériles (4 % de charbon pour 96 % de stérile dans le Bassin du Nord et du Pas-de-Calais), il devient possible de déterminer les temps relatifs de dépôt d'une épaisseur unité de charbon et d'une épaisseur unité de matière minérale, soit dans l'état actuel, après tassement, soit

au moment même du dépôt compte tenu des coefficients de tassement admis pour les différents termes lithologiques du Houiller.

Ceci n'est qu'un exemple des intéressantes conclusions que l'on peut tirer de l'origine volcanique des tonstein. Bien d'autres applications sont possibles... Outre leur utilisation classique en stratigraphie, c'est un champ d'études considérable que ces minces niveaux, si longtemps énigmatiques, ouvrent maintenant à la recherche.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

(La bibliographie relative aux tonstein est si abondante qu'il est impossible de la citer *in extenso*)

- BISCHOF G. (1863-1866). — Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl., 3, Bonn.
- BOUGNÈRES L. & BROUSSE R. (1966). — *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 262, série D, p. 1403.
- BOUROZ A. (1940). — Faciès et massifs de végétation dans la formation houillère du Nord de la France, Lille.
- BOUROZ A. (1960). — *C. R. 4^e Congrès intern. Géol. Carbonifère*, Heerlen, p. 65.
- BOUROZ A. (1962 a). — *A.S.G.N.*, t. LXXXII, p. 77.
- BOUROZ A. (1962 b). — *C. R. Acad. Sc.* Paris, t. 254, p. 1116.
- BOUROZ A. (1966). — *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 263, p. 1025.
- BOUROZ A., CHALARD J. & DOLLÉ P. (1953). — *A.S.G.N.*, t. LXXIII, p. 98.
- BURGER K., ECKHARDT F.J. & STADLER G. (1962). — *Forts. chr. Geol. Rheinl. Westf.*, 3, 2, p. 525.
- CHALARD J. (1951 a). — *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 232, p. 1502.
- CHALARD J. (1951 b). — *A.S.G.N.*, t. LXXI, p. 110.
- CHALARD J. (1951 c). — *C. R. 3^e Congrès intern. Strat. Géol. Carbonifère*, Heerlen, p. 73.
- CHALARD J. (1951 d). — *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 233, p. 882.
- DALINVAL A. & DOLLÉ P. (1956). — *A.S.G.N.*, t. LXXVI, p. 68.
- EDEN R.A., ELLIOT R.W., ELLIOTT R.E. & YOUNG B.R. (1963). — *Geological Magazine*, vol. 100, n° 1, p. 47.
- FRANCIS E.H. (1961). — *Bull. Geol. Surv. Brit.*, n° 17, p. 191.
- HOEHNE K. (1948). — *Glückauf* 81-84, 25-26, p. 422.
- HOEHNE K. (1954). — *Chemie der Erde*, vol. 17, 1, p. 6.
- HOEHNE K. (1964). — *Forts. der Geol. Rheinland und Westfalen*, Krefeld, vol. 12, p. 487.
- HALLBAUER D., KIRSCH H. & POLLMANN S. (1962). — *N. Jahrb. Mineralogie, Abh.*, Stuttgart, 98, 3, p. 293.
- KIRSCH H. & HALLBAUER D. (1960). — *N. Jahrb. Mineralogie, Monatsh.* 3, p. 52.
- KRALIK J. (1960). — *Sbornik ved. praci Vysoké školy banské v Ostravě*, n° 7, p. 775.
- KRALIK J. (1961). — *Ibid.*, n° 7, p. 519.
- KRALIK J. (1964). — *Bergbau Archiv.*, déc. 1964, p. 57.
- KIMPE W.F.M. (1966). — *Mededelingen van de Geologische Stichting*, série n° 18.
- KULBICKI G. & VETTER P. (1955). — *Bull. Soc. géol. France*, 6^e série, t. V, fasc. 7-9, p. 645.
- KUKUK P. (1920). — *Glückauf*, 56, pp. 509-514, 529-532, 545-551, 563-572.
- KUKUK P. (1920). — *Ibid.*, 56, pp. 805-810, 829-835.
- LAMBRECHT L. & SCHEERE J. (1965). — *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 260, p. 5310.
- LEPPLA A. (1904). — Der Steinkohlenbergbau des Preussischen Staates in der Umgebung von Saarbrücken, Teil I: Das Saarbrücken Steinkohlengebirge, pp. 5-57.
- MOORE L.R. (1964). — *Proc. Yorkshire geol. Soc.*, vol. 34, part 3, n° 12, p. 235.
- PIRLET H. (1965-1966). — *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 89, Bull. 2, p. B.27.
- PEUVOST P. (1935). — Bassin houiller de la Sarre et de la Lorraine, t. III, Description géologique, Lille, pp. 19-31.
- PRADO J.G. (1963). — *C. R. 5^e Congrès intern. Strat. Géol. Carb.*, Paris, p. 693.
- SCHÜLLER A. (1951). — *Heidelberger Beitr. Mineral. u. Petrog.*, Berlin und Heidelberg, vol. 2, p. 413.
- STACH E. (1950). — *Glückauf* 86, p. 41.
- SCHEERE J. (1955). — *Publ. Ass. Et. Paléont.*, Bruxelles, n° 19.
- SCHEERE J. (1956). — *Ibid.*, n° 26.
- STÖFFLER D. (1963). — *Beitr. z. Mineralogie und Petrographie*, 9, p. 285.
- THIADENS & HAITES (1944). — *Mededelingen van de Geologische Stichting*, Série C, II, 1, n° 1.

Deux nouvelles espèces de Rhynchonelloidea dans le Dévonien supérieur d'Afghanistan central

par Denise BRICE (1)

(Planche VIII)

Sommaire. — Description des caractères externes et internes des deux nouvelles espèces, suivie de remarques au sujet du rattachement de ces espèces à des genres connus.

I. — INTRODUCTION

Le matériel provient d'Afghanistan central. Monsieur l'abbé A.F. de Lapparent l'a récolté au cours des missions géologiques qu'il a effectuées dans ce pays depuis 1961. Il a bien voulu nous le confier aux fins d'étude. Nous l'en remercions vivement.

Nous tenons à exprimer notre reconnaissance au Dr P. Sartenaer, de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Il nous a initiée à la pratique des usures sériées et s'est très largement intéressé à nos recherches. Il a facilité au maximum nos séjours à Bruxelles.

II. — DESCRIPTION DES ESPECES

« *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp.

Pl. VIII, fig. 1-6

Fig.-texte 2-3

1963 *Camarotoechia* cf. *baitalensis* C. REED. A.F. de Lapparent et D. Le Maître, p. 188.

Matériel: L'étude porte sur 48 coquilles dégagées, en excellent état de conservation, une dizaine d'autres sont engagées dans des plaques pétriques de fossiles.

Holotype: AF 3GK 40. Versant Nord du Col de Ghok, piste de Jam au Nord de Charak. Province de Ghor. Figure 1, Pl. VIII, gf. 3 a-e.

(1) Laboratoire de Paléontologie stratigraphique de la Faculté Libre des Sciences.

Paratypes: AF 3GK 31. Même localité, même gisement. Pl. VIII, gf. 2 a-f.

AF 3GK 48. idem. Pl. VIII, fig. 1 a-e.

AF 3GK 65. idem. Pl. VIII, fig. 5 a-e.

AF 3GK 52. idem. Pl. VIII, fig. 4 a-e.

Derivatio nominis. Le nom d'espèce vient de Charak, localité située au Sud du Col de Ghok d'où proviennent la plupart des coquilles.

Locus typicus. Col de Ghok, piste de Jam au Nord de Charak. Province de Ghor. (cf. fig. 1). Partie supérieure du terme 3 (De Lapparent, De Lavigne. 1964).

Autres gisements: Pic de Zard Sang (Chaîne du Koh-i-Baba) entre Penjao et Naïak, vers 3.600 m d'altitude. Figure 1, gisement 2.

— Irak. 15 km à l'Est de Bamian. Figure 1, gisement 3 (2).

Les types et l'ensemble du matériel décrits dans cette note sont conservés dans les collections du Laboratoire de Paléontologie de la Faculté Libre des Sciences de Lille (Collection De Lapparent, Brice). Des répliques en plâtre des spécimens usés accompagnent ce qui reste de ces spécimens.

DIAGNOSE:

Coquille de taille moyenne, généralement ovale, plus large que longue, ayant son maximum de largeur et de hauteur dans la moitié antérieure. Forme antièrement ornée de plis anguleux, sans plis pariétaux, dont le bourrelet et le sinus sont nettement limités et débütent à quelque distance des crochets. Tendance de la coquille à devenir ailée.

(2) Le matériel provenant de cette localité nous a été confié par M. Lang, assistant en Géologie à la Sorbonne, qui prépare un travail sur la région. Nous le remercions.



FIG. 1. — Localisation des gisements. 1 : Col de Ghouk ; 2 : Pic de Zard Sang ; 3 : Irak ; 4 : Hajigak.

DESCRIPTION :

Caractères externes :

Valve pédonculaire. Valve très peu profonde et de contour subovale. Région umbonale faiblement enflée, suivie d'une zone plane ou légèrement déprimée. Crochet petit, presque droit, très peu recourbé, échaneré par un foramen submésothyride (Buckman S.S. 1916). Le foramen est limité vers le bas par 2 plaques deltidiales qui s'avancent parfois en lèvres. Interarea en aile d'insecte à bord externe tranchant. Au 1/3 de la longueur déroulée à partir du crochet, commence le sinus, nettement limité. Il est à fond plat et moyennement profond. A la base de la languette, les bords du sinus sont en pente raide, élevés à cause du redressement des flanes, et distants d'une demi-largeur environ. La languette prolonge le plan incliné du sinus, puis elle se recourbe plus ou moins fortement à quelque distance de la commissure frontale. Celle-ci est droite ou faiblement convexe.

Dès que s'amorce le sinus, les flanes ont tendance à se développer latéralement, puis à se relever à leur extrémité distale, surtout au voisinage du sinus, ce qui donne à la coquille son aspect ailé. Les flanes sont brusquement coupés, leur limite externe dessine une courbe convexe régulière. Les commissures antéro-latérales sont fortement crénelées.

Valve brachiale. Contour subovale comme pour la valve pédonculaire, avec maximum de largeur dans la moitié antérieure mais profondeur nettement plus grande. L'extrémité du crochet, normalement recouverte par les plaques deltidiales, dépasse légèrement le plan des commissures. La région postérieure, convexe, s'infléchit doucement vers la ligne médiane parcourue par un sillon. A mi-longueur commence le bourrelet ; ce dernier continue la courbe régulière de la région postérieure ou s'élève en plan incliné alors que les flanes se recourbent vers la valve pédonculaire et continuent de croître en s'écartant du bourrelet. A quelques millimètres de la commissure frontale, le bourrelet s'infléchit légèrement vers la languette. C'est en deçà de l'inflexion que la valve atteint sa hauteur maximum. Les flanes, plus rapidement rabattus, sont moyennement convexes et nettement détachés du bourrelet, leur limite antérieure se maintient en retrait par rapport à la limite de la partie centrale.

Ornementation :

Les plis débutent nettement aux crochets et s'élargissent régulièrement vers le front. Ils sont simples, obtus, arrondis près des crochets, mais deviennent anguleux, ils le sont fortement au voisinage des commissures. Ils sont séparés par des sillons de même allure.

A la valve pédonculaire, on compte 3 plis dans le sinus, le médian étant souvent un peu plus large. Les plis latéraux s'atténuent progressivement à partir du sinus, leur nombre varie de 6 à 8. Les 2 ou 3 externes sont réduits à de simples ondulations, tandis que les plus proches du sinus sont fortement marqués. Chez certains spécimens, les plis latéraux se courbent légèrement vers l'extérieur, chez presque tous ils se relèvent et s'approfondissent à l'extrémité distale.

A la valve brachiale, le bourrelet porte les 4 plis médians plus larges et plus profonds que les plis latéraux, notamment la paire centrale sur laquelle peut s'appuyer la paire externe ; dans ce dernier cas, les plis externes sont situés en contrebas par rapport aux plis de la paire interne. Les 5 à 7 plis latéraux correspondent aux latéraux de la valve pédonculaire. Ils sont légèrement dissymétriques, faiblement couchés vers le bourrelet et s'atténuent régulièrement vers l'extérieur.

Les 2 valves sont dépourvues de plis pariétaux. Toutefois, deux cas particuliers ont été observés. Dans le premier cas, il s'agit d'une petite coquille

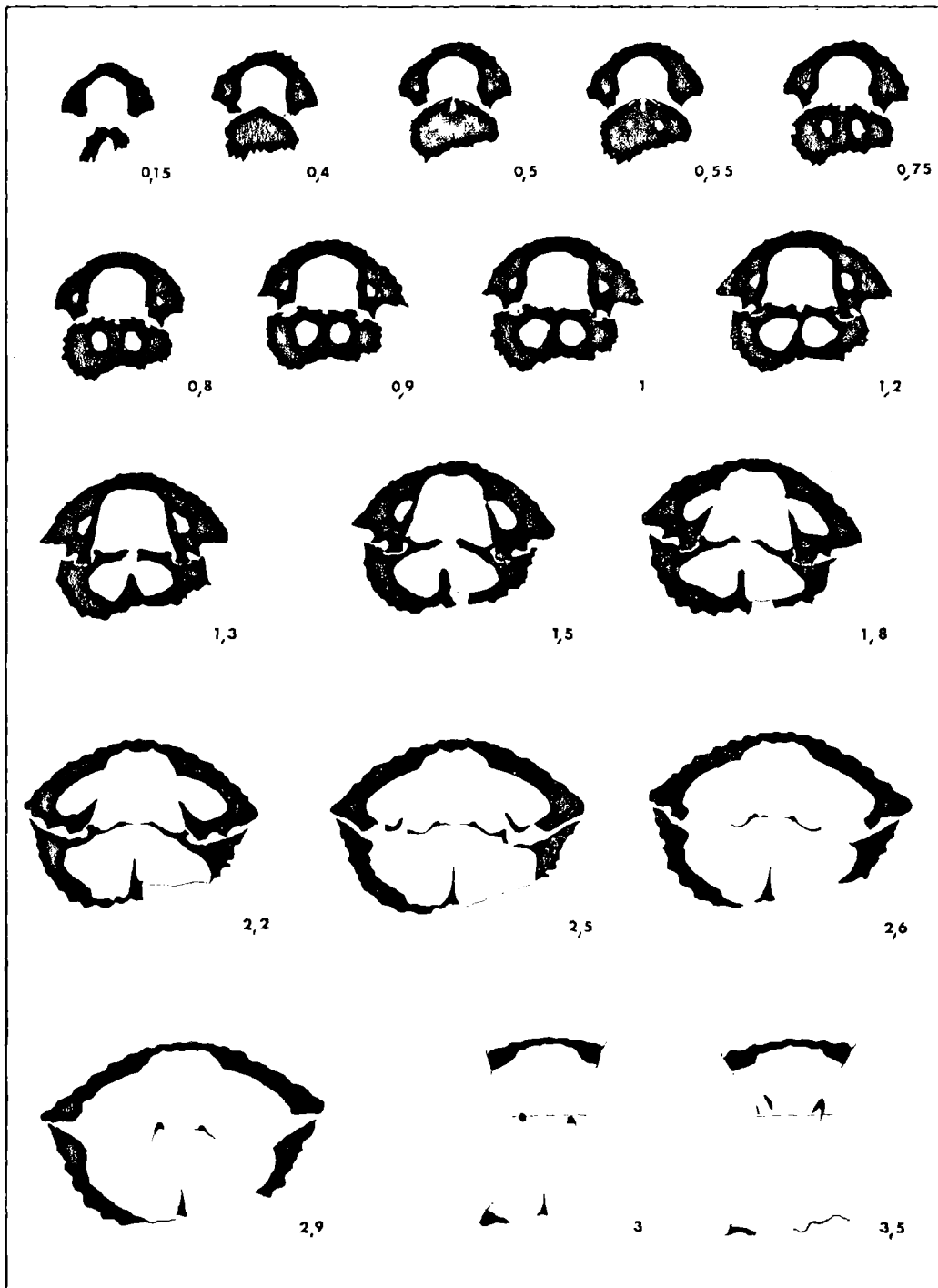


FIG. 2. — «*Ptychomaltoecchia*» *charakensis* n. sp. Paratype AF 3GK 59, gisement : Col de Ghouk. Sections s riees transverses dessin es à l'aide de la chambre claire. Les distances en millimètres sont mesur es depuis le sommet de l'umbo ventral. x 3.

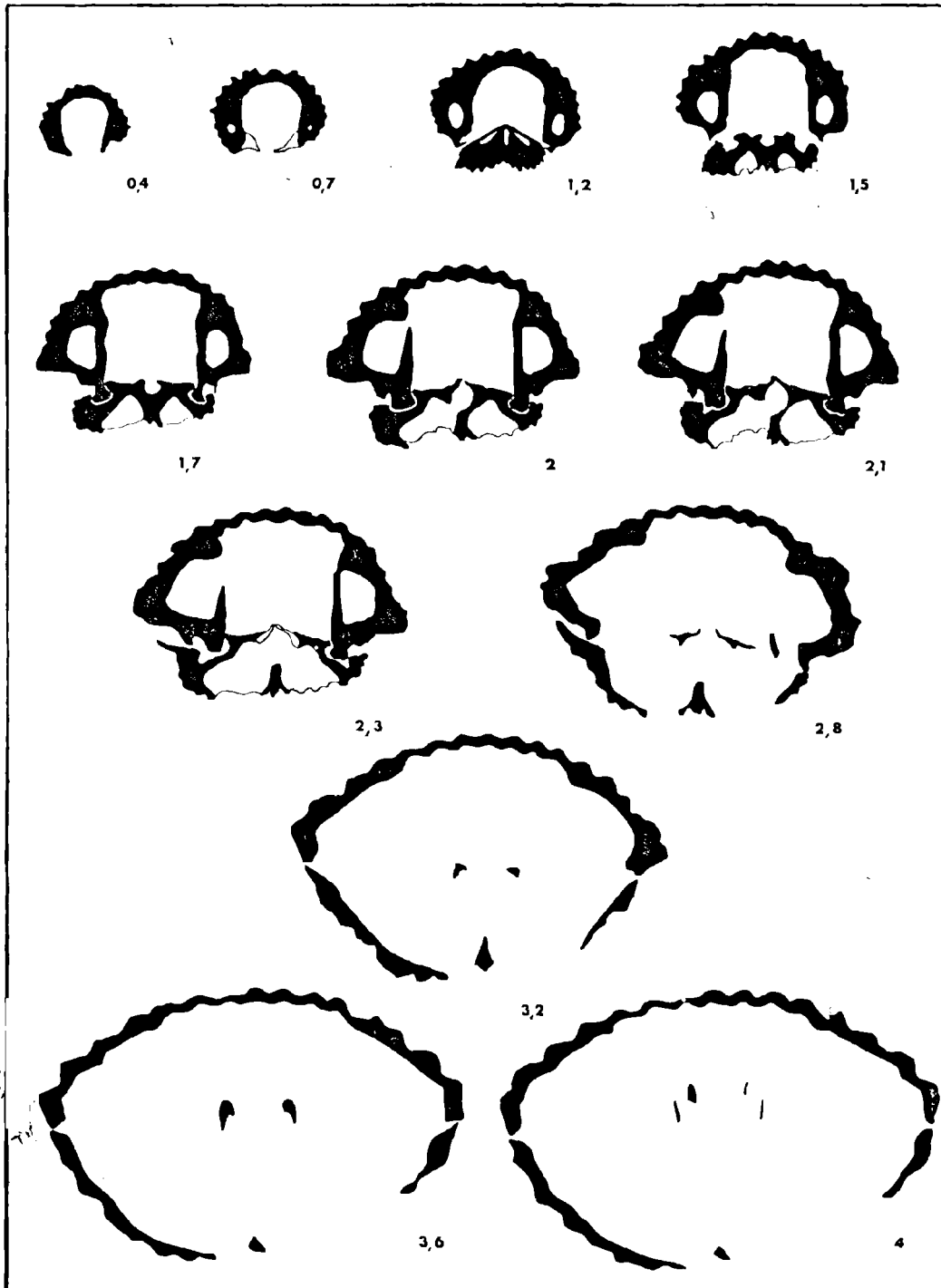


FIG. 3. — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Paratype AF 3GK 43, gisement : Col de Ghoul.
Sections s riees transverses dessin es à l'aide de la chambre claire. Les distances en millimètres
sont mesur es depuis le sommet de l'umbo ventral x 6.

dont le sinus trop étroit ne suffit pas à contenir les 3 plis médians, les 2 plis externes restés à mi-chemin prennent l'allure de plis pariétaux. Dans le second cas, la paire de plis externes du bourrelet située très en contrebas par rapport à la paire de plis médians internes occupe une position intermédiaire. Dans les deux cas, la longueur des plis permet d'affirmer qu'il s'agit bien de plis médians.

$$\text{Formule des plis : } pm \frac{4}{3} \quad pp \frac{0}{0} \quad pl \frac{6 \text{ à } 8}{5 \text{ à } 7}$$

Commissures :

La ligne cardinale est courbe et nettement plus courte que la demi-largeur. Les commissures frontale et latérales sont en dents de scie ; elles peuvent s'épaissir fortement et montrer une superposition de lames qui, vues sur la tranche, donnent un empilement de chevrons ornés extérieurement de fines stries verticales. Ces stries correspondent à la fine denticulation de la ligne d'articulation (cf. Pl. VIII, fig. 2 f).

Le raccordement du bourrelet avec la languette se fait selon un dièdre aigu mais d'ouverture variable.

L'angle d'épaules varie de 110 à 130°. Nous utilisons l'expression angle d'épaules au sens de Sartenaer (*Journal Paleont.*, vol. 35, n° 5, p. 969) : « The shoulder angle is the one measured at the beak of the pedicle valve in ventral view, the plane of commissure being horizontal. Although it might be sometimes equivalent to the apical angle, it is not usually ».

DIMENSIONS DE QUELQUES SPECIMENS

en mm	AF	AF	AF	AF	AF
	3GK 57	3GK 31	3GK 52	3GK 28	3GK 48
Longueur	15,4	16,9	14,1	18,8	16,6
largeur	18,5	20,3	15,9	19	19,5
Hauteur	11,6	11	13,5	10,7	9
L/l	0,82	0,83	0,88	0,38	0,85
H/l	0,62	0,54	0,84	0,56	0,46
H/L	0,75	0,65	0,95	0,56	0,54
angle d'épaules ..	127	118	117	115	125

Caractères internes :

Le test est épais. Les empreintes musculaires sont fort peu proéminentes. La valve pédoneulaire porte 2 plaques deltidiales qui prennent parfois un large développement, elles s'appuient l'une sur l'autre le long de la ligne médiane. Les cavités umbonales existent toujours, bien qu'elles soient généralement réduites. Les lames dentales divergent dans la région postérieure, deviennent parallèles puis convergent dans la partie antérieure. Les dents sont larges et robustes à surface interne crénelée.

La valve brachiale est munie d'un septum court et trapu, qui supporte sur une courte distance le septalium ; celui-ci varie rapidement de forme, d'abord en amphore, à la fois étroit et profond, il devient aussitôt large et bas à la manière d'un fossé erural. Les bords du septalium se redressent ensuite, donnant au plateau cardinal un aspect convexe très marqué chez certains spécimens qui ont gardé la couverture du septalium. Celle-ci est fragile, formée de deux pièces appuyées l'une sur l'autre le long de la ligne médiane (cf. fig.-texte 3). Les cavités glénoïdes s'ouvrent en même temps que le septalium et très près de celui-ci, mais l'ouverture des cavités glénoïdes se déplace vite latéralement. La surface interne de ces cavités est crénelée. La section des bases erurales en tête d'oiseau reste frêle, celle des eruras, d'abord punctiforme, prend une allure de croissant à l'extrémité distale.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES.

La nouvelle espèce partage avec deux genres du Dévonien supérieur : *Ptychomaletoechia* SARTENAER P., 1961, et *Ripidiorhynchus* SARTENAER P., 1966, un grand nombre de caractères sans qu'il soit possible de l'attribuer à l'un ou à l'autre.

Le genre *Ptychomaletoechia* groupe des espèces de la base du Famennien qui ressemblent à l'espèce afghane par leur ornementation, leur sinus et leur bourrelet naissant à quelque distance des crochets, il s'y ajoute une similitude des caractères internes : présence d'un septum, d'un septalium à couverture fragile rarement conservée. Toutefois, ces espèces ont un aspect plus trapu, moins transverse et n'ont pas la tendance à devenir ailées comme « *Ptychomaletoechia* » *charakensis*, leur languette à la valve pédoneulaire est ordinairement plus rabattue. Elles diffèrent aussi par la profondeur plus grande du septalium, la disposition horizontale du plateau cardinal, des bases erurales plus fortes et des plaques deltidiales moins développées.

Le genre *Ripidiorhynchus* SARTENAER P., 1966, est presque aussi voisin. Son auteur y place d'ailleurs deux espèces : *Rhynchonella ferquensis* GOSSELET J., 1887, et *Ptychomaletoechia elburzensis* GAETANI M., 1965, dont les formules de plis très voisines contribuent à accuser la ressemblance. Toutefois on les sépare aisément de l'espèce afghane si l'on remarque qu'elles sont généralement de taille plus petite, fréquemment pourvues de plis pariétaux qui ont une tendance à s'effacer à proximité des commissures. Les caractères internes révèlent aussi un septalium beaucoup plus profond et couvert par un connectivum peu épais mais robuste. *Ripidiorhynchus ferquensis* GOSSELET J., 1887, possède en outre un crochet plus pincé, plus dégagé que l'espèce afghane.

Il apparaît comme très probable que les deux valves isolées provenant d'un gisement situé au Nord-Ouest d'Afghanistan, au Sud de Heri-rud, attribuées par Maillieux 1940 à *Camarotoechia ferquensis* GOSSELET J., 1887, appartiennent à notre nouvelle espèce. Nous attendons de voir le matériel pour en décider.

M^{me} D. Le Maître avait remarqué la ressemblance de l'espèce afghane avec *Camarotoechia baitalensis* REED C., 1922, c'est la comparaison établie à partir des répliques en plâtre (3) qui nous a permis de dégager les différences. La forme du Pamiir est souvent moins transverse et porte parfois des plis pariétaux, la région umbonale de la valve pédonculaire est plus enflée et à ce niveau les plis ont tendance à s'effacer, le sinus commence aussi plus loin.

Les formes du Famennien du Mugodzhar que Rozman désigne comme sous-espèce de *Camarotoechia baitalensis* REED C., 1922, sont plus proches des formes afghanes mais elles comptent généralement des plis latéraux ; par contre, celles du Famennien supérieur d'Arménie décrites par Abramyan n'ont aucune parenté avec « *Ptychomaletoechia* » *charakensis*.

Il ne semble pas possible d'assimiler la nouvelle espèce à *Camarotoechia turanica* ROMANOWSKI G., 1880, dont la forme générale est pentagonale, voire même subtriangulaire, et le nombre de plis plus élevé.

(3) A notre demande, les répliques en plâtre des types étudiés par C. Reed nous ont été aimablement envoyées par le « Geological Survey of India » de Calcutta.

Nous remarquerons pour terminer de grandes analogies entre les formes de *Camarotoechia boloniensis* d'ORBIGNY, 1850, figurées par Martynova et provenant du Kazakhstan. Malheureusement nous n'avons pu retrouver jusqu'à présent les types de cette rhynchonelle du Boulonnais qui nous semble pourtant très apparentée à « *Ptychomaletoechia* » *charakensis*.

POSITION STRATIGRAPHIQUE.

Au col de Ghok, comme dans les deux autres gisements, la faune compagne semble indiquer un âge frasnien plutôt supérieur ou famennien inférieur.

« *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp.

Pl. VIII, fig. 7-11

Fig.-texte 4-5

Matériel : 11 spécimens entiers, bien conservés et dégagés ; 25 coquilles incomplètes réduites généralement à la valve brachiale.

Holotype : AF 3GK 49. Versant Nord du Col de Ghok, piste de Jam au Nord de Charak. Province de Ghor. Figure 1, gisement I. Pl. VIII, fig. 10 a-e.

Paratypes : AF 3GK 47. même localité, même gisement. Pl. VIII, fig. 8 a-e.

AF 3GK 63. idem. Pl. VIII, fig. 9 a-e.

AF 3GK 99. idem. Pl. VIII, fig. 7 a-e.

AF 3GK 87. idem. Pl. VIII, fig. 11 a-e.

Derivatio nominis : Le nom d'espèce vient de Jam, localité voisine, au Nord du Col de Ghok où la plupart des coquilles ont été récoltées.

Locus typicus : Col de Ghok, piste de Jam au Nord de Charak. Province de Ghor (fig. 1, gis. I). Partie supérieure du terme 3 (De Lapparent, De Lavigne, 1964).

Autre gisement : Nord-Est du Col d'Hajigak, au Nord de Dewal (fig. 1, gis. 4).

Les types et l'ensemble du matériel décrits dans cette note sont conservés dans les collections du Laboratoire de Paléontologie de la Faculté Libre des Sciences de Lille (Collection De Lapparent, Brice). Des répliques en plâtre des spécimens usés accompagnent ce qui reste de ces spécimens.

DIAGNOSE :

Coquille de taille moyenne à grande, un peu plus large que longue, parfois globuleuse, à contour subpentagonal. Ornementation faite de plis peu nombreux, émoussés, marqués surtout au front. Absence de plis pariétaux. Largeur maximum vers la mi-longueur, maximum de hauteur se situant entre les 2/3 et les 3/4 de la longueur.

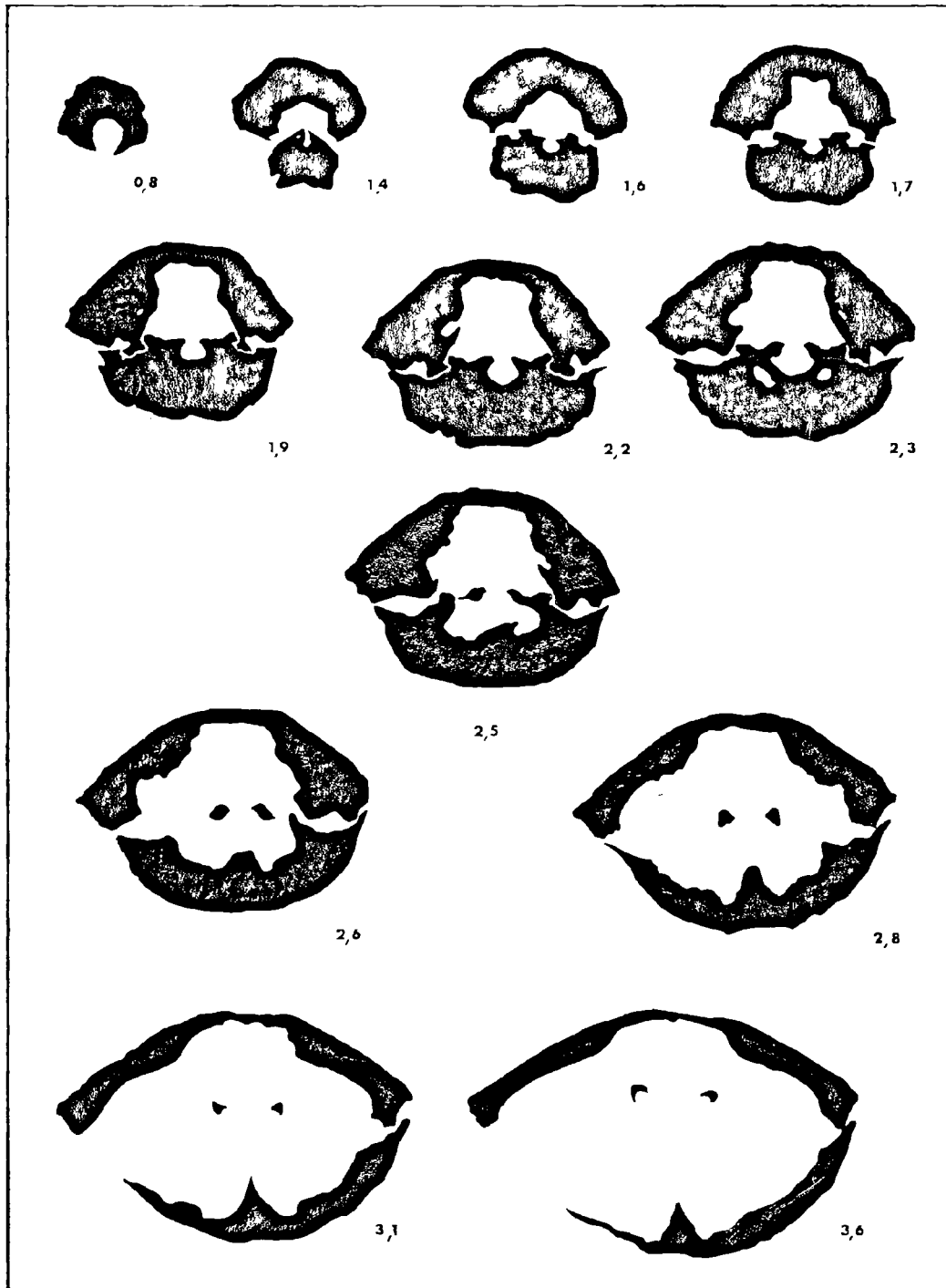


FIG. 4. — « *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp. Paratype Af' 3GK 60, gisement : Col de Ghouk. Sections sèriées transverses dessinées à l'aide de la chambre claire. Les distances en millimètres sont mesurées depuis le sommet de l'umbo ventral. x 6.

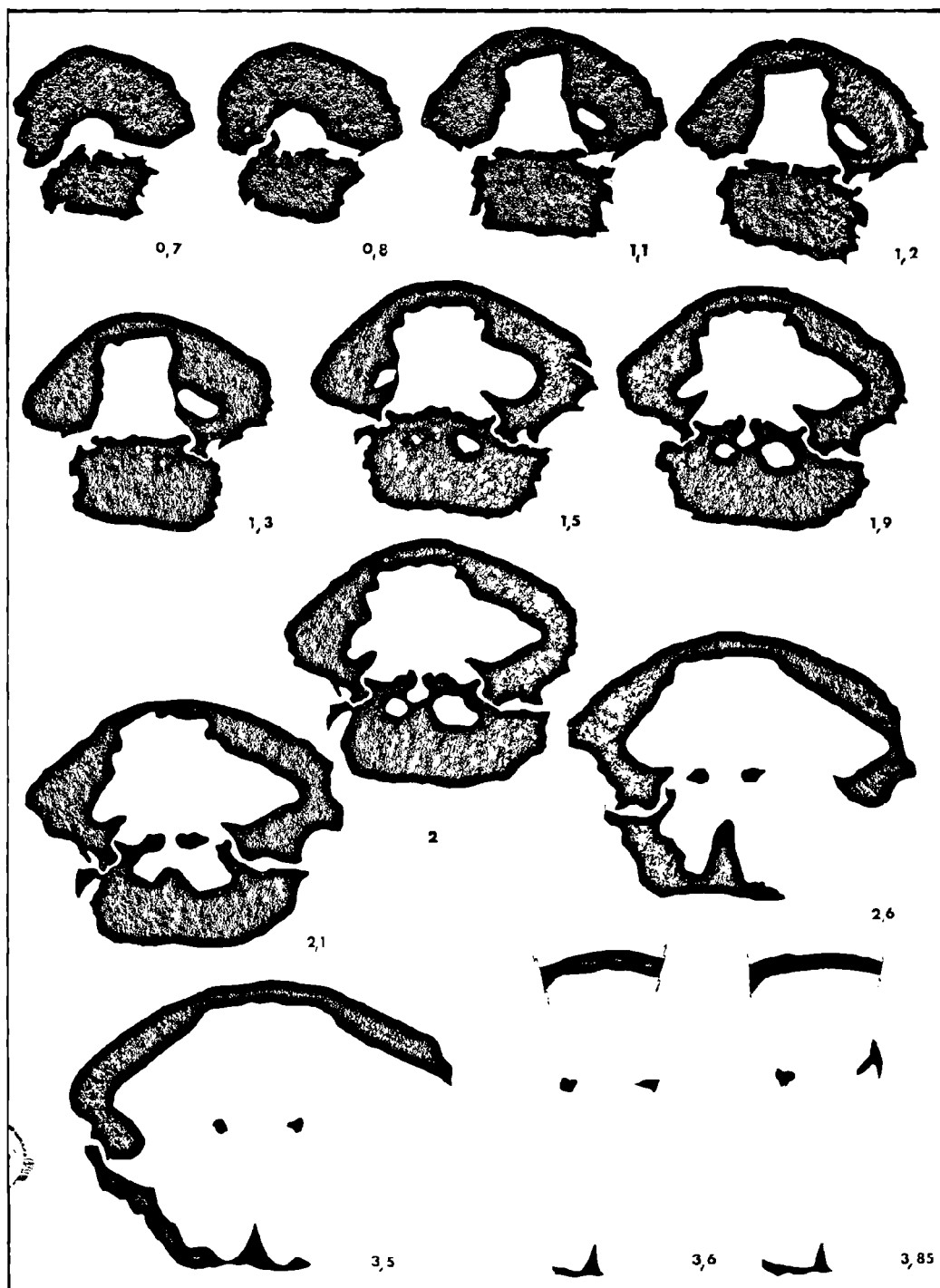


FIG. 5. — «*Camarotoecchia*» *jenkinsi* n. sp. Paratype AF 3GK 87, gisement : Col de Ghouk. Sections s riees transverses dessin es à l'aide de la chambre claire. Les distances en millimètres sont mesur es depuis le sommet de l'umbo ventral. x 6.

DESCRIPTION :

Caractères externes :

Valve pédonculaire : Très peu profonde, sensiblement aplatie dans la moitié postérieure sauf dans la région médiane en arrière du crochet légèrement enflée. Crochet petit, bien dégagé, faiblement recourbé, tronqué à son extrémité par un petit orifice circulaire qui semble bien être un foramen. L'interarea presque orthocline, est en pale d'hélice, à bord externe tranchant. La ligne cardinale sinueuse et courte équivaut sensiblement aux 9/16 de la largeur. A mi-longueur commence le sinus large et à fond plat. Il s'enfonce légèrement et se courbe fortement presque à angle droit pour entrer dans la languette. Celle-ci est trapézoïdale, sa hauteur dépasse sa largeur frontale. L'écartement maximum des bords du sinus dépasse légèrement la demi-largeur.

Les flancs sont étroits, plats ou en légère déclivité ; ils se replient à angle droit quelques millimètres avant d'atteindre les commissures. Leur limite externe est régulièrement convexe.

Valve brachiale : Très enflée par rapport à la valve pédonculaire, la convexité se marque dès le crochet. Ce dernier dépasse le plan des commissures, son extrême pointe est cachée par la valve pédonculaire. Au 1/3 de la longueur commence le bourrelet qui s'élève de la hauteur d'un à deux plis tandis que les flancs se replient en direction des commissures latérales et antéro-latérales. Entre les 2/3 et les 3/4 de la longueur, le bourrelet se réfléchit et s'aplatit pour rejoindre la languette en prenant une allure géniculée.

Ornementation :

Valve pédonculaire : Sur la moitié postérieure de la valve, l'ornementation est réduite à des ondulations qui s'amplifient et prennent allure de plis dans la région antérieure. Le sinus compte 3 plis bas, obtus, à sommet anguleux mais émoussé, le pli médian est souvent un peu plus fort. Sur leur partie postérieure, les flancs portent chacun 3 à 5 ondulations, généralement 4, les plus externes étant très atténuées ; ces ondulations se pincent en avant de la courbure des flancs, à proximité des commissures.

Les 2 valves sont dépourvues de plis pariétaux.

Valve brachiale : Les plis latéraux ne se précèdent que dans la moitié antérieure, les plis médians

prennent forme un peu plus tôt. Un sillon issu du crochet suit la ligne médiane, sur la région umbonale il sépare 2 plis très atténués qui bifurquent presque dès leur formation donnant les 4 plis du bourrelet, ceux-ci deviennent larges, subaigus sur la partie repliée du bourrelet ; ils alternent avec les plis du sinus le long de la commissure frontale denticulée. Les 3 à 4 plis latéraux se marquent après l'inflexion des flancs, le plus externe étant toujours très faible ; ces plis sont dissymétriques, couchés vers le bourrelet, déjà très bas, ils s'aplatissent encore à proximité des commissures.

$$\text{Formule des plis : } pm \frac{4}{3} pp \frac{0}{0} pl \frac{4 \text{ à } 5}{3 \text{ à } 4}$$

L'angle d'épaules (définition cf. p. 99) varie de 105° à 120°, très fréquemment il atteint 110°.

Commissures :

Elles sont denticulées et aplaties latéralement, tandis qu'elles sont tranchantes sur les bords latéraux de la languette.

Le raccordement du bourrelet avec la languette se fait selon un dièdre obtus.

DIMENSIONS DE QUELQUES SPECIMENS

en mm	AF 3GK 49	AF 3GK 47	AF 3GK 99	AF 3GK 63	AF 3GK 78
Longuer	16	15	16,2	14,7	13
largeur	16,3	16,4	16,8	16	13,7
Hauteur	11,8	12,7	?	11,6	10,4
L/l	0,98	0,91	0,95	0,91	0,95
H/l	0,72	0,77	—	0,72	0,75
H/L	0,73	0,84	—	0,79	0,80
angle d'épaules . . .	110	120	115	115	110

Les mesures du spécimen AF 3GK 99 sont incomplètes car la coquille est écrasée.

Les plus grandes coquilles sont malheureusement incomplètes. L'une d'entr'elles mesure 21 mm sur la longueur et 23 mm sur la largeur.

Caractères internes :

La coquille est très épaisse dans la région des crochets. A la valve pédonculaire les cavités umbo-

nales sont réduites. Les lames dentales sont généralement coudées et convergent vers la cavité intérieure. Les dents ont leur face interne crénelée mais relativement simple.

A la valve brachiale, le septalium et les cavités glénoïdes s'ouvrent tôt. Ces dernières s'élargissent et s'approfondissent tandis que les bords du septalium se rapprochent, se touchent même, ne laissant subsister qu'une petite cavité profonde à la base du septalium, puis cette cavité s'élargit, tandis que les deux parties du plateau cardinal se creusent en gouttière de chaque côté des bords du septalium. Le septum est immergé dans l'épaisseur du test, il ne soutient le septalium que sur une très faible longueur. Dès qu'il s'en détache, il s'amincit progressivement et diminue de hauteur pour former une crête basse qui disparaît entre le 1/4 et le 1/3 de la longueur.

Les impressions musculaires n'ont pas été observées.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES.

Dans l'impossibilité d'attribuer cette nouvelle espèce à un genre actuellement défini, nous avons repris pour la désigner le terme ancien de « *Camarotoechia* » étant bien entendu que les formes afghanes décrites ci-dessus ne peuvent être attribuées au genre *Camarotoechia* HALL et CLARKE 1894, tel qu'il a été redéfini par Sartenaer en 1961. En effet, « *Camarotoechia* » *jamensis* diffère d'espèces telles que *Leiorhynchus kellogi* HALL J., 1867 ; *L. multicosata* HALL J., 1860, par sa forme trapue, ses valves repliées en avant des commissures mais surtout par son ornementation.

Certains spécimens de « *Pugnoïdes* » *gerardimontis* SARTENAER P., 1956 du Famennien inférieur de Belgique que son auteur place dans le genre *Basilicorhynchus* CRICKMAY C.H., 1952 (communication personnelle de l'auteur) ont des caractères extérieurs très proches de ceux de « *Camarotoechia* » *jamensis*, toutefois les plis s'effacent toujours avant d'atteindre les crochets chez *Basilicorhynchus*, alors qu'ils sont encore perceptibles sur l'espèce afghane.

Nous avons remarqué une très grande similitude entre les valves brachiales de certaines grandes formes de *Rhynchonella letiensis* GOSSELET J., 1887 récoltées dans l'Ardenne belge et les valves brachiales de « *Camarotoechia* » *jamensis*, mais chez toutes les plis sont plus marqués dans la région postérieure.

Rhynchonella (*Paryphorhynchus*) *triaequalis* GOSSELET J., 1887, du Famennien du Nord-Est du Kazakstan figurée par Nalivkin 1937, Pl. XII, fig. 3-4-6, rappelle par sa forme globuleuse, son bourrelet peu saillant, sa languette repliée, « *Camarotoechia* » *jamensis* ; mais la forme générale est plus transverse, le bourrelet plus élevé et le sinus ne compte que deux plis. Cependant l'espèce afghane comparée aux formes belges de « *Camarotoechia triaequalis triaequalis* GOSSELET J., 1887, redécrite par Sartenaer n'a guère de ressemblance avec celle-ci.

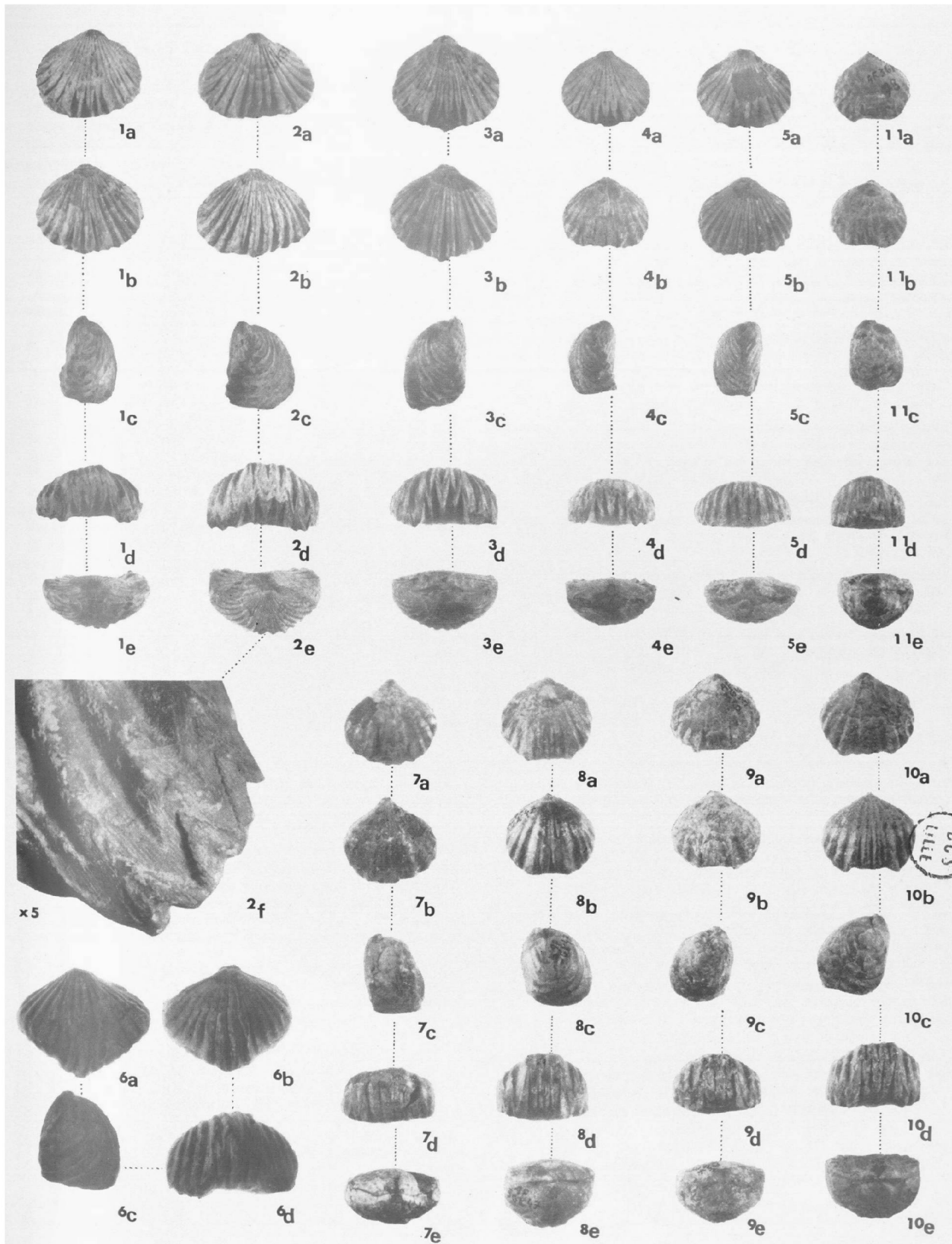
POSITION STRATIGRAPHIQUE.

Au col de Ghouk, cette forme est associée à « *Ptychomaletochia* » *charakensis*. La faune compagne semble indiquer un âge frasnien plutôt supérieur ou famennien inférieur.

En conclusion, nous rassemblons la liste des caractères qui permettent de différencier rapidement les deux nouvelles espèces trouvées associées au col de Ghouk :

« <i>Ptychomaletochia</i> » <i>charakensis</i> n. sp.	« <i>Camarotoechia</i> » <i>jamensis</i> n. sp.
Forme ovale transversalement, plus ou moins ailée.	Forme globuleuse, subpentagonale.
Languette souvent très peu repliée.	Languette repliée à angle droit.
Flancs souvent redressés coupés brusquement par les commissures.	Flancs repliés en avant des commissures.
Coquille couverte de plis anguleux.	Plis émoussés marqués surtout antérieurement.

* * *





REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABRAMYAN M.S. (1957). — Brachiopods of the Upper Famennian and Etrian Deposits of SW Armenia. *Ak. Nauk Arm.*, pp. 140, 17 text-figs., 16 pls., Erevan (in Russian).
- BUCKMAN S.S. (1915). — Terminology for foraminal development in Terebratuloids. *Trans. Proc. New Zealand Inst.*, Wellington 1916, vol. XVIII, pp. 130-132.
- DE LAPPARENT A.F. et LE MAÎTRE D. (1963). — Sur le Dévonien du Koh-i-Baba en Afghanistan. *C.R. Som. Soc. géol. de France*, fasc. 6, p. 188.
- DE LAPPARENT A.F., DE LAVIGNE J. (1964). — Une coupe géologique entre Charak et Jam (province de Ghor, Afghanistan). *C.R. Som. Soc. géol. de France*, fasc. 5, p. 203.
- DE LAPPARENT A.F., DE LAVIGNE J. LE MAÎTRE D. (1964). — Sur l'extension du Dévonien en Afghanistan central. *C.R. Acad. Sc. de Paris*, t. 258, pp. 4102-4104.
- GAETANI M. (1965). — The geology of the Upper Djadgerud and Lar Valleys (North Iran). II. Palaeontology. Brachiopods and molluscs of Geirud Formation. Member A (Upper Devonian and Tournaisian). *Riv. Ital. Paleont. e Strat.*, vol. LXXI, n° 3, pp. 679-771.
- GOSSELET J. (1887). — Note sur quelques rhynchonelles du terrain dévonique supérieur. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XIV, pp. 188-221.
- HALL J., CLARKE J.M. (1892-1894). — An introduction to the study of the genera of palaeozoic Brachiopoda, in *Palaeontology of New York*, vol. VIII, part. II, pp. 1-394. *Geol. Survey State New York*.
- MAILLIEUX E. (1940). — Note sur des fossiles dévoniens de l'Afghanistan. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, t. XVI, n° 41, pp. 1-8.
- NALIVKIN D.V. (1937). — Brachiopods of Upper and Middle Devonian and Lower Carboniferous NE Kazakhstan. *Trudy Tsentr. Nauchno - uusted geol. razved. In-ta*, Vyp. 99, pp. 1-199, 38 pls., Leningrad (in Russian).
- REED C.F.R. (1922). — Devonian Fossils from Chitral and Pamirs. *Pal. Indica*, N.S., vol. 6, Mem. 2, pp. 1-134, 16 pls., Calcutta.
- ROZMAN K.H.S. (1961). — Stratigraphy and Brachiopods from the Famennian stages of the Mugodzhary and contiguous areas. *Trudy Geol. Inst. Ak. Nank. SSSR*, t. 54, n° 8, pp. 196, 49 text-figs., 31 pls., Moskva (in Russian).
- SARTENAER P. (1957 a). — De l'importance stratigraphique des Rhynchonelles famenniennes situées sous la zone à *Camarotoechia omaliusi* (Gosselet J., 1877). Deuxième note : Le groupe de la *Camarotoechia triaequalis*. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, t. XXXIII, n° 20.
- SARTENAER P. (1961). — Redescription of *Leiorhynchus quadracostatus* (VANUXEM) type species of *Leiorhynchus* HALL, 1960. *Journ. Paleont.*, vol. 35, n° 5, pp. 963-976, 1 text-fig., 2 pls., Tulsa.
- SARTENAER P. (1961 a). — Etude nouvelle, en deux parties, du genre *Camarotoechia* HALL et CLARKE, 1893. Première partie : *Atrypa congregata* CONRAD, espèce-type. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, t. XXXVII, n° 22.
- SARTENAER P. (1961 b). — Late Upper Devonian (Famennian) rhynchonelloid brachiopods. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, t. XXXVII, n° 24.
- SARTENAER (1966). — *Ripidiorhynchus*, nouveau genre de Brachiopode rhynchonellide du Frasnien. *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, t. 42, n° 30.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII

- FIG. 1 a-e. — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Paratype AF 3GK 48. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 2 a-f. — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Paratype AF 3GK 31. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1 ; 1f : détail de la commissure antéro-latérale x 5.
- FIG. 3 a-e — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Holotype AF 3GK 40. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 4 a-e. — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Paratype AF 3GK 52. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 5 a-e. — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Paratype AF 3GK 65. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 6 a-d. — « *Ptychomaletoechia* » *charakensis* n. sp. Spécimen AF 3GK 349. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale. x 1.
- FIG. 7 a-e. — « *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp. Paratype AF 3GK 99. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 8 a-e. — « *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp. Paratype AF 3GK 47. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 9 a-e. — « *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp. Paratype AF 3GK 63. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 10 a-e. — « *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp. Paratype AF 3GK 49. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.
- FIG. 11 a-e. — « *Camarotoechia* » *jamensis* n. sp. Paratype AF 3GK 78. Col de Ghouk. 1a : vue dorsale ; 1b : vue ventrale ; 1c : vue latérale ; 1d : vue frontale ; 1e : vue apicale. x 1.

EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, Quai Anatole-France — PARIS-7^e

**LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE
INTERNATIONAL**

in-8° coquille, broché

Le Lexique Stratigraphique International, outil indispensable dans tous les domaines de la géologie, représente une véritable encyclopédie des termes stratigraphiques à l'échelle mondiale. A l'heure actuelle, une centaine de fascicules sont parus, groupant plus de 20.000 pages et plusieurs milliers de termes stratigraphiques couvrant les 4/5 des pays du monde.

Les articles sont rédigés en Allemand, en Anglais, en Espagnol ou en Français et sont accompagnés de cartes, de tableaux de corrélations, d'index et d'une bibliographie.

Ainsi chaque fascicule, tenu à jour au cours d'éditions successives, est le reflet exact et précis des connaissances stratigraphiques des diverses régions du monde.

Plusieurs rééditions sont en cours et une nouvelle série, celle des termes stratigraphiques majeurs, vient d'être inaugurée avec les fascicules Pennsylvanien et Infracambrien.

Le catalogue géologie sera envoyé sur simple demande adressée aux Editions du C.N.R.S., 15, Quai Anatole-France, PARIS-7^e. Tél. 705.93.39.

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXVII

1967

3^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1967 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Présidente</i>	M ^{me} S. DEFRETIN
<i>Premier Vice-Président</i>	M. A. DALINVAL
<i>Vice-Présidents</i>	M. Ch. DELATRE M. J. DERCOURT
<i>Secrétaire</i>	M. J. PROUVOST
<i>Secrétaire-adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule M. CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. E. MÉRIAUX
<i>Conseillers</i>	M. A. BEUGNIES M. R. MARLIÈRE M. A. BOUROS M. P. CORSIN M. P. CELET M. P. DOLLÉ

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

Secrétariat : Institut de Géologie, Boîte Postale 36, 59 Lille-Distribution
Tél. 79.20.44 ou 79.21.94 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 7 JUIN 1967

PRÉSIDENTE DE MADAME S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE

Madame Defretin annonce la mort brutale de Monsieur le Doyen P. Pruvost, Président d'Honneur de la Société Géologique du Nord.

Communications orales

- P. BROQUET, J. MAGNE et J. SIGAL. — La série stratigraphique du Mont Cammarata (Sicani - Sicile).
C. SOYEZ. — Etude quantitative des « *Tuberculatisporites* » au Puits du Midi (Groupe de Douai des H.B.N.P.C.) (*).
R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER. — Un cas nouveau de graphitisation du charbon par une roche éruptive à Cali (Colombie).

Après avoir exposé cette dernière communication, M. Feys présente la carte des bassins houillers d'Afrique par l'Association des Géologues africains avec le concours de l'O.N.U.

Communications écrites

- S. LOBOZIAK et C. SOYEZ. — Nouvelles notions sur le genre *Expansisporites* LOBOZIAK.
Cl. BABIN. — Présence de *Murchisonia intermedia* ARCHIAC & VERNEUIL 1842 dans le Frasnien du Finistère. Quelques remarques sur les Murchisoniidés du Dévonien supérieur.
-

REUNION EXTRAORDINAIRE DU 11 JUIN 1967

PRÉSIDENTE DE MADAME S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE

Excursion dans le Boulonnais dirigée par M. A. Boute, Professeur à la Faculté des Sciences : les transgressions jurassique et crétacée sur le Paléozoïque du Boulonnais.

(*) Cette communication sera insérée dans le quatrième fascicule de l'année 1967.

Ayant quitté Lille vers 7 h. 30, les participants, au nombre d'une quarantaine, se rassemblent à 9 heures au Carrefour du Wast sur la R.N. 42 près de la carrière des Pichottes où leur est distribué le livret-guide de l'excursion. Du Wast, les membres de la Société empruntent la route de Réty pour se rendre au premier point proposé près du Calvaire du Vert-Mont.

Madame S. Defretin, Présidente prend alors la parole pour souhaiter la bienvenue aux participants et elle confie la direction de l'excursion à Monsieur A. Bonte qui propose de dédier cette journée à la mémoire de Monsieur P. Pruvost, récemment décédé.

Après avoir en quelques mots rappelé les connaissances acquises sur la transgression crétacée dans le Boulonnais, M. A. Bonte montre aux participants, sur une tranchée de la route, la superposition sur des Sables blancs ou jaunâtres (Wealdien), des Argiles noires pyriteuses (Aptien ?), des Sables verts (Albien) et d'un cailloutis quaternaire.

Puis, les excursionnistes gagnent la partie Est de la carrière de la Société « Magnésie et Dolomie de France » dont le sommet a été décapé de sa couverture meuble. Dans de profondes poches de dissolution, y sont conservés des témoins importants d'Argiles bariolées du Wealdien ou des Sables verts de l'Albien, le sommet de la colline étant formé par l'Argile du Gault à *Hoplites interruptus*.

Monsieur Bonte les conduit à l'ouest de cette dernière carrière où un élargissement de la route (de Locquinghem à l'entrée de l'exploitation) a mis à jour une nouvelle coupe très intéressante. Du carrefour (côte 92-2) à la Cité Broustas, elle recoupe successivement :

- 10) un cailloutis quaternaire (alt. 90);
- 9) l'Argile du Gault à nodules phosphatés;
- 8) les Sables verts albiens.

— Après une interruption de quelques mètres, on retrouve :

- 7) l'Argile du Gault à nodules phosphatés avec *Hoplites*;
- 6) les Sables verts albiens;
- 5) des sables blancs très fins, gorgés d'eau (qui ont créé de grosses difficultés pour l'élargissement de la route) reposant sur une argile grise (Wealdien);
- 4) l'Oolithe de Marquise (Bathonien);
- 3) de nouveau des Argiles grises et bariolées du Wealdien;
- 2) l'Oolithe de Marquise;
- 1) une argile grise avec nodules calcaires (alt. 75).

Il faut donc noter ici, si l'on considère la pente de la route et le pendage des couches faiblement dirigé vers l'amont, la présence de 2 petites failles (l'une entre les termes 8 et 7 amenant la répétition des Sables verts, l'autre entre les termes 4 et 3 abaissant le Wealdien au-dessous de l'Oolithe de Marquise).

La découverte, par quelques participants, d'oolithes ferrugineuses dans le terme 1 provoque un examen plus attentif du talus car ce dernier terme, primitivement attribué aux marnes d'Hydrequent, s'avère de ce fait appartenir à un niveau marneux caractéristique des couches de passage de l'Oolithe de Marquise (Bathonien moyen) au Cornbrash (Bathonien supérieur) (*).

Puis une rapide descente dans la carrière de Basse Normandie permet d'observer la transgression de Jurassique moyen sur un accident du socle.

C'est à la carrière Napoléon que M. A. Bonte mène ensuite les participants pour observer les différentes assises de la base du Jurassique (argile rhétienne dans le fond des poches de dissolution et, en surface, Sables et Marnes d'Hydrequent surmontés par le Calcaire de Rincent).

Le déjeuner est organisé à l'Institut de Biologie maritime de Wimereux où Monsieur Defretin, Directeur de ce laboratoire, souhaite tout d'abord la bienvenue aux membres de la Société Géologique du Nord.

À l'issue de ce déjeuner, Madame Defretin, Présidente, retrace les activités de la Société durant l'année écoulée et remercie M. A. Bonte d'avoir bien voulu organiser et diriger l'excursion du jour.

Durant l'après-midi, M. Bonte conduit les participants sur la plage d'Audresselles pour étudier la coupe de la faille d'Audresselles qui peut être considérée comme un fil directeur dans la tectonique du Boulonnais. Et vers 15 h. 30, les excursionnistes se regroupent pour regagner Lille où le car arrive vers 18 h., après une journée bien remplie.

(*) Une étude ultérieure a permis à M. A. Bonte d'apporter quelques précisions qui feront l'objet d'une prochaine note.

Proposition de principes de base pour une classification des pollenospores fossiles

par Jaime RUEDA-GAXIOLA

Les problèmes concernant la terminologie, la nomenclature et la classification morphologique des pollenospores fossiles sont très complexes par le fait qu'ils sont intimement liés et que, jusqu'alors, diverses solutions leur sont apportées par les différents palynologistes sans qu'aucune ne soit réellement acceptée par tous. Classer morphologiquement ces pollenospores (qui, pour la plupart, ne sont connus qu'à l'état « dispersé ») demeure donc difficile bien qu'il suffise en réalité d'établir la valeur relative des caractères morphologiques qui doivent être utilisés pour englober tous les genres actuellement connus.

Complétée par des apports personnels, la classification proposée ici prend en considération les idées et les principes de plusieurs auteurs. Elle est basée sur des caractères morphologiques précis. Néanmoins, on peut voir qu'il y persiste une incohérence de nomenclature due au manque d'uniformité de la terminologie de base.

Les caractères des ouvertures germinales (ou non) des individus définissent le plus souvent la *Super-division*. Il s'agit là en particulier de la marque d'accolement, de l'hilum, du sulcus, des pores, des colpus. Quant aux *Sous-Groupes* qui réunissent plusieurs *Super-divisions*, ils correspondent à la forme et à la quantité des éléments dans les groupements de ces individus. Les *Groupes* sont basés sur un ensemble de caractères morphologiques et génétiques généraux qui correspondent le plus souvent à ceux des grands ensembles botaniques. Il y en a quatre : *Sporonites*, *Sporites*, *Pollenisporites* et *Pollenites*. Le groupe des *Pollenisporites* a été créé ici pour grouper les individus démunis de caractères germinatifs bien définis.

Pour la *Division*, les critères utilisés varient selon que l'on considère les *Sporonites* et les *Pollenites* ou les *Pollenisporites* et les *Sporites*. Dans le premier cas, on tient compte du nombre et de

la position des ouvertures ou des sacs, ou bien de la présence d'une marque d'accolement, ainsi que de l'existence des formations équatoriales de l'exine. Dans le deuxième cas, on considère la présence et la position des formations de l'exine, l'existence de périne ou d'autres caractères mineurs. Ces divisions groupent, chez les *Sporites* et les *Pollenites*, des *Sous-divisions* basées sur les caractères des formations de l'exine (projections distales, équatoro-distales, équatoriales et proximales); chez les *Pollenites*, elles seront faites d'après l'aspect et les structures des ouvertures.

Enfin, les *Séries* sont toujours fondées sur l'aspect de la sculpture qui peut être rattachée à l'un des 6 types : lisse ou ponctué, granulé ou verruqueux, baculé, épineux, réticulé ou fovéolé et strié ou rugueux. Dans chaque *Division* (ou *Sous-division* quand il y en a), on peut donc distinguer 6 séries à l'intérieur desquelles les genres trouveront leur place.

Groupe SPORONITES H. POTONIÉ 1893

Il s'agit d'un groupe utilisé pour réunir les éléments reproductifs qui se présentent isolés ou en groupes, unicellulaires ou pluricellulaires, munis ou non de petites ouvertures (pores). Ils ont généralement une exine sombre et épaisse et leur taille est souvent petite.

Ce groupe est divisé en plusieurs sous-groupes d'après le nombre des individus qui constituent l'association, leur mode d'arrangement dans cette association, ainsi que d'après le nombre de cellules qui les constituent : *Congesporonites* nov. subgr. (individus en amas dont le nombre est supérieur à 4), *Fasciasporonites* nov. subgr. (individus groupés en ruban selon une seule direction), *Vitiosusporonites* nov. subgr. (individus unis les uns aux autres

selon toute direction, sur plusieurs plans), *Pluricellasperonites* (VAN DER HAMMEN 1954) emend. (*Sporonites* constitués par plus de 2 individus (?) communiquant entre eux par des perforations), *Dicellasperonites* nov. subgr. (*Sporonites* constitués par 2 individus (?) allongés), *Unicellasperonites* (*Sporonites* unicellulaires).

A l'intérieur de ce sous-groupe seulement, on distingue des Superdivisions basées sur la présence ou l'absence d'ouvertures :

I. — Superdivision INAPERTISPORONITES (VAN DER HAMMEN 1954) emend. Ce sont des *Unicellasperonites* sans ouverture visible.

II. — Superdivision APERTISPORONITES nov. superdiv. Ce sont des *Unicellasperonites* munis, outre une multitude de petites perforations, d'une ou plusieurs ouvertures (pores) de petite taille, à structure plus complexe.

A. - Division MONOPORISPORONITES (VAN DER HAMMEN 1954) emend. (formes ne possédant qu'un seul pore).

B. - Division DIPORISPORONITES (VAN DER HAMMEN 1954) emend. (formes montrant deux pores généralement en position opposée).

C. - Division TRIPORISPORONITES (VAN DER HAMMEN 1954) emend. (*Apertisporonites* qui présentent, sur toute leur surface, des pores dont le nombre est supérieur à 3).

D. - Division POLYPORISPORONITES (VAN DER HAMMEN 1954) emend. (*Apertisporonites* qui présentent, sur toute leur surface, des pores dont le nombre est supérieur à 3).

Groupe SPORITES H. POTONÉ 1893

Les pollenospores appartenant à ce groupe présentent une marque d'accolement de type monolète, dilète, trilète ou circulalète qui, le plus souvent, sert d'ouverture germinale. Ils peuvent être munis aussi d'une ou deux ouvertures d'un type spécial qui sont des aires de moindre résistance de l'exine, produites par une modification de la structure et de la sculpture de cette couche. Il s'agit là de formation appelée *hilum*. Les pollenospores munis d'un *hilum* peuvent également avoir ou non une marque d'accolement de type trilète.

Les caractères concernant le type de la marque d'accolement, ainsi que la présence de l'*hilum*, serviront de base pour la distinction des Superdivisions.

I. — Superdivision MONOLETES IBRAHIM 1933. Il s'agit ici de *Sporites* présentant une marque d'accolement de type monolète dont la symétrie est bilatérale et qui peuvent montrer ou non des formations équatoriales ou un périne. C'est sur ces derniers critères que seront basées les Divisions parmi lesquelles celle des *Bullatomonoletes* est cependant un cas spécial :

A. - Division NUDUMONOLETES LÜBER 1935 nov. nom. Elle englobe les *Monoletes* totalement dépourvues de formations équatoriales.

B. - Division AEQUATOROMONOLETES LÜBER 1935 nov. nom. Ce sont des *Monoletes* qui présentent des formations équatoriales dont les différents types définiront les Sous-divisions :

1) Sous-division ZONATOMONOLETES C.C.D.L. 1962 (formes présentant une *zona*).

2) Sous-division CINGULATOMONOLETES C.C.D.L. 1962 (*Aequatoromonoletes* munies d'un cingulum).

C. - Division BULLATOMONOLETES DYBOVA et JACHOWICZ 1957. Elle englobe des Pollenospores du type du genre *Torispora* BALME 1952, c'est-à-dire des individus monolètes qui présentent une crassitude de formes diverses et dont la position peut être distale ou équatoriale.

D. - Division PERINOMONOLETES ERDTMAN 1947. Ce sont des *Monoletes* entourées d'un périne.

II. — Superdivision DILETES J. DANZÉ et LAVEINE 1960. Ces *Sporites* sont munis d'une marque d'accolement de type dilète, c'est-à-dire d'une marque qui présente 2 laesuras en angle droit dont l'une petite naît au centre de l'autre qui se présente sur le sens longitudinal de l'individu.

III. — Superdivision TRILETES (REINSCH 1881) POTONÉ et KREMP 1954. Ce sont des *Sporites* présentant une marque d'accolement de type trilète. Ils peuvent ou non présenter des formations équatoriales, proximales ou distales ; c'est là que se définissent les différentes Divisions, dont celles des

Cystitriteles, *Operculatitriteles* et *Perinotriteles* sont néanmoins des cas spéciaux. D'après Delecourt et Sprumont 1954, la marque de déhiscence peut quelquefois ne pas être visible, mais on peut reconnaître qu'il s'agit d'une spore trilète grâce à la forme plus ou moins triangulaire arrondie du contour équatorial et à l'arrangement architectonique rappelant l'origine tétraédrique de la spore.

A. - Division NUDUTRILETES nov. div. Ces *Triletes* sont totalement dépourvues de formations de l'exine.

B. - Division DISTITRILETES nov. div. Cette Division groupe des *Triletes* munis de formations de l'exine situées uniquement en position distale. Celles-ci peuvent être des épaisissements où des projections de l'exine vont définir les différentes Sous-divisions.

1) Sous-division ELATERATRILETES ELSIK 1966 (formes munies de projections ou de formations distales).

2) Sous-division ANSULATRILETES nov. subdiv. (formes présentant sur la face distale une ou plusieurs crassitudes en forme d'anneau = *ansula*).

3) Sous-division PATINATRILETES (al. *Patinatrilètes*) BUTTERWORTH et WILLIAMS 1958 (formes possédant un épaisissement de l'exine de forme circulaire = *patina* sur la face distale).

C. - Division DISTAEQUATOROTRILETES nov. div. Cette Division comprend des *Triletes* présentant à la fois des formations distales et équatoriales.

1) Sous-division CINGULAPATRILETES nov. subdiv. (*Triletes* munis d'un *cingulum* et d'une *patina*).

2) Sous-division CINGULANSULATRILETES nov. subdiv. (*Triletes* munis d'un *cingulum* et d'une ou plusieurs crassitudes annulaires (*ansula*) sur la partie *distale*).

3) Sous-division VALVAPATRILETES nov. subdiv. (*Triletes* munis de *patina* et de légers épaisissements au niveau de la partie terminale des *laesuras*).

4) Sous-division TRICRASPATRILETES nov. subdiv. (formes munies de crassitudes interradiales et d'une *patina distale*).

5) Sous-division TRICRASANSULATRILETES nov. subdiv. (formes munies de crassitudes interradiales et d'une ou plusieurs crassitudes annulaires distales).

B. - Division AEQUATOROTRILETES WALTZ 1935 nov. nom. Ces *Triletes* sont des formes seulement munies de formations équatoriales qui se subdiviseront selon le type de ces formations.

1) Sous-division ZONATRILETES POTONÉ et KREMP 1954 (*Aequatorotriteles* qui présentent une *zona*, c'est-à-dire une projection équatoriale en forme d'ourlet plus ou moins membraneux, mince et large).

2) Sous-division CINGULIZONITRILETES nov. subdiv. (*Triletes* dont la formation équatoriale est constituée par une aire inférieure épaisse et une aire extérieure plus mince = *cingulizona*).

3) Sous-division CINGULATRILETES POTONÉ et KLAUS 1954 (*Aequatorotriteles* qui possèdent un *cingulum*).

4) Sous-division APPENDICITRILETES POTONÉ 1952 (*Aequatorotriteles* qui présentent une projection de forme conique, longue et mince, naissant de la partie terminale de chaque *laesura*).

5) Sous-division CORONATRILETES C.C.D.L. 1962 (*Aequatorotriteles* qui possèdent une *corona*, c'est-à-dire une projection équatoriale plus ou moins frangée ou fibreuse).

6) Sous-division TRICRASSITRILETES DETTMANN 1963 (*Aequatorotriteles* qui possèdent des crassitudes interradiales).

7) Sous-division AURICULITRILETES POTONÉ et KREMP 1954 (formes munies d'extensions équatoriales de l'exine en forme d'oreilles (*auricula*) sur la partie terminale des lèvres).

8) Sous-division VALVATRILETES nov. subdiv. (*Aequatorotriteles* présentant en position équatoriale sur la partie terminale des *laesuras*, des épaisissements de l'exine = *valvae*).

9) Sous-division CAVATITRILETES nov. subdiv. (individus dont les deux couches de l'exine se trouvent partiellement ou complètement séparées l'une de l'autre par une cavité (*cava*) équatoriale).

E. - Division LAGENOTRILETES POTONIÉ et KREMP 1954 emend. Ces *Triletes* présentent sur la face proximale des projections de l'exine. Celles-ci sont de types divers :

1) Sous-division GULATITRILETES BHARADWAJ 1957 (*Lagenotriletes* munis d'une *gula* (= goulot), c'est-à-dire d'un cône de déhiscence formé sur la prolongation proximale de l'axe polaire).

2) Sous-division CAPULITRILETES POTONIÉ 1956 (*Lagenotriletes* munis d'un *trifolium*, c'est-à-dire d'une formation proximale en trois plans portant chacun une laesura de la marque trilète).

3) Sous-division PYROBOLITRILETES POTONIÉ 1956 (*Lagenotriletes* qui possèdent un *pyrobolus*, c'est-à-dire une formation proximale en forme de cou long formé par plusieurs segments qui renferment une chambre où se trouve la marque trilète).

4) Sous-division BARBATITRILETES MADLER 1954 (*Lagenotriletes* dont les laesuras présentent autour d'elles des projections en forme de cheveux ou de fibres, simples ou dichotomes, mais généralement libres).

5) Sous-division PROXICAVITRILETES nov. subdiv. (*Lagenotriletes* possédant une *cava* (= cavité) proximale).

F. - Division AEQUATOROLAGENOTRILETES nov. div. Les individus rentrant dans cette division sont des *Triletes* munis à la fois de *formations équatoriales* et de *formations proximales*.

1) Sous-division ZONALAGENOTRILETES nov. subdiv. (Spores trilètes munies d'une *zona* et dont les laesuras présentent une *projection plate mince et membraneuse*).

2) Sous-division AURITOLAGENOTRILETES C.C.D.L. 1962 (*Triletes* munis à la fois d'une protubérance *apicale* et d'*auricules*).

3) Sous-division AURITOBARBATRILETES nov. subdiv. (Spores trilètes possédant, sur leur partie équatoriale, des *auricules*, et sur leur partie

proximale, des *projections* en forme de fibres autour des *laesuras*).

4) Sous-division CORONOBARBATRILETES nov. subdiv. (Spores trilètes munies d'une *corona* et, autour des laesuras, de projections en forme de fibres).

G. - Division OPERCULATITRILETES LAVIÈNE 1965. Ces *Triletes* ont une forme sphérique à sub-sphérique ou discoïdale. Ce sont des individus constitués par une membrane externe et un corps interne ; ce dernier porte la marque trilète et n'est attaché que sur le bord d'une surface operculaire située sur l'hémisphère proximale ; cet opercule atteint approximativement le tiers du diamètre total de l'individu.

H. - Division CYSTITRILETES (POTONIÉ et KREMP 1954) C.C.D.L. 1962. Ce sont des *Triletes* dont, seul, l'un des individus de la tétrade arrive à maturité.

J. - Division PERINOTRILETES ERDTMAN 1947. Il s'agit des *Triletes* dont la couche la plus externe du sporoderme (= *périne*) est conservée et entoure l'exine.

1) Sous-division EUPERINOTRILETES nov. subdiv. (*Perinotriletes* avec un *périne* uniforme et régulier).

2) Sous-division ZONAPERINOTRILETES nov. subdiv. (*Perinotriletes* dont la *périnospore* forme une *zona* sur l'équateur de la spore).

IV. — Superdivision TETRALETES C.C.D.L. 1962. Les *Sporites* de cette Superdivision montrent une marque de déhiscence formée par quatre branches en croix.

V. — Superdivision CIRCULALETES C.C.D.L. 1962. Ces *Sporites* présentent une marque d'accolement de forme circulaire.

VI. — Superdivision HILATES DETTMANN 1963. Cette Superdivision groupe des *Sporites* qui se caractérisent par la présence d'un ou deux *hilum*. Le *hilum* peut se trouver sur la face distale ou proximale des individus, ou bien sur les deux à la fois.

A. - Division MONOHILATES nov. div. Ce sont des *Sporites* avec un seul *hilum*.

B. - Division DIHILATES nov. div. Ces *Sporites* présentent 2 *hilum* en position opposée.

VII. — Superdivision HILATRILETES nov. superdiv. Cette Superdivision groupe les *Sporites* munis d'une marque trilète et d'un *hilum* proximal ou distal. Les *Hilatriletes* sont groupés dans deux divisions d'après la présence ou l'absence de formations équatoriales.

A. - Division NUDOHILATRILETES nov. div. Ce sont des *Hilatriletes* sans formations équatoriales.

B. - Division AEQUATOROHILATRILETES nov. div. Il s'agit ici des *Hilatriletes* qui possèdent des formations équatoriales.

1) Sous-division ZONIHILATRILETES nov. subdiv. (*Aequatorohilatriletes* avec une *zona*).

2) Sous-division CINGULOHILATRILETES nov. subdiv. (*Aequatorohilatriletes* avec un *cingulum*).

3) Sous-division VALVIHILATRILETES nov. subdiv. (*Aequatorohilatriletes* munis de *valvae*).

4) Sous-division CAVIHILATRILETES nov. subdiv. (*Aequatorohilatriletes* avec une *cava* équatoriale).

Groupe POLLENISPORITES nov. gr.

Les pollenospores de ce groupe n'ont pas de caractères bien définis qui permettent de les ranger avec certitude dans le groupe des *Pollenites* ou celui des *Sporites*.

I. — Superdivision INAPERTURATES IVERSEN et TROELS-SMITH 1950. Il s'agit ici de *Pollenisporites* sans ouverture ou marque d'accolement définies. La présence ou l'absence de formations équatoriales ou la présence de périne servent au groupement des individus en 3 divisions.

A. - Division NUDINAPERTURATES nov. div. Ces *Inaperturates* sont dépourvus de toute sorte de formations de l'exine.

B. - Division AEQUATORINAPERTURATES (LÜBER 1935) POTONIÉ 1956 nov. nom. Ces *Inaperturates* sont pourvus de formations équatoriales dont les différents types vont définir les Sous-divisions.

1) Sous-division ZONALINAPERTURATES nov. subdiv. (*Aequatorinaperturates* qui possèdent une *zona*).

2) Sous-division CINGULINAPERTURATES nov. subdiv. (*Aequatorinaperturates* avec un *cingulum*).

C. - Division PERININAPERTURATES BURGER 1966. Cette Division groupe les *Inaperturates* munis d'un *périne*.

Groupe POLLENITES R. POTONIÉ 1931

Ce groupe réunit les pollenospores qui se présentent en groupes ou isolés et qui sont munis d'une ou plusieurs ouvertures, avec sacs ou non. Quelques-uns d'entre eux présentent une marque d'accolement. D'autres possèdent des caractéristiques qui les particularisent. Les Sous-groupes se basent sur la manière dont se présentent généralement ces pollenospores (en groupes ou isolés).

Sous-groupe POLYADOPOLLENITES (PANT 1954) VAN DER HAMMEN 1956. Ces *Pollenites* se présentent en groupes de plus de 4 individus.

Sous-groupe TETRADOPOLLENITES COOKSON 1947. Ce Sous-groupe rassemble les *Pollenites* habituellement réunis en tétrade.

Sous-groupe MONADOPOLLENITES nov. subgr. Il s'agit ici de *Pollenites* habituellement recueillis à l'état isolé. Leurs Divisions sont établies d'après le type et la position des ouvertures ou bien sur un caractère qui particularise les individus.

I. — Superdivision PLURICELLULATES VAN DER HAMMEN 1954. Dans cette Superdivision, on

trouve les *Monadopollenites* dont la partie interne est divisée en cellules plus ou moins arrangées.

II. — Superdivision PROXAPERTURATES VAN DER HAMMEN 1954. Ce sont des *Monadopollenites* portant une ouverture qui occupe une grande surface circulaire (à semi-circulaire) en position proximale.

III. — Superdivision TUBERAPERTURATES nov. div. Ces *Pollenites* présentent un appareil germinal qui est une élévation de l'exine en forme d'une extension cylindrique ou conique appelée *ligula* ou *papillus*.

IV. — Superdivision HIATAPERTURATES nov. superdiv. Ces *Monadopollenites* sont munis d'une ouverture béante en forme de bec, qui divise l'individu en 2 parties égales.

V. — Superdivision ULCATES ERDTMAN 1952. Il s'agit de *Monadopollenites* portant une ouverture simple (ressemblant à un pore) situé sur le pôle distal de l'individu ou dans le voisinage.

VI. — Superdivision OPERCULATES nov. superdiv. Dans cette Superdivision, entrent les *Monadopollenites* munis d'un couvercle (*operculum*) servant d'ouverture distale. Cet *operculum* a une forme circulaire et peut se détacher suivant une ligne parallèle à l'équateur.

VII. — Superdivision PRAESULCATES ERDTMAN 1948. Il s'agit ici des *Monadopollenites* qui possèdent une ouverture allongée (*sulcus*) dont le centre correspond au pôle distal.

A. - Division ALETEPRAESULCATES nov. div. Ce sont des *Praesulcates* sans marque proximale, qui montrent néanmoins des *striés sur la face proximale*.

B. - Division MONOPRAESULCATES nov. div. Il s'agit de *Praesulcates* dont la *marque proximale est monolète*.

C. - Division DIPRAESULCATES nov. div. Ici se trouvent réunis les *Praesulcates* qui présentent une *marque proximale dilète*.

D. - Division TRIPRAESULCATES nov. div. Ces *Praesulcates* présentent une *marque proximale trilète*.

VIII. — Superdivision SULCATES nov. superdiv. Ces *Monadopollenites* sont munis d'un *sulcus*, c'est-à-dire d'une ouverture de forme allongée qui se situe sur la partie distale des individus et qui traverse l'axe polaire en angle droit.

A. - Division NUDUSULCATES nov. div. Il s'agit ici des *Sulcates* dépourvus de formations équatoriales.

1) Sous-division NAVISULCATES ANDERSON 1960 (*Nudusulcates* à *sulcus* étroit, pouvant arriver ou non jusqu'à l'équateur).

2) Sous-division CONFERTISULCATES ANDERSON 1960 (*Sulcates* dont l'ouverture est en contact d'un bout à l'autre de la longueur du pollenspore et est généralement protégée uniquement par un pli large en forme de lèvre).

3) Sous-division DIPTYCHESULCATES POTONIE 1958 (*Sulcates* dont l'ouverture est protégée par deux plis plus ou moins larges).

4) Sous-division SERASULCATES nov. subdiv. (*Sulcates* dont le *sulcus* montre des côtés parallèles avec des extrémités arrondies, légèrement dilatées).

5) Sous-division INTORTESULCATES (NAUMOVA 1937) R. POTONIE 1958 (*Sulcates* dont l'ouverture va jusqu'au contour équatorial où elle s'élargit plus ou moins en forme d'entonnoir).

B. - Division AEQUATOROSULCATES NAUMOVA 1937 nov. nom. Ces *Sulcates* sont munis de formations équatoriales.

1) Sous-division ZONALISULCATES nov. subdiv. (*Aequatorosulcates* munis d'une *zona*).

2) Sous-division CINGULISULCATES nov. subdiv. (*Aequatorosulcates* munis d'un *cingulum*).

3) Sous-division AURICULISULCATES nov. subdiv. (formes munies d'une *auricula* sur chaque extrémité du *sulcus*).

IX. — Superdivision TRICHOTOMOSULCATES ERDTMAN 1945. Ce sont des *Monadopollenites* dont l'ouverture distale a une forme triradiée.

X. — Superdivision PRAECOLPATES POTONIE et KREMP 1954 emend. Ce sont des *Monadopollenites* dont une face porte une ouverture allongée simple, parallèle à l'axe le plus long de l'individu. Sur la face opposée, on trouve 2 sillons ou 4 demi-sillons fins, généralement recourbés et qui, chez certains individus, se rejoignent pour former un anneau; dans d'autres cas, on peut voir 2 sillons qui chevauchent sur le plan qui passerait perpendiculairement par le centre de l'ouverture de la face opposée.

A. - Division PRAEDICOLPATES nov. div. Il s'agit de *Praecolpates* qui montrent sur une face une ouverture allongée à extrémités arrondies et, sur la face opposée, 2 petits « sillons » fins, courts généralement recourbés.

B. - Division PRAEDIDEMICOLPATES nov. div. Ce sont des *Praecolpates* dont une face porte en son milieu une ouverture allongée fine, parallèle à l'axe le plus long de l'individu; sur la face opposée, on trouve 4 petits sillons, fins, placés deux par deux presque parallèlement au contour de l'individu.

XI. — Superdivision COLPATES nov. superdiv. Ce sont des *Monadopollenites* avec un ou plusieurs *colpus*.

A. - Division MONOCOLPATES (WODEHOUSE 1935) IVERSEN et TROELS-SMITH 1950. Il s'agit de *Colpates* qui possèdent un seul *colpus* sans position définie.

1) Sous-division BREVIMONOCOLPATES nov. subdiv. (*Monocolpates* dont le *colpus* a une longueur inférieure à la moitié de la plus grande circonférence de l'individu).

2) Sous-division LONGAMONOCOLPATES HOEKEN-KLINKENBERG 1964 nov. nom. (*Monocolpates* dont le *colpus* a une longueur plus grande que la moitié de la plus grande circonférence de l'individu).

B. - Division DICOLPATES ERDTMAN 1947. Cette division réunit les *Colpates* qui possèdent 2 *colpus* généralement parallèles en position opposée.

C. - Division TRICOLPATES IVERSEN et TROELS-SMITH 1950. Les individus de cette division sont des *Colpates* avec 3 *colpus* ou trois paires de

demi-colpus distribués équidistalement en position moyenne; généralement, on trouve 3 plans de symétrie à travers les pôles et sur l'équateur.

1) Sous-division TRIEUCOLPATES nov. div. (*Colpates* dont les 3 *colpus* sont distribués en position méridienne).

2) Sous-division TRIDEMICOLPATES nov. subdiv. (*Colpates* dont les ouvertures sont en position méridienne, mais s'arrêtent au voisinage de l'équateur = *demi-colpus*).

D. - Division STEPHANOCOLPATES VAN DER HAMMEN 1954. Ces *colpates* ont plus de 3 *colpus* (ou plus de 3 paires de *demi-colpus*) en position méridienne et distribués de façon équidistale.

1) Sous-division STEPHANEUCOLPATES nov. subdiv. (*Colpates* qui possèdent plus de 3 *colpus* en position méridienne et distribués équidistalement).

2) Sous-division STEPHANODEMICOLPATES nov. subdiv. (Ouvertures en position méridienne qui s'arrêtent un peu avant l'équateur, ce qui donne des *demi-colpus* placés de 2 en 2 sur les lignes méridiennes).

XII. — Superdivision PERICOLPATES nov. superdiv. Il s'agit ici des *Monadopollenites* qui ont plus de 2 *colpus* en position non méridienne.

A. - Division PERITRICOLPATES nov. div. Ces *Pericolpates* possèdent 3 *colpus*.

B. - Division PERIPOLYCOLPATES nov. div. Ces *Pericolpates* montrent plus de 3 *colpus* distribués sur toute la surface de l'individu.

XIII. — Superdivision SULCULATES nov. superdiv. Les individus inclus dans cette Superdivision sont des *Monadopollenites* munis d'une ou plusieurs ouvertures parallèles à l'équateur de l'individu et généralement situées entre celui-ci et le pôle distal (*sulculus*).

A. - Division ZONISULCULATES nov. div. Il s'agit des *Sulculates* dont l'ouverture forme une zone ou un anneau parallèle à l'équateur.

B. - Division ZONISULCULATES (ERDTMAN 1947) PÉRONÉ 1960. Ces *Sulculates* sont munis de 2 sulculus placés en position sub-équatoriale.

C. - Division TRISULCULATES nov. div. Cette Division groupe les *Sulculates* munis de 3 sulculus en forme de triangle placés en position sub-équatoriale, entre l'équateur et le pôle distal.

XIV. — Superdivision SYNCOLPATES nov. superdiv. Les individus de cette Superdivision sont des *Monadopollenites* dont les *colpus* se joignent sur les pôles.

A. - Division SYNTRICOLPATES nov. div. Ces *syncolpates* ont 3 *colpus* ou 3 *demi-colpus* se joignant sur les pôles.

1) Sous-division SYNTRIEUCOLPATES nov. subdiv. (3 *colpus* se rejoignant aux pôles).

2) Sous-division SYNTRIDEMICOLPATES nov. subdiv. (ouvertures s'arrêtant au voisinage de l'équateur, ce qui fait que l'on trouve 2 *demi-colpus* au lieu d'un *colpus*).

XV. — Superdivision PARASYNCOLPATES nov. superdiv. Ce sont des *Monadopollenites* dont les *colpus* se bifurquent et présentent des branches se réunissant sur les pôles.

A. - Division PARASYNTETRACOLPATES nov. div. Ce sont des *Parasyncolpates* qui présentent 4 *colpus* avec *apocolpia* carrée.

1) Sous-division PARASYNTETRADEMICOLPATES nov. subdiv. (avec ouvertures qui sont des *demi-colpus*).

XVI. — Superdivision SIGMOIDAPERTURATES nov. superdiv. Ce sont des *Monadopollenites* dont l'ouverture présente la forme d'une courbe sigmoïdale.

XVII. — Superdivision SPIRAPERTURATES nov. superdiv. Il s'agit des *Monadopollenites* dont l'ouverture est une courbe en spirale.

XVIII. — Superdivision PORATES NAUMOVA 1937. Ces *Monadopollenites* ont un ou plusieurs pores.

A. - Division MONOPORATES IVERSEN et TROELS-SMITH 1950. Ce sont des *Porates* qui ne possèdent qu'un seul pore.

1) Sous-division MONAPERINOPORATES nov. subdiv. (*Monoporates* dépourvus de périne).

2) Sous-division MONOPERINOPORATES BURGER 1966. (*Monoporates* munis de périne).

B. - Division DIPORATES NAUMOVA 1939. Cette division groupe les *Porates* qui possèdent 2 pores placés souvent en position opposée.

C. - Division TRIPORATES NAUMOVA 1939. Ces *Porates* montrent 3 pores généralement sur le plan équatorial ou en position sub-équatoriale.

1) Sous-division TRIEXTRAPORATES THOMSON et PFLUG 1952 nov. nom. (*Triporates* angulaperturates à pores équatoriaux dont le contour équatorial est triangulaire et l'indice du canal du pore supérieur à 0,3).

2) Sous-division TRIEUPORATES THOMSON et PFLUG 1953 nov. nom. (*Triporates* à pores équatoriaux dont le contour équatorial est triangulaire à circulaire et l'indice de canal de pore inférieur à 0,3 et qui sont dépourvus de toute formation périphérique).

3) Sous-division TRIATRIOPORATES THOMSON et PFLUG 1953 nov. nom. (*Triporates* angulaperturates à pores équatoriaux dont le contour équatorial est triangulaire et l'indice de canal de pore inférieur à 0,3 et qui possèdent un *atrium*).

4) Sous-division TRIVESTIBULOPORATES THOMSON et PFLUG 1953 nov. nom. (*Triporates* angulaperturates à pores équatoriaux dont le contour équatorial est triangulaire, l'indice du canal de pore est inférieur à 0,3 et qui possèdent toujours un *vestibulum*).

5) Sous-division TRIINTRAPORATES THOMSON et PFLUG 1953 nov. nom. (*Triporates* à pores équatoriaux dont le contour équatorial est triangulaire à circulaire et l'indice du canal du pore inférieur à 0,3 et qui possèdent toujours un *post-vestibulum*).

6) Sous-division TRIOCULUPORATES nov. subdiv. (*Triporates* à pores équatoriaux dont le contour équatorial est triangulaire à arrondi et l'indice du canal de pore inférieur à 0,3, avec la présence d'un *oculus*).

7) Sous-division TRISUBPORATES THOMSON et PFLUG 1953 nov. nom. (*Triporates* à pores sub-équatoriaux, à contour équatorial circulaire plus ou moins triangulaire, avec un indice de canal de pore inférieur à 0,3 chez lesquels il peut exister un postvestibulum peu développé mais jamais d'*interloculum*, d'*oculus*, de *vestibulum*, de *labrum*, ni d'*annulus*).

D. - Division STEPHANOPORATES VAN DER HAMMEN 1954. Il s'agit des *Porates* qui montrent plus de 3 pores sur le plan équatorial ou sub-équatorial.

1) Sous-division STEPHANEUPORATES nov. subdiv. (*Angulaperturates* avec plus de 3 pores équatoriaux ou subéquatoriaux chez lesquels on trouve parfois un *atrium*, un *annulus* et un *labrum*).

2) Sous-division STEPHANOVESTIPORATES THOMSON et PFLUG 1953 (*Stephanoporates* angulaperturates, à pores équatoriaux pourvus d'un *vestibulum* dont le contour équatorial présente une forme polygonale).

XIX. — Superdivision PERIPORATES nov. superdiv. Ce sont des *Porates* dont les pores (toujours plus de 3) sont distribués sur toute la surface de l'individu.

XX. — Superdivision COLPORATES nov. superdiv. Ces *Monadopollenites* possèdent un ou plusieurs *colpus* munis d'un pore.

A. - Division MONOCOLPORATES nov. div. Ce sont des *Colporates* qui ont un seul *colpus* portant un pore.

B. - Division TRICOLPORATES IVERSEN et TROELS-SMITH 1950. Il s'agit de *Colporates* qui possèdent 3 *colpus* méridiens portant chacun un pore équatorial.

1) Sous-division PROLATRICOLPORATES (*Prolates*) ERDTMAN 1943 (*Tricolporates* dont l'axe polaire est plus long que l'axe équatorial).

2) Sous-division SPHAERATRICOLPORATES (*Spheroïdates*) ERDTMAN 1943 (*Tricolporates* à contour méridien circulaire).

3) Sous-division OBLATRICOLPORATES (*Oblates*) ERDTMAN 1943 (*Tricolporates* dont l'axe polaire est plus court que l'axe équatorial).

C. - Division STEPHANOCOLPORATES nov. div. Ces *Colporates* ont plus de 3 associations *colpus-porus*. Les *colpus* sont méridiens et les pores sont équatoriaux.

XXI. — Superdivision SYNCOLPORATES RAMANUJAM 1966. Ce sont des *Monadopollenites* colporates dont les *colpus* se joignent aux pôles.

A. - Division SYNTRICOLPORATES nov. div. Ces *Syncolporates* ont 3 associations *colpus-porus*.

XXII. — Superdivision PARASYNCOLPORATES nov. superdiv. Ces *Monadopollenites* ont des *colpus* qui se bifurquent avec des branches se réunissant sur les pôles.

A. - Division PARASYNTRICOLPORATES Ces *parasyncolporates* ont 3 *colpus* avec une *apocolpia* triangulaire.

XXIII. — Superdivision PORO-COLPATES nov. superdiv. Il s'agit ici des *Monadopollenites* avec pores et *colpus* indépendants. Les pores se trouvent au milieu des zones délimitées par 2 *colpus* (*mesocolpia*).

A. - Division TRIPORO-TRICOLPATES nov. div. Ces *Poro-colpates* ont 3 pores et 3 *colpus*.

XXIV. — Superdivision FENESTRATES (*Fenestrites*) VAN DER HAMMEN 1956 emend. Ce sont des *Monadopollenites* ayant une surface recouverte de « pseudo-pores » (lacunes) c'est-à-dire d'aires extrêmement minces arrangées symétriquement (ou non) sur la surface des individus.

XXV. — Superdivision RIMULATES nov. superdiv. Ces *Monadopollenites* présentent une marque d'accrolement en forme de Y ou en forme de triangle et une *rimula* distale.

XXVI. — Superdivision AEQUATORANNULATES BURGER 1966. Ces individus sont caractérisés par un épaissement équatorial, en forme de ceinture, strié ou non, et par la présence d'une ouverture distale ainsi que d'une marque d'accolement proximale qui n'a pas un caractère germinatif.

A. - Division ENDOSTRIATES BURGER 1966. Ces *Aequatorannulatas* ont une bande équatoriale striée.

B. - Division ASTRIATES nov. div. Ces *Aequatorannulatas* ont une bande équatoriale non striée.

1) Sous-division POLYGONASTRIATES nov. subdiv. (*Astriates* avec une ouverture distale circulaire).

2) Sous-division TRIANGULASTRIATES nov. subdiv. (*Astriates* avec une ouverture distale triangulaire).

XXVII. — Superdivision COSTATES nov. superdiv. Ces *Monadopollenites* sont de forme ovale ou fusiforme, avec des murailles parallèles longitudinales ou en hélice qui peuvent être internes ou externes. Ces murailles (ou côtes) sont séparées par des sillons où l'on trouve, chez certains individus, des colpus de formes variées.

A. - Division MISCERECOSTATES nov. div. Ce sont des *Costates* dont les côtes disparaissent progressivement aux extrémités longitudinales, laissant libre une aire plus ou moins grande sur ces extrémités.

1) Sous-division AMISCERECOSTATES nov. subdiv. (*Miscerecostates acolpates*).

2) Sous-division POLYMISCERECOSTATES nov. subdiv. (*Miscerecostates polycolpates*).

B. - Division STATIOCOSTATES nov. div. Chez ces *Costates*, les côtes s'arrêtent brutalement et se terminent aux extrémités longitudinales sans disparaître.

1) Sous-division ASTIIOCOSTATES nov. subdiv. (*Statiocostates* dépourvus de colpus).

C. - Division CONTINUUCOSTATES nov. div. Ce sont des *Costates* dont l'une ou toutes les côtes sont continues autour du grain ; s'il n'y en a qu'une seule, elle est considérée comme étant en position équatoriale ; les autres côtes arrivent sur l'extrémité en position opposée.

1) Sous-division ACONTINUUCOSTATES nov. subdiv. (*Continuucostates acolpates*).

2) Sous-division POLYCONTINUUCOSTATES nov. subdiv. (*Continuucostates polycolpates*).

D. - Division TUMULUCOSTATES nov. div. Cette Division groupe des *Costates* qui montrent à chaque extrémité longitudinale une protubérance plus ou moins prononcée en forme de mamelon.

1) Sous-division ATUMULUCOSTATES nov. subdiv. (*Tumulucostates acolpates*).

2) Sous-division MONOTUMULUCOSTATES nov. subdiv. (*Tumulucostates monocolpates*).

XXVIII. — Superdivision SACCATES ERDMAN 1947. Ces *Monadopollenites* portent un ou plusieurs sacs à air. Ils peuvent, sur leur face proximale, montrer ou non une marque (monolète, dilète ou trilète). Les Divisions se basent sur le nombre de sacs ; dans le cas des monosaccates toutefois, elles se baseront sur la façon dont s'attache le sac au corps central.

A. - Division MONOPOLSACCATES HART 1965. Ce sont des *Monosaccates* dont le sac est attaché soit sur la partie proximale, soit sur la partie distale du corps central.

1) Sous-division ALETEMONOPOLSACCATES nov. subdiv. (*Monopolsaccates* sans marque proximale).

2) Sous-division MONOLETEMONOPOLSACCATES nov. subdiv. (*Monopolsaccates* avec une marque monolète).

3) Sous-division TRILETEMONOPOLSACCATES nov. subdiv. (*Monopolsaccates* avec une marque trilète).

B. - Division DIPOLSACCATES HART 1965. Ce sont des *Monosaccates* dont le sac est attaché

tant sur la face distale que sur la face proximale du corps central.

1) Sous-division ALETEDIPOLSACCATES nov. subdiv. (*Dipolsaccates* sans marque proximale).

2) Sous-division MONOLETEDIPOLSACCATES nov. subdiv. (*Dipolsaccates* avec une marque monolète).

3) Sous-division TRILETEDIPOLSACCATES nov. subdiv. (*Dipolsaccates* avec une marque trilète).

C. - Division DISACCATES COOKSON 1947. Ces *Saccates* possèdent deux sacs placés symétriquement sur le corps central. Les Sous-divisions se baseront sur la présence ou l'absence d'une marque proximale. L'ouverture germinale se trouve en position distale au milieu des sacs.

1) Sous-division ALETEDISACCATES nov. subdiv. (*Disaccates* dont le corps central ne présente aucune marque proximale).

2) Sous-division MONOLETEDISACCATES nov. subdiv. (*Disaccates* dont le corps central présente une marque monolète).

3) Sous-division DILETEDISACCATES nov. subdiv. (*Disaccates* dont le corps central présente une marque dilète).

4) Sous-division TRILETEDISACCATES (*Disaccitriletetes*) LESCHIK 1956 nov. nom. (*Disaccates* dont le corps central présente une marque trilète).

D. - TRISACCATES LESCHIK 1956. Ces *Saccates* possèdent 3 sacs placés symétriquement sur le corps central. Ils peuvent montrer ou non, sur la partie proximale de ce corps, une marque trilète. L'ouverture germinale se trouve au milieu des sacs sur la partie distale.

1) Sous-division ALETETRISACCATES nov. subdiv. (*Trisaccates* dont le corps central ne possède aucune marque proximale).

2) Sous-division TRILETETRISACCATES nov. subdiv. (*Trisaccates* dont le corps central montre une marque trilète).

E. - Division POLYSACCATES COOKSON 1947. Cette Division groupe les *Saccates* possédant plus de 3 sacs. Les sacs sont distribués symétriquement ou non sur la partie distale des corps ; certains individus présentent une marque proximale.

1) Sous-division ALETEPOLYSACCATES nov. subdiv. (*Polysaccates* qui n'ont pas de marque proximale).

2) Sous-division TRILETEPOLYSACCATES nov. subdiv. (*Polysaccates* qui ont une marque proximale trilète).

« »

Quelques trilobites rares (*Lichas*, *Amphytrion*, *Dionide*) de l'Ashgill (Ordovicien supérieur) de l'Anti-Atlas, Maroc

par Jacques DESTOMBES (1)

(Pl. IX)

Sommaire. — Description et figuration de trois espèces recueillies dans la formation supérieure du Ktaoua : *Lichas maroccanus* nov. sp., décrit antérieurement comme *Platopolichas avus* (BARR.) du Caradoc ; *Amphytrion* sp. et *Dionide* sp. voisin de *D. euglypta* (ANG.). La présence de ces trois genres au Maroc, où les deux derniers n'avaient pas encore été signalés, souligne une nouvelle fois les affinités entre les faunes de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas et celles de Bohême, de Pologne et de Scandinavie.

Les trois trilobites décrits et figurés ont été récoltés dans la partie moyenne de la formation supérieure du Ktaoua (Destombes, 1963 a), d'âge ashgill, dans l'Anti-Atlas central. Ils sont rares et presque tous les échantillons recueillis de ces genres sont figurés ici.

A l'exception de *Dionide* sp., récolté dans des argiles grises, les deux autres espèces proviennent de sphéroïdes pélitocarbonatés renfermant une faune rare mais en excellent état de conservation et se développant dans des argilites gris-noir. La faune associée comprend d'autres trilobites : *Dalmanitina* (*Mucronaspis*) *termieri* DESTOMBES, *Dalmanitina* (*M.*) *greti* DEST., *Brongniartella platynota marocana* DEST., *Klouceki* sp., *Onnia* sp., *Selenopeltis* sp., *Calymenella* sp., *Actinopeltis* sp., *Eudolatites* sp., *Flexicalymene ouzregui* DEST., ainsi que des brachiopodes et des échinodermes (Chauvel, 1966).

Le représentant de la famille des Lichidae décrit ci-dessous : *Lichas maroccanus* nov. sp. avait déjà été figuré par G. & H. Termier (1950) sous le nom de *Platopolichas avus* (BARR.) et rangé dans le Caradoc. Du nouveau matériel permet de rectifier cette attribution. Les deux autres genres n'avaient pas encore été décrits au Maroc.

(1) Service géologique du Maroc, Rabat.

Description paléontologique

Famille LICHIDAE HAWLE & CORDA 1847

Sous-Famille LICHINAE HAWLE & CORDA 1847

Genre LICHAS DALMAN 1827

Espèce-type : *Lichas laciniatus* (WAHLENBERG 1818).

Lichas maroccanus nov. sp.

Pl. IX, fig. 1 à 5

Fig.-texte 1

v. *Platopolichas avus* (BARRANDE) in : G. & H. Termier, Paléontologie marocaine, fasc. IV, p. 36 et Pl. CLXXXIV, fig. 5-7, 1950.

Derivatio nominis : *maroccanus*, marocain.

Type : Céphalon de la Pl. IX, fig. 1. Collection : J. Destombes 1966, gisement 1625.

Locus typicus : Flanc Est du jbel bou-Degane, à l'Est de Tagounite, dans l'Anti-Atlas central. Coordonnées approximatives : x = 499,4 ; y = 328 sur la feuille topographique Zegdou au 1/200 000, édition de 1947.

Stratum typicum : Partie moyenne de la formation supérieure du Ktaoua, Ashgill.

Matériel : Trilobite très rare ; 7 individus tous fragmentaires. 5 céphalons (4 figurés), dont un montrant un individu enroulé avec hypostome et fragment de pygidium ; un pygidium légèrement endommagé et un thorax et pygidium très usés (non figuré). Matériel recueilli par G. Choubert 1939, A. Poueyto 1952, et J. Destombes 1961-1966.

Répartition géographique : Anti-Atlas central et Maïder.

DESCRIPTION :

Céphalon : moyennement convexe avec des sillons larges et profonds. Glabelle un peu plus large (transv.) que longue (1,2 fois), arrondie régulièrement sur le devant et tombant abruptement dans le sillon de bordure antérieur ; sa partie centrale se tient, en vue frontale, au-dessous du niveau supérieur des lobes bi-composites. Ceux-ci sont ovales en vue de dessus et montrent une convexité modérée. Les joues fixes possèdent également une légère convexité exsagittale et transverse. Les sillons longitudinaux sont profonds, larges et n'atteignent pas le sillon occipital. Ils ont tendance à s'élargir le long des bords postérieurs des lobes bi-composites. Les sillons dorsaux sont bien marqués et de profondeur et largeur égales à celles des sillons longitudinaux. La bordure antérieure est bien développée et le sillon de bordure postérieure est large et profond. Une granulation pustuliforme recouvre entièrement la glabelle.

Hypostome : un seul hypostome, figuré (Pl. IX, fig. 4 b et fig.-texte), mal conservé. Forme extérieure en palette échancrée sur son bord postérieur. Le sillon antérieur, large et profond, limite un corps central antérieur convexe transversalement, montrant une granulation du même type que celle de la glabelle. Ce sillon est interrompu dans la partie axiale postérieure du corps central antérieur, ce qui détermine un pont avec le corps central postérieur, très endommagé sur l'unique échantillon. Les extrémités internes du sillon antérieur ont tendance à se bifurquer.

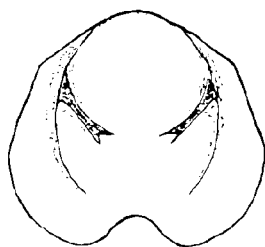


FIG. 1. — *Lichas maroccanus* n. sp.
Hypostome.

Thorax : un thorax très usé laisse deviner au moins 9 segments.

Pygidium : contour extérieur en ogive. Rachis bien marqué s'élevant au-dessus des plèvres portant la trace de deux anneaux d'articulation et l'amorce d'un troisième (postérieurement) limité par des

sillons dorsaux profonds s'incurvant postérieurement vers l'extérieur, sans atteindre le bord postérieur du pygidium. Il se termine indistinctement vers l'arrière et se prolonge par un élément post-rachial large, sub-pentagonal, montrant une crête sagittale peu marquée. Les plèvres portent trois côtes bien marquées et divisées par de profonds sillons suturaux n'atteignant pas le bord extérieur.

Toute la surface est couverte par une granulation grossière.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES :

L'espèce *avus* de Barrande, qui se caractérise par un pygidium à longue épine et possédant quatre côtes, est maintenant rattachée au genre *Uralichas* DELGADO 1892. L'espèce marocaine, très différente, doit être rangée dans le genre *Lichas*, essentiellement du fait de la forme de son pygidium et de son hypostome. Parmi les nombreuses espèces de *Lichas* de l'Ordovicien supérieur, surtout décrites par E. Warburg (1939), c'est à *Lichas laciniatus* (Wahlenberg 1818) des Boda Limestones (Asghill) de Suède centrale, que l'espèce marocaine se rapproche le plus. Elle en diffère cependant par la convexité plus marquée du céphalon et la position des lobes bi-composites dominant ici la glabelle ; également par la forme extérieure plus élargie de l'hypostome. Les pygidiums sont très proches.

Famille REMOPLEURIDIDAE

HAWLE & CORDA 1847

Sous-Famille REMOPLEURIDINAE

HAWLE & CORDA 1847

Genre AMPHYTRION HAWLE & CORDA 1847

Espèce-type : *Caphyra radians* BARRANDE 1846.

Amphytrion sp.

Pl. IX, fig. 6

Le fragment de céphalon figuré ici est le seul récolté de ce genre et provient de la formation supérieure du Ktaoua. Il a été récolté par G. Choubert (1938) près d'Ikhf-n-Ouzreg, dans l'Anti-Atlas central ($x = 517,4$; $y = 351,3$, feuille Bou Haiara), dans les mêmes horizons que *Lichas maroccanus* n. sp. d'âge ashgill. Ce fragment montre une glabelle avec ses trois sillons glabellaires étroits, les antérieurs et médians étant bien marqués. Une

partie de l'anneau occipital est visible, plat, se tenant légèrement plus bas que le niveau de la glabelle, en vue latérale. La longueur sagittale de la glabelle est environ les trois-quarts de sa largeur. En vue latérale, elle tombe doucement vers l'avant sans convexité marquée.

Malgré l'état très fragmentaire de ce céphalon, il semble pouvoir être rapporté au genre *Amphytrion* plutôt qu'à *Remopleurides* (qui ne possède que deux paires de sillons glabellaires) sans qu'il soit possible de le référer à une espèce déterminée (Whittington 1966).

Famille DIONIDIDAE GURICH, 1908

Genre DIONIDE BARRANDE, 1847

Espèce-type : *Dionide formosa* (BARRANDE).

Dionide sp.
Pl. IX, fig. 7

Un seul échantillon récolté, figuré, provenant d'un horizon argileux gris de la partie supérieure de la formation supérieure du Ktaoua, Ashgill, récolté par J. Destombes (1961) du gisement 756 situé au sud-ouest de Tazarine des Ait-Atta, près du Tizi n'Igdad, en $x = 477,7$, $y = 416,4$ sur la feuille topographique Jbel Sarho 7-8. Un céphalon endommagé, un fragment de thorax et de pygidium.

DESCRIPTION :

Céphalon : Endommagé, à peu près semi-circulaire dans son contour extérieur, un peu plus de deux fois plus large que long (sag.) quoique l'échantillon soit un peu écrasé. Glabelle massive, sensiblement carrée à sub-ovale, avec une légère crête sagittale portant une épine au tiers supérieur ; elle tombe doucement latéralement et antérieurement dans les sillons dorsaux et préglabellaires. Un léger renflement extérieur est visible antéro-latéralement. Les joues et le champ préglabellaire, très réduit,

sont parsemés de points, de même taille, petits, se disposant sans ordonnancement particulier. L'état de conservation de l'échantillon ne permet pas de dire si des points de plus grande taille prennent place vers la bordure externe des joues. Les caecum génaux ne sont pas distincts et les pointes génales non conservées.

Thorax : Le premier segment du thorax est conservé en partie et laisse voir le sillon sutural de la première plèvre. La partie centrale renflée de la bande antérieure de la première plèvre, caractéristique, est bien visible.

Pygidium : Un fragment de pygidium, conservé sous le céphalon, est observable. Il montre les deux premiers anneaux antérieurs du rachis et les deux premières plèvres. Celles-ci sont nettement divisées par le sillon sutural, moins profond que les sillons des côtes et atteignant presque la bordure externe du pygidium. Les bandes antérieures de ces plèvres diminuent légèrement de largeur (exsag.) vers l'extérieur, tandis que les bandes postérieures, elles, augmentent de largeur vers l'extérieur.

REMARQUES : L'état fragmentaire de l'échantillon unique ne permet pas de le rapporter à l'une ou l'autre des espèces décrites de *Dionide*. Il ne m'a pas été possible de comparer l'espèce marocaine à *Dionide speciosa* (HAWLE & CORDA) qui, en Bohême, est présente dans les horizons du même âge. Elle est aussi différente de *Dionide decorata* KIELAN et *Dionide subrotundata* KIELAN de l'Ashgill de Pologne (Kiélan, 1960).

L'espèce décrite ici semble cependant très proche de *Dionide euglypta* (ANG.) des « *Tretaspis series* » de Suède, telle que l'a redécrit et figuré Askund, 1936, d'âge ashgill.

CONCLUSIONS : La présence dans l'Ordovicien supérieur (Ashgill) des trois genres de trilobites : *Ichas*, *Amphytrion* et *Dionide* renforce encore les liaisons entre le Sud du Maroc, la Bohême, la Pologne et la Scandinavie, déjà rappelées (Destombes, 1966).

* * *

REFERENCES

- ASKLUND B. (1936). — Die fauna in einem Geschiebe aus der Trinucleusstufe in Jämtland. *Sveriges geologiska undersökning*, ser. C, n° 400; Arsbok 30 (1936), N° 7, 2 pl.
- CHAUVEL J. (1966). — Echinodermes de l'Ordovicien du Maroc. *Cah. Paléontol.*, Edit. C.N.R.S., 120 p., 16 pl.
- DESTOMBES J. (1963 a). — Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). *Rev. Inst. franç. Pétr.*, Paris, vol. 18, n° 10, pp. 1464-1471.
- DESTOMBES J. (1963 b). — Quelques nouveaux *Phacopina* (trilobites) de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 23, n° 172, pp. 47-66.
- DESTOMBES J. (1966). — Quelques *Calymenina* (Trilobitae) de l'Ordovicien moyen et supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 26, n° 188, pp. 33-54, 4 pl.
- KIELAN Z. (1960). — Upper ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Paleontologia polonica*, n° 11, Warszawa Polska. Akademia Nauk, 198 pp. avec 50 fig.-texte et 36 pl.
- RAYMOND P.E. (1925). — Some trilobites of the lower middle ordovician of eastern north America. *Bull. Mus. compar. Zool.* at Harvard College, vol. LXVII, n° 1, 180 pp., 10 pl.
- TRIPP R.P. (1957). — The classification and evolution of the superfamily Lichacea (Trilobita). *Geol. Magaz.*, v. 94, n° 2, pp. 104-122, 8 fig.
- WARBURG E. (1939). — The swedish ordovician and lower silurian Lichidae. Kung. *Svenska vetenskapsakademiens handlingar*, Tredje serien, Band 17, n° 4, Stockholm, 162 pp., 14 pl. et 1 fig.-texte.
- WHITTARD W.F. (1940). — The ordovician trilobite fauna of the Shelve Cordon district, West Shropshire. Part. II. Cyclopygidae, Dionididae, Illoenidae, Nileidae. *Ann. Mag. nat. Hist.*, (II), v. 6, n° 32, pp. 129-153, 4 pl.
- WHITTARD W.F. (1957). — The ordovician trilobites of the Shelve Inlier west Shropshire. Part. III. *Palaeontol. Soc.*, pp. 71-116, Pl. X à XV, London 1958.
- WHITTINGTON H.B. (1952). — The trilobite family Dionididae. *Journ. Paleont.*, 26, I. I-II. Menasha.
- WHITTINGTON H.B. (1966). — The ordovician trilobites of the Bala area, Merioneth; Part. III. *Palaeontol. Soc.*, vol. CXX, pp. 63-92, 9 pl.

EXPLICATION DE LA PLANCHE IX

FIG. 1-5. — *Lichas maroccanus* nov. sp.

1. Céphalon, holotype. Collection : J. Destombes 1966; gisement 1625 : flanc est du jbel bou-Degane; coordonnées x = 499,4; y = 328 sur la feuille topographique Zegdou, édition de 1947; dans des sphéroïdes de pélitocarbonates; formation supérieure du Ktaoua. Ashgill.
a : Vue de dessus, $\times 2$.
b : Vue de profil, $\times 2$.
2. Céphalon fragmentaire. Collection : A. Poueyto, 1952, gisement A/2; feuille Bou Haiara. $\times 2,2$.
3. Céphalon fragmentaire. Coll. A. Poueyto 1952; même gisement que 2. $\times 2,2$.
4. Individu fragmentaire montrant le céphalon, l'hypostome et une partie du pygidium. Coll. : G. Choubert 1939; Si 979, provenant d'Ikhf n-Ouzreg : x = 504; y = 369 sur la feuille Bou Haiara. Echantillon figuré par G. & H. Termier, 1950.

- a : fragment de céphalon, $\times 1,5$.
b : hypostome, $\times 1,4$.
c : fragment de pygidium, $\times 1,4$.

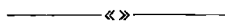
5. Pygidium. Coll. : J. Destombes 1961; gisement 748, massif de l'Aori-Amjot (Maïder), x = 520; y = 419, feuille Maïder 5-6, $\times 2,2$.

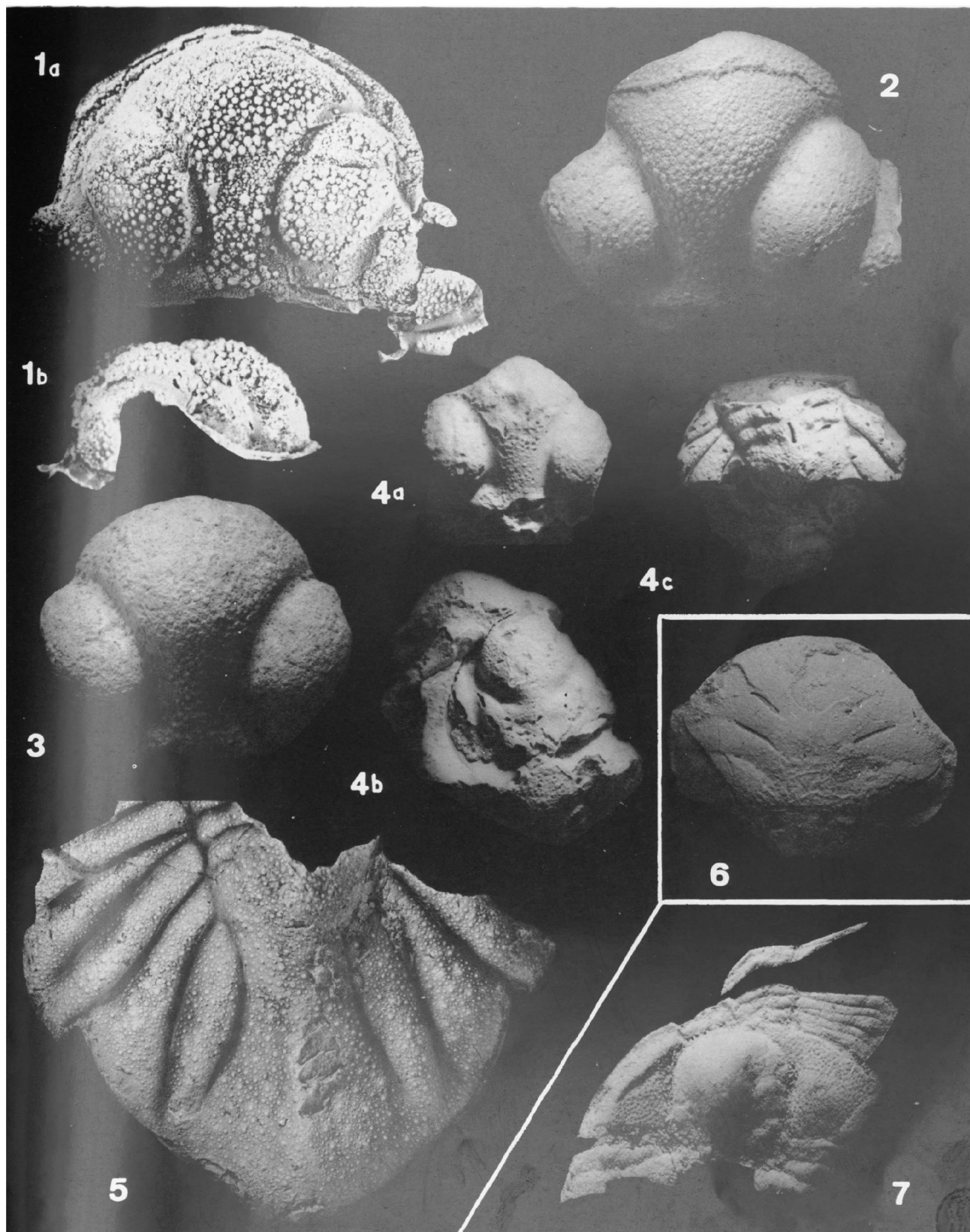
FIG. 6. — *Amphytrion* sp.

Fragment de céphalon. Coll. G. Choubert 1938. Gisement Si 9016, Ikhf n-Ouzreg x = 517,4; y = 351,3, feuille Bou Haiara. Ashgill, $\times 4$.

FIG. 7. — *Dionide* sp.

Céphalon endommagé et fragment de pygidium. Coll. : J. Destombes 1961, gisement 756 près du Tizi n-Igdad au SW de Tazarine des Aït-Atta; x = 477,7; y = 416,4 sur la feuille Jbel Sarhro 7-8, édition de 1953. Ashgill. $\times 5,8$.





La série stratigraphique du Mont Cammarata (Sicani-Sicile)

par P. BROQUET (*), J. MAGNÉ(**) et J. SIGAL(***)

Sommaire. — Un profil stratigraphique W-E du mont Cammarata (partie orientale des monts Sicani, Sicile) est décrit. Ce profil stratigraphique, qui débute dans le Trias et se termine dans le Miocène supérieur, recoupe toute la série mésozoïque et tertiaire de la partie orientale des Sicani et permet de poser un certain nombre de jalons paléogéographiques.

Introduction

Le mont Cammarata, au pied duquel se trouvent les villages de Cammarata et San Giovanni Gemini, constitue la terminaison orientale des monts Sicani, il se situe au SE des monts des Madonies et environ 40 km au N de la ville d'Agrigento. La série stratigraphique qui va du Trias au Miocène supérieur est étudiée sur le flanc oriental du mont Cammarata. Quelques coupes réalisées aux abords du mont Cammarata permettent de préciser l'âge de certains termes de la série.

Historique

Les études géologiques relatives aux Sicani en général et à la région de Cammarata en particulier sont peu nombreuses. La première carte de la région est l'œuvre de Baldacci (1886). Ensuite, G. Castany (1956) réalise un travail de synthèse sur l'ensemble siculo-tunisien dans lequel il tient compte des Sicani ; il signale notamment un contact anormal jalonnant le bord méridional de cette chaîne. Divers travaux concernent ensuite des études stratigraphiques locales réalisées par P. Baggio (1956) à l'occasion d'une reconnaissance géologique relative à un projet de barrage dans la zone de Castronuovo-di-Sicilia et par S. Motta (1958). Enfin, P. Broquet (1964) décrit brièvement la série stratigraphique

de la partie orientale des monts Sicani entre Santo Stefano-Quisquina et Cammarata et insiste sur la répartition des niveaux plastiques qui conditionnent le style tectonique de cette chaîne constituée dans la région étudiée d'une unité en apparence autochtone : l'unité du mont Cammarata et d'unités charriées vers le S à la suite d'un décollement fondamental de couverture au niveau du Trias plastique.

Stratigraphie

Une coupe E-W du mont Cammarata qui culmine à 1580 m permet de recouper l'ensemble de la série secondaire et tertiaire des Sicani. Il s'agit d'une série monoclinale qui plonge vers l'E (fig. 1 et 2). L'un de nous (P.B.) a levé la carte et les coupes dont l'étude micropaléontologique a été faite par J. Sigal pour les niveaux allant du Lias à l'Eocène et J. Magné pour le Nummulitique et le Miocène (1).

A) TRIAS s. l.

Il s'agit d'un Trias marin de type mésogéen, composé :

1) d'un terme inférieur argileux et plastique qui correspond au « flysch carnien » des auteurs italiens. Il est composé d'argiles foncées contenant quelques niveaux de calcaires microbréchiques gris

(*) Laboratoire de Géologie de Lille.

(**) Laboratoire Esso-Rep - 33 - Bègles.

(***) Institut Français du Pétrole, 92 - Rueil-Malmaison.

(1) Nous remercions très vivement les spécialistes qui nous ont fourni des déterminations paléontologiques : M. le Chanoine Dubar (Bélemnites) ; M. Durand Delga (*Aptychus*) ; M. Grékoff (Ostracodes) ; M. Freudenthal (Mioegypsinés et Lépidocyclines).

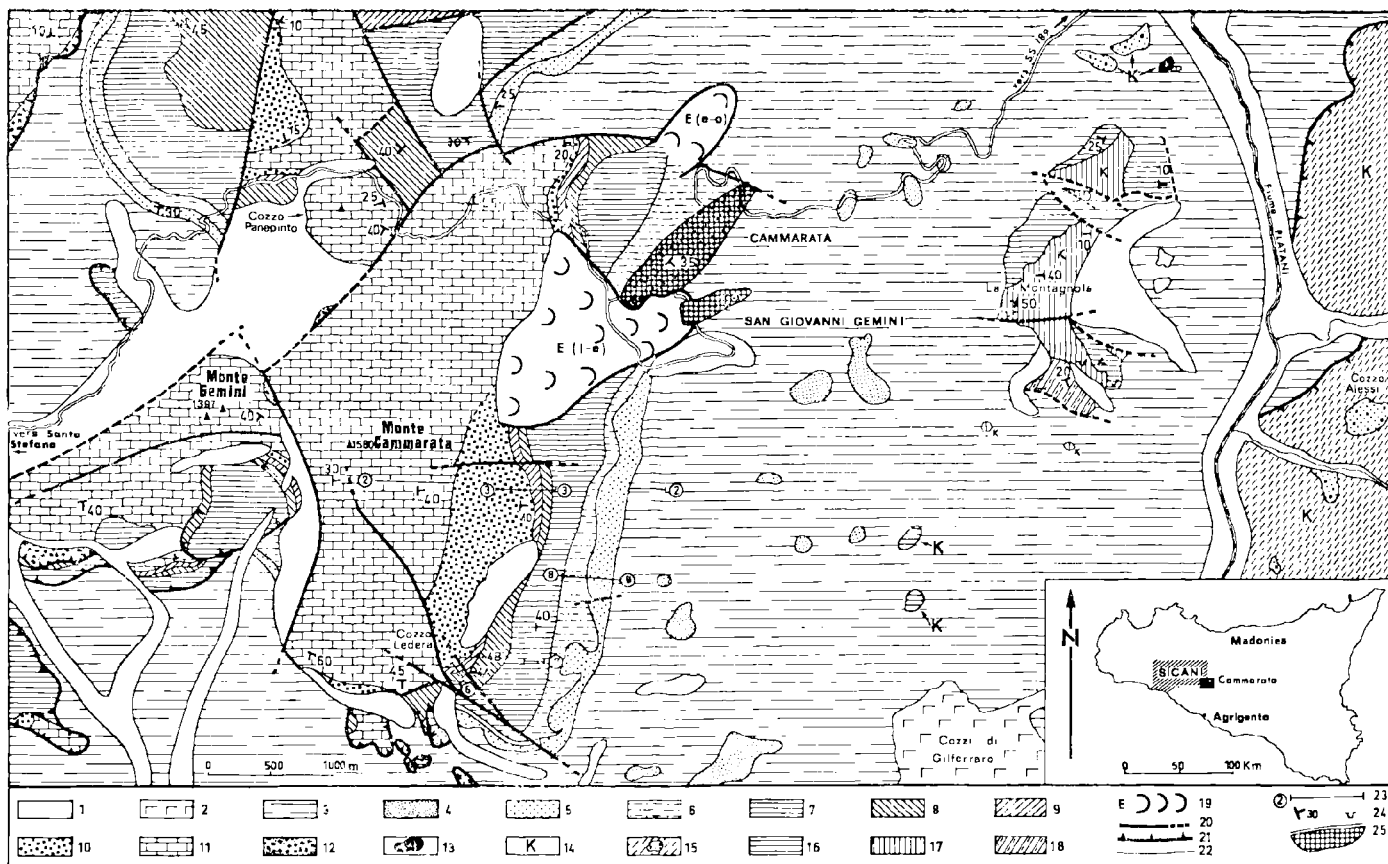


Fig. 1. CARTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE CAMMARATA (Sicani - Sicile).

1. Eboulis et alluvions.

SERIE DU MONT CAMMARATA :

2. Calcaires, gypse, etc., du Miocène terminal.
3. Marnes gris-bleuâtes du Miocène supérieur, renfermant de nombreuses klippes sédimentaires et contenant des blocs de molasse tortonienne (4).
5. Grès glauconieux du Miocène inférieur. Aquitano-Burdigalien.
6. Marnes sableuses de l'Oligocène moyen (?) - supérieur. Quelques mètres de calcaires microbréchiques de l'Oligocène moyen.
7. Calcaires à pâte fine, calcaires marneux et marnes rouges et blancs. Paléocène à Eocène supérieur.
8. Radiolarites, calcaires silicifiés à *Aptychus* et marnes vertes. Lias supérieur (?) à Aptien.
9. Marnes verdâtres et rouges du Pliensbachien [Carixien-Domérien (?)].
10. Calcaires oolithiques et conglomérats du Lias inférieur à moyen.
11. Calcaires clairs à silex du Carnien (?) - Norien-Infralias (?).
12. « Flysch carnien ».
13. Basaltes et tufs basaltiques d'âges divers.

KLIPPES SEDIMENTAIRES :

14. K = Klippes sédimentaires.
15. Argilites brunes et blocs de grès à dragées de quartz du Miocène inférieur (faciès numidien).

SERIE DE LA MONTAGNOLA :

16. Calcaires à grain fin et marnes blancs. Calcaires microbréchiques. Danien à Stampien. Il existe des affinités de faciès entre 16 et 7.
17. Calcaires en dalles à Rudistes et Orbitolines. Brèches siliceuses interstratifiées. Crétacé inférieur-Cénomannien (?).
18. Alternance d'argilites brunes et de niveaux à Radiolaires. Jurassique (?) ou Crétacé inférieur (?).
19. E = Eboulements ou écoulements chaotiques. Les terrains intéressés sont indiqués entre parenthèses ; exemple : (1-e) veut dire Lias à Eocène.
20. Principales failles verticales ou subverticales.
21. Contacts anormaux.
22. Contours géologiques.
23. Tracés des coupes ; le n° de la figure correspondante est entouré.
24. Pendages en degrés. Carrières.
25. Route et agglomération.

Sur la petite carte de la Sicile, nous avons indiqué la situation de la zone cartographiée.

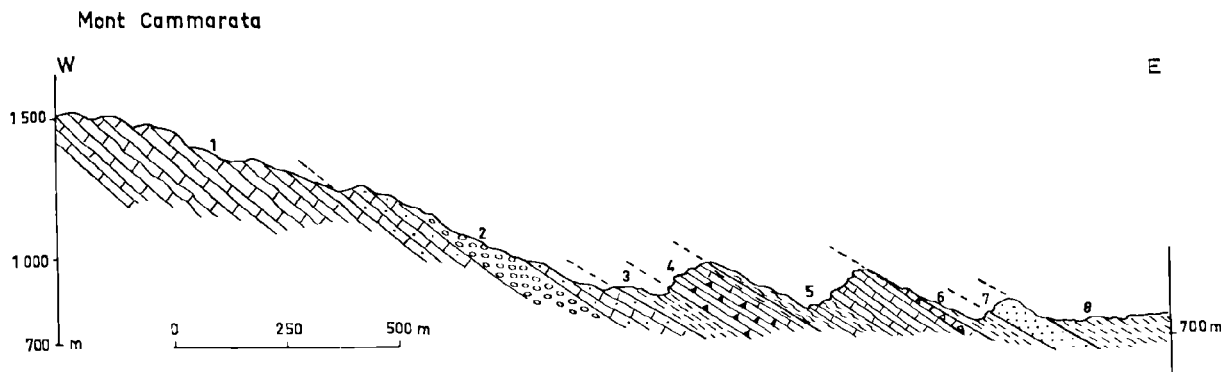


FIG. 2. — Coupe géologique du Mont Cammarata.

8. Marnes gris-bleuté du Miocène supérieur basal (Helvétien ?).
7. Grès glauconieux du Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien ?).
6. Marnes sableuses et glauconieuses. Oligocène moyen (?) - supérieur. Quelques mètres de microbrèches à Lépidocyclines de l'Oligocène moyen à la base de la série.
5. Marnes rouges, calcaires marneux rouges et blancs. Paléocène à Eocène supérieur.
4. Radiolarites, calcaires silicifiés à *Aptychus*, marnes vertes. Lias supérieur (?) à Aptien ; (le Lias supérieur, le Dogger et une partie du Malm n'ont pas été caractérisés ; les premiers niveaux datés sont d'âge kimméridgien).
3. Marnes rouges et vertes du Pliensbachien [Carixien - Domérien (?)].
2. Calcaires oolithiques et conglomérats du Lias inférieur à moyen.
1. Calcaires clairs du Carnien (?) - Norien - Infralias (?)

affleurant à l'W du mont Cammarata à la Portella delle Venere. En cet endroit, une faille verticale NNW-SSE sépare le mont Cammarata du mont Gemini et il est difficile de dire à quelle série se rattache le Carnien qui jalonne une partie de la faille. Dans la partie orientale des Sicani, cette formation affleure peu, elle est chaotique et jalonne de nombreux contacts anormaux. On la rencontre sur les feuilles au 25.000° de Cammarata, Santo Stefano-Quisquina (P. Broquet 1964 b) mais aussi au Pizzo Colabria et au N de la Contrada Borruso (feuille au 25.000° de Filaga). Les affleurements les plus importants sont situés sur les feuilles au 25.000° de Vicari et Roccapalumba, là où le « flysch carnien » repose généralement sur le flysch permien. On en trouve également quelques lambeaux sur les feuilles au 25.000° de Lercara Friddi (Contrada Raisivito) et Valledolmo (P. Broquet, A. Caire et G. Masele 1966) ; il s'agit de klippe sédimentaires mises en place dans les marnes du Miocène supérieur (P. Broquet 1964 b ; P. Broquet, A. Caire et G. Masele 1966).

2) d'un terme supérieur calcaire [Carnien (?) - Norien-Infralias (?)]. A la faveur d'une faille sub-verticale indiquée précédemment, le mont Camma-

rata offre sur son bord ouest une excellente coupe montrant, de bas en haut :

— des calcaires gris parfois dolomitiques en petits banes à silex bleus à brunâtres, en lits ou en nodules. Ces calcaires contiennent quelques minces intercalations d'argiles verdâtres et des conglomérats intraformationnels. Nous y avons rencontré de nombreux *Halobia* sp. ;

— Plusieurs dizaines de mètres de calcaires gris clair en gros banes. La série calcaire a une épaisseur totale de 320 m (P. Broquet, 1964 b).

B) JURASSIQUE.

Celui-ci se compose de trois termes :

a) des calcaires en gros banes, gris clair, oolithiques, pseudoolithiques, graveleux, à Entroques ou à pâte fine. Age : Lias inférieur à moyen (?) ;

b) des marnes rouges et vertes du Lias moyen [Pliensbachien - Carixien - Domérien (?)];

c) des radiolarites rouges, parfois blanchâtres (Lias supérieur (?) à Tithonique-Néocomien).

Au SE de la Contrada la Ferta (mont Cammarata) nous avons rencontré les niveaux suivants (fig. 3) :

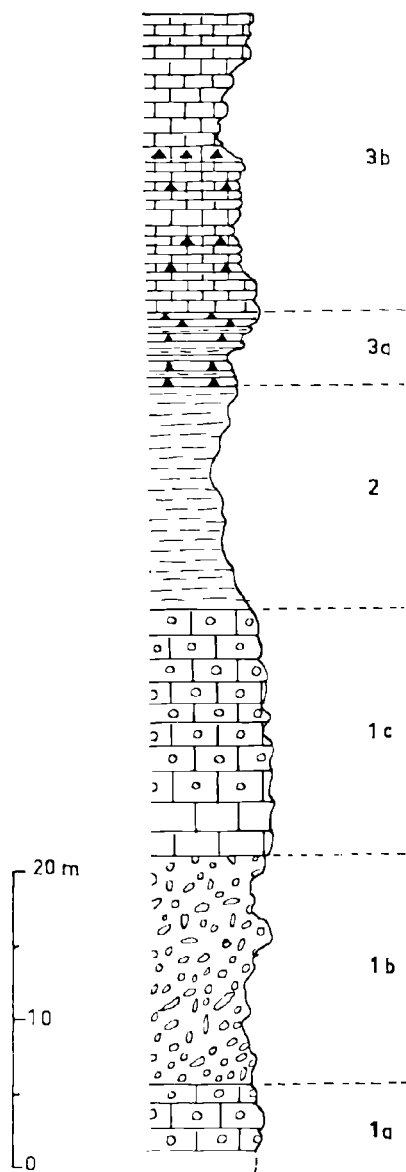


FIG. 3. — Légende dans le texte.

1) calcaires oolithiques blancs (1 a) sur lesquels repose un conglomérat (1 b) épais d'une quinzaine de mètres au moins, composé de galets de calcaires clairs à pâte fine, de calcaires gris à Radiolaires du Trias, de calcaires à Entroques. Les galets sont de tailles variées. Le ciment du conglomérat constitué

par des marnes vertes nous a fourni des Ostracodes peu caractéristiques qui ressemblent à des formes sinémuriennes connues dans le Bassin de Paris et *Dentalina* cf. *varians* TERQUEM.

Sur le conglomérat viennent 15 à 20 m de calcaires (1 c) blancs à pâte fine, puis oolithiques en banes de quelques décimètres à plusieurs mètres ;

2) 15 m de marnes verdâtres et rouges très riches en Foraminifères et Ostracodes indiquant le Pliensbachien - (Carixien).

— Foraminifères :

Lenticulina cf. *ruthenensis* ESPIT. et SIGAL
Astacolus cf. *rectalonga* BRAND
Dentalina *sinemuriensis* TERQUEM
Marginulina cf. *burbachii* DREYER
Marginulina gr. *constricta* TERQUEM et BERTHELIN
Nodosaria cf. *setulosa* TERQUEM
Frondicularia *involuta* TERQUEM
Frondicularia cf. *procera* BURBACH
« *Frondicularia* » *thuringica* BURBACH
Planularia cf. *filosa* TERQUEM
Lingulina gr. *tenuistriata* NOERWANG
Lingulina *tenera* (BORNEMANN)
Lingulina gr. *occidentalis* (BERTHELIN)
Lingulina *tenera* *carinata* NOERWANG.

— Ostracodes :

Bairdia aff. *fortis* SEILACHER - DREXLER
Bairdia cf. *molesta* APOSTOLESCU.
Isobrythocypris sp. ;

3) calcaires silicifiés (3 a) rouges, très riches en Radiolaires, alternant avec de minces passées d'argillites rouges à Radiolaires. On rencontre quelques lentilles siliceuses de teinte ocre ou chocolat. Ces niveaux ne nous ont fourni que des Radiolaires. Epaisseur 5 m.

Radiolarites et calcaires silicifiés (3 b) blancs, roses ou rouges, en banes de 5 à 35 cm à *Aptychus* caractérisant le Jurassique très supérieur (Kimméridgien-Portlandien) (P. Broquet, 1964 b). L'épaisseur atteint au moins 20 m.

Nous n'avons pas caractérisé le Dogger et une partie du Malm, mais il semble exister une continuité de sédimentation entre le Lias moyen et le Jurassique supérieur. Toutefois, la série serait très réduite en épaisseur (P. Broquet, 1964 b) et peut-être condensée.

Remarque : 1700 m au S de la Contrada la Ferta, au Cozzo Ledera (fig. 4), on trouve un conglomérat (a) remaniant les mêmes éléments que ceux

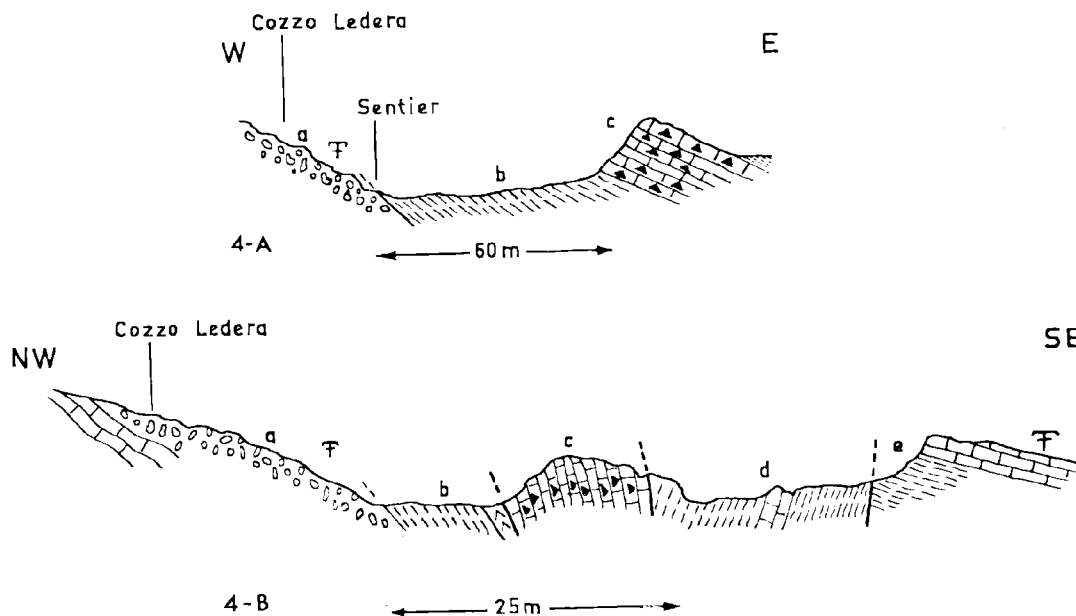


FIG. 4. - Légende dans le texte.

La coupe A est située à une centaine de mètres au N de la coupe E.

F = gisements fossilifères.

que nous avons décrits précédemment (fig. 3, 1 b) et, entre autres, des calcaires à *Halobia* sp. du Trias ; le ciment de ce conglomérat nous a fourni une microfaune et une macrofaune indiquant le Lias moyen, on peut citer entre autres :

— Foraminifères :

Lingulina gr. *bornemannii* (FRANKE)
Lingulina gr. *occidentalis* (BERTHELIN)
Lingulina cf. *tenera pupoides* NOERWANG
Lingulina tenera carinata NOERWANG.

— Ostracodes :

Bairdiidae ex. gr. *Ostr.* 1727 a Buck, 1954.

La macrofaune est composée de Bélemnites parmi lesquelles :

Belemnites (Hastites) milleri PHILL.
Belemnites (Passaloteuthys) bruguieri D'ORB.
Belemnites (Passaloteuthys) apicicurvatus BLATNY.

Le conglomérat de Cozzo Ledera se trouve cependant dans une situation différente de celle du conglomérat de la Contrada la Ferta ; il n'est pas interstratifié dans les calcaires du Lias, mais se situe, semble-t-il à la base des marnes rouges (fig.

4 b) du Pliensbachien - [Carixien - Domérien (?)] où l'on rencontre entre autres :

Lenticulina polygonata FRANKE
Lenticulina cf. *ruthenensis* ESPITALIE et SIGAL
Astaculus (Marginulinopsis) gr. *varians* (BORNE-MANN)
Astaculus cf. *stutzeri* FRANKE
Astaculus cf. *strilla* TERQUEM
Marginulina cf. *constricta* (TERQUEM et BERTHELIN)
Lingulina testudinaria FRANKE
Lingulina cf. *occidentalis* (BERTHELIN)
Lingulina gr. *tenera* (BORNE-MANN)
Palmula cf. *kuhni* FRANKE
Falsopalmula obtusa TERQUEM.

Les Ostracodes correspondent à *Ptychobairdia* ex gr. *schaubergeri* KOLLMANN. Cette forme a été décrite dans les « Fleckenmergel » (attribuées au Domérien au moins) des Alpes autrichiennes.

Ces marnes rouges qui supportent des diabases (fig. 4 B) semblent reposer sur le conglomérat, toutefois une faille difficile à déceler sur le terrain pourrait exister entre les deux formations. Sur les marnes rouges, on trouve les calcaires silicifiés et les radiolarites du Kimméridgien - Portlandien (fig. 4 c).

Les conglomérats indiqués dans le Lias sont l'indice d'une transgression (P. Broquet, 1964 b); il serait toutefois nécessaire de faire une étude de détail notamment dans la zone située entre le Cozzo Ledera et la Contrada La Ferta pour préciser le niveau exact où se situe cette transgression.

C) CRÉTACÉ.

Le Tithonique passe en continuité à des calcaires silicifiés à Radiolaires et *Aptychus* du Néocomien surmontés de marnes dont la teinte dominante est verte. Ces faciès apparaissent sur le flanc oriental du mont Cammarata, mais la meilleure coupe que nous avons rencontrée se situe à l'E du Pizzo delle Rondine (F. San Stefano Quisquina) à la Contrada Gargiuffé où nous avons noté les faciès suivants (fig. 5, 3) :

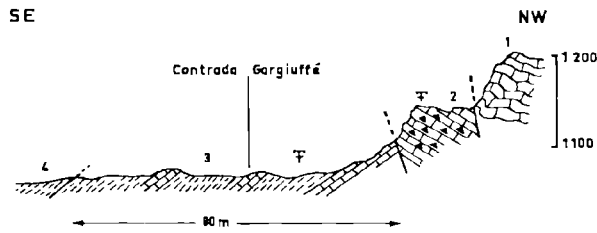


FIG. 5. — Légende :

- 1 calcaires du Norien ;
2. calcaires silicifiés à *Aptychus* du Tithonique ;
3. calcaires silicifiés et marnes vertes du Néocomien ;
4. marnes rouges du Paléocène.

— calcaires silicifiés blanchâtres à silex en rognons, passant à des marnes vertes à passées rougeâtres, alternant avec des calcaires blancs. La série a environ 30 m d'épaisseur. Calcaires et marnes contiennent des *Aptychus* indiquant un âge berriasien pour les niveaux de base où l'on rencontre l'association suivante :

Lamellaptychus beyrichi (OPP.)
Lamellaptychus gr. *beyrichi* (OPP.)
Punctaptychus punctatus (VOLTZ)
Punctaptychus sp.
Lamellaptychus cf. *aplanatus* (GILL.)
Lamellaptychus mortilleti (PICT. et LOR.) var. *longa*
 TRAUTH
Lamellaptychus cf. *submortilleti* var. *retrofla longa*
 TRAUTH.

Les marnes vertes à passées rougeâtres des niveaux moyens ont fourni une association caractérisant l'Hauterivien supérieur ; il s'agit de :

Lamellaptychus angulocostatus (PETERS)
Lamellaptychus gr. *angulocostatus* (PETERS)
Lamellaptychus angulocostatus (PETERS) var. *atlantica radiata* TRAUTH.

La microfaune est assez pauvre ; les niveaux moyens et supérieurs ont fourni :

Glomospira gordialis (JONES et PARKER)
Guttulina sp.
Astacodus sp.
Lenticulina sp.

Sur le flanc oriental du mont Cammarata, au Cozzo Ledera, nous avons levé une coupe (fig. 4 d-e) qui s'est avérée plus riche en microfaune, nous y avons rencontré :

Spirillina cf. *neocomiana* MOULLADE
Marssonella hauteriviana MOULLADE
Lenticulina ouachensis var. *wisselmanni* BETTENST.
Lenticulina sherlocki ZASPYELOVA
Astacodus cf. *incurvatus* REUSS
Marginulina cf. *linearis* REUSS
Dentalina cf. *linearis* ROEMER
Dentalina distincta REUSS
Gavelinella cf. *sigmoicosta* (TEN DAM).

Ces foraminifères indiquent l'Hauterivien-Barrémien inférieur. La série atteint l'Aptien, un échantillon nous ayant fourni une association caractéristique du Gargasien inférieur (zone à Schackoïnes) :

Marssonella ouachensis SIGAL
Lenticulina vonderschmitti GAND.
Astacodus cf. *incurvatus* REUSS
Astacodus grata REUSS
Marginulina cf. *tripleura* REUSS
Nodosaria cf. *ithystoecha* LOEBL. et TAPP.
Lingulina (cf. « *Frondicularia* ») *loryi* BERTH.
Neobulimina aff. *varsoviensis* BIEL. et POZAR.
Bolivina textularioides REUSS
Schackoïna pustulans BOLLI
Schackoïna reicheli BOLLI
 Nombreuses Globigérines du Gargasien.

Nous avons rencontré le Néocomien en de nombreux points dans la zone orientale des Sicani ; nous indiquerons ici l'affleurement qui se situe sur la feuille au 25.000° de Filaga au Pozzo del Corvo, où le Néocomien a plus de 30 m d'épaisseur et se compose d'une alternance de marnes vertes et de calcaires durs, blancs, parfois légèrement verdâtres, à silex marrons ou gris en rognons et en lits. Les trois niveaux marneux sont plus développés que les niveaux calcaires qui ont 5 à 8 m d'épaisseur.

Nous n'avons pas caractérisé le Crétacé supérieur sur le mont Cammarata, mais l'avons toutefois rencontré, sous une épaisseur très réduite et à la base d'un conglomérat, dans l'unité allochtone de

Castronuovo di Sicilia, au SE de la Portella San Francesco (feuille au 25.000° de Filaga), ainsi que dans la région située au N du village de Filaga, sous le puissant conglomérat de la Contrada Martino (km 61 route Prizzi-Lercara Friddi).

Ce Crétacé supérieur a été signalé dans les Sicani par Motta (1958), Mascle (1964-1965), Daina (1965). Il est représenté par des calcaires et marno-calcaires à faciès « scaglia », en général rouges, à *Globotruncana* caractérisant le Campanien-Maestrichtien.

D) PALÉOCÈNE - EOCÈNE.

Une coupe finement échantillonnée au Cozzo Ledera nous a fourni (fig. 6):

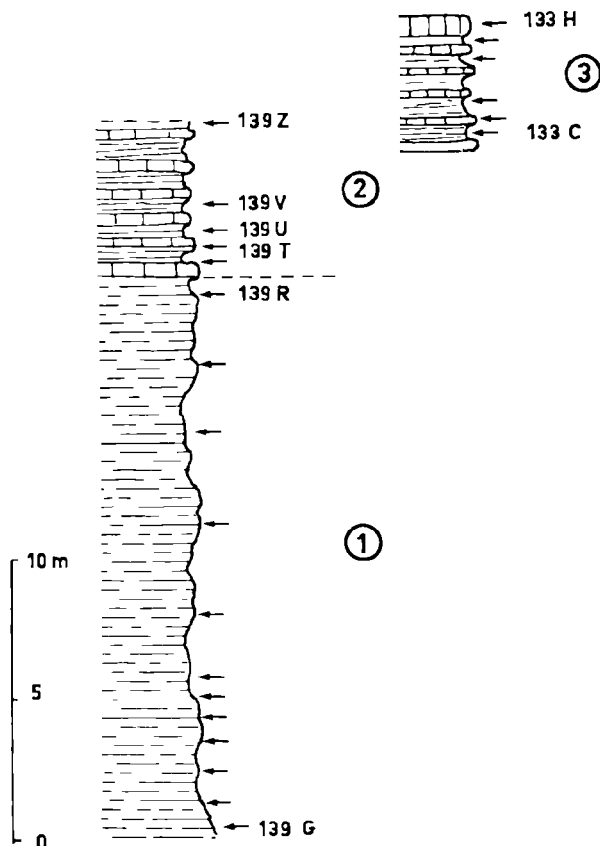


Fig. 6. -- Légende dans le texte.

1) 10 m de marnes rouges indurées contenant des *Globotruncana* du Maestrichtien supérieur remaniées parmi lesquelles :

- Globotruncana arca* (CUSHMAN)
 - » *falsostuarti* SIGAL
 - » *fornicata* PLUMMER
 - » *mayaroensis* BOLLI
- Globotruncana contusa* (CUSHMAN)
- Pseudotextularia varians* RZEHAJ
- Rugoglobigerina hantkeninoides inflata* BRÖNNIMANN.

Ces faunes du Sénonien supérieur se trouvent avec des Foraminifères du Paléocène et en particulier :

- Globorotalia velascoensis* (CUSHMAN)
 - » *aequa* (CUSHMAN et RENZ)
 - » *angulata* (WHITE)
 - » *pseudomenardii* BOLLI
 - » cf. *elongata* GLAESSNER
 - » *acuta* TOULMIN
 - » *abundocamerata* BOLLI
 - » cf. *mckannai* (WHITE)
 - » *quadrata* (WHITE)
 - » *compressa* (PLUMMER)
 - » gr. *crassata* (CUSHMAN)
 - » cf. *traubi* GÖRIBANDT
 - » *occlusa* LOEBL et TAPPAN
 - » cf. *tribulosa* LOEBL et TAPPAN
 - » *acarinata* (SUBBOTINA).
 - » *pseudobulloides* (PLUMMER)
- Globigerina velascoensis* CUSHMAN
 - » *triangularis* WHITE
 - » *inaperta* FINLAY
 - » *triloculinoides* PLUMMER
 - » cf. *inconstans* SUBBOTINA
 - » *trivialis* SUBBOTINA
 - » cf. *variata* SUBBOTINA.

Ces microfaunes correspondent aux échantillons 139 G à 139 R.

Nous avons indiqué une microfaune globale pour l'ensemble des échantillons ; une étude très détaillée permettrait probablement de distinguer plusieurs niveaux dans le Paléocène.

2) Les marnes rouges passent à des calcaires gris-clair alternant avec des marnes gris-bleuté qui deviennent jaunâtres quand elles sont altérées. Epaisseur 5,30 m. Les échantillons 139 T et 139 C ont fourni :

- Globorotalia wilcoxensis* CUSHMAN et PONTON
 - » *rex* MARTIN
 - » cf. *acuta* TOULMIN
 - » *aequa* (CUSHMAN et RENZ)
 - » *formosa gracilis* BOLLI
- Globigerina soldadoensis angulosa* BOLLI.

Cette association caractérise l'Yprésien inférieur (zone à *wilcoxensis*). Ensuite, les échantillons 139 V à Z ont fourni une association caractérisant l'Yprésien moyen à supérieur (zones à *formosa* et à *aragonensis*) soit :

- Globorotalia rex* MARTIN
 » *aragonensis* NUTTALL
 » *formosa gracilis* BOLLI
 » aff. *wilcoxensis* CUSHMAN et PONTON
 » *marginodentata* SUBBOTINA
 » *lensiformis* SUBBOTINA
 » *pseudotopilensis* (SUBBOTINA)
 » *triplex* (SUBBOTINA).
Globigerina inaequispira SUBBOTINA
 » *pseudoecaena* SUBBOTINA
 » *linaperta* FINLAY
 » *turgida* FINLAY.

3) Alternance de calcaires clairs et de marnes en strates de 10 cm d'épaisseur passant à des calcaires en banes de 10 à 20 cm d'épaisseur. Nous y avons rencontré (133 C à 133 H):

- Globorotalia aragonensis* NUTTALL
 » cf. *rex* MARTIN
 » *quetra* BOLLI
 » gr. *formosa* BOLLI
 » *pseudotopilensis* (SUBBOTINA)
 » *aragonensis caucasica* GLAESSNER
Globigerina linaperta FINLAY
 » cf. *triangularis* WILITE
 » *pseudoecaena* SUBBOTINA
 » *primitiva* FINLAY.

Il s'agit probablement encore d'Yprésien moyen-supérieur, mais il n'est pas exclu que la série atteigne l'Eocène moyen.

Nous avons pu compléter cette série 600 m à l'E du Cozzo Ledera où nous avons rencontré l'Eocène supérieur. Cette coupe nous a montré (fig. 7):

1) 38 m de marnes rouges avec quelques intercalations calcaires de couleur claire. La base de la série affleurant dans de mauvaises conditions, nous en avons échantillonné les six derniers mètres qui ont fourni (141 A à 141 D):

- Globorotalia cocoaensis* CUSHMAN
Globigerina yeguaensis WEINZIERL et APPELX
 » cf. *venezuelana* HEDBERG
 » *corpulenta* SUBBOTINA
Globigerapsis seminivoluta (KEIJZER)
Catapsydrax martini BLOW et BANNER
Hantkemina alabamensis CUSHMAN
Hantkemina cf. *danvillensis* HOWE et WALLACE
Vukulina bertonica FINLAY.

Cette association caractérise la base de l'Eocène supérieur. Par suite de difficultés d'échantillonnages, nous n'avons pas pu réaliser une coupe continue entre le Paléocène et l'Eocène supérieur. Le Lutétien n'a pas été caractérisé, mais la continuité de sédimentation entre le Paléocène et l'Eocène supérieur permet d'admettre son existence.

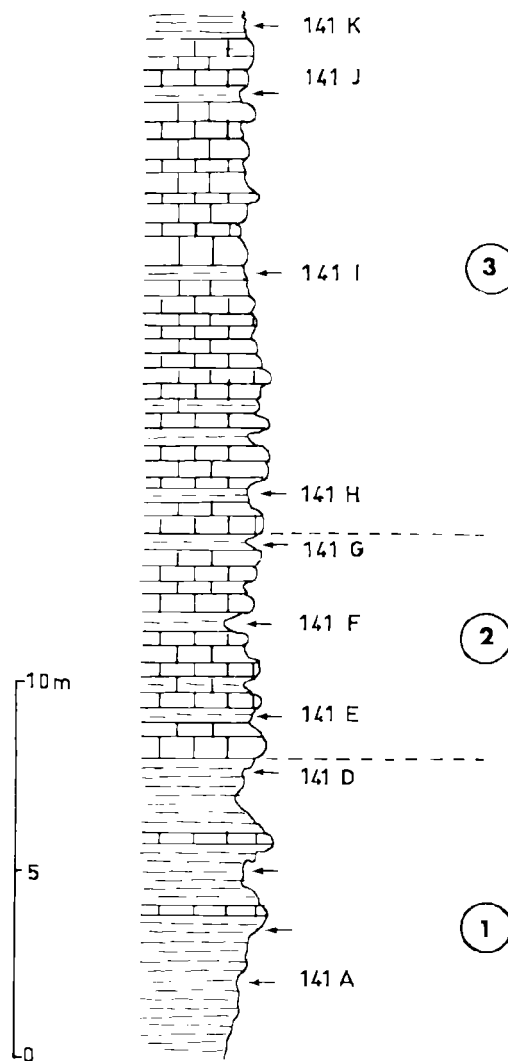


FIG. 7. — Légende dans le texte.

2) 6 m de calcaires blancs en petits banes avec quelques intercalations de marnes rouges où l'on rencontre (141 E à 141 G):

- Globorotalia cocoaensis* CUSHMAN
Globigerina ouachitaensis HOWE et WALLACE
 » *ampliapertura* BOLLI.

Cette association caractérise l'Eocène supérieur franc.

3) 4 m de calcaires blancs en petits banes avec quelques interbanes marneux gris-blanc;

10 m de calcaires blancs en bancs demi-décimétriques à décimétriques. Ces niveaux ont fourni les espèces suivantes (141 I à 141 K):

Globigerina ouachitaensis HOWE et WALLACE
» *ouachitaensis senilis* BANDY.

Il s'agit probablement encore d'Eocène supérieur.

Les coupes que nous avons décrites montrent que le Paléocène est constitué par plus de 20 m de marnes rouges indurées ; l'Eocène inférieur a au moins 10 m d'épaisseur, il s'agit de calcaires clairs et de marnes gris-bleu ; l'Eocène moyen-supérieur est constitué par au moins une soixantaine de mètres de marnes rouges et de calcaires blancs en alternance, en proportion variable, passant à des calcaires et marnes blancs de l'Eocène supérieur.

Le Paléocène est transgressif ; nous n'avons pas rencontré le conglomérat de base de la transgression sur le mont Cammarata mais à la Contrada Buonanotte à la cote 820 (F. de Santo Stefano-Quisquina), près de Castronuovo di Sicilia au N de la Sorgente San Calogero (F. Lercara Friddi), etc.

Remarques :

Les remaniements de microfaune sont très importants dès le Paléocène, nous avons cité des *Globotruncana* du Sénonien supérieur remaniés, mais nous pouvons indiquer également des microfaunes du Lias supérieur et du Bajocien que nous avons retrouvées dans le Paléocène de la Contrada Gargiuffé (feuille au 25.000^e de Santo Stefano-Quisquina).

E) OLIGOCÈNE.

A l'W de la contrada Piano di Conte, nous avons rencontré (fig. 8):

1) Calcaires éocènes-oligocènes.

A l'W du village de Cammarata, près de la Casa Forestale qui se trouve le long de la route Cammarata Santo Stefano-Quisquina, nous avons trouvé des microbrèches à Lépidocyclines qui doivent se situer juste au dessus des niveaux supérieurs de la coupe décrite précédemment. Ces microbrèches ont fourni des microfaunes remaniées du Crétacé supérieur et de l'Eocène ; des Nummulites oligocènes et quelques rares *Lepidocyclina* sp.

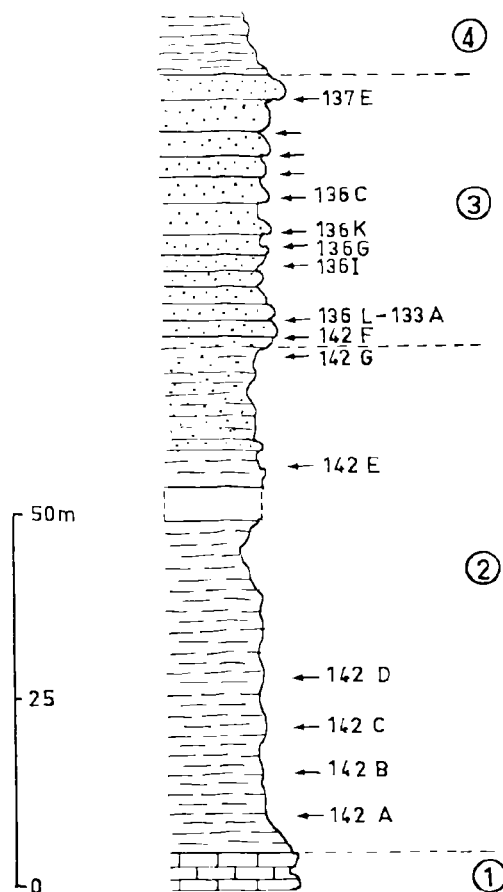


FIG. 8. — Légende dans le texte.

2) 100 m environ de marnes gris-bleuté devenant glauconieuses et sableuses vers le sommet. Ces marnes nous ont fourni de riches microfaunes comprenant de nombreuses formes planctoniques (142 A à 142 G):

- Globigerina rohri* BOLLI
- » *venezuelana* HEDBERG
- » *ciperoensis ciperoensis* BOLLI
- » *ciperoensis angulisurealis* BOLLI
- » *ciperoensis angustiumbilicata* BOLLI
- Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN et BERMUDEZ)
- Globorotalia* cf. *opima opima* BOLLI
- Globorotalia opima nana* BOLLI

associées à des espèces benthiques :

- Vulvulina spinosa* CUSH.
- Haplophragmoides* sp.
- Cyclammmina* sp.
- Pellenia bulloides* (d'ORB.)
- Pleurostomella brevis* SCHWAGER
- Stilostomella paucistriata* (GAILL. et MORREY)

Stilostomella curvatura (CUSH.)
Bulimina palmerae PARKER et BERMUDEZ
Uvigerina mexicana NUTT.
 » *havanensis* CUSH. et BERMUDEZ
 » *auberiana* d'ORB.
 » sp.
Cassidulina subglobosa BRADY
Gyroidina sp.
Planulina aff. *renzi* CUSH. et STAINFORTH
Lagena sp., etc

L'Oligocène très supérieur n'a pas été caractérisé dans cette série qui comprendrait très probablement l'Oligocène moyen à supérieur.

3) Grès glauconieux du Miocène.

La coupe du mont Cammarata ne nous a pas permis d'observer une coupure nette entre l'Eocène et l'Oligocène, par contre à la Contrada Melia, au SE du Cozzo Zoira (F. de Santo Stefano-Quisquina) l'un de nous (P.B.) a observé un conglomérat de transgression situé à la base des calcaires microbréchiques de l'Oligocène.

700 m à l'W du Cozzo Babaluceddu, et en particulier au km 5 de la route qui va de Castronuovo di Sicilia à Lercara Friddi, on observe une lumachelle à Lépidocyclines reposant sur des calcaires et marnes blanches de l'Eocène (P. Broquet, 1964 c, p. 143); entre les deux formations se trouve une surface durcie. A proximité de cette lumachelle à Lépidocyclines on rencontre (C. Babaluceddu et Cozzo San Luca) des calcaires microbréchiques à Lépidocyclines; il est difficile d'établir des relations entre les deux formations que l'on n'observe pas en continuité, il semblerait toutefois que la lumachelle à Lépidocyclines se situe à la base des calcaires microbréchiques à Lépidocyclines.

F) MIOCÈNE.

A la Contrada Piano di Conte (F. Cammarata), on trouve sur les marnes sableuses et glauconieuses de l'Oligocène (fig. 8-2) environ 35 m de grès glauconieux (fig. 8-3) à ciment calcaire, peu consolidés, en banes minces à la base (5 à 15 cm) passant vers le sommet à des banes plus épais (0,50 à 2 m). Ces grès glauconieux alternent avec de minces lits de marnes sableuses et glauconieuses verdâtres. Les grès présentent des stratifications entrecroisées, des pistes de vers, de rares figures de charge. Les lits marneux nous ont fourni des microfossiles généralement mal conservés, mais il semble qu'on puisse distinguer deux associations :

a) de 142 F à 136 K :

Globigerinoides trilobus (REUSS)
 » *trilobus immaturus* LE ROY
 » *irregularis* LE ROY
Globigerina bulloides d'ORB.
Catapsydrax dissimilis (CUSH. et BERMUDEZ) très rare
Globorotalia mayeri CUSH. et ELLISOR
 » cf. *scitula* (BRADY)
Martinottiella communis (d'ORB.)
Uvigerina auberiana (d'ORB.)
Melonis pompilioides (FICHEL et MOLL.)
Melonis soldanii (d'ORB.)
Pullenia bulloides (d'ORB.)
Siphonina sp.
Amphistegina sp.
 et quelques formes remaniées du Crétacé supérieur (*Globotruncana*, Gumbélines).

b) de 136 C à 137 E :

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerina bulloides d'ORB.
 » sp.
Globorotalia mayeri CUSH. et ELLISOR
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARK et COLLINS) fréquent
Globoquadrina sp.
Martinottiella communis (d'ORB.)
Uvigerina auberiana (d'ORB.)
Melonis soldanii (d'ORB.)
Pullenia bulloides (d'ORB.)
Siphonina sp.
Gyroidina girardana (REUSS)
Sphaeroidina bulloides d'ORB.
Pleurostomella alternans SCHWAGER
Plectofrondicularia sp.
 et quelques *Globotruncana* remaniées.

Ces associations caractérisent le Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien).

Cette série gréseuse a livré aussi (136 G):

Miogypsina günteri COLE
Lepidocyclina gr. *morgani* (LEM. et R. DOUV.)
Amphistegina sp.

Cette association serait caractéristique, selon M. Freudenthal, de l'Aquitainien. Il serait, cependant, imprudent d'affirmer la présence certaine de l'Aquitainien à partir de ces Miogypsines et Lépidocyclines qui pourraient être remaniées.

Sur les grès glauconieux (fig. 8-3 et fig. 9-3) reposent des marnes grises (fig. 8-4 et fig. 9-4) dont l'épaisseur totale est de plusieurs centaines de mètres. Ces marnes très fossilifères nous ont fourni deux associations différentes qui nous permettent de les subdiviser en 2 parties :

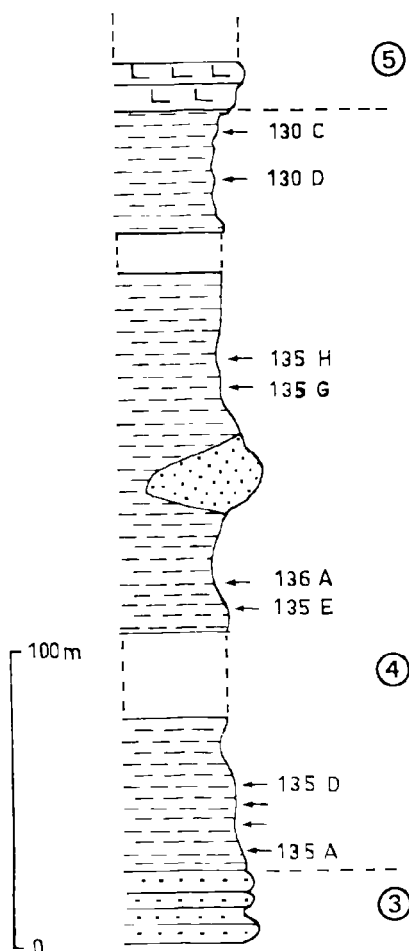


FIG. 9. — Légende dans le texte.

a) de 135 A à 135 E : des microfaunes riches où les formes planctoniques dominent fortement par le nombre d'individus :

- Globigerinoides trilobus* (REUSS)
 - » *trilobus immaturus* LE ROY
 - » *trilobus sacculiferus* (BRADY)
 - » *bisphericus* TODD
 - » *ruber* (d'ORB.)
- Globigerina bulloides* d'ORB.
 - » *bollii* CITA et PREMOLI SILVA
- Globigerinella* sp.
- Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN
 - » *bilobata* (d'ORB.)
- Porticulasphaera transitoria* (BLOW)
 - » *glomerosa glomerosa* (BLOW)
- Globorotalia mayeri* CUSH. et ELLISOR
 - » cf. *obesa* BOLLI
 - » *fohsi barisanensis* LE ROY
 - » *scitula* (BRADY)

- Globoquadrina altispira* (CUSH. et JARVIS)
- Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR et COLLINS)
- Globoquadrina* sp.

Le Benthos comprend quelques individus de :

- Cylindroclavulina* cf. *bradyi* (CUSH.)
- Cassidulina subglobosa* BRADY
 - » *laevigata* d'ORB.
- Pleurostomella alternans* SCHWAGER
- Uvigerina flinti* CUSH.
 - » aff. *barbatula* MACF.
- Bulimina* cf. *inflata* SEG.
- Pullenia bulloides* (d'ORB.)
- etc ..

Il s'agit très probablement de la base du Miocène supérieur (Helvétien ?).

b) de 136 A à 130 C : des microfaunes encore riches en espèces, mais à plancton moins abondant. Notons :

- Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN
 - » *universa* d'ORB
 - » *bilobata* (d'ORB.)
- Globigerina bulloides* d'ORB.
 - » *foliata* BOLLI
 - » sp.
- Globigerinoides trilobus* (REUSS)
 - » *trilobus sacculiferus* (BRADY)
- Globorotalia menardii* (d'ORB.)
 - » *globorotaloidea* (COLOM)
 - » cf. *scitula* (BRADY)
 - » cf. *hirsuta* (d'ORB.)
- Bolivinaopsis carinata* (d'ORB.)
- Textularia aciculata* d'ORB.
- Ammonia beccarii* (LINNE)
- Cancris* cf. *auriculus* (FICHTEL. et MOLL)
- Gyroïdina girardana* (REUSS)
- Valvulineria* sp.
- Nonion boueanum* d'ORB.
- Elphidium* sp.
- Melonis soldanii* (d'ORB.)
- Pullenia bulloides* (d'ORB.)
- Sphaeroidina bulloides* (d'ORB.)
- Bolivina dilatata* REUSS
- Bulimina costata* d'ORB.
- Bulimina elongata subulata* CUSH.
- Bitubulogenerina* sp.
- Trifarina* sp.
- Uvigerina peregrina* CUSH.
- Uvigerina* cf. *rutila* CUSH.
- Anomalina* sp.
- Cibicides* sp.
- Marginulina costata* (BATSCH), etc.

Il s'agit ici de Miocène supérieur franc (Tortonien ?). Il faut noter l'abondance remarquable des micas, dans ces marnes qui renferment quelques blocs de grès molassiques et de nombreuses klipptes sédimentaires comme nous le verrons ultérieurement.

Dans les marnes du Miocène très supérieur, s'intécalent les premiers niveaux de gypse du Messinien (fig. 9 - 5). La série à gypse et à soufre du Miocène terminal qui affleure dans l'angle sud-est de la feuille de Cammarata, repose, semble-t-il, en discordance sur les marnes du Miocène supérieur.

Les marnes du Miocène supérieur renferment de nombreuses klippes sédimentaires (P. Broquet 1964 a et b, 1967 ; P. Broquet, A. Caire et G. Mascle 1966 ; G. Mascle 1966). On peut citer par exemple :

— le flysch numidien qui affleure aux Cozzi di Giure, dans les contrade Boeca di Capra, Rocca del Sughero, San Caterina, Cozzo Alessi, Robavecchia (F. au 25.000° de Cammarata), ainsi que sur la plus grande partie de la feuille au 25.000° du Pizzo Ficuzza ;

— la série mésozoïque et tertiaire de la Montagnola (fig. 1 et 10) (P. Broquet, 1964 a) composée de bas en haut par :

1) des argilites brunes alternant avec des niveaux très riches en Radiolaires (162 A à M). Age jurassique (?) ou crétacé inférieur (?). Epaisseur supérieure à 50 m ;

2) des calcaires détritiques, microbréchiques, de teinte claire, en dalles, à Orbitolines du Crétacé inférieur - Cénomaniens (?).

Les niveaux de base de cette série (fig. 10 - 2) sont constitués de calcaires clairs microbréchiques à bréchiques dans lesquels s'intécalent quelques niveaux de marnes gris-bleuté dont certains se dichotomisent. Dans ces marnes, nous avons rencontré (158 A - B) :

Glomospira charoides (JONES et PARKER)
Gaudryina sp.
Gaudryinella cf. *mendrisiensis* GANDOLFI
Marginulina sp.
Lingulina sp.
Pleurostomella gr. *obtusa* BERTHELIN
Ticinella sp.

Cette association suggère un âge aptien supérieur - albien.

Au-dessus de ces niveaux, on trouve 58 m de calcaires microbréchiques en gros bancs avec niveaux de brèches intraformationnelles. Dans les calcaires microbréchiques, on remarque des strates de couleur noire, d'épaisseur variant entre quelques centimètres et 1 à 2 m. A la carrière de coordonnées UB 824.656, nous en avons noté une dizaine de niveaux

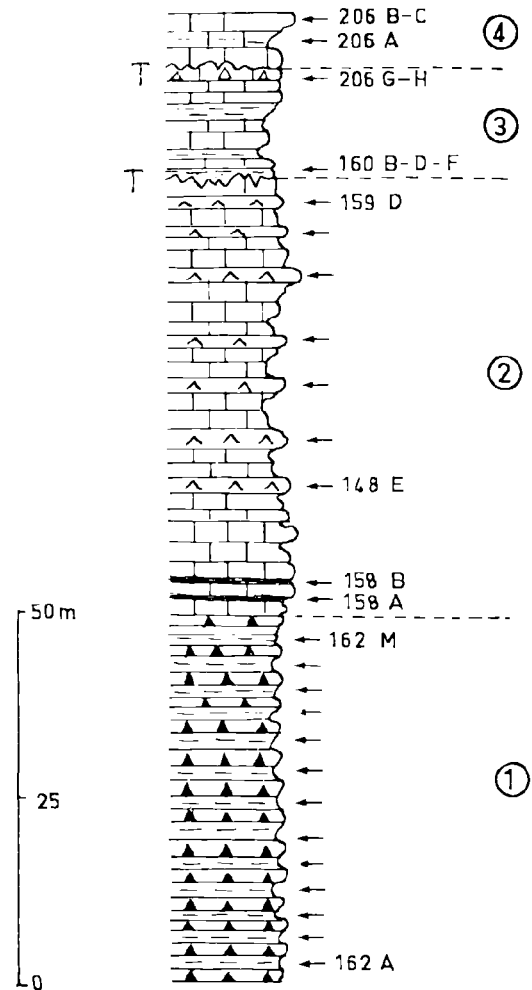


FIG. 10. — Légende dans le texte.
 T = Transgression.

dont certains sont lenticulaires. Les échantillons (148 E à 159 D ; fig. 10 - 2) que nous avons étudiés correspondent à des microbrèches dont les éléments sont essentiellement calcaires, plus ou moins roulés ; le ciment est constitué par de la silice secondaire ; la teinte brune de la roche est due à des oxydes de fer. On y rencontre également des débris de Lamelibranches et des Orbitolines peut-être remaniées. Dans cette série nous n'avons pas retrouvé les basaltes interstratifiés signalés par S. Motta (1957) qui parle « d'un matériel sombre, dur... à première vue assimilable aux habituels basaltes de cette partie de la Sicile centrale. Ce matériel se présente comme un filon-couche... et, après un examen sommaire,

on a la certitude de reconnaître dans ce matériel des manifestations de caractère extrusif ».

3) sur les calcaires à Orbitolines, on trouve des marnes gris clair alternant avec des calcaires clairs, durs, à cassure esquilleuse. Les niveaux de base ont fourni une faune « daniennne » (160 B - D - F):

Pseudoclavulina globulifera TEN DAM et SIGAL
Dorothia gr. *ovata* BANNER
Heterostomella gigantea SUBBOTINA
Anomalinoidea vanbelteni TEN DAM et SIGAL
Coleites danica BROTZEN
Globigerina daubjergensis BRÖNNIMANN
» *triloculinoidea* PLUMMER
» *trivialis* SUBBOTINA
» *variante* SUBBOTINA
Globorotalia compressa (PLUMMER)
» *pseudobulloidea* (PLUMMER).

Il faut signaler des microfaunes remaniées du Maestrichtien, notamment :

Globotruncana contusa CUSHMAN
» *stuartiformis* DALBIEZ
» *arca* (CUSHMAN)
» *caliciformis* (J. de LAPPARENT)
» *stuarti* (J. de LAPPARENT)

Gumbelina deformis KIKOINE
Pseudotextularia varians RZEHAŁ ;

ainsi que des *Orbitolites*, *Siderolites*, etc.

Les étages suivants ont ensuite été caractérisés :

— Paléocène inférieur avec :

Globigerina edita SUBBOTINA
Globorotalia compressa (PLUMMER), etc.

— Paléocène moyen avec :

Globigerina cf. *variante* SUBBOTINA
» *linaperta* FINLAY
Globorotalia pseudomenardii BOLLI
» cf. *angulata* (WHITE)
» *quadrata* WHITE.

— Paléocène supérieur à :

Globorotalia velascoensis (CUSHMAN)
» *pseudomenardii* BOLLI
» *elongata* GLAESSNER
» *aequa* (CUSHMAN et RENZ)
» *formosa* BOLLI
Globigerina soldadoensis angulosa BOLLI, etc.

— Yprésien à :

Globorotalia marginodentata SUBBOTINA
» *aragonensis* NUTTALL.

Dans la partie supérieure de la série, on rencontre des calcaires détritiques, microbréchiques, graveleux à *Chapmanina* sp., *Fabiania* sp., *Ortho-phragmina* sp. de l'Eocène moyen-supérieur (fig. 10 - 3, échantillons 206 G - H).

4) Calcaires détritiques et marnes en alternance à *Eulepidina* sp., *Nephrolepidina* sp. Il s'agit d'Oligocène (Stampien), dans lequel on remarque des faunes remaniées de l'Eocène (Nummulites, Ortho-phragmines, etc.).

En conclusion, il faut noter dans cette série assez condensée, une lacune qui se situe entre le Cénomaniens et le Sénonien supérieur, lequel n'a été caractérisé qu'à l'état remanié, ce qui prouve, pour le moins, qu'il a existé. Le Danien serait transgressif, ainsi, semble-t-il, que l'Eocène moyen-supérieur et l'Oligocène.

Tectonique

L'unité du mont Cammarata se prolonge au N par la Contrada San Lorenzo, les Cozzi Panepinto et Rossino. Cet ensemble constitue un vaste dôme anticlinal haché par de nombreuses failles dont les directions sont N-S et NE-SW ; E-W et NW-SE.

La faille principale est orientée environ N-S et limite à l'W le mont Cammarata ; elle a un rejet important, de même que la faille W - E, puis NE - SW, située entre le Cozzo Panepinto et le mont Cammarata. Le fait que ces deux failles soient convergentes et jalonnées, semble-t-il, de Trias plastique, fait penser à une structure de type extrusif. Le mont Cammarata a l'aspect d'un coin soulevé, limité par deux failles principales, convergentes.

Les directions de failles N-S et E-W se rencontrent très fréquemment dans la partie orientale des Sicani, ces accidents affectent le Miocène inférieur glauconieux, mais il est difficile de savoir s'ils se prolongent dans les marnes du Miocène supérieur où l'on perd leur trace. Cependant, il est probable que la structure d'ensemble du mont Cammarata est récente (Mio-Pliocène).

Le mont Cammarata demeure néanmoins énigmatique. Nous avons mis en évidence (P. Broquet, 1964 b) une tectonique de couverture par décollement dans la zone orientale des Sicani où l'on peut constater que le Trias ou la série post-triasique de toutes les unités repose anormalement sur les marnes du Miocène supérieur, à l'exception du mont Cammarata qui semble échapper à cette règle. En effet, la série stratigraphique du mont Cammarata est normale du Trias au Miocène supérieur, raison pour laquelle nous avons écrit qu'il semblait apparemment autochtone (P. Broquet, 1964 b). Il peut

paraître curieux que le mont Cammarata échappe à une tectonique tangentielle très généralisée et ce point mérite une étude approfondie car il est possible d'admettre au moins une hypothèse suivant laquelle il aurait subi un déplacement tangentiel. En effet, on pourrait supposer à la base du mont Cammarata l'existence d'un contact anormal cisailant, difficilement visible à l'affleurement, dans les marnes du Miocène supérieur. Seul un forage pourrait permettre d'étayer cette hypothèse, et en attendant de nouveaux arguments, nous continuerons à considérer que le mont Cammarata est autochtone.

Conclusion

La série que nous avons décrite au mont Cammarata va du Trias supérieur au Miocène supérieur ; elle permet de mettre en évidence plusieurs transgressions, la première se situant au Lias. Entre le Lias moyen et l'Aptien, il semble y avoir conti-

nuité de sédimentation bien que nous n'ayons pu mettre en évidence le Dogger et une partie du Malm. La première lacune importante se situe entre l'Aptien et le Maestrichtien. Nous n'avons pu caractériser le Crétacé supérieur si ce n'est à l'état remanié (Maestrichtien), ce qui prouve pour le moins qu'il a existé ; le Campanien-Maestrichtien est d'ailleurs bien connu dans la partie plus occidentale de la chaîne où il est transgressif. Le Paléocène est transgressif et passe en continuité à l'Eocène qui semble complet. L'Oligocène est également transgressif quoique la transgression ne soit pas à notre connaissance matérialisée sur le mont Cammarata. Il en est de même du Miocène inférieur glauconieux qui, quoique en apparente continuité de sédimentation sur l'Oligocène, pourrait être transgressif. Au Miocène supérieur, on assiste à une puissante sédimentation marneuse d'avant-fosse dans laquelle se mettent en place de nombreuses klippes sédimentaires. Le Miocène terminal est caractérisé par des dépôts de gypse.

BIBLIOGRAPHIE

- BAGGIO P. (1956). — Osservazioni geologiche nei dintorni di Castronuovo di Sicilia (Alta valle del Fiume Platani). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 75, p. 123-134.
- BALDACCI L. (1886). — Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia. *Mem. Descr. Carta Geol. Ital.*, vol. I, Roma.
- BROQUET P. (1964 a). — Sur la découverte d'une série intermédiaire entre les Madonies et les Sicani (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 3800-3802.
- (1964 b). — Remarques sur la Géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 84, p. 303-308.
- (1964 c). — Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 84, p. 141-152.
- (1967). — L'âge de la mise en place de la nappe numidienne dans la région de Valledolmo (Sicile centro-septentrionale). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 239-240.
- BROQUET P., CAIRE A. et MASCLE G. (1966). — Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). *B.S.G.F.*, 7, t. VIII, p. 994-1013.
- CASTANY G. (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ann. Mines et Géol. Tunisie*, n° 16.
- DAINA A. (1965). — La serie mesozoico-terziara del Monte Barracu (Sicilia centro-occidentale). *Atti della Soc. Tosc. Sc. Nat.*, série A, vol. 72.
- MASCLE G. (1964). — A propos de l'âge des couches rouges des monts Sicani (Sicile). *C.R. somm. S.G.F.*, 4, p. 169-170.
- (1965). — Un conglomérat maestrichtien, indice de mouvements tectoniques notables dans les monts Sicani (Sicile). *C.R. somm. S.G.F.*, 9, p. 295-296.
- (1966). — Découverte d'une série mésozoïque à l'état de klippes sédimentaires au Nord de Prizzi (Sicile centro-occidentale). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 334-335.
- MOTTA S. (1957) — Appunti preliminari sui rilevamenti geologici effettuati in Sicilia durante il 1956 nella zona dei Monti Sicani del Foglio 267 (Canicatti). *Boll. Serv. geol. Italia*, 79, (1-2), p. 439-450.

« »

Nouvelles notions sur le genre *Expansisporites* LOBOZIAK

par S. LOBOZIAK et C. SOYEZ

Pl. X

Sommaire. — Une émendation est apportée au genre *Expansisporites* et par suite une nouvelle espèce a été créée.

En 1962 Corsin, Carette, Danzé et Laveine (4) dans leur classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias, avaient introduit parmi les subdivisions des *Triletes* telles qu'elles ont été revues par Alpern (1), la subdivision des *Auritolagenotriletes* pour un type de spores qui possède les expansions auriculaires des *Auritolriletes* et la protubérance apicale des *Lagenotriletes*.

A la suite de cette étude, il est apparu nécessaire d'extraire du genre *Valvisisporites* (IBRAHIM 1933) POTONIÉ et KREMP 1954 l'espèce *westphalensis* BHARADWAJ 1957 du fait de la présence, au point de rencontre des branches de la marque trilète, d'une protubérance plus ou moins importante.

C'est pourquoi en 1965 Loboziak (12) avait proposé la création du genre *Expansisporites* dont la diagnose était : « Spores trilètes mesurant entre 700 et 1300 microns. Contour équatorial subtriangulaire. Y net et bien marqué. Oreilles semi-circulaires bien développées dans le prolongement des branches triradiaires. Présence d'une protubérance relativement importante au pôle apical. Exine lisse et épaisse ».

Depuis lors, à la suite de comptages effectués dans des charbons provenant des faisceaux de Chandelcur, Meunière et Pouilleuse (Westphalien A supérieur - Westphalien B) du Bassin Houiller du Nord de la France, nous avons recueilli une nouvelle forme de mégaspores qui, bien que présentant des oreilles et une protubérance apicale, ne pouvait être incluse dans le genre *Expansisporites* tel qu'il a été défini en 1965. Aussi nous a-t-il paru nécessaire d'apporter à la diagnose générique une émendation qui repose principalement sur le caractère grandeur des oreilles, lesquelles dans le cas de la nouvelle espèce, sont moins fortement développées que chez *E. westphalensis*.

I. — Descriptions

Genre *EXPANSISPORITES* (LOBOZIAK 1965) emend.

Génotype : *Expansisporites* (al. *Valvisisporites*) *westphalensis* BHARADWAJ 1957 (2, p. 104) ; fig. 41, Pl. VI, dans Potonié et Kremp 1956 (18).

DIAGNOSE : « Mégaspores mesurant entre 600 et 1300 microns. Contour subtriangulaire à subcirculaire. Arêtes triradiaires bien marquées, droites à sinueuses, à section arrondie à triangulaire. Expansions auriculaires plus ou moins fortement développées dans le prolongement de la marque trilète, nettement individualisées ou formées par un aplatissement plus accentué des crêtes arquées. A l'apex, présence d'une protubérance rappelant une *gula*. Exine lisse et épaisse ».

Expansisporites westphalensis (BHARADWAJ 1957)
LOBOZIAK 1965

Pl. X, fig. 1-6

- 1932 : *Triletes auritus* II. Kowalewska-Maslankiewicz, 11, pp. 158-161, seul. fig. texte 36.
1946 : *Triletes auritus*. Dijkstra, 5, pp. 31-33, Pl. III, seul. fig. 16-17 ; Pl. IV, fig. 23.
1951 : *Triletes auritus*. Kalibova, 9, pp. 41-43, Pl. III, fig. 4-13, 17-27.
1955 : *Triletes auritus*. Dijkstra, 7, p. 9, Pl. I, seul. fig. 3-4.
1956 : *Valvisisporites auritus*. Potonié et Kremp, 18, pp. 94-95, Pl. VI, fig. 38, 40-41 et 43.
1957 : *Valvisisporites westphalensis*. Bharadwaj, 2, p. 124, Pl. XXV, fig. 71-72.
1958 : *Valvisisporites westphalensis*. Piérart, 14, pp. 46-47, Pl. II, fig. 15 ; Pl. XIV, fig. 4.
1959 : *Valvisisporites westphalensis*. Kalibova, 10, pp. 430-431, Pl. I, fig. 1-6.

1959 : *Triletes auritus*. Winslow, 19, pp. 30-31, Pl. VII, seul. fig. 9-11.

1965 : *Expansisporites westphalensis*. Loboziak, 12, p. 252, Pl. XXVII, fig. 7-9.

Holotype : POTONLÉ et KREMP 1956 l. c., Pl. VI, fig. 41.

DIAGNOSE : « Mégaspores de taille comprise entre 600 et 1300 microns (holotype : 800 microns). Contour subtriangulaire à côtés convexes. Branches triradiaires nettes et bien marquées, s'étendant jusqu'à des oreilles semi-circulaires et à base large. Présence au pôle apical d'une protubérance. Exine épaisse et lisse ».

DESCRIPTION : Ce sont des mégaspores de taille variant entre 600 et 1300 microns et à contour plus ou moins triangulaire. Les branches triradiaires sont nettes, le plus souvent droites à légèrement sinueuses. Elles se poursuivent jusqu'à des oreilles généralement bien développées, à base large et à extrémité arrondi, tronquée ou pointue. Leur point de rencontre à l'apex est accentué par une protubérance rappelant une petite *gula*. L'exine est épaisse, lisse à plus ou moins rugueuse.

EXTENSION : Cette espèce a été recueillie dans la partie occidentale du Massif du Borinage (15) depuis la zone d'Eikenberg jusqu'à la zone d'Hornu (Westphalien B supérieur - Westphalien C moyen), dans la Campine belge (14 et 16) depuis la partie moyenne de la zone d'Asch jusqu'à la partie inférieure de la zone de Neroeteren (Westphalien B - Westphalien C moyen), dans le Limbourg néerlandais (5) dans la partie supérieure du Maurits-Groep (Westphalien B supérieur), dans la Ruhr (18) dans la partie inférieure du Flammkohlen Gruppe (Westphalien C inférieur) et (2) les Velener Schichten (Westphalien C supérieur), en Bohême (9 et 10) dans la série de Radnice (Westphalien C), en Haute Silésie (11) dans les couches de Laziska (Westphalien B supérieur). Dans le Bassin Houiller du Nord de la France, elle fait quelques timides apparitions dans la partie moyenne du faisceau de Meunière (Westphalien B inférieur). Son apogée se situe dans la partie inférieure du faisceau de Six-Sillons, entre le niveau marin de Rimbert et le tonstein Maurice : + 240 m (Westphalien C inférieur). Dans la partie supérieure du Bassin, elle n'apparaît qu'en de rares niveaux et en très faible abondance (moins de 1%).

REMARQUE : Dijkstra en 1955 (7, Pl. I, fig. 3-4) figure, sous le nom de *Triletes auritus* ZERNDT 1936, deux spécimens recueillis dans la couche n° 1605 du sondage Haaksbergen (partie Est des Pays-Bas) que l'auteur situe au Westphalien D et, appartenant

en fait à *E. westphalensis*. Cette datation ne reposant que sur quelques données par ailleurs insuffisantes, il nous est apparu injustifié de tenir compte de cette extension.

Expansisporites valvatus nov. sp.

Pl. X, fig. 7-13

1955 : *Triletes auritus*. Piérart, 13, p. 130, Pl. C, seul. fig. IV.

1955 : *Triletes auritus*. Dijkstra, 6, pp. 297-298, Pl. XXXVI, seul. fig. VI.

1956 : *Triletes auritus*. Bonet et Dijkstra, 3, p. 256, Pl. XLIX, seul. fig. 5.

1959 : *Triletes auritus*. Winslow, 19, pp. 30-31, Pl. VII, seul. fig. 8.

Holotype : Pl. X, fig. 7.

DIAGNOSE : « Mégaspores de 600 à 1000 microns (holotype 900 microns). Contour subtriangulaire à arrondi. Arêtes triradiaires égales au rayon de la spore, bien formées, droites à légèrement sinueuses et à section triangulaire. Crêtes arquées également bien nettes, en forme de bourrelet s'étalant généralement vers l'extérieur pour donner une espèce de frange plus importante et plus large dans le prolongement des branches de la marque trilète et constituant ainsi des expansions auriculaires plus ou moins marquées. Présence d'une protubérance à l'extrémité apicale. Exine lisse et épaisse ».

DESCRIPTION : Ces mégaspores de taille comprise entre 600 et 1000 microns, ont un contour subtriangulaire arrondi. Les branches de la marque trilète sont bien constituées, anguleuses, droites à quelque peu sinueuses et vont jusqu'à des expansions plus ou moins importantes, formées par un élargissement plus accentué des crêtes arquées, lesquelles se présentent sous l'aspect d'un bourrelet épais s'étalant et s'amincissant vers l'extérieur. Ces expansions sont plus ou moins développées suivant le cas. Elles peuvent être parfois très peu apparentes (Pl. X, fig. 10-13) en fonction de l'aplatissement des crêtes arquées. A l'apex on remarque une protubérance généralement bien nette. L'exine de la spore est épaisse et lisse (le spécimen figuré Pl. X, fig. 10, montre quelques petites boursoufflures dues sans doute à la fossilisation).

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *E. valvatus* se distingue de *E. westphalensis* par une forme plus arrondie, des branches triradiaires à section plus anguleuse et l'absence d'oreilles bien formées, lesquelles chez *E. westphalensis* sont nettement différenciées, alors

que chez *E. valvatus* elles ne correspondent qu'à un étalement plus accentué des crêtes arquées à leur point de rencontre avec les arêtes triradiaires.

EXTENSION : Cette espèce a été notée dans les Charbonnages Limbourg-Meuse (13) dans la couche 31 bis de la zone d'Eikenberg (Westphalien B supérieur), dans le Bassin de la Camocha (3) dans la couche 7, dans celui des Asturies (6) dans la couche n° 3 ouest. Dans le Bassin Houiller du Nord de la France, nous l'avons rencontrée exclusivement dans les faisceaux de Chandeleur, Meunière et Pouilleuse (Westphalien A supérieur - Westphalien B).

II. — Conclusions

Dans le genre *Expansisporites* existent donc actuellement deux espèces, *E. westphalensis* et *E. valvatus*. Bien que cette dernière forme ait déjà été figurée dans certains ouvrages sous le nom compréhensif de *Triletes auritus*, il nous a semblé préférable d'en faire une nouvelle espèce étant données la présence d'une protubérance au centre de la marque trilète et son extension bien définie et limitée aux faisceaux de Chandeleur, Meunière et Pouilleuse (Westphalien A supérieur - Westphalien B) dans le Bassin Houiller du Nord de la France.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) ALPERN B. (1959). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. *Thèse d'Etat*, Paris.
- 2) BHABADWAJ D.C. (1957). — The spore flora of Velener schichten (Lower Westphalian D) in the Ruhr coal measures. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 102, pp. 110-138.
- 3) BONET M.G. et DIJKSTRA S.J. (1956). — Carboniferous megaspores from La Camocha (Spain). *Estudios Geológicos*, t. XII, pp. 256-266.
- 4) CORSIN P., CARETTE J., DANZÉ J. et LAVEINE J.P. (1962). — Classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias. *C. R. Ac. Sc.*, t. 254, pp. 3062-3065.
- 5) DIJKSTRA S.J. (1946). — Eine monographische Bearbeitung der Karbonischen Megasporen. *Mededel. Geol. Stichting*, Série C, III, 1, n° 1, pp. 5 à 101.
- 6) DIJKSTRA S.J. (1955 a). — Carboniferous megaspores of some Spanish basins and their use in correlation. *Estudios Geológicos*, t. XI, pp. 324-354.
- 7) DIJKSTRA S.J. (1955 b). — The megaspores of the Westphalian D and C. *Mededel. Geol. Stichting*, Nieuwe serie, n° 8, pp. 5 à 11.
- 8) IBRAHIM A.C. (1933). — Sporenformen des Agirhorizonts des Ruhr-Reviers. *Thèse*, Berlin.
- 9) KALIBOVA M. (1951). — Megaspores of the Radnice Coal Measure Zone of the Kladno-Rakovnik Basin. *Sborn. Geol. Survey Czech.*, vol. XVIII, pp. 21-83.
- 10) KALIBOVA M. (1959). — *Valvisporites* (IBRAHIM 1933) POT. et KR. 1954 = *Triletes auritus* (ZERNDT 1930 Typ 11 ZERNDT) und seine arten in dem Böhmischen Permo-Karbon. *Vestník UUG*, t. XXXIV, pp. 429-436.
- 11) KOWALEWSKA-MASLANKIEWICZ Z. (1932). — Megasporen aus dem Flötz « Elzbieta » in Siersza. *Acta Soc. Bot. Pol.*, Varsovie, vol. IX, pp. 155-174.
- 12) LOBOZIAK S. (1965). — Identification et corrélations, par les mégaspores, des couches de la base du Westphalien C dans le groupe d'Auchel-Bruay des H.B.N.P.C. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXV, pp. 251-263.
- 13) PIÉRART P. (1955). — Les mégaspores contenues dans quelques couches de houille du Westphalien B et C aux Charbonnages Limbourg-Meuse. *Publ. Ass. Etud. Paléont.*, Bruxelles, n° 21, hors série, pp. 125-142.
- 14) PIÉRART P. (1958). — L'utilisation des mégaspores en stratigraphie houillère. *Bull. Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.*, t. LXVII, pp. 50 à 78.
- 15) PIÉRART P. (1962). — Observations sur la Palynologie du Westphalien B et C dans la partie occidentale du Massif du Borinage. *Publ. Centr. Nat. Géol. Houillère*, n° 5, pp. 103-110.
- 16) PIÉRART P. (1964). — Répartition stratigraphique des mégaspores aux Charbonnages Limbourg-Meuse. Comparaison avec le Bassin du Limbourg néerlandais. *Bull. de la Soc. belge de Géol., de Paléontol. et d'Hydrol.*, t. LXXIII, fasc. 1, pp. 49-52.
- 17) POTONIÉ R. et KREMP G. (1954). — Die Gattungen der Paläozoischen *Sporae dispersae* und ihre Stratigraphie. *Geol. Jb*, Bd 69, pp. 114 à 194.
- 18) POTONIÉ R. et KREMP G. (1955-1956). — Die *Sporae dispersae* des Ruhrkarbons. *Palaeontographica*, Bd 98, Abt. B, pp. 1-136 ; Bd 99, Abt. B, pp. 85-191 ; Bd. 100, Abt. B, pp. 65-121.
- 19) WINSLOW R.M. (1959). — Upper Mississippian and Pennsylvanian megaspores and other plant microfossils from Illinois. *Illinois State Geological Survey*, Bull. 86, pp. 1 à 103.
- 20) ZERNDT J. (1930). — Megasporen aus einem Flöz in Libiaz (Stephanien). *Bull. Acad. Pol. des Sc. et des Lettres*, série B, pp. 39-70.

* * *

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE X

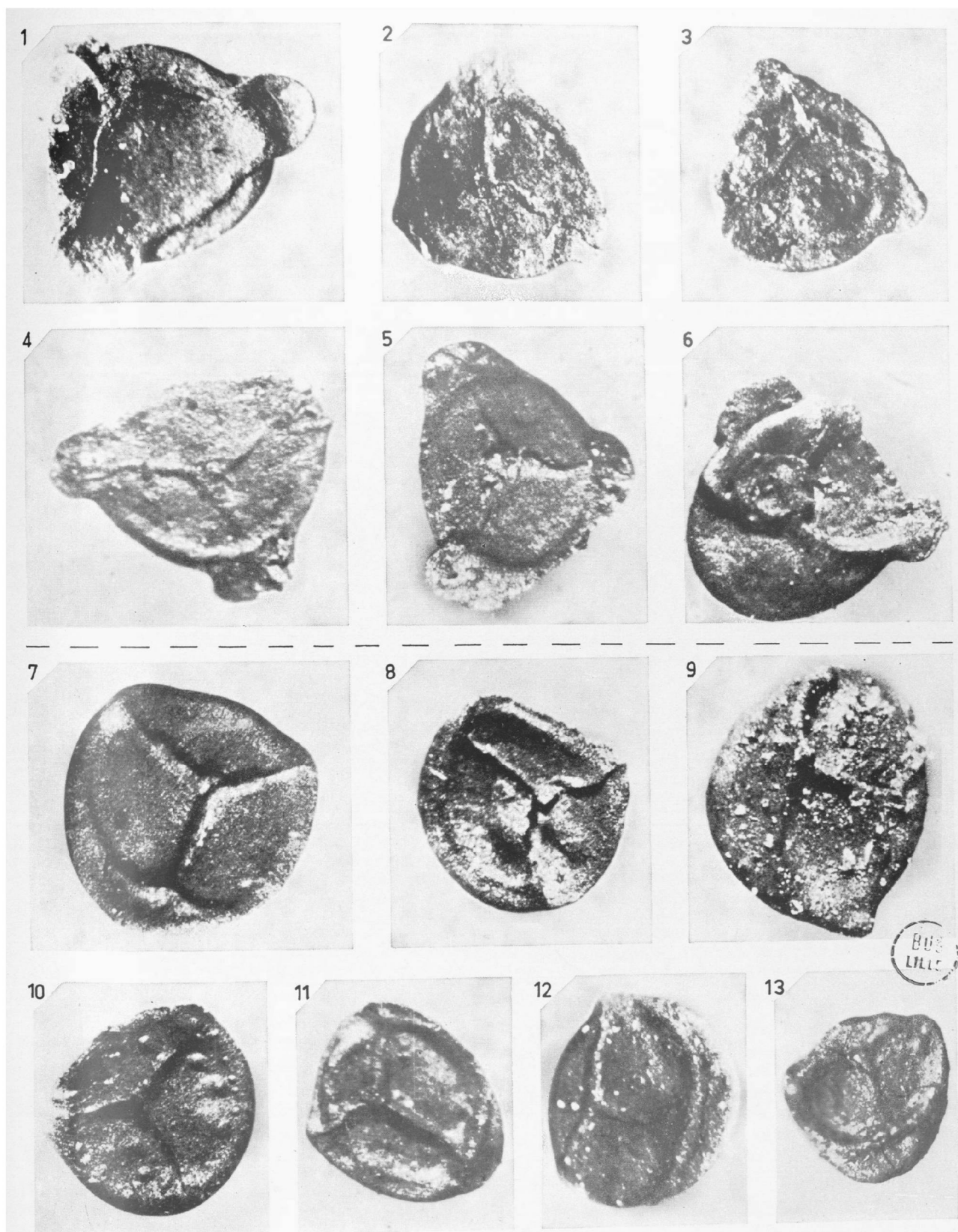
FIG. 1 à 6. — *Expansisporites westphalensis*
(BHARADWAJ 1957) LOBOZIAK 1965. Gr. = x 50.

- FIG. 1. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 1224 B1, Groupe de Douai, Puits du Midi, veine Wavrechain, faisceau de Meunière.
- FIG. 2. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 13 B1, Groupe d'Auchel-Bruay, Fosse 6 (Bruay), veine n° 18, faisceau de Six-Sillons.
- FIG. 3. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 1214 B3, Groupe de Douai, Puits du Midi, passée de De Layens, faisceau de Meunière.
- FIG. 4. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 1011 B1, Groupe d'Auchel-Bruay, sondage 235, passée à 655,86 m, faisceau de Six-Sillons.
- FIG. 5. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 1011 B2, Groupe d'Auchel-Bruay, sondage 235, passée à 655,86 m, faisceau de Six-Sillons.
- FIG. 6. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 974 B1, Groupe d'Auchel-Bruay, sondage 235, passée à 578,15 m, faisceau de Six-Sillons.

FIG. 7 à 13. — *Expansisporites valvatus* nov. sp.
Gr. = x 50.

- FIG. 7. — Collection : Lab. de Paléobot. n° 1251 bis B3, Groupe de Douai, Puits du Midi, passée à 905 m, faisceau de Meunière.
- FIG. 8. — Collection : Lab. de Paléobot. n° 1281 B1, Groupe de Douai, Puits du Midi, passée à 1035 m, faisceau de Chandeleur.
- FIG. 9. — Collection : Lab. de Paléobot. n° 1251 bis B2, Groupe de Douai, Puits du Midi, passée à 905 m, faisceau de Meunière.
- FIG. 10. — Collection : Lab. de Paléobot. n° 1251 bis B1, Groupe de Douai, Puits du Midi, passée à 905 m, faisceau de Meunière.
- FIG. 11. — Collection : Lab. de Paléobot. n° 1026 B1, Groupe d'Auchel-Bruay, sondage 235, passée à 732,13 m, faisceau de Meunière.
- FIG. 12. — Collection : Lab. de Paléobot., n° 1212 B1, Groupe de Douai, Puits du Midi, passée de De Layens, faisceau de Meunière.

FIG. 13. — Collection : Lab. de Paléobot. n° 905 B1, Groupe d'Auchel-Bruay, sondage 234, passée à 588,75 m, faisceau de Meunière.



Un cas nouveau de graphitisation du charbon par une intrusion éruptive à Cali (Colombie)

par Robert FEYS *, Jacques GEFROY ** et Pierre VETTER ***

(Pl. XI à XV)

Résumé. — Dans le bassin houiller de Cali (Colombie), une intrusion éruptive a modifié le charbon. En plus des phénomènes habituels en pareils cas (coke naturel au voisinage du contact immédiat), on observe ici de grandes fissures tapissées par du charbon boursoufflé en forme de petits choux-fleurs et cristallisé en graphite.

Généralités

Le bassin houiller de Cali est d'âge éocène/oligocène. Il est situé au pied de la Cordillère Occidentale, entre 1 200 et 1 500 m d'altitude, et forme une bande assez étroite de 4 à 5 km de largeur, mais s'étend en longueur sur près de 70 km le long de la vallée du Rio Cauca (fig. 1).

Ce gisement a été fortement tectonisé ; la plupart des couches sont en dressant, leur ouverture est souvent variable ; le charbon est friable ; en certains points, des intrusions de roches volcaniques se sont glissées entre toit et mur, modifiant le charbon à leur contact.

On distingue trois faisceaux totalisant, suivant les endroits, 12 à 21 couches :

— un faisceau de charbons bitumineux, à 38-40 % de matières volatiles, assez continu du N au S du bassin ;

— un faisceau de semi-bitumineux, à 18-30 % de matières volatiles, connu dans le S et la zone centrale du bassin ;

— un faisceau d'anthraciteux, connu uniquement dans le S, à 11-13 % de matières volatiles. Ces

différences dans les indices de M.V. sont généralement attribuées à l'influence de massifs intrusifs plus ou moins proches. De plus, la superposition de ces trois faisceaux n'est peut-être qu'apparente, car il est possible qu'il y ait des redoublements dus à la tectonique.

Le contact de la Riverita

La mine de la Riverita est située à une dizaine de kilomètres au S de la ville de Cali. L'un de nous (P.V.) a pu, au cours d'une mission de coopération technique auprès du Ministère des Mines de Colombie, observer dans les travaux miniers le contact de l'intrusion éruptive sur le charbon, et prélever dans la couche 2 le matériel décrit ici.

La roche éruptive s'est glissée entre toit et mur et se trouve associée au charbon, qui paraît modifié sur une vingtaine de centimètres environ.

Au laboratoire, l'étude pétrographique d'une colonne de charbon permet de préciser les modifications subies :

D'abord, comme on l'observe habituellement dans des circonstances analogues en d'autres régions (R. Feys 1963 ; J. Fabre et R. Feys 1961), au contact immédiat de la roche éruptive le charbon a fondu et perdu des matières volatiles. Il présente une structure alvéolaire de coke et des fissures de retrait ; ces cavités sont colmatées par des produits minéraux divers. Ceci explique que dans cette par-

(*) Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Paris, et 45 - Orléans - La Source.

(**) Commissariat à l'Energie Atomique, 75 - Fontenay-au-Roses.

(***) Charbonnages de France, 9, avenue Percier, 75 - Paris (8^e).

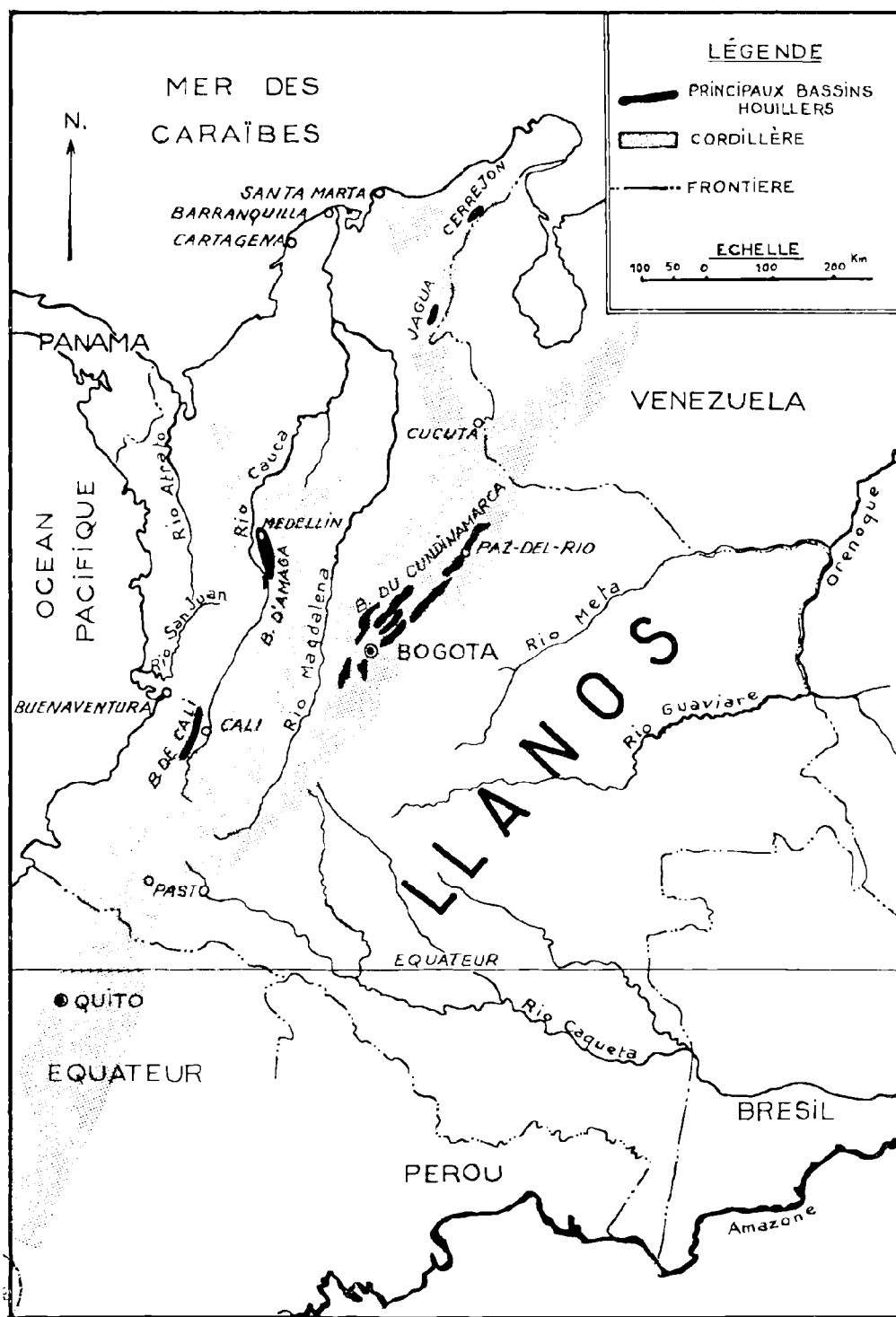


FIG. 1. — Colombie. Carte schématique; situation des principaux bassins houillers.

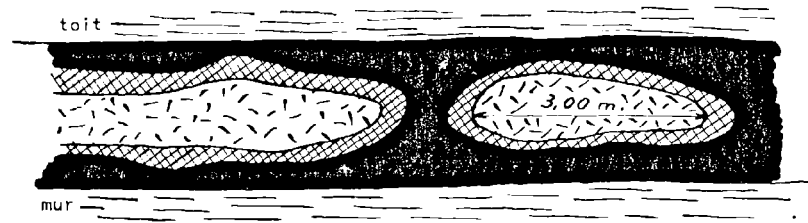


Fig. 2. La Riverita, couche 1 : contact charbon - intrusion éruptive (coupe de parement).

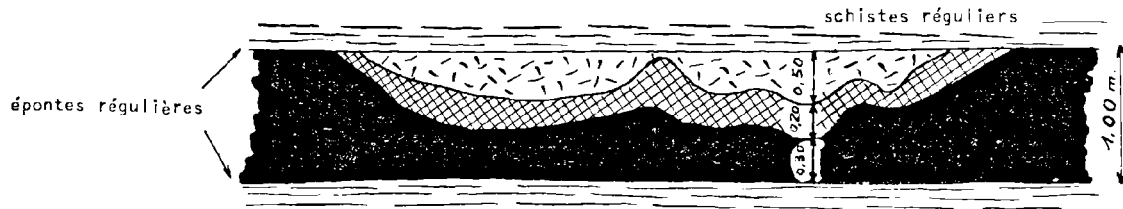


Fig. 3. La Riverita, couche 2 : contact charbon - intrusion éruptive (vue en plan).

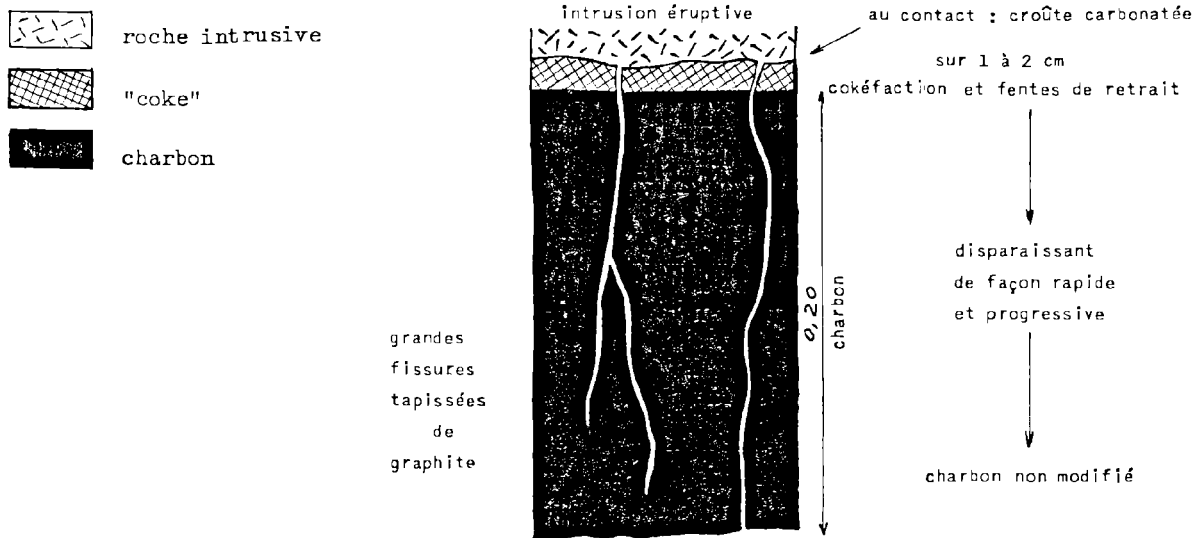


Fig. 4. Schéma des modifications subies par le charbon au contact de l'intrusion éruptive, à la Riverita.

	[1] couche 2 Echantillon normal	[2] couche 4 Echantillon normal	[3] couche 2 au contact immédiat de l'intrusion	[4] couche 2 à 15 cm du contact
	(sur sec) 6 %	(sur sec) 5,55 %	(sur sec) 10,60 %	(sur sec) 8,82 %
Cendres	10,70	10,60	8,90	9,54
Matières volatiles	83,60	83,85	80,50	81,64
Carbone fixe	7,8	7,9	9,0	8,6
C/M.V.				

TABLEAU I. — Analyses du charbon de la Riverita.

tic (analyse [3]), la teneur en cendres soit la plus élevée, celle en M.V. la plus faible, par opposition au charbon non affecté (analyses [1] et [2]). La matière charbonneuse des cloisons intervacuolaires, quand on l'examine entre polariseurs croisés, se montre formée par l'agrégat de petites paillettes biréfringentes, ayant les caractères optiques du graphite et dont l'orientation optique ne paraît obéir qu'au hasard.

Ces phénomènes de cokéfaction ne sont bien marqués que jusqu'à une très faible distance du contact, de l'ordre de 1 ou 2 cm. Au delà, ils disparaissent rapidement, on n'observe plus aucune trace de cokéfaction au microscope, puis les fissures de retrait disparaissent à leur tour et, à l'œil nu, le charbon retrouve son aspect lité habituel, non perturbé (Pl. XIII, fig. 3 et 4). Même alors (analyse [4]), il semble y avoir une légère diminution des M.V. et une augmentation des cendres. A vrai dire, ces analyses restent fort voisines, et les différences constatées seraient à elles seules peu significatives.

En plus des phénomènes habituels précédents, le contact de la Riverita présente une particularité inédite : de longues fissures ouvertes dans la masse charbonneuse, depuis le contact jusqu'à au moins 15 à 20 cm, sont bordées par un liseré de charbon fondu, boursoufflé en choux-fleurs et cristallisé en graphite (Pl. XIV et XV). Des perles identiques sont éparses dans les fissures. Un tel pléochroïsme et une telle anisotropie étant fréquents pour les matériaux carbonés modifiés par la radioactivité (en particulier pour les « asphaltites » au contact de la peehblende), nous avons testé l'échantillon au compteur-cloche. Il n'accuse aucune radioactivité anormale.

Nous attribuons cette fusion du charbon le long des fissures, et sa recristallisation, à l'action pro-

longée de gaz chauds émanés de la roche éruptive et se frayant sortie par ces fissures. On sait en effet que la transformation allotropique du carbone amorphe en graphite nécessite une température élevée, de l'ordre de 2 000° C, mais peut être considérablement abaissée par la présence de catalyseurs tels que la vapeur d'eau.

Conclusions

La Riverita pose à son tour le problème du métamorphisme du charbon.

La formation de coke par contact d'une intrusion éruptive postule évidemment que le charbon ait été cokéfiable à l'époque du contact. C'est dire que le gisement, initialement riche en M.V., est devenu anthraciteux plus tard, postérieurement aux phénomènes de cokéfaction qui viennent d'être décrits.

Quel a été l'agent de cette *anthracitisation* ? Pour L. Lambrecht et J. Scheere (1965), c'est la proximité de massifs intrusifs. C'est une explication similaire qui est généralement avancée pour expliquer la présence d'anthracites parmi les charbons sub-bitumineux du Karroo Sud-Africain : l'action des dolérites (J. Fabre et R. Feys 1966). Ici, une autre explication nous paraît devoir être envisagée : l'un de nous (R. Feys 1963) a montré que dans le Carbonifère des Alpes françaises il n'y a aucune relation entre la proximité de massifs éruptifs et l'anthracitisation, et que cette dernière doit être attribuée à l'effet régional de l'orogénèse alpine. De même, G.N. Poryvaeva (1958), étudiant des charbons de Sakhaline localement cokéfiés par

des roches éruptives, conclut que l'amaigrissement général de ces charbons ne peut s'expliquer par la seule chaleur des corps intrusifs et doit être liée à d'autres facteurs géologiques inconnus. Dans le cas de Cali, nous penserions volontiers que l'orogénèse andine a joué un rôle important dans le processus d'amaigrissement des charbons de certains faisceaux.

Quant au *graphite*, celui de la Riverita est remarquable et bien développé ; son mode de formation le long de fissures dans le charbon, est particulier. Nous ne pouvons donc comparer sa genèse à celle du graphite du Chardonnet, de Murialdo (Alpes), ni de celui de Mutale (Afrique du Sud), pour nous en tenir aux gisements évoqués ci-dessus.

BIBLIOGRAPHIE

- ALVARADO B., MUTIS V. et MATEUS L. (1963). — La Cuenca Carbonifera del Valle del Cauca. *Minist. Minas y Petroleos*, I.F.I., Bogota.
- FABRE J. et FEYS R. (1963). — Action de roches éruptives sur des charbons d'Afrique du Sud. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, 83, n° 1, p. 31-36. 6 pl. n-t.
- FABRE J. et FEYS R. (1966). — Carte des dépôts houillers en Afrique. Notice explicative *Publ. conjointe Economic Commission for Africa et Assoc. Serv. Géol. Africains*.
- FEYS R. (1963). — Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n° 6.
- GROSSE E. (1926). — Estudio geologico del terciario carbonifero de Antioquia. D. Reimer, Berlin.
- HUBACH E. (1957). — Contribucion a las unidades estratigraficas de Colombia. *S. G. Nac. inf.*, n° 1212.
- LAMBRECHT L. et SCHEERE J. (1965). — Un Tonstein d'âge tertiaire dans le bassin charbonnier de Cali (Colombie, Amérique du Sud). *C. R. Ac. Sci.*, Paris, 260, p. 5310-5312.
- PORYVAEVA G.N. (1958). — Sur le métamorphisme de contact des charbons de Sakhaline. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, 118, n° 3, pp. 565-568, 4 fig., 4 tabl. (traduction B.R.G.M. n° 1785).
- VAN DER HAMMEN T. (1960). — Estratigrafia del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogenesis de las Andes colombianas. *Serv. geol. nac. Bol.*, Bogota, 6, n° 1-3, p. 67-128.
- VETTER P. (1963). — Les bassins houillers de Colombie. *Liaisons Aquitaine*, n° 82-83 et 84. Et (1964) - *Mines*, n° 113, p. 245-263.
- WOKITTEL R. (1960). — Recursos minerales de Colombia. *Comp. de los estudios geol of. en Colombia*, X.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XI

*Lames minces en lumière transmise.
Lumière naturelle.*

- FIG. 1 et FIG. 2. — Contact de l'intrusion éruptive et du charbon. On voit le départ des grandes fissures. Gr. = x 6.
- FIG. 3. — Détail du contact : en certains points il y a interposition d'une croûte carbonatée (ca) elle-même cernée par un liseré charbonneux irrégulier. Nous attribuons cette disposition à un boursoufflement du charbon au moment de l'intrusion et de l'expulsion des matières volatiles ; le vide en résultant aurait été ultérieurement cicatrisé par des carbonates. Gr. = x 25.

PLANCHE XII

*Lames minces en lumière transmise.
Lumière naturelle*

- FIG. 1. — Détail du contact : une autre disposition réalisée en certains points est une disjonction du charbon par exfoliation concentrique. Gr. = x 25.

FIG. 2. — Détail au voisinage immédiat du contact : « éponge » de charbon plus ou moins cokéfié, de roche éruptive, de quartz et carbonates dans lesquels sont éparses des perles de charbon fondu. Gr. = x 25.

FIG. 3. — Egalement au voisinage du contact : la masse charbonneuse est criblée d'alvéoles de cokéfaction (certaines sont restées vides, d'autres ont été colmatées par des produits minéraux divers). Gr. = x 25.

PLANCHE XIII

*Lames minces en lumière transmise.
Lumière naturelle.*

- FIG. 1. — Filonnet charbonneux injecté et tronçonné dans la roche éruptive. Gr. = x 25.
- FIG. 2. — Au voisinage immédiat du contact : la masse charbonneuse est fissurée, craquelée et plus ou moins cokéfiée. Gr. = x 25.

*Sections polies en lumière réfléchie.
Lumière naturelle.*

FIG. 3. — Détail d'une zone cokéfiée : on voit que la matière charbonneuse des cloisons intervacuolaires a été transformée en un agrégat de cristallites biréfringents, d'orientation optique quelconque, alors qu'à très faible distance les éléments lités du charbon, quoique déjà anisotropes, ont conservé leur disposition originelle (au N du trait blanc). Gr. = x 150.

Polariseurs croisés.

FIG. 4. — id.

PLANCHE XIV

*Lames minces en lumière transmise.
Lumière naturelle.*

FIG. 1. — Vue d'ensemble du charbon au voisinage immédiat de la roche éruptive qui s'enfonce en un coin (au N) autour duquel le charbon est fortement fissuré et craquelé. Dans une fissure (au NE, encadrée) le charbon a fondu, s'est boursoufflé et transformé en graphite. Gr. = x 6.

FIG. 2. — Détail du charbon boursoufflé. Gr. = x 25.

FIG. 3. — id. Gr. = x 60.

FIG. 4. — Une autre fissure se montre, de la même façon, bordée par un liseré de charbon boursoufflé. Dans le colmatage siliceux de cette fissure sont éparses des perles de charbon fondu. Le contact avec la roche éruptive est visible dans l'angle SW, mais sur cette figure il est obscurci par des impuretés ferrugineuses. Gr. = x 25.

PLANCHE XV

*Sections polies en lumière réfléchie.
Lumière naturelle.*

FIG. 1. — De part et d'autre d'une fissure, détail des bourgeonnements charbonneux, disposés en petits éventails ayant les caractères optiques du graphite. Gr. = x 80.

ch : charbon.

g : graphite.

f : remplissage de la fissure.

Polariseurs croisés.

FIG. 2. — id.

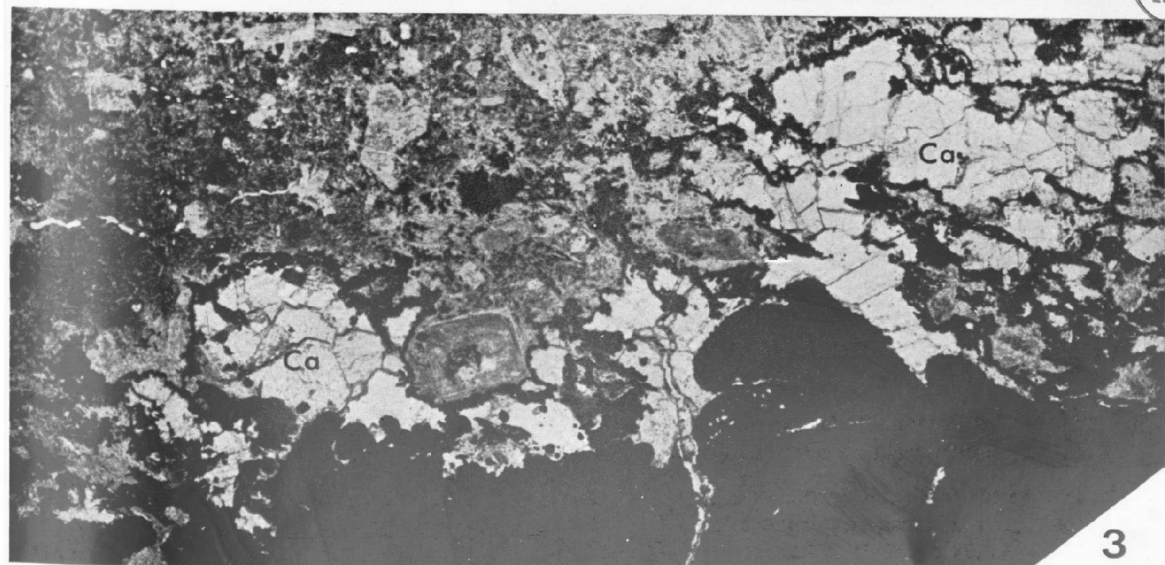
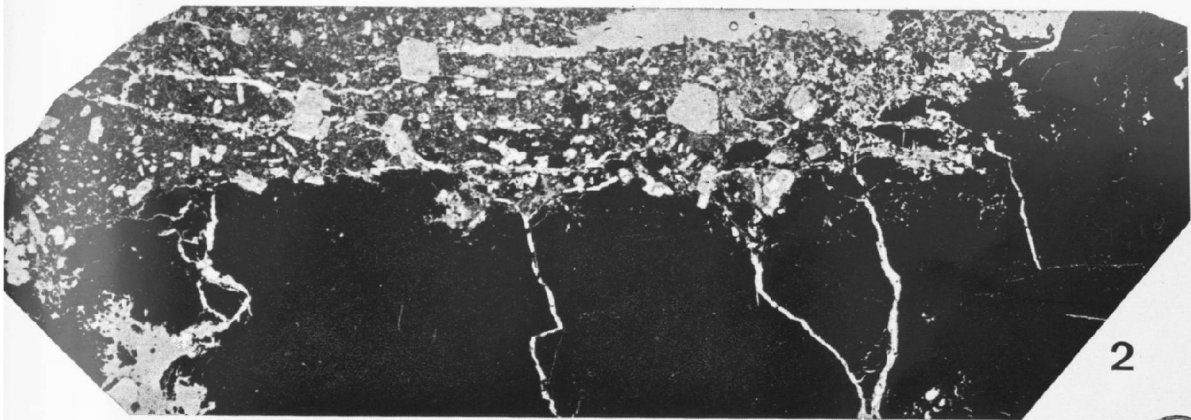
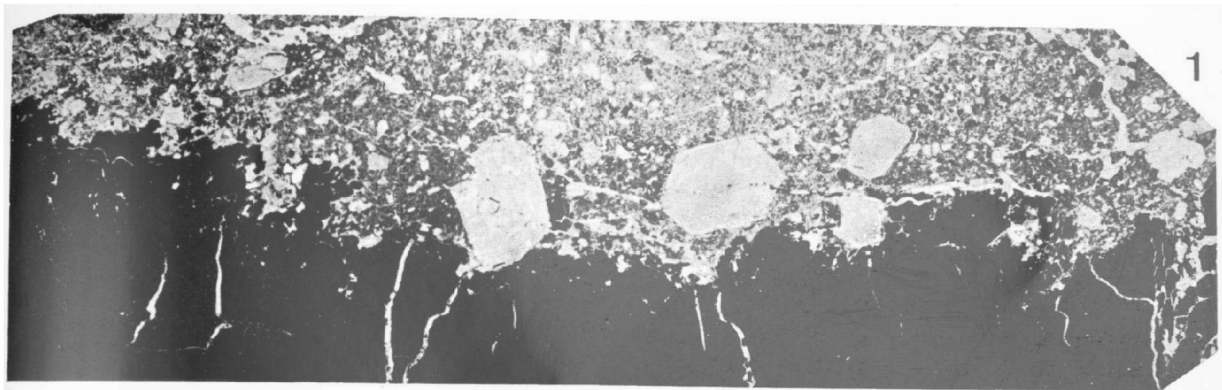
Lumière naturelle.

FIG. 3. — Détail du précédent. Gr. = x 150.

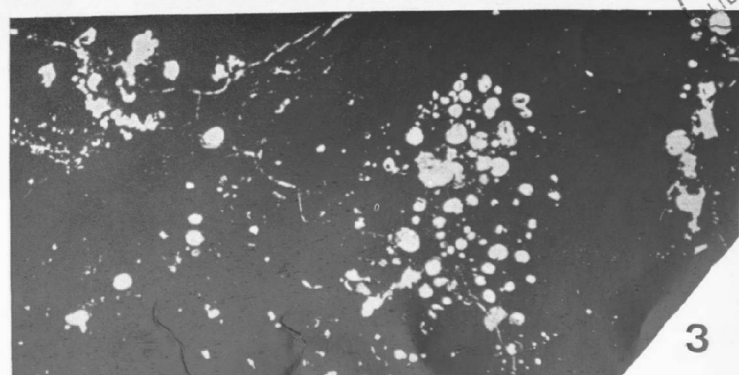
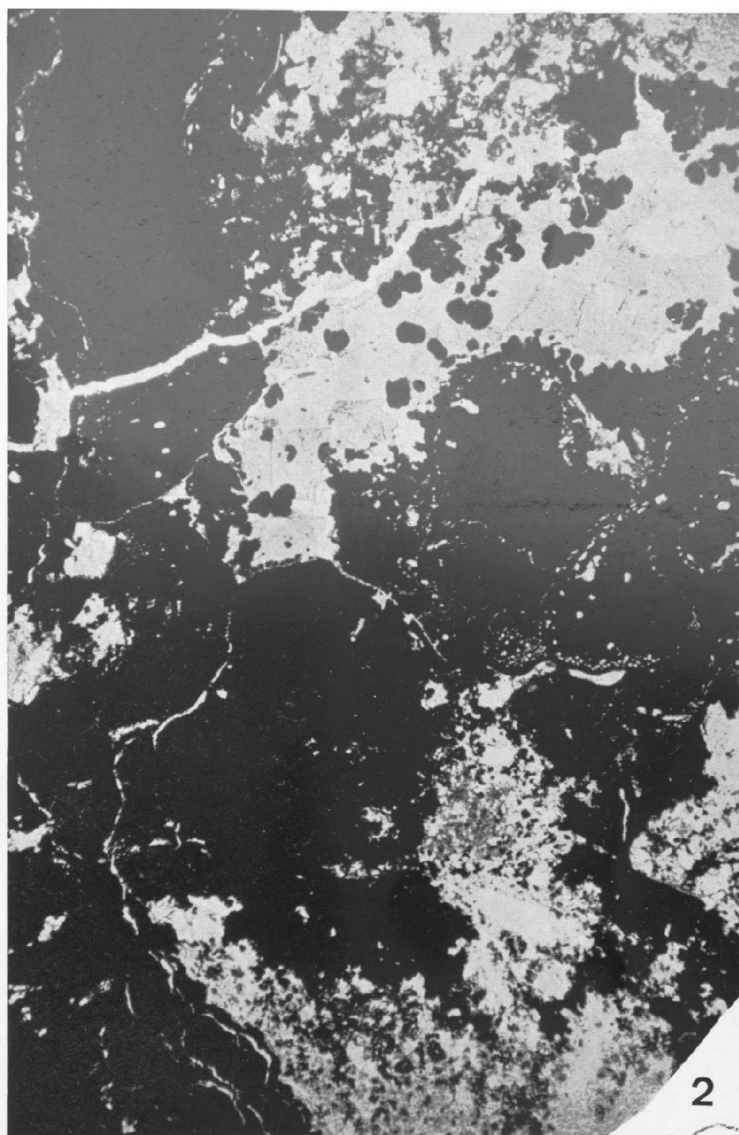
Polariseurs croisés.

FIG. 4. — id.

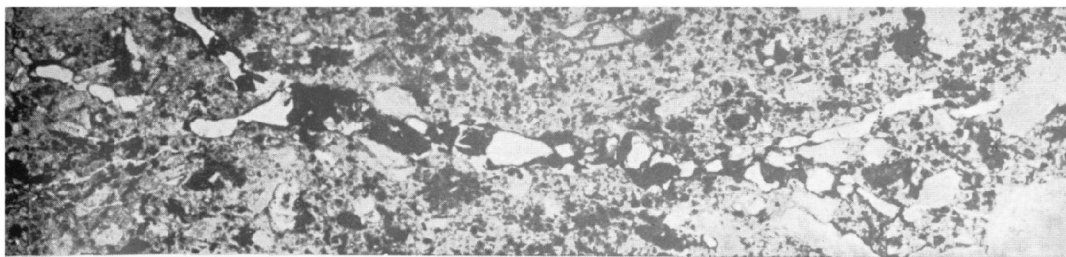
— « » —



BUS
LILLE



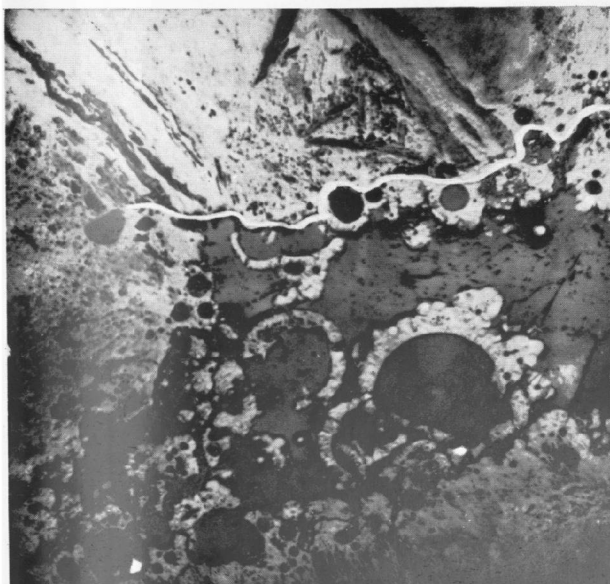
BU'S
LILLE



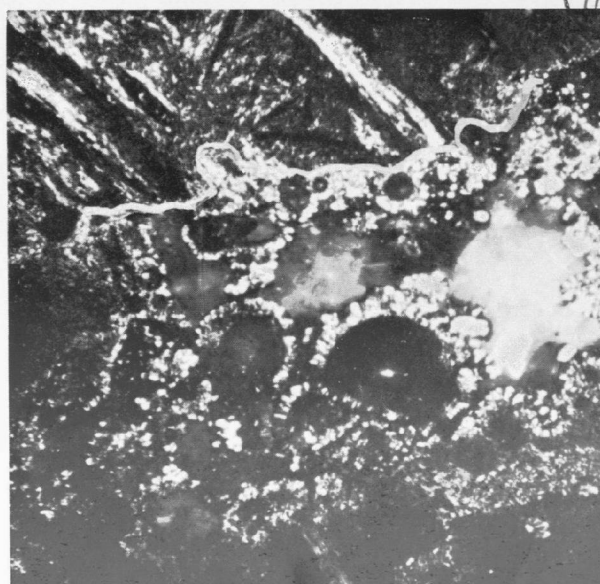
1



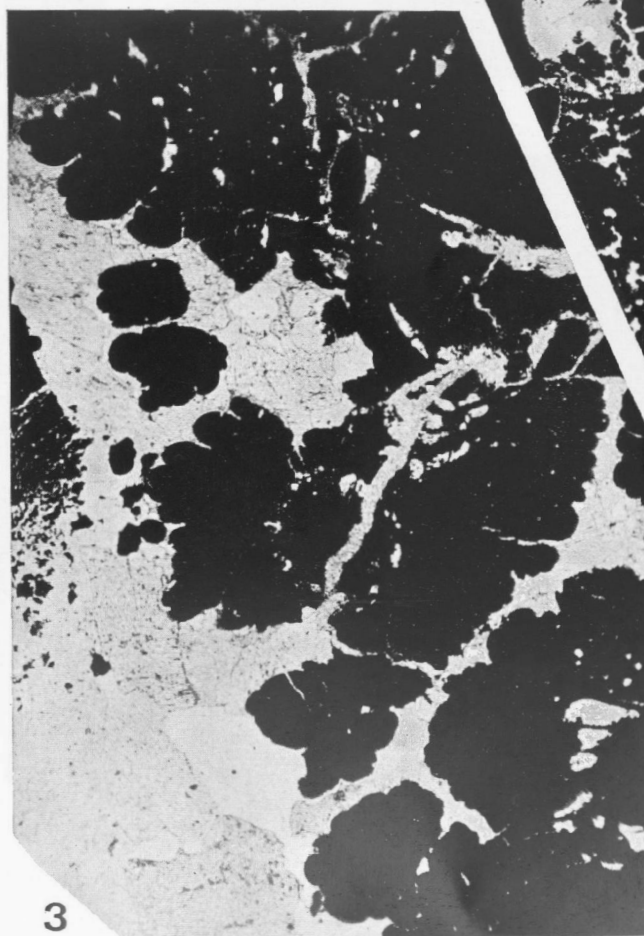
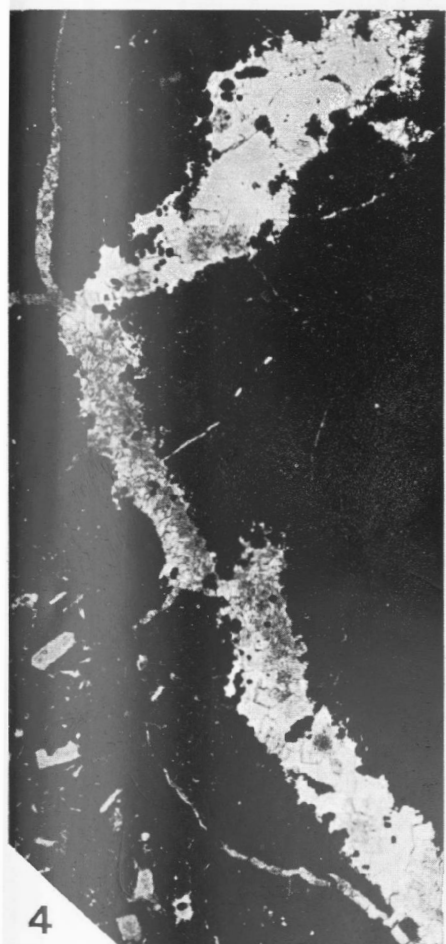
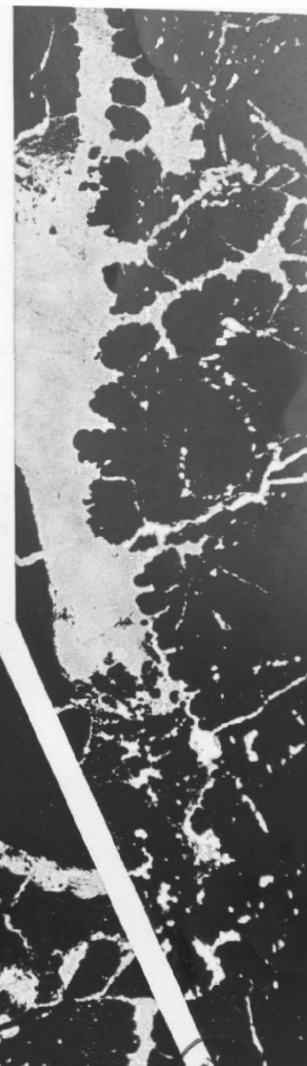
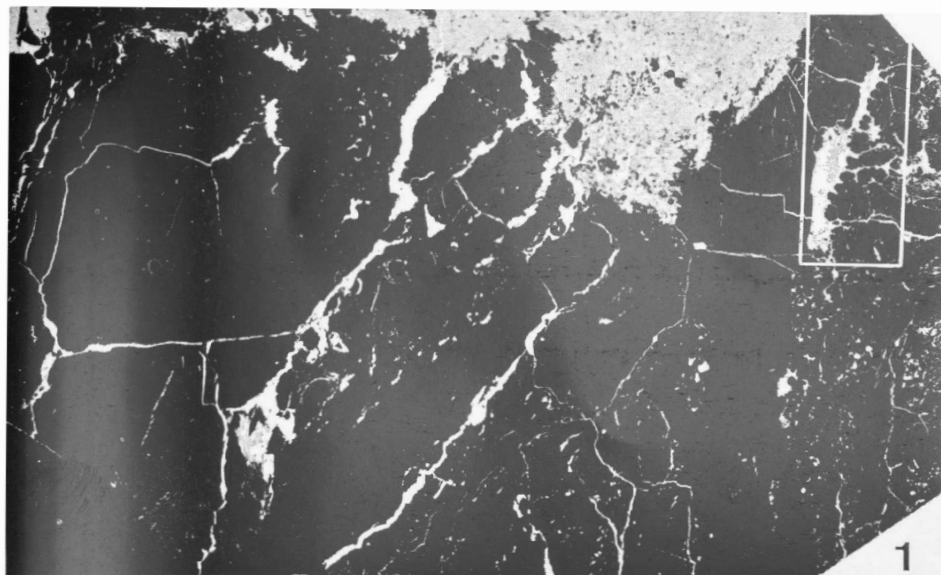
2



3



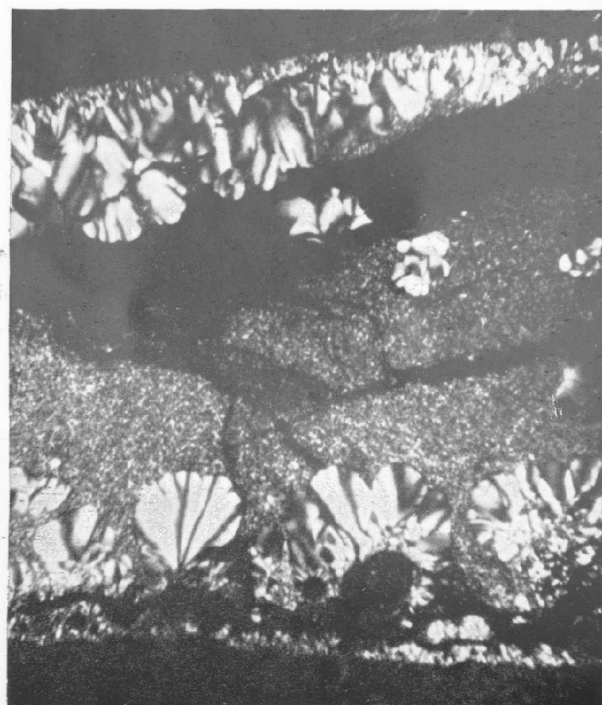
4



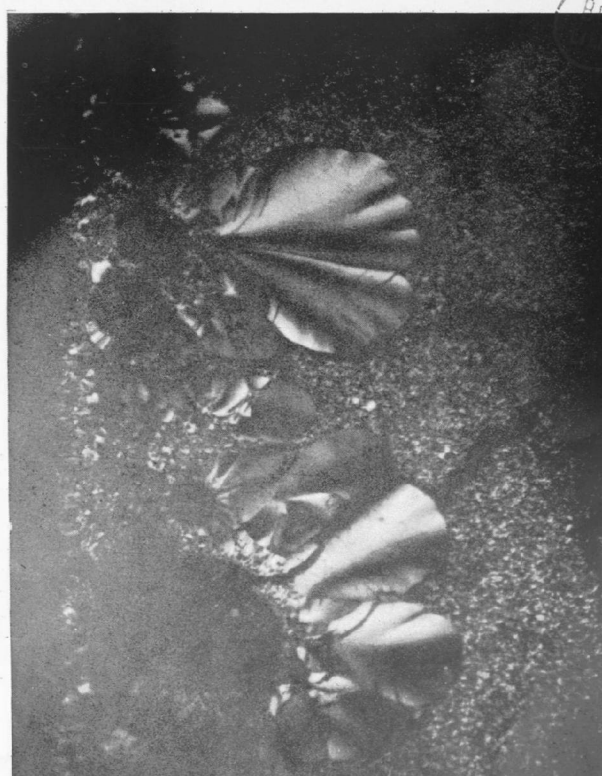
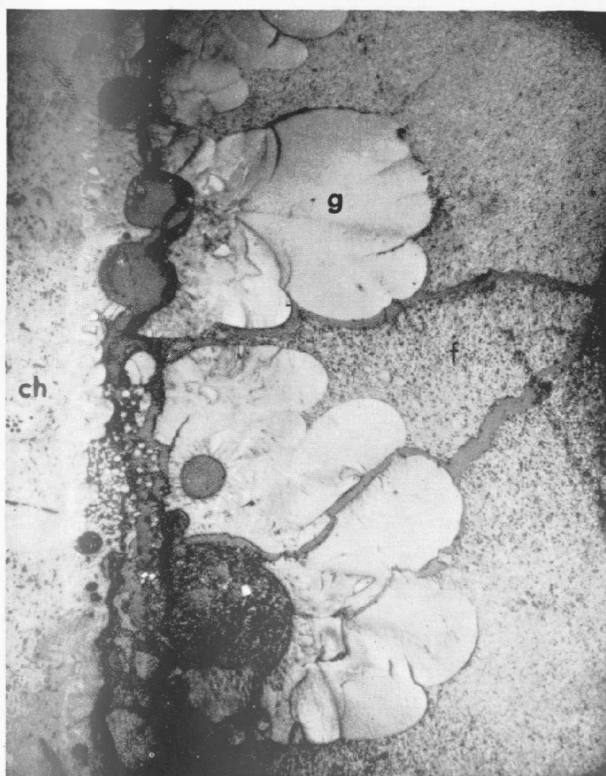
US
G
L
E
2



1



2



Observations de M. Lambrecht, relatives à la note de MM. Feys, Geffroy et Vetter

J'ai été fort intéressé par la note de mes collègues et amis sur ce cas de graphitisation du charbon dans le bassin colombien de Cali.

J'ai pu observer fréquemment de telles modifications dans le charbon au contact direct de sills dans ce bassin. Indépendamment du cas de la Riverita, il convient de citer plus au Sud les recoupes minières de l'Alto de Rosario, de Timbaco, en affleurement, le site de la vallée du rio Guaboco, mais l'exemple choisi par MM. Feys, Geffroy et Vetter est particulièrement parlant.

Le problème le plus important reste cependant de rechercher la cause de l'antracitisation globale du gisement de la Riverita, comme d'ailleurs de celle d'autres secteurs du bassin de Cali.

Pour les auteurs de la note, l'orogénèse andine aurait joué un rôle important dans le processus d'amaigrissement des charbons de certains faisceaux caléniens, rôle semblable à celui joué par l'orogénèse alpine dans le Briançonnais.

Je ne crois pas que l'orogénèse andine ait eu une telle influence sur les charbons de Cali. Le comportement tectonique du Tertiaire de la vallée du Cauca supérieur est très différent de celui du Carbonifère briançonnais cité en exemple. Le Tertiaire y est dépourvu des glissements, décollements et chevauchements si caractéristiques des Alpes. Les pressions y furent beaucoup moins importantes, et furent uniformément réparties sur toute la longueur des plis disposés en flanc de synclinalium, que j'ai pu suivre sur environ 80 km lors d'une mission effectuée pour le compte de l'Instituto de Fomento de Bogotá et du Fonds Spécial des Nations Unies (*).

(*) Mission confiée à « Auteco » (Groupement des Charbonnages patronnés par la Société Générale de Belgique, à Bruxelles) en 1963. Rapport intitulé « Cauca Valley Coal Survey » et déposé auprès de l'Instituto de Fomento Industrial de Colombie et du Fonds Spécial des Nations Unies, seuls habilités à en assurer la diffusion.

On s'attendrait donc à trouver des teneurs en matières volatiles assez semblables, tout au long de ces plis réguliers.

Or il n'en est rien. On n'y constate nullement la présence de faisceaux superposés, à teneurs en matières volatiles décroissant vers le bas suivant la loi de Hilt, mais bien des variations latérales rapides, de prime abord aberrantes.

C'est ainsi que le charbon de Siloé, à la sortie Sud de la ville de Cali, titre 38 % de matières volatiles. Ce pourcentage diminue vers le Sud et atteint 10 à 11 % à la Riverita, à environ 8 km de Siloé, les couches exploitées de part et d'autre gisant cependant dans des conditions stratigraphiques et tectoniques similaires.

Dans les parties hautes des rios Lili et Pance, dont fait partie le gisement de la Riverita, on se rapproche du puissant massif tonalitique des Farallones et de ses digitations du haut Pance et du Cerro Tocanubes. Il semble donc bien que cette rapide variation de teneur en matières volatiles est en relation avec la présence de ce massif, voire d'une digitation existant en profondeur.

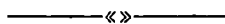
Cette hypothèse s'est vérifiée lorsque j'ai parcouru la région de Timba-San Francisco, à environ 40 km au Sud de Cali. Quatre massifs intrusifs y ont été repérés. Dans chaque cas, une auréole à moins de 15 % de matières volatiles entoure les tonalites et cette teneur augmente plus ou moins rapidement lorsqu'on s'en écarte. Je reste donc convaincu que c'est à la suite de la mise en place de ces importantes intrusions qu'une antracitisation différentielle s'est opérée.

A première vue, la genèse des phénomènes intrusifs du Cauca supérieur pourrait paraître complexe. Si la formation du coke au contact d'un

sill postule que le charbon ait été cokéfiable au moment de l'injection, on peut évidemment se demander si massif intrusif et sill en cause n'appartiennent pas à deux phases d'âge différent.

Je suis cependant plutôt porté à croire à la mise en place, en une seule phase, des massifs tonaliques à la fin du Tertiaire, mise en place suivie

directement d'injections de sills acides dans les joints de moindre résistance que constituent les couches de charbon. Une cokéfaction immédiate en a résulté localement sur une faible épaisseur, tandis que l'action des massifs intrusifs puissants, plus lente, plus subtile et de très longue durée, ne s'est marquée que plus tard, l'anthracitisation régionale ayant ainsi suivi la cokéfaction locale.



**Présence de *Murchisonia intermedia* ARCHIAC & VERNEUIL 1842
dans le Frasnien du Finistère.
Quelques remarques sur les Murchisoniidés du Dévonien supérieur**

par Claude BABIN (*)

Pl. XVI

J'ai signalé, lors de l'étude des Bivalves des schistes frasniens constituant les falaises du port de Rostellec (Finistère), la présence de Murchisoniidés dans cette formation (2, 3). Ces Gastéropodes étant de très petite taille échappèrent aux précédents observateurs (4, 5, 6, 22) qui n'ont signalé à ce niveau que des Bellérophontidés, *Loxonema hennahiana* PHILL. et peut-être *Pleurotomaria subcarinata* ROEM.

On ne récolte le plus souvent, à Rostellec, que des moules externes partiels, les moules internes s'effritant aisément. Les minces lits argileux qui livrent ces fossiles ont permis la conservation des délicats détails de l'ornementation. L'examen de neuf individus permet la description suivante pour laquelle la coquille est orientée l'ouverture vers le bas, à l'exemple du « Treatise on Invertebrate Paleontology ».

DESCRIPTION : Coquille turriculée, toujours de très faible taille (2 à 4,5 mm), présentant un angle apical de 35° environ. La bandelette sinusaire est placée vers le tiers inférieur de chaque tour, elle est encadrée de deux cordons qui se résolvent, au fort grossissement, en petits granules (Pl. XVI, fig. 4) ; cette bandelette est assez largement saillante sur chaque tour, conférant un aspect un peu caréné à la coquille bien que les sutures ne soient pas très profondes. L'ouverture est malheureusement inconnue. L'ornementation, très caractéristique, comporte au sommet de chaque tour, une rangée de petits nodules qui se résolvent, vers le bas, en costules varicoïdes jusqu'au cordon supérieur de la bandelette sinusaire ; ces costules, disposées NW-SE dans notre système d'orientation de la

coquille, ne sont que faiblement obliques sur la bandelette (Pl. XVI, fig. 7).

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette description et la confrontation des échantillons avec les diverses figurations de *Murchisonia* permettent de rapporter les spécimens de Rostellec à l'espèce *intermedia* ARCHIAC & VERNEUIL (1, p. 355, Pl. XXXII) dont ils diffèrent seulement par le contour parfois un peu plus anguleux des tours (Pl. XVI, fig. 2). Les limites exactes de l'espèce *intermedia* méritent cependant d'être brièvement discutées.

Whidborne (24, p. 306) a, en effet, attribué à *M. turbinata* (SCHLOTHEIM, 1821) des formes assez variables du Dévonien anglais (Pl. XVI, fig. 9 et 10). Cet auteur plaça, en particulier, *M. intermedia* en synonymie de *M. turbinata* qui devenait une espèce très compréhensive divisée en 4 « groupes » *spinosa* SOWERBY, *curta* WHIDBORNE, *intermedia* ARCHIAC & VERNEUIL, *angulata* PHILLIPS, ces groupes représentant « in all probability, not hereditary varieties, but only common accidental shapes of the shell » (24, p. 310). La conception de Whidborne est, sans aucun doute, largement criticable et sa liste synonymique exagérément élargie. On n'admettra pas, par exemple, l'identité de la forme du Frasnien de Rostellec et de celles décrites et figurées par Ehlert (20, p. 79) (voir ici Pl. XVI, fig. 6, 8) dans les calcaires siegéniens de la Mayenne sous les dénominations de *M. bachelieri* (ROUAULT) et *chalmasi* (EHL.) ; la position franchement médiane de la bandelette, l'absence de petits tubercules ornementaux, la profondeur des sutures séparent indubitablement ces espèces.

Pourtant, le problème de la discrimination des groupes *intermedia* et *angulata* de Whidborne est peut-être malaisé. Les exemplaires figurés par cet

(*) Laboratoire de Paléontologie. Faculté des Sciences de Brest.

auteur et reproduits sur la planche XVI (fig. 9 et 10) paraissent difficilement assimilables mais, selon Whidborne, il existerait tous les stades de passage entre ces formes extrêmes et même « the shape, ornament, and coiling change their character in different parts of the same shell ». Une forme comme la *M. bilineata* ARCHIAC & VERNEUIL (Pl. XVI, fig. 1, coquille de droite) réalise effectivement un cas intermédiaire sans nodules ornementaux mais à sutures peu marquées et à bandelette de type *intermedia*. De la même façon, *M. geminata* PHILL. (21) (voir Pl. XVI, fig. 11) paraît présenter un contour voisin d'*angulata* et une ornementation proche de celle d'*intermedia*. Il serait nécessaire, en réalité, qu'une révision des travaux de Whidborne soit entreprise en comportant une récolte nouvelle dans un gisement précis, Chudleigh par exemple, cette méthode seule autorisant des études de populations.

Il convient d'insister, en tout état de cause, sur deux points importants :

1) La contestation par de Koninek (14, p. 18) de la présence de *M. angulata* dans les formations antérieures au Carbonifère supérieur.

2) L'isolement à Rostellec de la forme *intermedia* excluant apparemment, dans l'état actuel des investigations, toute autre Murchisonie. Le faciès y étant très différent de ceux du Devon ou des Ardennes, il semble peu raisonnable d'attribuer à la forme *intermedia* seulement valeur de phénotype.

En définitive :

- les limites morphologiques de *M. angulata* et son extension verticale restent à préciser ;

— l'originalité spécifique de *M. intermedia* paraît acquise ;

— il serait justifié d'invalider l'appellation *turbinata* dont on ne sait plus exactement ce qu'elle désigne.

RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE : *M. intermedia* ainsi conçue présente quelque signification stratigraphique en caractérisant le Givétien et le Frasnien : Chudleigh, Lummaton (?) dans le Devonshire, Paffrath (Givétien supérieur) en Belgique, Rostellec (Frasnien) dans le Finistère.

REMARQUES SUR L'ÉVOLUTION DES MURCHISONIÉS AU DÉVONIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR : La confrontation des listes fauniques établies pour le Dévonien

inférieur de diverses régions montre la relative abondance des espèces du genre *Murchisonia* ou de genres voisins (7). En Europe, par exemple, de nombreuses espèces sont citées par Ehlert (19, 20), Dahmer (8, 12), Fuchs (13), Priestersbach (23), etc. Au Carbonifère également, les espèces sont variées, le mémoire de de Koninek (14) en constitue à lui seul l'éclatante démonstration.

Au Dévonien moyen et supérieur, au contraire, les Murchisoniés sont peu nombreux. Outre *M. intermedia* dont le cas fut précédemment examiné, on peut relever au Givétien (16, p. 238) : ? *M. angulata* PHILL., *bilineata* ARCHIAC & VERNEUIL, *binodosa* A. & V., *archiaci* PAECKELMANN ; d'Archiac et de Verneuil ont encore cité à Paffrath *M. bigranulosa* A. & V. et *coronata* A. & V. qui ne constituent peut-être que des variétés de *binodosa* pour la première et d'*intermedia* pour la seconde.

Au Frasnien inférieur [assise de Fromelennes (15, p. 219)] sont signalées *M. cf. loxonemoides* WHIDB. et ? *M. turbinata* (SCHLOTH.). Au Frasnien moyen, MAILLEUX (17) signale en Belgique *M. cf. similia* TRENKNER, *M. cf. hercynica* (ROEM.), *M. cf. treponema* WHIDB. et *M. tricincta* DE VERN. tandis qu'aucune espèce n'apparaît dans les faunes frasniennes d'Espagne étudiées par Müller (18). Au Famennien enfin, d'Archiac et de Verneuil citèrent ? *M. angulata* à Petherwin (Cornwall) et à Brushford (Devonshire).

Une douzaine d'espèces au plus constituent donc toute la faune de Murchisoniés du Dévonien moyen et supérieur. Cette curieuse répartition fut soulignée très tôt par de Koninek (14) et par Ehlert (20), ce dernier donnant les estimations suivantes : 140 espèces « siluriennes » (Ordovicien et Silurien), 60 espèces carbonifères (surtout Carbonifère supérieur selon de Koninek). Il s'est ainsi produit une véritable éclipse du groupe au Dévonien moyen et supérieur. Les raisons de cette crise n'apparaissent pas clairement. Les Murchisoniés accompagnent préférentiellement des faciès calcaires mais ceux-ci sont bien développés au Givétien et au Frasnien, dans l'Ardenne par exemple ; c'est d'ailleurs à ces époques qu'apparaît l'ornementation granuleuse des coquilles, caractère que l'on considère généralement comme indice de biotopes riches en Ca CO₃, périrécifaux par exemple. Quoi qu'il en soit, cette crise surmontée, la nouvelle diversification au Carbonifère s'accompagne d'un effacement des éléments tuberculeux de l'ornementation.

Conclusions

— *M. intermedia* et les formes voisines à ornementation granuleuse développée (*binodosa*, *coronata*) paraissent caractériser essentiellement le Givétien et le Frasnien.

— Le développement de ce type d'ornementation coïncide avec une crise dans l'histoire évolutive des Murchisoniidés.

— La faible taille des individus de *M. intermedia* dans le Frasnien de Rostellec corrobore les observations précédemment effectuées pour les Bivalves (3), l'interprétation de cette nanisation restant encore l'objet d'hypothèses : variations de salinité ou température défavorable des eaux frasniennes du domaine armoricain ?

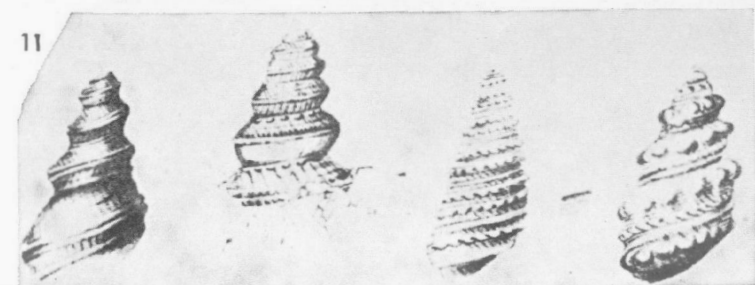
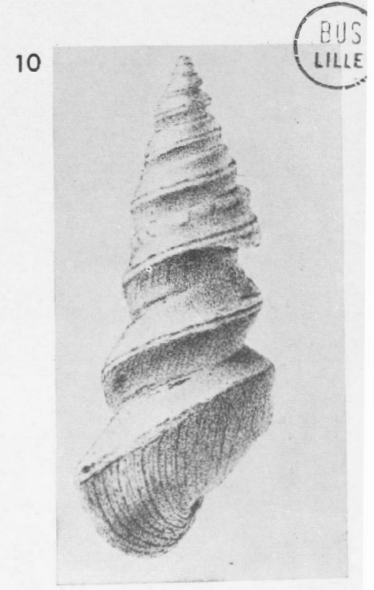
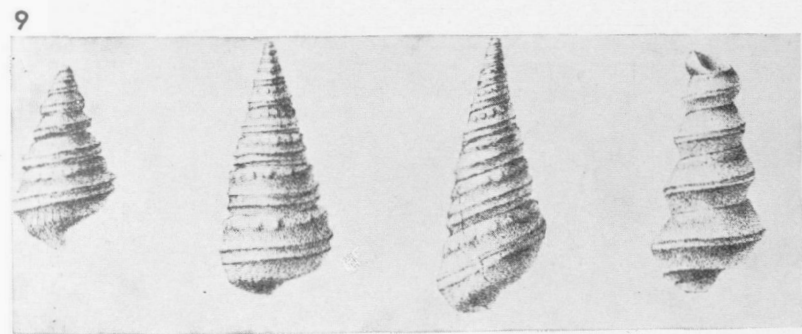
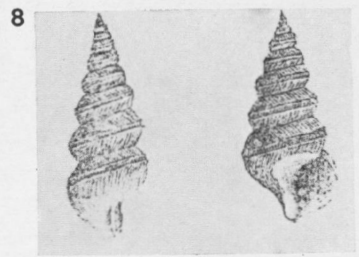
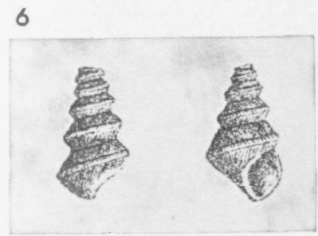
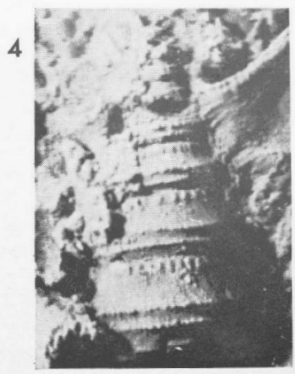
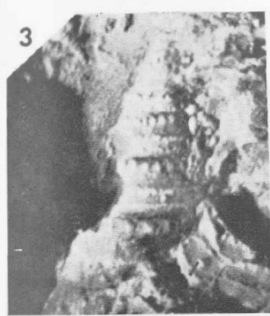
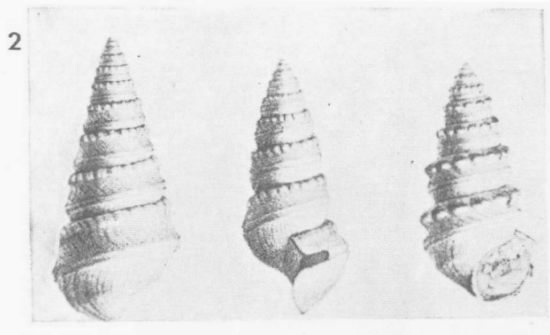
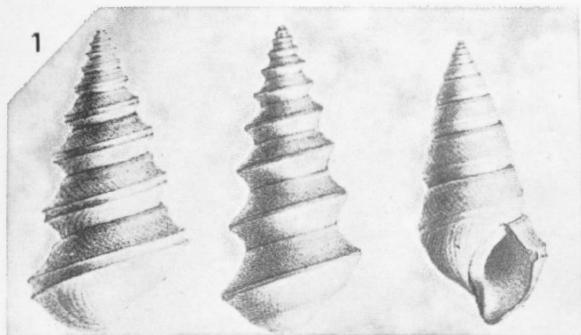
BIBLIOGRAPHIE

- 1) D'ARCHIAC et DE VERNEUIL E. (1842). — Memoir on the fossil of the older deposits in the rhenish provinces. *Trans. Geol. Soc. London*, 2^e Série, vol. VI, pt II, pp. 336-410, Pl. 25-38.
- 2) BABIN C. (1963). — Sur la présence d'un Lamelli-branche appartenant au genre *Nuculites* CONRAD dans le Frasnien du Finistère. *C. R. summ. Soc. géol. Fr.*, fasc. 2, pp. 55-57.
- 3) BABIN C. (1966). — Mollusques Bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain. *Impr. Com. Adm. Brest*, 471 p., 18 pl.
- 4) BARROIS C. (1877). — Note sur le terrain dévonien de la rade de Brest. *Ann. Soc. géol. Nord*, IV, pp. 59-105.
- 5) BARROIS C. (1889). — Note sur l'existence du terrain Dévonien supérieur à Rostellec (Finistère). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XVI, pp. 132-142.
- 6) COLLIN L. (1912). — Etude de la région dévonienne occidentale du Finistère. *Thèse Fac. Sc. Paris*. Impr. Bourgeon, Brest, 470 p.
- 7) COX L.R. et KNIGHT J.B. (1960). — *Gastropoda in Moore R. « Treatise on Invertebrate Paleontology », vol. I, Mollusca 1.*
- 8) DAHMER G. (1915). — Die Fauna der obersten Koblenzschichten von Mandeln bei Dillenburg. *Jahrb. Königl. Preuss. Geol. Landes.*, Bd 36, T. I, Ht I, pp. 174-248.
- 9) DAHMER G. (1919). — Studien über die Fauna des Oberharzer Kahlebergsandsteins. II, *ibid.*, pp. 161-306, Pl. 6-17.
- 10) DAHMER G. (1940). — Die Fauna der Unterkoblenz-Schichten vom Landstein im östlichen Taunus. *Senckenbergiana*, Bd 22, N° 3/4, pp. 260-274.
- 11) DAHMER G. (1943). — Die Mollusken des Wetteldorfer Richtschnittes. *Ibid.*, Bd 26, N° 5, pp. 325-396.
- 12) DAHMER G. (1949). — Die Fauna des Koblenzquarzits (Unterdevon, Oberkoblenz-Stufe) von Kühkopf bei Koblenz. *Ibid.*, Bd 29, N° 1/6, pp. 115-136.
- 13) FUCHS A. (1915). — Der Hunsrückschiefer und die Unterkoblenzschichten am Mittelrhein (Loreleigend). Teil I. *Königl. Preuss. Geol. Landes.*, 79 p., 18 pl.
- 14) DE KONINCK L.G. (1885). — Faune du calcaire carbonifère de la Belgique. 5^e part. : Lamellibranches. *Mém. Mus. roy. Hist. nat. Belg.*
- 15) LECOMPTE M. (1957). — Lexique stratigraphique international. *Ed. C.N.R.S.*, Paris, vol. I, fasc. 4a.
- 16) LECOMPTE M. et WATERLOT C. (1957). — *Ibid.*
- 17) MAILLEUX E. (1940). — Contribution à la connaissance du Frasnien moyen (assise de Frasnes) de la Belgique. *Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belg.*, t. XVI, n° 14, pp. 1-44.
- 18) MÜLLER W. (1920). — Die Fauna Frasnes-Stufe bei Almaden (Sierra Morena Spanien). *Abh. d. Senckerb. Naturf. Gessell.*, Bd XLI, L. 5 : Frankfurt/Mein.
- 19) GEHLERT D. (1877). — Fossiles dévoniens de la Mayenne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 3^e série, t. V, pp. 578-603, Pl. 9-10.
- 20) GEHLERT D. (1888). — Description de quelques espèces dévoniennes du département de la Mayenne. *Bull. Soc. Et. Scient. Angers*, pp. 65-120, Pl. 6-10.
- 21) PHILLIPS J. (1841). — Palaeozoic fossils of Cornwall, Devon and West Somerset. *London*.
- 22) RENAUD A. (1942). — Le Dévonien du Synclinorium médian Brest-Laval. *Mém. Soc. Géol. min. Bret.*, t. VII.
- 23) SPRIESTERSBACH J. (1915). — Neue oder wenig bekannte Versteinungen aus dem rheinischen Devon, besonders aus dem Lenneschiefer. *Abh. Königl. Preuss. geol. land.*, N.F., 80, 80 p., 23 pl.
- 24) WHIDBORNE G.F. (1892). — A Monograph of the Devonian Fauna of the south of England. *Palaeont. Soc., London*, vol. I, 344 p., 31 pl.

* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVI

- FIG. 1. — *Murchisonia angulata* PHILL. (les deux coquilles de gauche) et *M. bilineata* A. & V., d'après d'Archiac et Verneuil, 1842, Pl. XXXII.
- FIG. 2. — *Murchisonia intermedia* A. et V. (les deux coquilles de gauche) et *M. coronata* A. et V. d'après d'Archiac et Verneuil, 1842, Pl. XXXII.
- FIG. 3. — *Murchisonia intermedia* A. et V., moulage d'un échantillon du Frasnien de Rostellec, gross. x 10.
- FIG. 4. — *Id.*, moulage d'un autre individu montrant l'aspect granuleux des cordons de la bandelette sinuaise. Gr. x 10.
- FIG. 5. — *Id.*, moulage d'un autre spécimen. Gr. x 15.
- FIG. 6. — *Murchisonia chalmasi* EHL., d'après Ehlert, 1888, Pl. VIII.
- FIG. 7. — *Murchisonia intermedia* A. et V., détail de l'ornementation de l'individu de la fig. 5 ; on observe les petits nodules au sommet de chaque tour et leur résolution en costules varicoïdes vers le bas. Gr. x 25.
- FIG. 8. — *Murchisonia bachelieri* EHL., d'après Ehlert, 1888, Pl. VIII.
- FIG. 9. — *Murchisonia turbinata* (SCHLOTH.) groupe *intermedia* (2, 3, 4) et groupe *angulata* (5), d'après Whidborne, 1892, Pl. XXX.
- FIG. 10. — *Murchisonia turbinata* (SCHLOTH.), individu présentant des caractères des deux groupes *intermedia* et *angulata* selon Whidborne, 1892. Pl. XXX.
- FIG. 11. — De gauche à droite : *Murchisonia angulata*, *geminata*, *bilineata* (?) et *spinosa* d'après Phillips, 1842, Pl. XXXIX.



SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXVII

1967

4^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1967 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Présidente</i>	M ^{me} S. DEFRETIN
<i>Premier Vice-Président</i>	M. A. DALINVAL
<i>Vice-Présidents</i>	M. Ch. DELATRE M. J. DERCOURT
<i>Secrétaire</i>	M. J. PROUVOST
<i>Secrétaire-adjoint</i>	M. J. PAQUET
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule M. CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. E. MÉRIAUX
<i>Conseillers</i>	M. A. BEUGNIES M. R. MARLIÈRE M. A. BOUROZ M. P. CORSIN M. P. CELET M. P. DOLLÉ

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

Secrétariat : Institut de Géologie, Boîte Postale 36, 59 Lille-Distribution
Tél. 79.20.44 ou 79.21.94 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 15 NOVEMBRE 1967

PRÉSIDENTE DE MADAME S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE

Sont élus Membres de la Société :

- M. JELSKI Georges, H.L.M. 33 à Billy-Montigny (Pas-de-Calais), présenté par MM. P. Dollé et A. Dalinval.
M. LEFRANC Gérard, 219, Boulevard de Paris à Lillers (Pas-de-Calais), présenté par MM. A. Bonte et P. Dollé.
M. JACOB Alexis, 96, rue Gabriel Péri, à Saint-Etienne (Loire), présenté par MM. A. Bouroz et J. Chalard.

Communications orales

- M. GOULLIART. — Le système faillé côtier d'Audresselles-Sud.
E. MÉRIAUX. — Analyse pétrographique des anthracites de Djerada (Maroc).
P. DELEAU. — De l'importance de l'échelle du phénomène érosion-transport et de la surface d'épandage dans le classement vertical et la disposition horizontale des sédiments pour les sédimentations rythmique et cyclique.
-

SEANCE DU 13 DECEMBRE 1967

PRÉSIDENTE DE MADAME S. DEFRETIN, PRÉSIDENTE

Avant de commencer la séance, Madame Defretin fait procéder à l'élection de nouveaux Membres. Sont donc élus :

- M. SOULIEZ Gaston, 44, rue Pierre-Brossolette à Marcq (Nord), présenté par MM. J. Desoignies et G. Dassonville.
M. NAPIAS Jean-Claude, B.R.G.M., 21, Quai des Fontinettes à Douai (Nord), présenté par MM. G. Dassonville et F. Rossignol.

- M. SANGNIER Paul, 240, rue A. Bonte à Lambersart (Nord), présenté par MM. G. Dassonville et F. Rossignol.
M. MIÉLOT Roger, Groupe d'Auchel-Bruay, à Bruay (Pas-de-Calais), présenté par MM. J. Chalard et L. Dussard.
M^{me} LIGRAND-BLAIN, Faculté des Sciences, rue Edouard-Cat à Alger (Algérie), présentée par M. J. Fabre et M. l'Abbé de Lapparent.
M. COURTY Georges, Maître-Assistant à la Faculté des Sciences de Lille, B.P. 36, à Lille (Nord), présenté par M^{me} S. Defretin et M. G. Waterlot.

Conformément aux statuts, la Société fait procéder au tour indicatif pour l'élection du premier Vice-Président pour l'année 1968.

Les résultats en sont les suivants :

M. J. PROUVOST	14 voix
M. G. DASSONVILLE	7 voix
M. G. WATERLOT	1 voix
M. l'Abbé TIEGHEM	1 voix
M. J. DERCOURT	1 voix
M. J.-Cl. NAPIAS	1 voix

Communications orales

- Ch. DELATTRE, J. POLVÊCHE, B. et G. WATERLOT. — Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois (communication présentée par M. G. Waterlot).
J. DERCOURT et A. XOMO. — A propos de l'accident de Scutain-Pec (communication présentée par M. J. Dercourt mais qui ne sera pas publiée dans le cadre de ce fascicule).
P. TSOPLIAS. — Sur la géologie de la partie occidentale des Monts Panachaïques (Péloponnèse, Grèce) (*).

Communications écrites

- G. MENNESSIER. — Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (Alpes-Maritimes).
J.P. LAVEINE. — Supplément à l'étude des Neuroptéridés du Nord de la France. Figuration complémentaire du *Linopteris regniezi* LAVEINE.

————— « » —————

(*) Cette communication sera publiée dans le prochain fascicule.

Etude quantitative des "Tuberculatisporites" au Puits du Midi (Groupe de Douai des H.B.N.P.C.) (*)

par C. SOYEZ

Sommaire. — L'étude quantitative des « *Tuberculatisporites* » a été entreprise afin de vérifier la valeur des critères de distinction au niveau spécifique. Par ailleurs, les résultats obtenus permettent de tirer des conclusions sur les extensions verticales de ce groupe de spores.

L'extension stratigraphique des « *Tuberculatisporites* », qui est l'objet de ce travail, s'est faite à partir des espèces définies par P.M. Corsin, S. Loboziak et C. Soyez (3). Dans ce groupe de mégaspores, trois genres ont été définis d'après la nature et la taille des ornements, à savoir :

— le genre *Megagranulisporites* pour les spores ornées de grains,

— le genre *Tuberculatisporites* s. s. pour les spores ornées de tubercules,

— le genre *Apiculatisporites* pour les spores ornées d'apicules,

chacun de ces genres comportant lui-même un certain nombre d'espèces dont les critères de détermination portent sur la largeur de base des ornements et leur nombre sur le pourtour équatorial.

I. — Position des niveaux étudiés.

Cette étude porte sur les veines et passées du Puits du Midi, du groupe de Douai des Houillères du Nord - Pas-de-Calais. Ce puits est situé géographiquement au Sud-Est de la ville de Douai dans la région Sud du massif de Noyelles-Godault, Sille-Noble - Haveluy qui fait lui-même partie du massif tectonique de Dorignies-Denain-Crespin, unité comprise entre la Grande Faille du Midi et la faille Barrois.

Au point de vue stratigraphique, la zone étudiée se situe entre la veine Sébastien et le tonstein

Malherbe, c'est-à-dire qu'elle comprend la presque totalité du faisceau de Modeste et le faisceau de Chandeleur, qui constituent l'assise de Vicoigne ou Westphalien A, le faisceau de Meunière et l'extrême base du faisceau de Pouilleuse appartenant au Westphalien B.

II. — Etude quantitative.

Avant d'aborder l'étude quantitative proprement dite, je rappellerai simplement les différentes espèces définies précédemment (3).

Genre *MEGAGRANULISPORITES*

P.M. CORSIN, LOBOZIAK et SOYEZ 1966

Génotype : *Megagranulisporites* (al. *Granulatisporites*) *megagranulus*. Danzé, Levet-Carette et Loboziak 1964, 4, p. 15, Pl. 1, fig. 1.

Megagranulisporites megagranulus (DANZÉ, LEVET-CARETTE et LOBOZIAK 1964) P.M. CORSIN, LOBOZIAK et SOYEZ 1966.

Genre *TUBERCULATISPORITES* (IBRAHIM 1933)

P.M. CORSIN, LOBOZIAK et SOYEZ 1966

Génotype : *Tuberculatisporites* (al. *Sporonites*) *tuberosus*. Ibrahim 1932, 5, p. 449, Pl. XVI, fig. 2.

Tuberculatisporites tuberosus (IBRAHIM 1932) IBRAHIM 1933.

Tuberculatisporites brevispiculus (SCHOPF 1938) POTONIE et KREMP 1955.

(*) Cette communication a été présentée lors de la Séance du 7 juin 1967.

Genre *APICULATISPORITES* (IBRAHIM 1933)
P.M. CORSIN, LOBOZIAK et SOYEZ 1966

Génotype : *Triletes* VI. Bennie et Kidston 1886, 1, p. 109,
Pl. III, fig. 6.

Apiculatisporites densiornatus DANZÉ, LEVET-CARETTE et LOBOZIAK 1964.

Apiculatisporites doubingeri DANZÉ, LEVET-CARETTE et LOBOZIAK 1964.

Apiculatisporites pseudogiganteus (SELOSSE 1963)
P.M. CORSIN, LOBOZIAK et SOYEZ 1966.

Apiculatisporites subfuscus (WICHER 1934) DANZÉ,
LEVET-CARETTE et LOBOZIAK 1964.

Apiculatisporites wicheri P.M. CORSIN, LOBOZIAK et SOYEZ 1966.

Apiculatisporites difficilis (WICHER 1934) DANZÉ,
LEVET-CARETTE et LOBOZIAK 1964.

Apiculatisporites giganteus DANZÉ, LEVET-CARETTE et LOBOZIAK 1964.

A partir de ces données, les résultats des différents comptages ont été réunis dans les tableaux qui suivent. Une première colonne donne le nom des veines et passées qui ont fait l'objet d'une étude palynologique. Bien souvent la composition lithologique de celles-ci étant peu homogène, il s'est avéré nécessaire de faire plusieurs prélèvements correspondant aux différents sillons de matières charbonneuses, c'est la raison pour laquelle on retrouve plusieurs fois le même niveau sous un numéro d'analyse différent. Les nombres qui figurent dans les différentes colonnes sont les résultats absolus des comptages des espèces citées auparavant.

Les résultats ont servi à la réalisation d'un tableau d'extension verticale des différents genres et espèces. Les diverses veines et passées ont été représentées et pour chacune d'elles une figuration indique le nombre d'échantillons recueillis. Afin de ne pas faire d'extrapolations trop hâtives, seuls les faisceaux correspondant à des zones de présence certaine ont été dessinés.

III. — Explication du tableau.

Le tableau de répartition des mégaspores du groupe « *Tuberculatisporites* » nous permet de voir que le genre *Megagranelisporites* n'a aucun représentant dans cette série, les deux genres *Tubercu-*

latisporites s. s. et *Apiculatisporites* étant les seuls représentés. Le premier d'entre eux est trouvé de façon assez sporadique, le second de façon très continue avec d'importants maximums. On constate que toutes les espèces ne présentent pas la même fréquence.

Pour le genre *Tuberculatisporites* s. s., l'espèce *breviaculeatus* n'apparaît qu'à partir de la veine De Layens (partie moyenne du faisceau de Meunière) et ses points de présence dans le Westphalien A et l'extrême base du Westphalien B sont assez éloignés les uns des autres et correspondent à des quantités très réduites puisqu'elles ne dépassent pas 5 individus.

T. tuberosus et *T. brevispiculus* apparaissent toutes deux au niveau de la veine Emile (sommet du faisceau de Meunière) où leur fréquence est réduite et leur répartition est sensiblement la même. La quantité d'individus recueillis en chaque point de présence est inférieur à 5, sauf pour l'espèce *brevispiculus* qui est mieux représentée aux environs de la veine Poissonnière (partie supérieure du faisceau de Chandeleur).

Dans le genre *Apiculatisporites*, l'espèce *densiornatus* ne se présente pas en grandes quantités puisqu'on la trouve le plus souvent en nombre inférieur à 5, cependant elle est assez fréquente particulièrement dans le Westphalien A aux environs du tonstein Graziella qui correspond à l'extrême base du faisceau de Chandeleur.

A. pseudogiganteus est bien représentée depuis le Tonstein Colombe (extrême base du faisceau de Meunière) jusqu'à quelques mètres au-dessus de la Nouvelle Veine (partie moyenne du faisceau de Chandeleur), son maximum avec une soixantaine d'individus se situe presque immédiatement au-dessous du niveau marin de Poissonnière. Dans le faisceau de Modeste, si la quantité d'individus comptés est moins importante, on constate néanmoins une certaine continuité dans leur fréquence.

A. doubingeri présente une répartition qui est sensiblement la même que celle de l'espèce précédente ; en effet, dans presque tous les niveaux où l'on rencontre *A. pseudogiganteus* on trouve l'espèce *doubingeri*.

A. subfuscus est également fréquente depuis la veine Wavrechain qui correspond à la partie moyenne du faisceau de Meunière, jusqu'à la partie supérieure du faisceau de Modeste ; de plus, au point de vue quantitatif, cette spore est la mieux représentée en valeur absolue.

Puits du Midi Groupe de Douai Résultats quantitatifs	N° d'analyse	<i>Méagranulispores meggranulus</i>	<i>Tuberculatisporites brevicaucatus</i>	<i>T. brevispiculus</i>	<i>T. tuberosus</i>	<i>Apiculatisporites densistornatus</i>	<i>A. doubingeri</i>	<i>A. pseudogiganteus</i>	<i>A. subfuscus</i>	<i>A. wicheri</i>	<i>A. difficilis</i>	<i>A. giganteus</i>
Veine n° 6	346					2	8	2	4	1	2	
Passée sous la Veine n° 6 ..	347					2	8	2	4	1	2	
					Tonstein	Malherbe						
Veine n° 5	348											
Veine Edouard	349											
Veine Edouard	350					1		2	2	2	1	
Veine Emile	351			1	1	4	10	8	11	13	11	1
Veine Sale	352											
Veine n° 4	353											
Veine Berthe	354					1	1	3	2	1		
Passée sous la Veine Berthe ..	355					1	1			5		
Veine Albert	356					3	3	10	1	—		—
Veine Anny	357										1	
Veine n° 2	358			1	1	4	2	2	1	—	2	—
Passée sous la Veine n° 2 ..	359											
Veine n° 1	360											
Veine Déjardin	361											
Veine Dechatenaye	362											
Veine Lallier	363					2	2	5	3	2		
Passée sous la Veine Lallier ..	364											
Veine Le François	365											
Passée sous la V. Le François ..	366					1	1	6	3	3		
Passée sous la V. Le François ..	1210							1	3	3		
Passée sous la V. Le François ..	1211		1									
Passée de De Layens	1212											
Passée de De Layens	1213							1	4	1	4	
Passée de De Layens	1214											
					Tonstein	Danube						
Passée de De Layens	1215			1					1			
Passée de De Layens	1216			1	1	2	12	2	3	4		
Passée à 790 m	1217											
Passée à 797 m	1218								3			
Passée à 797,50 m	1219							13	40	10	20	
Veine Wavrechain à 803 m ..	1220								3			
Veine Wavrechain à 803 m ..	1221					10	8	11	22	13	11	
Veine Wavrechain à 803 m ..	1222						3	4	10	1	3	
Veine Wavrechain à 803 m ..	1223		1	1		1		3	13	1	3	
Veine Wavrechain à 803 m ..	1224					1	4	2	14	5	3	
Passée à 819 m	1225											
Passée à 819 m	1225 bis								1		1	
Passée à 819 m	1226					1		12	33	3	8	1
Passée à 823 m	1227						1	2	4	2	3	
Passée à 823 m	1228						2	2	1	1		
Passée à 825 m	1229											
Passée à 831 m	1230											
Passée à 832 m	1231											
Passée à 846 m	1232											
Passée à 849 m	1233											
Passée à 860 m	1234											
Passée à 860 m	1235			1						2		
Passée à 860 m	1236											
Passée à 863 m	1237											

Puits du Midi Groupe de Douai Résultats quantitatifs (Suite)	N° d'analyse	<i>Megagrammitisporites megagrammulus</i>	<i>Tuberculatisporites brevicaucatus</i>	<i>T. brevispiculus</i>	<i>T. tuberosus</i>	<i>Apiculatisporites densicornatus</i>	<i>A. doubingeri</i>	<i>A. pseudogiganteus</i>	<i>A. subfuscus</i>	<i>A. wicheri</i>	<i>A. difficilis</i>	<i>A. giganteus</i>
Passée à 863 m	1238							1	4	1	2	
Passée à 871,5 m	1239											
Passée à 872 m	1240											
Veine n° 13	1241						3			2	1	
----- Tonstein Colombe -----												
Veine n° 13	1242						4	9	6	6	2	
Veine n° 13	1243					1	4	3	4	5	1	
Veine n° 13	1244					1	2	3	6	1	2	
Veine n° 13	1245					1	5	5	9	5	5	
Passée à 893 m	1246						1					
Veine Delloye	1247		1			1	12	2	22	5	9	1
Veine Delloye	1248					1	30	12	22	14	11	1
Veine Delloye	1249											
Veine Delloye	1250											
Passée à 905 m	1251 bis											
Passée à 905 m	1251						5	2	5	2	3	
Passée à 920 m	1252							1	1			
Passée à 926 m	1253								1			
Passée à 943 m	1254											
Passée à 964 m	1255						1					
Passée à 964 m	1256			1		1	9	3	10	7	3	1
Passée à 968 m	1257			1	3	2	7	11	9	6	11	2
Passée à 968 m	1258			3	2	3	12	7	7	5	1	
Voisin de Poissonnière	1259						9	6	4	4		
Voisin de Poissonnière	1260								1			
Voisin de Poissonnière	1261							1				
Voisin de Poissonnière	1262							2	2			
Voisin de Poissonnière	1263							1				
Passée à 977 m	1264						1	1	2		4	
Passée à 978 m	1265		1			5	20	43	63	14	2	
Niveau mar. de Poissonnière	1266	1	6	10	2	2
Veine Poissonnière	1267				1	2	12	5	12	3	1	
Veine Poissonnière	1268					3		5	6	12	1	
Veine Poissonnière	1269						6	2	12	3	4	
Veine Poissonnière	1270						5	4	7	1	2	
Passée à 999 m	1271			5	17	8	15	24	20	10	6	
Passée à 999 m	1272						2	5	4			1
Passée à 999 m	1273								1			
Passée à 1009 m	1274						3	2	12	5		
Passée à 1009 m	1275					2	10	4	13	7	3	
Passée à 1009 m	1276						1	2	1	1	1	
Passée à 1011 m	1277						4	5	7		1	
Passée à 1011 m	1278					5	5	1	4	2	1	
Passée à 1030 m	1279									1		
Passée à 1031 m	1280											
Passée à 1035 m	1281				1	6	66	37	35	16	1	
Passée à 1050 m	1282											
Passée à 1050 m	1283						1	1	5	1	9	
Passée à 1050 m	1284							2				
Passée à 1050 m	1285											
Passée à 1051 m	1285 bis											
Veine à 1066 m	1286		1			1						

Puits du Midi Groupe de Douai Résultats quantitatifs (Suite)	N° d'analyse	<i>Mégagraminisporites mégagramulus</i>	<i>Tuberculatisporites brevispicatus</i>	<i>T. brevispiculus</i>	<i>T. tuberosus</i>	<i>Apiculatisporites densioratus</i>	<i>A. doubingeri</i>	<i>A. pseudogiganteus</i>	<i>A. subfuscus</i>	<i>A. wicheri</i>	<i>A. difficilis</i>	<i>A. giganteus</i>
Veine à 1066 m	1287											
Veine à 1066 m	1288											
Passée à 1070 m	1289					1	12	3	8	3		1
Passée à 1070 m	1290						3	2	6	5	2	1
Passée à 1071 m	1291								1		1	
Passée à 1079 m	1292			1			3	6	12	7	3	
Passée à 1079 m	1293						5	9	17	12	5	
Passée à 1093 m	1294			2					2			
Passée à 1093 m	1295											
Passée à 1095 m	1296		1			2	7	8		1		
Passée à 1096 m	1297		1			2	7	8		1		
Passée à 1096 m	1297 bis											
Passée à 1098 m	1298								1	1		
Veine Custozza	1299							6	6	2	1	
Veine Custozza	1300							2	4	1	2	
Veine Custozza	1301						2	4	8	1		
Veine Custozza	1302		1				2	6	15	21	2	1
Passée à 1134 m	1303					2	1		2			
Veine La Grève	1304											
Veine La Grève	1305				1		13	10	7	7		
Veine La Grève	1306						7	9	7	5		
Veine La Grève	1307											
Veine La Grève	1308						4	1	2		1	
Veine La Grève	1309											
Veine La Grève	1310											
Passée à 1179 m	1311						2	4	3	1	2	
Passée à 1179 m	1312						3	1	9	13	7	
Passée à 1185 m	1313			1		4	2	6	6	1		
Veine à 1204 m	1314						3		5	3		
Veine à 1204 m	1315			2			12	10	12	5	2	
Veine à 1204 m	1316						5	9	5	1		
Passée à 1208 m	1317						1	2	3	1		
Passée à 1208 m	1318					1	3	4		1		
Passée à 1208 m	1319					3	9	2	2	5		
Nouvelle veine	1320					1	1	2				
Nouvelle veine	1321			1			1	2				
Nouvelle veine	1322			1		1	10	5	1	3	2	
Veine à 1250 m	1323						1					
Veine à 1250 m	1324											
Veine à 1330 m	1325			1		5	8	3	4	6	7	2
Veine à 1330 m	1326								2	1	3	1
Veine Ferdinand	1327											
Veine Ferdinand	1328											
Veine Ferdinand	1329											
Passée à 1355 m	1330			2		1	1	2	2		1	
Passée à 1355 m	1331					1	1	1	3	1		
Passée à 1355 m	1332											
Veine De Sessevalle	1333									1		
Veine De Sessevalle	1334											
Veine De Sessevalle	1335					1	1	1	4			
Passée à 1367 m	1336											
						Tonstein	Julia					

Puits du Midi Groupe de Douai Résultats quantitatifs (Suite)	N° d'analyse	<i>Mégramutisporites meggranulus</i>	<i>Tuberculatisporites brevisacutatus</i>	<i>T. brevispicatus</i>	<i>T. tuberosus</i>	<i>Apiculatisporites densiomatus</i>	<i>A. Joubingeri</i>	<i>A. pseudogiganteus</i>	<i>A. subfuscus</i>	<i>A. wicheri</i>	<i>A. difficilis</i>	<i>A. giganteus</i>
Passée à 1367 m	1337			1			4		4			
Passée à 1371 m	1338					1	2		3	7	1	
Passée à 1371 m	1339						2	3	5	2	4	1
Passée à 1373 m	1340			3	1		9			6		
Passée à 1377 m	1341											
Passée à 1377 m	1342			1	2	1	2	7	3			
Passée à 1378 m	1343											
Passée à 1378 m	1344			1	2	1	2	7	4			
Veine à 1420 m	1345		1		1						1	
Veine à 1420 m	1346			1			3	3	2	2		
Passée à 1422 m	1347											
Passée à 1422 m	1348					1						
Filet à 1425 m	1348 bis								2		1	
Filet à 1438 m	1349											
Filet à 1440 m	1350											
Veine Noélie	1351							2				
Veine Noélie	1352		1	1	2			1	2	2		
Veine Noélie	1353											
Passée à 1482 m	1354					1						
Passée à 1482 m	1355											
Passée à 1482 m	1356											
Veine Cécile	1357				1		1	1		2	1	
Veine Cécile	1358											
Veine Cécile	1359											
Veine Cécile	1360											
Veine Cécile	1361											
Passée à 1499 m	1362											
Passée à 1501 m	1363											
Veine Sébastien	1364			1								
Veine Sébastien	1365											
Veine Sébastien	1366											
Veine Sébastien	1367											

L'espèce *A. wicheri* montre une extension verticale continue, mais ici les individus comptés sont moins nombreux que ceux de l'espèce précédente bien qu'ils apparaissent le plus souvent dans les mêmes niveaux.

L'espèce *A. difficilis* se trouve également avec une certaine fréquence dans cette série commençant à la veine Wavrechain (partie moyenne du faisceau de Meunière) et allant jusqu'à la veine Sébastien (partie supérieure du faisceau de Modeste) bien qu'au point de vue quantitatif le nombre d'individus soit assez peu élevé.

L'espèce *A. giganteus* est assez peu représentée, on l'observe aux environs du niveau marin de

Poissonnière, mais toujours en assez faibles quantités.

IV. — Conclusions.

On constate donc qu'au point de vue quantitatif, le genre *Apiculatisporites* est le mieux représenté, avec un maximum pour les espèces : *pseudogiganteus*, *doubingeri*, *subfuscus*, *wicheri* et *difficilis*, qui s'échelonnent dans tous les cas de la veine Wavrechain à la Nouvelle veine, c'est-à-dire sur une épaisseur à peu près égale de part et d'autre du niveau marin de Poissonnière, atteignant au total environ 240 à 260 mètres.

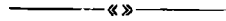
De plus, certaines espèces telles que *A. pseudo-giganteus* et *A. doubingeri*, de même que *A. subfuscus* et *A. wicheri* dont les répartitions sont sensiblement identiques, pourraient peut-être faire l'objet d'un regroupement, car les différences admises pour les distinguer n'apparaissent être que des caractères variables qui nous font passer de

l'une à l'autre dans chaque groupe pour toutes les transitions.

Nous pouvons donc conclure que la fréquence des *Tuberculatisporites* s.s. est faible, celle des *Apiculatisporites* est plus élevée, ce dernier genre paraissant susceptible d'apporter des renseignements intéressants pour la stratigraphie.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) BENNIE J. et KIDSTON R. (1886). — On the occurrence of spores in the carboniferous formation of Scotland. *Proc. Roy. Phys. Soc.*, vol. 9, pp. 82-117.
- 2) BOURCZ A., CHALARD J., DALINVAL A. et STIÉVENARD M. (1961). — La structure du bassin houiller du Nord, de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXI, pp. 173-220.
- 3) CORSIN P.M., LOBOZIAK S. et SOYEZ C. (1966). — Sur le problème du genre « *Tuberculatisporites* ». *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVI, pp. 201 à 209.
- 4) DANZÉ J., LEVET-CARETTE J. et LOBOZIAK S. (1964). — Révision des spores du genre *Tuberculatisporites* IBRAHIM du bassin houiller du Nord de la France. *Revue de Micropal.*, vol. 7, n° 1, pp. 14-30.
- 5) IBRAHIM A.C. (1932). — Beschreibung von Sporenformen aus Flöz Aegir (dans POTONIÉ R.: Sporenformen aus den Flözen Aegir und Bismarck des Ruhrgebietes). *N. Jb.*, Beil. Bd 67, Abt. B, pp. 447-449.



De l'importance de l'échelle du phénomène érosion-transport et de la surface d'épandage dans le classement vertical et la disposition horizontale des sédiments pour les sédimentations rythmique et cyclique

par Paul-C. DELEAU

Sommaire. — Les exemples de séries sédimentaires rythmiques et cycliques ont été choisis dans le Westphalien supérieur continental et le Carbonifère supérieur des bassins houillers de la région de Colomb-Béchar.

Dans ces séries, l'étude de la granulométrie et de la morphoscopie des éléments permet de déterminer le lieu d'origine de ces éléments constituant les grès, les conglomérats, les argiles schisteuses, les argiles rouges.

Dans la suite verticale d'une série sédimentaire, le faciès et la granulométrie renseignent sur l'état plus ou moins agité ou plus ou moins calme du milieu où devait s'opérer la sédimentation.

Le *classement vertical*, après transport horizontal du matériel, résulte d'un état d'équilibre des particules sollicitées d'une part par la force de la pesanteur, d'autre part par la poussée d'Archimède. Il peut s'observer à petite ou grande échelle et il est plus ou moins rapide suivant le fluide dans lequel il s'opère et suivant la grandeur et la masse spécifique des particules. Le mécanisme est complexe. Fait important résultant de l'état d'équilibre stable obtenu lorsque la force et la pesanteur égalent la poussée d'Archimède : le classement une fois réalisé est définitif.

Dans la *position horizontale*, il importe avant tout de considérer l'échelle du phénomène, en particulier quand cette disposition s'inscrit dans une série rythmique ou cyclique. La disposition horizontale à grande échelle résulte de mouvements épéirogéniques déterminés par le jeu de flexures entre le relief nourricier et la zone de sédimentation couvrant de vastes surfaces.

La disposition horizontale à petite échelle ne peut se rapporter qu'à une disposition locale et particulière. Il est donc nécessaire, en première analyse, de déterminer l'échelle du phénomène.

Le *classement vertical* s'observe à l'échelle d'un banc, d'un lit, d'un « feuillet » (J. Ph. Mangin, 1962) représentant un terme ou unité lithologique (1). Il résulte de la mise en équilibre, sur la même verticale, de particules sollicitées, d'une part par la pesanteur, d'autre part par la poussée d'Archimède (P. DELEAU, 1964).

(1) Une suite de ces termes lithologiques représente une « séquence » qui a été définie par A. Lombard (1956, p. 270) : « série de deux termes lithologiques au moins, formant une suite naturelle sans autre interruption que les joints de stratification ». Remarquons que la définition du terme « séquence » implique au moins trois termes différents. Il est regrettable que le sens géologique se soit éloigné du sens originel.

La *disposition horizontale* est le fait d'un étalement de sédiments sur une surface plus ou moins vaste.

Des termes lithologiques peuvent être superposés, répétant régulièrement le même faciès. La sédimentation est rythmique lorsque plusieurs termes se répètent a.b.c., a.b.c., ... (A. Lombard, 1956, p. 271). Elle est cyclique dans l'ordre a, b.c.b, a, b.c.b., a, ... cycle élémentaire, « cyclothem » des géologues anglo-saxons. Plusieurs cycles élémentaires peuvent être inscrits dans un mégacycle dont les termes principaux encadrent en quelque sorte les cycles élémentaires.

Dans le classement vertical, les joints entre chaque élément ou bane ou entre chaque série ou

« séquence » marquent un arrêt de la sédimentation, arrêt pendant un espace de temps pouvant être immensément long, comparativement à celui du dépôt de chaque unité lithologique.

Exemple de sédimentation cyclique :

Prenons comme exemple la sédimentation cyclique du Westphalien supérieur continental des bassins houillers de la région de Colomb-Béchar. Les séries cycliques sont visibles sur des surfaces considérables et leur épaisseur passe de 300 à 800 m dans le bassin d'Abadla, à 1200 m dans celui de Colomb-Béchar.

Le cycle se présente schématiquement de haut en bas :

- Grès du cycle sus-jacent.
- 7 — Grès à grain fin, argiles gréseuses surmontant des argiles noduleuses, sans fossile.
- 6 — Argiles fines à Lamellibranches et plantes flottées.
- 5 — Charbon et sol de végétation.
- 4 — Argiles grises ou bleues, litées.
- 3 — Argiles rouges non stratifiées à cassure conchoïdale.
- 2 — Argiles gréseuses et grès à grain fin.
- 1 — Grès (base du cycle).

La barre de grès comprend :

- 1d — Grès à grain fin ($\varnothing = 1/5$ mm) en dalles et à ripple-marks. ou grès micacés.
- 1c — Grès à grain plus grossier ($1\text{ mm} > \varnothing > 1/5$ mm), micacé, massif ou à stratification entrecroisée.
- 1b — Conglomérat à éléments de houille et de charbon.
- 1a — Grès à grain fin, en dalles.

Ce cycle est rarement aussi simple, et dans la partie supérieure les couches charbonneuses et leur sol de végétation se répètent. Il s'agit alors d'un mégacycle ou mégacyclothème (2) (cf. R.C. MOORE, 1936 et 1948) se présentant comme suit :

(2) Pour A. LOMBARD (1958, p. 473), l'appellation *cyclothème*, *mégacyclothème*, doit être limitée « à la séquence à charbon ». Or dans les bassins houillers de la région de Colomb-Béchar, la sédimentation continentale et semi-continentale fait suite à la sédimentation néritique (P. DELEAU 1962, p. 246). L'ordre de dépôt des séquences successives est le même, le calcaire marin tend à disparaître et le charbon avec son sol de végétation apparaît dans la stampe schisteuse entre les barres de grès la limitant. Mais calcaire et charbon peuvent exister dans la même stampe (Cycle du Namurien néritique, P. DELEAU, 1955), puisque ce sont deux termes d'une même phase biosthasique formés à des profondeurs différentes. Le terme *cyclothème* peut donc désigner une série à faciès détritique, calcaire, colloïdal (gel de la houille formé quasiment sur place), avec ou sans charbon, déposée sur une plateforme épi-continentale, dans les conditions spéciales de sédimentation que nous décrivons ici.

- Grès du cycle sus-jacent.
- Grès à grain fin, argiles gréseuses, noduleuses.
- Argiles fines à Lamellibranches et plantes flottées.
- Charbon et sol de végétation (passée satellite du toit).
- Argiles gréseuses et grès à grain fin.
- Argiles noduleuses.
- 6 — Argiles fines à Lamellibranches et plantes flottées.
- 6 — Charbon et sol de végétation (couche principale).
- Argiles et grès, et grès à grain fin.
- Argiles noduleuses.
- Argiles fines à Lamellibranches et plantes flottées.
- Charbon et sol de végétation (passée satellite du mur).
- 4 — Argiles grises ou bleues, litées.
- 3 — Argiles rouges non stratifiées à cassure conchoïdale.
- 2 — Argiles gréseuses et grès à grain fin.
- 1 — Grès (base du cycle).

Les couches de charbon satellites, leur toit, leur mur et les banes de grès fin constituent des cycles élémentaires dans lesquels, à la base, on peut avoir une récurrence d'argiles rouges à cassure conchoïdale (3).

(3) Dans une suite sédimentaire, un ou plusieurs cycles peuvent être incomplets. Dans le Namurien moyen néritique de la région de Colomb-Béchar, on peut voir la succession normale de haut en bas :

- Grès.
- b' — Marnes gréseuses et grès.
- e — Marnes schisteuses pyriteuses.
- d — Calcaires à entroques et calcaires oolithiques.
- c — Marnes sèches puis couche de charbon avec toit à *Anthracomya* et sol de végétation à *Stigmaria* et Racines.
- b — Marnes gréseuses et grès.
- a — Grès.

Mais on peut observer à la partie supérieure d'un banc de grès un hard-ground, marquant un arrêt de la sédimentation avec surface percée de trous de lithofages. Ces trous de lithofages creusés dans les grès sont remplis d'oolithes calcaires et une mince couche de calcaire oolithique à Foraminifères (1cm) recouvre régulièrement la surface du grès (P. DELEAU et MARIE, 1954), puis viennent des calcaires à entroques, en bancs.

L'arrêt de la sédimentation, avec installation d'une faune tubicole, est certain. Puis, sous des conditions favorables de précipitation du calcium, il y a formation d'oolithes. Les calcaires reposent directement sur les grès, ce qui est anormal dans la succession cyclique. Cette succession anormale nous a amené à examiner de près la partie supérieure des grès ; celle-ci montre des empreintes de Racines, extrémités des *Stigmaria* d'une forêt houillère qui avait donné une couche de charbon dans les schistes qui s'étaient superposés aux grès au cours d'une immersion. Ce terme du cycle, relativement meuble au moment du dépôt, a disparu, a été enlevé par

Les Faciès dans les cycles.

Dans un grand cycle : méga-cycle, la phase la plus grossièrement détritique est représentée par les barres de grès, dont l'épaisseur peut varier de quelques mètres à 40, 50 et même plus de 100 mètres [subsidence différentielle (P. DELEAU, 1961 et 1962, p. 271)] et ceci sur des surfaces non inférieures à 100 x 80 km² (4). La barre gréseuse est granuloclassée en partant du niveau conglomératique.

Rappelons que le niveau conglomératique se situe très rarement à la base même de la barre, mais vers le tiers inférieur de la barre de grès. Ce niveau marque une érosion violente à la suite d'une élévation maximum du niveau de base des cours d'eau résultant de la surrection du continent nourricier (P. DELEAU, 1958, p. 107-113 ; 1962, p. 255). Les sédiments sableux qui ont précédé le conglomérat correspondent, eux, au début de la surrection du continent nourricier qui a dû ainsi se réaliser progressivement.

Les conglomérats comprennent généralement deux sortes d'éléments très différents, d'une part des éléments anguleux malgré leur faible dureté relative au moment du remaniement : grès à grain fin, grès marneux, noyaux argileux ; d'autre part, un ciment silico-calcaire riche en grains de sable de même nature que ceux des lentilles de sable dont la stratification s'entrecroise avec les lentilles de conglomérat. Du charbon, parfaitement formé, s'intercale entre les éléments anguleux, épousant leur

une érosion vraisemblablement marine lors du retour de la mer. C'est ce que nous avons appelé une *érosion subcontemporaine du dépôt*. Ces érosions sont plus fréquentes qu'on ne peut le supposer. Ainsi des grès peuvent reposer directement sur une surface calcaire érodée, percée de trous de lithofages (P. DELEAU, 1951, p. 258, fig. 94) ; ici les termes e et b' : marnes schisteuses pyriteuses et marnes gréseuses ont été enlevées par l'érosion.

Nous avons souligné l'importance de ces *érosions subcontemporaines du dépôt* (P. DELEAU, 1955) dans l'étude des suites sédimentaires rythmiques et cycliques et dans l'évaluation des épaisseurs. Sur plusieurs transversales, la variation d'épaisseur d'un même terrain peut être due soit à une subsidence différentielle, soit aux érosions subcontemporaines, soit à ces deux causes. Le géologue de terrain doit être très attentif à toute superposition pouvant être anormale du point de vue sédimentaire.

(4) L'assise gréseuse montrant le maximum d'extension horizontale correspond à la zone de passage du Westphalien C au Westphalien D (T9) : Elle s'étale sur une épaisseur variable, du bassin de Colomb-Béchar (120 m) au bassin d'Abadla (80 m) et au Mézarif (180 m) (P. DELEAU 1952, p. 102 et 1962).

forme. C'était à l'origine des galets mous de gel de houille, définitivement formé au point de vue chimique, montrant qu'il s'agit du démantèlement de terrain houiller tout nouvellement constitué. L'érosion de ce dernier est due vraisemblablement à des eaux torrentielles chargées de sable au moment des débâcles qui ont amené sur l'ensemble de la plateforme de sédimentation des épaisseurs considérables et continues de sable. Débâcle dont les effets ne se manifestent qu'à la suite de la surrection du continent par le jeu des flexures continentales (P. DELEAU, 1962, p. 255, et 1965).

Si les éléments du Houiller, aux formes très peu évoluées, ont été transportés sur une courte distance, les sables, par leur homométrie, marquent de nombreuses reprises et de longs remaniements dans l'eau. Les grains de quartz (\varnothing : 1/5 à 1/3 mm) ont été séparés des éléments plus fins, des poudres et des colloïdes qui ont été entraînés plus loin, vers le Sud actuel, ou qui se sont déposés en période calme, donnant les argiles schisteuses et les argiles rouges.

Chaque assise de grès peut présenter une disposition particulière. Les grains de quartz peuvent, à la suite de nombreux remaniements, avoir été calibrés au moment du dépôt. Un banc de grès de plusieurs mètres d'épaisseur peut, sur une dizaine de km², être formé de grains de quartz parfaitement homométriques (Namurien néritique du Mennouna (P. DELEAU, 1955)). Ceci montre encore l'ampleur du transport. Enfin l'absence de galets de roche dure, à indice d'éroulé très évolué, révèle un continent éloigné ou une morphologie de ce continent très évoluée (5).

La phase la plus finement détritique que j'ai pu appeler, en particulier, « terrigène », car elle doit provenir d'une formation pédologique, d'une « terre », d'une argile plus ou moins latéritique formée dans des conditions spéciales de biosthase, comprend des argiles rouges, quelquefois brunes, à cassure conchoïdale, sans aucune stratification et sans quart détritique (6). Elles ont flocculé lente-

(5) Sur des milliers de km² d'affleurement, nous n'avons trouvé qu'en un point très localisé, à Srouna (P. DELEAU, 1962, p. 240 et 265), un conglomérat à petits galets de quartz bien roulés.

(6) Les très rares grains (\varnothing : 1/6-1/5 mm) sont arrondis en sphérules, dépolis et vernissés, caractères de sable éolien. Au NE du bassin d'Abadla, à Srouna, les argiles sont généralement brunes et contiennent de la poussière de quartz ($\varnothing = 10 \mu$). Srouna est le point le plus éloigné de l'arrivée des argiles rouges.

ment en période calme pour constituer des assises continues, comme les banes de grès, sur des milliers de km², d'une épaisseur pouvant atteindre et dépasser 30 et 40 m. Les argiles rouges se situent toujours vers la partie inférieure du cycle ou plutôt du mégacycle.

Les argiles rouges sont plus abondantes à l'Est du bassin d'Abadla qu'à l'Ouest et nous avons montré qu'elles devaient provenir d'un continent situé à l'actuel NE de la zone de sédimentation, alors que les sables et argiles grises devaient provenir du Nord et du NO (P. DELEAU, 1962, p. 284). Dans l'évolution du cycle, elles se sont déposées avec un temps de retard sur les sables, dont le dépôt a dû être immédiat.

Exemple de sédimentation rythmique :

Au sommet du Westphalien D, dans ce que nous avons appelé Carbonifère supérieur (Westphalien D terminal, Stéphanien) (1951, p. 237 et 1962, p. 25), la sédimentation devient uniquement rythmique avec une alternance régulière d'argiles rouges et de grès rouges lités, sur une épaisseur encore considérable, plus de 1000 m dans le centre du bassin d'Abadla. Les assises de grès ou d'argiles rouges apparaissent continues mais localisées dans le centre du bassin ; on ne peut les suivre en affleurement que sur quelques dizaines de km. Les argiles rouges sont toujours à cassure conchoïdale, en assises de 20 à 30 m d'épaisseur ; les grès sont généralement granuloclassés ($\varnothing = 1/5$ à 1,5 mm), d'épaisseur moindre : 5 à 10 m, leur granulométrie est plus hétérométrique que celle des grès du Westphalien sous-jacent (présence de petits lits de galets entre des horizons à grain fin).

Cette sédimentation rythmique, qui clôture l'épisode carbonifère, est probablement et simplement due à des descentes successives de la plateforme. Une descente abaissait le niveau de base et favorisait le dépôt du détritique le plus grossier. La faible puissance relative des assises de grès et leur extension vraisemblablement réduite au bassin d'Abadla (7), semble ne pas nécessiter ici, comme nous le verrons pour les assises importantes et très

(7) Dans le synclinorium de Colomb-Béchar, le Carbonifère supérieur rouge n'est connu qu'à l'Est du méridien de Kénadza. Les sondages de recherches pour la potasse, au N de Colomb-Béchar, n'ont pas traversé le Carbonifère supérieur rouge, le Cénomaniens est transgressif sur une surface ravinée du Westphalien marin (P. DELEAU, 1962, n.i.p., p. 286 et fig. 50). Au Mézarif, le Westphalien D rouge, terme le plus élevé visible, disparaît sous la Hammada plio-quadernaire.

généralisées des mégacycles du Westphalien sous-jacent, un rajeunissement rythmique du relief du continent.

Phase calme de la sédimentation :

A la période la plus calme du cycle de sédimentation, de non-surrection du continent, correspond la formation du charbon après installation d'une forêt, lorsque la plateforme émerge. En cas de non-émersion a lieu la précipitation de calcaire (formation zoogène, phytogène ou physico-chimique : oolithes), calcaire marin en régime néritique (base du Westphalien C), lacustre en régime continental (Westphalien D d'Abadla, à Chébania). Ce sont les phases de biosthasie alternant avec les phases d'érosion ou de « rhexisthasie ».

Classement vertical

Les séries sédimentaires rythmiques et cycliques comprennent ainsi une suite verticale de termes lithologiques ou d'assises dont le faciès et la granulométrie renseignent sur les conditions particulières qui ont présidé au dépôt de chacune, sur l'état plus ou moins agité, ou plus ou moins calme, du milieu où s'est opérée la sédimentation et, dans une certaine mesure, sur l'épaisseur de la tranche d'eau où avait lieu le dépôt.

Nous verrons plus loin, au sujet de la disposition horizontale, que les séries cycliques régulières et couvrant d'immenses étendues ont dû leur disposition et leur répétition à des relèvements du niveau de base des cours d'eau de l'époque ; ces relèvements pouvaient être déterminés par la surrection du continent nourricier à la suite du jeu d'une flexure continentale située entre le continent et la plateforme épicontinentale permettant d'expliquer autant le classement vertical particulier en mégacyclothème que la disposition horizontale à grande échelle.

Après transport horizontal du matériel, le dépôt et le classement vertical de chaque particule a lieu lorsque la pesanteur s'équilibre avec la poussée d'Archimède (8). *Le classement, une fois réalisé, ne peut être redistribué et l'unité lithologique acquise, à un degré de compacité près selon la diagénèse, son arrangement définitif.* Le classement ver-

(8) La masse spécifique du fluide correspond à celle du fluide augmenté de celles des particules, poudres, colloïdes, restant en suspension pour une faible accélération.

tial peut s'observer à une très petite échelle, au microscope, ou se rapporter à une assise-unité dépassant l'épaisseur de un mètre.

Le classement est plus ou moins rapide suivant le fluide dans lequel il s'opère : eau douce, eau chargée de particules, eau salée... et suivant la grandeur des particules. Le mécanisme est très complexe et nécessite une étude mathématique et physique approfondie car il ne s'agit pas de simples chutes mais de recherches d'équilibre.

Disposition horizontale

La disposition horizontale, observable dans les bassins carbonifères de la région de Colomb-Béchar-Abadla, mérite d'être citée pour ses exemples spectaculaires d'extrême continuité. Les assises des mégacycles les plus grossièrement détritiques, les grès, comme les plus fines, les *argiles rouges*, couvrent d'immenses surfaces, souvent au minimum 100 x 80 km² pour une même assise.

La généralisation d'une même sédimentation sur de telles surfaces n'a pu se réaliser qu'en fonction de phénomènes de grande amplitude : relèvements du niveau de base des cours d'eau pour les assises les plus grossières, puis abaissements pour les plus fines. Nous avons montré que de tels relèvements pouvaient résulter de la surrection du continent nourricier par le jeu d'une flexure continentale située entre le continent et la plateforme de sédimentation (P. DELEAU, 1962, p. 254-258 et 1965). Le continent rajeuni est immédiatement le siège d'une érosion active provoquant un abaissement graduel du niveau de base. La granulométrie des particules transportées devient de plus en plus fine, les grès grossiers passent aux grès fins, aux argiles gréseuses, puis schisteuses et enfin aux argiles rouges.

Dans les grès on observe un *granuloclasement latéral*. Pour une même assise, la granulométrie est d'autant plus fine que l'on s'éloigne du continent nourricier. Sur le bord nord du bassin d'Abadla, la granulométrie est moins grossière (\varnothing : 1/3 - 1/6 mm) que dans le bassin de Colomb-Béchar (\varnothing : 1/2 - 1/3 mm) à 60 km plus au Nord. Cette différence, sensible seulement sur plusieurs dizaines de km, montre encore l'ampleur du transport.

La pente de notre plateforme de sédimentation devait être relativement faible, mais dans l'émission sédimentaire cette faible pente devait être

compensée par l'énorme masse des sédiments en mouvement. De plus, l'homogénéité et la continuité de l'épandage témoignent d'une pente assez régulière.

D'une façon générale, on n'observe pas, sur l'ensemble de la plateforme épicontinentale de la région de Colomb-Béchar, de figures de sédimentation ; ceci doit tenir à la pente régulière et faible de la surface de sédimentation. Les figures de slumping, les structures plus ou moins « en flammes », les cisaillements et les failles de tassement à l'échelle du mètre, ne sont particulièrement visibles que dans le NE du bassin d'Abadla, à Srouna (P. DELEAU, 1962, p. 212, 216, fig. 42, 43, 44, et Pl. I, fig. 2) et sont les résultats, à notre avis, de subsidence ou d'affaissements locaux.

Les figures de sédimentation qui fossilisent en quelque sorte des coulées de sable et de boue, si caractéristiques de certains faciès du flysch, révèlent l'existence de ces coulées sur des surfaces à pente marquée et variable. L'expression de *régime laminaire* par traction ne semble pas répondre exactement au phénomène qui résulte toujours de la recherche d'un équilibre et non d'une simple traction.

Cette parenthèse émise au sujet des figures de sédimentation, nous pouvons affirmer que l'étalement d'un sédiment de même faciès, sur des surfaces couvrant des milliers de km², ne peut être le résultat de débordements successifs provoqués par la divagation des cours d'eau après la rupture de digues naturelles, faits observables dans les petits bassins alpins (A. BERSIER, 1953). Dans nos bassins, des débordements ont dû exister, mais leurs effets sont purement locaux, s'observant à une échelle réduite pour une ou plusieurs lagunes d'un même marécage (quelques dizaines de km²), bassins locaux de Sfaïa, de Zékakat (P. DELEAU, 1962). Les modifications dans la sédimentation dues à ces phénomènes locaux (ravinement de couches de houille - dichotomie de ces couches) ne s'observent qu'à l'échelle des petits cycles ou élémentaires, qui sont inscrits dans les mégacycles couvrant l'ensemble de la plateforme de sédimentation.

Ainsi, dans l'étude de la sédimentation et en particulier dans la disposition horizontale, il est nécessaire, en premier lieu, *d'envisager l'échelle du phénomène*. L'échelle de répartition en disposition horizontale renseigne sur la nature et l'ampleur de la cause déterminante, génératrice. Il serait présomptueux de vouloir expliquer n'importe

quelle superposition cyclique en la comparant à un exemple déterminé qui ne pourrait être qu'un cas d'espèce. Il faut, comme dans l'analyse tectonique d'une unité, « en rechercher les extrémités », mot de Charles Jacob sur le terrain. Des assises peuvent présenter en coupe une disposition caractéristique d'un cycle de sédimentation et n'avoir qu'une extension latérale limitée à quelques km, voire même à quelques centaines de mètres. Or nous avons vu que *l'échelle du phénomène peut renseigner sur sa genèse*. Ainsi, pour illustrer davantage notre exposé, choisissons des exemples de sédimentation dans le Pliocène et le Quaternaire de la région de Colomb-Béchar.

Exemple à petite échelle :

A Nékheila, à l'E du Djebel Mézarif (P. DELEAU, p. 253), une cuvette locale de remplissage montre une coupe de Quaternaire récent dont les dépôts successifs sont granuloclassés, de haut en bas :

- Travertins calcaires à empreintes de plantes et tourbe.
- Grès fins plus grossiers et petit poudingue.
- Marnes sableuses fines au sommet.
- Grès assez grossiers et conglomérats.

Il n'y a pas eu enfoncement, seul le remplissage a déterminé le relèvement du niveau de base du cours d'eau véhiculant les sédiments. Après comblement de la cuvette, vint le stade d'arrêt de la sédimentation avec formation de calcaires lacustres et localement de dépôts tourbeux. La surface de la cuvette ne dépasse pas 5 km² et le bassin versant du cours d'eau s'y déversant couvre environ 100 km². Le phénomène se présente ici à une très petite échelle, aussi, sur le front de la coupe, on peut observer latéralement des modifications dans la granulométrie, principalement dans l'assise de grès fins, puis plus grossiers.

Exemple à plus grande échelle :

La répétition rythmique de suites, de haut en bas :

- Calcaires lacustres
- Argiles
- Sables fins
- Sables grossiers
- Conglomérats

dans le Plio-Quaternaire, hammadien, du Sud de l'Atlas présaharien de la région de Colomb-Béchar, du Tafilalet à la Hammada du Guir, couvre des centaines de km². Les calcaires lacustres constituent des barres repères. Cette répétition rythmique doit être le résultat de soulèvements successifs de l'Atlas, relief nourricier de cette sédimentation continentale. Mouvements tectoniques plio-quaternaires (G. CHOUBERT et R. LAVOCAT, 1950 ; G. CHOUBERT, 1952).

En conclusion

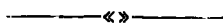
La disposition horizontale à grande échelle, s'inscrivant dans des séries rythmiques ou cycliques de grande amplitude, s'observe sur les immenses plateformes régulières de sédimentation, généralement subsidentes, en bordure de reliefs continentaux importants et susceptibles d'être rajeunis. Elle résulte de mouvements épéirogéniques déterminés par le jeu de flexures entre le relief nourricier et la zone de sédimentation.

La disposition horizontale à petite échelle, si intéressante qu'elle puisse paraître en soi, ne peut se rapporter qu'à une disposition particulière et locale. Il est donc nécessaire de déterminer en première analyse l'échelle du phénomène.

BIBLIOGRAPHIE

- BERSIER A. (1953). — La sédimentation cyclique des faciès détritiques, molasse et houiller, signification et causes. *Rev. Inst. fr. pétr.*, n° sp., Coll. Ass. Int. séd., p. 51-57.
- CHOUBERT G. (1952). — La géologie du Maroc, 2^{me} partie, Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc*, n° 100, fasc. 1, p. 159-165.
- CHOUBERT G. et LAVOCAT (1950). — Les déformations et plis de la Hammada du Dra. *C.R. Ac. Sc.*, t. 231, p. 451.
- DELEAU P.C. (1951). — Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région de Colomb-Béchar. Livre I : Stratigraphie, Sédimentation, Paléogéographie. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2^{me} sér. Stratigraphie, n° 20, in-4°, 277 pages, 83 fig., 2 cartes, 8 planches.
- (1954). — Le cycle sédimentaire du Namurien néritique des bassins houillers du Sud-Oranais. *C.R.S.G.F.*, II, p. 225, 14 juin.
- DELEAU P.C. et MARIE P. (1954). — Les calcaires oolithiques du Namurien du Sud-Oranais et leur faune de Foraminifères. *C.R.S.G.F.*, II, p. 225, 14 juin.

- DELEAU P.C. et MARIE P. (1955). — La sédimentation du faisceau houiller du Namurien du Sud-Oranais. Les érosions subcontemporaines du dépôt. *B. Serv. Carte Géol. Algérie. Travaux des Collaborateurs*, n.s., n° 5, p. 311-353, 14 fig. dont 4 hors-texte.
- DELEAU P.C. (1958). — Sédimentation et tectonique. *C.R. IV^e Congrès de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*. Heerlen, 15-20 sept., p. 101-106, 5 fig., paru en 1960.
- (1961). — Subsidence différentielle de la plateforme épicontinentale carbonifère dans le bassin d'Abadla (région de Colomb-Béchar). *B.S.G.F.*, 20 mars, paru en 1962. N.S., t. III, p. 121-126.
- (1962). — Le Bassin houiller d'Abadla. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, n.s., n° 14, 320 pages, 51 figures, 3 planches.
- (1964). — Essai d'explication sur la mise en place d'une sédimentation rythmique. *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 3301-3303, 9 novembre.
- (1965). — Essai d'explication de la sédimentation cyclique, cyclothèmes et mégacycliclothèmes. *B.S.G.F.*, N.S., t. VII, p. 474-478.
- DZULYNSKI S. et SANDERS J.E. (1962). — Current marks on firm bottoms. *Trans. Connecticut Ac. Arts and Sci.*, vol. 42, p. 57-96.
- GAGNY Cl. (1964). — Interprétation des laminites dans une série à turbidites du Culm des Vosges méridionales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (17), VI, p. 43-54.
- LANTEAUME M. (1962). — Contribution à l'étude des Alpes maritimes franco-italiennes. Thèse Sc., Paris.
- LOMBARD A. (1956). — Géologie sédimentaire des séries marines. Masson, Paris.
- MANGIN J.-Ph. (1962). — Le flysch, sédiment climatique. *C.R.S.G.F.*, fasc. 2, p. 34-37, 5 fév.
- (1963 a). — La séquence-unité et les séries sédimentaires. *VI^e Congr. Inter-Sédimentologie*, Pays-Bas et Belgique, juin 1963. Reprinted from *Developments in Sedimentology*, vol. I, L.M.J.U. Van Straaten (edit.). *Deltaic and shallow marine deposits*, Elsevier Publ. Compagny, Amsterdam, 1964.
- (1963 b). — Turbidités, laminites, varves et séquence-unité. *C.R.S.G.F.*, fasc. 4, p. 112-114, 25 mars.
- (1963 c). — Etude des phénomènes actuels d'érosion, de transport et de sédimentation conduisant à des dépôts alternant. *C.R.S.G.F.*, fasc. 5, p. 153-155, 6 mai.
- MENARD H.W. and LUDWICK J.C. (1951). — Applications of hydraulics to the study of marine turbidity currents. *Soc. Econ. Pal. Min.*, spec. publ., 2, p. 2-13.
- MOORE R.C. (1948). — Late paleozoic cyclic sedimentation in central United States. *Intern. geol. Congress. XVIII^e sess.*, London, part IV, *Rhythm in sedimentation*, p. 5-16, paru en 1950.



Le complexe faillé côtier d'Audresselles Sud (*)

par Maurice GOULLIART

C'est depuis 1937 que je pris intérêt à la question « failles du Boulonnais », lorsque M. Pruvost me proposa cette étude en deuxième sujet de thèse de Doctorat.

L'examen simultané de la falaise et de l'estran commencé en 1939, abandonné en 1940, fut repris dès la fin de la guerre. Si l'étude de la falaise est chose relativement facile aux endroits où celle-ci recule et est bien dégagée, elle est quasi impossible quand la falaise est masquée sur une grande longueur, et elle devient très difficile s'il y a eu glissements complexes de grands compartiments, ainsi, par exemple, la falaise du Gris-Nez à l'Est de la Sirène.

L'étude de l'estran présente presque partout de grandes difficultés et les géologues ne s'y sont pas attardés. La côte boulonnaise est le plus souvent recouverte de sable, graviers et galets ; il y a donc peu d'affleurements sauf au niveau des très basses mers. Il faut profiter, pour l'étude de l'estran, d'un coup de mer propice ou d'un courant côtier momentané qui affouille une petite zone, mais cette zone démasquée fortuitement sera vite à nouveau recouverte de sable. La carte de l'estran est cependant importante car elle est la coupe horizontale des terrains qui, complétant la coupe verticale de la falaise, donne les deux éléments indispensables à la compréhension de systèmes faillés souvent très complexes sur la côte boulonnaise.

Les grandes failles du Boulonnais, telles celle d'Epître (Beuvrequen-Boursin), celle de Wimereux-Belle, celle du Portel-Liane doivent aboutir à la côte où, en principe, elles devraient être visibles, mais en fait on ne voit sur la plage aucune des grandes failles de l'intérieur. Elles restent donc, à la côte, encore toutes hypothétiques. On ne voit réellement que de nombreuses petites failles locales formant parfois des systèmes faillés plus ou moins complexes.

(*) Travail réalisé à l'Institut de Biologie Maritime de Wimereux.

Le système faillé côtier le plus spectaculaire est bien celui du Gris-Nez, mis en lumière, dans ses grandes lignes, par P. Pruvost (1925). Le Gris-Nez a fait dernièrement l'objet de travaux de A. Bonte et B. Leroux (1959-1960), mais je suis persuadé que le système du Gris-Nez est beaucoup plus complexe encore et ne trouvera sa solution définitive que lorsqu'il aura été possible d'identifier tous les bancs encore masqués sur l'estran et dans la falaise Est.

Les autres failles côtières n'ont pas fait l'objet de travaux de détail sauf le système faillé Audresselles-Sud signalé et étudié sommairement par A. Bonte et collaborateurs (1960).

En attendant que l'on puisse un jour dresser la carte détaillée de tout le littoral boulonnais, il peut être utile d'étudier certaines zones en détail. A. Bonte ayant pris connaissance de mes observations sur la zone Ambleteuse-Audresselles, m'engagea à publier la partie concernant le Sud d'Audresselles. Je le remercie ici vivement de ses conseils et surtout d'avoir su vaincre mes derniers scrupules.

Systeme faillé d'Audresselles-Sud

Situé à 200 mètres au Sud de la Manchue, ruisseau qui coule à la limite Sud du village d'Audresselles, le système faillé d'Audresselles-Sud que nous appellerons l'accident d'Audresselles est complexe. Sa largeur totale est faible (40 m), si on excepte trois petites failles annexes de peu d'importance, situées un peu au Sud de l'accident.

En 1925, P. Pruvost ne vit pas le complexe faillé d'Audresselles-Sud recouvert à cette époque par une dune masquant une grande partie de la falaise très basse entre Ambleteuse et Audresselles. Cependant, quelques roches gréseuses affleuraient du sable devant la dune à l'accident d'Audresselles, et P. Pruvost ayant exagéré l'importance d'un synclinal situé un peu au Sud, assimila ces grès à ceux de Châtillon du fait qu'à peu de distance, près d'Ambleteuse, existe effectivement le grès de Châtillon. Cette erreur amenait toutefois l'hypo-

thèse d'une faille importante : la faille hypothétique d'Audresselles, de 25 m de dénivellation. Pourtant l'abbé Langrand avait étudié cette zone et identifié correctement sur la plage ces grès de la Crèche à propos desquels P. Pruvost (1925, p. 27, note 1) dit : « Notre coupe ne diffère de celle qu'a dessinée M. l'abbé Langrand que dans la partie située immédiatement au Sud d'Audresselles où cet auteur ne signale pas le pli synclinal et *interprète comme portlandiens les grès de Châtillon*, visibles près du ruisseau d'Audresselles au Sud de l'embouchure ».

Tout ceci prouve bien qu'il est toujours extrêmement difficile d'identifier un seul banc isolé.

Peu avant 1930, une entreprise d'extraction de graviers s'installa à Audresselles, à la sortie du village, près de la route, et une petite voie de Decauville fut installée reliant la route à la plage et aboutissant juste à l'endroit de l'accident d'Audresselles, exactement à l'emplacement d'une faille détruite de ce fait. L'extraction continue de sable et graviers faite avec des moyens peu importants dégaugea, à la longue, tout le haut de la plage, et dès 1932 A. Dutertre décela l'erreur de P. Pruvost. La dune, à ce moment, disparaît de plus en plus et la falaise se dégage. Ce dégagement est total dans le secteur d'Audresselles vers l'année 1937, et j'ai pu dresser la carte de l'estran et la coupe de la falaise en 1938-1939. La guerre de 1940 arrêta l'extraction de graviers et les Allemands construisirent un fortin dans la falaise à l'emplacement même de l'accident d'Audresselles, masquant des failles intéressantes pour le géologue. Après la guerre, l'entreprise d'extraction de graviers cessant définitivement, l'estran se recouvrit à nouveau de sable avec dégagement partiel certaines années. Ainsi, en 1960, le dégagement d'une zone de près de 100 m de large permit à A. Bonte et collaborateurs de signaler pour la première fois le complexe faillé d'Audresselles, mais A. Bonte manquait d'éléments pour figurer et interpréter correctement les coupes sur la plage ; de même, le fortin allemand dénaturait la coupe dans la falaise. Dernièrement, en 1965, un coup de mer démasquait un nouvel affleurement à 250 m au large, au niveau des marées basses de morte-eau et me permettait de compléter la partie basse de la carte devant le complexe d'Audresselles.

La série stratigraphique dans la zone de l'accident d'Audresselles

Sans entrer dans les détails, je crois utile de donner ici, très rapidement, la série stratigraphique rencontrée dans cette zone fracturée avec la notation correspondant au texte, notation personnelle que j'avais employée sur les cartes, dressées en 1939, de la région d'Audresselles et d'Ambleteuse. Je donne toutefois la correspondance avec la notation récente de A. Bonte :

I. — Base du Portlandien inférieur :

- 0^m20 G3 - grès très altéré.
- 2^m Sable très blanc d'altération du Grès de Crèche G3.
- 1^m G2 - grès compact beige.
- 0^m70 Sable verdâtre, altération des Grès G2.
- 1^m G1 - Grès compact beige.
- 0^m60 Zone de passage au Kimméridgien, argilo-calcaire gris.

II. — Kimméridgien : Assise supérieure des argiles de Châtillon :

- 4^m30 argiles noires non feuilletées.
- 0^m10 niveau à nodules.
- 0^m20 argiles noires.
- 0^m15 Banc compact n° 05 (Bonte : K 651 bis) Grès calcaireux à sommet noduleux où l'on trouve des Trigonies, Ammonites et débris ligneux.
- 1^m80 argiles noires.
- 0^m25 Banc compact n° 10 (Bonte K 645) Lumachelle à *Exogyra virgula*.
- 1^m80 argiles grises.
- 0^m15 Banc à cassure lisse n° 20 (Bonte K 644) presque uniquement calcaire à grain fin et rares fossiles. Ce banc est caractéristique.
- 5^m30 Argiles noires feuilletées avec intercalation de petits bancs calcaireux.
- 0^m30 Banc n° 30 (Bonte K 631) Gros banc à lumachelles surmonté de grosses dalles d'ardoise. A la base de ce banc : niveau pyriteux fossilifère à Ammonites.
- 1^m50 argile plastique blanche-bleutée.
- 0^m02 petit lit blanc vert pyriteux n° 35.
- 0^m30 argile blanche-bleutée plastique.
- lit à gros nodules blanchâtres, calcaires, épars.
- 1^m argile blanche-bleutée plastique.
- 0^m20 Banc n° 41 calcaireux, lumachelle.

Etude de la coupe verticale

I. - LES FAILLES PRINCIPALES (fig. 1).

Le système faillé intéresse l'axe d'un faible anticlinal et comprend un complexe de 4 ou 5 failles F1 à F5, plus 3 petites failles secondaires f1, f2, f3 situées à une trentaine de mètres plus au Sud.

Faïlle F1 : La première faille située le plus près d'Andresselles passe dans la tranchée de l'ancien Decauville. Il est assez difficile de préciser son pendage, qui doit être, d'après la section du Grès G2, de l'ordre de 80° Sud. Elle est, sur la plage, perpendiculaire à la falaise. On retrouve dans la faille un lambeau de G1 broyé provenant du compartiment Nord et se trouvant au niveau de G2.

Faïlle F5 : Située à 40 m au Sud de la première, est en réalité un pli faille inverse déversé vers le Nord, de pendage 80° Sud. Ce pli faille a laminé littéralement les argiles et les différents bancs du Kimméridgien Supérieur. La faille F5 est perpendiculaire à la falaise.

Faïlles F2, F3 : Entre les deux grandes failles principales F1 et F4, deux autres failles peuvent exister, l'une hypothétique F2, l'autre réelle F3, vue en 1939, de pendage 80° Nord qui recoupe F4.

II. - LES COMPARTIMENTS :

1°) *Nord de l'accident* : La falaise, au niveau de F1, n'est pas très haute (7 m). Sa hauteur va diminuant vers Andresselles où la falaise très basse (2 m) est alors coupée par la rivière de la Manchue. Au sommet du compartiment on voit la base du Grès de la Crèche G1 d'épaisseur 1 m, très altéré, surmonté de limons et sable de la dune. Le dernier banc du Kimméridgien 05 affleure dans la tranchée du Decauville. Le banc 10 est recouvert actuellement de sable et galets, mais certaines années il était bien dégagé et butait, replié à la verticale, sur la base de G1 du compartiment voisin effondré.

Le rejet de F1 est donc de 7 mètres, distance entre le banc 10 et le dessous du Grès de Crèche G1.

2°) *Compartiment effondré F1 F2* : Du fait de l'effondrement du compartiment F1 F2, la coupe dans la falaise montre les assises de base du Portlandien inférieur descendues jusqu'au niveau de la plage. En bas, un banc de Grès de la Crèche G1 légèrement en dos d'âne ; au-dessus, 1 m de sable verdâtre, résultat d'altération de grès plus tendre. Puis vient le deuxième banc dur G2, de Grès de Crèche, d'épaisseur 1 m, surmonté de 2 m de sable extrêmement blanc. Avant qu'une colonie de vacances ne dénature, l'an dernier, cette zone, la coupe montrait un petit niveau de lignites, puis un niveau coquillier altéré, niveau repère du G3. Actuellement, on peut voir du grès G3 très érodé en place. Les limons et sable récent de la dune ont une très faible épaisseur au sommet du compartiment et sont presque inexistantes.

3°) *Compartiment F2 F3* : Affaissé d'un mètre par rapport au précédent. Avant la construction du fortin allemand, on voyait au niveau de la plage un bloc de grès G2 surmonté de sable blanc. On retrouvait le niveau coquillier repère signalé plus haut.

La faille F2 reste cependant hypothétique car on peut très bien concevoir une courbure, brusquement accentuée vers le Sud, du compartiment F1 F2 qui est déjà, rappelons-le, en dos d'âne.

4°) *Compartiment F3 F4* : En coin divergent vers le bas, remonté de 2 m par rapport à F1 F2. Il s'appuie au Sud sur le pli faille. Ce compartiment n'est plus visible maintenant, car il est situé exactement à l'emplacement du fortin allemand, délabré par explosion mais toujours présent. En 1939, avant la construction du fortin, j'ai pu noter les argiles kimméridgiennes horizontales surmontées d'une table de grès G1 placée à 2 m au-dessus du niveau de la plage. On retrouve encore maintenant ce grès en place, inclus dans le béton de l'abri allemand. Au-dessus de G1, la dune masquait le terrain en 1939.

Compartiment F4 F5 : Ces deux failles sont très rapprochées : 1 mètre, c'est-à-dire l'épaisseur même de G2. Elles limitent une simple fente dans laquelle est tombé G2 et son sable blanc qui le surmonte.

Sud de l'Accident : F5 est en somme l'extrême bord d'un pli-faille inverse, lequel intéresse d'abord G1 que l'on trouve en lambeaux laminés, renversés à 80° Sud, ensuite les bancs 05, 10 et 20 encore renversés, disloqués. Le banc 30, plus épais et situé plus loin du bord du pli, est resté intact ; il n'est plus renversé mais simplement courbé à la verticale.

La plongée du pli-faille, mesurée au niveau de la plage, est de 17 m 50, distance entre G2 et le dessous du banc 30. Mais cette plongée est plus profonde, elle intéresse le petit banc pyriteux et également les argiles blanches plastiques ; elle pourrait donc atteindre le banc 41, soit 2 m 80 sous la plage. Au total, la plongée serait de l'ordre de 20 m. Mais le pli-faille est extrêmement serré puisque l'épaisseur des couches, soit 17 m 50 entre le 30 et le G2 se réduit à 5 m au niveau de la falaise et sur la plage.

Petites failles satellites f1 f2 f3 : Un peu au Sud de l'Accident, une série de petites failles satellites qui n'ont pas beaucoup d'importance mais

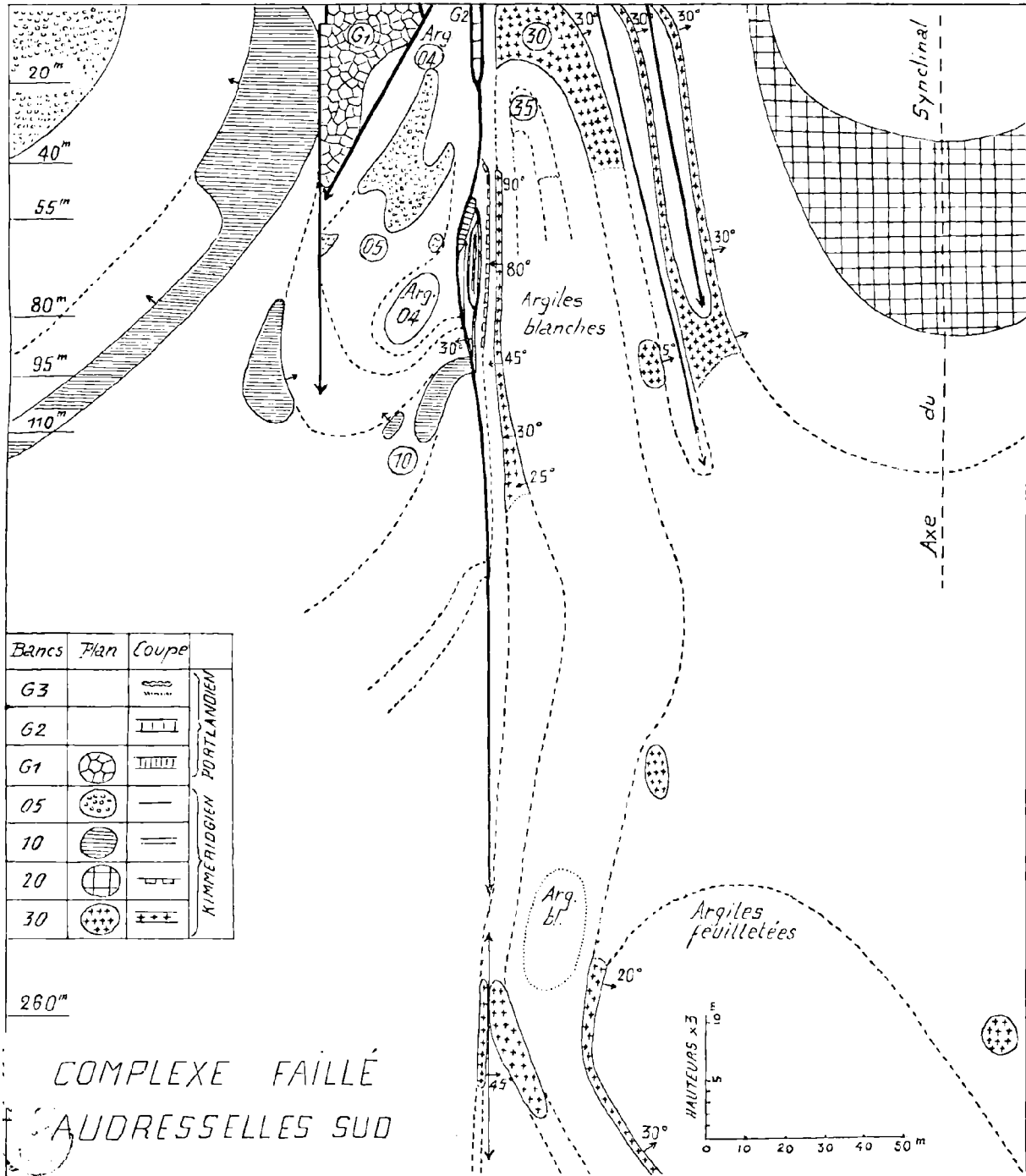


FIG. 1

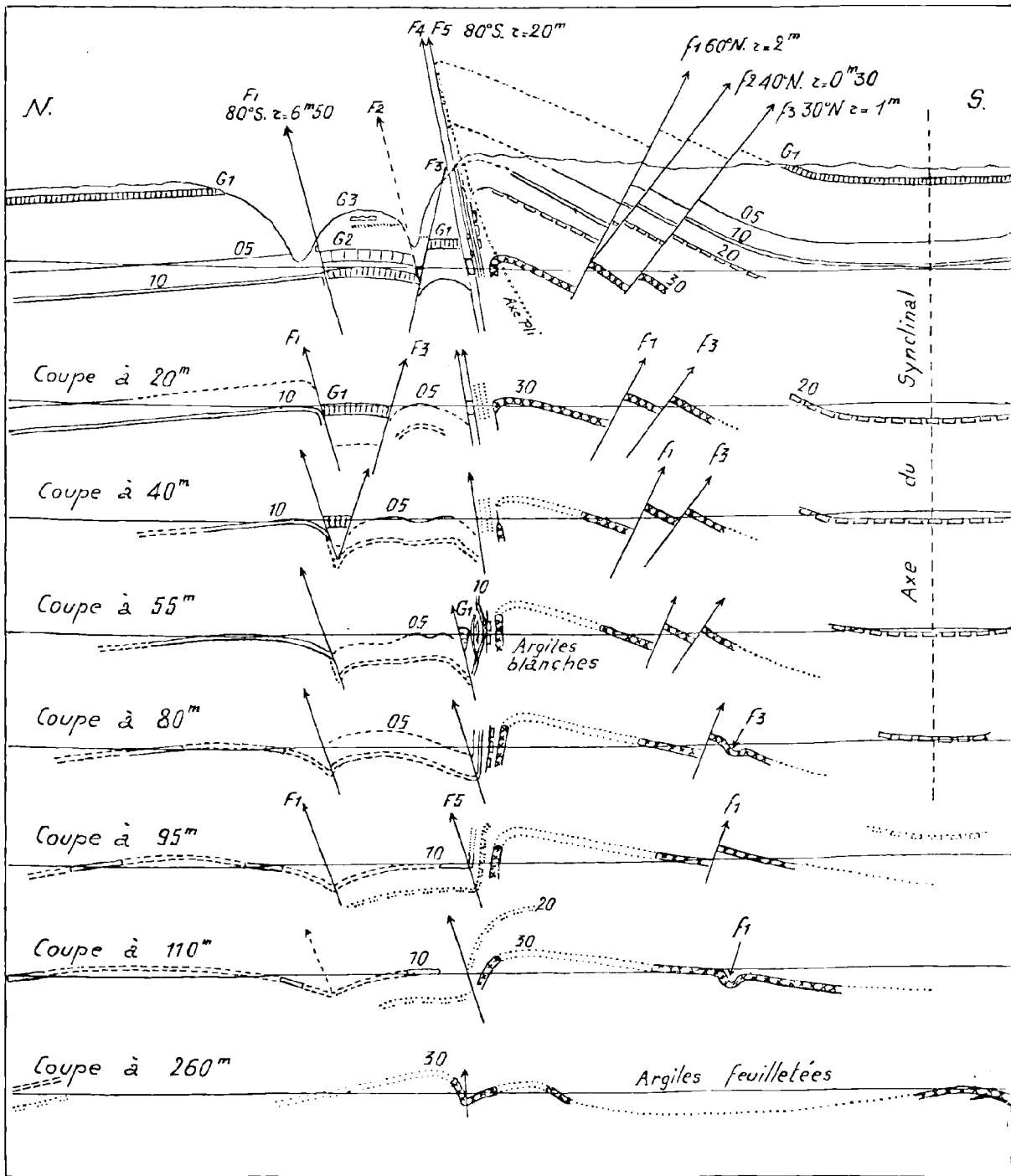


FIG. 2

qu'il est nécessaire de citer, font baisser les bancs du Kimméridgien vers cet Accident. Deux failles étaient bien visibles en 1939, une troisième s'est décelée seulement cette année où l'on a eu une belle coupe fraîche.

f1 située à 25 m de F5, pente 60° N, rejet 2 m.

f2 qui recoupe f1 à sa base. pente 40° N, rejet 0 m 30.

f3 située à 14 m de f1, pente 30° N, rejet 1 m.

Etude de la coupe horizontale

L'estran devant l'accident d'Audresselles est recouvert de sable, graviers, galets. Il n'a pu être analysé qu'à la faveur de coups de mer, certaines années (fig. 1).

1°) *Zone Nord* : Le banc kimméridgien 05 affleure contre la falaise et part obliquement sur l'estran jusqu'au ruisseau de la Manchue étalé sur la plage. Le banc 10 s'accôle, replié à la verticale, sur 35 m au grès de Crèche effondré, et s'éloigne ensuite obliquement vers le large parallèlement au banc 05.

2°) *Zone effondrée en triangle F1 F2* : La faille F1 perpendiculaire à la côte (120 G. Nord par rapport au Méridien Géographique) et la faille F3 oblique (60° N par rapport à la falaise, 80 G.N.M.G.) délimitent un coin d'effondrement en triangle rectangle de 25 m de base sur 55 m de hauteur. Cette aire triangulaire de Grès de Crèche G1, très nette en 1938, est beaucoup moins nette maintenant. Il est vraisemblable que les Allemands aient exploité ce banc car il en manque une grande partie du côté Sud. L'exploitation était facilitée de ce côté du fait que le grès de Crèche, bien dégagé, reposait au niveau de la plage directement sur les argiles kimméridgiennes nues à l'époque. Du côté Nord, par contre, on trouvait accolé au milieu du banc de grès, le banc 10 plongeant à la verticale.

3°) *Zone F2 F3* : n'existe pas sur la plage. D'ailleurs la faille F2 reste hypothétique et ne débiterait, si elle existe, qu'au niveau de la falaise.

4°) *Zone F3 F4* : Le coin divergent F3 F4 est également divergent sur la plage. Nous savons qu'il est moins descendu que le triangle voisin de grès de Crèche. Il ne faut donc pas s'étonner de trouver à 30 m de la falaise, un affleurement du banc 05. Cet affleurement a été bien visible certaines années. Il est presque horizontal.

Le banc 10, également horizontal, a été vu plus loin, à 100 m vers le large.

5°) *Fente F4 F5* : On a dit plus haut que ces deux failles constituent les deux lèvres d'une fente dans laquelle est tombé un banc de G2. Ce banc est aujourd'hui disparu sur la plage, mais on pouvait le suivre sur 20 mètres devant la falaise en 1939.

6°) *Zone Sud* : Les deux failles F4 F5 n'en forment plus qu'une seule (fente refermée) à 20 m de la falaise. Elle était perpendiculaire à la falaise mais s'incurve ensuite un peu vers le Nord pour redevenir perpendiculaire.

Près de la falaise, on voit contre F5 les argiles noires un peu inversées, et à 5 m plus au Sud le banc 30 qui plonge à la verticale. Nulle trace des bancs 05, 10, 20, totalement laminés au niveau de la plage. Le banc 30 lui-même si dur, si épais, sera laminé à 12 m de la falaise et ne réapparaîtra qu'à 40 m, là où le laminage de toutes les couches cesse. On verra donc apparaître tous les bancs : G1, 05, 10, 20, 30, tous présents et alignés correctement, redressés à 90° d'abord, à 80° ensuite. Il y a même, à ce niveau faiblement comprimé, une écaille faillée concernant le banc 10 qui apparaît trois fois avec des pendages différents 80° S, 80° N, 80° N, ce qui prouve la chute chaotique de ce banc dans une fente. Mais cette écaille est très localisée et très vite nous trouvons un banc 10 unique. Ce dernier se rapproche de la faille F5 et la rejoint à 90 m de la falaise. Son pendage est tombé progressivement de 90° N à 30° N et il rejoint alors le banc 10 horizontal du compartiment voisin. Le pli-faille à ce niveau s'est donc très atténué. On peut de même suivre le banc 30 qui chemine parallèlement au précédent avec pendage diminuant régulièrement de 90° à 25° à 120 m de la falaise. Plus loin, à 260 m, il est devenu horizontal et il passe en continuité avec le banc 30 compartiment Nord, où ce banc est de pendage 45° S. A cette distance de la falaise, la faille F5 a tendance à jouer dans un sens opposé, on peut donc admettre sa terminaison.

Les petites failles secondaires de l'estran : La faille f3 de rejet faible (1 m) s'amortit rapidement sur l'estran, et j'ai pu observer sa terminaison à 75 m de la falaise. En ce qui concerne f1 de rejet plus grand (2 m), la démonstration de son amortissement n'a pas été faite, mais on peut penser qu'il a lieu à une distance un peu plus grande, soit 100 m. D'ailleurs toutes les failles de cette région littorale s'amortissent rapidement.

Coupes verticales sur l'estran parallèles à la falaise

La carte de l'estran, avec les éléments connus actuellement, permet d'amorcer une série de coupes verticales parallèles (fig. 2).

Age de l'accident

On ne peut dater avec précision l'accident d'Audresselles qui n'affecte que les bancs situés à la limite Kimméridgien-Portlandien. Les grès de Crèche y sont recouverts directement par les limons quaternaires. Cependant, il est important de constater qu'à l'époque où l'effondrement s'est produit, toute l'assise supérieure de ce Portlandien inférieur, c'est-à-dire le banc vert à *Perna rugosa* et les quatre bancs calcaires blanchâtres du sommet avaient déjà été enlevés par l'érosion tertiaire. En effet, on ne retrouve pas ces bancs dans les alignements plongeant sur la plage. Or ces bancs supérieurs ont dû exister à un certain moment à Audresselles, puisqu'on les retrouve identiques plus au Nord : Cran Barbier, Gris-Nez et plus au Sud Wimereux - Cap de la Crèche. L'effondrement d'Audresselles s'est donc produit après l'érosion tertiaire. Son âge est vraisemblablement quaternaire.

L'effondrement et son pli-faille sont probablement synchrones. On peut concevoir néanmoins

qu'une légère compression ultérieure ait remanié l'accident principal du type effondrement et soit responsable de l'allure plissée de la bordure Sud.

Cause de l'accident

Le système faille d'Audresselles se situe exactement sur le prolongement de la faille d'Epître qui elle-même surmonte une zone perturbée, écaillée du socle primaire. Il y a bien une faille réelle du socle, parallèle à celle d'Epître, mais elle se situe plus au Nord car elle atteint la côte au Cran Made-moiselle.

Je crois qu'il faut insister ici sur la grande faille transversale, oblique du socle : la faille Slack-Sangatte qui a déporté d'environ 3 kilomètres vers le Sud toute la série d'assises primaires placée à l'Ouest de celle-ci, c'est-à-dire entre Ambleteuse et Sangatte. Ce rejet horizontal important de tout ce compartiment ouest du socle a pu se modifier si la faille Slack-Sangatte a rejoué à certaines époques d'où manifestations jusqu'en surface avec zones d'effondrement ou de compression donnant lieu aux failles et accidents côtiers du Boulonnais.

L'analyse détaillée de la nature et de la genèse de l'accident d'Audresselles pourrait, comme l'a suggéré A. Bonte (1959), jeter quelque lumière sur le système faille du Gris-Nez qui serait du même type, quoique beaucoup plus complexe.

BIBLIOGRAPHIE

- BONTE A., COLLIN J.J., LEROUX A., WATERLOT M. (1958). — Portlandien et Wealdien du Boulonnais. Tectonique, destruction des falaises (Feuilles de Marquise et Boulogne au 50.000^e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 257, t. LVI. *C.R. Coll. Campagne*, 1958, p. 1 à 12.
- BONTE A., LEROUX B., ROGIER Ph. (1959). — Une hypothèse nouvelle sur la structure du Cap Gris-Nez. *C.R. Ac. Sc.*, t. 249, p. 143-144.
- BONTE A., LEROUX B., THIBAUT J.-Cl. (1960). — La structure des grandes failles du Boulonnais au voisinage du Cap Gris-Nez (Feuille de Marquise au 50.000^e). *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 261, t. LVII. *C.R. Coll. Campagne*, 1959, p. 7-11, 3 fig.
- GOULLIART M. (1966). — Les gîtes du Cifratulien Dodecaceria caullervi Dehorne sur la Côte Boulonnaise. *Bull. Soc. Zool. France*, t. XC, n° 5-6, p. 661-665.
- LANGRAND E. (1923). — Contribution à la Géologie de la Côte du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XLVIII, p. 116 à 124.
- LEROUX B. (1959). — Une hypothèse sur la structure du Cap Gris-Nez. *Diplôme d'Etudes Sup.* Lille, pp. 1-51, Pl. 1-24.
- PRUVOST P. (1925). — Observations sur la structure du Cap Gris-Nez et sur les mouvements qui ont affecté le pays boulonnais après le dépôt du Jurassique. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 156, t. XXVIII, 72 p., 18 fig., 4 pl.
- C.F.P. (M) COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A. (1965). — Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXV, p. 273-281, 3 pl.

Analyse pétrographique des anthracites de Djerada (Maroc)

par E. MÉRIAUX (1)

(Planche XVII)

Sommaire. — L'analyse pétrographique fine des anthracites de Djerada par des comptages à l'immersion dans l'huile et en lumière polarisée permet d'en préciser la composition macérale. Par ailleurs, la confrontation de ces résultats avec les analyses chimiques conduit à une meilleure appréciation des phénomènes de carbonification géochimique subis par ces combustibles.

En 1946 et 1947, B. Owodenko a publié des résultats de ses travaux relatifs à l'étude stratigraphique et paléontologique du bassin houiller de Djerada.

C'est en 1949 (a et b) que A. Duparque, préconisant l'emploi de la lumière polarisée à l'étude des substances amorphes des houilles et des anthracites, a pu disposer d'un échantillon de combustible de ce bassin et en réaliser une étude pétrographique (1949 c). Il montra qu'il fallait ranger ce charbon dans le type III si on l'observait à l'œil nu et dans le type II si on l'examinait au microscope à sec en lumière polarisée (2). Cependant, à cette époque, l'origine de cet anthracite ne put être rapportée de façon certaine à une des veines du gisement et les résultats obtenus par A. Duparque constituaient en fait les bases d'une étude ultérieure complémentaire plus approfondie.

Signalons enfin que O. Horon (1951) et B. Owodenko et O. Horon (1951 et 1952) ont réalisé

la synthèse des connaissances relatives à ce bassin paralytique. Ils ont montré, en particulier, qu'à un Westphalien inférieur marin succède un Westphalien supérieur continental. L'assise de Djerada, d'âge westphalien supérieur, termine cette formation continentale. Elle contient cinq couches importantes exploitées et bien repérées (3). Le tableau I précise la position géographique des veines A, B, C et D.

J'ai confié ces échantillons au Laboratoire central de contrôle du groupe d'Hénin-Liétard du

Couches	X	Y	Z
A	798.780	416.183	849
B	795.583	415.280	670
C	794.700	414.868	826
D	796.480	415.616	687

TABLEAU I. — Position géographique des veines A, B, C et D.

(1) Faculté des Sciences de Lille, Laboratoire de Géologie Régionale.

(2) « Les anthracites de type II sont analogues à la plupart des houilles maigres et anthraciteuses et révèlent par simple polissage de nombreux débris de tissus ligneux très altérés... ».

« Les anthracites de type III comprennent ceux qui, d'aspect macroscopique amorphe et homogène, ne révèlent guère de structure par simple polissage » (A. Duparque, 1949 a ; p. 106, note infrapaginale).

(3) C'est grâce à l'obligeance de M. B. Owodenko, Ingénieur géologue aux Charbonnages nord-africains, et par l'intermédiaire de M. Gérard Waterlot, Professeur de Géologie et de Minéralogie à la Faculté des Sciences de Lille, que j'ai pu disposer du matériel faisant l'objet de cette publication. Je tiens à leur exprimer ici mes vifs remerciements et ma profonde reconnaissance.

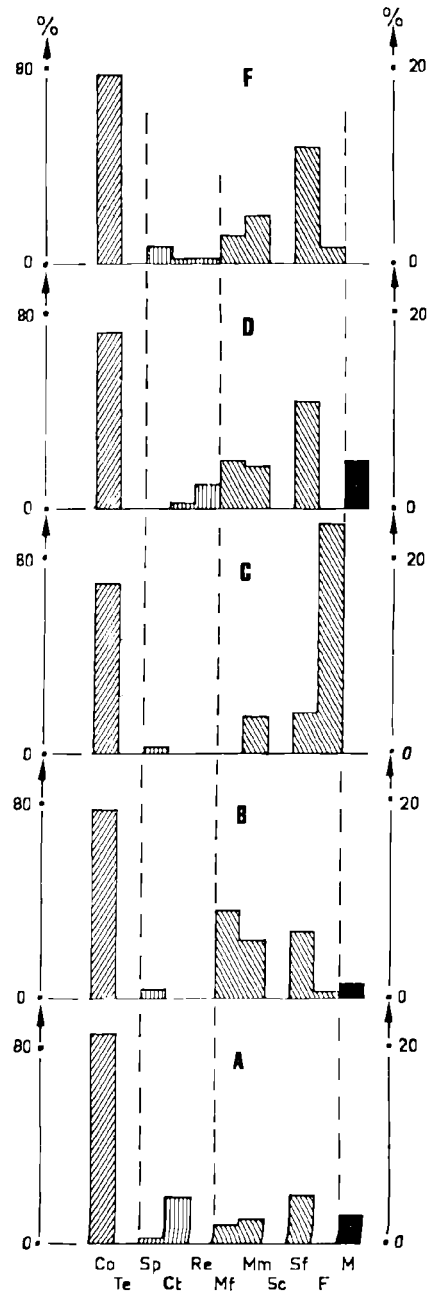
bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais⁽⁴⁾. Les résultats précis des analyses chimiques qui y ont été réalisées sont consignés dans le tableau II. Il apparaît que ces anthracites pauvres en cendres appartiennent au type 1A-1B de la classification internationale des charbons (1956) et sont situés à la limite maigre-anthracite (numéro de code 100).

Voulant préciser l'étude qualitative qu'en avait faite A. Duparque (1949 c), j'ai été amené à fabriquer des échantillons en grains, à les observer à l'immersion dans l'huile et à y appliquer des techniques de comptage en lumière polarisée. A ce sujet, cette méthode qui complète celle dont j'avais eu l'occasion de préciser les principes (E. Mériaux, 1966), doit être utilisée avec beaucoup de précautions et de minutie.

Elle nécessite tout d'abord un centrage parfait du système optique. En effet, la détermination correcte des macéraux en lumière polarisée implique une rotation de la platine du microscope. Dans le cas où l'on dispose d'un système permettant de décroiser un nicol, on arrive au même résultat sans avoir à déplacer la préparation. Par ailleurs, le balayage de l'échantillon en vue de l'analyse par points ne peut s'effectuer qu'après avoir replacé la platine tournante dans sa position initiale. Ces manipulations, on le voit, sont longues et minutieuses mais présentent un grand intérêt dans la recherche des compositions originelles des combustibles très évolués.

J'ai représenté sur la figure 1 les résultats obtenus grâce à ce type particulier de comptage. En raison de la disproportion qui existe toujours entre les groupes de macéraux, j'ai adopté deux échelles de fréquence : l'une pour le groupe de la vitrinite (1 cm = 20 %) et l'autre commune aux groupes de macéraux de l'exinite et de l'imeritine et aux matières minérales (1 cm = 5 %). Ces diagrammes montrent clairement que ces veines présentent presque tous les macéraux — exceptées la sclérotinite et la télinite — actuellement définis par le Comité International de Pétrographie des Charbons (1963). La sclérotinite est cependant présente, mais en quantité si faible qu'il est quasiment impossible de la représenter.

(4) Que M. P. Dollé, Ingénieur au Service géologique des H.B.N.P.C. à Drocourt, veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde gratitude et de mes remerciements les plus vifs pour l'accueil chaleureux qu'il me réserve toujours dans son laboratoire.



LEGENDE

▨	Co Collinite	▨	Mf Micrinite fine
▨	Te Télinite	▨	Mm Micrinite massive
▨	Sp Sporinite	▨	Sc Sclérotinite
▨	Ct Cutinite	▨	Sf Semifusinite
▨	Re Résinite	▨	F Fusinite
		■	M Matières minérales

FIG. 1. — Composition macérale des anthracites de Djerada.

En outre, il convient d'insister sur la permanence de l'inertinite ainsi que sur la présence de cuticules dispersées d'une part, de mégaspores et de microspores dans des lits de clarodurite d'autre part. J'ai figuré tous ces composants élémentaires sur la planche XVII.

Quantitativement, la collinite est abondante (environ 75 %). Dans le groupe de l'exinite, le pourcentage de sporinite peut atteindre 2 % (veine F), celui de la cutinite 5 % (veine A) et celui de la résinite 2,50 % (veine D). Par ailleurs, rappelons-le, le groupe de l'inertinite est bien représenté. C'est ainsi que la couche B contient près de 9 % de micrinite fine et près de 6 % de micrinite massive. La couche F renferme, quant à elle, 12 % de semifusinite alors que la couche C montre 23,5 % de fusinite.

Ces compositions macérales ne sont pas exceptionnelles et bien souvent, au cours de l'étude de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, j'ai pu relever, dans tous les groupes d'exploitation et dans des veines situées au voisinage du Tonstein Patrice (Westphalien C), des houilles dont l'allure des histogrammes ressemblait à s'y méprendre à l'allure de ceux des anthracites de Djerada. Dans ces conditions, les résultats qualitatifs et quantitatifs obtenus nous obligent à rattacher ces combustibles au groupe I de A. Duparque (1949 a), c'est-à-dire à des anthracites

dérivant de l'« amaigrissement de charbons de spores et de cuticules ».

Afin d'étudier le stade ultime de houillification atteint par ces combustibles au cours des temps géologiques, j'ai tracé sur la fig. 2 la courbe représentative des teneurs en matières volatiles en fonction de la position stratigraphique des couches. La logique généralement observée (E. Mériaux, 1964) est ici respectée et les résultats sont une fois de plus conformes à la loi de Hilt. Cependant, signalons le « saut de houillification » — certes de faible amplitude — qui s'établit au niveau de la veine C.

J'ai alors tenté de préciser ce phénomène particulier en effectuant systématiquement et à l'aide d'un appareillage hautement perfectionné, des mesures de pouvoir réflecteur (5). Les combustibles de Djerada se sont révélés anisotropes, et de ce fait j'ai été amené à en rechercher les pouvoirs réflecteurs maximum et minimum (fig. 3). Les réflectogrammes montrent des dispersions faibles des mesures. Le tableau II en précise la valeur des

(5) Ces mesures sont effectuées en lumière polarisée verte de longueur d'onde $\lambda = 0,525 \mu$, dans l'huile d'indice $n = 1,5150$. L'étalon est un leucosaphir synthétique de pouvoir réflecteur 0,595 %. Le microscope utilisé est un Leitz-Ortholux équipé d'un photomultiplicateur Knott. Les résultats sont enregistrés automatiquement.

Couches	Épaisseur (m)		HV (50) kg mm ²	P. R. (%)		Biréflex-tance	σ		% σ		Densité	Pourcentage en			I. G.
	lancés	simult.		Min.	Max.		Min.	Max.	Min.	Max.		Poids	Cendres	M. V.	
F	0.50		59.9	1.190	2.414	1.224	0.0693	0.0681	5.823	2.821	< 1.60	100	2.00	8.40	0
		> 1.60									—	—	—		
D	0.35	8.5	69.2	1.130	2.454	1.324	0.0183	0.0999	1.619	4.070	< 1.60	100	2.20	7.30	0
		5.5									> 1.60	—	—	—	
C	0.45		?	0.910	1.702	0.792	0.0490	0.0944	5.384	5.546	< 1.60	93.68	3.00	7.20	0
		2.5									> 1.60	6.32	22.60	19.40	
B	0.75		77.4	1.430	2.298	0.868	0.0633	0.0474	4.426	2.062	< 1.60	100	4.30	6.50	0
		2.5									> 1.60	—	—	—	
A	0.40		62.2	1.484	2.174	0.690	0.0620	0.0450	4.177	2.069	< 1.60	100	3.70	6.10	0
											> 1.60	—	—	—	

TABLEAU II. — Caractères stratigraphiques, physiques et chimiques des anthracites de Djerada.

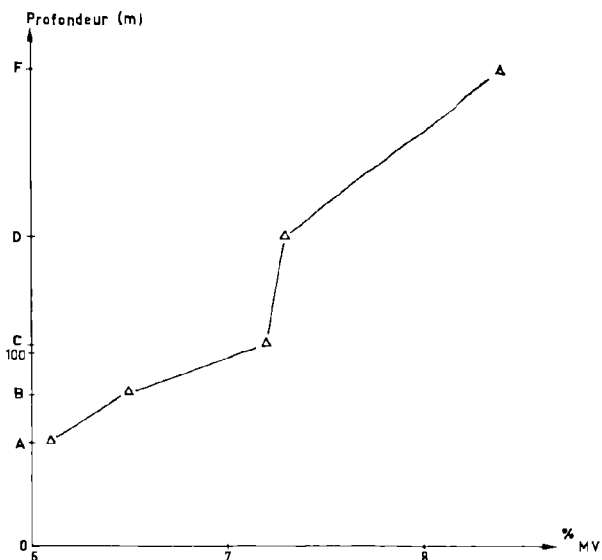


FIG. 2. — Répartition des teneurs en matières volatiles en fonction de la position stratigraphique des veines dans le gisement.

écarts-types (σ) et des coefficients de variation ($\% \sigma$) correspondants.

La figure 4 représente les variations de la valeur des pouvoirs réflecteurs maximum et minimum et de la biréfléctance en fonction de la position stratigraphique. Comme l'ont déjà montré les études des variations de la teneur en matières volatiles, les variations des pouvoirs réflecteurs maximum et minimum présentent, elles aussi, une anomalie liée à la veine C. À ce niveau, à une diminution des teneurs en matières volatiles correspond une « chute » des pouvoirs réflecteurs. La veine C apparaît donc comme un horizon particulier. De plus, des mesures de la microdureté Vickers de ces combustibles ont montré des résultats s'inscrivant dans leur ensemble sur les courbes tracées par B. Alpern (1956 et 1959) et par Ch. Delattre et E. Mériaux (1964). Cependant, là encore, la veine C s'est située en marge des autres veines (tableau II). Pour cette veine, la mesure fut impossible à réaliser et même sous une charge de 500 g le charbon de cette couche s'est révélé absolument élastique, interdisant de la sorte toute lecture des diagonales de l'empreinte. En effet, malgré la promptitude à escamoter le diamant pyramidal pour y substituer l'objectif du microscope, il n'a généralement été possible d'entrevoir dans les cas favorables que des empreintes en train de s'estomper ou le plus souvent de constater l'absence totale d'image d'impact.

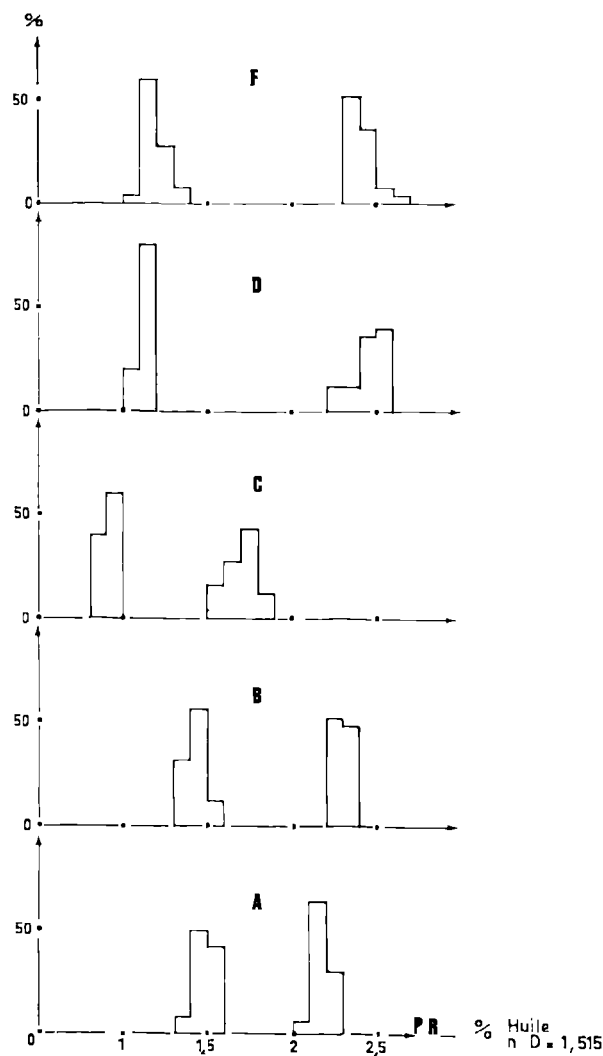


FIG. 3. — Réflectogrammes des anthracites de Djerada.

On peut se demander pourquoi le rang du charbon de la veine C ne s'insère pas exactement dans le cadre général de l'évolution. Il semble bien que la réponse à cette question soit fournie par la composition macérale de ce charbon qui constitue véritablement un épisode sédimentaire particulier caractérisé par un apport abondant de fusinite. Cette variation apparaît clairement sur le diagramme triangulaire de la fig. 5. Après le dépôt de la couche A, il faut noter un appauvrissement en exinite compensé par des apports de plus en plus importants en inertinite. Ces apports atteignent leur valeur maximum avec le dépôt de la veine C. Puis la sédimentation se banalise avec le dépôt des

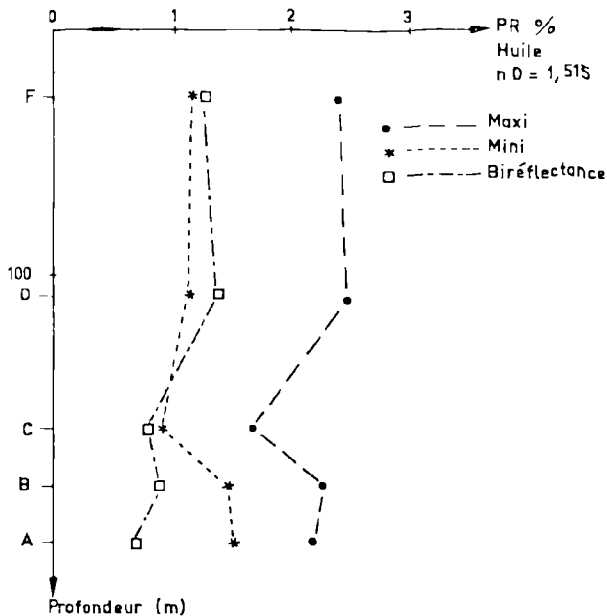


FIG. 4. — Répartition des pouvoirs réflecteurs en fonction de la position stratigraphique des veines dans le gisement.

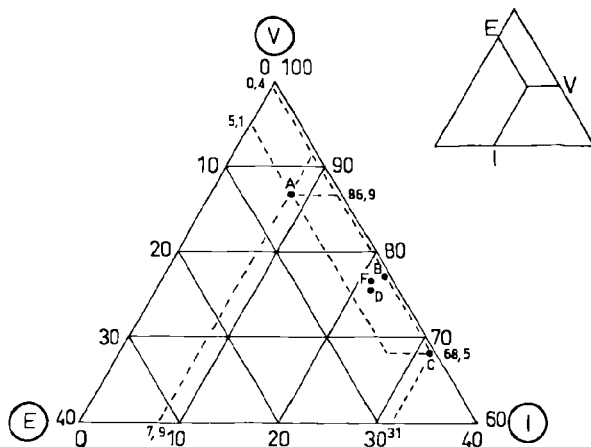


FIG. 5. — Composition des différentes veines en groupes de macéraux.

veines D et F en se stabilisant dans un domaine voisin de celui de la veine B. A la lumière de tous ces résultats, il semble qu'il faille rechercher dans cet apport soudain de matériel ligneux non évolué, la cause du décalage et du retard du phénomène de houillification par rapport aux veines voisines. En

effet, ce matériel inerte est particulièrement peu enclin à se transformer au cours de la diagenèse et de la carbonification géochimique naturelle d'une part et des phénomènes artificiels de cokéfaction d'autre part (B. Alpern, 1966).

Si, par ailleurs, on examine le graphique de la figure 2, on constate que le rang du charbon de la veine C est légèrement inférieur à ce que l'on pourrait attendre si l'on admet, comme le veut la logique, que ce rang varie régulièrement en fonction de la position stratigraphique. Par conséquent, on peut penser que l'abondance relative de tissu ligneux a contrarié la carbonification géochimique en la retardant. De cette manière, les charbons voisins plus riches en exinite donc réagissant plus promptement aux phénomènes évolutifs, ont atteint un degré de houillification plus élevé.

Cette constatation est susceptible d'être prise en considération en ne perdant toutefois pas de vue le fait que nous sommes ici en présence d'une gamme de combustibles qui, prise en bloc, a dû subir dans ce bassin peu tectonisé les mêmes phénomènes géologiques. A ce sujet, les variations de la biréflectance paraissent aberrantes. En effet, on notera (fig. 4) que la valeur de ce paramètre a tendance à diminuer avec la profondeur. Un nombre de mesures fait sur un éventail restreint d'antracites ne permet évidemment pas, dans de telles conditions, de tirer des conclusions d'ordre général. A toutes fins utiles, nous nous sommes permis de signaler ce fait non conforme aux courbes tracées jusqu'à présent (Van Krevelen D.W., 1961).

Comme l'a défini A. Duparque dès 1933, et comme il l'a réaffirmé en 1955 à propos de l'étude des anthracites, la nature du dépôt original est responsable des caractères des charbons, cette influence étant particulièrement nette dans le cas de houilles peu évoluées. Les divers constituants pourraient, au cours des phénomènes de houillification, évoluer de façon différente et des analyses détaillées permettent de mieux comprendre le comportement de certains d'entre eux pendant la carbonification.

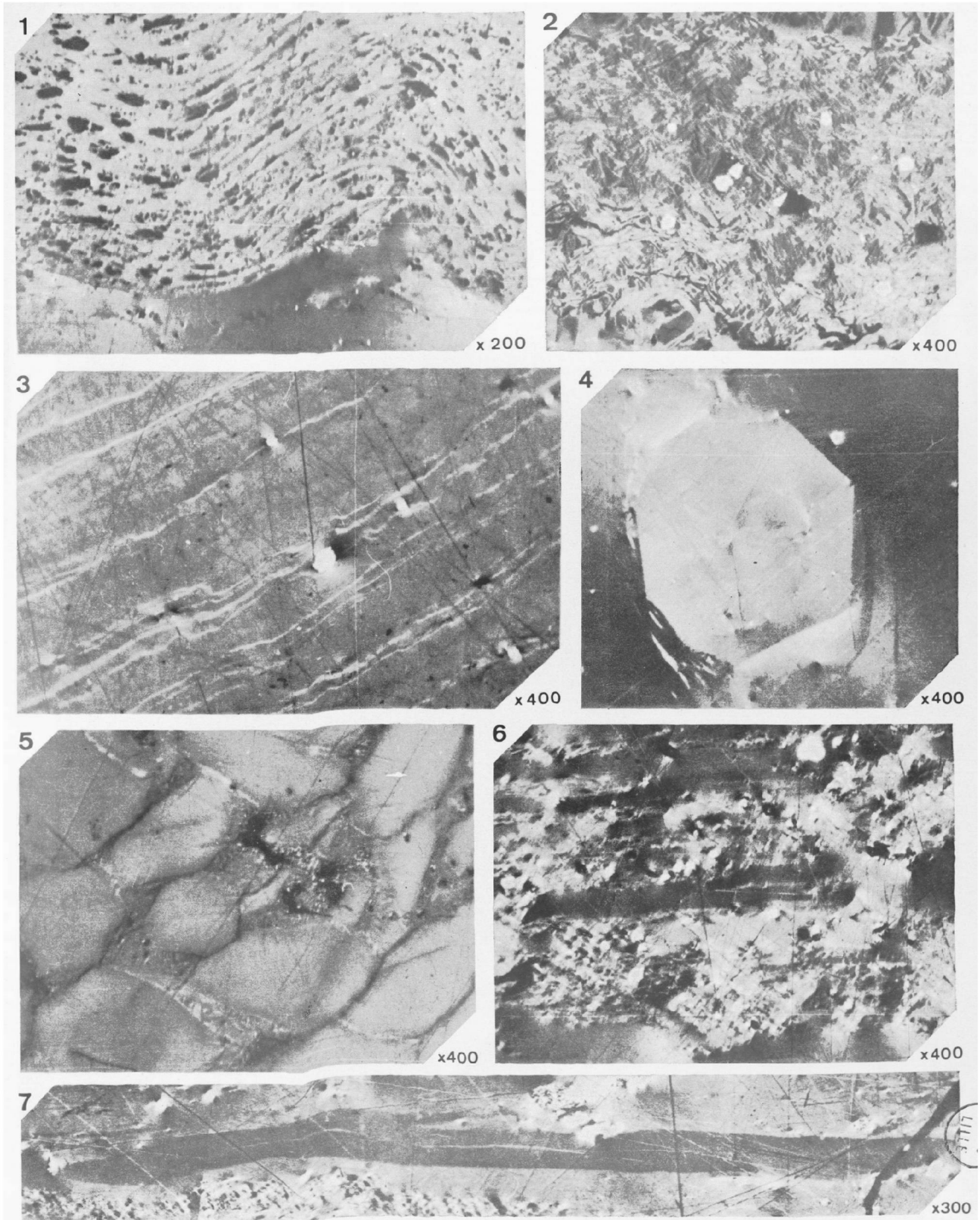
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALPERN B. (1956). — Microdureté des charbons et des coques en fonction du degré de houillification. *C.R. Ac. Sc.*, t. 242, n° 5, 30 janv., p. 653-656, Paris.
- ALPERN B. (1959). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. *Thèse Sc. Paris*, 135 fig., 17 pl.
- ALPERN B. (1966). — Etude de la fusibilité de l'inertinite. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, p. 225-230, 3 fig., 8 pl. h.-t., Lille.
- C.I.P.C. (1963). — Comité International de Pétrologie des Charbons. *C.N.R.S.*, Paris.
- Classification internationale des houilles par type. Nations Unies, Genève, 1956.
- DELATRE Ch. et MÉRIAUX E. (1964). — Microdureté Vickers de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 43-49, 3 fig., 1 tabl., Lille.
- DUPARQUE A. (1933). — Structure microscopique des charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. XI, 131 fig., 45 tabl., 66 pl., 716 réf. biblio., Lille.
- DUPARQUE A. (1949 a). — L'étude microscopique de certains anthracites en lumière incidente polarisée. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXIX, 3 pl., p. 103-126, Lille.
- DUPARQUE A. (1949 b). — Les substances amorphes des houilles et des anthracites. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXIX, 3 pl., 2 tabl., p. 127-170, Lille.
- DUPARQUE A. (1949 c). — Caractères pétrographiques d'un anthracite de Djerada (Maroc). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXIX, 2 pl., p. 171-181, Lille.
- DUPARQUE A. (1955). — Les différents types pétrographiques de houilles et d'anthracites ; leur origine et leur mode de formation. *C.R. Congrès Soc. sav.*, 5 pl., 10 fig., p. 127-162, Lille.
- HORON O. (1951). — Contribution à l'étude du Bassin Houiller de Djerada (Maroc oriental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 89.
- MÉRIAUX E. (1964). — Valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum des charbons du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, 2 tabl., 2 fig., p. 19-28, Lille.
- MÉRIAUX E. (1966). — A propos des analyses macérales. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVI, 7 tabl., p. 109-114, Lille.
- OWODENKO B. et HORON O. (1951). — Echelle stratigraphique du Bassin Houiller de Djerada. *C. R. Congr. intern. Stratigr. Carbonif.*, Heerlen.
- OWODENKO B. et HORON O. (1952). — Gisements houillers au Maroc. *Géologie des Gîtes Minéraux marocains*. XIX^e Congrès géologique intern. Monogr. Région., 3^e série (Maroc), n° 1, chap. XII.
- OWODENKO B. (1946). — Mémoire explicatif de la carte géologique du Bassin Houiller de Djerada et de la région au sud d'Oujda. *Mém. Soc. géol. Belgique*, t. 70, Liège.
- OWODENKO B. (1947). — Nouvelles observations sur la faune et la flore des couches exploitées dans le Bassin Houiller de Djerada. *C.R. Ac. Sc.*, t. 225, p. 884-885. Paris.
- VAN KREVELEN D.W. (1961). — Coal. Typology, Chemistry, Physics and Constitution. *Elsevier Publishing Co.*, Amsterdam.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XVII

Toutes les photographies de la Planche XVII représentent des surfaces polies perpendiculaires à la stratification. Elles ont été réalisées à l'immersion dans l'huile en lumière polarisée.

- FIG. 1. — *Semifusinite*. L. P. x 200. La limite entre la lame de semifusinite et la collinite est nette. Par ailleurs, le tissu ligneux est légèrement plissé. Les parois des cellules sont gélifiées et de ce fait les lumières sont en partie obturées.
- FIG. 2. — *Sclérotinite*. L. P. x 400. Cette figure montre une structure ressemblant en tout point à un plectenchyme constitué d'un réseau d'hyphes grêles limitées par des parois épaisses. Il s'agit probablement d'un véritable mycélium. Il est intéressant de noter que dans des charbons aussi évolués que ceux de Djerada, des faux tissus aussi fragiles aient pu être conservés. En outre, on remarquera la présence de granules de pyrite dans cette sclérotinite.
- FIG. 3. — *Cutinite*. L. P. x 400. Les cuticules fines et légèrement plissées soulignent la stratification. Des granules de pyrite syngénétique ont localement déformé certains lits de cutinite.
- FIG. 4. — *Sclérotinite*. L. P. x 400. Le corpuscule sclérotiforme polygonal est entièrement moulé par les lits adjacents. Ses contours sont très anguleux.
- FIG. 5. — *Résinite*. L. P. x 400. La résinite représentée sur la figure montre un relief important. Il s'agit d'un corps pluricellulaire provenant d'un véritable tissu sécréteur. Les parois des cellules sont presque entièrement disparues. Il n'en subsiste plus qu'une fine pellicule de teinte claire.
- FIG. 6. — *Durite*. L. P. x 400. L'examen en lumière polarisée de surface polie d'anthracite a révélé des lits de durite qui, en lumière naturelle, sont indiscernables. On y remarque des spores abondantes.
- FIG. 7. — *Sporinite*. L. P. x 300. Cette mégaspore a été figurée à cause de sa taille exceptionnelle.



Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (Alpes-maritimes)

par Guy MENNESSIER

Les collines triasiques, qui s'étendent depuis le Tignet à l'Ouest de Grasse jusqu'au Sud de Vallauris, au delà de Cannes, n'ont jamais fait l'objet d'une étude tectonique détaillée basée sur un levé au 20.000^e. Cette lacune s'explique d'une part par leur apparente simplicité et d'autre part par le peu d'attrait que semble avoir exercé le Trias moyen sur les géologues provençaux.

Cette bordure triasique, orientée NW-SE, en forme de gradin plus ou moins tabulaire s'élevant au-dessus de la corniche de Grès bigarré et s'enfonçant doucement sous le talus du Keuper, est entaillée par une série de ravins et de vallées, affluents de la Siagne qui draine la partie nord-orientale du massif cristallophyllien de Tanneron. Les principaux affluents sont la Frayère venant de Peymenade, la Moucharonne descendant de Grasse et la Frayère (du vallon de Coudouron) arrivant de Mouans-Sartoux. L'altitude moyenne monte de 100 m environ près de Cannes, jusqu'à 200 m environ auprès de Peymenade, pour culminer à 317,8 m au Flaquier.

Les deux premières éditions de la feuille d'Antibes au 10.000^e ont représenté schématiquement la bordure. En effet, seule la grande faille de Valcluse au Sud de Grasse est mentionnée, ainsi qu'une faille directionnelle au Sud de Vallauris (1^{re} édition par A. Potier, 1881 ; 2^{me} par E. Haug, A. Lanquine et A. Michel-Lévy, 1914). En 1960, Y. Masurel a brièvement signalé l'existence d'autres failles entre le Tignet et Cannes. La nouvelle édition de la feuille d'Antibes (P. Bordet, L. Ginsburg et G. Mennessier) apporte une cartographie très détaillée par P. Bordet du Grès bigarré et de son socle métamorphique, mettant en évidence un réseau dense de failles orientées principalement NNE-SSW. Ces failles sont parallèles à un système de plis isoclinaux plongeant fortement vers l'WNW mis en évidence par P. Bordet (1961). J'ai levé en

détail la bordure triasique pour la carte de Grasse-Cannes au 50.000^e, au printemps de 1966, pour assurer la liaison entre les levés de P. Bordet et de L. Ginsburg. J'ai pu ainsi suivre plus ou moins longtemps les failles précédentes et analyser les déformations tectoniques. G. Palausi a publié récemment une étude tectonique de la ville de Cannes. A côté d'intéressantes observations sur le Permien, cette note renferme, quant à la stratigraphie du Trias et sa tectonique, des observations dont certaines me paraissent s'éloigner beaucoup de la réalité. En l'absence de bons affleurements sous la partie basse de la ville de Cannes et n'ayant pas eu l'occasion de voir le matériel des sondages suivis par G. Palausi, je laisserai cette petite région en dehors de cette étude.

I. — Stratigraphie du Trias

Depuis les environs de Toulon, le long de la bordure méridionale de la Provence calcaire, le Trias reste très homogène. Il se subdivise de haut en bas en :

1° *Keuper*, avec des dolomies, des marnes irisées, des cargneules et des gypses ;

2° *Muschelkak supérieur dolomitique* (Lettenkohlé) ;

3° *Muschelkak moyen calcaire* ;

4° *Muschelkak inférieur dolomitique*, plus ou moins marneux et autrefois salifère ;

5° *Grès bigarré* (classiquement attribué au Trias inférieur mais placé plus récemment par J. Ricour à la base du Muschelkak, en l'absence de fossiles).

J'ai souligné que des variations importantes d'épaisseur se produisaient (1959, 1961, 1966). Ici,

le Keuper se réduit considérablement et ne semble pas dépasser au-dessus de Cannes une centaine de mètres. La Lettenkohle est puissante d'une vingtaine de mètres à la traversée de la Siagne, mais s'épaissit considérablement entre Grasse et Cannes où elle peut dépasser 130 m. J'ai montré que cette formation s'accroissait souvent vers le bas par dolomitisation des calcaires du Muschelkak. Ce fait est attesté ici par la présence plus ou moins continue d'un banc mal assimilé de calcaires gris fumée à Crinoïdes au sein des dolomies supérieures. Les affleurements de ce banc, qu'il ne faut pas prendre pour des pointements du Muschelkak calcaire, se montrent notamment le long de la voie ferrée de la Bocca à Grasse, à l'Est de la Rouquette-sur-Siagne. Ils se retrouvent à l'Ouest de Mouans-Sartoux entre le Grand Vallon de Tiragon et la Ferme Rancet. Il se voit encore à Grasse aux Moulières et aux Roumigières. La puissance du Muschelkak calcaire varie entre 30 et 100 m, cette dernière épaisseur étant atteinte au Four à Chaux du Cannet. L'Anhydritgruppe oscille entre 40 et 90 m. Le Grès bigarré varie de 35 à 80 m.

Le tableau suivant donne un certain nombre d'épaisseurs mesurées sur de bonnes coupes.

L'interprétation de ces variations d'épaisseur est assez délicate. En effet, il est difficile de faire la part entre les variations stratigraphiques et les variations tectoniques dues à des étirements ou à des bourrages. Compte tenu de la structure régionale où, comme on le verra plus bas, il ne paraît pas y avoir de décollement important de la couverture triasique au-dessus du Grès bigarré, il semble plus vraisemblable d'attribuer les change-

ments de puissance des grès et du Muschelkak calcaire à la sédimentation et ceux, du reste faibles, de l'Anhydritgruppe à la tectonique (niveau de décollement léger, zone de déplacement et de dissolution d'évaporites).

G. Palausi (1966) a cru pouvoir signaler à la base du Muschelkak des niveaux de conglomérats et de sables éoliens. Il est évident que cette observation, faite en sondage, correspond en fait à des infiltrations de Quaternaire dans les calcaires triasiques. D'ailleurs, le schéma géologique se trouvant dans la même note me paraît sujet à caution pour les terrains compris entre le Grès bigarré et le Quaternaire.

II. — Tectonique

Mises à part les failles, la tectonique relativement faible affectant le Trias moyen m'a conduit à utiliser la méthode des cartes structurales appliquée aux surfaces suivantes, à savoir : *base du Grès bigarré, base de l'Anhydritgruppe, base du Muschelkak calcaire* et enfin *base de la Lettenkohle*. Les surfaces précédentes ont été tracées simultanément sur la figure 3, uniquement dans les secteurs où les affleurements permettaient de les définir avec précision. Par ailleurs, ont été tracées des coupes précises dans les secteurs s'y prêtant (coupes 1 à 13 de la fig. 2), ainsi que trois coupes interprétatives (fig. 2, coupes 14-16).

La tectonique du Trias ne se comprenant pas sans celle du socle, il convient de résumer rapidement celle-ci.

	<i>Grès bigarré</i> t1	<i>Anhydritgruppe</i> t2a	<i>Muschelkak calcaire</i> t2b	<i>Lettenkohle</i> t2c
Le Tignet, le Flaquier	50	70	50	130
Le Tignet, l'Olivier	80	55	45	
Peymenade, le Candéou	70	60	40	
Peymenade, les Ribes	35	60	65	
Grasse-Tanneron, Valcluse	60	60	65	
Mouans-Sartoux, Tiragon			30	
Mouans-Sartoux, Plan Sarain			35	
La Rouquette, la Caillenque	50 ?	70	65	
La Rouquette, la Grande Frayère ..	40	40	35	
Le Cannet, le Four à Chaux	40	90	100	

A) TECTONIQUE DU SOCLE DU MASSIF DU TANNERON.

Il n'y a pas lieu ici que de considérer l'extrémité orientale du massif de Tanneron, située à l'Est du fossé stéphanien du Reyran, et ses annexes orientales par delà la vallée de la Siagne.

P. Bordet (1961) a montré l'existence, dans la série métamorphique de Tanneron, de plissements subméridiens s'infléchissant ensuite vers le Nord-Nord-Est. A l'Est du fossé de Reyran, on a ainsi un grand synclinal de rempli par la série détritique supérieure de Tanneron reposant sur les gneiss de Tanneron par l'intermédiaire de gneiss noirs. L'anticlinal qui fait suite est cisailé obliquement par la faille de Darboussier qui s'en va vers le Sud-Sud-Ouest fermer la bordure orientale du fossé. Un deuxième synclinal apparaît occupé par la série détritique supérieure encadré par des gneiss roses. Un troisième synclinal n'est représenté que par son flanc oriental qui se suit de Saint-Jean d'Estérel, par Tanneron, jusqu'à la colline de Peygros. L'accident qui le limite à l'Ouest est la faille de Saint-Jacques. Le flanc oriental est accidenté, au voisinage de la bordure triasique, par les failles de Saint-Joseph Est et Ouest. Un dernier synclinal très large se montre à Cannes.

L'ensemble de ces couches plonge fortement vers l'Ouest-Nord-Ouest, avec un pendage stratigraphique de l'ordre de 70-75°. Les failles précédentes sont parallèles aux couches et plongent donc dans la même direction.

Ces plis ont été attribués à la phase hercynienne. Le fossé du Reyran s'est mis en place après le dépôt du Stéphanien et avant celui du Permien. Celui-ci s'est installé dans le vaste synclinal E-W de l'Estérel, accidenté de failles de même direction tendant à converger vers l'Est. Les accidents méridiens ont continué à rejouer pendant la sédimentation permienne. On notera que le Permien manque sur la bordure septentrionale du massif de Tanneron. A Cannes, il subsiste localement à la faveur de petits grabens E-W (G. Palausi, 1965, 1966). Il a en effet été arasé par le grand pédiplan antétriasique.

B) TECTONIQUE DE LA BORDURE TRIASIQUE.

Tectonique de la base du Trias. Les déformations de la base du Grès bigarré reflètent fidèlement, en l'absence de décollement, celles du pédiplan antétriasique. Le massif de Tanneron dessine un large mégaanticlinal de fond accidenté d'ondula-

tions de moindre importance orientées parallèlement aux anciens plis. A partir du fossé du Reyran, on a ainsi l'anticlinal de Peygros, large de 5 km, le synclinal de fond de Valescure, l'anticlinal de Pégomas, le synclinal de Plan Sarain, l'anticlinal de la Rouquette, se succédant sur 4 km. La surface reste ensuite subtabulaire jusqu'au synclinal de fond de Cannes, dont le remplissage triasique isole l'anticlinal de fond de Super-Cannes dont les deux extrémités s'ennoient sous le Trias ployé périanticalinalement. On notera qu'à l'Ouest du synclinal de Cannes, les gneiss dessinent un éperon E-W parallèle aux petits fossés permien de la Croisette.

Les coupes 13 à 15 de la fig. 2 permettent d'évaluer la contraction correspondant à ces déformations de fond à 1,5 km affectant, entre le Tignet et Super-Cannes, un secteur mesurant initialement environ 20 km. L'ordre de grandeur de la contraction est donc de 7,5 %, ce qui est loin d'être négligeable. Le travail en contraction pour ces plissements de fond paraît être le seul vraisemblable. Un travail en extension horizontale ne s'est effectué qu'à la faveur des failles normales.

Les failles. La zone étudiée s'arrête à l'Ouest contre le faisceau du Bourguignon que j'ai déjà décrit (1961). Il s'agit d'un système de plis triasiques serrés en échelon orientés NE-SW en travers de la Siagne, en un secteur où la bordure triasique est brusquement décalée vers le Sud-Ouest. Ces plis se sont précisément produits à l'aplomb du fossé du Reyran. Le dispositif en échelon, l'allure générale de la région font penser que l'on a eu ici un grand décrochement NNE-SSW, la lèvre occidentale glissant de 6,5 km vers le Sud-Sud-Ouest. Dans le mouvement, la faille bordant à l'Ouest le fossé du Reyran semble avoir été fortement déformée (un dispositif analogue se retrouvant dans les fossés de Comps où les failles bordières séparant le Crétacé plastique des grabens du Jurassique rigide de horsts, accusent des déformations du même style, bien que plus réduites (J. Goguel 1936, G. Mennèsier, 1964, 1966). L'accident du Bourguignon apparaît en outre incliné à une soixantaine de degrés vers l'WSW, c'est-à-dire selon le pendage général du Métamorphique. Il s'agit donc d'une combinaison de faille normale et de décrochement.

Entre l'accident précédent et Cannes, on peut compter quatorze failles d'une certaine importance orientées NNE-SSW, auxquelles s'ajoutent une dizaine de failles accessoires n'intéressant que le Métamorphique et le Grès bigarré.

Les plus importantes failles sont celles de Darboussier, de Saint-Jacques, de Saint-Joseph, de Valcluse, de la Grande Frayère, du Four à Chaux et de Vallergues.

Un tiers de ces failles sont des failles inverses. Les autres sont normales, à l'exception de trois d'entre elles qui sont en ciseaux (failles de l'Istre, de Darboussier et de St-Jacques). On notera que les failles inverses se groupent surtout à l'Ouest et les normales principalement vers Cannes. Comprise entre les failles de St-Jacques et de St-Joseph, l'extrémité septentrionale de l'anticlinal de fond de Peygros affecte une allure éjective, tandis que celle du synclinal de fond de Valseure prend une allure de synclinal effondré chevauché vers l'Est.

Plusieurs failles apparaissent en relation étroite avec les plus et semblent être les conséquences des plus fortes courbures (outre les précédentes, failles de Plan Sarain et de l'Espagnol).

A ce système principal de failles directionnelles se superpose un deuxième système, beaucoup plus réduit, de failles transversales s'arrêtant contre les précédentes (failles E-W des Aspres, faille NNW-SSE du débouché du vallon de Coudouron) accompagnées de plissements de même direction.

On notera que plusieurs des grandes failles du système directionnel s'infléchissent brusquement avant de reprendre leur direction primitive (failles de Darboussier, de Saint-Jacques, de Valcluse, de la Grande Frayère). Les inflexions paraissent en général être la conséquence du système transversal.

Il paraît très probable, du reste, que toutes les failles ont dû jouer en décrochements, presque tous de même sens, la lèvre occidentale glissant vers le Sud (décrochements lévogyres). Des inversions de sens se produisent seulement pour la faille de Saint-Joseph est et, pour la faille de Darboussier et ses annexes, celle de l'Istre et enfin celle de Vallergues. Une évaluation schématique permet de concevoir un glissement relatif d'Est en Ouest vers le Sud-Sud-Est d'environ 12 km. Les accidents du Bourguignon (6,6 km) et de Saint-Antoine Plomeau (4,5 km) en représentant l'essentiel, les nombreuses failles entre Grasse et Cannes se neutralisant partiellement et n'intervenant que pour plus d'un kilomètre.

Ceci implique un glissement relatif de 5,5 km du Tanneron oriental par rapport à l'anticlinal de fond de Super-Cannes, l'accident en question remon-

tant la rive gauche de la vallée du Var, contre laquelle s'arrête l'arc de Castellane. Un glissement relatif de 6,6 km de même sens s'est produit pour le Tanneron occidental vis-à-vis du Tanneron oriental le long du fossé du Reyran. Cet accident complexe passe par Fréjus et vient sans doute longer en mer l'extrémité nord-orientale du massif des Maures.

Les infléchissements brusques de certaines failles sont l'indication d'une contraction légère effectuée du Nord-Nord-Est vers le Sud-Sud-Ouest. Si l'on examine l'allure des replis hectométriques dans les compartiments compris entre les failles de Saint-Jacques et de Saint-Joseph et entre les accidents de Saint-Joseph et de Valcluse, on a encore des indices très nets de décrochement. En effet, un système de replis en échelon confirme le déplacement relatif de la lèvre occidentale de la faille de Valcluse vers le Sud-Sud-Ouest. Les compartiments compris entre les failles de Saint-Jacques et de Saint-Joseph-Ouest présentent des replis transversaux indiquant un serrage parallèlement aux failles. Il en est de même pour le compartiment étroit situé entre les failles de Saint-Joseph Est et Ouest. Les effets de ce serrage se manifestent encore un peu à l'Ouest de la faille de Saint-Jacques au voisinage de son infléchissement. Cela implique évidemment des glissements le long des failles.

Ce style en fronces transversales se retrouve entre les failles de Valcluse et de Plan Sarain. Sur la lèvre occidentale de la faille du Four à Chaux, ainsi que sur la lèvre est de la faille de la Grande Frayère, des demi-bombements localisés correspondent évidemment au jeu en décrochement de ces accidents.

Si l'on considère maintenant l'anticlinal de fond de Super-Cannes, on constate l'existence d'une flexure accusée au col de Saint-Antoine sur la route de Cannes à Vallauris, accident qui au col même élimine tout le Trias inférieur et moyen. A l'Est de Vallauris, L. Ginsburg (1959) a repéré une faille de même direction qui s'en va affecter le Jurassique (faille de Pineau) jouant le même rôle que la flexure. A l'Est de Vallauris, aux Brusquets, le Trias redevenu complet présente un anticlinal et un synclinal à peu près E-W qui ne s'expliquent que par un glissement relatif des terrains situés sur le flanc nord de l'anticlinal de Super-Cannes, parallèlement à la direction de la flexure de Saint-Antoine et de la faille de Pineau.

Plissements à l'échelle du kilomètre.

Les plis sont toujours assez peu accentués et très souvent d'une faible continuité. Les plis principaux sont directionnels par rapport à ceux du socle et donc orientés NNE-SSW sauf ceux de la région de Peymenade qui s'infléchissent vers le NNW, sans doute en relation avec un changement de direction de ceux du tréfond.

A l'Ouest de la faille de St-Jacques, on observe les plis suivants peu marqués : anticlinal des Jaisous, synclinal des Clos, anticlinal de Picourene, synclinal des Ribes. A l'Est de la faille de Valcluse, on a le synclinal assez bien marqué de la Foux, l'anticlinal des Paragons, le synclinal des Gombadoux et l'anticlinal de la Rouquette, qui se trouvent tous dans la région de Mouans-Sartoux.

A l'Est de la faille du Four à Chaux, se montrent nettement l'anticlinal du Cannet et le synclinal du Pézou.

Entre les plis de fond et ceux du Trias s'établissent souvent des superpositions directes : synclinaux de Plan Sarain, antilinaux de la Rouquette. Il n'y a pas d'exemple de plissements antinomiques au sens de L. Glangeaud (1949) entre les plis principaux du Trias et les plis de fond.

Plissements à l'échelle de l'hectomètre.

On a affaire soit à de vrais petits plis, à la vérité assez rares, soit à de simples fronces affectant les flancs des plis kilométriques. On constate l'existence fréquente de plis dysharmoniques, voire antinomiques au sein du Trias, manifestant ainsi le rôle de niveau de décollement de l'Anhydritgruppe, rôle ici mineur, qui devient majeur en Basse-Provence orientale (L. Lutaud 1924, G. Mennessier 1959).

L'étude de leur répartition statistique montre l'existence d'un maximum net correspondant à la direction N 30° E - S 30° W, avec une forte dispersion de part et d'autre. Deux minima se trouvent selon les directions W 30° N - E 30° S et E-W, avec un léger maximum suivant W 20° N - E 20° S. Cette répartition, qu'un coup d'œil sur la carte structurale confirme très bien, montre de toute évidence que la grande majorité des replis hectométriques est directionnelle, leur dispersion tenant aux changements de direction des plis du socle. Les plis transversaux correspondent au maximum secondaire.

Au moins en ce qui concerne les plis de part et d'autre de la faille de Saint-Jacques, on a la certitude que ces plis transversaux intéressent également la surface du socle métamorphique. Leur genèse a été gênée par leur disposition transverse sur la direction des couches du socle. Il semble que l'on puisse l'attribuer à des froncements consécutifs aux décrochements.

C) INTERPRÉTATION DES DÉFORMATIONS DE LA BORDURE TRIASIQUE.

Pour interpréter maintenant correctement dans le temps et l'espace le jeu complexe des accidents de la bande triasique du Tignet à Vallauris, il est nécessaire de les replacer dans le contexte des zones jurassiques situées plus au Nord (fig. 4).

A l'Est de celle-ci s'étend la zone de Vence, avec un Miocène marin bien développé sur lequel s'est avancée en chevauchant la série des Baous appartenant à l'aile orientale de l'arc de Castellane, donc aux plis subalpins. L'avancée vers le Nord de l'anticlinal de Tanneron détermine l'arrêt rapide selon une ligne Cannes-Grasse de la zone provençale, dont le substratum est constitué par la bordure triasique étudiée.

Ces régions ont fait l'objet d'importantes études d'A. Guébbard (1900), de Ph. Zürcher (1902), de L. Bertrand (1943) et A. Lanquine, de J. Goguel (1936) et de L. Ginsburg (1959), pour ne citer que les plus importantes.

En ce qui concerne la zone de Vence, L. Ginsburg (1959), à la suite d'A.F. de Lapparent (1938) et de J. Goguel (1936), a pu mettre en évidence une série de phases orogéniques et de phases d'érosion. Il distingue d'abord une surface antétertiaire, que j'ai proposé d'attribuer à la surface antébauxitique de la Basse-Provence, sur laquelle repose en discordance l'Eocène inférieur (1964). Le substratum de ce dernier est en effet de plus en plus ancien vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire vers le massif de Tanneron. L. Ginsburg a montré que l'Eocène inférieur est localisé dans de petits synclinaux N-S supportant un Lutétien discordant et un Priabonien discordant. Sur le précédent, la formation de ces plis remonte donc à la phase provençale majeure (vers le début du Bartonien). Plus haut, le Burdigalien marin est discordant vers le tout. Il recoupe en particulier les plis et des fossés arasés N-S dont la genèse est ainsi à attribuer à la première phase alpine (Oligocène) suivie d'une pédiplanation comme dans le reste de la Basse-Provence. Ce pédi-

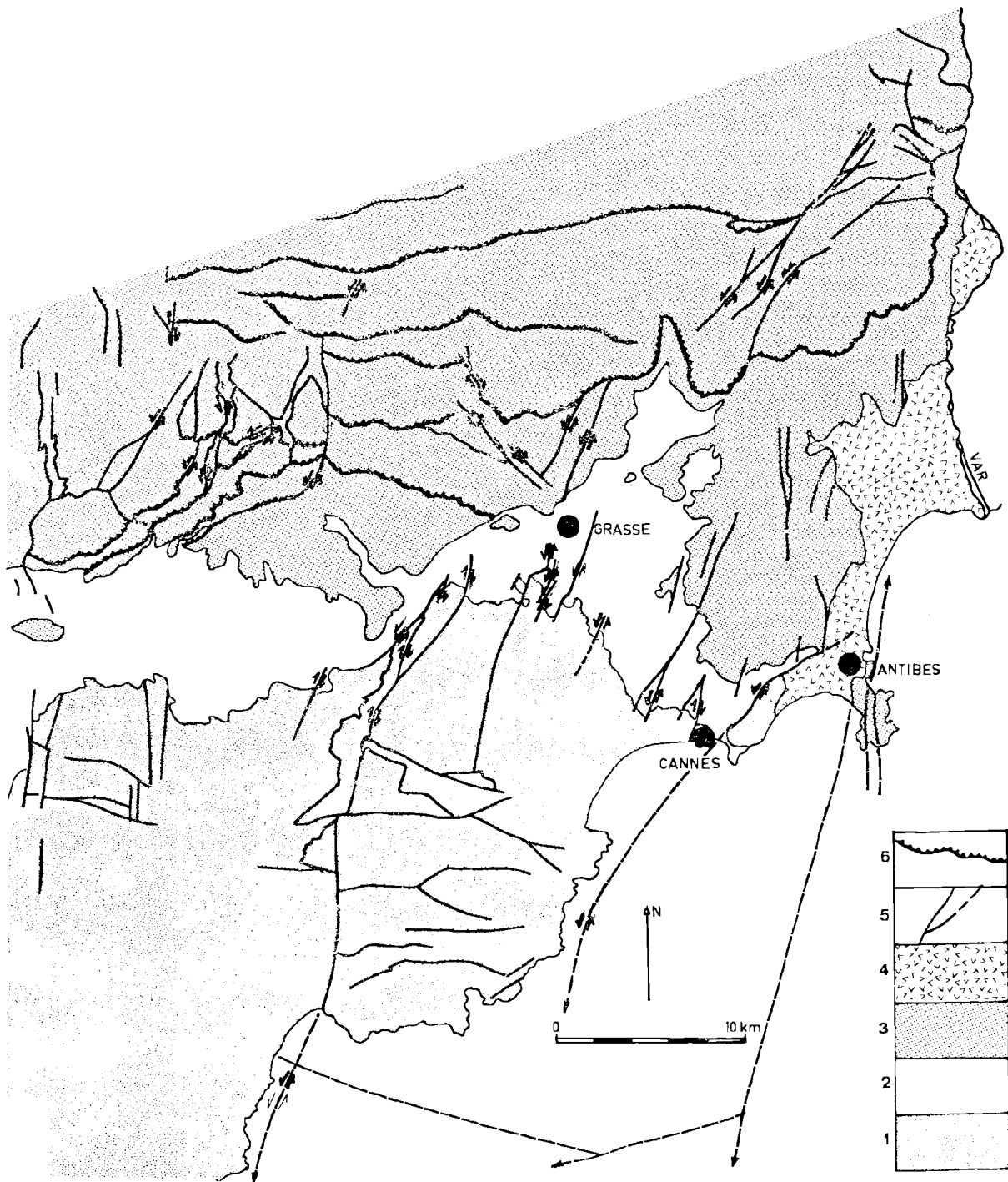


FIG. 4. — Schéma tectonique de la Provence orientale, montrant l'importance de failles de décrochement (d'après les travaux de P. Bordet, L. Ginsburg, L. Glangeaud, J. Goguel, L. Bertrand, G. Mennessier, Ph. Zürcher, etc.). 1. Socle métamorphique, Stéphanien et Permien ; 2. Trias ; 3. Jurassique, Crétacé, Paléogène et Miocène ; 4. Pliocène et Quaternaire ; 5. Failles ; 6. Chevauchements.

plan reprend certainement en partie la surface antébauxitique.

Le Tortonien discordant sur l'Helvétien en concordance lui-même avec le Burdigalien, est pris sous les grands chevauchements des Baous. L'âge de ceux-ci supportant en discordance la brèche d'éboulis plaisancienne de Carros est ainsi très précisément celui de la deuxième phase alpine (vers la limite ponto-pliocène). J'ai montré plus à l'Ouest, dans le losange de Comps, l'existence d'une succession très complexe de phases tectoniques dans la genèse de l'arc de Castellane, à la suite des travaux de J. Goguel (1943) et de Ph. Zürcher, les déformations principales relevant de la deuxième phase alpine (1964).

Dans la zone de Venec, L. Ginsburg (1959) a en outre indiqué des gauchissements récents. Enfin, dans la basse vallée de la Siagne, ancienne ria plaisancien, on voit les terrains de cet âge discordants sur toutes les failles de la bordure triasique.

La fig. 1 montre nettement que la faille de la Grande Frayère se prolonge dans le Jurassique inférieur et moyen. Compte tenu du parallélisme entre les failles de la bordure triasique et celles des fossés de la région de Venec, il est très probable qu'elles remontent à la même période. On notera aussi l'existence au Nord de Grasse de deux grandes failles NNE-SSW paraissant antérieures aux chevauchements de la deuxième phase alpine, qui sont dans le prolongement des importantes failles de Saint-Jacques et de Valchuse. De même, un accident presque méridien au Nord-Ouest de Grasse, au-dessus de Saint-Vallier, antérieur aux chevauchements, fait penser au prolongement du régime de failles de la bordure triasique.

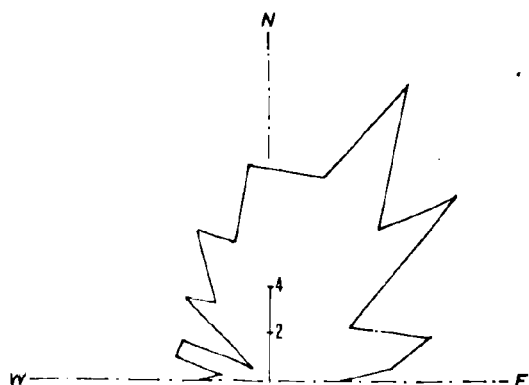


Fig. 5. — Répartition statistique de l'orientation des lignes de crête de replis hecto hectométriques (groupement par classes de 10°).

A plus petite échelle, tout ce système de failles du socle s'intègre dans le dispositif de grands accidents de la région d'Antibes, retrouvé en mer par L. Glangaud et ses collaborateurs ou mis en évidence avec une grande probabilité sous la basse vallée du Var (1965).

On peut donc proposer la genèse suivante pour les accidents de la bordure triasique, à partir de rejeux posthumes de failles anté-triasiques, ou anté-permiennes pour une large part :

— formation des plis de fond et des plis principaux directionnels du Trias lors de la phase provençale majeure dans le cadre des plis N-S de la zone de Venec, accompagnées de la mise en place, par rejeu posthume, de failles inverses ;

— rejeu des failles normales lors de la première phase alpine ;

— formation des décrochements méridiens lors des chevauchements vers le Sud de l'arc de Castellane et apparition de déformations transversales localisées lors de la deuxième phase alpine.

Analyse morphotectonique.

On sait, notamment depuis les travaux de L. Lutand (1924) sur la Provence cristalline ou les miens sur les chaînons externes de l'Arc de Castellane (1964) pour se borner aux environs de la région qui intéresse cette note, que les méthodes morphotectoniques peuvent apporter d'utiles précisions.

La bordure triasique a été pédiplanée très vraisemblablement en même temps que la zone de Venec suivant une surface polygénique élaborée avant le Vindobonien. Cette conclusion paraît logique si l'on songe que cette surface a pu être datée dans la région de Venec et plus à l'Ouest sur la bordure triasique au Sud de Fayence qui continue l'élément ici analysé (G. Mennessier 1966).

Les accidents postérieurs à la surface ont dû nécessairement, s'ils ont eu une composante verticale, décaler les portions conservées de la surface, et c'est ce que l'on constate.

En effet, les méplats ou les plateaux, conservés ici et là, permettent de reconstituer des portions de surface assez nettes qui vont être envisagées d'Ouest en Est (fig. 6).

— A l'Ouest de la faille de Saint-Jacques. Entre le Candéou et Peymenade on trouve une surface plongeant vers le Nord de 300 vers 400 m.

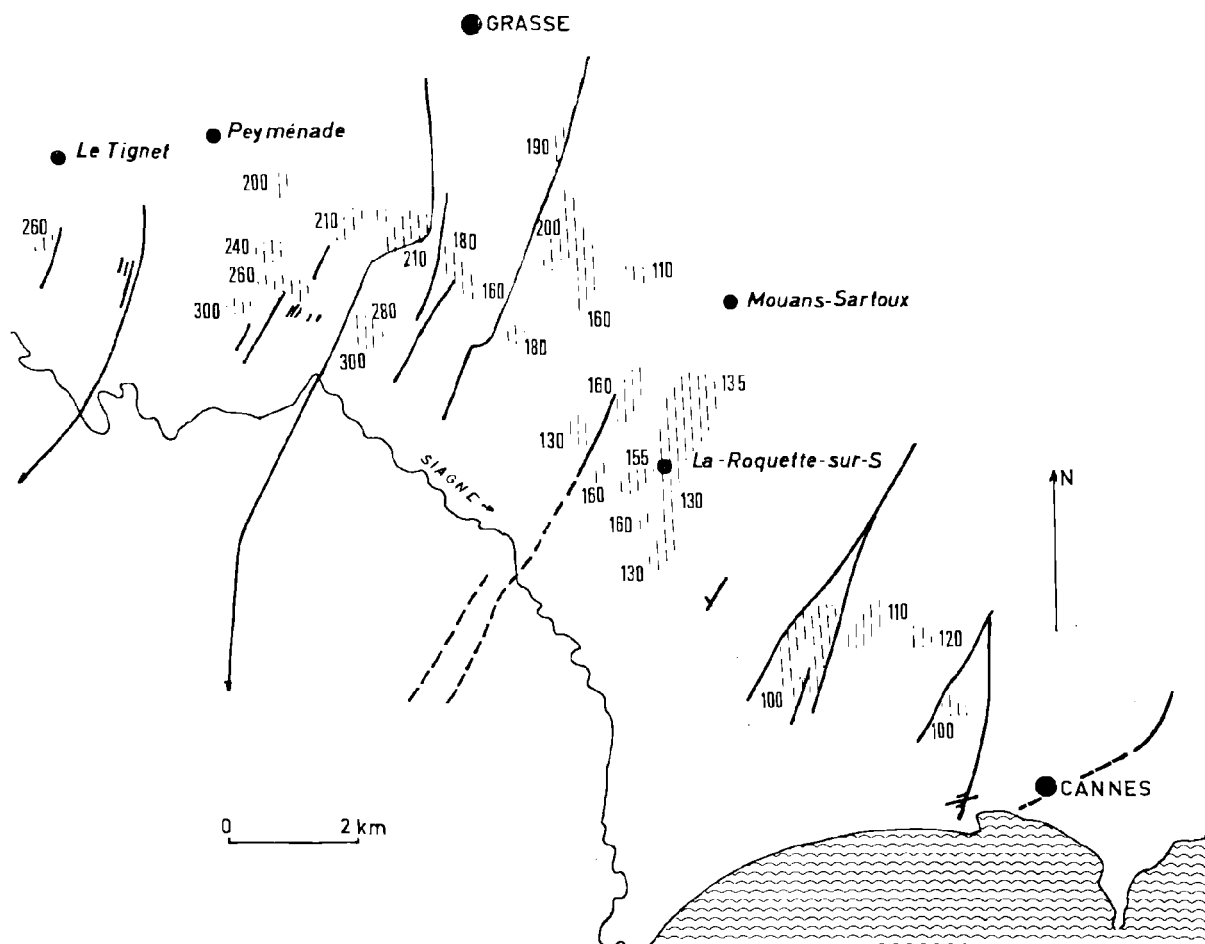


FIG. 6. — Principaux éléments de la surface antivindobonienne conservée entre Grasse et Cannes (hachuré). Les nombres indiquent l'altitude moyenne en mètres des différents éléments.

Cette surface s'infléchit ensuite le long de la faille et plonge alors vers le Nord-Ouest en descendant de 220 vers 200 m. On notera qu'elle moule ici l'anticlinal de fond de Peygros.

— *Entre les failles de Saint-Jacques et de Saint-Joseph.* Les portions de surface plongent vers le Nord-Nord-Est de 300 m (Peygros) vers 200 m (Saint-Jacques). On est là sur la crête du pli de fond.

— *Entre la faille de Saint-Joseph-est et la faille de Valescure.* Dans ce compartiment effondré, un élément de surface se trouve vers 160 m (Saint-Joseph), nettement plus bas que ceux qui l'encadrent. On a encore là un bon parallélisme entre la surface effondrée, le synclinal de fond et le fossé.

— *Entre les failles de Valcluse et de Plan-Sarain.* A l'Est de la première faille, des éléments de surface se trouvent vers 200 m (les Aspres). Celle-ci plonge nettement vers l'Est-Sud-Est et descend à 160 m, puis à 130 m (Bois des Maures), en moulant le flanc Est de l'anticlinal de fond de Pégomas, puis le synclinal de fond de Plan-Sarain.

— *Entre les failles de Plan-Sarain et de la Grande Frayère.* Le dispositif est le même : les éléments de surface plongent vers l'Est-Sud-Est descendant de 160 m (le Défends) à 130 m (les Cannobiers). Ils moulent encore le flanc oriental de l'anticlinal de fond de la Rouquette.

— *Entre les failles de la Grande Frayère et du Four à Chaux.* On retrouve les vestiges d'une

surface plongeant vers le Nord-Nord-Est. A l'Est de la faille de l'Espagnol, ils se tiennent vers 85 m et vers 110 m de l'autre côté, la dénivellation jouant dans le même sens que pour la faille.

Des faits précédents, on peut déduire avec certitude qu'au moins une grande partie des failles ont rejoué après le Vindobonien, donc pendant la deuxième phase alpine, lors de la phase de mise en place des décrochements, ceux-ci ayant en outre été accompagnés d'une accentuation des plis de fond.

On notera aussi que la paléosurface qui tranche la bordure triasique, plongeant moins vite que les couches du Trias moyen, semble s'enfoncer sous le talus de Trias supérieur. Il n'en est sans doute rien. Les mouvements de la deuxième phase alpine, par glissement du Jurassique sur le Keuper ont disjoint les deux éléments de la surface antébauxitique autrefois en continuité, en surélevant le panneau jurassique par rapport au panneau triasique (un phénomène analogue s'est produit plus à l'Ouest entre la surface coupant le Jurassique des chaînons externes de l'arc de Castellane et son prolongement arasant la bordure triasique au Sud de Fayence (G. Mennessier 1964).

Le délabrement marqué de la surface antévinobonienne entre Grasse et Cannes s'explique facilement par la vigueur de l'érosion de la Siagne depuis le début du Pliocène.

La conclusion à tirer de cette étude tectonique détaillée de la bordure triasique entre le Tignet et Vallauris est l'importance du rôle du socle dans les déformations de la couverture secondaire sous-jacente à peine décollée.

Ces déformations s'organisent en un système de plis superposés à des plis de fond du socle dirigés

NNE-SSW, accompagnés par des failles provenant de rejeu posthume de failles du socle métamorphique. Ces failles normales ou inverses ont permis un glissement progressif en décrochement s'effectuant d'Est en Ouest vers le Sud-Sud-Ouest. La contraction due aux plis de fond et aux failles inverses, diminuée de l'effet des failles normales, est de 1,5 km, soit une contraction relative de 7,5 % (en Basse-Provence orientale, très fortement déformée, on a mis en évidence une contraction de l'ordre de 14 %. G. Mennessier 1959). L'effet total des décrochements est de près de 12 km.

Chose paradoxale, cette bordure d'allure calme met magnifiquement en évidence le rôle majeur du socle dans les déformations provençales, soit par la formation de plis de fond et de failles inverses ou normales se répercutant médiatement ou immédiatement dans la couverture (ici immédiatement du fait de la faiblesse du décollement et de la minceur du Keuper), soit par le jeu de grands décrochements horizontaux. L'hypothèse d'un décollement généralisé de la couverture provençale et de son glissement d'ensemble par gravité semble perdre sans cesse du terrain. Elle ne s'applique pas en tout cas à la zone de Vence où l'essentiel des déformations sont en fait du type de la tectonique de revêtement (sans dysharmonie majeure par rapport au socle). Le faisceau de plis et de failles provençales à reprises alpines de la région de Vence apparaît comme un élément très original de la chaîne, qui est sans doute lié au relai brusque de l'arc de Castellane par celui de Nice. Le long d'une zone où J. Vernet (1962) a indiqué l'existence très probable de bombements de fond, prolongeant vers le Nord-Nord-Est les ondulations plus modestes qui viennent d'être étudiées.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- BELLAIR P. (1933). — Les duplicatures provençales dans le Nord-Est du département du Var. *Dipl. Et. Sup.*, n° 511, Paris.
- BELLAIR P., BERTRAND L., LANQUINE A., MAURY E. et RIVIÈRE A. (1939). — Feuille n° 225 Nice au 80.000^e, 2^e éd. Carte géol. France.
- BERTRAND L. et ZÜRCHER Ph. (1902). — Feuille n° 225 Nice au 80.000^e Carte géol. France.
- BERTRAND L. (1943). — Les chaînons et hauts plateaux provençaux du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses-Alpes et du département du Var. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., n° 49.
- BORDET P. (1961). — Sur la géologie du massif de Tanneron (Var et Alpes-Maritimes). *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 913-915.
- BORDET P., DERELMAS J. et MENNESSIER G. (1965). — Feuille Fayence au 50.000^e. Carte géol. France.
- BORDET P., FALLOT P., FAURE-MURIT A., GÈZE B., GINSBURG L., GOGUEL J., LANTEAUME L. et MENNESSIER G. (1965). — Feuille n° 225 Nice au 80.000^e, 3^e éd. Carte géol. France.
- BORDET P., GINSBURG L. et MENNESSIER G. (1965). — Feuille Antibes au 80.000^e, 3^e éd. Carte géol. France.

- BORDET P., GUEIRARD S., NESTEROFF W. et MENNESSIER G. (1966). — Feuille Fréjus-Cannes au 50.000^e. Carte géol. France.
- GOGUEL J. (1936). — Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Exp. Carte géol. France*.
- GLANGEAUD L., SCHLICH R., PAUTOT G., BELLAICHE G., PATRIAT P. et RONFARD M. (1965). — Morphologie, tectonophysique et évolution géodynamique de la bordure sous-marine des Maures et de l'Estérel. Relations avec les régions voisines. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. VII, n° 6, p. 998-1009.
- GINSBURG L. (1959). — Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVII, n° 259.
- GUÉBHARDT A. (1900). — Carte géologique au 80.000^e du département des Alpes-Maritimes. *VIII^e Congrès géol. int.*, Pl. VI.
- HAUG E., LANQUINE A. et MICHEL-LÉVY Alb. (1914). — Feuille n° 237 Antibes au 80.000^e, 2^e éd. Carte géol. France.
- JUNG J. (1929). — Rapport des plis alpins et des plis pyrénéens dans les chaînes subalpines méridionales. *Ann. Univ. Grenoble*, nouv. sér., t. 6, n° 1.
- LAPPARENT A.F. DE (1938). — Etudes géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XL, n° 198.
- LUTAUD L. (1924). — Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. *Rev. de Géographie*, t. XII.
- MASUREL Y. (1960). — Sur la bordure orientale du massif de Tanneron (Alpes-Maritimes) et la « ria » pliocène de la Siagne. *C.R.S. Soc. géol. France*, fasc. 3, p. 56.
- MASUREL Y. (1964). — La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de géographie physique. *Thèse, L. Jean, Gap*.
- MENNESSIER G. (1958). — Etude tectonique de la partie orientale de l'arc de Fayence (feuille de Fayence au 50.000^e). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. LVI, n° 255, p. 165.
- MENNESSIER G. (1959). — Etude tectonique des confins alpino-provençaux entre le Verdon et l'Argens. *Mém. Soc. géol. France*, nouv. sér., t. XXXVIII, fasc. 4, n° 87, p. 1-174.
- MENNESSIER G. (1961). — Etude tectonique de la région de Callian-Montauroux (Var). *Bull. Carte géol. France*, n° 264, t. LVIII, p. 233-241.
- MENNESSIER G. (1963). — Sur la tectonique et l'évolution morphologique de la région de Mons (Var). *C.R.S. Soc. géol. France*, fasc. 10, p. 334-335.
- MENNESSIER G. (1964). — Sur l'évolution tectonique et morphologique des chaînons externes de l'arc de Castellane entre le Verdon et la Siagne (Haute-Provence). *Rev. géog. phys. et géol. dynam.*, (2), vol. VI, fasc. 2, p. 91-113.
- MENNESSIER G. (1966). — Etude tectonique des régions de Mons et de Saint-Paul-en-Forêt (Var). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, in litt.
- PALAUSSI G. (1965). — Les dernières manifestations méridionales de la tectonique provençale dans les Alpes-Maritimes. *90^e Cong. Soc. sav. Nice*, t. II, p. 171-176.
- PALAUSSI G. (1966). — Au sujet du synclinal de Cannes (Alpes-Maritimes). *C.R.S. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 150-153.
- POTIER A. (1881). — Feuille n° 237 Antibes au 80.000^e, 1^{re} éd. Carte géol. France.
- VERNET J. (1962). — Sur l'existence probable d'une ride anticlinale du socle unissant les massifs de Tanneron et de l'Argentera (Alpes-Maritimes). *C.R.S. Soc. géol. France*, fasc. 5, p. 140-141.
- ZÜRCHER P. (1895). — Note sur la structure de la région de Castellane. *Bull. Carte géol. Fr.*, t. VII, n° 48.



FIG 3

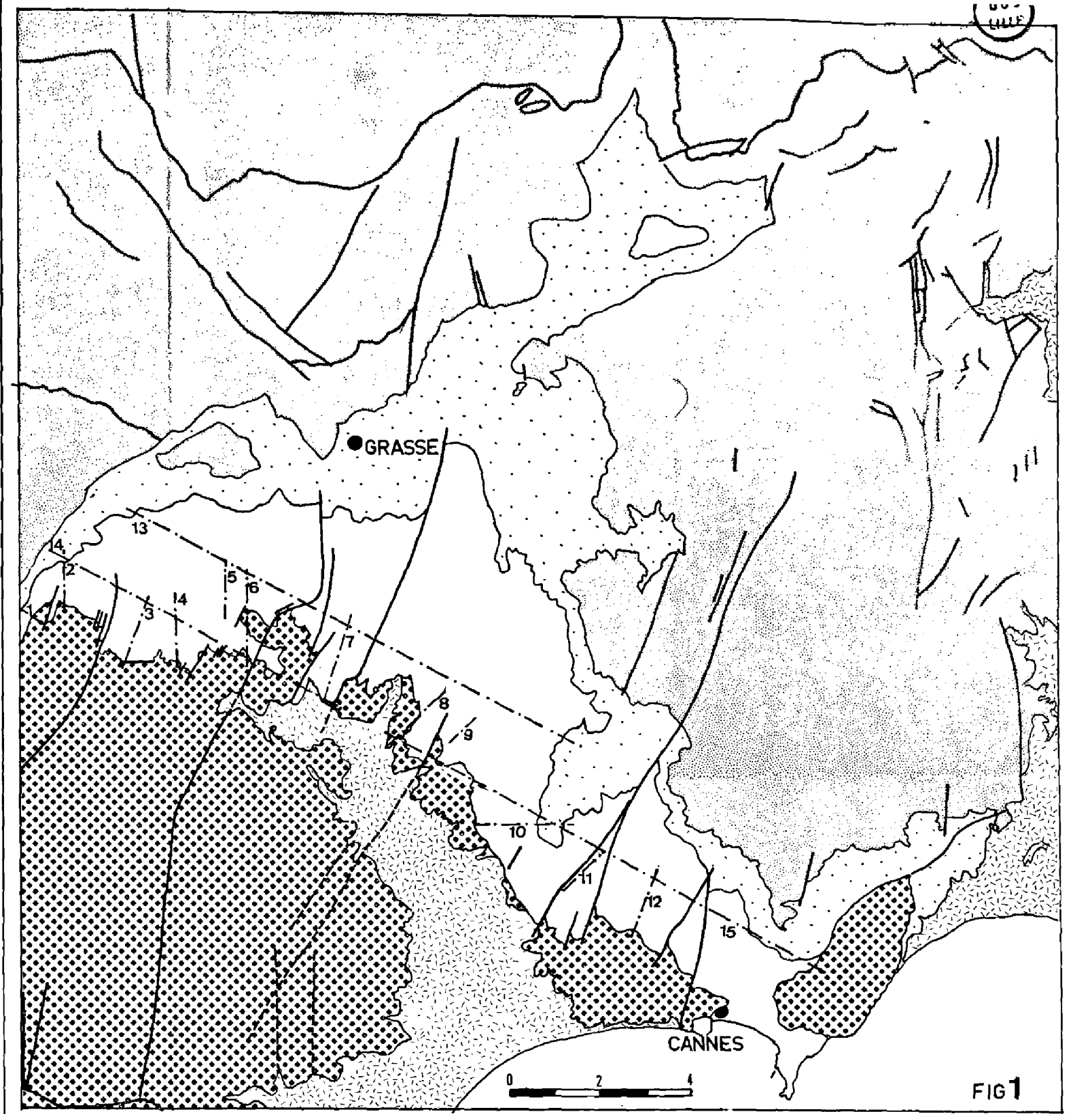


FIG 1

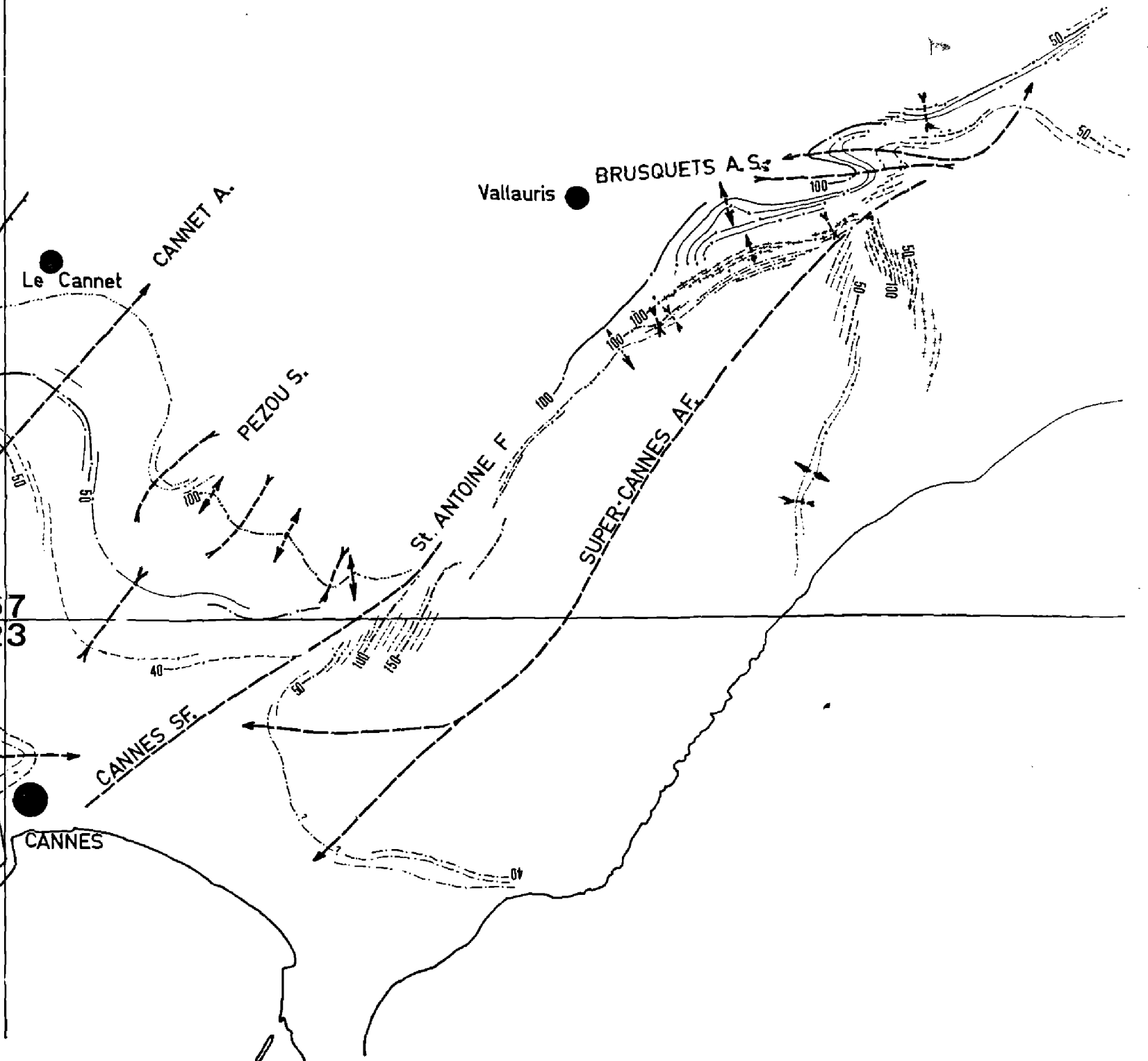
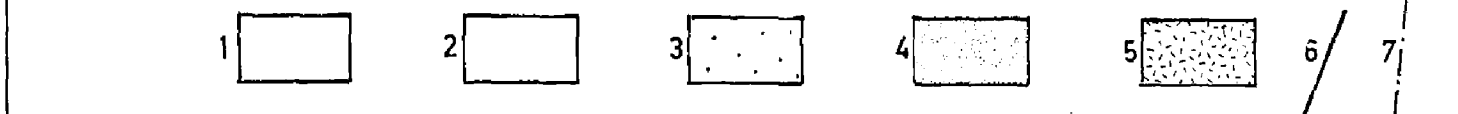


FIG 2

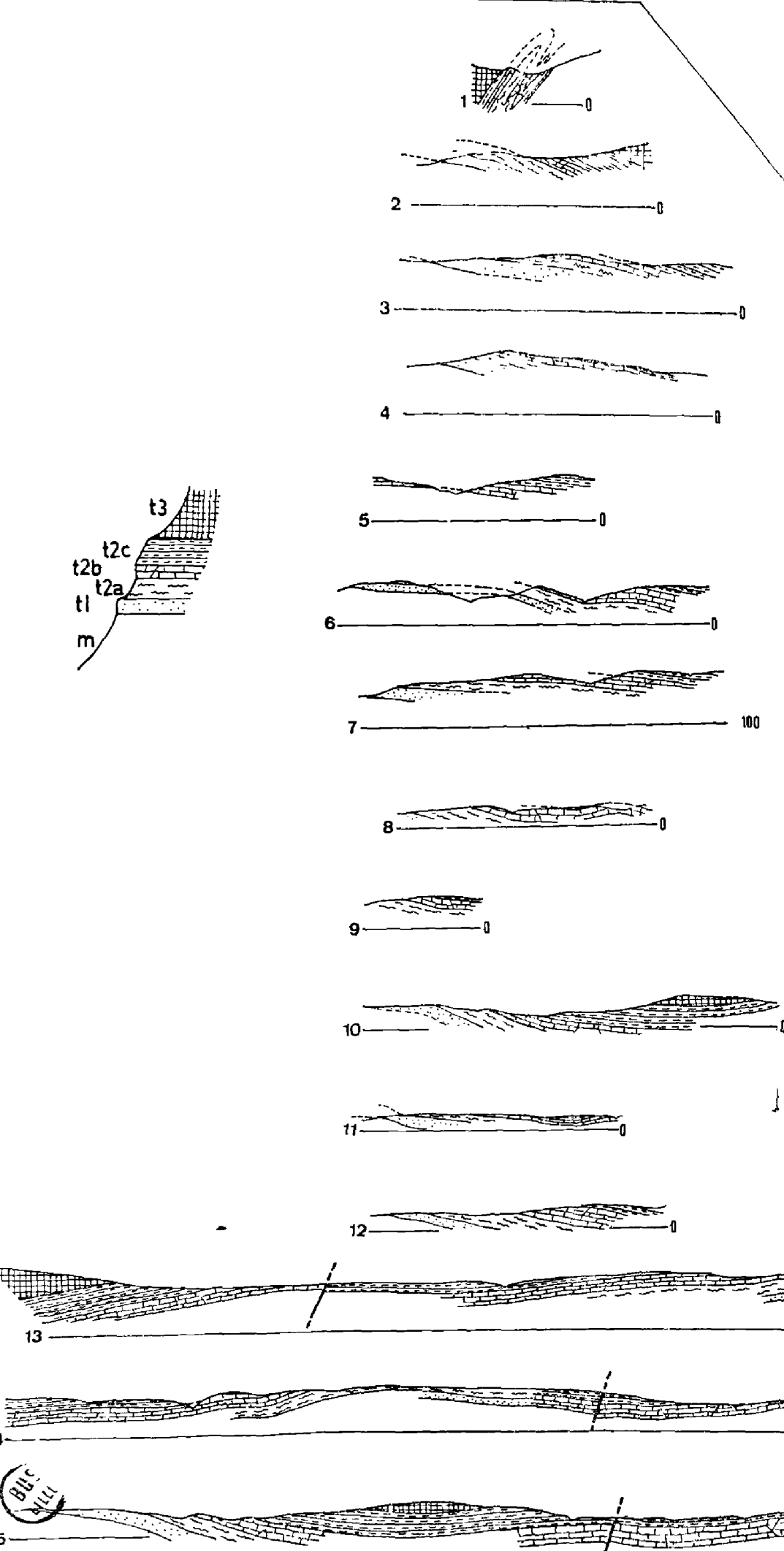


FIG 2

Fig. 2. — Coupes en série en travers la bordure triasique entre Grasse et Cannes. m. Soles métamorphiques; t1, Grès bigarré; t2a, Muschelkalk inférieur dolomitique (Anhydritgruppe); t2b, Muschelkalk calcaire; t2c, Muschelkalk supérieur dolomitique (Lettenkohle); t3, Keuper. L'emplacement des coupes est porté sur la fig. 1. (F, failles; A, anticlinal; S, synclinal; AF, anticlinal de fond; SF, synclinal de fond).

Fig. 3. — Carte structurale des basses du Grès bigarré, de l'Anhydritgruppe, du Muschelkalk calcaire, et de la Lettenkohle, entre Grasse et Cannes. Ecartement des courbes 10 m. Altitudes rapportées au niveau de la mer. 1, Courbes de la base du Grès bigarré; 2, Courbes de la base de l'Anhydritgruppe; 3, Courbes de la base du Muschelkalk calcaire; 4, Courbes de la base de la Lettenkohle; 5, Courbes de la base du Keuper; 6, Failles; 7, Axes anticlinaux principaux; 8, Axes de fronces anticlinaux; 9, Axes synclinaux principaux; 10, Axes de fronces synclinales. N.B. — Le quadrillage et les gros chiffres dans les angles correspondent aux limites et aux numéros des plans directeurs 5, 6 et 7 de la feuille de Grasse et des plans directeurs 2 et 3 de la feuille de Cannes au 50.000.

Fig. 1. — Schéma géologique de la région de Grasse-Cannes. 1, Soles métamorphiques; 2, Trias inférieur et moyen; 3, Keuper; 4, Jurassique et Tertiaire de l'aile orientale de l'arc de Castellane (au Nord-Ouest) et de la zone de Voce (à l'Est); 5, Pliocène et Quaternaire; 6, Failles; 7, Emplacements des coupes de la fig. 2.

Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois

par Charles DELATTRE, Jean POLVÊCHE, Bernard et Gérard WATERLOT

L'établissement des feuilles géologiques de l'Avesnois, à l'échelle de 1/50 000, nous a amenés à détailler davantage que sur la carte à l'échelle de 1/80 000 les différentes assises du Dinantien, encore qu'il nous ait été impossible de les représenter toutes à l'échelle de la carte. L'examen de différents sondages et des travaux en carrières nous ont permis de préciser certains contours ; les études antérieures de J. Gosselet (1888), L. Cayeux (1889) et A. Carpentier (1913) nous ont été très précieuses pour compléter nos observations, actuellement bien souvent gênées par le comblement des petites carrières qu'ont connues les anciens. La connaissance des directions des couches nous a permis de rattacher certaines bandes calcaires malgré les solutions de continuité dues à des recouvrements par des terrains plus récents (limons ou sables tertiaires). Le Dinantien de l'Avesnois étant réparti en quatre parties inégales par le découpage des feuilles, il nous a semblé intéressant de présenter un tableau d'ensemble. Celui-ci groupe les observations de B. W. sur la partie SE de la feuille du Quesnoy, de G. W. sur la partie SW de la feuille de Maubeuge et la partie E de la feuille d'Avesnes, de C. D., J. P. et G. W. sur la partie W de la feuille de Trélon.

Avant de présenter l'allure des différents plis décelés par notre étude, nous ferons remarquer que le synclinal de Quartes (fig. 1, I) a pu être dessiné grâce à de nombreux sondages effectués par l'E.D.F. en vue de l'installation de la Centrale thermique de Pont-sur-Sambre, au lieu-dit Pantignies ; certains de ces sondages ont atteint les schistes fameniens francs, sous plusieurs mètres de limons et d'autres, le Strunien, tandis que le calcaire crinoïdique de Marbaix (Tournaisien inférieur) était observé dans la tranchée du gazoduc récemment creusée (octobre 1967) pour la traversée de la Sambre entre la Panneterie et la ferme Drapier. J. Gosselet a indiqué, en pleine zone occupée par des limons, un îlot de terrains fameniens entre les lieux-dits « Les 4 Bras » et « Lhoripette », au

S de Bachant, cet îlot étant représenté en partie à la limite S de la feuille de Maubeuge au 1/80 000 et en partie à la limite N de la feuille de Rocroi au 1/80 000. Nos observations nous conduisaient à considérer que si cet îlot se trouvait bien situé sur l'axe anticlinal du Rohuê-Fontaine (fig. 1, B), par contre, ce dernier montre à l'affleurement, près de Lhoripette, du calcaire noir de Bachant (Viséen inférieur). La recherche de Famennien s'est montrée infructueuse ; quelques rares fragments de schistes existent bien dans les limons mais aucun affleurement n'est visible. En ce lieu, l'un de nous (G. W.) a fait procéder à deux sondages dont l'un a révélé une épaisseur de limons dépassant 3 m et l'autre a atteint, à la profondeur de 2 m, un calcaire noir à grain fin du type « calcaire de Bachant ». Nous admettons donc qu'il n'existe pas de Famennien en ce lieu. Parmi les accidents, nous n'avons figuré que les principaux. Les failles transverses représentées ont été observées sur le terrain, soit directement par l'examen des carrières ou celui des roches rencontrées par les forages, soit par leurs effets sur les assises du Dinantien qui se trouvent subitement déboîtées, avec parfois des changements accusés de direction. Il reste évident que bien d'autres failles transverses doivent exister mais n'ont pas été décelées par suite d'une couverture trop importante de limons. Ceux-ci n'ont pas été représentés sur la figure.

La phase asturienne de l'orogénèse hercynienne a plissé les terrains primaires et les a parfois redressés à la verticale (Fontaine et secteur de Lhoripette, fig. 2 et 3) ; le Dinantien montre une disposition en petits synclinaux de direction générale E 10 à 15° N, sauf dans le secteur E (Aibes, Damousics) où elle devient W-E ; parmi ces synclinaux, deux d'entre eux admettent un cœur de Namurien ; ils sont disposés en bandes parallèles que séparent des anticlinaux de Famennien supérieur. La succession stratigraphique est trop connue pour que nous la répétions ici dans le détail. Nous la reproduisons d'ailleurs dans les notices expli-

catives des différentes feuilles au 1/50 000. Nous dirons simplement comment nous avons groupé les différentes assises sur la carte que nous présentons (fig. 1), en signalant leurs particularités locales.

Le **Famennien** (d 6) appartient en totalité à la partie supérieure de l'étage ; il est schisteux au S de l'Helpe majeure (faciès des schistes de la Famenne ; ce sont les schistes de Sains de J. Gosselet à *Camarotochia* gr. *letiensis*) ; au N de l'Helpe majeure, il devient plus arénaïc et tend vers le faciès des psammites du Condroz.

Le **Strunien** (h 1a) est classique en ce lieu puisque le type de l'étage a été pris par J. Gosselet dans la carrière du Pareq à Etrœungt ; il est formé d'une alternance de psammites et de schistes dans lesquels s'intercalent progressivement des bancs de schistes calcaireux puis des calcaires purs crinoïdiques devenant rapidement prédominants. L'étage est connu pour être une formation de passage du Dévonien supérieur schisto-gréseux au Dinantien calcaire, tant par sa composition lithologique que par sa faune mixte de *Cyrtospirifer verneuili* et *Productella subaculeata* dans les schistes et de *Spirifer tornacensis* et *Productus (Avonia) niger* dans les calcaires. La grande abondance des calcaires compacts ou crinoïdiques nous font représenter le Strunien avec l'indice de base du Tournaisien.

L'étage a au moins une puissance de 25 m pouvant probablement atteindre 40 à 50 m. Sur la carte, il forme souvent des bandes minces du fait du redressement des couches, mais il peut aussi affleurer longtemps, comme dans le synclinal de Sars-Poteries (fig. 1, VII), quand il est très mollement ondulé.

Le **Tournaisien** (h 1b) n'a pu être divisé sur la carte à cause de l'épaisseur souvent faible des assises et surtout de l'état des affleurements qui ne permet pas de maintenir partout la distinction qui peut être établie dans de rares carrières où l'étage a été exploité. Il comprend donc toute la série des assises bien connues dans l'Avesnois : calcaire noir d'Avesnelles, à *Prod. niger*, surtout développé aux environs d'Avesnes (5 à 8 m), schistes d'Avesnelles à *Spiriferellina peracuta* (20 m), « petit granite » de Marbaix (18 à 23 m), calcaire bleu à phtanites (6 à 26 m) et dolomie crinoïdique tournaisienne, dite du Camp de César (15 à 25 m suivant les lieux). L'épaisseur totale de l'étage peut donc varier entre 65 et 100 m environ.

Le **Viséen inférieur** (h 2a) comprend deux sous-assises dont l'inférieure présente un faciès de

calcaire vaseux dans le Nord, avec le calcaire noir de Bachant (h 2 a1) à *Productus longispinus* (40 à 45 m) et un faciès plus côtier dans le sud, avec un complexe de calcaire bréchoïde et oolithique, massif, à *Productus sublaevis*, de calcaires dolomitiques ou de dolomies massives (25 à 30 m). La sous-assise supérieure est faite de calcaire gris noir, grenu, dolomitique alternant avec une dolomie grise (h 2 a2) à *Daviesiella Uanqollensis* (20 m dans le sud de l'Avesnois et 60 m dans le nord).

Le **Viséen moyen et supérieur** (h 2 b) n'a pu être subdivisé sur la carte à cause du peu d'épaisseur des assises. Le Viséen moyen (h 2 b1) est représenté par le calcaire de Fontaine ou calcaire à « points cristallins », à *Productus cora*, de teinte gris bleu à gris clair, formant un excellent niveau repère (45 m au N et 15 ou 20 m au S de l'Avesnois). Le Viséen supérieur (h 2 b2) débute avec le calcaire bréchiforme gris bleu de Limont qui comporte, dans sa partie inférieure, le banc spécial de brèche dit « Banc d'or » et dont l'épaisseur peut aller de 0,20 m au sud, à 25 ou 35 m au nord de l'Avesnois ; il se poursuit par le calcaire bleu noir à taches rouges de St-Hilaire à *Productus (Gigantella) gigantes* (de 7 m au S à 20 ou 30 m au N) ; il se termine par le niveau de Queue-Noir-Jean à schistes noirs et phtanites, avec quelques bancs de calcaire compact gris foncé, à phtanites et lits anthraciteux, formant passage au Namurien (7 m). L'épaisseur totale est faible (25 m environ dans le S et 90 à 110 m dans le N de l'Avesnois).

Le **Namurien** de Berlaimont et de Taisnières-en-Thiérache (h 3) est composé de grès quartzeux grisâtres, légèrement micacés, contenant parfois des débris schisteux, et de schistes fins, noirs, très fissiles, à *Glyphioceras diadema*, avec quelques petits niveaux charbonneux inexploitable.

L'examen de la carte des terrains primaires telle qu'on peut la représenter, après avoir éliminé les formations géologiques plus récentes, montre qu'il existe quatre groupes de synclinaux carbonifères bien séparés entre eux par des bandes de Dévonien supérieur, chacun de ces groupes pouvant se subdiviser en synclinaux de deuxième ordre. Tout cet ensemble disparaît à l'ouest sous une couverture de terrains secondaires (fig. 1). Le schéma présenté reste, dans ses grandes lignes, assez comparable à celui de A. Carpentier (1913, p. 6, fig. 1) avec davantage de détails et certaines modifications de structure.

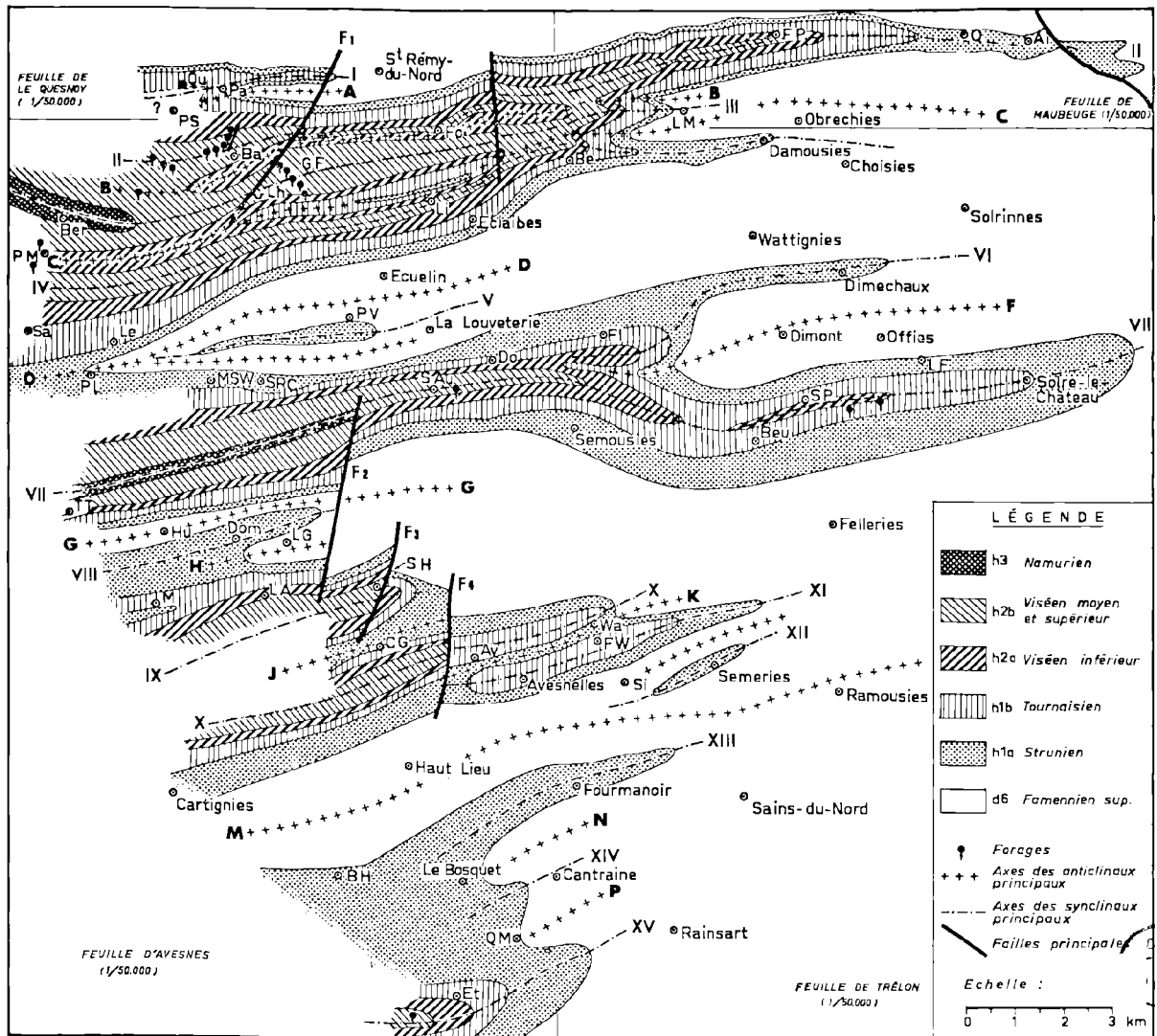


FIG. 1. — Structure du Dinantien de l'Avesnois.

A, Anticlinal de Pantignies ; B, Ant. du Rohu -Fontaine ; C, Ant. du Pont-des-Moines - Rue-des-Esclaves (  Limont) ; D, Ant. de Petit-Landrecies-Ecuclin ; E, Ant. de la Louveterie ; F, Ant. de Dimont ; G, Ant. de Hugemont ; H, Ant. de la Guetterie ; J, Ant. de Château-Gaillard ; K, Ant. de Waudrechies ; L, Ant. de Sibérie ; M, Ant. de Haut-Lieu-Ramousies ; N, Ant. du Bosquet ; P, Ant. de Quatre-Maisons ;

I, Synclinal de Quartes-St-Rémy-du-Nord ; II, Syn. de Bachant - Ferrière-la-Petite ; III, Syn. de Berlaimont-Lhoripette - La Marlière ; IV, Syn. de Limont - Damousies ; V, Syn. de Pot-de-Vin ; VI, Syn. de Floursies-Dimechaux ; VII, Syn. de Taisnières - St-Aubin - Sars-Poteries ; VIII, Syn. de Dompierre-sur-Helpe ; IX, Syn. de St-Hilaire ; X, Syn. d'Avesnes ; XI, Syn. d'Avesnelles ; XII, Syn. de Sémeries ; XIII, Syn. de Fourmanoir ; XIV, Syn. de Cantraine ; XV, Syn. d'Etrœungt.

F1, faille de Lhoripette ; F2, faille du Pont-des-Loups ; F3, faille de St-Hilaire ; F4, faille d'Avesnes.

Ai, Aibes ; Av, Avesnes ; Ba, Bachant ; Be, Beaufort ; Ber, Berlaimont ; Beu, Beugnies ; BH, Boulogne-sur-Helpe ; CG, Château-Gaillard ; Do, Dourlers ; Dom, Dompierre ; Et, Etrœungt ; F1, Floursies ; F , Fontaine ; FP, Ferrière-la-Petite ; FW, Flaumont-Waudrechies ; GF, Grande-Fache ; Hu, Hugemont ; LA, Les Ardennes ; Le, Leval ; LF, Lez-Fontaine ; LG, La Guetterie ; Lh, Lhoripette ; Li, Limont-Fontaine ; LM, La Marlière ; M, Marbaix ; MSW, Monceau-St-Waast ; Pa, Pantignies ; PL, Petit-Landrecies ; PM, Pont-des-Moines ; PS, Pont-sur-Sambre ; PV, Pot-de-Vin ; Q, Qui velon ; QM, Quatre-Maisons ; Qu, Quartes ; Sa, Sassegnies ; SAu, St-Aubin ; Sem, Sémeries ; SiL, St-Hilaire ; Si, Sibérie ; SP, Sars-Poteries ; SRC, St-Rémy-Chaussée ; TT, Taisnières-en-Thiérache ; Wa, Waudrechies.

PREMIER GROUPE DE SYNCLINAUX de Aibes à l'est, à Pont-sur-Sambre et Leval, à l'ouest.

Le synclinal de Quartes à St-Rémy-du-Nord (I) est bien marqué par la présence de calcaire noir très crinoïdique (« petit granite » de Marbaix) à 200 m au NE de la Panneterie, en bordure de la Sambre (direction W-E ; pendage 40° N). Des sondages ont montré la présence du Strunien calcaire et psammitique et des schistes famenniens vers le nord, à mi-chemin entre Pantignies et la Blanche Borne, sous 3 à 15 m de limons, et de schistes famenniens vers le sud en bordure du Bois Georges, près de la route de Pantignies.

L'anticlinal de Pantignies (A) est marqué par la présence de schistes jaunes micacés rencontrés par les sondages de l'E.D.F. entre 4 et 6 m de profondeur, sous les limons, dans le secteur situé à 200 m au nord du Bois Georges ; il se poursuit à l'est dans les schistes et psammites famenniens du secteur méridional de St-Rémy-du-Nord.

Le synclinal de Bachant à Ferrière-la-Petite et Aibes (II) se poursuit sur 21 km de longueur. A Aibes, il ne comprend qu'une petite cuvette de schistes psammitiques et de calcaire crinoïdique du Strunien (J. Gosselet, 1888, p. 565), subissant un décrochement vers le sud par l'effet d'une faille transverse. L'envoyage du synclinal se produit graduellement vers l'ouest. On y observe le faciès caractéristique du calcaire noir de Bachant ainsi que le maximum de développement des couches dolomitiques et bréchoïdes à *Daviesiella* (60 m) et du faciès de calcaire massif à *Productus cora* (45 m) à Ferrière, Fontaine et Bachant ; le calcaire de Limont (Viséen supérieur) forme le cœur du synclinal, bien visible à Ferrière (carrières des Fouées) et à Fontaine.

L'anticlinal de Rohuë-Fontaine (B) part du N de la Marlière, passe à Fontaine où il est constitué de dolomie à *Daviesiella* et de calcaire noir de Bachant, et au S du village de Bachant où le calcaire noir forme un anticlinal ondulé, bien visible dans les anciennes carrières situées entre la voie ferrée Aulnoye-Jeumont et la grande exploitation de Lhoripette (fig. 2).

Le synclinal de Berlaimont-Lhoripette-La Marlière (III) est l'un des plus complets puisqu'il admet, en son centre, les schistes namuriens à *Glyphioceras diadema* ; ceux-ci affleurent dans le talus de la route près du carrefour situé à 750 m à l'E du clocher de Berlaimont et ont fait l'objet d'une recherche de houille à 100 m plus à l'E (Carpentier, 1913, p. 105). A Lhoripette, ainsi que A. Carpentier l'a déjà noté (1913, p. 102-104), les deux flancs sont formés par le calcaire noir de Bachant supportant le calcaire gris clair à *Prod. cora* puis les calcaires bleus de la base du Viséen supérieur avec le « banc d'or » et, tout à fait au centre, les bancs très plissés et redressés du calcaire de Limont avec une faille de décrochement (fig. 2) à rejet S que l'on retrouve un peu plus à l'est, à la Grande Fache (fig. 3). A La Marlière, sous le calcaire noir de Bachant, le calcaire construit à Fenestelles (faciès waulsortien) a été exploité ; sous lui, le « petit granite » et les schistes à *Spiriferellina* annoncent la fermeture du synclinal.

L'anticlinal du Pont-des-Moines (C) à la Rue-des-Esclaves (Limont) fait remonter la dolomie à *Daviesiella*, rencontrée par forage, à Pont-des-Moines, entre deux synclinaux de Viséen supérieur (III et IV) ; il passe à l'ancienne carrière Adam, au S de Lhoripette (fig. 2), où il montre la dolomie tournaisienne, et au lieu-dit la Rue-des-Esclaves à Limont où le « petit granite » affleure.

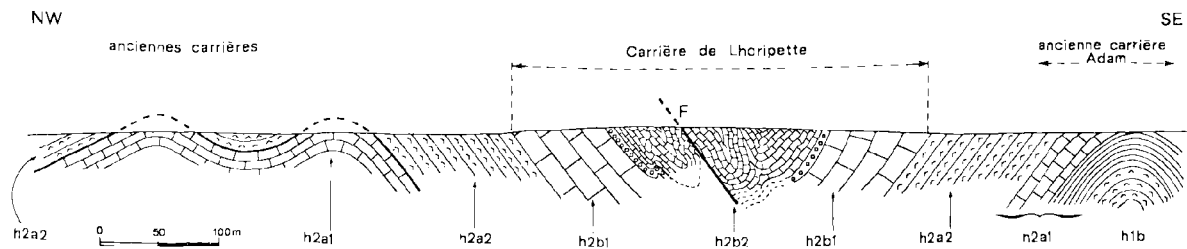


FIG. 2. — Coupe du synclinal de Lhoripette (Bachant) à Lhoripette.

h1 b, dolomie tournaisienne du Camp de César (Tournaisien supérieur) ; h2 a1, calcschiste et calcaire noir de Bachant ; h2 a2, dolomie à *Daviesiella* (Viséen inférieur) ; h2 b1, calcaire de Fontaine à *Productus cora* (Viséen moyen) ; h2 b2, calcaire bréchiforme de Limont (Viséen supérieur) ; F, faille de Lhoripette.

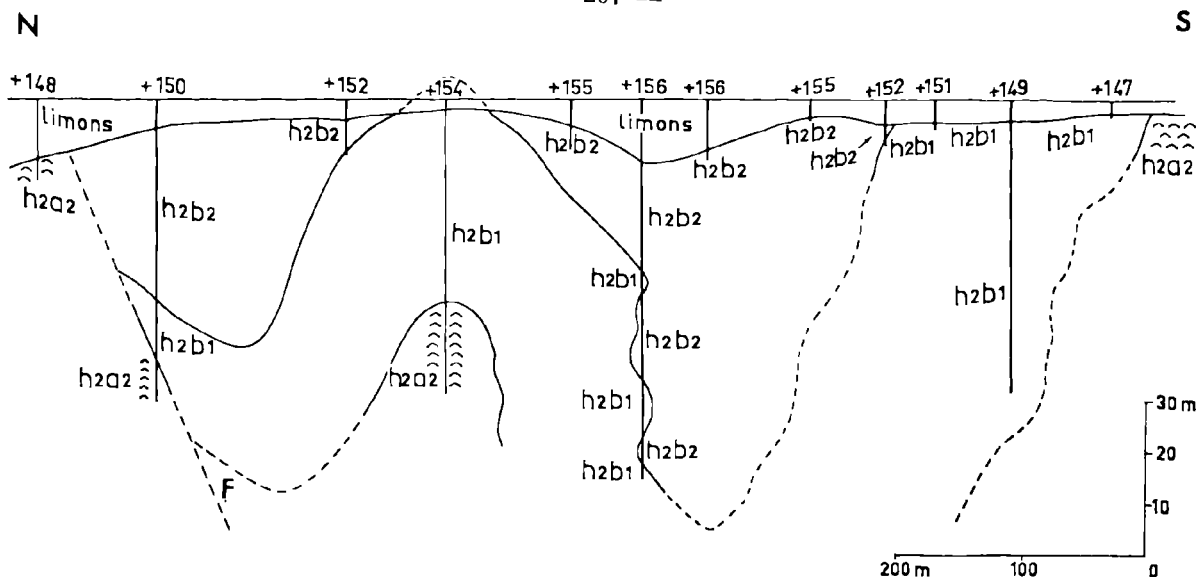


FIG. 3. — Coupe du synclinal de Lhoripette à la Grande-Fache (Bachant), d'après les résultats de petits sondages carottés et de forages profonds effectués par la Société Eau et Force, à Anzin (Nord). h1 b, dolomie tournaissienne du Camp de César (Tournaisien supérieur); h2 a1, calcschiste et calcaire noir de Bachant; h2 a2, dolomie à *Daviesiella* (Viséen inférieur); h2 b1, calcaire de Fontaine à *Productus cora* (Viséen moyen); h2 b2, calcaire bréchiforme de Limont (Viséen supérieur); F, faille de Lhoripette.

Le synclinal de Limont-Damousies (IV) est marqué à Limont par la réapparition du calcaire massif à *Prod. cora* avec son épaisseur maximale, dans une cuvette de dolomie à *Daviesiella*, et à Damousies par une bande de Strunien entourée de Famennien. Le calcaire noir de Bachant conserve son faciès caractéristique dans ce synclinal.

DEUXIÈME GROUPE DE SYNCLINAUX de Taisnières-en-Thiérache à Dimechaux et Solre-le-Château.

Entre le groupe précédent et celui-ci vient l'anticlinal de Petit-Landrecies (D), fait de Famennien supérieur, qui se divise bientôt en deux anticlinaux, celui d'Écuclin au N (D) et celui de la Louveterie au S (E), admettant entre eux le petit synclinal de Pot-de-Vin (V) ainsi que l'avait noté A. Carpentier (1913, p. 148) lorsqu'il écrivit « entre Doullers et Eclaibes, plusieurs plis affectent les schistes et psammites famenniens ».

Le synclinal de Floursies-Dimechaux (VI) est un diverticule du grand pli de Taisnières à Solre réalisé sur son flanc N. Il ne contient que du Strunien à Dimechaux et un peu de calcaire de Bachant reposant sur le Tournaisien à Floursies (dolomie superposée à du calcaire à phtanites noirs).

L'anticlinal de Dimont (F) est constitué par des psammites à végétaux et des schistes à nodules calcaires avec de grands *Spirifer verneuili* (J. Gosselet, 1888, p. 567; A. Carpentier, 1913, p. 146). Au S de Floursies, il est marqué par un passage de calcaire bleu à phtanites, du Tournaisien supérieur, entre deux bandes de calcaire viséen.

Le synclinal de Taisnières - St-Aubin - Sars-Poteries (VII) s'allonge à l'affleurement sur plus de 22 km depuis Taisnières jusqu'au delà de Solre-le-Château, en subissant des ondulations par l'effet de plis transverses. C'est l'un de ces plis qui crée la déviation de l'axe du synclinal entre Semousies et Beugnies. A. Carpentier (1913, p. 147) a bien noté une telle déviation des plis à ce niveau (entre Floursies et Dimont) mais a laissé leur individualité au petit synclinal de Dimechaux et à celui de Sars-Poteries, considérant que ce dernier pouvait se situer dans le prolongement du synclinal de St-Hilaire (*ibid.* p. 144). Certes, les affleurements sont rares sur le bord S du synclinal, à Beugnies, et le bord N à Sars-Poteries, par suite du recouvrement partiel par des argiles et des sables tertiaires; toutefois, leurs positions et la direction des couches nous font penser qu'il s'agit bien d'une digitation du synclinal de Taisnières, au niveau de Floursies et de Semousies ainsi que nous le repré-

sentons (fig. 1). Dans ce synclinal, on peut noter que le calcaire noir de Bachant ne conserve que partiellement son faciès caractéristique, à Lez-Fontaine, annonçant son passage au faciès de calcaire plus côtier du sud de l'Avesnois. Les couches dolomitiques et bréchoïdes à *Daviesiella* présentent leur maximum de développement à Taisnières et à Sars-Poteries; le calcaire massif à *Prod. cora* conserve, à Taisnières, St-Aubin et Dourlers, l'épaisseur maximale qu'il avait plus au N dans le synclinal de Bachant-Ferrière. Le cœur du synclinal paraît très plissé avec couches fortement redressées à Dourlers et St-Aubin car, dans un forage récent situé à 500 m à l'E de St-Aubin, la brèche rouge de Dourlers (Viséen supérieur) a été traversée sur une épaisseur de 92,50 m sans que l'ouvrage ait pu atteindre une autre formation. Par suite d'un ennoyage vers l'ouest, la partie centrale du synclinal est occupée par les schistes namuriens à Taisnières, l'ennoyage a été aidé par l'action de la faille transversale du Pont-des-Loups, à 2 km W du clocher de St-Aubin, visible dans une carrière où elle met côte à côte du Viséen moyen et du Viséen supérieur très redressé.

TROISIÈME GROUPE DE SYNCLINAUX de Flaumont-Waudrechies à l'est, à Dompierre et Cartignies à l'ouest.

Entre ce groupe et le précédent, l'anticlinal de Hugemont (G) est occupé par les schistes et psammites du Famennien supérieur.

Le synclinal de Dompierre-sur-Helpe (VIII) ne comprend que l'assise des schistes, psammites avec nombreux banes calcaires du Strunien, plissée bientôt, au S, par l'anticlinal de la Guetterie (H) de faible amplitude.

Le synclinal de St-Hilaire (IX) présente un ennoyage accusé vers l'W.SW, aidé en cela par l'effet d'une faille transversale passant à St-Hilaire. Toute la série dinantienne y est représentée. Le faciès caractéristique du calcaire noir de Bachant n'est que partiellement conservé à St-Hilaire et Marbaix. Le petit anticlinal de Château-Gaillard (J), fait de Strunien, sépare ce synclinal du suivant, celui d'Avesnes (X). Celui-ci existe déjà au N de Waudrechies, avec le calcaire noir à *Prod. niger*, en cuvette dans le Strunien. A. Carpentier (1913, p. 142) a signalé l'étroitesse du synclinal sous le champ de tir d'Avesnes (à 450 m à l'E du clocher), avec conservation des mêmes assises qu'au N de Waudrechies, puis l'ennoyage sous Avesnes où le Tournaisien est complet; il a

observé également la faille transversale d'Avesnes « rejetant vers l'W.SW les banes de calcaire carbonifère dont la direction initiale était à peu près E-W ». Le synclinal s'approfondit et contient du Viséen moyen et supérieur dans sa partie axiale mais le calcaire à *Prod. cora* y est peu épais.

Le petit anticlinal de Waudrechies (K) est formé d'une étroite bande de Strunien qui sépare le pli d'Avesnes du synclinal d'Avesnelles (XI); celui-ci contient les calcaires dolomitiques du Camp de César à Avesnelles (Tournaisien supérieur); vers l'est, l'axe du pli se redresse et les couches en affleurement sont de plus en plus anciennes; le synclinal reste visible dans les schistes famenniens entre Felleries et Sémeries.

Entre ce groupe de synclinaux et le suivant, on peut signaler la présence du petit anticlinal dévonien de Sibérie (L), le petit synclinal de Sémeries (XII) qui montre, dans la tranchée de chemin de fer à 700 m SW et à 200 m NE du clocher de Sémeries, des alternances de banes schisto-calcaires, de calcaires, de schistes et de psammites à *Spirifer verneuili* et *Sp. strunianus*, attribuables au Strunien, que A. Carpentier a signalées mais n'a pas fait figurer sur sa carte (1913, p. 6, fig. 1). Vient alors le grand anticlinal de Haut-Lieu-Ramousies (M) qui ramène au jour une large bande de Famennien.

QUATRIÈME GROUPE DE SYNCLINAUX de Fourmanoir à Boulogne-sur-Helpe et Etrœungt.

Le synclinal de Fourmanoir (XIII) et celui de Cantraine (XIV) séparés par la faible ondulation anticlinale du Bosquet (N), ne contiennent que du Strunien, de même que l'anticlinal de Quatre-Maisons (P). Les prolongements des plis peuvent être observés plus à l'est dans les schistes famenniens, notamment dans la tranchée de la voie ferrée Aulnoye-Hirson.

Le synclinal d'Etrœungt (XV) affleure à la carrière du Parcq, à l'est d'Etrœungt, là où le type de l'étage strunien a été pris par J. Gosselet. Il s'approfondit vers l'ouest et contient un Tournaisien où l'on décèle le calcaire à *Prod. niger*, le « petit granite » et des calcaires dolomitiques très crinoïdiques. Le Viséen inférieur est représenté par du calcaire massif à *Prod. sublaevis* alternant avec des banes de calcaire dolomitique. Le synclinal disparaît ensuite sous la couverture de terrains secondaires (Cénomaniens); toutefois, un puits com-

munal a récemment traversé cette couverture et a atteint le calcaire gris blanchâtre, en gros banes massifs, à *Prod. cora* du Viséen moyen, qui n'avait encore pas été observé dans ce synclinal.

Des ondes transverses recourent les grands plis de direction hereynienne et produisent sur leurs axes des zones d'ennoyage, favorisant la conser-

vation du Viséen le plus élevé et parfois de Namurien, et des zones de surélévation correspondant à un développement des secteurs occupés par les terrains dévoniens. Ces mouvements de surélévation sont souvent accompagnés de failles transverses dont l'effet est très accusé dans les environs d'Avesnes et St-Hilaire.

OUVRAGES CONSULTÉS

CARPENTIER A. (1913). — Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. VII, n° 2.

CAYEUX L. (1889). — Description géologique du canton d'Avesnes-Nord. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 16, p. 280-339. Structure de la bande de calcaire carbonifère de Taisnières-sur-Helpe. *Ibid.*, p. 344-353.

GOSSELET J. (1880). — Description géologique du canton de Berlaimont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 7, p. 270-302.

GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Carte Géol. France*.

Carte géologique détaillée de la France au 1/80.000 : feuilles de Maubeuge, par J. GOSSELET (1879), et de Rocroi, 2^e édition, par G. Delépine et A. Carpentier pour le Carbonifère (1939).



Supplément à l'étude des Neuroptéridées du Nord de la France. Figuration complémentaire du *Linopteris regniezi* LAVEINE

par Jean-Pierre LAVEINE (1)

(Planches XVIII et XIX)

L'espèce *Linopteris regniezi* a été créée récemment (2), compte tenu des données stratigraphiques survenues en cours d'étude, alors qu'au départ l'auteur ne pensait pas la séparer du *Linopteris* cf. *obliqua* BUNBURY, et c'est la raison pour laquelle une seule pinnule de cette espèce est figurée dans le travail déjà rappelé. Le but de la présente note

est donc uniquement de fournir une figuration complémentaire de l'espèce afin d'en faciliter la détermination. On trouvera la diagnose et les renseignements relatifs au *Linopteris regniezi* LAVEINE ainsi que des indications bibliographiques dans l'ouvrage cité en note infrapaginale.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE XVIII

- FIG. 1. — Pinnules éparses. Gr. nat.
A, pinnules agrandies fig. 1a, même planche.
- FIG. 1a. — Partie A de la figure précédente. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1038.
- FIG. 2. — Pinnules éparses. Gr. nat.
A, pinnule agrandie fig. 2a, même planche.
- FIG. 2a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1038.

(1) Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de l'Université de Lille, B.P. 36, Lille-Distribution, 59.

(2) LAVEINE J.P. (1967). — Les Neuroptéridées du Nord de la France. *Et. géol. Atl. Top. sout., H.B.N.P.C.*, I. - Flore fossile, 5^e fasc., Texte, pp. 1-344, Pl. A-P ; Atlas, Pl. I-LXXXIV.

- FIG. 3. — Plaque de schiste avec pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. POTONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.
A, pinnule agrandie fig. 3a, même planche.
- FIG. 3a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.
Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.
Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1039.
- FIG. 4. — Pinnule orbiculaire. Gr. nat.
- FIG. 4a. — Même échantillon. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1040.
- FIG. 5. — Pinnule orbiculaire. Gr. nat.
- FIG. 5a. — Même échantillon. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4 Rec. S-O 500, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : H.B.N.P.C., Service géologique central, N 1900.

FIG. 6. — Pinnule isolée. Gr. nat.

FIG. 6a. — Pinnule précédente. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 234.

FIG. 7. — Pinnule isolée. Gr. nat.

FIG. 7a. — Même échantillon. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4. Rec. S-O 500, veine Bienvenue inférieure.

Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.

Collection : H.B.N.P.C., Service géologique central, N 1900.

FIG. 8. — Pinnule isolée. Gr. nat.

FIG. 8a. — Échantillon précédent. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.

Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1041.

FIG. 9. — Pinnules éparses. Gr. nat.

FIG. 9a. — Même échantillon. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Valenciennes, Fosse Cuviniot, 1^{re} passée au toit de 16^e veine du Sud.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 663.

FIG. 10. — Pinnules éparses. Gr. nat.

A, pinnule agrandie fig. 10a, même planche.

FIG. 10a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1039.

FIG. 11. — Pinnules éparses. Gr. nat.

A, pinnule agrandie fig. 11a et b, même planche.

FIG. 11a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.

FIG. 11b. — Même échantillon. Gr. = 5.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.

Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.

Collection : H.B.N.P.C., Service géologique central, N 2035.

FIG. 1. — Plaque de schiste avec pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. PORONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.

A, pinnule agrandie fig. 1a, même planche.

FIG. 1a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 535.

FIG. 2. — Pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. PORONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.

A, pinnule agrandie fig. 2a, même planche.

FIG. 2a. — Pinnule A de la figure 2. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1039.

FIG. 3. — Pinnule orbiculaire. Gr. nat.

FIG. 3a. — Même échantillon. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 535.

FIG. 4. — Pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. PORONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.

A, pinnule agrandie fig. 4a, même planche.

FIG. 4a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 535.

FIG. 5. — Pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. PORONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.

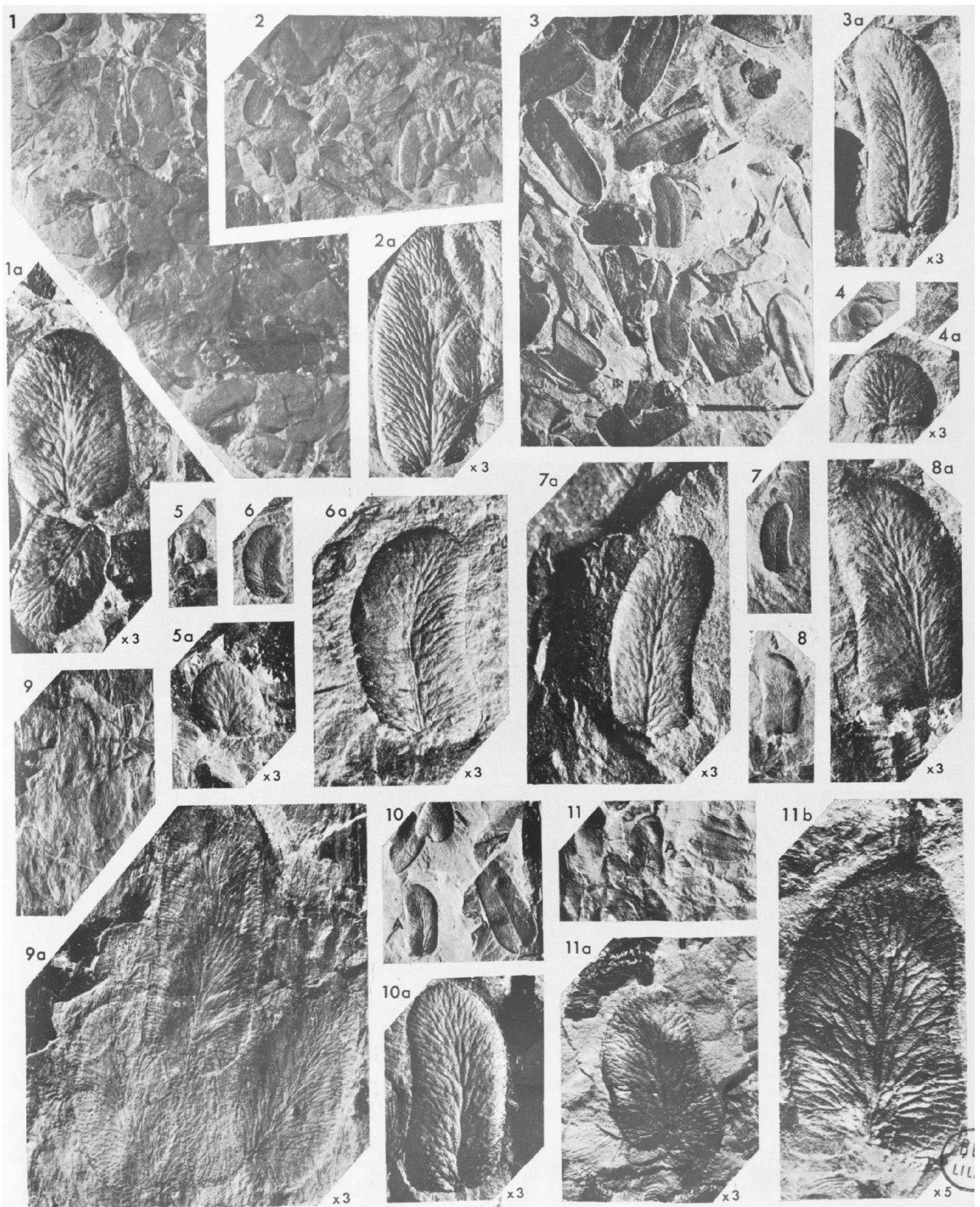
A, pinnule agrandie fig. 5a, même planche.

FIG. 5a. — Pinnule A de la figure précédente. Gr. = 3.

Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.

Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.

Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 535.



- FIG. 6. — Pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. POTONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.
A, pinnule agrandie fig. 6a, même planche.
- FIG. 6a. — Pinnule A de la figure 6. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 2, veine St-Augustin.
Assise : Bruay, partie supérieure du faisceau de Six-Sillons.
Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 535.
- FIG. 7. — Pinnule orbiculaire. Gr. nat.
- FIG. 7a. — Même échantillon. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4. Rec. S-O 500, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : H.B.N.P.C., Service géologique central, N 1900.
- FIG. 8. — Pinnules éparses de *Paripteris pseudogigantea* H. POTONIE et de *Linopteris regniezi* LAVEINE. Gr. nat.
A, pinnule agrandie fig. 8a et b, même planche.
- FIG. 8a. — Pinnule A de la figure 8. Gr. = 3.
- FIG. 8b. — Même échantillon. Gr. = 5.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : H.B.N.P.C., Service géologique central, N 2035.
- FIG. 9. — Pinnules éparses. Gr. nat.
- FIG. 9a. — Même échantillon. Gr. = 3.
Origine : Groupe de Béthune-Nœux, Fosse n° 4, veine Bienvenue inférieure.
Assise : Bruay, partie moyenne du faisceau de Six-Sillons.
Collection : Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille, N 1042.

— « » —

TABLE DES MATIÈRES 1967

TABLE DES MATIERES

Activité de la Société

Elections pour le renouvellement du Conseil d'Administration, p. 11.

Réunion extraordinaire de la Société du 11 juin 1967, p. 109.

Election de nouveaux membres, p. 14, 65, 161.

Séances ordinaires de la Société : 11 janvier, p. 11 ; 1^{er} février, p. 12 ; 1^{er} mars, p. 15 ; 12 avril, p. 65 ; 3 mai, p. 65 ; 7 juin, p. 109 ; 15 novembre, p. 161 ; 13 décembre, p. 161.

Nécrologie

M. Ch. CHARTIEZ, p. 15.

M. P. PRUVOST, p. 109.

Présentation d'ouvrages

Présentation de la carte des bassins houillers d'Afrique réalisée par l'Association des Géologues africains, par M. R. Feys.

Discours

M. P. DOLLÉ, p. 12.

M^{me} S. DEFRETIN, p. 13.

Distinctions honorifiques

M. J. POLVÊCHE, nomination dans l'Ordre du Mérite.

Excursion de la Société

Compte rendu de l'excursion extraordinaire du 11 juin 1967, p. 109.

Stratigraphie

C. DELATRE et M. WATERLOT-PAYRÉ. — Etude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles), p. 21.

- G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET. — Données nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au N de la Sierra de Espuña (Province de Murcie), p. 71.
- P. BROQUET, J. MAGNÉ et J. SIGAL. — La série stratigraphique du Mont Cammarata (Sicani-Sicile), p. 127.
- M. GOULLIART. — Le complexe faillé côtier d'Andresselles Sud, p. 179.
- G. MENNESSIER. — Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (Alpes-Maritimes), p. 193.
- C. DELATTRE, J. POLVÊCHE, B. et G. WATERLOT. — Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois, p. 203.

Sédimentologie

- P. DELLEAU. — De l'importance de l'échelle du phénomène érosion-transport et de la surface d'épandage dans le classement vertical et la disposition horizontale des sédiments pour les sédimentations rythmique et cyclique, p. 171.

Pétrographie et Minéralogie

- P. DOLLÉ. — Les grès à minéraux lourds du Houiller du Nord de la France, p. 55.
- J. SOMMÉ. — Observations sur les sables et galets diestiens du Mont des Cats, p. 77.
- J. CHALARD. — Réflexions sur la définition et la genèse des tonstein. (Application possible au calcul des temps de dépôt relatifs du charbon et des stériles), p. 87.
- R. FEYS, J. GIEFFROY et P. VETTER. — Un cas nouveau de graphitisation du charbon par une intrusion éruptive à Cali (Colombie), p. 145.
- E. MÉRIAUX. — Analyse pétrographique des anthracites de Djerada (Maroc), p. 187.

Paléontologie

- C. BABIN et C.D. CLAUSEN. — Une nouvelle forme du groupe de *Lobobactrites ellipticus* (FRECH, 1897) dans le Famennien de Porsguen (Finistère), p. 17.
- Y. LEMOIGNE. — Reconnaissance paléobotanique dans le Sahara occidental (Région de Tindouf et Gara-Djebilet), p. 31.
- P.M. CORSIN et E. NAKOMAN. — Contribution à l'étude palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace. II. - Etude quantitative, p. 39.
- A.F. DE LAPPARENT et J. PILLET. — Sur quelques Trilobites permo-carbonifères d'Afghanistan, p. 67.
- D. BRICE. — Deux nouvelles espèces de Rhynchonelloidea dans le Dévonien supérieur d'Afghanistan central, p. 95.
- J. RUEDA-GAXIOLA. — Proposition de principes de base pour une classification des pollenospores fossiles, p. 111.
- J. DISTOMBES. — Quelques trilobites rares (*Iachas*, *Amphytrion*, *Dionide*) de l'Ashgill (Ordovicien supérieur) de l'Anti-Atlas, Maroc, p. 123.
- S. LOBOZIAK et C. SOYEZ. — Nouvelles notions sur le genre *Expansisporites* LOBOZIAK, p. 141.
- C. BABIN. — Présence de *Murchisonia intermedia* ARCHIAC & VERNEUIL 1842 dans le Frasnien du Finistère. Quelques remarques sur les Murchisoniidés du Dévonien supérieur, p. 153.
- C. SOYEZ. — Etude quantitative des « *Tuberculatisporites* » au Puits du Midi (Groupe de Douai des H.B.N.P.C.), p. 163.
- J.P. LAVEINE. — Supplément à l'étude des Neuroptéridées du Nord de la France. Figuration complémentaire du *Linopteris regniezi* LAVEINE, p. 211.

Terrains primaires

- C. BABIN et C.D. CLAUSEN. — Une nouvelle forme du groupe de *Lobobactrites ellipticus* (FRECH, 1897) dans le Famennien de Porsguen (Finistère), p. 17.
- C. DELATTRE et M. WATERLOT-PAYRÉ. — Étude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles), p. 21.
- Y. LEMOIGNE. — Reconnaissance paléobotanique dans le Sahara occidental (Région de Tindouf et Gara-Djebilet), p. 31.
- P. DOILLÉ. — Les grès à minéraux lourds du Houiller du Nord de la France, p. 55.
- A.F. DE LAPPARENT et J. PILLET. — Sur quelques Trilobites permo-carbonifères d'Afghanistan, p. 67.
- J. CHALARD. — Réflexions sur la définition et la genèse des tonstein. (Application possible au calcul des temps de dépôt relatifs du charbon et des stériles), p. 87.
- D. BRICE. — Deux nouvelles espèces de Rhynchonelloidea dans le Dévonien supérieur d'Afghanistan central, p. 95.
- J. DESTOMBES. — Quelques trilobites rares (*Lichas*, *Amphytrion*, *Dionide*) de l'Ashgill (Ordovicien supérieur) de l'Anti-Atlas, Maroc, p. 123.
- S. LOBOZIAK et C. SOYEZ. — Nouvelles notions sur le genre *Expansisporites* LOBOZIAK, p. 141.
- C. BABIN. — Présence de *Murchisonia intermedia* ARCHIA & VERNEUIL, 1842 dans le Frasnien du Finistère. Quelques remarques sur les Murchisonioidés du Dévonien supérieur, p. 153.
- C. SOYEZ. — Étude quantitative des « *Tuberculatisporites* » au Puits du Midi (Groupe de Douai des H.B.N.P.C.), p. 163.
- P. DELEAU. — De l'importance de l'échelle du phénomène érosion-transport et de la surface d'épandage dans le classement vertical et la disposition horizontale des sédiments pour les sédimentations rythmique et cyclique, p. 171.
- E. MÉRIAUX. — Analyse pétrographique des anthracites de Djerada (Maroc), p. 187.
- C. DELATTRE, J. POLVÊCHE, B. et G. WATERLOT. — Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois, p. 203.
- J.P. LAVEINE. — Supplément à l'étude des Neuroptéridées du Nord de la France. Figuration complémentaire du *Linopteris regniczi* LAVEINE, p. 211.

Terrains secondaires

- G. DUBAR, J. MAGNÉ et P. PAQUET. — Données nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au N de la Sierra de Espuña (Province de Murcie) Espagne, p. 71.
- P. BROQUET, J. MAGNÉ et J. SIGAL. — La série stratigraphique du Mont Cammarata (Sicani-Sicile), p. 127.
- M. GOULLIART. — Le complexe faillé côtier d'Audresselles Sud, p. 179.
- G. MENNESSIER. — Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (Alpes-Maritimes), p. 193.

Terrains tertiaires

- P.M. CORSIN et E. NAKOMAN. — Contribution à l'étude palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace. II. - Etude quantitative, p. 39.
- J. SOMMÉ. — Observations sur les sables et galets Diestiens du Mont des Cats, p. 77.
- P. BROQUET, J. MAGNÉ et J. SIGAL. -- La série stratigraphique du Mont Cammarata (Sicani-Sicile), p. 127.

TABLE DES PLANCHES

- Pl. I. — *Lobobactrites* sp. aff. *ellipticus* (FRECH 1897) BABIN et CLAUSEN 1966 (note de C. BABIN et C.D. CLAUSEN, p. 20).
- Pl. II. — Flore et faune éodévonienne de la région de Gara-Djebilet (note de Y. LEMOIGNE, p. 38).
- Pl. III. — Flore post-éocène de la piste impériale n° 1 (note de Y. LEMOIGNE, p. 38).
- Pl. IV. — Grès à minéraux lourds du Houiller du Nord de la France (note de P. DOLLÉ, p. 60).
- Pl. V. — Trilobites permocarbonifères d'Afghanistan (note de A.F. DE LAPPARENT et J. PILLET, p. 70).
- Pl. VI. — Microfaune de la partie interne du Subbétique (note de G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET, p. 76).
- Pl. VII. — Microfaune de la partie interne du Subbétique (note de G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET, p. 76).
- Pl. VIII. — Nouvelles espèces de Rhynchonelloidea du Dévonien Supérieur d'Afghanistan (note de D. BRICE, p. 104).
- Pl. IX. — Trilobites rares de l'Orlovicien de l'Anti-Atlas (note de J. DESTOMBES, p. 126).
- Pl. X. — Deux espèces du genre *Expansisporites* LOBOZIAK (note de S. LOBOZIAK et C. SOYEZ, p. 144).
- Pl. XI. — Graphitisation du charbon par une intrusion éruptive (note de R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 150).
- Pl. XII. — Graphitisation du charbon par une intrusion éruptive (note de R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 150).
- Pl. XIII. — Graphitisation du charbon par une intrusion éruptive (note de R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 150).
- Pl. XIV. — Graphitisation du charbon par une intrusion éruptive (note de R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 150).
- Pl. XV. — Graphitisation du charbon par une intrusion éruptive (note de R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 150).
- Pl. XVI. — Murchisoniidés du Dévonien supérieur (note de C. BABIN, p. 156).
- Pl. XVII. — Examen des anthracites de Djerada (note de E. MÉRIAUX, p. 192).
- Pl. XVIII. — *Paripteris pseudogigantea* POTONIÉ et *Linopteris regniezi* LAVEINE (note de J.P. LAVEINE, p. 212).
- Pl. XIX. — *Paripteris pseudogigantea* POTONIÉ et *Linopteris regniezi* LAVEINE (note de J.P. LAVEINE, p. 212).

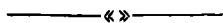
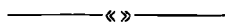


TABLe ALPHABETIQUE DES AUTEURS

- C. BABIN et C.D. CLAUSEN. — Une nouvelle forme du groupe de *Lobobactrites ellipticus* (FRECH, 1897) dans le Famennien de Porsguen (Finistère), p. 17.
- C. BABIN. — Présence de *Murchisonia intermedia* ARCHIAC & VERNEUIL 1842 dans le Frasnien du Finistère. Quelques remarques sur les Murchisoniidés du Dévonien supérieur, p. 153.
- D. BRICE. — Deux nouvelles espèces de Rhynchonelloidea dans le Dévonien supérieur d'Afghanistan central, p. 95.
- P. BROQUET, J. MAGNÉ et J. SIGAL. — La série stratigraphique du Mont Cammarata (Sicani-Sicile), p. 127.
- J. CHALARD. — Réflexions sur la définition et la genèse des tonstein. (Application possible au calcul des temps de dépôt relatifs du charbon et des stériles), p. 87.
- C.D. CLAUSEN. — voir C. BABIN et C.D. CLAUSEN, p. 17.
- P.M. CORSIN et E. NAKOMAN. — Contribution à l'étude palynologique des formations tertiaires du Bassin de Thrace. II. - Etude quantitative, p. 39.
- C. DELATRE et M. WATERLOT-PAYRÉ. — Etude préliminaire du bassin carbonifère de Feixa-Castellás (Pyrénées espagnoles), p. 21.
- C. DELATRE, J. POLVÊCHE, B. WATERLOT et G. WATERLOT. — Aperçu de la structure des terrains carbonifères de l'Avesnois, p. 203.
- P. DELEAU. — De l'importance de l'échelle du phénomène érosion-transport et de la surface d'épandage dans le classement vertical et la disposition horizontale des sédiments pour les sédimentations rythmique et cyclique, p. 171.
- J. DESTOMBES. — Quelques trilobites rares (*Lichas*, *Amphytrion*, *Dionide*) de l'Ashgill (Ordovicien supérieur) de l'Anti-Atlas, Maroc, p. 123.
- P. DOLLÉ. — Les grès à minéraux lourds du Houiller du Nord de la France, p. 55.
- G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET. — Données nouvelles sur le Jurassique du Subbétique interne, au N de la Sierra de Espuña (Province de Murcie) Espagne, p. 71.
- R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER. — Un cas nouveau de graphitisation du charbon par une intrusion éruptive à Cali (Colombie), p. 145.
- J. GEFFROY. — voir R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 145.
- M. GOULLIART. — Le complexe faillé côtier d'Audresselles Sud, p. 179.
- M. LAMBRECHT. — Observations relatives à la note de MM. Feys, Geffroy et Vetter, p. 151.
- A.F. LAPPARENT (DE) et J. PILLET. — Sur quelques Trilobites permo-carbonifères d'Afghanistan, p. 67.
- J.P. LAVEINE. — Supplément à l'étude des Neuroptéridées du Nord de la France. Figuration complémentaire du *Linopteris regniezi* LAVEINE, p. 211.
- Y. LEMOIGNE. — Reconnaissance paléobotanique dans le Sahara occidental (Région de Tindouf et Gara-Djebilet), p. 31.

- S. LOBOZIAK et C. SOYEZ. — Nouvelles notions sur le genre *Expansisporites* LOBOZIAK, p. 141.
- J. MAGNÉ. — voir P. BROQUET, J. MAGNÉ et J. SIGAL, p. 127.
- J. MAGNÉ. — voir G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET, p. 71.
- G. MENNESSIER. — Sur la structure du Trias moyen entre Grasse et Cannes et le rôle du socle dans sa genèse (Alpes-Maritimes), p. 193.
- E. MÉRIAUX. — Analyse pétrographique des anthracites de Djerada (Maroc), p. 187.
- E. NAKOMAN. — voir P.M. CORSIN et E. NAKOMAN, p. 39.
- J. PAQUET. — voir G. DUBAR, J. MAGNÉ et J. PAQUET, p. 71.
- J. PILLET. — voir A.F. DE LAPPARENT et J. PILLET, p. 67.
- J. POLVÊCHE. — voir C. DELATTRE, J. POLVÊCHE, B. WATERLOT et G. WATERLOT, p. 203.
- J. RUEDA-GAXIOLA. — Proposition de principes de base pour une classification des pollenospores fossiles, p. 111.
- J. SIGAL. — voir P. BROQUET, J. MAGNÉ et J. SIGAL, p. 127.
- J. SOMMÉ. — Observations sur les sables et galets Diestiens du Mont des Cats, p. 77.
- C. SOYEZ. — Etude quantitative des « *Tuberculisporites* » au Puits du Midi (Groupe de Douai des H.B.N.P.C.), p. 163.
- C. SOYEZ. — voir S. LOBOZIAK et C. SOYEZ, p. 141.
- P. VETTER. — voir R. FEYS, J. GEFFROY et P. VETTER, p. 145.
- B. WATERLOT. — voir C. DELATTRE, J. POLVÊCHE, B. WATERLOT et G. WATERLOT, p. 203.
- G. WATERLOT. — voir C. DELATTRE, J. POLVÊCHE, B. WATERLOT et G. WATERLOT, p. 203.
- M. WATERLOT-PAYRÉ. — voir C. DELATTRE et M. WATERLOT-PAYRÉ, p. 21.



EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

15, Quai Anatole-France — PARIS-7^e

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE
INTERNATIONAL

11-8° coquille, broché

Le Lexique Stratigraphique International, outil indispensable dans tous les domaines de la géologie, représente une véritable encyclopédie des termes stratigraphiques à l'échelle mondiale. A l'heure actuelle, une centaine de fascicules sont parus, groupant plus de 20.000 pages et plusieurs milliers de termes stratigraphiques couvrant les 4/5 des pays du monde.

Les articles sont rédigés en Allemand, en Anglais, en Espagnol ou en Français et sont accompagnés de cartes, de tableaux de corrélations, d'index et d'une bibliographie.

Ainsi chaque fascicule, tenu à jour au cours d'éditions successives, est le reflet exact et précis des connaissances stratigraphiques des diverses régions du monde.

Plusieurs rééditions sont en cours et une nouvelle série, celle des termes stratigraphiques majeurs, vient d'être inaugurée avec les fascicules Pennsylvanien et Infracambrien.

→

Le catalogue géologie sera envoyé sur simple demande adressée aux Editions du C.N.R.S., 15, Quai Anatole-France, PARIS-7^e. Tél. 705.93.39.