

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXIV

1964

1^{er} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, Rue Gosselet, LILLE — Tél. 53.05.38

Extraits des Statuts

ARTICLE 2.

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

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

ARTICLE 5.

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

La cotisation annuelle minimum est de 20 F pour les sociétaires résidant en France, elle peut être majorée pour les sociétaires résidant à l'étranger. Elle peut varier par décision de l'Assemblée générale, sur proposition du Conseil.

Extraits du Règlement intérieur

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

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

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

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, 23, rue Gosselet, LILLE.
Compte Chèques Postaux : Lille 5247 — Téléphone : 53.05.38

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Compte Chèques Postaux : Lille 5247

Tome I à X (<i>moins I, II, III, VIII, IX épuisés</i>) <i>ne se vendent plus qu'avec la série complète</i>	10,50 F.
Tomes XI à XLVI (<i>sauf XXXVIII, XXXIX et XLV épuisés</i>)	10,50 »
Tomes XLVII à L (<i>sauf XLVIII épuisé</i>)	13,00 »
Tomes LI à LXVII, <i>chacun</i>	16,00 »
Tome LXIV (<i>disparu pendant l'occupation</i>)	»
Tomes LXVIII à LXXI, <i>chacun</i>	20,00 »
Tomes LXXII à LXXIV, <i>chacun</i>	31,00 »
Tomes LXXV à LXXXII, <i>chacun</i>	39,00 »
Tome LXXXIII	60,00 »
Tables générales :	
1 ^{re} table : Tomes I à XX (1870 à 1892) (<i>épuisée</i>)	»
2 ^{me} table : Tomes XXI à XXX (1893 à 1901) (<i>épuisée</i>)	»
3 ^{me} table : Tomes XXXI à XL (1902 à 1911) (<i>épuisée</i>)	»
4 ^{me} table : Tomes XLI à LXXIX (1912 à 1959)	20,00 »

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXIV

1964

1^{er} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1964 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. A. BEUGNIES
<i>Vice-Présidents</i>	M. P. CELET M. J. DANZÉ M. A. BOUROZ
<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} P. DANZÉ-CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. Ch. DESREUMAUX
<i>Conseillers</i>	M ^{me} D. LE MAÎTRE M. P. DUMON M. J. CHALARD M. G. WATERLOT M. Ch. DELATTRE M. P. DOLLÉ

TABLE DES MATIÈRES 1964

TABLE DES MATIERES

Activité de la Société

- Elections pour le renouvellement du Conseil d'Administration de la Société, p. 3.
Réunion extraordinaire de la Société du 24 mai 1964, p. 60.
Election de nouveaux membres, p. 3, p. 6, p. 7, p. 59, p. 60, p. 235.
Séances ordinaires de la Société : 8 janvier, p. 3 ; 5 février, p. 4 ; 4 mars, p. 7 ; 15 avril, p. 59 ;
13 mai, p. 59-135 ; 3 juin, p. 60 ; 4 novembre, p. 235 ; 2 décembre, p. 235.

Nécrologie

- M. V. VAN STRAELEN, p. 7.

Conférences

- M. R.V. MELVILLE : « La stratigraphie de la Craie d'Angleterre depuis Barrois », p. 235.

Présentation d'ouvrages et de cartes

- M. R. PETIT : Bouquemaison. - Une recherche minière en Picardie au XVIII^e siècle et ses multiples rebondissements, p. 7.
M. A. BOUROZ : Nouvelle carte des zones stratigraphiques à la cote — 300 du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, p. 7.
M. A. BEUGNIES : Le Massif cambrien de Rocroi publié au Bulletin du Service de la carte géologique de France, p. 235.
M. J. RICOUR : Carte hydrogéologique Douai au 1/50 000.

Discours

- M. A. BEUGNIES, p. 4.

Excursion de la Société

- Compte rendu de l'excursion extraordinaire du 24 mai dans la Vallée de la Thure, p. 60.

Stratigraphie

- B. AGRALI. — Valeur stratigraphique des genres *Densisporites* et *Lycosisporites* et leur utilisation pour l'établissement de subdivisions palynologiques dans le Houiller d'Amasra, p. 9.
- A. BONTE, P. BROQUET, B. BELLERY, J.M. DEZWARTE et B. FENET. — La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais, p. 41.
- J. GROLIER et S. LOBOZIAK. — Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du cannel-coal de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme), p. 123.
- D. LE MAÎTRE et F. MAGNE. — Le Dévonien des carrières du « Banc Noir » et du « Griset » (Boulonnais), p. 129.
- A.F. DE LAPPARENT et J. DE LAVIGNE SAINTE-SUZANNE. — Le Crétacé marin à Saïghan et à l'Ouest de l'Hindou Kouch (Afghanistan), p. 249.
- C. ARSIGNY. — Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis d'après quelques observations récentes, p. 253.
- R. MARLIÈRE. — Aux confins cénomano-turonien : la zone à *Actinocamax plenus*, p. 257.

Stratigraphie méditerranéenne

- M. WATERLOT. — Note préliminaire à l'étude géologique du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles), p. 137.
- P. BROQUET. — Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile), p. 141.
- G. DUÉE. — Relations paléogéographiques entre flyschs, chaîne calcaire et complexe de base dans les monts Nebrodi (Sicile).
- A. CAIRE. — Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique, p. 163.
- P. CELET. — Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce), p. 177.
- J. DERCOURT. — Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce), p. 183.
- I. GODFRIAUX. — Contribution à l'étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie septentrionale - Grèce), p. 191.
- I. GODFRIAUX et J. MERCIER. — Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine, p. 205.
- S. BORSI, G. FERRARA et J. MERCIER. — Détermination de l'âge des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar, p. 223.
- J.H. BRUNN. — A la recherche du rameau médian des chaînes périméditerranéennes, p. 227.
- P. BROQUET. — Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile), p. 303.

Pétrographie et Minéralogie

- E. MÉRIAUX. — Valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum des charbons du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin), p. 19.
- J.M. CHARLET. — Le déclin thermique et son importance dans la datation des granites par la méthode de thermoluminescence, p. 29.

- Ch. DELATTRE et E. MÉRIAUX. — Microdureté Vickers de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, p. 43.
- G. DEICHA. — L'expansion actuelle des recherches sur les inclusions fluides des minéraux et des roches, p. 83.
- G. TOUBEAU. — Propriétés optiques des Wolframites en diascopie infra-rouge, p. 237.
- A. BOUROZ. — Sur une cinérite du Bassin de l'Ishikari (Japon), p. 309.

Paléontologie

- B. AGRALI. — Valeur stratigraphique des genres *Densisporites* et *Lycosisporites* et leur utilisation pour l'établissement de subdivisions palynologiques dans le Houiller d'Amasra, p. 9.
- C. DUBOIS (M^{me}). — Observations palynologiques sur des tourbes provenant de Valenciennes (Nord), p. 51.
- R. COQUEL et P. DANZÉ-CORSIN. — Etude anatomique d'un *Sphenophyllum* trouvé dans un coal-ball du niveau marin de Katharina, p. 61.
- J.C. FISCHER. — Deux Pulmonés nouveaux du Paléocène de Cernay-les-Reims (Marne), p. 73.
- D. LE MAÎTRE et J. PILLET. — Première découverte de Trilobite : *Scabriscutellum* sp. dans le calcaire de Chalennes (Bassin d'Ancenis), p. 77.
- J. LEVET-CARETTE. — Etude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais), p. 91.
- J. GROLIER et S. LOBOZIAK. — Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du cannel-coal de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme), p. 123.
- J. LEVET-CARETTE. — Microflore infraliasique du Boulonnais (carrière Napoléon), p. 265.
- E. NAKOMAN. — Etude palynologique de quelques échantillons de lignite provenant du Bassin de Thrace (Turquie), p. 289.

Terrains primaires

- A. BOUROZ. — Nouvelle carte des zones stratigraphiques à la cote — 300 du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, p. 7.
- B. AGRALI. — Valeur stratigraphique des genres *Densisporites* et *Lycosisporites* et leur utilisation pour l'établissement de subdivisions palynologiques dans le Houiller d'Amasra, p. 9.
- E. MÉRIAUX. — Valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum des charbons du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin), p. 19.
- Ch. DELATTRE et E. MÉRIAUX. — Microdureté Vickers de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, p. 43.
- R. COQUEL et P. DANZÉ-CORSIN. — Etude anatomique d'un *Sphenophyllum* trouvé dans un coal-ball du niveau marin de Katharina, p. 61.
- D. LE MAÎTRE et J. PILLET. — Première découverte de Trilobite : *Scabriscutellum* sp. dans le calcaire de Chalennes (Bassin d'Ancenis), p. 77.
- J. GROLIER et S. LOBOZIAK. — Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du cannel-coal de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme), p. 123.

- D. LE MAÎTRE et F. MAGNE. — Le Dévonien des carrières du « Bane Noir » et du « Griset » (Bouloonnais), p. 129.
- M. WATERLOT. — Note préliminaire à l'étude géologique du *Synclinorium* carbonifère du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles), p. 137.
- A. BEUGNIÉS. — Le Massif cambrien de Rocroi publié au Bulletin du Service de la carte géologique de France, p. 235.
- C. ARSIGNY. — Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis d'après quelques observations récentes, p. 253.
- P. BROQUET. — Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile), p. 303.

Terrains secondaires

- A. BONTE, P. BROQUET, B. BELLERY, J.M. DEZWARTE et B. FENET. — La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais, p. 41.
- J. LEVET-CARETTE. — Etude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (P.-de-C.), p. 91.
- G. DUÉE. — Relations paléogéographiques entre flyschs, chaîne calcaire et complexe de base dans les monts Nebrodi (Sicile), p. 153.
- A. CAIRE. — Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique, p. 163.
- P. CELET. — Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce), p. 177.
- J. DERCOURT. — Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce), p. 183.
- I. GODFRIAUX. — Contribution à l'étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie septentrionale - Grèce), p. 191.
- I. GODFRIAUX et J. MERCIER. — Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine, p. 205.
- S. BORSI, G. FERRARA et J. MERCIER. — Détermination de l'âge des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar, p. 223.
- J.H. BRUNN. — A la recherche du rameau médian des chaînes périméditerranéennes, p. 227.
- A.F. DE LAPPARENT et J. DE LAVIGNE SAINTE-SUZANNE. — Le crétacé marin à Saïghan et à l'Ouest de l'Hindou Kouch (Afghanistan), p. 249.
- C. ARSIGNY. — Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis d'après quelques observations récentes, p. 253.
- R. MARLIÈRE. — Aux confins cénomano-turonien : la zone à *Actinocamax plenus*, p. 257.
- J. LEVET-CARETTE. — Microflore infraliasique du Boulonnais (carrière Napoléon), p. 265.
- P. BROQUET. — Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile), p. 303.

Terrains tertiaires et quaternaires

- C. DUBOIS (M^{me}). — Observations palynologiques sur des tourbes provenant de Valenciennes (Nord), p. 51.
- J.C. FISCHER. — Deux Pulmonés nouveaux du Paléocène de Cernay-les-Reims (Marne), p. 73.

- P. BROQUET. — Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile), p. 141.
- G. DUÉE. — Relations paléogéographiques entre flyschs, chaîne calcaire et complexe de base dans les monts Nebrodi (Sicile), p. 153.
- A. CAIRE. — Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique, p. 163.
- P. CELET. — Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce), p. 177.
- J. DERCOURT. — Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce), p. 183.
- I. GODFRIAUX. — Contribution à l'étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie septentrionale - Grèce), p. 191.
- I. GODFRIAUX et J. MERCIER. — Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine, p. 205.
- S. BORSI, G. FERRARA et J. MERCIER. — Détermination de l'âge des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar, p. 223.
- J.H. BRUNN. — A la recherche du rameau médian des chaînes méditerranéennes, p. 227.
- E. NAKOMAN. — Etude palynologique de quelques échantillons de lignite provenant du Bassin de Thrace (Turquie), p. 289.
- P. BROQUET. — Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile), p. 303.
- A. BOUROZ. — Sur une cinérite du bassin de l'Ishakari (Japon), p. 309.



TABLE DES PLANCHES

- Pl. I. — *Sphenophyllum* d'un coal-ball du niveau marin de Katharina (note de R. COQUEL et P. DANZÉ-CORSIN, p. 72).
- Pl. II. — *Sphenophyllum* d'un coal-ball du niveau marin de Katharina (note de R. COQUEL et P. DANZÉ-CORSIN, p. 72).
- Pl. III. — *Helix cernayensis* nov. sp. et « *Helix chardini* » nov. sp. (note de J.C. FISCHER, p. 76).
- Pl. IV. — *Scabriscutellum* sp. (note de D. LE MAÎTRE et J. PILLET, p. 82).
- Pl. V. — Microflore bajocienne du Boulonnais (note de J. LEVET-CARETTE, p. 120).
- Pl. VI. — » » » » » »
- Pl. VII. — Microflore de St-Eloy-les-Mines (note de J. GROLIER et S. LOBOZIAK, p. 128).
- Pl. VIII. — Roches métamorphiques de Thessalie et de Macédoine (note de I. GODFRIAUX et J. MERCIER, p. 216).
- Pl. IX. — Vallée de Saïghan (note de A.F. DE LAPPARENT et J. DE LAVIGNE SAINTE-SUZANNE, p. 252).
- Pl. X. — Microflore infraliasique du Boulonnais (note de J. LEVET-CARETTE, p. 288).
- Pl. XI. — » » » » » »
- Pl. XII. — Microflore de lignites du Bassin de Thrace (note de E. NAKOMAN, p. 302).
- Pl. XIII. — Cinérite du Bassin de l'Ishikari (note de A. BOUROZ, p. 312).

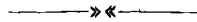
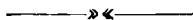


TABLE DES AUTEURS

- B. AGRALI. — Valeur stratigraphique des genres *Densisporites* et *Lycosisporites* et leur utilisation pour l'établissement de subdivisions palynologiques dans le Houiller d'Amasra, p. 9.
- E. MÉRIAUX. — Valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum des charbons du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin), p. 19.
- J.M. CHARLET. — Le déclin thermique et son importance dans la datation des granites par la méthode de thermoluminescence, p. 29.
- A. BONTE, P. BROQUET, B. BELLERY, J.M. DEZWARTE et B. FENET. — La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais, p. 41.
- Ch. DELATTRE et E. MÉRIAUX. — Microdureté Vickers de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, p. 43.
- C. DUBOIS (M^{me}). — Observations palynologiques sur des tourbes provenant de Valenciennes (Nord), p. 51.
- R. COQUEL et P. DANZÉ-CORSIN. — Etude anatomique d'un *Sphenophyllum* trouvé dans un coal-ball du niveau marin de Katharina, p. 61.
- J.C. FISCHER. — Deux Pulmonés nouveaux du Paléocène de Cernay-les-Reims (Marne), p. 73.
- D. LE MAÎTRE et J. PILLET. — Première découverte de Tribolite : *Scabriscutellum* sp. dans le calcaire de Chalonnnes (Bassin d'Ancenis), p. 77.
- G. DEICHA. — L'expansion actuelle des recherches sur les inclusions fluides des minéraux et des roches, p. 83.
- J. LEVET-CARETTE. — Etude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer, (Pas-de-Calais), p. 91.
- J. GROLIER et S. LOBOZIAK. — Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du cannel-coal de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme), p. 123.
- D. LE MAÎTRE et F. MAGNE. — Le Dévonien des carrières du « Banc Noir » et du « Grisnet » (Boulonnais), p. 129.
- M. WATERLOT. — Note préliminaire à l'étude géologique du Synclinorium carbonifère du Plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles), p. 137.
- P. BROQUET. — Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile), p. 141.
- G. DUÉE. — Relations paléogéographiques entre flysch, chaîne calcaire et complexe de base dans les monts Nebrodi (Sicile), p. 153.
- A. CAIRE. — Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique, p. 163.
- P. CELET. — Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce), p. 177.
- J. DERCOURT. — Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce), p. 183.
- I. GODFRIAUX. — Contribution à l'étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie septentrionale - Grèce), p. 191.

- I. GODFRIAUX et J. MERCIER. — Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine, p. 205.
- S. BORSI, G. FERRARA et J. MERCIER. — Détermination de l'âge des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar, p. 223.
- J.H. BRUNN. — A la recherche du rameau médian des chaînes périméditerranéennes, p. 227.
- G. TOUBEAU. — Propriétés optiques des Wolframites en diascopie infra-rouge, p. 237.
- A.F. DE LAPPARENT et J. DE LAVIGNE SAINTE-SUZANNE. — Le Crétacé marin à Saïghan et à l'Ouest de l'Hindou Kouch (Afghanistan), p. 249.
- C. ARSIGNY. — Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis d'après quelques observations récentes, p. 253.
- R. MARLIÈRE. — Aux confins cénomano-turonien : la zone à *Actinocamax plenus*, p. 257.
- J. LEVET-CARETTE. — Microflore Infraliasique du Boulonnais (carrière Napoléon), p. 265.
- E. NAKOMAN. — Etude palynologique de quelques échantillons de lignite provenant du Bassin de Thrace (Turquie), p. 289.
- P. BROQUET. — Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile), p. 303.
- A. BOUROZ. — Sur une cinérite du bassin de l'Ishikari (Japon), p. 309.



A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

publiées avec le concours du Centre national de la Recherche scientifique

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

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

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE GENERALE DU 8 JANVIER 1964

PRÉSIDENCE DE M. A. BEUGNIES, VICE-PRÉSIDENT

Sont élus membres de la Société :

- M. GROLIER Jacques, Maître-Assistant de Géologie, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. G. Waterlot et Ch. Delattre.
- M. LIMACHER Daniel, Assistant de Géologie, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. G. Waterlot et J. Prouvost.
- M. PLUSQUELLEC, Assistant de Géologie, C.S.U. Le Bouguen à Brest (Finistère), présenté par M^{me} D. Le Maître et M. Ch. Delattre.
- M. WATERLOT Bernard, Assistant de Géologie, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. G. Waterlot et P. Corsin.
- M. COQUEL Robert, Licencié ès Sciences, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. P. Corsin et J. Danzé.
- M. NAKOMAN Eran, Licencié ès Sciences, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. P. Corsin et J. Danzé.
- M. RUEDA-GAXIOLA Jaime, Ingénieur, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. P. Corsin et J. Danzé.
- M. GAILLARD Louis, Faculté Catholique de Lille, 14, rue de Toul à Lille, présenté par M^{me} D. Le Maître et M. G. Dubar.

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

M. P. PRUVOST, *Président d'Honneur à vie.*

Sont élus :

- M. A. BEUGNIES, *Président pour 1964.*
- M. P. CELET, *Premier Vice-Président pour 1964.*
- M. J. DANZÉ et M. A. BOUROS, *Vice-Présidents pour 1964.*
- M. J. PROUVOST, *Secrétaire.*
- M. J. PAQUET, *Secrétaire-adjoint.*
- M. l'Abbé TIEGHEM, *Trésorier.*
- M^{me} P. DANZÉ-CORSIN, *Déléguée aux publications.*
- M. Ch. DESREUMAUX, *Archiviste-Bibliothécaire.*
- M. Ch. DELATTRE et M. P. DOLLÉ, *Conseillers pour trois ans.*

Rappelons que, lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1962, M^{me} D. LE MAÎTRE et M. P. DUMON avaient été élus Conseillers pour trois ans. D'autre part, MM. J. CHALARD et G. WATERLOT ont été maintenus dans leur poste de Conseillers pour l'année 1964.

Communications orales

- A. BOUROZ. — Présence d'un niveau kaolinique dans le Namurien marin de Picardie.
- B. AGRALI. — Valeur stratigraphique des genres *Densiporites* et *Lycosisporites* et leur utilisation pour l'établissement des subdivisions palynologiques dans le Houiller d'Amasra.

SEANCE DU 5 FEVRIER 1964

PRÉSIDENCE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT EN 1964

M. A. BEUGNIES, Premier Vice-Président pour 1963, remplace M. J. POLVÊCHE, Président pour 1963, et fait un rapide bilan de l'année écoulée. Avant de prendre la présidence, il s'adresse à l'Assemblée en ces termes :

Mesdames, Mesdemoiselles, chers Confrères,

Nous voici arrivés au terme d'une année dont il m'appartient, en l'absence de notre Président, d'en établir le bilan.

Elle a connu, hélas ! des jours sombres et endeuillés par la disparition de Mgr DELÉPINE, l'un de nos membres les plus illustres et les plus dévoués. Mgr DEPAPE a retracé ici même, en phrases voilées par l'émotion, la vie et l'œuvre de ce grand serviteur de Dieu et de la Science, qui a porté bien au delà des frontières de votre pays, la renommée de la Géologie française. Je tiens, en notre nom à tous, à renouveler à Mgr DEPAPE et à l'Université Catholique de Lille, nos sentiments de tristesse et de compassion à l'évocation de ce douloureux événement. Mais la roue du destin tourne inexorablement, faisant succéder les heures les plus claires aux jours les plus pénibles.

Je n'en veux pour preuve que cette remarquable activité couronnant une fois de plus l'année écoulée.

Dans ce domaine, je tiens à souligner tout particulièrement le dynamisme débordant manifesté par cette équipe de jeunes « palynologistes » emmenée magistralement par le Professeur CORSIN, Monsieur et Madame DANZÉ.

Nous leur devons, entre autres choses, la parution du plus récent tome des « Mémoires » et une avalanche de notes occupant à elles seules le tiers du volume des « Annales ». Mais l'éventail de nos travaux offre malgré tout une diversité de rayons aux teintes les plus chatoyantes : la paléontologie, la pétrographie, la minéralogie, la tectonique, le magmatisme, la stratigraphie, l'hydrologie, sans oublier cette géologie méditerranéenne toute baignée de soleil et de vastes horizons où brille une pléiade de jeunes et sympathiques Lillois.

Cette vitalité est forcément tributaire d'une activité moins spectaculaire mais non moins essentielle assumée par les membres du Conseil d'Administration.

Je pense notamment à mon ami Paul CELET, délégué aux publications, qui a dû mener de front l'édition de vos notes personnelles, celle de sa thèse de doctorat et ses enseignements aux Facultés de Lille et Amiens.

Non content de ce surcroît de travail, la même année, il affirme une nouvelle fois sa paternité ! Vraiment, mon cher ami, nous te devons nos plus chaleureuses félicitations et l'expression de notre étonnement émerveillé.

Je voudrais encore associer dans le même éloge de remerciements notre trésorier, Monsieur l'Abbé TRIEGHEM et notre Secrétaire Monsieur PROUVOST, l'un pour son habituelle virtuosité et son assurance tranquille à jongler avec les actifs et surtout... les passifs, l'autre pour sa remarquable faculté à s'adapter rapidement avec beaucoup de bon sens et de sympathie agissante aux traditions et exigences de notre Société.

Les plus jeunes de notre équipe, Messieurs MÉRIAUX et PAQUET, bibliothécaire et secrétaire adjoint, se sont toujours acquittés de leur tâche avec bonne humeur et courtoisie, ce dont je les remercie amicalement.

Malheureusement, ils nous quittent pour accomplir leur service militaire, laissant pour un temps sur l'établi leurs travaux de recherches. Je leur souhaite à tous deux une épaisse cuirasse de philosophie et la faveur de fréquentes permissions.

Malgré l'augmentation du taux des cotisations, la Société n'a pu maintenir son équilibre financier que grâce aux subventions allouées par de généreux donateurs comme les Houillères du Nord et le Centre National de la Recherche Scientifique, à qui je tiens à exprimer toute notre gratitude.

Enfin, j'adresse nos remerciements à notre Président Monsieur POLVÊCHE, qui a malheureusement dû interrompre son mandat pour remplir ses nouvelles fonctions à la Faculté des Sciences d'Alger. Sous sa présidence et grâce à ses interventions personnelles, nous avons eu l'honneur d'accueillir à notre tribune les professeurs GLANGEAUX et ROUBAULT qui nous ont entretenus de sujets d'une brûlante actualité.

Nous connaissons par ailleurs le dynamisme dont fait preuve Monsieur POLVÊCHE en toutes choses et nous pouvons regretter qu'il n'ait pu en faire bénéficier davantage notre Société.

L'amitié qui nous lie ne me permet cependant pas de faire nos regrets d'avoir vu s'achever cette année 1963 sans notre réunion extraordinaire et son excursion habituelle auxquelles nos membres sont profondément attachés. Cette amertume passagère ne peut toutefois ternir nos meilleurs souhaits de réussite qui l'accompagnent dans sa nouvelle mission.

Et voici venu le moment le plus drôle qui aurait, à coup sûr, inspiré un Courteline. Selon les usages et en tant que président de séance, je passe les pouvoirs à moi-même, devenu pour la circonstance un curieux cas de dédoublement de la personnalité !

Puis il prend la présidence et prononce l'allocution suivante :

Mesdames, Mesdemoiselles, chers Confrères,

Permettez-moi de délaissier un moment cette fantaisie qui me précède comme une ombre et de vous exprimer en toute simplicité ma sincère gratitude pour la marque de confiance que vous venez de me témoigner en m'appelant à la présidence de notre Société.

Si j'accepte volontiers les devoirs de ma nouvelle charge, je m'en explique mal les mérites. Votre geste s'inscrit sans doute dans la ligne d'une tradition inaugurée par Jules CORNET, sous l'impulsion de l'illustre GOSSELET, et naissant dans la même passion pour les Sciences de la Terre, la modeste Faculté Polytechnique de Mons, aux brillantes Facultés lilloises.

A l'heure des confidences, où « l'homme se penche sur son passé », je suis forcé de reconnaître que ma vocation scientifique tout entière a germé dans ce réseau d'affection et de collaboration inlassablement tissé au cours des années par les géologues enthousiastes parfaitement insouciantes des frontières.

Elève, disciple puis collaborateur du Professeur René MARLIÈRE, à la Faculté Polytechnique de Mons, je dois l'essentiel de ma formation de géologue à ce Maître respecté.

Je me permets de rappeler ici un souvenir vieux de 17 ans alors qu'il organisait pour les membres de notre Société la classique excursion dans le bassin crétacé de Mons. Il m'avait laissé l'initiative du « laïus », mon premier du genre, et je me souviens du Professeur Pierre PRUVOST, « patron » de mon « patron » qui, conscient de ma détresse, m'encourageait d'un geste paternel dont il a le secret.

Certes, depuis, ma langue s'est déliée et mon expérience du terrain a sensiblement affermi ma pensée scientifique. Après six années passées au service de la carte géologique du Katanga, le terrain, une fois encore, allait me ménager un autre rendez-vous avec l'École de Lille. C'est dans le cadre de l'Ardenne Cambrienne, au cœur du Massif de Rocroi, que j'ai appris à connaître et estimer le Professeur Gérard WATERLOT qui, avec Monsieur MARLIÈRE, allait parrainer, à quelque temps de là, mon entrée à notre Société.

Depuis cette époque, je ne compte plus les amicales relations forgées au cours de nos réunions ou de nos excursions et, à vrai dire, je me sens parmi vous « Français à part entière ».

En choisissant votre nouveau président, en vertu d'une tradition de sympathie franco-belge, vous avez eu la prudence de pallier les effets de son étourderie coutumière en lui adjoignant une équipe de tout premier plan. Qu'il me suffise de citer quelques noms et vous serez persuadés de la quiétude avec laquelle la Société Géologique du Nord peut entamer sa 94^e année d'existence.

A côté de moi, et par un heureux hasard, je trouve mon ami Paul CELET dont la calme assurance, la pondération et la compétence sont autant de gages sûrs pour l'avenir serein de notre Société.

C'est à l'unanimité de vos suffrages, je vous le rappelle, que vous l'avez porté à la vice-présidence, exprimant de la sorte notre désir profond de renouer avec ce climat de concorde et de bonne volonté où l'on marche, unis vers un même but.

En la personne de Monsieur Prouvost, nous avons un secrétaire vigilant, redoutable gardien de la lettre et de l'esprit de nos statuts.

La tâche la plus ingrate revient encore à notre grand argentier, Monsieur l'Abbé TIEGHEM que chaque année voit aux prises avec le même problème inextricable de boucler le budget. Son art en cette matière tient du prodige et les passifs les plus criards n'altèrent en rien son optimisme souriant.

Cette année, Madame DANZÉ remplacera Monsieur CELER dans les fonctions de délégué aux publications et je sais qu'elle a l'intention d'appliquer scrupuleusement les règlements surtout en ce qui concerne le dépôt des manuscrits et des épreuves corrigées. Si l'on en croit le vieil adage : « Ce que femme veut, Dieu le veut », je pense que le plus sage sera de nous conformer aux directives reçues.

En me limitant aux personnes dont je viens de citer les noms, j'ai mentionné uniquement les membres que vous verrez le plus souvent siéger à cette table et formant en quelque sorte l'équipe « visible ».

Mais toute la politique de la Société et toutes les décisions grandes ou petites sont passées au crible de notre Conseil d'Administration qui constitue le grand état-major. Vice-présidents, experts et conseillers sont tous là, venus des divers horizons de la Géologie et apportant l'appui précieux de leur expérience et de leur savoir.

Enfin et surtout, il y a vous, mes chers confrères, qui, par vos recherches, vos travaux et vos contributions scientifiques et... autres, hissez toujours plus haut le flambeau de notre Société.

C'est aux plus jeunes d'entre vous que je voudrais à présent m'adresser. Vous, et vous seuls, Mesdemoiselles et Messieurs, détenez en vos mains le véritable avenir de notre grande famille et il vous revient la lourde responsabilité de préparer les chemins qui conduiront à la Géologie de demain.

Aussi, je vous le demande en toute sincérité : aidez-nous ! Venez nombreux à nos réunions et prenez une part, chaque jour plus active, à nos discussions !

Et ainsi, la main dans la main, nous arriverons à cerner plus vite et de plus près cette vérité scientifique que chacun de nous poursuit comme un idéal.

Tel est, en ce début de mon mandat présidentiel, mon souhait le plus cher pour le renom de la Société Géologique du Nord.

Le président proclame ensuite membres de la Société :

M. GUILLEMIN Claude, Chef des Laboratoires du B.R.G.M., 74, rue de la Fédération à Paris (15^e), présenté par MM. J. Prouvost et G. Waterlot.

M. DEICHA Georges, Maître de Recherches au C.N.R.S., 50, rue de Mareil à Saint-Germain-en-Laye (S-et-O.), présenté par MM. G. Waterlot et J. Prouvost.

M. FENET Bertrand, Assistant au Laboratoire de Géologie, 23, rue Gosselet à Lille, présenté par MM. G. Waterlot et J. Prouvost.

M^{lle} ARISTONY Claudine, Attachée de Recherches au C.N.R.S., 23, rue Gosselet à Lille, présentée par Messieurs G. Waterlot et J. Prouvost.

Monsieur l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, présente le bilan financier de la Société pour l'année 1963. M. BEUGNIES, Président, le félicite pour cette gestion.

Communication orale

G. DEICHA. — L'expansion actuelle des recherches sur les inclusions fluides des minéraux et des roches dans ses rapports avec les différentes sciences de la terre.

Communication écrite

J.-C. FLSCHER. — Deux Pulmonés nouveaux du Paléocène de Cernay-les-Reims (Marne).

Présentation d'ouvrages

M. A. BEUGNIÉS présente ensuite à la Société un ouvrage de M. R. PETIT intitulé : « Bouquemaïson. - Une recherche minière en Picardie au XVIII^e siècle et ses multiples rebondissements ».

Il fait également part de la parution de la nouvelle carte du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, effectuée sous la direction de M. A. BOUROZ, qui en offre un exemplaire à la Société.

Avant de lever la séance, le Président félicite M. BUISINE qui a obtenu le Prix Bertrand de la Société des Sciences, des Lettres et des Arts de Lille, ainsi que M. B. WATERLOT qui s'est vu attribuer la médaille Gosselet de cette même Société.

SEANCE DU 4 MARS 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIÉS, PRÉSIDENT

Le président proclame membres de la Société :

- M. OVRACH André, Laboratoire de Géologie de l'EN.S., 24, rue Lhomond à Paris (5^e), présenté par Messieurs J. Prouvost et D. Limacher.
- M. MIRUCKI Michel, Aide-Géologue, rue Jean-Mermoz à Quiévrechain (Nord), présenté par MM. J. Chalard et F. Joly.
- M. MOLINA Elkin, Ministère des Mines et des Pétroles, Bogota (Colombie), présenté par MM. A. Bouroz et J. Chalard.
- M. MOREAU Jules, Professeur à l'Université de Louvain, 14, rue Van Benenden à Louvain (Belgique), présenté par MM. A. Beugnies et J. Prouvost.
- M. LESAFRE Jean-Paul, 50, rue de Lille à Saint-André (Nord), présenté par MM. J. Prouvost et J. Paquet.
- M. ROOMY Abel, Géologue au B.R.G.M., 49, Avenue de Courrège à Toulouse (Haute-Garonne), présenté par MM. J. Desoignies et Dezwarte.
- M. LASNON Michel, S.A.D.E., 2, rue Gambetta à Saint-André (Nord), présenté par MM. G. Waterlot et J. Gantois.
- M. VAN WELDEN Georges, S.A.D.E., 2, rue Gambetta à Saint-André (Nord), présenté par MM. G. Waterlot et J. Gantois.

Communications orales

- E. MÉRIAUX. — Valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum des charbons du sondage de Loos 5 (groupe Lens-Liévin).
- J.M. CHARLET. — L'importance du déclin thermique dans la géochronologie des granites par la thermoluminescence.
- A. BONTE, P. BROQUET et B. FENET. — La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais.
- Ch. DELATTRE et E. MÉRIAUX. — Microdureté Vickers des charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais.

Enfin, M. A. BEUGNIÉS, Président, rappelle le décès de M. V. VAN STRAELEN, membre de l'Académie des Sciences de Belgique, Directeur du Musée Royal d'Histoire Naturelle.

Valeur stratigraphique des genres *Densisporites* et *Lycosisporites* et leur utilisation pour l'établissement de subdivisions palynologiques dans le Houiller d'Amasra

par Bülent AGRALI

Sommaire. — L'étude palynologique qualitative et quantitative des houilles du bassin d'Amasra a révélé l'existence d'un certain nombre de cycles de développement des genres *Lycosisporites* et *Densisporites*. Des subdivisions du Houiller ont été établies en fonction des proportions respectives des deux genres. Une concordance très étroite a été observée entre ces subdivisions palynologiques et les divers faisceaux de veines constituant les diverses assises. Les extensions verticales de 35 espèces ont été déterminées et des espèces ou des associations typiques de *Lycosisporites* et de *Densisporites* ont été définies pour les différentes unités stratigraphiques du terrain houiller, depuis la base du Namurien jusqu'au sommet du Westphalien D.

Dans les bassins du Nord-Ouest de l'Anatolie (Eregli, Zonguldak, Amasra, etc.), les premières subdivisions stratigraphiques ont été établies par Ralli (10, 11). Ces subdivisions, se basant tant sur les discordances que sur la mégaflore fossile, ont été reprises et quelque peu modifiées par P. Arni (3, 4).

R. Egemen (7) reproche aux auteurs de ces subdivisions leur tendance exagérée pour établir une parallélisation très étroite entre le bassin d'Eregli-Zonguldak et ceux de l'Europe occidentale ou centrale. Il n'admet pas l'existence d'une lacune à la base de la série de Karadon (Westphalien B, C et D) et prouve la présence du Westphalien B au Sud du bloc de Kozlu, dans les localités d'Ihsaniye, de Cataldere et de Kayaaltidere. Un Westphalien B, conforme aux indications phytopaleontologiques données par Egemen, est également signalé dans le petit bassin houiller de Sögütözü, à l'Est d'Amasra.

Dans la cuvette de Tarla-agzi-Amasra même, l'existence du Westphalien B a été tardivement prouvée, surtout grâce aux données fournies par Dijkstra (6) sur la valeur stratigraphique des « mégaspores ». Les études très poussées de K. Yahsıman et de Y. Ergönül ont permis à M. Tokay (12, 13) l'établissement de subdivisions basées à la fois sur la méga- et sur la microflore (« mégaspores »).

Les propositions de Y. Konyali (9) concernant la caractérisation des assises par les « microspores » se sont révélées, dans une très large mesure, justifiées par les résultats que j'ai pu obtenir par l'étude qualitative et quantitative des microspores de la partie nord du bassin d'Amasra (1). Ainsi les diverses assises du Houiller sont caractérisées par la présence ou l'absence d'un certain nombre de genres de sporomorphes :

— Le Namurien : par la présence des genres *Tripatisporites* et *Rolispores* et l'absence totale des spores monolètes ;

— Le Westphalien inférieur (A et B) : par la présence des genres *Micropollenites*, *Schulzopollenites*, *Callisporites* et *Sinusisporites*, ayant débuté dans le Namurien, et l'apparition des genres *Laevigatosporites* et *Punctatosporites* respectivement à la base du Westphalien A et à la base du Westphalien B.

— Le Westphalien supérieur (C et D) : par l'adjonction des genres *Torosporites*, *Crassosporites*, *Verrucosporites* et *Foveolatisporites* aux genres *Laevigatosporites* et *Punctatosporites* déjà existants, et par l'absence totale des sporomorphes caractérisant le Namurien et le Westphalien inférieur.

(1) Thèse en préparation.

Les genres *Savitrisporites*, *Vestipollenites* et *Reticulatasporonites* sont localisés dans le Westphalien C alors que le genre *Tuberculatosporites* apparaît seulement dans le Westphalien D.

L'appartenance d'une veine de houille à telle ou telle assise devrait donc être relativement facile à établir par une simple analyse palynologique qualitative. Or, il n'en est pas toujours ainsi, comme l'indiquent les quelques observations que j'ai pu faire :

1° Les genres *Micropollenites* et *Schulzopollenites* sont des pollens très rares ; ainsi, si j'ai trouvé des *Schulzopollenites* jusque dans les couches de passage entre le Westphalien B et le Westphalien C dans le secteur Nord du bassin d'Amasra, Konyali (op. cit.) n'en a rencontré aucune dans le secteur Sud du même bassin. Il en est de même pour le genre *Micropollenites* qui semble être nettement plus fréquent dans le secteur Sud que dans le secteur Nord. Ces deux genres, quand ils sont présents, n'entrent que très rarement dans les pourcentages, établis généralement sur des comptages portant sur 1000 ou 2000 sporomorphes.

2° Quelques fragments ou des variétés affines de *Callisporites* — formes décrites sous le nom de *Polymorphisporites* par Alpern (2) — ont été rencontrés dans le Westphalien C. De même, la limite supérieure du genre *Sinusisporites* n'est pas très certaine.

3° Les spores monolètes, bien que présentes, sont très rares dans les niveaux inférieurs du Westphalien inférieur ; leur présence, en tout cas, n'est pas toujours continue.

4° Le Westphalien D se caractérise, comme on vient de le voir, par l'absence des genres *Vestipollenites*, *Reticulatasporonites* et *Savitrisporites*, et la présence du genre *Foveolatisporites*, tous ces sporomorphes ayant fait leur apparition à la base du Westphalien C. Mais, une fois encore, il s'agit de sporomorphes relativement rares, dont la présence n'est pas continue.

Les genres *Lycosisporites* et *Densisorites*, par contre, groupent des spores très communes, représentant un pourcentage assez important dans les analyses quantitatives des houilles, depuis la base du Namurien jusqu'au sommet du Westphalien D.

L'étude de leurs variations quantitatives dans la série houillère est très intéressante du fait que le maximum de développement de l'un de ces

genres correspond le plus souvent à un minimum de l'autre, et que ces niveaux constituent des repères précieux coïncidant, très souvent, avec les divisions naturelles du terrain houiller.

En effet, la corrélation des veines de charbon recoupées par 20 sondages a permis de constater que le Houiller d'Amasra comportait :

1) Un Namurien avec neuf veines de houille groupées en trois faisceaux :

- a) à la base : 3 passées de 10 à 25 cm d'épaisseur (Passées C, B, A), très rapprochées ;
- b) après une épaisseur de stériles de 30 à 40 m : 3 veines de 1,20 m, de 1 m et de 0,60 m (Veines Oztüten, Ulubay et Ulubay-Ustü), rapprochées ;
- c) au sommet : un faisceau de 3 passées de 10 à 20 cm, très rapprochées (Sondages 28 et 23).

Les études phytopaléontologiques rattachent les deux faisceaux de base au Namurien A et B alors que le faisceau supérieur est attribué au Namurien C.

2) Un Westphalien A avec 19 niveaux de houille où l'on distingue :

- a) à la base : un faisceau de 7 veines ou passées assez espacées où des niveaux à *Lycosisporites* dominant alternent régulièrement avec des niveaux à *Densisorites* dominant ;
- b) un faisceau de 3 veines très rapprochées, dont 2 peuvent fusionner à certains endroits ; le genre *Densisorites*, avec des pourcentages de 38,8 à 55,7 %, constitue l'élément essentiel des compositions palynographiques de ces couches (Veines Dökük-4, Dökük-3 et Dökük-2) ;
- c) une suite de 9 petites passées espacées, à extensions latérales très limitées, se terminant par l'énorme accumulation de charbon de la veine Büyük-Dökük (Sondage 25), tous ces niveaux étant caractérisés par la prédominance du genre *Lycosisporites*.

3) Un Westphalien B comportant 12 niveaux de houille groupés en trois faisceaux bien distincts :

- a) à la base : un ensemble de 3 passées de 10 à 15 cm d'épaisseur, très rapprochées ;
- b) séparées du faisceau inférieur par des stériles de 70 à 80 m : un ensemble de 4 veines espacées ;

- c) immédiatement au-dessus du faisceau précédent : un groupe de 5 veines ou passées, très rapprochées dans la partie Sud du bassin, et éloignées les unes des autres par des distances de 3 à 55 mètres vers le Nord (Secteur du sondage 29).

On a pu constater que chacun des deux premiers faisceaux débutait par un niveau à *Lycosisporites* dominant et se terminait par un niveau à *Densisorites* dominant, alors que dans toutes les veines du faisceau supérieur le genre *Lycosisporites*, avec des pourcentages de 39,0 à 70,3 %, constitue l'élément principal des compositions palynologiques. On remarque pourtant un accroissement considérable des *Densisorites* tout à fait au sommet, avec un pourcentage de 26,5 %.

Ainsi, à chaque faisceau du Westphalien B correspond un cycle de *Lycosisporites* - *Densisorites*.

Ce fait, bien que moins sensible, se produit également au sommet du Westphalien A où le pourcentage de *Densisorites* atteint 12,1 %.

4) Un Westphalien C comportant 21 niveaux de houille groupés en 3 faisceaux :

- a) à la base : 7 petites passées à extensions latérales très limitées, connues seulement dans le secteur des sondages 27, 28 et 29 à Gömü ;
- b) un faisceau de 6 veines, désigné sous le nom de « Série de Schlehan » et connu sur presque toute l'étendue du bassin. Ce sont les veines Birinci, İkinci, Çüncü, Tasli, Ara et Kalin, actuellement exploitées à Tarla-agzi et à Bedesten. 5 petites passées à faible extension latérale accompagnent souvent ces veines dans la partie centrale du bassin ;
- c) un faisceau supérieur formé par la veine Tavan et 2 passées situées respectivement au mur et au toit de cette veine, la passée au toit n'étant connue que dans le secteur du sondage 22 (extrémité ouest du bassin).

Le Westphalien C inférieur débute par un niveau à *Lycosisporites* dominant et se termine par un niveau à *Densisorites* dominant (abstraction faite des spores monolètes entrant dans la composition palynologique).

Le Westphalien C moyen, également, débute par une série de niveaux où le genre *Lycosisporites* est représenté par des pourcentages assez élevés (2,8 à 21,3 %), à l'exception de la veine Tasli où les

proportions de *Lycosisporites* et de *Densisorites* sont voisines (l'empiètement d'un genre sur l'autre à ce niveau a été observé à certains sondages), et se termine par un niveau à *Densisorites* dominant (veine Kalin).

Le même schéma est observé dans le Westphalien C supérieur.

5) Un Westphalien D comportant 2 faisceaux bien caractérisés :

- a) à la base : une suite de 6 veines et passées connues sur les bordures Est et Ouest du bassin (Série de Kurudere) ;
- b) au sommet : un faisceau de trois veines, connu uniquement dans la partie centrale du bassin.

Dans tous les niveaux du Westphalien D inférieur, le genre *Lycosisporites* se trouve dans des proportions supérieures à celles du genre *Densisorites*. Le Westphalien D supérieur, par contre, est plus riche en *Densisorites* qu'en *Lycosisporites*.

Done, dans tout le Westphalien d'Amasra on a constaté le phénomène suivant :

Chaque fois qu'un faisceau de veines est limité dans sa partie supérieure par une série de couches stériles, le dernier niveau du faisceau révèle une composition palynologique très riche en *Densisorites* et le premier niveau du faisceau suivant est pauvre en *Densisorites* alors que le genre *Lycosisporites* abonde.

Une constatation analogue avait été faite par Alpern (2) dans le bassin de Lorraine, à Merlebach ; des subdivisions à l'intérieur du Westphalien D, basées sur les variations des genres *Lycosisporites* et *Densisorites* étaient suggérées par l'auteur.

La colonne de gauche de la figure 1 donne les variations numériques réciproques des deux genres et illustre la façon dont les maximums et les minimums de développement coïncident avec les divisions naturelles en faisceaux du terrain houiller.

ÉTUDE DES ESPÈCES :

J'ai identifié 22 espèces de *Densisorites* et 13 espèces de *Lycosisporites* dans les différents niveaux du Houiller d'Amasra. Les extensions verticales de ces espèces se sont révélées très caractéristiques pour un certain nombre d'entre elles qui sont localisées d'une façon très nette dans un

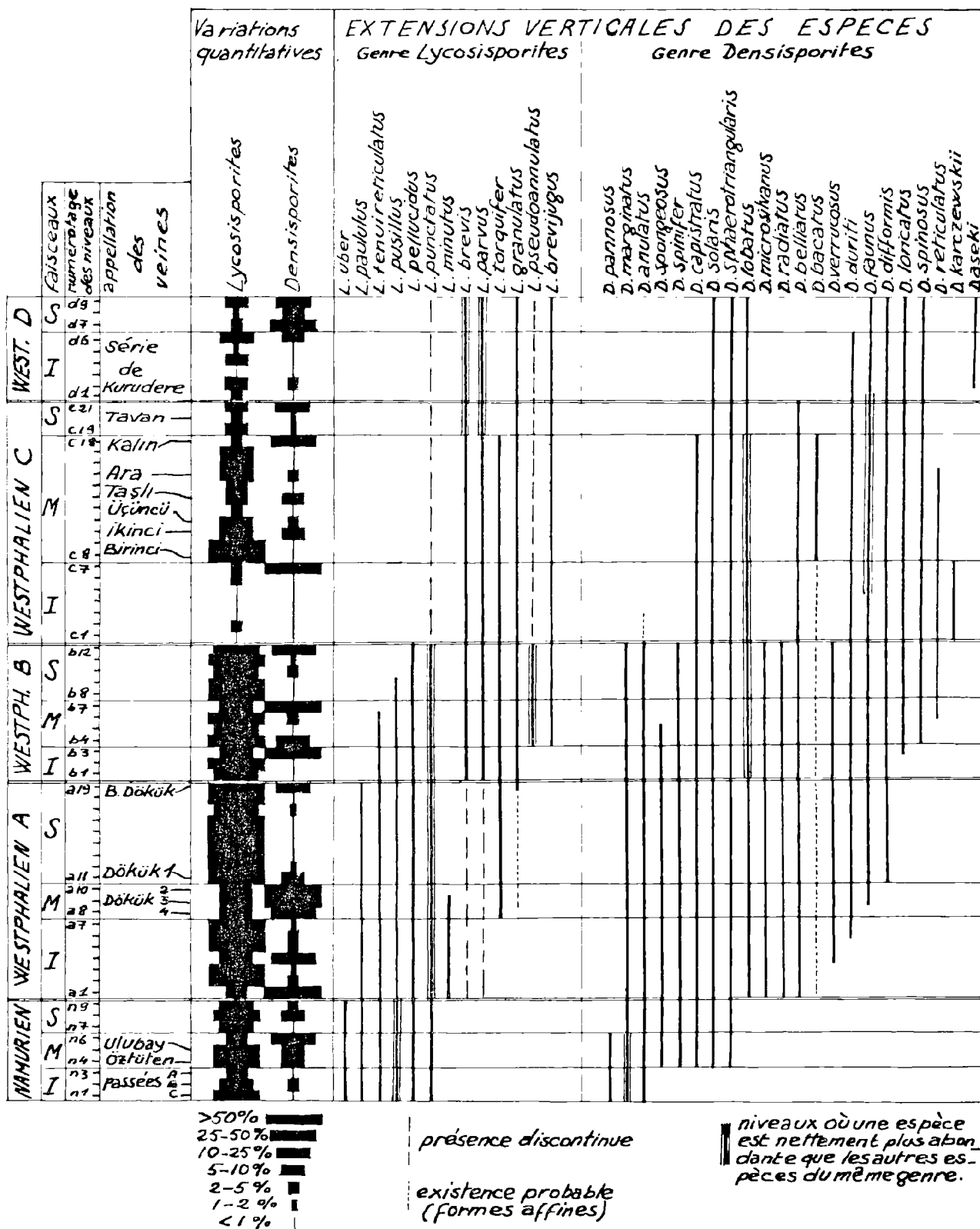


FIG. 1. — Tableau des variations quantitatives des genres *Lycosisporites* et *Densisorites* et des extensions verticales des principales espèces appartenant à ces deux genres, dans le bassin d'Amasra.

ensemble d'assises, dans une assise ou dans certains faisceaux de veines seulement.

Genre *DENSISPORITES* (2)

- D. anulatus* (LOOSE) S., W. & B. : de la base du Namurien jusqu'au sommet du Westphalien B.
- D. aseki* POT. & KR. : dans le Westphalien D seulement.
- D.* (al. *Anulatisporites*) *bacatus* (DYB. & JACH.) nov. comb. : dans le Westphalien C moyen seulement (d'après Konyali cette espèce débiterait à la base du Westphalien A).
- D. belliatu*s ARTÜZ : de la base du Westphalien A jusqu'au sommet du Westphalien C.
- D. capistratus* HOFF., STAP. & MALL. : de la base du Namurien moyen jusqu'au sommet de la série de Schlehau (veine Kalin).
- D.* (al. *Cirratriradites*) *difformis* (KOS.) nov. comb. : du Westphalien A supérieur jusqu'au sommet du Westphalien D.
- D. duriti* POT. & KR. : du Westphalien A inférieur (niveau a. 6) jusqu'au sommet du Westphalien D moyen.
- D. faunus* (IBR.) POT. & KR. : du Westphalien A moyen jusqu'au sommet du Westphalien D.
- D.* (al. *Cingulizonates*) *karczewskii* (DYB. & JACH.) nov. comb. : dans les couches de passage entre le Westphalien B et le Westphalien C (Sondage 32, 945 m) et dans le Westphalien C inférieur.
- D. lobatus* KOSANKE : dans tout le Westphalien.
- D. loricatus* (LOOSE) S., W. & B. : du Westphalien B inférieur jusqu'au sommet du Westphalien D.
- D. marginatus* ARTÜZ : dans le Namurien et le Westphalien inférieur (A et B) ; toutefois, le Namurien est caractérisé par des variétés à exine lisse alors que le Westphalien inférieur comporte des variétés à exine plus ou moins granuleuse.
- D. microsylvanus* ARTÜZ : dans le Westphalien inférieur (A et B).
- D. pannosus* KNOX : localisé dans le Namurien inférieur et moyen.
- D.* (al. *Cingulizonates*) *radiatus* (DYB. & JACH.) nov. comb. : dans le Westphalien inférieur (A et B).

- D. reticulatus* DYB. & JACH. : du Westphalien B moyen (niveau : b. 6) jusqu'au Westphalien C moyen (niveau : c. 16).
- D. solaris* BALME : de la base du Namurien moyen (veine Oztüten) jusqu'au sommet du Westphalien D.
- D. sphaerotriangularis* KOSANKE : de la base du Namurien moyen jusqu'au sommet du Westphalien D.
- D. spinifer* HOFF., STAP. & MALL. : de la base du Namurien moyen jusqu'au sommet du Westphalien B.
- D. spinosus* DYB. & JACH. : de la base du Westphalien B moyen jusqu'au sommet du Westphalien D.
- D. spongiosus* BUTT. & WILL. : de la base du Namurien moyen jusqu'au Westphalien B moyen (niveau : b. 5).
- D. verrucosus* DYB. & JACH. : du Westphalien A inférieur (niveau : a. 4) jusqu'au sommet du Westphalien B.

Donc, les différentes assises du Houiller et les faisceaux qui les forment sont caractérisés comme ci-dessous :

Namurien inférieur : par l'association *D. pannosus*, *D. marginatus*, *D. anulatus*.

Namurien moyen : par l'adjonction des espèces *D. capistratus*, *D. solaris*, *D. sphaerotriangularis*, *D. spinifer* et *D. spongiosus* aux espèces déjà existantes dans le Namurien inférieur.

Namurien supérieur : par la même association que celle du Namurien moyen où, cependant, *D. pannosus* manque. On note également l'apparition de formes affines de *D. lobatus*.

Westphalien inférieur (A et B) : par l'association *D. anulatus*, *D. marginatus* (var. granuleuse), *D. microsylvanus*, *D. radiatus*, *D. spinifer*, *D. verrucosus*, en plus d'espèces comme *D. solaris*, *D. sphaerotriangularis* et *D. capistratus* qui existaient déjà dans le Namurien supérieur et qui se poursuivent dans le Westphalien C.

Westphalien A : par l'absence totale de *D. loricatus* qui débute dans le Westphalien B ;

— inf. : peu caractérisé ;

— moy. : par l'adjonction de *D. faunus*

— sup. : par l'apparition de *D. difformis*.

(2) Dans le sens large du terme, englobant toutes les formes décrites sous les noms de *Densissporites*, *Anulatisporites*, de *Cingulizonates* et de *Radiizonates*.

- Westphalien B : par l'apparition de *D. lorica-
catus* qui s'ajoute à l'associa-
tion typique du Westphalien A
supérieur ;
- inf. : par l'absence de *D. spinosus*
et de *D. reticulatus* qui appa-
raîtront respectivement dans
le Westphalien B moyen et
supérieur ;
 - moy. : par l'apparition de *D. spino-
sus* ;
 - sup. : par la présence simultanée de
D. spinosus et de *D. reticu-
latus* s'ajoutant à l'association
typique du Westphalien B.
- Westphalien supérieur (C et D) : par l'absence
totale de *D. anulatus*, *D. marginatus*, *D. micro-
silvanus*, *D. radiatus*, *D. spinifer*, *D. verru-
cosus*, toutes espèces ayant débuté dans le
Namurien ou dans le Westphalien inférieur,
et s'éteignant au sommet du Westphalien B.
- Westphalien C : par l'association typique :
*D. belliatu*s, *D. difformis*,
D. duriti, *D. faunus*, *D. lobat-
us*, *D. lorica*tus, *D. solaris*,
D. sphaerotriangularis, *D. spi-
nosus*.
- inf. et moyen : par la présence de *D. capi-
stratus* s'ajoutant à l'associa-
tion typique ;
- inf. : par *D. karczewskii* ;
 - moy. : par la présence de *D. bacatus*
et l'absence de *D. karczewskii* ;
 - sup. : par l'absence de *D. capi-
stratus*, *D. bacatus* et *D. reticu-
latus*.
- Westphalien D : par l'apparition de *D. asek*i
et l'absence de *D. belliatu*s, la
distinction entre les faiseeaux
inférieur et supérieur se
basant sur l'absence de *D. du-
riti* dans ce dernier.
- L. brevis* BHARDWAJ : dans tout le Westphalien
(présence discontinue dans le Westphalien A).
- L. pusillus* (IBR.) S., W. & B. : de la base du Namu-
rien jusqu'au Westphalien B supérieur (niveau
b. 9).
- L. granulatus* KOSANKE : du Westphalien A moyen ?
(niveaux : a. 9 ? et a. 0 ?) jusqu'au sommet
du Westphalien D.
- L.* (al. *Stenozonotriletes*) *minutus* (ISCH.) nov.
comb. : dans le Westphalien A inférieur et
moyen.
- L. parvus* KOSANKE : dans tout le Westphalien (pré-
sence discontinue dans le Westphalien A).
- L. paululus* ARTÜZ : dans le Namurien et le West-
phalien A.
- L. pellucidus* (WICHER) S., W. & B. : de la base
du Namurien jusqu'au Westphalien B supé-
rieur (niveau b. 11) ; les formes de plus de
50 μ ne se rencontrent que dans le Namurien.
- L. pseudoannulatus* KOSANKE : du Westphalien B
moyen (niveau b. 4) jusqu'au sommet du West-
phalien D (présence discontinue dans le West-
phalien C et D).
- L. punctatus* KOSANKE : de la base du Namurien
jusqu'au sommet du Westphalien D (présence
discontinue dans le Westphalien C et D).
- L. tenuireticulatus* ARTÜZ : de la base du Namurien
jusqu'au Westphalien B moyen (niveau b. 6).
- L. torquifer* (LOOSE) POT. & KR. : de la base du
Westphalien A moyen jusqu'au sommet du
Westphalien C moyen (veine Kalin).
- L. uber* (H., S. & M.) S. : dans le Namurien.

Done, si l'ensemble du Namurien est bien carac-
térisé par l'association *L. paululus*, *L. pellucidus*,
L. punctatus, *L. pusillus*, *L. tenuiraticulatus*, *L. uber*
cette dernière espèce étant strictement localisée
dans le Namurien, ses subdivisions naturelles restent
floues.

L'association caractéristique du Westphalien
inférieur (A et B) est la suivante : *L. pusillus*, *L.*
pellucidus, *L. punctatus*, *L. brevis*, *L. parvus*.

Le Westphalien A contient *L. paululus* qui
s'éteint au sommet de cette assise, alors que *L. gra-
nulatus* apparaît à la base du Westphalien B (des
formes affines de cette espèce sont signalées dès le
Westphalien A moyen) et le caractérise en s'ajou-
tant à l'association typique du Westphalien infé-
rieur.

Genre LYCOSISPORITES

(Extensions verticales des diverses espèces)

- L. brevijugus* KOSANKE : du Westphalien B moyen
(niveau : b. 5) jusqu'au sommet du Westpha-
lien D.

Les subdivisions naturelles du Westphalien A sont caractérisées par les espèces :

- *L. minutus* qui est localisée dans les faisceaux inférieur et moyen ;
- *L. torquifer* qui se trouve seulement dans les faisceaux moyen et supérieur.

Le Westphalien B inférieur est caractérisé par *L. tenuireticulatus* auquel s'ajoute *L. brevijugus* dans le faisceau moyen. Cette dernière espèce est encore présente dans le faisceau supérieur alors que *L. tenuireticulatus* ne dépasse pas le niveau b. 7.

L'association caractéristique du Westphalien supérieur (C et D) est constituée par les espèces suivantes : *L. brevis*, *L. brevijugus*, *L. granulatus*, *L. parvus*, *L. pseudoannulatus*, *L. punctatus*, à l'exclusion de toute autre espèce, sauf de *L. torquifer* qui s'éteint au sommet du Westphalien C moyen (veine Kalin). Les subdivisions à l'intérieur de ces assises n'ont pu être établies par les *Lycosisporites*. Mais l'étude simultanée des extensions verticales des espèces appartenant aux deux genres *Densissporites* et *Lycosisporites* m'ont permis d'établir un tableau (fig. 2) où chaque assise du Houiller ainsi que chacun des faisceaux formant ces assises sont suffisamment caractérisés par une ou plusieurs espèces typiques ou par des associations de *Lycosisporites-Densissporites*.

Conclusion

Les variations des pourcentages des genres *Lycosisporites* et *Densissporites* sont telles que les minimums et les maximums coïncident, à quelques rares exceptions près, avec les sommets et les bases des faisceaux de veines, chaque cycle *Lycosisporites-Densissporites* correspondant, *grosso modo*, à une subdivision naturelle du terrain houiller.

On a ainsi :

— 3 cycles dans le Westphalien A (le niveau a. 1 avec 50,2 % de *Densissporites* n'est probablement pas la base du Westphalien A, cette formation n'étant connue que sous forme d'écaillés ; la partie tout à fait inférieure du Westphalien A autochtone n'a jamais été atteinte par les sondages).

— 3 cycles dans le Westphalien B, le 3^e cycle étant incomplet ; mais ceci peut provenir d'une lacune au sommet de l'assise. En effet, les mouvements de glissements massifs dans la cuvette de

Tarla-agzi-Amasra se sont produits, surtout, à la fin du Westphalien B.

— 4 cycles dans le Westphalien C, les deux cycles du milieu étant considérés comme appartenant à un seul et même cycle, la veine Tasli ayant une composition palynologique spéciale que l'on a évoquée plus haut.

— 1 cycle dans le Westphalien D où il existe deux zones distinctes avec des niveaux à *Lycosisporites* dominant à la base et des niveaux à *Densissporites* dominant au sommet.

Dans le Westphalien inférieur (A et B) notamment, où les genres *Lycosisporites* et *Densissporites* constituent les deux genres dominants (atteignant à eux deux des pourcentages qui varient de 48,6 à 87,2 %) (3), il est beaucoup plus aisé de situer une veine dans un faisceau par des déterminations spécifiques concernant ces deux genres que de chercher des sporomorphes rarissimes, ces derniers, d'ailleurs, ne caractérisant le plus souvent que l'ensemble du Westphalien inférieur ou l'une des deux assises qui le constituent.

Dans le Westphalien supérieur où les spores monolètes dominent, et de très loin, les compositions palynologiques des veines, l'étude des espèces de *Lycosisporites* et de *Densissporites* se révèle quand même très utile pour déterminer, à l'intérieur d'une assise connue, la position approximative d'une veine.

Il se révèle, d'après les résultats qui sont illustrés (ces résultats n'ayant de valeur que pour le Houiller d'Amasra) qu'il suffit d'avoir une série de 3 veines sur un profil de sondage pour pouvoir situer le faisceau dans la série stratigraphique avec la seule étude des genres *Lycosisporites* et *Densissporites*, les deux genres, ou au moins l'un des deux, étant toujours présents dans tous les niveaux de houille. Le seul niveau où le pourcentage global relatif aux deux genres est inférieur à 1 % se trouve dans le Westphalien D inférieur (niveau d. 3).

Dans le Namurien, les observations révèlent que chacun des trois faisceaux a des caractéristiques très différentes les unes des autres quant au développement des genres qui constituent le sujet de cette étude.

Au Namurien inférieur, le genre *Lycosisporites* passe d'un maximum à la base (28 %) à un minimum

(3) Ces chiffres concernent les pourcentages moyens de plusieurs niveaux qui ont été corrélés.

		NAMURIEN			WESTPHALIEN							
		A	B	C	A	B	C	D				
SUBDIVISIONS BASEES SUR LES GENRES DENSI-SPORITES ET LYCOSISPORITES <small>Espèces dominantes Présence - Absence</small>	GENRES DENSI-SPORITES ET LYCOSISPORITES <small>Rapport Lycosporites / Cyclospores</small>	Densisp. très rare à la base		Densisp. très rare à la base du faisceau		Alternance régulière de niveaux à Dens. & à Lycos.		Densisp. > Lycosisp.				
		Densisp. très abondant		Densisp. très rare à la base du faisceau		Densisp. > Lycosisp.		CYCLE B.1		CYCLE B.2		
		Densisp. très abondant		Densisp. très rare à la base du faisceau		Densisp. > Lycosisp.		CYCLE B.3		CYCLE C.1		
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	Cardiopteridium waldenburgense		Pariapteris gigantea		Pariapteris scheuchzeri		Pariapteris scheuchzeri			
			Diplotmema bermudensis		Imp. schlehari		Imp. heterophylla		Linopt. denserivosa		Linopt. denserivosa	
			Mesocalamites sp.		Marriopt. acuta		Disc. wullersi		Reticulopt. munsteri		Reticulopt. munsteri	
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	Senftenbergia aspera		C. hoeninghausi		Sphenophyllum oblongifolium		Annularia sphenophylloides			
			(apparition de quelques formes du Westph. A).		Sphenophyllum cuneifolium		Linch. rugosa		Ptychocarpus unita		Annularia stellata	
			même association que le W. A. sauf C. hoeninghausi		Apparition de Linch. rugosa		Linch. rugosa		Apparition de P. scheuchzeri & Sph. oblongifolium		Imparipteris ovata	
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	Lageniculispora crassiaculea		Superbisp. mamillarius		Cystisp. varius		Coronatisp. brasserti			
			Lageniculispora subpilosus		Setosisp. hirsutus		Setosisp. praetextus		Valvisisp. auritus		Laevigatispora glabratus	
			Setosisp. praetextus v. minor		Piculatispora tuberosus		Superbisp. superbus		Tuberc. egemeni		Triletisp. tuberculatus	
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	Coronatisp. brasserti v. minor		Lagenoispora rugosus		Colisp. pekmez-cileri		Knoxisp. tokayi			
			L. simplex		Cystisp. giganteus		Cystisp. giganteus		Bentzi. bentzii		Bentzi. bentzii	
			Tuberc. anatolicus		Cyratrispora, Raistrickispora, Crassispora, Mooreispora, Laevigatispora, Altipollenites, Florinipollenites		Pustulatispora, Bellispora, Callispora, Sinusispora, Convolutispora, Planispora, Schultepollenites, Micropollenites		Wesphalensispora, Torospora, Spinispora, Crassospora, Verrucospora, Speciosospora, Chasmatispora		Triletisp. tuberculatus	
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	Tripartisporites		Rotisporites		Canaliculatisporites		Procoronispora			
			Apparition de Callispora, Sinusispora, Endopollenites, Rempollenites.		Schopfispora, Tholisp., Baculatispora, Tholisp.		Po. Stelli. Guth.		Trilobatisporites		Vestipollenites	
			Apparition de Callispora, Sinusispora, Endopollenites, Rempollenites.		Schopfispora, Tholisp., Baculatispora, Tholisp.		Po. Stelli. Guth.		Trilobatisporites		Savitrispora	
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	L. uber		D. marginatus (lisse)		D. pannosus		L. brevis, L. parvus, D. lobatus			
			D. marginatus (granuleux)		D. marginatus (granuleux)		D. microsylvanus, D. radiatus		D. verrucosus		D. aseki	
			D. punctatus		L. minutus		D. karcozewskii		D. bacatus		D. aseki	
Plantes caractéristiques <small>D'après R. EGEMEN, 1959.</small>	Mégaspores caractéristiques <small>D'après S.-J. DIJKSTRA & YAH-SIMIAN, 1959.</small>	Microspores caractéristiques <small>AGRALI-KONALI</small>	L. pusillus		D. marginatus		D. lobatus		L. pseudoannulatus			
			Apparition des variétés sculptées de Densisp. varius		L. punctatus		D. pseudoannulatus		D. faunus		L. brevis, L. parvus	
			Absence de: L. paululus, L. pellucidus, L. pusillus, D. anulatus, D. spinifer, D. spongeosus		L. punctatus		D. pseudoannulatus		D. faunus		L. brevis, L. parvus	

FIG. 2. — Fossiles-guides du bassin d'Amasra. Concordance entre les subdivisions naturelles et les subdivisions palynologiques basées sur les genres *Lycosisporites* et *Densisp. varius*.

au sommet (11,1 %), alors que le genre *Densisporites* présente un maximum situé entre deux minimums.

Dans le Namurien moyen, le maximum de *Lycosisporites* se trouve à la base du faisceau (33,3 %) et le minimum (11 %) au sommet, ces extrêmes correspondant respectivement au minimum (5,9 %) et au maximum (36,5 %) de développement des *Densisporites*.

Dans le Namurien supérieur, les deux genres présentent leur maximum dans la partie médiane du faisceau, les minimums étant situés à la base et au sommet.

Les maximums de développement des diverses espèces de ces deux genres sont marqués par un double trait sur la figure 1 et ceci constitue un critère complémentaire pour la datation des veines.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AGRALI B. — Etude des microspores du Namurien à Tarla-agzi (Bassin houiller d'Amasra, Turquie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, n° 2, pp. 145-159, Pl. XXII et XXIII, 1963.
- 2) ALPERN B. — Contribution aux méthodes et à la systématique palynologiques et pétrographiques des charbons. Application au problème de la corrélation des couches. Thèse Fac. Sc. Paris, 1957.
- 3) ARNI P. — Simali Anadolu kömür havzasi stratigrafisi hakkında mâlûmat ve Ereğli-Zonguldak-Amasra arasinda Prof. Jongmans ile birlikte yapılan seyahat hakkında rapor. *M.T.A.*, Rapp. n° 674, Ankara 1938.
- 4) ARNI P. — Untersuchungen in den Bezirken Zonguldak und Amasra des westlichen Steinkohlenbeckens. *M.T.A.*, Rapp. n° 1113, Ankara, 1940.
- 5) ARÜZ D. — Die Sporae dispersae der Türkischen Steinkohle von Zonguldak-Gebiet (mit besonderer Beachtung der neuen Arten und Genera). *Revue Fac. Sc. Univ. Istanbul*, série B, t. 22, fasc. 4, pp. 239-263, Istanbul 1957.
- 6) DIJKSTRA S.J. — Megaspores of the turkish Carboniferous and their stratigraphical value. *Intern. Geol. Congr. Report XVIIIth session*, part X, Proc. of Sect. J., pp. 11-17, 1952.
- 7) EGEMEN R. — On the significance of the flora found in the Ihsaniye beds at Kozlu, Zonguldak. *Revue Fac. Sc. Univ. Istanbul*, série B, t. 24, pp. 1-21, Istanbul.
- 8) EGEMEN R. et PEKMEZCİLER S. — Rapport géologique sur le Carbonifère d'Amasra. *M.T.A.*, Rapp. n° 1636, Ankara 1945.
- 9) KONYALI Y. — Contribution à l'étude des microspores du bassin houiller d'Amasra (Secteur Sud). Thèse Fac. Sc. Lille, 1963.
- 10) RALLI G. — Le bassin houiller d'Héraclée. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 23, 1895.
- 11) RALLI G. — Le bassin houiller d'Héraclée. La flore du Culm et du Houiller moyen. Istanbul, 1933.
- 12) TOKAY M. — Géologie de la région de Bartın (Zonguldak, Turquie du Nord). *M.T.A.*, for. ed., n° 46-47, pp. 46-63, Ankara, 1955.
- 13) TOKAY M. — Amasra bölgesinin jeolojisi ve Karboniferde gravite yoluyla bazı kayma olaylari. *M.T.A.*, n° 58, pp. 1-20, Ankara, 1962.

—»«—

Valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum des charbons du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin)

par E. MÉRIAUX (1)

Sommaire. — L'étude de 17 veines (ou passées) de houille rencontrées en sondage (Loos 5) dans le Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais (Groupe de Lens-Liévin) a permis de montrer que la valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum de la collinite croît de manière linéaire avec la profondeur.

Les combustibles solides, provenant d'un sondage (Loos 5) effectué dans le Groupe de Lens-Liévin, ont déjà fait l'objet d'une part d'études pétrographiques qualitative et quantitative (E. Mériaux, 1963) et, d'autre part, d'une étude de la microdureté Vickers de leur composant le plus abondant (collinite) (Ch. Delattre et E. Mériaux, 1964). Bien que chimiquement différentes, ces houilles appartiennent presque toutes à un même type pétrographique. Les mesures de leur microdureté Vickers ont apporté quelques précisions relatives à leur rang. Pour préciser encore « le stade atteint par ces charbons au cours de la houillification » (= rang) (C.L.P.C., 1963), j'en ai étudié les variations du pouvoir réflecteur maximum de la collinite. La valeur du pouvoir réflecteur est d'ailleurs considérée par I.I. Ammosov et S.A. Musyal (1952) et V. Holubar et Z. Krejeik (1957) comme l'un des caractères spécifiques des différents types de charbons fossiles.

Avant d'exposer les résultats des études que j'ai réalisées sur des houilles prélevées, sur une même verticale, en un point précis du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais, je rappellerai tout d'abord très brièvement les diverses méthodes de mesure du pouvoir réflecteur utilisées jusqu'à ce jour, les travaux considérables qu'elles ont suscités et les résultats parfois surprenants auxquels elles ont abouti.

I. - HISTORIQUE DES RECHERCHES

J. Orceel (1927-1928 et 1930) préconise, pour étudier le pouvoir réflecteur des minéraux opaques et des minéraux transparents très réfringents, l'emploi de la « pile photo-électrique » ; c'est à lui que nous devons la mise au point d'une méthode de mesure du pouvoir réflecteur entièrement objective.

Le microphotomètre de M. Berek (1930 et 1931) dont les « moyens d'éviter les fautes de réglage » furent décrits par E. Staeh (1949, p. 161) permet, lui, de réaliser des mesures malheureusement subjectives (D.G. Murchison, 1960). Il convient de citer aussi les méthodes de Y.A. Zhemchuzhnikov (1936) et de A. Dalme et M. Th. Mackowsky (1950).

Ces dispositifs fondamentaux, utilisant un microscope permettant des examens en lumière réfléchie, ont subi des perfectionnements considérables liés aux progrès de la technique. C'est ainsi que l'appareil photographique a tout d'abord supplanté l'œil de l'observateur (F.J. Huntjens et D.W. Van Krevelen, 1954) lors de l'égalisation des plages lumineuses dans la manipulation du photomètre de Berek. Le renforcement des tons gris a pu être accentué par l'utilisation de films et de papiers à tirage à fort contraste. Le microscope, construit en 1955 par la firme E. Leitz d'après les données de E. Staeh, a permis de réaliser des mesures très précises de pouvoir réflecteur sur l'exinite des couches de charbon de la Ruhr (E. Staeh et H.C. Michels, 1955). De manière à faire face aux difficultés des manipulations, E. Staeh (1956) a proposé certains aménagements techniques simples et ingénieux.

(1) Assistant à la Faculté des Sciences de Lille.

nieux. Ces perfectionnements se sont poursuivis par l'adjonction de bonnettes d'immersion (E. Stach, 1957) permettant d'utiliser des liquides d'indice de réfraction élevé (iodure de méthylène) augmentant ainsi les contrastes et du même coup l'étalement des tons gris. E. Stach (1958) a encore proposé l'utilisation d'un « coin gris » permettant de repérer, de façon continue, les valeurs du pouvoir réflecteur des combustibles solides, mais non d'en faire des mesures absolues. Ce « coin gris » peut s'adapter sur un microscope de comparaison ou sur un microphotomètre. L'objectivité des mesures relatives du pouvoir réflecteur, par de tels procédés, est rendue possible grâce à la prise de microphotographies.

La comparaison et l'égalisation des plages lumineuses (demi-plage correspondant au faisceau réfléchi par l'objet et demi-plage image du faisceau de comparaison) ont été grandement simplifiées grâce à la mise au point par B. Alpern et G. Nomarski d'un réflectomètre optique, à une seule cellule, muni d'un « dispositif de papillotement » (B. Alpern, 1959). Le montage réalisé par K. Kötter (1960) d'un microscope doté d'un photo-multiplieur et d'un supergalvanomètre, et l'automatisation des manipulations et de l'enregistrement (K. Kötter et D.W. Langner, 1961) constituent, semble-t-il, un très grand pas vers la justesse et la rapidité des mesures objectives et absolues du pouvoir réflecteur des charbons. Il faut cependant encore signaler la construction par J.M. Jones (1962) d'un nouveau microréflectomètre — muni d'un polarisateur tournant à 3.000 t./min. — à très haute sensibilité (spécialement pour les intensités lumineuses faibles).

On comprend aisément que des dispositifs aussi divers aient fourni des résultats parfois contradictoires. Dans des conditions d'expérimentation si variées, il est en effet difficile d'obtenir des mesures homogènes. Cela se vérifie d'autant mieux qu'un facteur subjectif non négligeable vient s'ajouter à des conditions d'observation parfois peu commodes. Quoi qu'il en soit, les études du pouvoir réflecteur des houilles sont très nombreuses. Les premiers travaux (E. Hoffmann et A. Jenkner, 1932 et 1933, C.A. Seyler, 1943 a et C.A. Seyler et W.J. Edwards, 1949) ont eu pour objet l'étude des phénomènes de houillification et les définitions des composants du charbon (C.A. Seyler, 1943 b). Il fut aussi recherché des relations entre le pouvoir réflecteur et les propriétés physiques des houilles telles que la densité calculée et la porosité (E. Sherlock, 1951 a), l'anisotropie (M. Th. Mackowsky et A. Dahmé, 1951,

E. Wege, 1954) ou les indices de réfraction et d'absorption (E.J. Hamjens et D.W. Van Krevelen, 1954). D'innombrables mesures, relatives ou absolues et systématiques, du pouvoir réflecteur ont été réalisées. Les résultats qu'elles ont apportés ont entraîné des discussions, sources de progrès. Citons les travaux de Sherlock (1951 b), B.C. Mukherjee (1952), C.A. Seyler (1952), J.T. Mc Cartney (1952), E. Stach et H.C. Michels (1955), J.T. Mc Cartney et L.J.E. Hofer (1955), S.R. Broadbent et A.J. Shaw (1955), C.A. Seyler et D. Chandra (1955), D.W. Van Krevelen et J. Schuyer (1957), R. Siever (1957), D.G. Murchison (1957 et 1958, J.T. McCartney et S. Ergun (1958 et 1960), B. Alpern (1959), L.A. Gilbert (1960) et J.M. Jones (1961).

Si à l'origine il fut constaté des variations discontinues (théorie des *steps* de C.A. Seyler) du pouvoir réflecteur des charbons, il semble bien actuellement que dans le temps présent les résultats obtenus incitent à opter pour des variations continues de cette propriété physique particulière des macéraux des houilles avec le rang de ces dernières.

L'importance pratique que revêt la mesure systématique du pouvoir réflecteur n'est plus à démontrer (G.W. Fenton, I.A. Marshall et A.H.V. Smith, 1958 ; E. Grandry, 1962 ; M. Th. Mackowsky, 1962).

II. - METHODES D'ETUDE ET RESULTATS

a) Méthodes d'étude.

Jusqu'à présent, les études du pouvoir réflecteur avaient porté sur des charbons chimiquement très différents et provenant d'endroits parfois fort éloignés les uns des autres. Au contraire, cette étude concerne des houilles prélevées en sondage (Loos 5) donc sur une même verticale (de la cote 167,10 m à 754 m) en un point particulier du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. Comme le montre le tableau I, ces combustibles sont eux aussi chimiquement différents (12 à 26 % de matières volatiles). Ils appartiennent à des assises géologiques différentes (Westphalien, A, B et C). J'ai encore eu la chance d'obtenir (2) un échantillon prélevé à 1190,70 m (teneur en matières volatiles : 6 %) dans

(2) Il m'est particulièrement agréable d'adresser mes très vifs remerciements à M. M. Buisinc, Ingénieur-géologue, qui a eu l'extrême obligeance de faciliter ma tâche en de nombreuses occasions.

POUVOIR REFLECTEUR MAXIMUM DES HOUILLES DU SONDAGE LOOS 5 - GROUPE DE LENS-LIEVIN						
Etage	Profondeur (m)	% M.V.	P.R. Max.	O	% O	
W E S T P H A L I E N	C	167,40	26	1,399	0,0415	2,970
		174 ☆	24,8	1,55	—	—
		309,50	18,5	1,606	0,0498	3,100
		326	19,7	1,618	0,0637	3,935
		346,20	18,2	1,580	0,0444	2,810
		358,75	20,9	1,588	0,0508	3,198
		365	18,8	1,616	0,0486	3,007
W E S T P H A L I E N	B	469,85 ☆	16	1,79	—	—
		493	16,9	1,813	0,0596	3,287
		509,10	17,10	1,799	0,0507	2,817
		518 s. sup.	16,7	1,823	0,0524	2,874
		518 s. inf.	15,7	1,814	0,0683	3,764
		562	13,4	1,926	0,0685	3,556
		644,05 ☆	14,6	2,07	—	—
W E S T P H A L I E N	A	718,40	13,4	2,153	0,0795	3,692
		728,25	12,3	2,128	0,0683	3,200
		754	12	2,134	0,0943	4,410

☆ Le P.R. de ces houilles a été mesuré sur des échantillons en blocs

TABLEAU I

un sondage voisin (Lens 1) à 20 em au toit de la passée marine de Laure. Exceptées les houilles n'ayant pu être prélevées qu'en faible quantité (174 m, 469,85 m et 664,05 m) et dont le pouvoir réflecteur n'a pu être mesuré que sur des échantillons en blocs polis perpendiculairement à la stratification, toutes les autres veines ont été broyées et les études du pouvoir réflecteur ont été menées à bien sur des échantillons en grains. Afin d'éviter la formation de relief, toujours à l'origine de zones de pénombre, le polissage préparatoire à l'oxyde de chrome a été réalisé sur disque de bois (bois de tilleul) tournant à grande vitesse (1150 t./min.). Pour obtenir des surfaces polies d'une grande netteté et dont les mesures de pouvoir réflecteur soient le moins possible entachées d'erreurs (D.G. Murehison et E.H. Boulton, 1961), il convient de noter ici que des soins tout particuliers ont été pris au cours des diverses opérations de polissage et de rinçage des échantillons. Les très nombreuses mesures ont été réalisées à l'aide d'un matériel,

permettant des enregistrements entièrement automatiques sur film (fig. 1), analogue à celui décrit par K. Kötter et W.D. Langner (1961), matériel utilisé dans les laboratoires de l'Institut National de l'Industrie Charbonnière (3) à Liège.

Les houilles étudiées présentent des caractères anisotropes nets. C'est pourquoi j'ai pensé qu'il était préférable, pour suivre les phénomènes de houillification, de mesurer le pouvoir réflecteur maximum de la collinite. Les mesures ont été faites à immersion dans l'huile Cargille (n = 1,5150). Les résultats s'inscrivent automatiquement sur un film (fig. 1) se déroulant en face de la règlette du supergalvanomètre. Chaque échantillon fait l'objet de 100 mesures (4 séries de 25 mesures). Entre chaque série de mesure, on procède à une vérification du O du galvanomètre et à une vérification sur le standard (Saphir blanc de pouvoir réflecteur connu dont on vise toujours le même point). Chaque mesure de pouvoir réflecteur de la collinite correspond à deux traces sur le film : un « tiret » supérieur, trace du déplacement du spot du galvanomètre au cours de la recherche de la valeur maximum du pouvoir réflecteur (par rotation de la platine tournante du microscope métallographique) et un « point » trapézoïdal inférieur correspondant à la valeur absolue maximum du pouvoir réflecteur. Il faut remarquer que la partie distale du tiret (à l'opposé du O) indique toujours une valeur supérieure à la valeur maximum absolue. L'inertie du miroir (donc du spot) lors de la recherche de la valeur maximum est responsable de cette apparente plus-value de pouvoir réflecteur.

Le film développé est placé sur un abaque. En partant du principe que les valeurs du pouvoir réflecteur sont *normalement distribuées* (de 0,05 en 0,05, nous groupons du même coup les valeurs par 2) nous construisons pour chaque série de 25 mesures une table de fréquence des différents groupes, puis une table de fréquence globale. On procède de manière partielle car, entre chaque série de mesures, la distance O - standard a pu varier, ce qui nécessite alors l'emploi d'un abaque différent.

(3) Que M. R. Noel veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance. Interrompant souvent le cours de ses propres travaux, M. R. Noel n'a cessé de me prodiguer des conseils éclairés. Je le prie de bien vouloir accepter mes très vifs remerciements. Pour leur aide précieuse, je tiens aussi à remercier MM. Blavier et Pulinckx qui ont su me faire profiter de leur grande expérience.

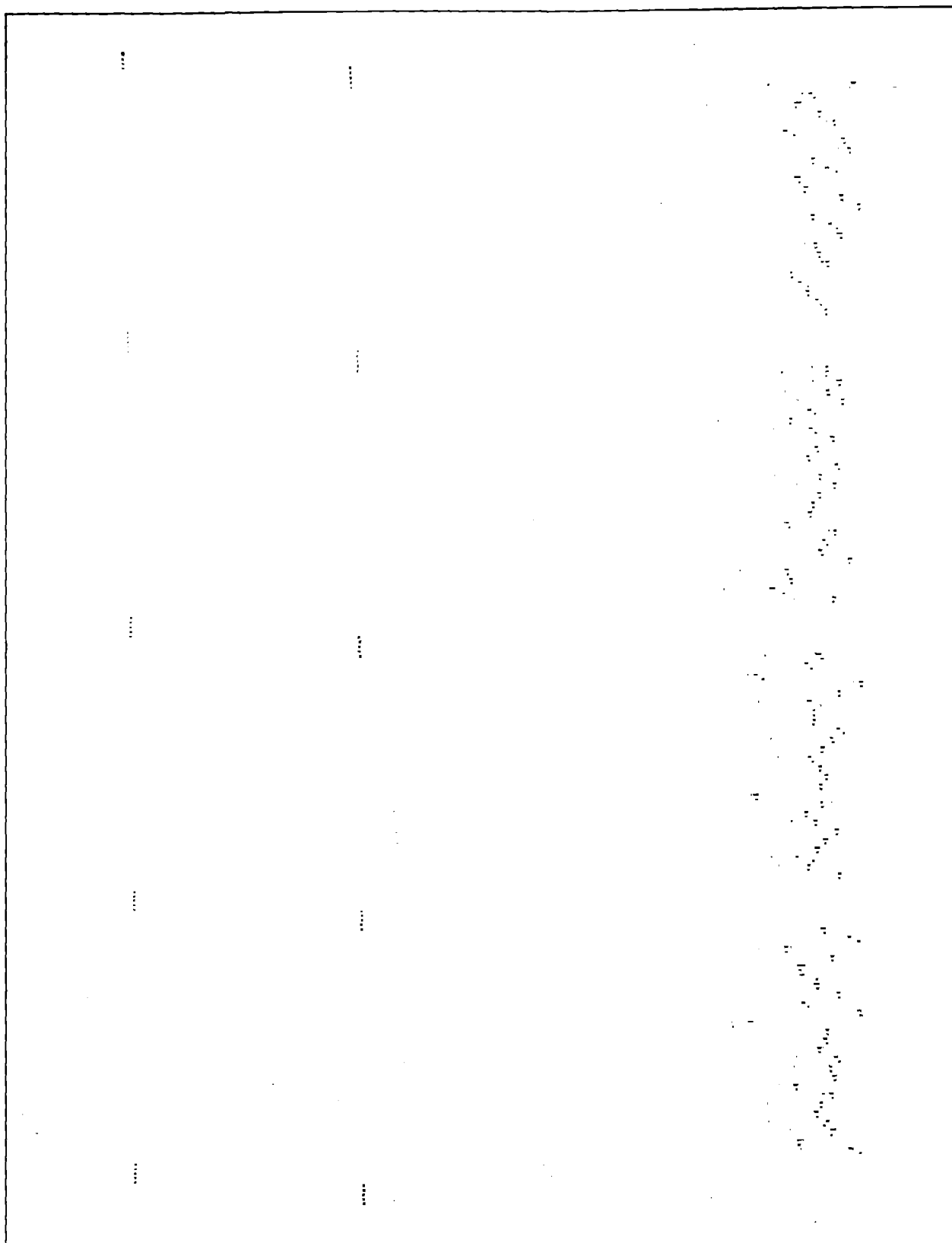


FIG. 1. — Enregistrement automatique. Film correspondant à la veine rencontrée à 493 m de profondeur.

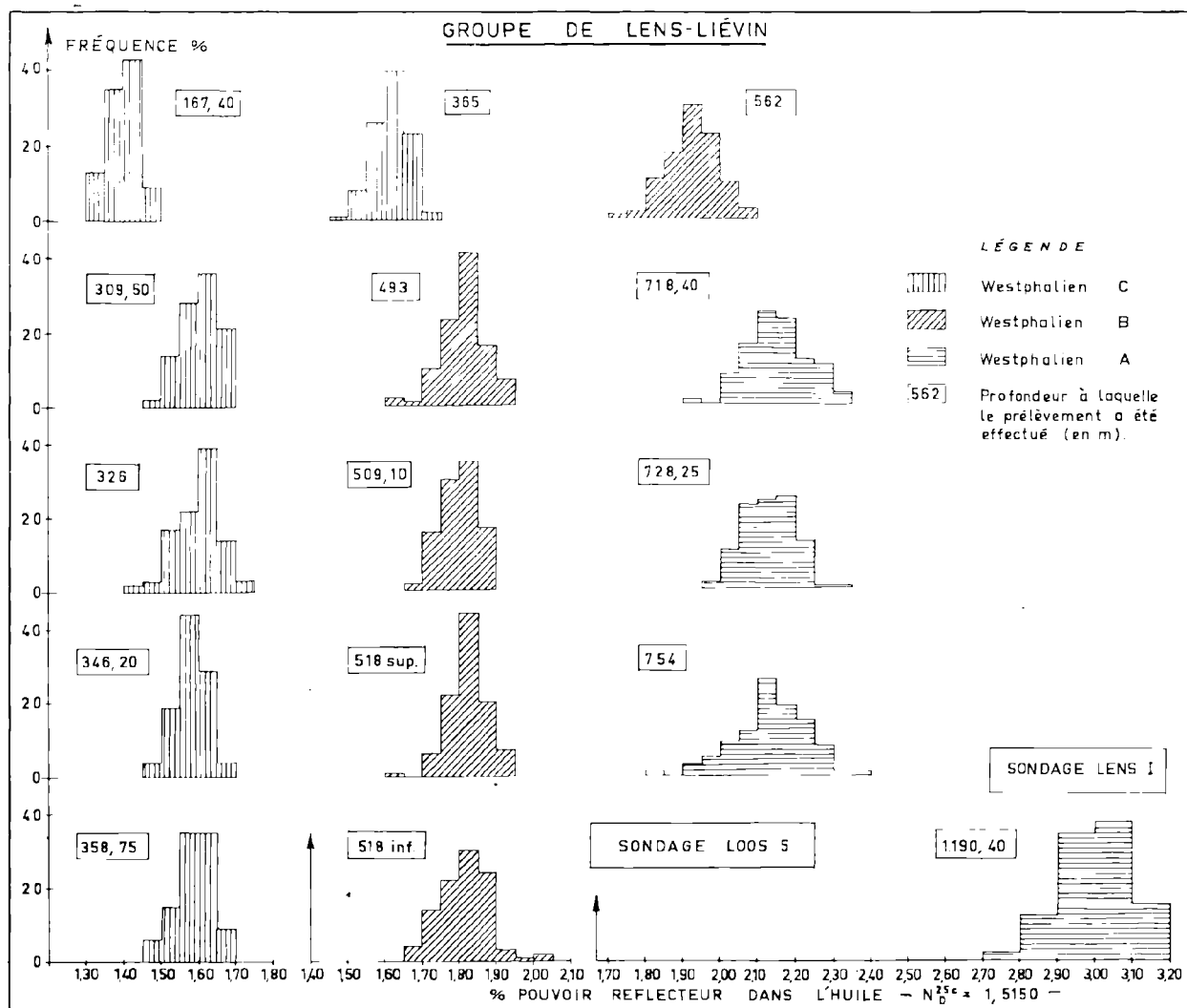


TABLEAU II. — Réflectogramme des houilles des Sondages Loos 5 et Lens 1.

Les histogrammes (réflectogrammes) de distribution de fréquence du tableau II sont la représentation graphique des tables de fréquence ainsi obtenues.

On procède ensuite aux différents calculs.

Chaque groupe de mesures (dont les valeurs extrêmes sont distantes de 0,05) peut être caractérisé par sa valeur moyenne. Dans chaque groupe de mesures, il a été procédé à n mesures. On calcule dans chaque groupe la somme des valeurs moyennes des n mesures de pouvoir réflecteur, puis la somme des valeurs moyennes des mesures effectuées dans

tous les groupes et enfin, la *valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum* de l'échantillon étudié (P.R. max. du tableau I). On procède ensuite au calcul de l'*écart-type* σ (= déviation standard). σ est donné par la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts des observations à partir de leur moyenne arithmétique. Afin de comparer la dispersion des différentes variables par rapport à leur moyenne, on calcule enfin le *coefficient de variation*. On exprime alors la déviation standard comme un rapport pour cent de la moyenne calculée ($\% \sigma$ du tableau I).

Exemple de calcul du pouvoir réflecteur maximum

Groupes de mesures	Tables de Fréquence				globale
	des 4 séries				
1,60 - 1,65	—	—	1	1	2
1,65 - 1,70	—	—	1	—	1
1,70 - 1,75	1	5	—	4	10
1,75 - 1,80	6	3	9	5	23
1,80 - 1,85	9	11	10	11	41
1,85 - 1,90	8	6	3	1	16
1,90 - 1,95	3	—	1	3	7
	25	25	25	25	100

Distance O - Standard 39,5 39,5 39,5 39,5

Calcul de la valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum

— valeurs moyennes des n mesures réalisées dans chaque groupe

1.625	1.675	1.725	1.775	1.825	1.875	1.925
2	1	10	23	41	16	7

3.250 1.675 17.250 40.825 74.825 30.000 13.475

somme moyenne
181.300 1.813

Calcul de l'écart-type

— Ecart

1.813	1.813	1.813	1.813	1.825	1.875	1.925
1.625	1.675	1.725	1.775	1.813	1.813	1.813

0.188 0.138 0.088 0.038 0.012 0.062 0.112

— (Ecart)²

0.035344	0.007744	0.000144	0.0125544
0.019044	0.001444	0.003844	

— n (Ecart)²

2 (0.035344... .. 7 (0.012544)

— Σn (Ecart)² = 0.3556 d'où $\sigma = 0.0596$

Calcul du coefficient de variation

$$\frac{\sigma}{\text{Moyenne}} \cdot 100 \qquad \% \sigma = 3.287$$

Les mesures effectuées sur l'échantillon prélevé dans le sondage Lens 1 à 1190,40 m sont les suivantes :

Valeur moyenne du P.R. max. : 3,001.
 σ : 0,0781
 $\% \sigma$: 2,60

b) Résultats.

L'examen des mesures et des calculs effectués sur les houilles du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin) permet de constater que globalement :

1° Dans le cas particulier de ces combustibles dont les teneurs en matières volatiles varient de 26 à 12 %, la valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum croît de manière sensiblement linéaire en fonction de la profondeur (fig. 2) ;

2° la valeur de l'écart-type ainsi que la dispersion (exprimée par le coefficient de variation $\% \sigma$) suivent les variations du pouvoir réflecteur maximum (P.R. max.).

Des mesures de détail réalisées sur l'échantillon prélevé à 174 m ont montré que la valeur moyenne du pouvoir réflecteur maximum de zones mylonitisées est inférieure à celle de zones intactes (1,48 contre 1,56).

Les résultats globaux de cette étude appellent toutefois quelques remarques.

Il convient tout d'abord de signaler que les mesures quoiqu'entièrement objectives, sont entachées d'erreurs. Un polissage n'est jamais parfait. De plus, l'étalement d'un film de résine polysynthétique ou de produits contenus dans l'eau de rinçage (calcaire par exemple) — film imperceptible — peut influencer les mesures.

La collinite apparemment amorphe et homogène peut quelquefois contenir de la résinite diffuse que l'œil ne peut soupçonner. Enfin, le choix de la plage à étudier est laissé à l'observateur et ce facteur subjectif est impossible à éviter. Ces erreurs se répètent évidemment sur tous les échantillons et, par conséquent, elles ne perturbent sans doute pas beaucoup les comparaisons que l'on peut être amené à établir.

Si, globalement, la valeur moyenne du pouvoir réflecteur max. varie de manière linéaire avec la profondeur, il faut cependant noter que les mesures sont réparties (fig. 2) en 4 groupes (ces groupes n'existeraient peut-être pas si des veines avaient été rencontrées de 167 à 309,5 m, de 365 à 469,85 m et de 562 à 644,05 m). Pourtant, le tableau II et la figure 2 montrent clairement qu'à chaque fois que l'on change d'assises (Westphalien A, B et C), les réflectogrammes « glissent » vers des valeurs moins élevées du pouvoir réflecteur, et que, dans une même assise, les réflectogrammes — bien qu'ayant des formes variées — sont nettement superposés. Faut-il voir pour autant dans les âges différents de ces charbons l'origine de pouvoirs réflecteurs différents ?

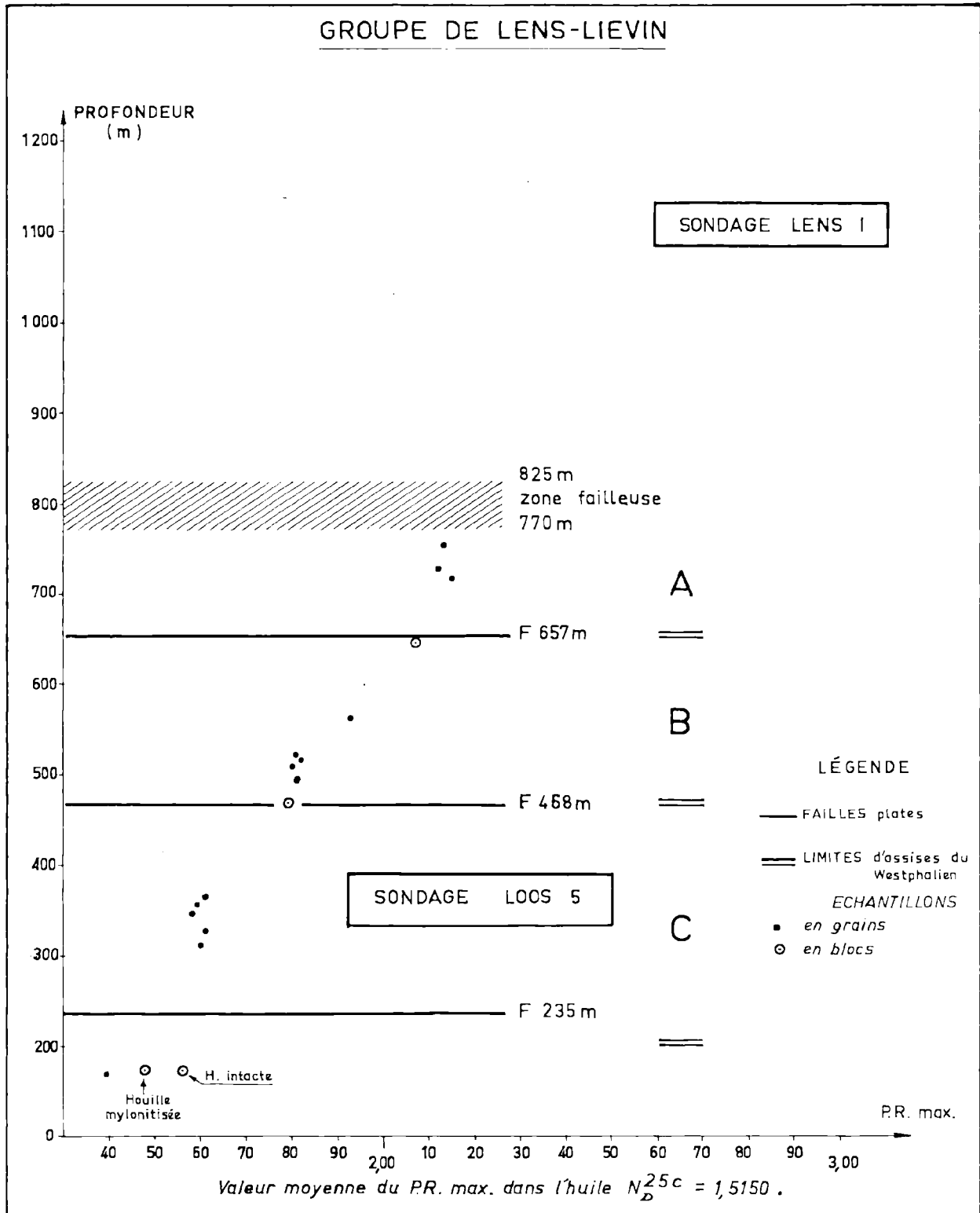


FIG. 2. — Répartition des P.R. max. des houilles dans les sondages Loos 5 et Lens 1 en fonction de la profondeur, de la tectonique et de l'âge géologique.

Le sondage Loos 5 a recoupé trois failles plates très importantes (4). Les terrains qu'elles encadrent contiennent des veines de houille dont les pouvoirs réflecteurs maximum respectifs sont groupés. Ce groupement des valeurs du pouvoir réflecteur peut-il être le résultat de causes tectoniques postérieures au dépôt ? En effet, ces failles correspondent sensiblement aux limites des assises du Westphalien (fig. 2). Dans de telles conditions, les variations du pouvoir réflecteur avec la profondeur incitent à penser que les pressions pourraient être — dans le cas du sondage Loos 5 — à l'origine d'une certaine différenciation.

Enfin, l'application des suggestions proposées par A. Duparque (1933) pour tenter d'expliquer les caractères anisotropes des charbons sont-elles applicables au pouvoir réflecteur ? On peut en effet penser que les « variations de composition des accumulations végétales primitives et d'actions diagénétiques précoces » sont responsables des variations du pouvoir réflecteur. Les charbons étudiés sont ici de types pétrographiques voisins et l'on pourrait penser que, dans ce cas, la variation linéaire du pouvoir réflecteur est imputable à la profondeur. A. Duparque a d'ailleurs fait observer que dans les charbons à moins de 26 % de matières volatiles les caractères pétrographiques variaient peu.

En dernière analyse, il faut constater que l'étalement basal des réflectogrammes et le coefficient

(4) M. A. Bouroz, Chef du Service géologique des H.B.N.P.C., qui m'a communiqué le log complet du sondage Loos 5, voudra bien trouver ici l'expression de ma bien vive gratitude.

de variation (% σ) augmentent avec le rang des houilles étudiées. Or, l'orientation des fragments dans les échantillons en grains est quelconque. Par conséquent, dans bien des cas, la valeur de la mesure du pouvoir réflecteur de la collinite est maximum selon l'orientation particulière du grain, orientation qui n'est pas forcément la plus favorable pour obtenir la valeur maximum vraie du pouvoir réflecteur. De plus, il faut se rappeler que la biréfringence de la collinite augmente avec le rang des charbons. Pour ces deux raisons, cette augmentation de la dispersion des valeurs maximum du pouvoir réflecteur avec le rang apparaît normale.

CONCLUSIONS

Les mesures de pouvoir réflecteur maximum nous ont permis de préciser le rang des houilles rencontrées en sondage — donc sur une même verticale — dans le groupe de Lens-Liévin du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais. Mais on ne peut encore expliquer les causes des variations constatées et il n'est pas impossible que toutes les hypothèses émises soient complémentaires. Quoi qu'il en soit, pour tenter de préciser davantage le rôle qu'a pu jouer chacun des phénomènes mis en cause, nous nous proposons à l'avenir d'étudier des veines de même âge superposées dans un même sondage (ces veines ont obligatoirement subi des efforts tectoniques). En sélectionnant par ailleurs des échantillons de même faciès pétrographique, nous pourrions peut-être avoir une idée plus précise de l'importance du rôle joué par les efforts tectoniques dans la valeur du pouvoir réflecteur.

BIBLIOGRAPHIE

- ALPERN B. (1959). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Contribution aux méthodes et à la systématique palynologiques et pétrographiques des charbons. Application aux problèmes de la corrélation des couches. *Thèse*, Paris.
- AMMOV I.I. et MUSYAL S.A. (1952). — Reflecting power as one of the main properties of fossil coals. *Dokl. Akad. Nauk., U.S.S.R.*, V. 84, p. 1223-1226.
- BEREK M. (1930). — Das Problem der quantitativen Mikroskopie, der Erzminerale und seine Lösung. Zugleich ein Beitrag zu den Erscheinungen der Reflexion des Lichts an anisotropen absorbierenden Kristallen. *Zeitschr. Kristallogr.*, LXXVI, S. 396-430, Leipzig.
- BEREK M. (1931). — Das Problem der quantitativen Mikroskopie, der Erzminerale und seine Lösung. Zugleich ein Beitrag zu den Erscheinungen der Reflexion des Lichts an anisotropen absorbierenden Kristallen. *Zeitschr. Kristallogr.*, LXXVII, S. 1-22, Leipzig.
- BROADBENT S.R. et SHAW A.J. (1955). — Reflectance of coal. *Fuel*, vol. XXXIV, n° 4, p. 385-403, 6 tabl., 9 fig., London.
- C.I.P.C. (1963). — Comité International de Pétrologie des Charbons. *C.N.R.S.*, Paris.
- DAHME A. et MACKOWSKY M. Th. (1950). — Chemisch-physikalische und petrographische Untersuchungen an Kohlen, Koksen und Graphiten. IV. Neues Messverfahren zur Bestimmung des Reflexionsvermögens von Kohlen. *Brennstoff-Chemie*, Bd 31, H. Nr. 9/10, p. 129-138, 10 tabl., 15 fig., Essen.

- 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, 1 tabl., 3 fig., Lille.
- DUPARQUE A. (1933). — L'emploi des méthodes photométriques dans l'étude microscopique des charbons. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVII, p. 71-75, Lille.
- FENTON G.W., MARSHALL I.A. et SMITH A.H.V. (1958). — Application des principes de la pétrographie moderne des charbons à l'industrie de la houille. Colloque international de Pétrologie appliquée des charbons. *Rev. Ind. Minér.*, n° sp. 15 juillet, p. 191-198, 2 fig., 4 tabl. discussions, Paris.
- GILBERT L.A. (1960). — The reflectivity spectra of coal vitrains in the visible and the ultraviolet. *Fuel*, vol. XXXIX, p. 393-400, London.
- GRAND'RY E. (1962). — Valorisation pratique des analyses de rang des charbons élémentaires et de leurs mélanges. *Ann. des Mines Belgique*, n° 11, p. 1107-1119, 11 fig., Liège.
- HOFFMANN E. et JENKNER A. (1932). — Die Inkohlung und ihre Erkennung im Mikrobild. *Glückauf*, 68, 818, Essen.
- HOFFMANN E. et JENKNER A. (1933). — Coalification and its detection under the microscope. *Fuel*, vol. XII, n° 3, 18 fig., p. 98-106. London (translated from « *Glückauf* », 1932, 68, 818, by E.R. Franz).
- HOLUBAR V., KREJCIK Z. (1957). — Vyznam stanovení adrazové mohutnosti uhlé pro charakteristiku stupně prouhelnění. (Importance de la détermination du pouvoir réflecteur du charbon pour la caractérisation du degré de carbonisation). *Cas. Mineral. geol. Ceskosl.*, 2, n° 1, 46-58.
- HUNTJENS F.J. et VAN KREVELEN D.W. (1954). — Chemical and physical properties of coal - Reflectance. *Fuel*, vol. XXXIII, p. 88-103, 3 tabl., 11 fig., London.
- JONES J.M. (1961). — The measurement of some of the physical properties of the coal macerals and their variation with rank. *Thesis*, University of Durham, 380 p., 87 graph., 12 pl., G.B.
- JONES J.M. (1962). — A new micro-reflectometer. *Econ. Geol.*, v. 57, p. 42-49.
- KÖTTER K. (1960). — Die mikroskopische Reflexionsmessung mit dem Photomultiplier und ihre Anwendung auf die Kohlenuntersuchung. *Brennstoff-Chemie*, Bd 41, nr 9, p. 263-272, 18 fig., Essen.
- KÖTTER K. et LANGNER W.D. (1961). — Automatisierung von statistischen Reflexionsmessungen an Kohlen. *Brennstoff-Chemie*, Bd 42, Nr. 12, p. 380-385, 2 tabl., 8 fig., Essen.
- MACKOWSKY M.Th., DAHME A. (1951). — Chemisch-physikalische und petrographische Untersuchungen an Kohlen, Koks und Graphiten, V. Mikroskopische, chemische, und roentgenographische Untersuchungen an Anthraziten. *Brennstoff-Chemie*, vol. 32, p. 175-186.
- MACKOWSKY M.Th. (1962). — Méthode d'étude des pâtes à coke et nouveaux résultats de recherches sur les problèmes de la cokéfaction. *Ann. Mines Belgique*, n° 11, p. 1121-1132, 14 fig., Liège.
- MC CARTNEY J.T. (1952). — A study of the Seyler theory of coal reflectance. *Econ. Geol.*, v. 47, n° 2, p. 202-210.
- MC CARTNEY J.T. et HOFER L.J.E. (1955). — Microreflectivity Analysis of Coal. *Analytic. Chem.*, 27, 1320-1325.
- MC CARTNEY J.T. et ERGUN S. (1958). — Optical properties of graphite and coal. *Fuel*, vol. XXXVII, p. 272-282, London.
- MC CARTNEY J.T. et ERGUN S. (1960). — Reflectance of coal, Graphite and Diamond. *Fuel*, vol. XXXIX, p. 449, London.
- MÉRIAUX E. (1963). — Caractères pétrographiques des houilles du Sondage Loos 5 (groupe de Lens-Liévin). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 223-230, 1 fig., 1 pl., 2 tabl., Lille.
- MUKHERJEE B.C. (1952). — Studies of the reflectance of coal and of some forms of carbon for vertically incident light. *Fuel*, vol. XXXI, p. 153-158, 4 tabl., London.
- MURCHISON D.G. (1957). — Reflectance studies in relation to coal petrology. *Ph. D. Thesis*, University of Durham.
- MURCHISON D.G. (1958). — Reflectance of vitrinite. *Brennstoff-Chemie*, 29, p. 47, Essen.
- MURCHISON D.G. (1960). — The accuracy and the subjectivity factor of reflectance measurements with the Berek-microphotometer. *Proc. Int. Comm. Coal Pet.*, n° 3, p. 49-57.
- MURCHISON D.G. et POULT E.H. (1961). — Polished surfaces of the coal macerals. *Fuel*, vol. XL, p. p. 389-406, London.
- ORCEL J. (1927). — Sur l'emploi de la pile photo-électrique pour la mesure du pouvoir réflecteur des minéraux opaques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 185, n° 21, p. 1141-1143, Paris.
- ORCEL J. (1928). — Remarques sur la mesure du pouvoir réflecteur des minéraux opaques et des minéraux transparents très réfringents. *C.R. Ac. Sc.*, t. 187, n° 23, p. 1055-1057, Paris.
- ORCEL J. (1930). — La mesure du pouvoir réflecteur des minéraux opaques à l'aide de la cellule photo-électrique et ses applications. *Bull. Soc. franç. Minér.* t. 53, 13 fig., 6 pl., p. 301-349, Paris.
- SEYLER C.A. (1943 a). — Recent progress in the petrology of coal. *Jour. Inst. of Fuel*, v. 16, p. 134-141.
- SEYLER C.A. (1943 b). — Rock, mineral and maceral. *Fuel*, vol. XXII, n° 2, p. 46-48, London.
- SEYLER C.A. and EDWARDS W.J. (1949). — Technique of coal petrography. *Fuel*, vol. XXVIII, n° 6, p. 121-127, 2 tabl., 4 fig., London.

- SEYLER C.A. (1952). — Characteristic petrological components of coal. *Fuel*, vol. XXXI, p. 159-170, 2 tabl., 6 fig., London.
- SEYLER C.A. and CHANDRA D. (1955). — Reflectance of coal. *Fuel*, vol. XXXIV, p. 503-512, 1 tabl., 9 fig., London.
- SHERLOCK E. (1951 a). — Studies on some properties of Alberta coals. Reflectivity and fine structure. *Fuel*, vol. XXX, n° 4, p. 75-78, 2 fig., 1 tabl., 1 append., London.
- SHERLOCK E. (1951 b). — Studies on some properties of Alberta coals. II : Reflectivity. *Fuel*, vol. XXX, n° 2, p. 31-39, 7 fig., 5 tabl., London.
- SIEVER R. (1957). — Variation in coal reflectance. *Division of the Illinois State Geol. Surv. Circular* 241, 1 tabl., 6 fig., Urbana.
- STACH E. (1949). — Lehrbuch der Kohlenmikroskopie, Ed I, 285 S., 50 Abb., Essen (Verlag Glückhauf).
- STACH E. et MICHELS H.C. (1955). — Reflexionsmessungen an Kohlenauschliffen mit dem Berek-Mikrophotometer insbesondere am Exinit der Ruhrkohlenflöze. *Geol. Jb.*, Bd 71, 5 Abb., tab. 12-15, S. 113-143, 47 réf. biblio., Hannover.
- STACH E. (1956). — Description d'un nouveau microscope pour la mesure du pouvoir réflecteur des charbons. *Proceedings of the International Committee for Coal Petrology*, Nr 2, p. 12-13, 2 fig.
- STACH E. (1957). — Microscopie en lumière incidente avec bonnettes d'immersion. *Rev. « Microscopie »*, 12, H. 718, p. 232-242, Vienne.
- STACH E. (1958). — Nouvelle méthode objective pour mesurer la réflexion de la lumière sur les mélanges de charbons à coke. *Rev. Ind. Minér.*, n° sp. 15 juillet, p. 158-170, 9 fig., 1 tabl., discussion, Paris.
- VAN KREVELEN D.W. et SCHUYER J. (1957). — Coal Science. *Elsevier Publishing Company Amsterdam*, 352 p.
- WEGE E. (1954). — Chemische-physikalische und petrographische Untersuchungen an Kohlen, Koksen und Graphiten. VI. Untersuchungen über das Reflexionsvermögen und die Reflexionsanisotropie von Vitriten. *Brennstoff-Chemie*. Bd 35, H. Nr. 1/2, p. 1-6, 33-41, Essen.
- ZHEMCHUZHNIKOV Y.A. (1936). — Photometric method of determining the degree of coal lustre. *Chem. Abs.*, 30 (8), 2727, 20 Avril, ou encore : in *Institute mekhanicheskoi obrabotkipoleznuikh iskopaeminkh « Mekanobr »*, 15 years, Socialistic Ind. Serv., 1, 37, 51.

Le déclin thermique et son importance dans la datation des granites par la méthode de thermoluminescence

par CHARLET J.M.

Aspirant du Fonds National de la Recherche Scientifique - Belgique

Une première série d'essais de thermoluminescence artificielle des granites et des calcaires (Charlet 1963) a permis notamment de préciser les conditions de reproductibilité des courbes.

Avant de procéder à l'enregistrement de la courbe de thermoluminescence induite (obtenue après irradiation), nous préchauffons l'échantillon en le maintenant à l'étuve pendant un temps t_0 à une température T_0 ; les deux facteurs t et T influençant les courbes de thermoluminescence artificielle, ont été maintenus constants dans une première série d'essais.

La présente note étudie plus particulièrement les effets de la température et du temps de préchauffe de l'échantillon sur les courbes de thermoluminescence naturelle ou induite et leur importance dans la datation des granites.

En règle tout à fait générale, on constate que l'augmentation de la température et du temps de préchauffe se traduit par une décroissance de l'intensité de thermoluminescence d'où l'appellation « déclin thermique de la thermoluminescence » pour caractériser les effets de préchauffe.

Des physiciens comme Grossweiner (1953), Luyckx (1957), Schayes et Brooke (1963) ont proposé une interprétation du phénomène de thermoluminescence basée sur l'expression de la probabilité de transition des électrons « piégés » :

$$p = S e^{-\frac{\Delta E}{k T}} \quad (1)$$

Equation de Boltzmann

Dans l'expression (1), p représente la probabilité de transition des électrons (grandeur croissante avec l'intensité de thermoluminescence), S est un facteur caractéristique du piège électronique

(paramètre structural et chimique du minéral ou de la roche), ΔE mesure l'énergie d'activation ou encore l'impulsion d'énergie qui doit être communiquée à l'électron piégé pour assurer sa libération et son retour à un état plus stable, k est la constante de Boltzmann et T la température absolue de l'échantillon.

En appelant n le nombre d'électrons « piégés » dans le matériau au temps t , l'intensité de thermoluminescence A au même moment pourra se mettre sous la forme

$$A = - \frac{dn}{dt} = - n S e^{-\frac{\Delta E}{k T}} \quad (2)$$

La relation (2) montre bien que l'intensité de thermoluminescence naturelle varie en fonction de l'âge du minéral ou de la roche (puisque n est variable dans le temps) et de la température T .

Cette équation a permis à G. et D. Curie (1955) de calculer l'énergie d'activation ΔE . Mais la même relation (2) est tout aussi valable pour l'étude du déclin thermique de la thermoluminescence induite. Dans ce cas t et T représentent respectivement le temps et la température absolue de préchauffe.

Les premières tentatives dans cette voie ont été réalisées par Houtermans (1957).

Plus récemment, le déclin thermique de la thermoluminescence a fait l'objet de plusieurs recherches confinées aux calcaires (Johnson 1963; d'Albissin 1963), certains auteurs soulignant l'incidence du phénomène dans les problèmes de géochronologie et de paléoclimatologie (Zeller et Ronea, 1962 et 1963; Sabels 1962).

De l'ensemble de ces travaux, on peut dégager les conclusions suivantes relatives au déclin thermique de la thermoluminescence des calcaires :

— les lois expérimentales de déclin obéissent, en première approximation, aux relations théoriques (1) et (2) ;

— les électrons responsables de la thermoluminescence obéissent à une fonction de distribution $F(E)$ dans les pièges ;

— le déclin thermique, lorsqu'il s'accompagne d'un déplacement des pics vers les hautes températures, est tributaire de la fonction de distribution $F(E)$ des électrons dans les pièges.

Ces bases théoriques nous ont servi de guide dans nos recherches sur le déclin thermique de la thermoluminescence des granites ; les résultats sont exposés ci-après.

PREMIÈRE PARTIE

LE DECLIN THERMIQUE
DE LA THERMOLUMINESCENCE
DES GRANITES

I. - Les faits expérimentaux.

A) LES FACTEURS INFLUENÇANT L'ALLURE DES COURBES DE THERMOLUMINESCENCE ARTIFICIELLE.

Nature du granite - Courbe de saturation.

L'intensité de thermoluminescence artificielle ou induite est une fonction croissante de la dose totale d'irradiation reçue par le granite.

Pour une source d'intensité connue, c'est une fonction croissante du temps d'irradiation (courbe de saturation).

$$A'_{0} = f(i_{0}, \tau) \quad (3)$$

où A'_{0} est l'intensité de thermoluminescence induite
 i_{0} est l'intensité de la source
 τ est le temps d'irradiation.

La courbe de saturation varie avec la nature du granite (fig. 1). Elle traduit l'aptitude de la roche à la thermoluminescence (Charlet 1963).

Dans une première série d'expériences nouvelles (fig. 1) nous avons déterminé les courbes de saturation

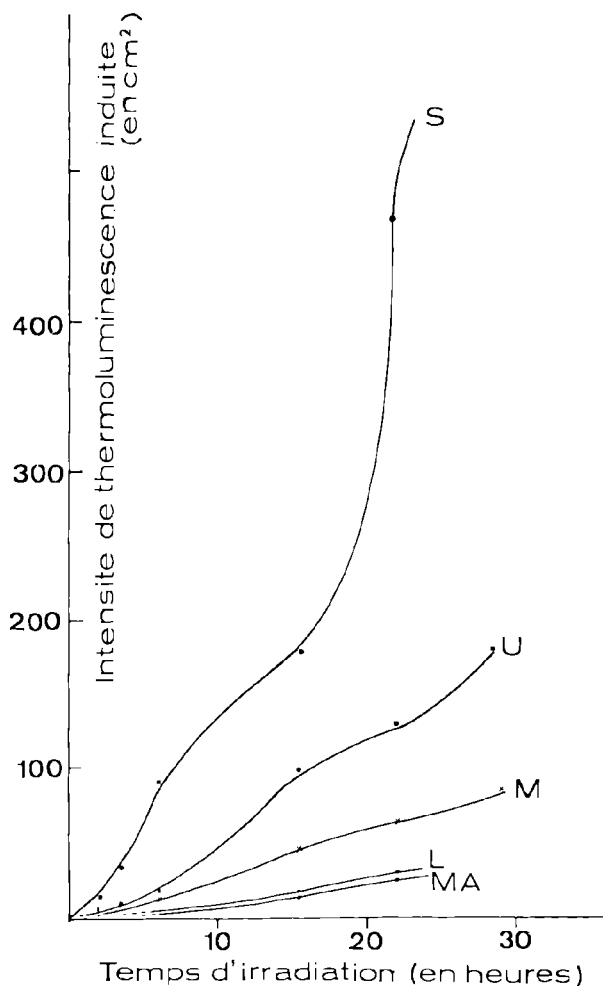


FIG. 1. — Courbes de saturation.

Irradiation à la source Ra/Be de 1,5 curie.

Température de préchauffe (T_0) : 50° C.

Temps de préchauffe (t_0) : 3 heures.

S : granite Sidobre

U : granite Ussel.

M : granite Mendic.

L : granite Lusy.

Ma : granite Mayet.

pour 5 granites, la température et le temps de préchauffe étant maintenus à des valeurs normalisées (T_0 et t_0 constants).

Déclin thermique à durée de préchauffe constante.

En vue d'apprécier l'effet du déclin thermique sur les courbes de thermoluminescence des granites,

ceux-ci ont été préchauffés à l'étuve sous des conditions variables.

Dans une deuxième série d'essais, on maintient constante la durée de préchauffe et on fait varier la température. Lorsque la température augmente, on constate :

— une diminution de l'intensité de thermoluminescence (fig. 2) ;

— un déplacement du pic vers les hautes températures (tableau I et fig. 8).

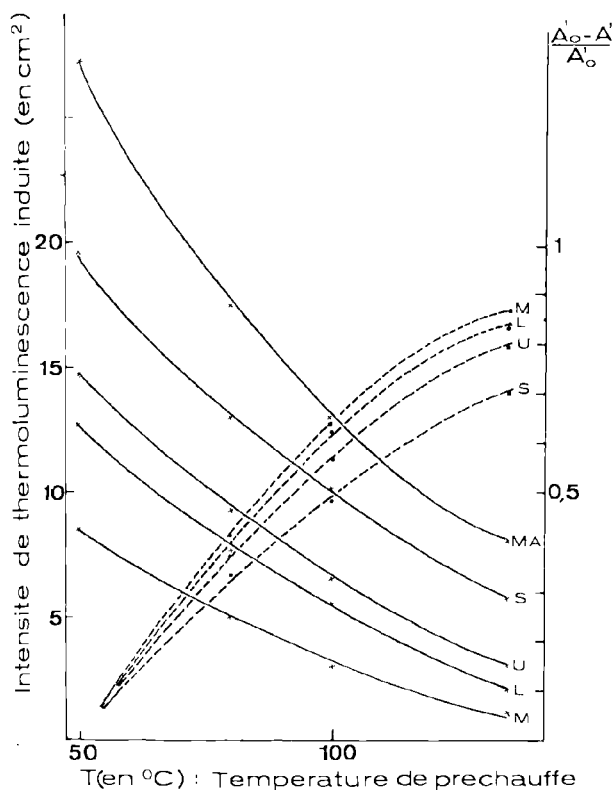


FIG. 2. — Courbes de déclin thermique à durée de préchauffe constante (3 heures).

En trait plein : intensité de thermoluminescence induite (temps d'irradiation à la source Ra/Ee 23 h. 45).

En pointillé : taux de déclin thermique.

- S : granite Sidobre.
- U : granite Ussel.
- L : granite Lusy.
- M : granite Mendic.
- Ma : granite Mayet.

Granite	Temp. du pic de thermolum. naturelle	Température de préchauffe				Température du pic de thermoluminescence induite
		50	80	100	135	
Mayet	170	110	120	145	170	
Sidobre ...	150	125	150	160	175	
Ussel	150	120	140	150	180	
Lusy	150	110	125	150	190	
Mendic ...	170	100	130	150	170	

TABLEAU I

En vue de comparer les courbes de déclin thermique des différents granites, nous avons calculé le taux de déclin thermique :

$$\frac{A'_0 - A'}{A'_0} (*)$$

On constate que le taux de déclin thermique (fig. 2) :

- augmente avec la température de préchauffe;
- varie avec la nature du granite.

Notons également que la température du pic de thermoluminescence induite (sans préchauffe) est toujours inférieure à la température du pic de thermoluminescence naturelle (tableau I).

Dans un diagramme semi-logarithmique, la loi du déclin thermique est linéaire (fig. 3).

Son expression est de la forme (fig. 3) :

$$- \ln \frac{A}{A_0} = \alpha (T - T_0) \quad (4)$$

$$\text{ou } A = A_0 e^{-\alpha (T - T_0)}$$

Le facteur α dépendant de la nature du granite, caractérise la susceptibilité de la roche aux effets thermiques. Par conséquent, dans un granite soumis aux effets combinés de la température et du rayon-

(*) Dans la suite de l'exposé, nous désignerons par A' l'intensité de thermoluminescence obtenue au cours d'un essai thermique sur un échantillon préchauffé dans des conditions variables et par A₀ celle obtenue pour une température T₀ et un temps t₀ de référence.

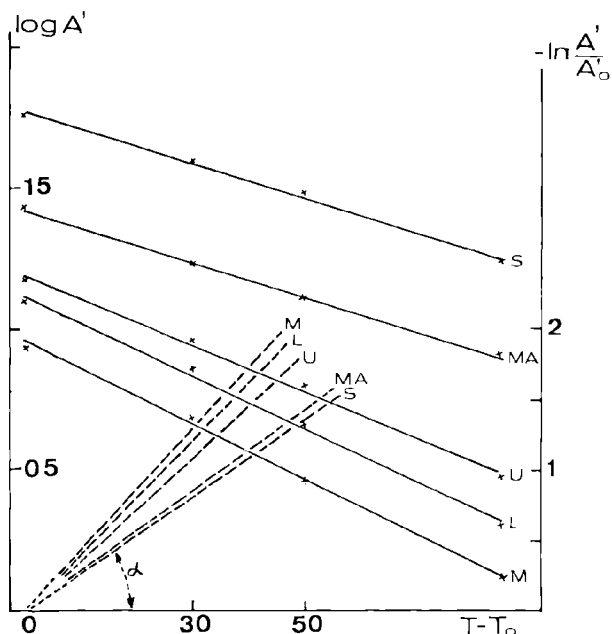


FIG. 3. — Courbes de déclin thermique en diagramme semi logarithmique.

En trait plein : $\text{Log } A'$
 En pointillé : $\text{In } A'/A'_0$.

nement d'une source radioactive artificielle, l'intensité de thermoluminescence induite est de la forme:

$$A = f(i_0, \tau) e^{-\alpha (T_m - T_0)} \quad (5)$$

en tenant compte des équations (3) et (4) où T_m est la température maxima de préchauffe (T_m est nécessairement $> T_0$).

Déclin thermique à température de préchauffe constante ou déclin isotherme.

Au cours d'une troisième série d'essais, les échantillons irradiés à température constante ont été étudiés en faisant varier la durée de préchauffe. La courbe donnant l'intensité de thermoluminescence en fonction du temps de préchauffe présente deux zones distinctes (fig. 4) :

— une zone à thermoluminescence rapidement décroissante où le pic se déplace vers les hautes températures ;

— une zone d'équilibre où l'intensité de thermoluminescence et la température du pic restent constantes.

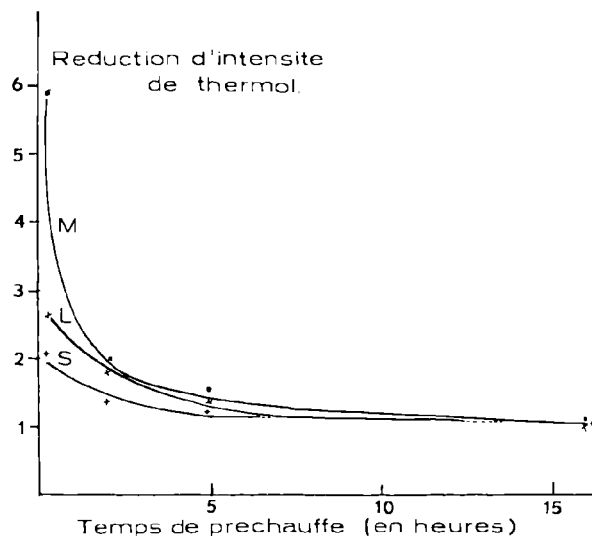


FIG. 4. — Courbes de déclin thermique isotherme (Température de préchauffe 100°C).

M : granite Mendic.
 L : granite Lusy.
 S : granite Sidobre.

La loi de déclin thermique permet ainsi de déterminer une intensité de thermoluminescence à l'équilibre. En vue de comparer entre elles les courbes des divers granites, nous avons calculé la réduction d'intensité :

$$\text{rapport} = \frac{\text{intensité de thermoluminescence}}{\text{intensité de thermoluminescence à l'équilibre}}$$

en fonction du temps de préchauffe (fig. 4).

Dans la zone de décroissance, cette loi dépend de la nature du granite. Les granites à déclin isothermique rapide sont également ceux qui possèdent la plus grande susceptibilité α aux essais de déclin thermique à durée constante.

Notons que l'équilibre dans le temps est rapidement atteint (après quelques heures). Exemple : granites Mendic, Lusy, Sidobre pour lesquels l'équilibre est pratiquement atteint après 5 à 6 heures.

En résumé, si nous soumettons un granite à l'irradiation d'une source artificielle d'intensité connue pendant un temps déterminé (i_0, τ) dans des conditions normalisées de préchauffage (T_0 et t_0) puis à des températures de préchauffage supérieures à T_0 et pendant des temps correspondants à la zone d'équilibre du déclin isotherme, l'intensité de ther-

moluminescence artificielle résultante A est donnée par l'équation (5) :

$$A = f (i_0 \tau) e^{-\alpha (T_m - T_0)}$$

où T_m est la température maxima atteinte au cours des préchauffages. Compte tenu de ces considérations expérimentales, il est logique d'admettre que moyennant les hypothèses déjà formulées (Charlet 1963) la thermoluminescence naturelle d'un granite est fonction de sa radioactivité syngénétique (i_0), de son âge absolu (τ), de son évolution thermique épigénétique ($T_m - T_0$) et de son chimisme (f et α).

B) DÉCLIN THERMIQUE DE LA THERMOLUMINESCENCE NATURELLE.

Le déclin thermique à durée de préchauffe constante de la *thermoluminescence naturelle* des granites ne se manifeste qu'à partir d'un seuil de température (pt B de la fig. 5) variable avec la nature du granite (exemple fig. 6 Lusy seuil de température 140° C - Mayet seuil de température 160°-180° C). Nous avons représenté à la figure 5 la loi de déclin thermique de la thermoluminescence naturelle d'un granite. Elle montre nettement l'existence de deux zones :

— une zone 1 (segment AB) en deça du seuil thermique où l'intensité de thermoluminescence et la température du pic restent pratiquement invariables. Nous l'appellerons la zone d'insensibilité thermique ;

— une zone 2 (segment BC) soulignée par le déclin thermique de thermoluminescence (fig. 5) et le déplacement du pic vers les hautes températures.

Dans le diagramme semi-logarithmique (fig. 5) la loi du déclin thermique (zone 2) est linéaire (*).

Pour les granites dont la courbe de thermoluminescence naturelle montre 2 pics (Lusy, Mayet, fig. 6), nous avons étudié le rapport

$$\rho = \frac{\text{hauteur du pic à basse température}}{\text{hauteur du pic à haute température}}$$

en fonction de la température de préchauffage.

Dans la zone de déclin thermique, le rapport ρ diminue lorsque la température de préchauffe augmente.

$$(*) \quad \ln \frac{A}{A_0} = \alpha (T - T_0)$$

$$A = A_0 e^{-\alpha (T - T_0)}$$

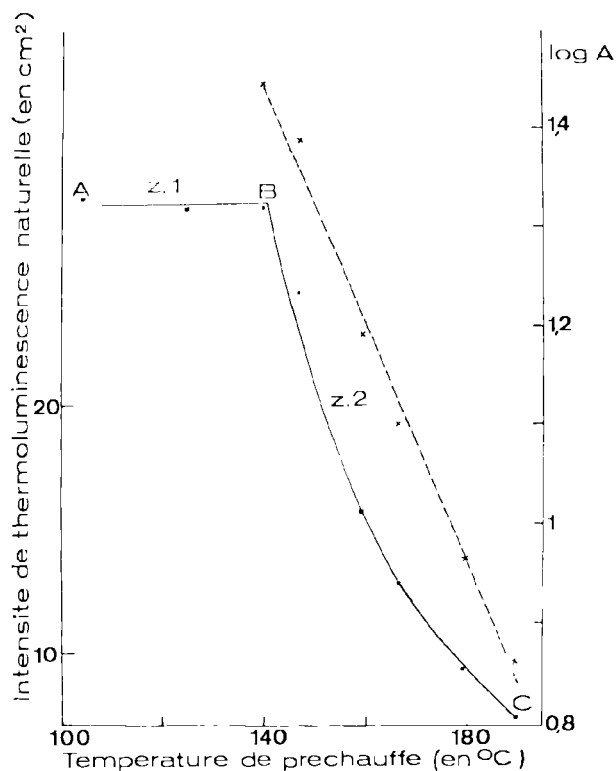


FIG. 5. — Courbes de déclin thermique à durée de préchauffe constante (1 h. 45).

— Granite Sidobre.

En trait plein : Intensité de thermoluminescence naturelle.

En pointillé : Logarithme de l'intensité de thermoluminescence naturelle.

II. - Considérations générales.

A) LOI DU DÉCLIN THERMIQUE.

Du point de vue expérimental, le déclin thermique de thermoluminescence (naturelle et artificielle) des granites se manifeste par :

— une diminution de l'intensité de thermoluminescence suivant une loi exponentielle ;

— un déplacement du pic vers les hautes températures.

Etudiant les effets thermiques sur la thermoluminescence des calcaires, Zeller (1963) aboutit aux mêmes conclusions. Ces lois semblent donc s'appliquer à divers types de roches thermoluminescentes. La loi exponentielle du déclin est d'ail-

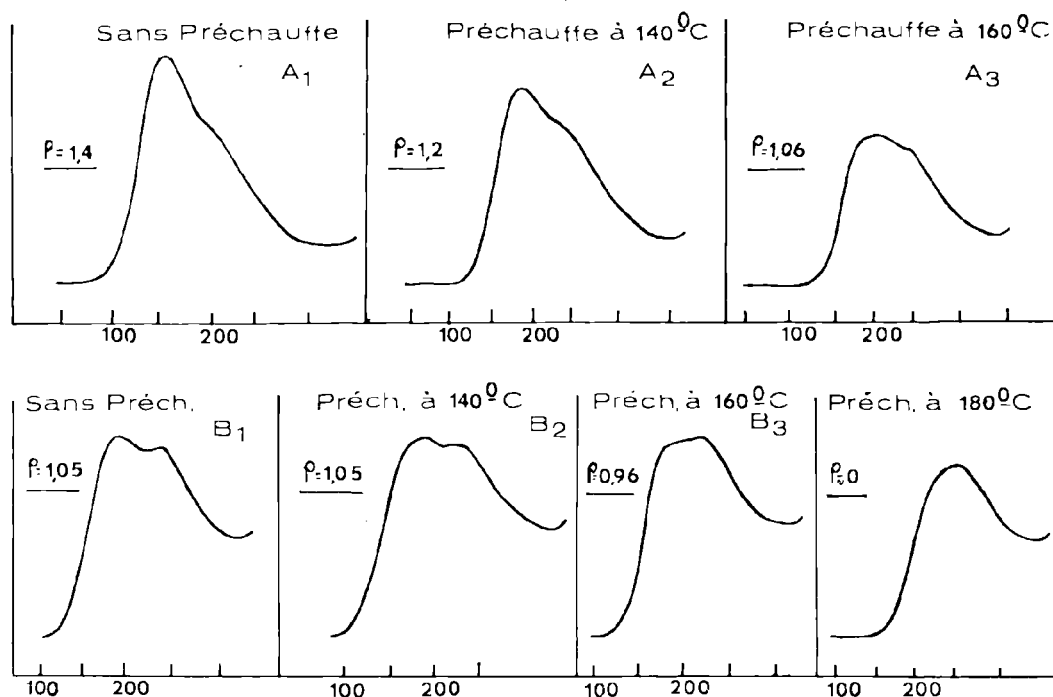


FIG. 6. — Courbes de thermoluminescence naturelle.

HT au tube photomultiplicateur 1200 V.
 Granulométrie de l'échantillon 48-65 M.
 Poids de l'échantillon 0,500 gr.
 Granite Lusy (A1, A2, A3) : sensibilité shunt 2 - temps de préchauffe 1 h. 45.
 Granite Mayet (B1, B2, B3, B4) : sensibilité shunt 0 - temps de préchauffe 1 h. 45.

leurs confirmée par la théorie et n'est qu'une expression particulière de l'équation de Boltzmann.

Le taux de décroissance thermique $d = \frac{A_0 - A}{A_0}$ est, dans un diagramme semi-logarithmique, une fonction linéaire de $\frac{1}{T - T_0}$.

L'expression du taux de décroissance thermique

$$\frac{A_0 - A}{A_0} = \beta e^{-\frac{\alpha'}{T - T_0}}$$

et l'expression de la probabilité de transition des électrons

$$\rho = S e^{-\frac{\Delta E}{kT}}$$

ont la même forme générale.

La susceptibilité du granite aux effets thermiques dépend des pièges par S et ΔE et varie avec la nature du granite.

D'autre part, le déplacement des pics vers les hautes températures entraîne l'existence d'une certaine fonction de distribution $F(E)$ des électrons dans les pièges.

B) ZONE D'INSENSIBILITÉ THERMIQUE.

La zone d'insensibilité thermique peut s'étendre dans la thermoluminescence naturelle des granites jusqu'à des températures de préchauffe de 140° à 190°, variable avec le type de granite.

Par contre, la même zone d'insensibilité est pratiquement inexistante pour la thermoluminescence induite, ou tout au moins ne s'étend guère au delà d'une température de 30° à 40°.

C) POSITION RESPECTIVE DES PICS DE THERMOLUMINESCENCE NATURELLE ET INDUITE.

Le pic de thermoluminescence induite sans préchauffe se produit toujours à température plus basse que le pic de thermoluminescence naturelle obtenu dans les mêmes conditions.

A la lumière de ces divers faits expérimentaux, il semble logique d'admettre que l'insensibilité thermique de préchauffe et la position du pic à haute température caractérisant la *thermoluminescence naturelle* des granites soient dues à des *effets thermiques* naturels *épigénétiques* comparables au déclin thermique enregistré sur la thermoluminescence induite.

De telles influences pourront être dues au degré géothermique modifiant la thermoluminescence du granite après la mise en place. Des gradients thermiques de quelques dizaines de degrés centigrades ont été suffisants pour déclencher un effet de déclin de la thermoluminescence. Ces valeurs de la température sont donc strictement limitées au domaine épizonal.

Suivant l'évolution thermique épigénétique du massif granitique, le domaine d'équilibre thermoluminescent atteindra des températures plus ou moins élevées.

III. - **Conclusions.**

Des considérations précédentes, plusieurs conséquences importantes peuvent être tirées :

— les lois de déclin thermique permettent d'atteindre certains facteurs caractéristiques de la nature, de la profondeur des pièges, et de la fonction de distribution des électrons dans les pièges. Ainsi, elles donnent un moyen de s'assurer que le rayonnement d'une source artificielle est qualitativement comparable à celui des radioéléments de la roche ;

— dans la détermination de l'âge absolu des granites, il y a lieu de tenir compte du déclin thermique ; en effet, la thermoluminescence du granite est fonction, non seulement de sa radioactivité syn-génétique et de son âge absolu, mais également de son évolution thermique épigénétique.

DEUXIÈME PARTIE

DECLIN THERMIQUE
ET DATATION DES GRANITES
PAR LA THERMOLUMINESCENCE

I. - **Considérations théoriques.**

Considérons un granite d'âge absolu t et dont la radioactivité est R , la dose totale d'irradiation reçue est donnée par $R \times t$. Deux cas sont à envisager dans la datation du granite par la thermoluminescence.

Premier cas : *La thermoluminescence naturelle n'a pas subi de déclin thermique.*

En l'absence de tout déclin thermique, la relation : $A_0 = f(Rt)$ permet de déterminer l'âge absolu du granite connaissant R et la forme de la courbe de saturation f (Charlet 1963).

A une intensité de thermoluminescence naturelle A_0 (fig. 7) correspond une dose d'irradiation équivalente B (courbe de saturation A_0) et la relation d'équivalence : $t = KB/R$ permet de calculer l'âge absolu t du granite.

Deuxième cas : *La thermoluminescence naturelle a subi un déclin thermique.*

Lorsqu'un effet de déclin thermique vient se superposer à l'effet du rayonnement des centres radioactifs de la roche, l'intensité de thermoluminescence naturelle A est donnée par :

$$A = A_0 e^{-\alpha T}$$

Dans ces conditions, à l'intensité A correspond une dose d'irradiation (courbe de saturation A_0) équivalente plus petite que B et l'âge absolu du granite calculé sera trop faible.

Or, le déclin thermique varie avec le type de granite (influence du facteur α) et avec son évolution thermique épigénétique.

Une correction doit donc être apportée à la méthode de géochronologie des granites par la thermoluminescence.

II. - Correction du déclin thermique dans le problème de datation.

Pour tenir compte du déclin thermique dans les problèmes de datation des granites, on suivra le processus exposé ci-après :

a) On procède à l'établissement de la courbe de saturation (courbe A'o de la fig. 7) en adoptant des conditions de préchauffe normalisées comme nous l'avons décrit dans une note antérieure (Charlet 1963).

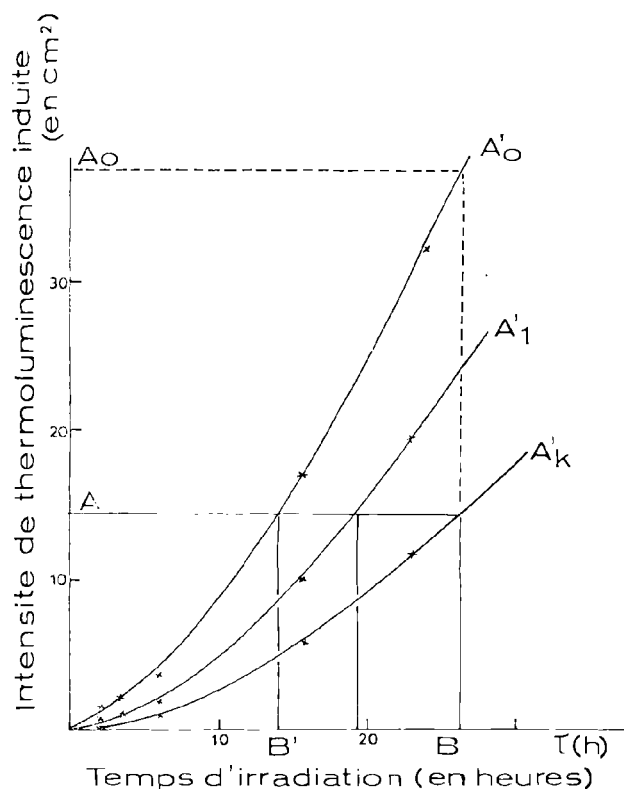


FIG. 7. — Granite Lusy : Courbes de saturation.

Irradiation à la source Be/Ra de 1,5 curie.

- A'o Courbe normale : Température de préchauffe 50° C ; durée de préchauffe 3 heures.
- A'1 Courbe réduite : Température de préchauffe 80° C ; durée de préchauffe 3 heures.
- A'k Courbe réduite : Température de préchauffe 100° C ; durée de préchauffe 3 heures.

b) On établit ensuite, point par point, par voie expérimentale, la courbe de déclin thermique de

la thermoluminescence artificielle. Dans ce but, on relève les courbes de thermoluminescence induite pour une série d'échantillons également irradiés mais préchauffés avant l'essai thermique à des températures croissantes T_1, T_2, \dots, T_n pendant le même temps t_0 (fig. 2).

e) En utilisant des coordonnées semi-logarithmiques, la courbe obtenue est une droite d'équation

$$\ln \frac{A'o}{A'} = \alpha (T - T_0) \quad (\text{fig. 3})$$

permettant de calculer pour chaque température T de préchauffe la réduction d'intensité $\frac{A'o}{A'}$.

d) Appliquant ensuite la réduction d'intensité aux ordonnées de la courbe de saturation à préchauffe normale ($A'o$), on obtient n courbes réduites de saturation $A'_1, A'_2, \dots, A'_k \dots A'_n$ pour des préchauffes à $T_1, T_2, \dots, T_k, \dots, T_n$ (fig. 7, courbe A'_1, A'_2, \dots).

Elles représentent les courbes de saturation corrigées de l'effet de déclin thermique pour les températures correspondantes.

e) L'une de ces courbes, par exemple A'_k à température de préchauffe T_k , correspond à la réduction adéquate provoquée par le déclin thermique de la thermoluminescence naturelle. Cela signifie qu'un granite irradié artificiellement et préchauffé à la température T_k pendant un temps défini a subi une évolution thermique équivalente au déclin naturel.

Nous verrons dans un instant comment il est possible de fixer la température T_k que nous appellerons la *température équivalente de préchauffe*.

f) Lorsque T_k est connu, et par conséquent la courbe de saturation équivalente A'_k , on obtient directement la dose d'irradiation équivalente B correspondant à l'ordonnée A mesurée par l'intensité de thermoluminescence naturelle.

g) La détermination de l'âge de la roche se fait ensuite suivant la méthode précédemment établie (Charlet 1963) en utilisant la valeur B au lieu de B' pour la dose équivalente d'irradiation.

III. - Fixation de la température équivalente T_k de préchauffe.

Comme l'expérience le montre (tableau I), le déclin thermique de la thermoluminescence arti-

ficielle s'accompagne d'un déplacement des pics vers les hautes températures.

La courbe représentant la température du pic en fonction de la température de préchauffe peut être relevée expérimentalement (fig. 8).

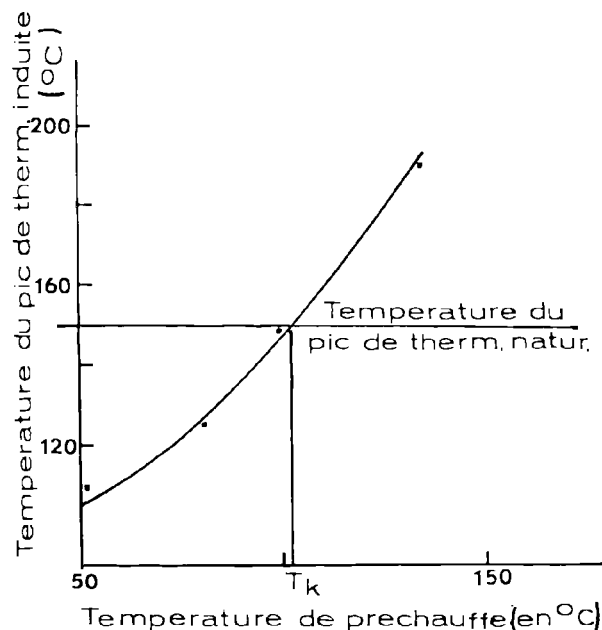


FIG. 8. — Granite Lusy. Courbe de dérive thermique.

Nous l'appellerons la *dérive thermique de thermoluminescence artificielle*.

Connaissant la température du pic de thermoluminescence naturelle, on obtient la température T_k par interpolation sur la courbe de dérive thermique (voir fig. 8).

Pour cette température T_k de préchauffe, la thermoluminescence artificielle reproduit, dans les meilleures conditions, la thermoluminescence naturelle.

IV. - Résultats expérimentaux.

Nous avons expérimenté la méthode sur 5 granites bien datés, soit stratigraphiquement, soit par la méthode au Rubidium/Strontium (Viallette Y. 1962).

Ces granites, bien qu'ayant des âges voisins (320 à 560 MA) ont des thermoluminescences naturelles extrêmement variables (5 à 300).

On se trouve donc dans un cas où la détermination de la fonction f et éventuellement la correction du déclin thermique doivent être importantes pour autant que la méthode soit valable. C'est la raison pour laquelle nous avons expérimenté sur ces granites.

A) PROVENANCE ET AGE DES GRANITES ÉTUDIÉS.

GRANITE DE LUSY :

Morvan. Un échantillon a été prélevé le long de la route D 25 de Lusy à Issy (Carrière à 1.400 m d'Issy).

Age :

- stratigraphiquement :
postérieur au granite d'âge viséen moyen de Gien-sur-Cure ;
- Méthode au Rb/Sr :
 303 ± 10 MA (sur la biotite).

GRANITE DE MAYET-LA-MONTAGNE :

Partie Nord des Monts de Forez (Allier). Un échantillon a été prélevé le long de la route D 62 Mayet-Cusset (carrière à la sortie de Mayet en allant vers Cusset).

Age :

- stratigraphiquement :
il recoupe et métamorphose les formations viséennes du bassin de Ferrière-sur-Sichon jusqu'aux tufs anthracifères (sommet du Viséen sup.) ;
- Méthode au Rb/Sr :
 318 ± 9 MA sur la biotite.
 332 ± 44 MA sur la roche totale.

GRANITE DU SIDOBRE :

Versant septentrional de la Montagne Noire (Tarn). Un échantillon (faciès sombre) a été prélevé le long de la route D 30A (carrière à 3 km du lac du Merle).

Age :

- stratigraphiquement :
peu d'argument. Il recoupe la série cristallophyllienne (schistes sériciteux de l'Albigeois).

- Méthode au Rb/Sr :
301 ± 4 MA sur la biotite.
377 ± 40 MA sur la roche totale faciès sombre. L'âge probable de la mise en place est de 301 ± 4 MA.

GRANITE D'USSEL :

Bordure orientale du plateau des Millevaches (Corrèze). Un échantillon a été prélevé le long de la route N 89 (carrière de Saint-Dezery).

Age :

- stratigraphiquement :
on possède peu d'argument. Il recoupe la série cristallophyllienne antéhercynienne ;
- Méthode au Rb/Sr :
330 ± 3 MA (sur la biotite).
391 ± 23 MA (sur la muscovite).
L'âge le plus récent de la mise en place du granite d'Ussel peut être fixé à 390 MA (post silurien antédévonien) avec une recristallisation probable au Tournaisien.

GRANITE DU MENDIC :

Bordure est de la Montagne Noire (Hérault). Un échantillon a été prélevé le long de la route D 8 Truscas-Serieys à l'entrée de Serieys (en venant de Truscas).

Age :

- stratigraphiquement :
Cambrien inf. (base du Georgien). Il métamorphise les schistes et grès antécambriens du Mendic et est recouvert au Nord-Ouest par le Cambrien non métamorphique.
- Méthode au Rb/Sr :
564 ± 64 MA sur la roche totale.

B) EXPÉRIMENTATION.

Les âges obtenus par la méthode de thermoluminescence étant, dans l'état actuel de nos travaux, des âges relatifs, nous calculerons les âges des granites étudiés par rapport à l'un d'eux pris comme référence.

Nous choisirons comme référence le granite de Lusy bien daté (stratigraphiquement et par la méthode de Rb/Sr) et dont l'âge ne peut sembler-t-il être l'objet d'aucune contestation.

âge granite de Mayet	= 1,11 à 0,93
âge granite de Lusy	
âge granite de Mendic	= 1,59 à 2,14
âge granite de Lusy	
âge granite de Sidobre	= 1,04 à 0,948
âge granite de Lusy	1,23 roche totale
âge granite d'Ussel	
âge granite de Lusy	≥ 1,18 à 1,41

LES MESURES.

Les conditions expérimentales des mesures sont les suivantes :

— *Préparation des échantillons :*

500 gr de granite broyé et tamisé au Rotap, granulométrie utilisée : 48-65 mesh.

— *Essai thermique :*

vitesse chauffe : 40° C/min.
poids d'échant. : 0,500 gr.
granulométrie : 48-65 M.
haute tension au tube : 1200 V.

Avant l'irradiation, les échantillons sont rendus inertes en les chauffant au four à moufle jusque 500° C.

— *Irradiation :*

source radioactive artificielle : Beryllium-Radium de 1,5 curies (source de l'I.I.S.N.).
durée d'irradiation : 2 h., 3 h. 20, 6 h., 15 h. 30, 23 h. 45, 45 h.
cinq échantillons de 2,2 gr sont irradiés simultanément.

— *Mesure de la radioactivité naturelle :*

Au compteur Geiger avec un tube Amperex 120 NB sensible aux γ et β .

Les essais sont effectués sur 10 gr de matière.

LES RÉSULTATS.

Nous avons rassemblé aux tableaux II et III les résultats de nos mesures :

1	2	3	4	5	6
Mayet	300 à 320 MA	5,25	15,4	9 h. 50	18 h.
Lusy	300 à 320 MA	14,5	16,5	14 h.	26 h. 20
Sidobre	300 à 320 MA	299,0	13,1	21 h.	23 h. 10
Ussel	≥ 390 MA	118,4	14,1	23 h.	35 h.
Mendic	560 MA	13,2	15,5	5 h. 30	35 h.

TABLEAU II

Colonne 1 : Type de granite d'après la localité.

Colonne 2 : Age absolu en millions d'années déterminé par la méthode Sr/Rb.

Colonne 3 : Intensité de thermoluminescence naturelle A en unités conventionnelles (en cm² au shunt 2 de l'enregistreur).

Colonne 4 : Radioactivité β + γ exprimée en nombre de coups par minute pour 10 gr de matière.

Colonne 5 : Dose équivalente d'irradiation, sans la correction due au déclin thermique, exprimée en temps total d'irradiation avec une source de 1,5 curies).

Colonne 6 : Comme à la colonne 5 mais avec la correction due au déclin thermique.

1	2	3	4
Mayet	0,75	0,73	0,98 à 1,11
Sidobre	1,88	1,10	0,95 à 1,04
Ussel	1,92	1,55	≥ 1,41
Mendic	0,41	1,41	1,59 à 2,14
Lusy	1	1	1

TABLEAU III

Colonne 1 : type de granite d'après la localité.

Colonne 2 : Age relatif du granite établi par thermoluminescence mais sans correction du déclin thermique. L'âge du granite de Lusy est pris comme unité de mesure.

Colonne 3 : Idem, mais après correction du déclin thermique.

Colonne 4 : Idem, mais établi d'après les âges absolus mesurés par la méthode Sr/Rb (Viallette Y. 1962).

En comparant les données des colonnes 5 et 6 du tableau II, on peut se rendre compte de l'importance de la correction du déclin thermique entraînant une augmentation parfois considérable des doses équivalentes d'irradiation.

Cette correction se traduit par des âges relatifs sensiblement différents (colonne 3 comparée à la colonne 2 du tableau III).

Enfin, en comparant entre elles les données des deux dernières colonnes du tableau III, on remarquera l'amélioration sensible des valeurs obtenues pour les âges relatifs. Ceux-ci se situent au voisinage des valeurs obtenues par la méthode du Rb/Sr (colonne 4).

CONCLUSIONS

1) L'étude théorique et expérimentale du déclin thermique permet d'appliquer une *correction* importante aux âges absolus des granites mesurés par la

méthode de thermoluminescence. Nous l'appellerons « *Correction du déclin thermique* ».

Les résultats obtenus pour des granites bien datés sont très encourageants.

2) Au stade actuel de nos recherches, aucune opposition de principe ne semble mettre en cause l'utilisation de la méthode de thermoluminescence en géochronologie, la correction du déclin thermique étant appliquée au calcul de l'âge.

3) L'influence de certains facteurs expérimentaux, comme la nature de la source d'irradiation, doit encore être précisée. Nous possédons actuellement une source Co_{60} de 2,18 curies qui permettra de traiter simultanément un plus grand nombre d'échantillons avec une meilleure reproductibilité. Dans le but de soumettre la méthode à l'épreuve des faits, nous avons entamé dès à présent l'étude d'une série de granites bien datés dont les âges s'échelonnent du Précambrien au Tertiaire.

BIBLIOGRAPHIE

- ALBISSIN M. D' (1963). — Les traces de la déformation dans les roches calcaires. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynana. Fr.*, deuxième série, fasc. supplém. chap. XIII, p. 121-140.
- CHARLLET J.M. (1963). — La thermoluminescence des roches et son utilité en géologie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 243-258, Lille.
- CURIE G. et CURIE D. (1955). — Sur la détermination des profondeurs des pièges à électrons par thermoluminescence. *Journal de Physique et du Radium*, 16, p. 199-205.
- GROSSWEINER L.I. (1953). — A note on analysis of first order glow-curves. *J. Appl. Physics*, 29, p. 1306-1307.
- GROGLER N., HOUTERMANS F.G., STAUFFER H. (1958). — The use of thermoluminescence for dosimetry and in research on the radiation and thermal history of solids. *Proceedings of the second International Conference on the peaceful uses of Atomic Energy*, Geneva, 21, p. 226-229.
- JOHNSON N.M. (1963). — Thermoluminescence in contact metamorphosed limestone. *Jour. of Geology*, 71, 5, p. 596-616.
- LUYCKX A. (1957). — Luminescences cristallines. *Revue des questions scientifiques*, 5, 18, p. 15-45.
- SABELS B.E. (1962). — Age studies on basaltic lava flows using natural alpha activity and thermoluminescence. *Symposium on Radioactive dating*, Athens, Greece, p. 87-104.
- SCHAYES R. et BROOKE C. (1963). — Le dosimètre par thermoluminescence (3^e partie). *Revue M.B.L.E.*, 6, 1, p. 1-30.
- VIALETTE Y. (1962). — Contribution à l'étude géochronologique par la méthode au strontium des principaux massifs de granites et de migmatites du Massif Central français. *Annales de la Faculté des Sciences de Clermont*, n° 6, *Géologie et minéralogie*, fasc. 6.
- ZELLER E.J. et RONCA L.B. (1962). — New developments in the thermoluminescence method of geologic age determination. *Symposium on Radioactive dating*, Athens, Greece, p. 73-85.
- ZELLER E.J. et RONCA L.B. (1963). — Reversible and irreversible thermal effects on the thermoluminescence of limestone. *Earth Science and Meteorites*, chap. XV, p. 281-294.

— « » —

La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais

par A. BONTE (1), P. BROQUET (1), B. BELLERY (2), J.M. DEZWARTE (2) et B. FENET (1)

Sommaire. — Plusieurs gisements nouveaux sont signalés au N de la Somme.

La craie phosphatée apparaît à différents niveaux dans le Crétacé du Nord de la France, en particulier au sommet et à la base du Sénonien, c'est-à-dire au niveau du Tun à *Micraster leskei* et au niveau de la craie à *Actinocamax quadratus*. C'est à ce dernier niveau qu'appartiennent les gisements les plus importants.

La craie phosphatée à *A. quadratus* affleure assez fréquemment sur la lisière nord du Département de la Somme, de Doullens à Péronne. Les anciennes exploitations ont fait l'objet, de la part notamment de Gosselet, Cayeux et Leriche, de très nombreuses descriptions qui figurent généralement dans nos Annales. Au N de cette région, la craie phosphatée n'était pratiquement pas connue. Or quelques observations récentes ont montré que la craie à Bélemnites était parfois cachée sous le recouvrement tertiaire.

1° En 1939, G. Mathieu (3), dans la coupe des morts-terrains de la fosse n° 9 de Dourges (Coordonnées Lambert I : X = 646,25 ; Y = 307,10 ; Z = + 26,80), signale la présence de l'assise à *A. quadratus*, avec 18,75 m d'épaisseur, dont 4,89 m de craie phosphatée (base à — 2,83).

2° En 1956, le creusement d'un puits d'alimentation en eau à Oignies par l'Entreprise Meurisse de Carvin, pour le futur siège n° 10 d'Oignies

(Coordonnées Lambert I : X = 645,70 ; Y = 306,40 ; Z = + 26) a recoupé de la craie phosphatée sous forme d'un gros bloc provenant d'une profondeur indéterminée. L'interprétation de la coupe sondeur, à la lumière de la coupe très précise donnée par G. Mathieu, autorise à rapporter à la craie phosphatée, mais avec quelque doute, la « marne grisâtre dure en blocs avec pyrite » traversée de 7 à 25 m (base à + 1) par le sondeur.

On se trouve en effet à 800 m environ au SW du puits précédent et il est facile de corréliser le sommet des marnes turoniennes et le Turonien supérieur à *M. leskei*, dans les deux ouvrages :

L'assise à *M. leskei* aurait ainsi 7,70 m à la Fosse n° 9 et 9,30 m au puits du Siège 10 ; la craie blanche à *Micraster* aurait respectivement 37,90 et 38,90 m ; ce qui laisse pour la craie à Bélemnites 18,39 m à la Fosse n° 9 et 18 m au puits du Siège 10.

La seule différence est la présence à la Fosse n° 9 de 7,24 m de Tertiaire qui n'est pas représenté au puits du Siège 10 où la craie est atteinte directement sous les remblais et alluvions à 7 m de profondeur.

3° En 1959, à l'occasion de la rectification du Canal de la Haute-Deûle, au voisinage de son passage sous l'Autoroute du Nord, une bonne coupe de la tranchée a pu être relevée avant la mise en eau, vers le lieudit « la Gayolle » (Coordonnées Lambert I : X = 646,10 ; Y = 305,45 env.).

Sous les limons et quelques mètres de tuffeau et d'Argile de Louvil (épaisseur totale 8 m env.), le canal a recoupé, sur 1 à 2 m de hauteur, une

(1) Faculté des Sciences de Lille.

(2) B.R.G.M.

(3) G. MATHIEU. — Coupe géologique des morts-terrains de la Fosse n° 9 (Siège De Clercq-Crombez) des Mines de Dourges. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVI, 1931, pp. 130-135.

eraie à nodules de phosphate de chaux dont le toit, accidenté d'ondulations et de poches, était assez irrégulier.

Malgré la proximité de la Fosse n° 9, il est difficile de faire des corrélations précises. Lithologiquement, la craie de la tranchée du canal rappelle la description de G. Mathieu : « craie grise assez dure avec nodules de phosphate de chaux », de 27,28 à 29,63 (— 0,48 à — 2,83). D'après la cote du plafond (+ 18,30), la craie phosphatée du canal se trouve au voisinage de la cote + 19,30. Il s'agit là vraisemblablement du même horizon qu'à la Fosse 9, la pente de 1/75 entre les deux points étant assez normale en bordure du Bassin d'Orchies.

Quoi qu'il en soit, les trois points constatés dans le triangle Oignies-Courrières-Dourges se recoupent bien et semblent indiquer un gisement non négligeable, assez mal reconnu cependant, sauf par la coupe de la Fosse 9 qui est très précise.

4° Le 19 février 1964, au cours d'une visite du chantier de la Cité scientifique d'Annappes, on a pu ramasser dans les déblais d'un puits absorbant (Coordonnées Lambert I : X = 657,42 ; Y = 323,84 ; Z = + 37), vers 8 m de profondeur, des fragments d'une craie glauconieuse et phosphatée renfermant de gros nodules phosphatés et parcourue de perforations remplies de craie grossière à grains de phosphate de chaux.

Il s'agit là du point le plus septentrional où ait été signalée la craie phosphatée avant l'ennoyage du Sénonien sous la couverture tertiaire au Nord de Lille.

Des recherches attentives dans les échantillons de sondages, passés et futurs, permettraient sans doute de multiplier les observations et de préciser la répartition actuelle des sédiments phosphatés.

—————«»—————

Microdureté Vickers de charbons du Bassin Houiller du Nord et du Pas-de-Calais

par Charles DELATTRE (1) et Emile MÉRIAUX (2)

Sommaire. — Les mesures effectuées sur les échantillons de charbons provenant du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais confirment que la microdureté est liée au rang, ce qui justifie l'emploi de cette technique en Pétrographie Houillère.

La microdureté des combustibles solides a déjà fait l'objet de plusieurs études. D.W. Van Krevelen (1953 et 1961), G. Heinze (1955 et 1958), H. Honda et Y. Sanada (1956, 1957 et 1958), B. Alpern (1956 et 1959) et K. Benès (1959) notamment, ont établi la courbe fournissant la microdureté de houilles en fonction de la teneur en matières volatiles, ou bien en fonction de la teneur en carbone, ou bien encore, dans le cas des lignites, en fonction de l'humidité de rétention.

I. - PRINCIPE DE LA MESURE

En ce qui concerne l'appareillage et le principe de la mesure, lors de la réalisation de notre étude expérimentale des charbons, nous avons suivi la même voie que celle adoptée et appliquée par G. Toubeau (1962, p. 243) à l'étude des minéraux opaques.

Nous passerons sous silence toutes les précautions prises lors de l'expérimentation tant au point de vue dressage, polissage, montage des échantillons, choix de la plage à étudier, réalisation, espacement et mesure des empreintes.

La microdureté Vickers mesurée est celle de la collinite. Les empreintes — au nombre de 10 par échantillon — ont été réalisées dans des plans perpendiculaires à la stratification et selon des directions prises au hasard (3). Le diamant pyramidal à base carrée, à angle dièdre des deux faces égal à 136°, solidaire d'un plateau (poids total diamant et plateau : 15 g) tombe d'une hauteur de 0,4 mm en 17 secondes. Comme l'a préconisé B. Alpern (1959, p. 59), nous avons laissé le diamant en contact avec

l'échantillon massif, non enrobé, pendant 10 secondes. Le diamant est ensuite relevé et les deux diagonales de l'empreinte « carrée » sont alors mesurées optiquement. Dans le cas de charbons présentant des propriétés élastiques importantes (anthracites), nous avons « visualisé » les empreintes en tirant légèrement la lampe bas voltage hors de sa monture. Cette opération augmente le contraste.

Nous calculons alors la moyenne des diagonales pour chacune des 10 empreintes, puis la moyenne de 10 valeurs trouvées précédemment. Pour chaque charbon considéré, nous obtenons ainsi une valeur moyenne de la microdureté. C'est cette valeur qui nous a permis de tracer la courbe de la fig. 1, représentant la microdureté Vickers des houilles étudiées en fonction de leur teneur en matières volatiles [HV (4) = f (% MV (5))].

II. - MATERIEL ETUDIÉ

Nous avons tout d'abord réalisé des essais de microdureté sur 17 échantillons (numérotés de 1 à 17) de charbons provenant du sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin). La profondeur à laquelle

(3) H. Roth-Meyer (1950, p. 908) a montré la supériorité du pénétrateur pyramidal sur le pénétrateur sphérique. Des « variations de dureté et de forme des empreintes dues à l'anisotropie du cristal » et l'« orientation de faces cristallines » peuvent être décelées.

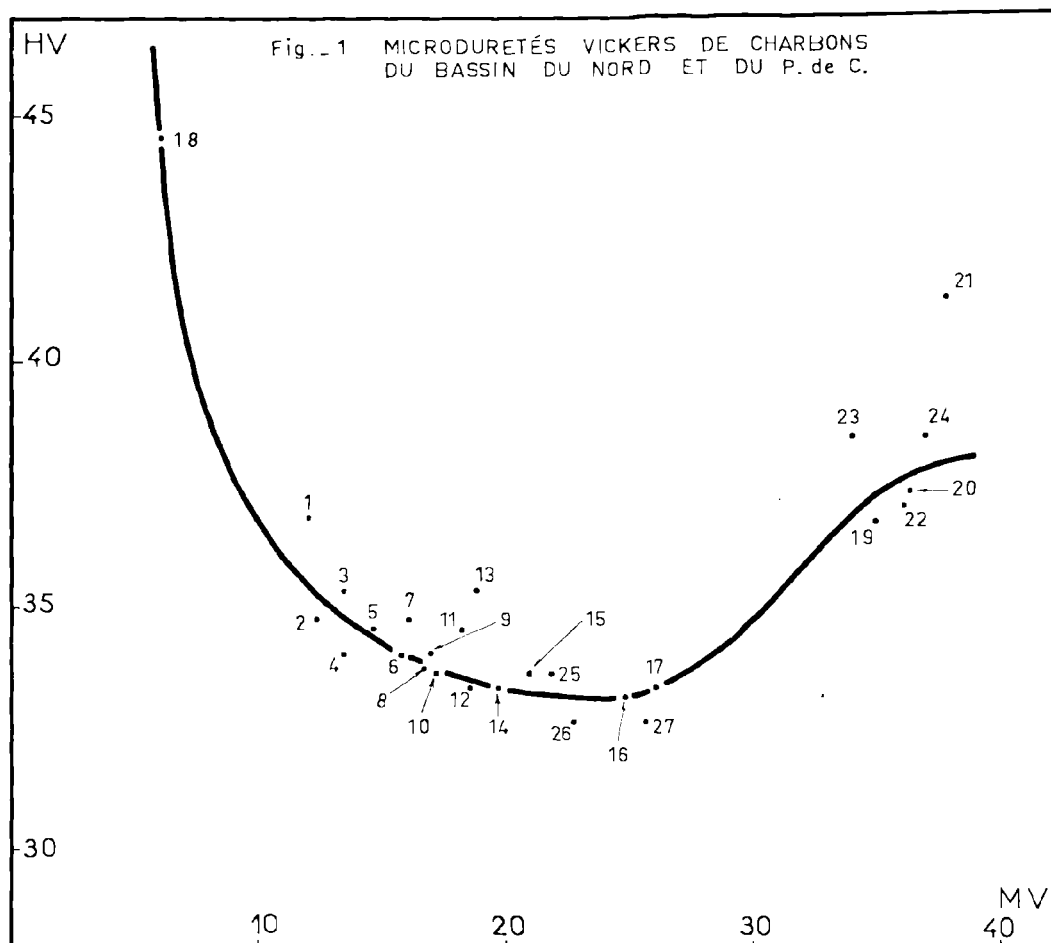
G. Toubeau (1962, p. 249) a, lui, mis en évidence « le caractère vectoriel de la microdureté de minéraux opaques ». Nous nous proposons de procéder à des mesures similaires sur les charbons.

(1) Professeur à la Faculté des Sciences de Lille.

(2) Assistant à la Faculté des Sciences de Lille.

(4) HV = Microdureté Vickers.

(5) MV = Matières volatiles.



ont été prélevés ces échantillons est précisée sur le tableau I. Ces combustibles, qui ont déjà fait l'objet d'une précédente étude pétrographique qualitative (E. Mériaux, 1963) possèdent des teneurs en matières volatiles qui s'échelonnent entre 12 et 26 % seulement. Or, soucieux d'avoir à notre disposition un éventail plus vaste de charbons de rang différent, nous avons complété notre gamme par les échantillons suivants :

Groupe de Lens-Liévin :

Sondage Lens 1. Echantillon prélevé à 20 cm au toit de la passée marine de Laure. 6 % MV, Ech. 18 (6).

(6) Ech. 18 = Echantillon n° 18.

Groupe d'Auchel-Bruay :

— Bruay. Fosse 4. Bowette NW 706 du 6 au 4. Passée au toit de la 17^e veine. 35,05 % MV, Ech. 19.
17^e veine. 36,60 % MV, Ech. 20.
17 ter. 37,90 % MV, Ech. 21.
16^e veine. 36,40 MV, Ech. 22.

— Auchel. Fosse 2. Bowette Nord 263.
Veine Rosalie. 34 % MV, Ech. 23.
Veine Amélie. 36,95 % MV, Ech. 24.

Groupe de Douai :

Fosse 8 de l'Escarpelle. Recoupage RS 5. Etage 380.
3^e passée au toit de Patrice. 21,80 % MV, Ech. 25.
2^e passée au mur de Patrice. 22,7 % MV, Ech. 26.

Groupe de Béthune :

Nœux. Fosse 13. Etage 380. Bowette Sud
n° 13002.

Passée au toit de St-Benoit. 25,60 MV, Ech. 27.

Ainsi nous disposons d'un matériel dont les teneurs en matières volatiles sont comprises entre 6 % et 37,9 %. Nous avons donc là une gamme d'échantillons allant des anthracites (Ech. 18) aux

houilles grasses à flammes (Ech. 19 à 24) en passant par des houilles maigres anthraciteuses (Ech. 1 à 8 et 10 et 11), les houilles grasses à courte flamme (Ech. 12 à 16 et 25 à 27) et les houilles grasses proprement dites (Ech. 17) de la classification de A. Gruner (1874). L'échantillon 2 est en fait à la limite des deux dernières catégories citées. Ce sont des charbons des classes 1A, 1A et 2 à 7 du système de classification international établi en 1956.

Tabl. 1. - MICRODURETÉ VICKERS - RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

ORIGINE	N°(1)	Profondeur (m)	% M.V.	VALEURS MESURÉES (K)										d (K)	H.V.
Sondage LOOS 5	1	754	12	26,4	26,8	27,2	27,6	28	28,1	28,2	28,6			27,5	36,8
	2	728, 25	12, 3	27,8	27,9	28	28,2	28,4	28,5	28,6	28,8			28,3	34,7
	3	718, 40	13, 4	28,1	28,3	28,6	28,7	29,2	29,4					28,6	34
	4	562	13, 4	27,5	27,7	27,9	28	28,1	28,4	28,5	28,6	28,9		28,1	35,3
GROUPE	5	644, 05	14, 6	27,5	28	28,3	28,6	28,7						28,4	34,5
	6	518-S.I. ₍₂₎	15, 7	27,5	28,1	28,2	28,4	28,8	28,9	29,1	29,8			28,6	34
	7	469, 85	16	27,9	28,1	28,3	28,5	28,6	28,8					28,3	34,7
DE	8	518-S.S. ₍₂₎	16, 7	28,2	28,5	28,6	28,7	29,4	29,5					28,7	33,8
	9	493	16, 9	28,2	28,5	28,6	28,7	28,8	28,9	29,1				28,6	34
	10	509, 10	17, 1	28,3	28,4	28,8	29	29,2	29,3	29,4				28,8	33,6
	11	346, 20	18, 2	27,5	27,9	28	28,2	28,7	28,8	29	29,4			28,4	34,5
	12	309, 5	18, 5	28,5	28,6	28,7	28,8	28,9	29,1	29,2	29,4			28,9	33,3
LENS - LIÉVIN	13	365	18, 8	27,5	27,8	27,9	28	28,1	28,3	28,7	28,9			28,1	35,3
	14	326	19, 7	27,9	28,5	28,6	28,9	29	29,1	29,7	29,8			28,9	33,3
	15	358, 75	20, 9	28,1	28,4	28,7	28,8	28,9	29	29,1	29,3	29,6		28,8	33,6
	16	174	24, 8	28,3	28,4	28,6	29,4	29,6	29,7	29,9			29	33,1	
	17	167, 40	26	28,3	28,5	28,6	28,7	29,2	29,3	29,6	29,7			28,9	33,3
Sondage LENS I	18	1190, 70	6	24,5	25	25,5								25	44,5
AUCHEL - BRUAY	19		35,05	27	27,3	27,6	27,7	27,8	28,1	28,3				27,5	36,8
	20		36,6	26,4	26,6	26,8	27	27,1	27,3	27,4	27,5	28,4	28,9	27,3	37,3
	21		37,9	24,6	25,1	25,6	25,9	26,2	26,4	26,5	26,6	27,1		26	41,2
	22		36,4	27,2	27,3	27,4	27,5	27,6	27,7					27,4	37
	23		34	26,2	26,6	25,7	26,8	26,9	27,3	27,5				26,9	38,4
	24		36,95	25,5	26,2	26,3	26,4	27,3	27,7	27,8	28,3			26,9	38,4
DOUAI	25	380	21,8	27,7	28	28,4	28,6	28,9	29,2	29,3	29,4	29,5	29,7	28,8	33,6
	26	380	22,7	28,2	28,7	28,8	29	29,1	29,4	30,1	31			29,2	32,6
BÉTHUNE	27	800	25,6	28,9	29	29,1	29,2	29,3	29,7	29,8				29,2	32,6

(1) Numéro des échantillons. - (2) S.I. = Sillon intérieur. - S.S. = Sillon supérieur. -

III. - RESULTATS EXPERIMENTAUX

Dans le tableau I, en plus du numéro sous lequel les échantillons sont conservés, de la profondeur à laquelle ils ont été prélevés et de leur teneur en matières volatiles, nous avons encore consigné l'ensemble des résultats suivants: moyenne des longueurs des deux diagonales de chacune des empreintes, réalisées (valeurs mesurées), moyenne de la valeur des 10 empreintes réalisées sur chaque échantillon [d (μ)] et valeur moyenne de la microdureté Vickers de chacun des combustibles (HV en kg/mm^2). Lorsqu'une même valeur mesurée nous est apparue plusieurs fois lors du calcul de la moyenne des longueurs des diagonales de chacune des empreintes, nous ne l'avons pas fait figurer dans le tableau I. C'est pourquoi certains charbons ne présentent qu'un nombre restreint de valeurs

mesurées alors que sur chacun d'eux 10 mesures ont été effectivement réalisées et il en a été tenu compte dans le calcul de la moyenne.

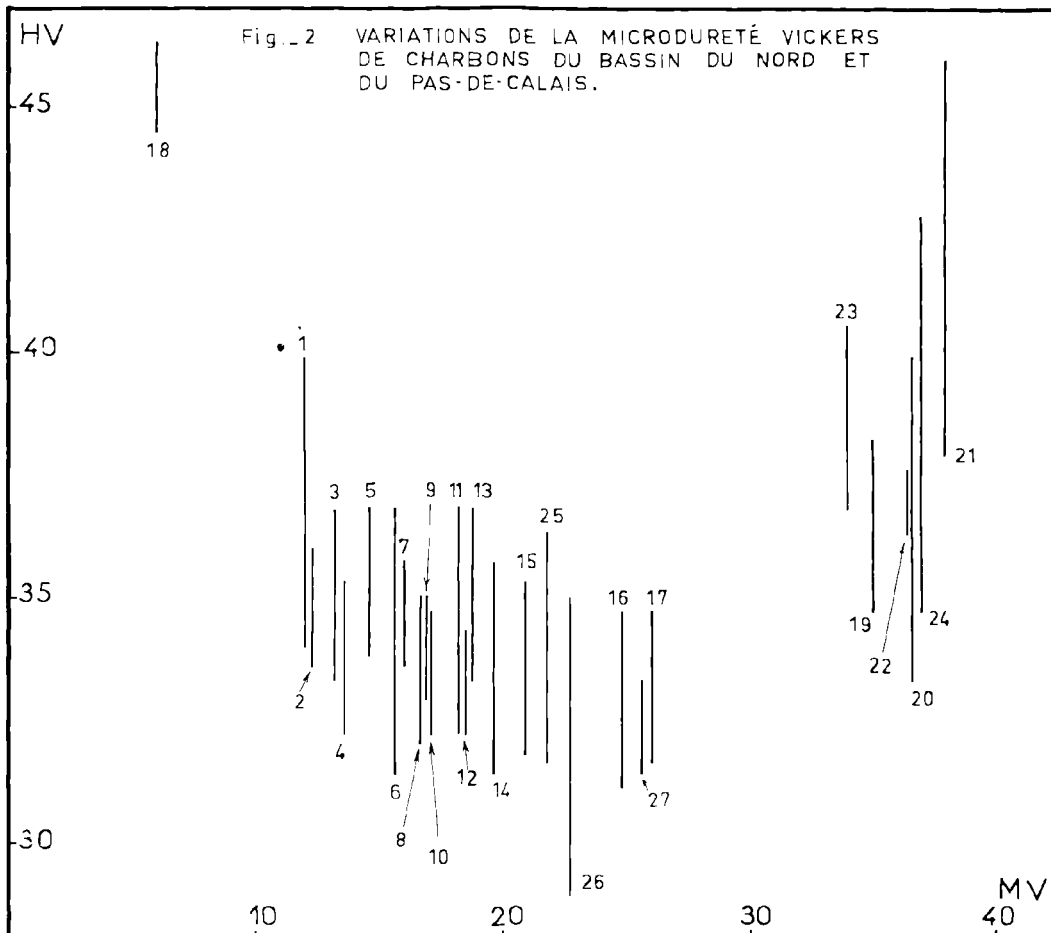
En ce qui concerne cette propriété mécanique particulière, les combustibles étudiés appartiennent:

- à la classe A et B de S.B. Talmage (1925),
- à la classe 1 de G. Toubeau (1962);
($0 < \text{HIV} < 200$).

Quant à la dureté Knoop (Knoop H.) de ces charbons, elle est comprise entre les valeurs 210 et 370.

La courbe [$\text{HIV} = f(\% \text{MV})$] nous révèle les caractéristiques suivantes:

La microdureté Vickers des anthracites est la plus élevée, puis sa valeur décroît pour les maigres

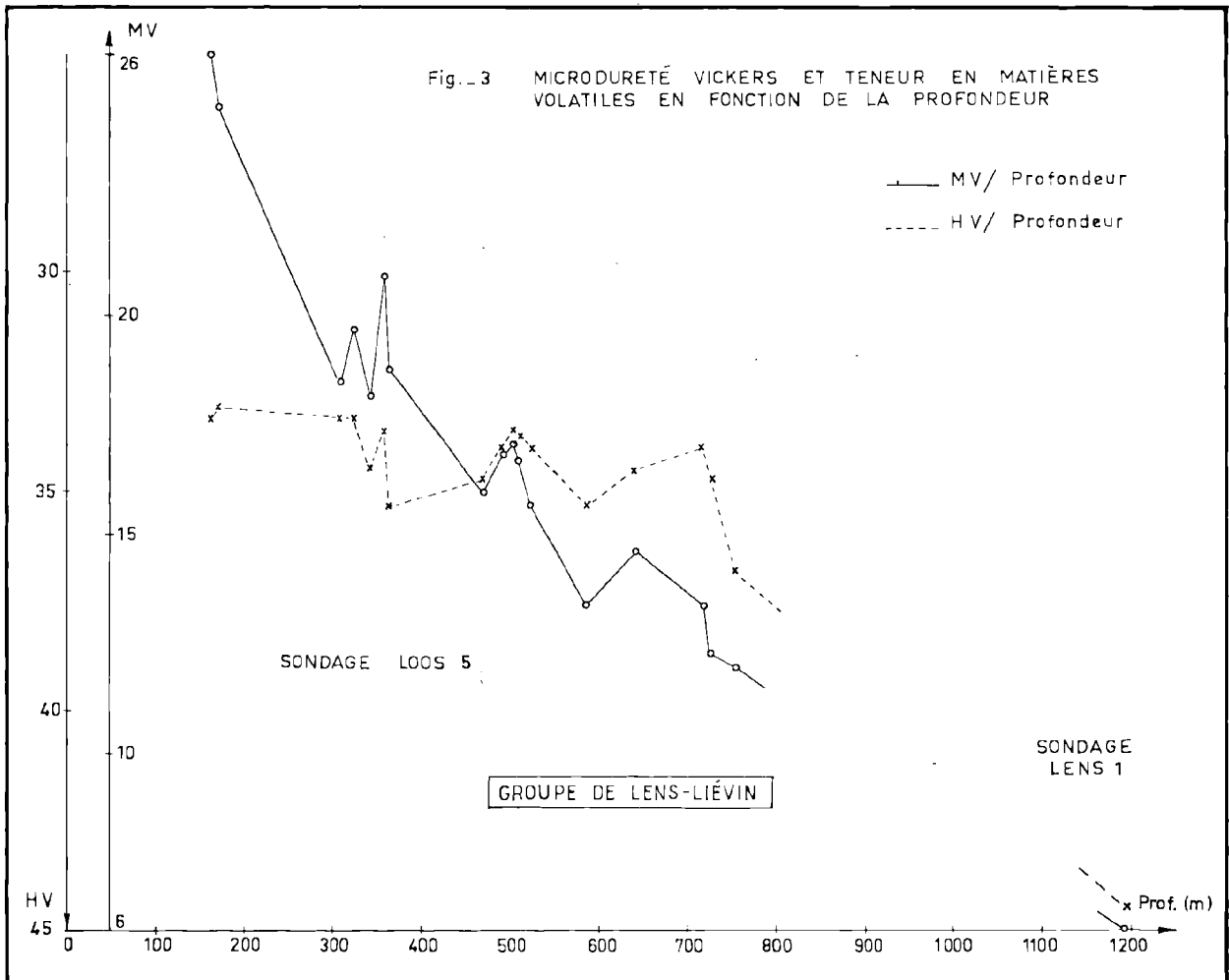


et les demi-gras, passe par un minimum pour les charbons gras à courte flamme, croît ensuite pour les charbons gras et les flambants gras et atteint un maximum pour les flambants secs.

Ce sont là des résultats d'ensemble qui ne présentent aucun caractère absolu. En effet, la microdureté de chaque échantillon varie entre 2 valeurs-limites. La figure 2 montre ces variations. Chaque verticale joint 2 points représentant l'un la valeur minimale de la microdureté, l'autre la valeur maximale. La microdureté de certains charbons varie dans de faibles proportions (exemple : Ech. 22, 27, 9, 12, 7, 2 et 18). D'autres combustibles voient leur microdureté varier entre des limites parfois très éloignées l'une de l'autre (exemple : Ech. 24, 26

et 1). Ces variations sont indépendantes du rang du combustible envisagé. En conséquence, il ne faut pas considérer la valeur de la microdureté attribuée à chaque échantillon comme une valeur absolue. Cependant, toutes ces valeurs mesurées dans des conditions expérimentales rigoureusement identiques nous permettent, si nous les comparons entre elles, de suivre l'évolution de cette propriété mécanique des houilles. Dans le cas présent, nous pouvons suivre cette évolution en fonction de la profondeur.

La figure 3 montre deux diagrammes. L'un représente la teneur en matières volatiles en fonction de la profondeur à laquelle les échantillons ont été prélevés, l'autre la microdureté Vickers en



fonction du même paramètre (7). Pour rendre plus commode la comparaison des résultats obtenus, nous avons inversé l'échelle des microduretés. Remarquons tout d'abord que dans le cas particulier du sondage étudié, la règle de Hilt est respectée de manière grossière. Par contre, la microdureté Vickers croît avec la profondeur. En règle générale, ces deux paramètres varient en sens inverse. Mais un caractère remarquable réside dans le fait qu'à chaque variation de la teneur en matières volatiles — si minime soit-elle — avec la profondeur, correspond une variation inverse de la valeur de la microdureté. La remarque générale que nous formulions précédemment se confirme dans le détail.

En première approximation, il peut paraître abusif de vouloir comparer HV et MV car ce dernier paramètre est relatif à tous les composants pétrographiques globalement analysés, alors que la microdureté du même charbon n'intéresse que la collinite. Cependant, la collinite a subi les mêmes phénomènes d'origine extérieure que tous les autres macéraux et du même coup l'ensemble des composants a atteint un certain stade de la houillification définissant le rang du charbon qu'il constitue. Microdureté et teneur en matières volatiles sont deux des données définissant le rang d'un charbon. Par conséquent, a priori, la microdureté Vickers de la collinite pourrait constituer un paramètre sûr permettant de préciser le degré de houillification d'un charbon. Or, K. Patteisky et M. Teichmüller (1958) ont proposé de délimiter les stades les plus importants de la houillification grâce à différentes échelles. D'après ces auteurs, les charbons fortement houillifiés ont « une limite de houillification relativement précise » basée sur leur teneur et matières volatiles ($8 < MV < 28$). Les charbons du sondage Loos 5 appartiennent à cette catégorie. Malgré le comportement de leur microdureté Vickers vis-à-vis de leur teneur en matières volatiles en fonction de la profondeur, il ne semble pas, en définitive, que ce paramètre (HV) puisse doubler la limite définie (MV) par K. Patteisky et M. Teichmüller. En effet, la microdureté varie dans des proportions beaucoup trop faibles (33,3 à 36,8 kg/mm²) pour constituer une échelle utilisable dans la pratique.

(7) Pour établir les deux diagrammes, nous n'avons pris en considération que les échantillons provenant des sondages Lens 1 et Loos 5 effectués tous deux dans le Groupe de Lens-Liévin.

IV. - CONCLUSIONS

Les résultats d'ensemble obtenus sur des combustibles provenant du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais sont tout à fait comparables à ceux établis, sur des charbons d'origine différente, par les auteurs dont les travaux ont été cités au début de la présente note.

En résumé, nous pouvons dire que sous l'effet d'une charge, l'échantillon se déforme d'abord élastiquement puis de manière plastique. L'empreinte obtenue n'est que la résultante de ces deux déformations.

A la température ordinaire, dans des conditions expérimentales rigoureusement définies, nous avons pu suivre les variations de la microdureté Vickers de certains charbons du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais en fonction de leur teneur en matières volatiles. Enfin, nous avons pu comparer *les variations de la microdureté Vickers* d'une part *et la teneur en matières volatiles* d'autre part, des charbons prélevés en sondage, *en fonction de la profondeur* à laquelle les prélèvements ont été effectués.

Rappelons que tous les combustibles atteints par le sondage de Loos 5 appartiennent à un même type pétrographique (E. Mériaux, 1963) mais à des types chimiquement différents (12 à 26 % MV) Seules, ou bien des conditions de dépôts originelles différentes (épaisseur de la lame d'eau par exemple) d'un même matériel végétal, ou bien des conditions métamorphiques, postérieures au dépôt, ayant atteint différemment ce matériel, ou bien enfin ces deux conditions réunies, ont influencé de manière notable les caractères chimiques et physiques de ces houilles, qui se rattachent à ce que A. Duparque (1933) désignait sous le nom de Houilles lignocellulosiques. Quoi qu'il en soit, la microdureté Vickers constitue un outil de choix pour suivre les transformations subies par les combustibles solides lors de leur diagénèse précoce et de leur carbonification géochimique au cours des temps géologiques.



BIBLIOGRAPHIE

- ALPERN B. (1956). — Microdureté des charbons et des cokes 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*, Paris.
- BENES K. (1959). — Die quantitative mineralogische Härtebestimmung an Steinkohlen. *Freiberger Forsch. H.*, C, 50, p. 106-111, Deutsch.
- 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.
- GRUNER A. (1874). — Pouvoir calorifique et classification des houilles. *Ann. des Mines*, 7^e série, IV, p. 169-207, Paris.
- HEINZE G. (1955). — Härte -und Festigkeitsuntersuchungen an Kohlen, insbesondere an Ruhrkohlen. *Thèse*, Münster.
- HEINZE G. (1958). — Härte -und Festigkeitsuntersuchungen an Kohlen, insbesondere an Ruhrkohlen. *Bergbau-Archiv*, H. 1/2, Jg. 19, Essen.
- HONDA H. et SANADA Y. (1956). — Hardness of coal. *Fuel*, 35, n° 4, p. 451-461.
- HONDA H. et SANADA Y. (1957). — Microhardness of carbonized coal. *Fuel*, 36, n° 4, p. 403-416.
- HONDA H. et SANADA Y. (1958). — Dynamic hardness of coal. *Fuel*, 37, n° 2, p. 141-150.
- International classification of hard coals by type (1956). — United Nations, Genève.
- MÉRIAUX E. (1963). — Caractères pétrographiques des houilles du Sondage Loos 5 (Groupe de Lens-Liévin), note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 223-230.
- PATTELSKY K. et TEICHMULLER M. (1958). — Examen des possibilités d'emploi de diverses échelles pour la mesure du rang des charbons et propositions pour la délimitation des principaux stades de houillification. *Re. Ind. Minér.*, num. spéc. 15 juillet.
- ROTH-MEYER H. (1950). — Variation de la microdureté dans les monocristaux en fonction de l'orientation d'un pénétrateur pyramidal. *C.A. Ac. Sc.*, t. 231, n° 18, 30 oct., p. 906-908, Paris.
- TALMAGE S.B. (1925). — Quantitative standards for hardness of ore minerals. *Economy geology*, vol. 20, p. 531-553.
- TOURBEAU G. (1962). — Mesure de la microdureté Vickers des minéraux opaques et son intérêt en minéralogie. *Bull. Soc. belge Géol. Paléon. Hydrogéol.*, t. LXXI, fasc. 2, p. 242-267, 6 fig., 2 tabl., Bruxelles.
- VAN KREVELEN D.W. (1953). — Physikalische Eigenschaften und chemische Struktur der Steinkohle. *Brennstoff Chemie*, 34, n° 9-10, S. 167/82, Essen.
- VAN KREVELEN D.W. (1961). — Coal Typology, chemistry, physics, constitution, p. 411-412. Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

— « » —

Observations palynologiques sur des tourbes provenant de Valenciennes (Nord)

par Madame Camille DUBOIS

Résumé. — Des forages en pleine ville de Valenciennes ont permis d'étudier des tourbes datant du Néolithique (végétation de Pins, puis de Chênes, Tilleuls et Ormes).

Une étude préalable de la constitution du sol et du sous-sol a été réalisée à Valenciennes en avril 1963 par la Société INTRAFOR. Cette prospection était motivée par le projet d'implantation de deux immeubles de type H.L.M., sur l'emplacement de l'ancien Hôtel-Dieu, dans l'îlot limité par les rues Edmond Guillaume et Amédée Bultot.

Douze forages répartis à travers le terrain qui mesure environ 80 m sur 80 m, ont traversé la coupe schématique suivante (1) : sur 2,50 m environ, des fondations appartenant à l'ancien Hôtel-Dieu aménagés dans les bâtiments du monastère des Carmes Déchaussés construit entre 1740 et 1746 ; — entre 2,50 m et 4,50 m de profondeur, des fondations plus anciennes et des terrains de remblayage ; — vers 4,50 m de profondeur, de la maçonnerie à ciment de type gallo-romain ; — puis sur 2 à 3 m d'épaisseur, des limons tourbeux ou de la tourbe plus ou moins limoneuse.

La tourbe repose sur un gravier de silex noir, soit directement, soit avec interposition d'un limon sableux clair. Vers 10 m de profondeur, on rencontre des marnes bleu verdâtre (Dièves). Le sondage le plus profond V.S. 7 a été foré à travers les dièves jusqu'à 20 m de profondeur.

J'ai pu étudier un certain nombre d'échantillons de tourbe prélevés sur les carottes de forage. Ils

ont été traités au Laboratoire de Palynologie de Strasbourg par la méthode classique de G. Erdtman : attaque par l'acide fluorhydrique, reprise par la potasse à 10 % et acétolyse. Les pourcentages ont été calculés sur l'ensemble des arbres forestiers, le Coudrier et le Saule étant comptés à part. La fréquence pollinique étant inégale, il a toujours été compté plus de 100 pollens par échantillon afin d'obtenir des pourcentages comparables et scientifiquement valables.

La cote de départ de chaque forage a été calculée par rapport à un zéro arbitraire pris au seuil de la porte du transformateur E.D.F. voisin.

Résultats analytiques.

Forage V.S. 1. Profondeur 5,80 m. Cote — 5,16. Argile tourbeuse avec menus débris de coquilles, assez riche en pollens. Pourcentage forestier : Chênaie mixte 75 % = *Quercus* 69 % + *Tilia* 5 % + *Ulmus* 1 % — *Pinus* 23 % — *Betula* 2 % — *Corylus* 88 % — *Salix* 11 %. Pollens de Graminées et spores de Fougères.

Forage V.S. 1. Profondeur 6 m. Cote — 5,36. Argile tourbeuse gris foncé, riche en pollens. Pourcentage : Chênaie mixte 67 % = *Quercus* 58 % + *Tilia* 5 % + *Ulmus* 4 % — *Pinus* 29 % — *Betula* 2 % — *Alnus* 2 % — *Corylus* 43 % — *Salix* 3 %. Pollens de Graminées assez rares.

Forage V.S. 1. Profondeur 6,25 m. Cote — 5,61. Tourbe noire riche en pollens. Pourcentage : *Pinus*

(1) Je remercie vivement la Société INTRAFOR qui m'a aimablement communiqué le plan de situation et les coupes détaillées des forages.

57 % — *Quercus* 35 % — *Alnus* 5 % — *Betula* 3 % — *Corylus* 21 % — *Salix* 2 %. Rares spores de Fougères.

Forage V.S. 1. Profondeur 6,50 m. Cote — 5,86. Tourbe noire riche en pollens. Pourcentage : *Pinus* 71 % — *Quercus* 22 % — *Betula* 5 % — *Alnus* 2 % — *Corylus* 25 % — *Salix* 1 %. Très rares spores de Fougères.

Forage V.S. 2. Profondeur 6,50 m. Cote — 5,23. Tourbe faiblement argileuse, assez pauvre en pollens forestiers, mais contenant de nombreux pollens herbacés : Graminées, Chénopodiacées, Umbellifères, Typhacées et des spores de Fougères. Pourcentage : Chênaie mixte 75 % = *Quercus* 71 % + *Tilia* 3 % + *Ulmus* 1 % — *Pinus* 24 % — *Betula* 1 % — *Corylus* 50 % — *Salix* 9 %.

Forage V.S. 3. Profondeur 5 m. Cote — 5,43. Tourbe noire assez riche en pollens. Pourcentage : Chênaie mixte 55 % = *Quercus* 50 % + *Tilia* 5 % — *Pinus* 42 % — *Betula* 2 % — *Alnus* 1 % — *Corylus* 63 % — *Salix* 1 %. Pollens de Graminées, Composées et Umbellifères.

Forage V.S. 4. Profondeur 4,30 m. Cote — 4,75. Limon tourbeux brunâtre riche en pollens. Pourcentage : Chênaie mixte 84 % = *Quercus* 76 % + *Tilia* 3 % + *Ulmus* 5 % — *Pinus* 12 % — *Betula* 4 % — *Corylus* 67 % — *Salix* 2 %. Pollens de Graminées et spores de Fougères.

Forage V.S. 6. Profondeur 6 m. Cote — 4,40. Tourbe noire. Pourcentage : Chênaie mixte 72 % = *Quercus* 56 % + *Tilia* 10 % + *Ulmus* 6 % — *Pinus* 16 % — *Alnus* 6 % — *Abies* 4 % — *Betula* 2 % — *Corylus* 21 %. Quelques pollens de Graminées. Très nombreuses spores de Fougères de type *Athyrium*. Tissus de Fougères (vaisseaux scalariformes et fragments de sporanges).

Forage V.S. 7. Profondeur 5,50 m. Cote — 4,07. Tourbe noire pauvre en pollens. Pourcentage : Chênaie mixte 65 % = *Quercus* 50 % + *Tilia* 10 % + *Ulmus* 5 % — *Pinus* 19 % — *Alnus* 12 % — *Betula* 5 % — *Corylus* 15 %. Rares pollens de Graminées ;

nombreuses spores de Fougères et fragments de vaisseaux scalariformes.

Forage V.S. 7. Profondeur 6,05 m. Cote — 4,62. Tourbe noire assez pauvre en pollens. Pourcentage : Chênaie mixte 75 % = *Quercus* 66 % + *Tilia* 6 % + *Ulmus* 3 % — *Pinus* 19 % — *Alnus* 4 % — *Betula* 2 % — *Corylus* 59 % — *Salix* 2 %. Rares pollens de Graminées.

Forage V.S. 8. Profondeur 5,50 m. Cote — 4,08. Tourbe noire pauvre en pollens forestiers mais riche en restes de Fougères (nombreuses spores, vaisseaux scalariformes et fragments de sporanges). Pourcentage : Chênaie mixte 63 % = *Quercus* 48 % + *Tilia* 11 % + *Ulmus* 4 % — *Pinus* 19 % — *Alnus* 13 % — *Betula* 5 % — *Corylus* 15 %. Rares pollens de Graminées.

Forage V.S. 12. Profondeur 5,50 m. Cote — 4,20. Limon sableux brunâtre contenant des débris coquilliers, pauvre en pollens. Pourcentage : Chênaie mixte 78 % = *Quercus* 63 % + *Tilia* 8 % + *Ulmus* 7 % — *Pinus* 17 % — *Betula* 3 % — *Alnus* 1 % — *Abies* 1 % — *Corylus* 20 %. Rares pollens de Graminées ; assez nombreuses spores de Fougères et restes de vaisseaux scalariformes.

Histoire forestière.

Un tableau dressé suivant la profondeur cotée des prélèvements tourbeux fait apparaître la régularité de l'histoire forestière classique des plaines du Nord de la France (2).

(2) G. DUBOIS et Mme C. DUBOIS. — Zonation paléosilvatique comparée du Nord-Ouest de la France et du Sud-Est de l'Angleterre. *Ann. Soc. géol. Nord*, 1946, p. 313-320.

G. LEMÉE. — La découverte du passé. Progrès récents et techniques nouvelles en préhistoire et en archéologie. *Éditions Picard*, Paris, 1952, chap. VI : L'étude de la flore, p. 151-173, ff. 28 à 35, 1 tableau.

W. MULLENDERS. — Contribution à l'étude palynologique des tourbières de la Bar (département des Ardennes). *Pollen et Spores*, 1960, vol. II, n° 1, p. 43-55, 1 tableau, 1 diagramme.

J. SAUVAGE. — Palynologie et pétrographie de tourbes et de sédiments de la cuvette parisienne et des Ardennes. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 1953, n° 13, 71 p., 16 fig., 1 tableau.

Forage	Cote	Chênaie mixte	<i>Quercus</i>	<i>Tilia</i>	<i>Ulmus</i>	<i>Pinus</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Abies</i>	<i>Corylus</i>	<i>Salix</i>
V.S. 7	— 4,07	65	50	10	5	19	4	12	—	15	—
V.S. 8	— 4,08	63	48	11	4	19	5	13	—	15	—
V.S. 12	— 4,20	78	63	8	7	17	3	1	1	20	—
V.S. 6	— 4,40	72	56	10	6	16	2	6	4	21	—
V.S. 7	— 4,62	75	66	6	3	19	2	4	—	59	2
V.S. 4	— 4,75	84	76	3	5	12	4	—	—	67	2
V.S. 1	— 5,16	75	69	5	1	23	2	—	—	88	11
V.S. 2	— 5,23	75	71	3	1	24	1	—	—	50	9
V.S. 1	— 5,36	67	58	5	4	29	2	2	—	43	3
V.S. 3	— 5,43	55	50	5	—	42	2	1	—	63	1
V.S. 1	— 5,61	35	35	—	—	57	3	5	—	21	2
V.S. 1	— 5,86	22	22	—	—	71	5	2	—	25	1

Les couches les plus anciennes montrent la fin de la décroissance du Pin remplacé par la Chênaie mixte qui prend son plein développement à la période atlantique dont le début est accusé par une poussée de Coudrier. La tourbification s'est arrêtée au Subatlantique ; nous n'avons pas la fin de l'histoire forestière flandrienne, ce qui explique

l'absence du Hêtre ; nous voyons seulement apparaître le Sapin. Ces tourbes datent du Néolithique et des hommes de l'âge du Bronze et du Fer ont pu s'installer sur ce sol qui a été colonisé plus tard par les Gallo-Romains, ainsi qu'en fait foi la proche cité gallo-romaine de Bavay.

« »

EDITIONS DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

C.C.P. Paris 9061-11

15, Quai Anatole France, PARIS (7^e)

Tél. : SOL. 93-33

Lexique International de Pétrographie des charbons

2^{ne} édition

Publié sous l'égide du Comité International de Pétrographie des charbons, ce lexique se présente sous forme de cartothèque.

Dans la première partie, chaque terme fait l'objet d'une fiche (une ou plusieurs pages) comportant le nom de son auteur et la référence bibliographique correspondante, la liste des synonymes et des termes analogues, la description du constituant pétrographique considéré et ses propriétés, son mode de gisement, son importance pratique, avec des illustrations en noir et en couleurs.

La deuxième partie est consacrée aux méthodes d'analyses pétrographiques quantitatives.

Ensemble présenté sous reliure toile à feuillets mobiles, in-4° coquille.

Edition 1963, rédigée en français :	Prix	57 F.
» » allemand :	»	57 F.
» » anglais :	»	57 F.

LE CENTRE DE DOCUMENTATION DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

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

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

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

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

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

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

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

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

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

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXIV

1964

3^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1964 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. A. BEUGNIES
<i>Vice-Présidents</i>	M. P. CELET
	M. J. DANZÉ
	M. A. BOUROZ
<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} P. DANZÉ-CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. Ch. DESREUMAUX
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} D. LE MAÎTRE
	M. P. DUMON
	M. J. CHALARD
	M. G. WATERLOT
	M. Ch. DELATTRE
	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

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

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 15 AVRIL 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT

Le président proclame membres de la Société :

- M. PAEPE R., Institut de Géologie à Gand (Belgique), présenté par MM. M. Gulinck et A. Bonte.
M. LEPLAT José, Laboratoire des Ponts et Chaussées à Lille, 57, rue du Brun-Pain à Tourcoing (Nord), présenté par MM. G. Waterlot et A. Bonte.
M. LAMOTTE Michel, Ingénieur géologue aux I.L.B.N.P.C., groupe de Valenciennes, 2, Parc de la Bérengère à St-Cloud (Seine-et-Oise), présenté par MM. A. Bouroz et J. Chalard.

Communications orales

- R. COQUEL et P. DANZÉ-CORSIN. — Etude anatomique d'un *Sphenophyllum* trouvé dans un coal-ball du niveau marin de Katharina.
C. ARSIGNY. — Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis d'après quelques observations récentes (*).

SEANCE DU 13 MAI 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT

Le président proclame membres de la Société :

- M. BALCON Joseph, Ingénieur à la Compagnie Royale Asturienne des mines, 79, quai des Chartrons à Bordeaux (Gironde), présenté par M. G. Dubar et M^{lle} D. Le Maître.
M. MERCIER Jacques, Laboratoire de Géologie dynamique, Maître-Assistant à la Sorbonne, 1, rue Victor-Cousin à Paris (5^e), présenté par MM. A. Beugnies et Y. Godfriaux.
M. PIACZINSKI Marian, Géologue au B.R.G.M., 5, boulevard de la Liberté à Lille, présenté par MM. R. Desoignies et P. Rossignol.

Puis il cède sa place à Monsieur le Professeur BRUNN qui présidera cette séance consacrée à la géologie méditerranéenne. 8 communications orales et 1 communication écrite entrent dans le cadre de cette étude. Elles seront publiées dans le troisième fascicule qui sera réservé à la « Géologie de la Méditerranée ».

(*) Le texte de cette communication, ne nous étant pas parvenu à temps, sera publié dans un prochain fascicule.

Communication écrite

D. LE MAÎTRE et J. PILLET. — Première découverte de Trilobite : *Scabriscutellum* sp. dans le calcaire de Chalennes (Bassin d'Ancenis).

REUNION EXTRAORDINAIRE DU 24 MAI 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT

Excursion dans la Vallée de la Thure sous la direction de M. BEUGNIES, Président.

Excursion extraordinaire du 24 Mai 1964

Une trentaine de personnes se sont retrouvées dès 9 heures au poste frontière d'Hestrud pour étudier la coupe de la Thure d'Hestrud à Solre-sur-Sambre.

Dirigés par M. A. BEUGNIES, les participants ont d'abord descendu la vallée de la Thure le long de laquelle ils ont pu observer les différents niveaux qui constituent le Frasnien et le Famennien. Passant ensuite par La Buissière et Montigny-St-Christophe, ils ont abouti au Bois de Barbençon où une coupe du Frasnien a pu être examinée. Au cours de cette journée particulièrement consacrée à l'étude du Dévonien supérieur, les problèmes relatifs à la limite entre les deux formations qui constituent cet étage, c'est-à-dire entre Frasnien et Famennien, ont été discutés devant l'ensemble des membres qui apportèrent leur avis. Différents points de vue ont été exposés et tous ont porté un grand intérêt à l'étude de cette délicate question.

L'excursion fut interrompue vers 13 heures pour le déjeuner qui eut lieu à Pont-Romain et à la fin duquel Monsieur BEUGNIES retraça avec précision, mais aussi avec fantaisie, l'histoire de la Société durant ces dernières années.

Lors de cette réunion, on procéda à l'élection de 3 nouveaux membres :

M. l'Abbé GRAINDOR, Maître de Recherches, Collège de France, Place Marcelin-Berthelot à Paris (5^e), présenté par MM. P. Fruvost et G. Waterlot.

M^{me} BACCHUS, Professeur au Lycée Faidherbe, Impasse de l'Observatoire à Lille, présentée par MM. A. Beugnies et G. Waterlot.

M. DOLLÉ Jacques, Ingénieur géologue à la C.O.P.S.E.P., 16, rue du Moulin à St-Lié (Aube), présenté par MM. A. Beugnies et P. Dollé.

Ce n'est que vers 19 heures que les participants se séparèrent dans une excellente ambiance et tous parfaitement satisfaits de leur journée.

SEANCE DU 3 JUIN 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT

Communications orales

J. LEVET-CARETTE. — Etude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer.

J. GROLIER et S. LOBOZIAK. — Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du cannel-coal de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme).

Communications écrites

G. TOUBEAU. — Propriétés optiques des Wolfranites en diascopie infra-rouge (*).

D. LE MAÎTRE et F. MAGNE. — Le Dévonien des Carrières du « Banc noir » et du « Griset » (Boulonnais).

A.F. DE LAPPARENT et J. DE JAVIGNE SAINTE-SUZANNE. — Le Crétacé marin à Saighan et à l'Ouest de l'Hindou-Kouch (Afghanistan) (*).

(*) Le texte de cette communication sera publié dans le 4^e fascicule 1964.

Etude anatomique d'un *Sphenophyllum* trouvé dans un coal-ball du niveau marin de Katharina

par Robert COQUEL et Paule DANZÉ-CORSIN

(Pl. I et II)

Parmi les échantillons de la Collection Charles-Eugène Bertrand, figurent 47 lames-minces de *Sphenophyllum* qui n'ont encore fait l'objet d'aucune figuration ni description approfondie. Récemment, nous en avons entrepris l'étude et nous avons non seulement pu préciser la structure des plantes de ce genre, mais aussi décrire une espèce qui, par les caractères spéciaux de sa stèle, se distingue nettement des formes actuellement connues en structure.

Les lames-minces ont été effectuées dans un coal-ball de Westphalie donné en 1897 par M. Piedboeuf de Düsseldorf. Ce coal-ball, d'après les notes manuscrites de C.E. Bertrand, présentait à sa surface externe « plusieurs stipes de *Sphenophyllum* dont certains très grêles, et aussi un fragment de

Lepidodendron ». Il a ainsi été possible de constituer plusieurs séries échelonnées de coupes transversales nettement localisées dans ces différents axes de *Sphenophyllum*. D'ailleurs, C.E. Bertrand a représenté schématiquement dans le cahier de sa collection un tableau d'assemblage montrant la position systématique relative des 47 coupes que nous nous proposons d'étudier. Celles-ci, numérotées 883/I/T₂, 1 à 10, 883/II/T₂, 13 à 22, 883/III/T₂, 23 à 30, 883/IV/T₂, 31 à 40, 883/V/T₂, 41 et 42, 883/VI/T₂, 43 à 46, 883/VII/T₂, 47 et enfin 883/II/R, 11 et 12, sont actuellement conservées dans les collections du Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille. Elles montrent, outre diverses sections transversales de rameaux, de feuilles et de racines de *Sphenophyllum*, plusieurs belles coupes de tiges appartenant aux genres *Calamites* et *Lepidodendron*, ainsi que des sections de *Stigmaria*, de pétioles d'*Anachropteris williamsoni* KOOPMANS, et également de très grandes feuilles de Lépidophytes.

Parmi les axes de *Sphenophyllum* caractéristiques par leur stèle triangulaire, on distingue dès le premier examen microscopique :

1) ceux qui présentent tout autour de leur bois primaire un anneau plus ou moins important de bois de seconde formation et qui, en outre, montrent une écorce secondaire souvent bien développée ;

2) ceux qui sont totalement dépourvus de formations secondaires.

Les premiers sont généralement sub-circulaires en section transversale et ils correspondent à une forme nettement plus développée que les seconds qui sont profondément cannelés. Dans le premier cas, il s'agit donc là de tiges ou de rameaux principaux. Dans le deuxième on distingue, selon l'importance de la stèle ligneuse, les rameaux de second et de troisième ordre.

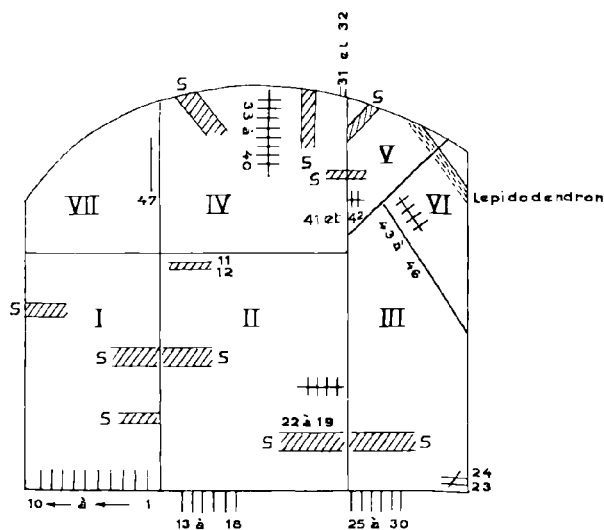


FIG. 1. — Tableau d'assemblage montrant la position relative des 47 coupes (d'après C.E. Bertrand, note manuscrite).

A. - ETUDE ANATOMIQUE DES DIFFERENTS RAMEAUX

I. - Axes principaux.

On en trouve principalement sur les lames-minces effectuées dans les secteurs I, II, III et IV du coal-ball. Le plus représentatif d'entre eux est certainement celui qui, bien que plusieurs fois brisé, peut être suivi sur 23 lames consécutives numérotées 883/I/T₂, 9 à 1, 883/II/T₂, 13 à 18, 883/III/T₂, 22 à 19, et 883/III/T₂, 25 à 28. Il est représenté en 1 et 2, Pl. I. Dans le secteur IV, on rencontre, outre l'axe principal figuré en 7, Pl. I, d'autres rameaux de plus petite taille et dont les formations de bois secondaire sont nettement plus faibles. Ce sont sans doute là les parties extrêmes de gros rameaux dont le développement n'est pas encore total.

En section transversale, l'axe principal apparaît sous une forme ovale à circulaire selon l'emplacement considéré. En effet, il n'est généralement pas cannelé par suite du décollement souvent total de la partie la plus externe de l'écorce. Il faut d'ailleurs remarquer que si ce décollement peut s'effectuer du vivant même de l'axe tandis qu'il vieillit, il peut également se faire au cours de la macération pendant la fossilisation. Dans ce dernier cas, on retrouve souvent à côté de l'axe, alors sub-circulaire, des débris de l'écorce externe encore cannelée (fig. 1, Pl. I). Quand on observe une extrémité d'axe principal, sa section transversale montre un contour largement ondulé mais, alors, son écorce est presque exclusivement primaire.

Les axes principaux que l'on peut distinguer sur nos différentes coupes, montrent un diamètre compris entre 2,5 et 3,5 mm et ils présentent deux grandes zones nettement délimitées et souvent décollées l'une de l'autre. Ce sont :

1) La stèle vasculaire libéro-ligneuse centrale circulaire sauf au moment de l'émission de sorties raméales. Son diamètre est voisin de 2 mm et elle présente des formations secondaires importantes. En général, ses tissus ligneux sont parfaitement conservés.

2) Le cortex plus ou moins fragmentaire selon les lames minces. Son épaisseur est faible et il est surtout constitué d'un tissu de deuxième formation qui s'est formé au dépens de l'écorce primaire.

a) LA STÈLE VASCULAIRE.

De l'intérieur vers l'extérieur, cette stèle, totalement dépourvue de moelle, montre les différentes formations suivantes :

1) *Le xylème primaire.*

Le xylème primaire occupe tout le centre de l'axe principal (B₁, fig. 1, Pl. I). Son contour est nettement triangulaire puisqu'il affecte la forme d'un triangle équilatéral à côtés à peine concaves. Ceux-ci ont d'ailleurs une longueur comprise entre 0,5 et 0,7 mm et la stèle ligneuse primaire est, par suite, relativement importante chez ces rameaux de faibles dimensions.

En coupe transversale, le bois primaire apparaît constitué en son centre par un petit nombre de cellules de grande taille (30 environ) dont les parois sont épaissies et qui ont un contour polygonal irrégulier, parfois même sub-circulaire (B₁, fig. 1, Pl. I).

En section longitudinale, les trachéides de ce métaxylème central montrent des ponctuations aréolées de petite taille, sub-rectangulaires et allongées transversalement, qui ont plus ou moins conflué en bandes parallèles transverses. Extérieurement, les éléments de métaxylème sont de dimensions plus réduites et ils présentent des épaississements équidistants de lignine prenant appui le long des arêtes également lignifiées. Ce métaxylème scalariforme ne comporte que quelques trachéides et il passe progressivement, vers l'intérieur, au bois primaire ponctué.

Cette stèle triangulaire de métaxylème centripète montre à chacun de ses trois sommets un petit amas de trachéides de très faibles dimensions. Ce sont des vaisseaux imparfaits présentant en coupe longitudinale de fins épaississements lignifiés très rapprochés les uns des autres. Il y a donc trois pôles de protoxylème exarches. Toutefois, sur certaines sections, on peut observer un dédoublement plus ou moins prononcé de chacun de ceux-ci, ou même trouver, à la place de ces pointements, une petite lacune tapissée d'éléments annelés (L, fig. 7, Pl. I). Aussi est-on amené à penser que chez le *Sphenophyllum* de Westphalie, il existe, à chaque extrémité du triangle de métaxylème, un double pointement trachéen dont les deux pôles ne sont pas toujours distincts. Le protoxylème y semble donc en régression soit qu'il s'aplatisse entre le métaxylème et le bois secondaire, soit qu'il se dissocie partiellement.

2) Une zone de parenchyme.

La stèle ligneuse primaire est entièrement entourée par une très fine zone parenchymateuse épaisse de quelques cellules seulement et surtout bien représentée au contact du métaxylème, c'est-à-dire sur les côtés du triangle de bois (fig. 1, Pl. I). Ce parenchyme à petits éléments ovalaires, séparés par de rares méats, s'amincit en effet en direction des pôles initiaux où, écrasé, il n'est en général plus visible. Si l'on considère que les cellules de cette zone présentent une disposition quelconque par rapport au bois secondaire, on est amené à penser qu'elle possède une origine purement primaire et que, par suite, le cambium ne s'est pas individualisé contre le xylème de première formation. Le liber primaire ne comporte alors à sa base que des éléments parenchymateux.

3) Le bois secondaire.

Tout autour de la stèle ligneuse primaire et de sa gaine externe parenchymateuse, on trouve une couronne continue de bois secondaire à développement centrifuge dont l'épaisseur est de l'ordre de 0,5 mm (B₁₁, fig. 1, Pl. I). Ce bois secondaire est composé de files radiales de trachées sub-quadratiques et arrondies aux angles ainsi que de rayons médullaires. Il est d'autre part constitué par une alternance radiale de six zones nettement distinctes les unes des autres et de deux natures différentes. En face de chacun des trois pôles initiaux, on trouve en effet une zone de bois secondaire riche en éléments parenchymateux dont le contour, en section transversale, est triangulaire et qui est formée de petites trachéides sub-quadratiques. C'est ce qu'on appelle le bois fasciculé. Il alterne avec une formation de bois secondaire plus large et sub-rectangulaire dont les éléments sub-quadratiques de grande taille diminuent de calibre vers les bords latéraux. Il s'agit ici du xylème interfasciculé chez lequel les formations parenchymateuses sont peu développées. La limite entre ces deux types de bois n'est pas nette et, par le fait même de la diminution de taille des trachéides du bois secondaire interfasciculé aux abords du xylème fasciculé, il y a un passage progressif latéralement d'une zone à l'autre. D'autre part, à une disposition radiale des éléments vasculaires, se superpose une organisation en zones concentriques. Le plus souvent, à une rangée concentrique de grosses trachéides du bois interfasciculé, correspond une épaisseur de deux éléments de bois fasciculé. Il faut enfin signaler que, quelle que soit l'épaisseur du bois secondaire, il présente généralement un nombre constant de lignées radiales de

cellules et que l'augmentation du nombre de rayons est rare. Composé de 4 à 6 cercles concentriques de cellules, le bois secondaire, vers l'extrémité des axes, n'est plus constitué que de 1 à 2 épaisseurs de trachées.

L'élément fondamental de ce tissu secondaire est la trachéide à parois épaissies. En section longitudinale ou oblique, toutes les trachées, qu'elles appartiennent au bois fasciculé ou interfasciculé, montrent sur leurs parois radiales et tangentielles des ponctuations aréolées de petite taille, sub-rectangulaires et allongées transversalement (fig. 3, Pl. I). Celles-ci ont conflué en bandes parallèles transverses aussi bien pour les parois radiales que pour les parois tangentielles. Nous retrouvons donc ici une ornementation sensiblement identique à celle du métaxylème central.

Aux angles de presque toutes les trachéides du bois interfasciculé, se logent des amas de quelques petites cellules ovalaires à parois fines, tassées les unes contre les autres, que l'on distingue particulièrement bien fig. 3, Pl. I, en coupe oblique, ou fig. 1, Pl. I, en section transversale. Ces amas sont réunis transversalement de places en places à d'autres amas identiques, par 1 à 3 cellules parenchymateuses allongées radialement entre deux trachéides (fig. 1, Pl. I) et superposées verticalement (fig. 3, Pl. I). Il se constitue ainsi de fins rayons médullaires intraligneux irrégulièrement épaissis qui prennent appui sur le mince anneau parenchymateux entourant la protostèle primaire. Généralement les divers rayons de trachéides ne sont réunis entre eux que par l'intermédiaire de la bande parenchymateuse entourant le bois primaire. Cependant, quand les trachées sont plus réduites, les îlots parenchymateux peuvent s'étendre latéralement et entrer en contact avec les amas voisins. Dans la zone de xylème fasciculé, les rayons médullaires intraligneux sont beaucoup mieux développés et souvent nettement visibles sur une importante épaisseur de l'anneau de bois, sans qu'ils aient été considérablement rétrécis entre deux cellules voisines (fig. 1, Pl. I).

Il est généralement admis que le bois secondaire se constitue d'abord en face des concavités du triangle de bois primaire et ne forme un anneau complet qu'à partir du moment où la stèle ligneuse est devenue ronde par suite du comblement de ces cavités. C'est là entre autre le point de vue de Williamson (11) qui, en 1874, figure la coupe d'un jeune rameau de *Sphenophyllum plurifoliatum* chez lequel on observe une stèle ligneuse primaire entou-

rée par un anneau de trois rangées de cellules de bois secondaire nettement interrompues en face de chacun des trois pôles de protoxylème. L'observation de nos différentes coupes ne nous permet que de confirmer en partie cette idée qu'a d'ailleurs reprise plus récemment Hirmer (5). En effet, s'il semble vraiment exact que l'activité cambiale débute devant les concavités du bois primaire puisque l'on rencontre des coupes dont le bois secondaire est limité à une seule assise de cellules interrompues devant les trois pôles de protoxylème, cette activité s'étend très vite latéralement car on a pu observer des sections transversales dont le premier cercle de fibres vasculaires secondaires est nettement continu, bien que constitué par une alternance de très grands éléments (en face des 3 côtés du triangle) et de petites trachéides (en face des 3 pôles). Il semble donc que, chez le *Sphenophyllum* du niveau « Katharina » de Westphalie, l'activité du cambium ait été régulière dès la formation de la deuxième assise de bois secondaire. Ceci est sans doute dû au fait que ce *Sphenophyllum* présente une stèle ligneuse primaire peu concave tandis que, chez la majorité des *Sphenophyllum*, les trois faces du triangle de bois sont très nettement creusées.

4) *Le cambium.*

Au cours de la fossilisation, le cambium a été très abîmé et souvent même complètement détruit. Il est certain que la cause de cette destruction rapide tient dans la nature même des éléments qui le constituent. Ceux-ci sont en effet très fragiles et généralement, à la place de la zone cambiale, on peut observer que des débris cellulaires. Néanmoins, par endroits, nous avons pu distinguer au-dessus d'une trachéide en formation, une ou deux cellules méristématiques aplaties tangentiellement. D'après ces quelques observations, il nous est donc possible de dire que le cambium qui entourait complètement le bois secondaire, était épais d'au moins deux assises de cellules sub-rectangulaires aplaties tangentiellement et à cloisons minces. Comme le nombre de séries concentriques de trachéides est plus important au niveau du bois fasciculé qu'au niveau du xylème interfasciculé, il semble que l'assise génératrice libéro-ligneuse possédait au-dessus des pôles de protoxylème un pouvoir de division nettement plus actif.

5) *Le liber.*

Extérieurement à la zone cambiale, on rencontre un mince anneau continu de tissus libériens plus ou moins fossilisés (fig. 1, Pl. I). Cet anneau n'est

généralement constitué que de quelques assises de cellules sub-rectangulaires plus ou moins aplaties tangentiellement et dont les parois radiales comportent assez fréquemment des épaississements lamellaires. Ces épaississements, qui sont apparemment anormaux chez du liber, semblent être ici le résultat d'une fossilisation spéciale. Sans doute y a-t-il eu, durant celle-ci, un début de désorganisation du liber qui aurait amené la formation de petits méats secondairement remplis de matière minérale. Ainsi le tissu libérien aurait acquis un aspect de collenchyme.

Cette zone libérienne est presque exclusivement secondaire. Dans sa partie la plus externe, le liber passe à des formations mal conservées et disposées sans ordre qui doivent correspondre, du moins en partie, au phloème primaire en voie de régression.

b) LE PÉRICYCLE ET L'ENDODERME.

C'est ici une zone circulaire mal délimitée et très mince dont la fossilisation est imparfaite. Elle est généralement constituée par des cellules parenchymateuses de taille moyenne, à parois fines et à contour plus ou moins ovalaire qui montrent souvent des épaississements angulaires s'étendant un peu sur les parois. On retrouve pour la zone péricycle-endoderme l'aspect de collenchyme déjà observé chez le liber. Cet aspect aurait été également acquis secondairement.

c) L'ÉCORCE.

1) *Ecorce secondaire (= périderme).*

A cette formation péricycle-endoderme, fait immédiatement suite, sans qu'il y ait de limite bien nette, l'écorce secondaire (fig. 1, Pl. I) qui constitue toujours un anneau homogène, d'épaisseur constante et relativement réduit par rapport à la stèle (moins de 0,4 mm d'épaisseur). Il est en effet difficile de délimiter exactement cette écorce dans sa partie la plus interne car elle comporte, à sa base, des cellules ovalaires s'aplatissant tangentiellement qui se confondent avec celles de l'anneau péricycle-endoderme. Cependant, rapidement ces cellules acquièrent une forme rectangulaire allongée tangentiellement et elles s'ordonnent en files radiales régulières qui comptent généralement une dizaine d'éléments à parois minces. L'ensemble de cette formation secondaire dans laquelle il n'est pas possible de distinguer le phelloderme du suber constitue le périderme. Presque toutes ses cellules présentent une sorte de voile brunâtre ou même, par-

fois, montrent dans leur section transversale des amas noirâtres (c'est en particulier le cas du péricarde externe). Il semble que ce soit là le résultat de l'imprégnation du tissu cortical par des matières de nature colloïdale.

Il faut enfin remarquer que, lors de l'écrasement dû à la fossilisation, le péricarde paraît s'être adapté aux pressions exercées en se déformant sans se casser (fig. 2, Pl. I). Cette déformation facile, ainsi que la faible épaisseur des parois du liège, amènent l'idée d'une subérification peu poussée des cellules du suber qui, ainsi, gardaient assez longtemps une certaine vitalité.

2) L'écorce primaire et l'épiderme.

Le plus souvent, on ne peut observer l'écorce primaire qui, rejetée vers l'extérieur par suite du développement de l'écorce secondaire, s'est totalement détachée et a disparu. Cependant, dans quelques cas de sections d'extrémités d'axes, l'écorce primaire est conservée car les formations secondaires sont encore peu importantes. D'autre part, on peut aussi la retrouver en lambeaux tout autour de l'ensemble précédent (bois - écorce secondaire), quand elle s'est détachée au cours de la fossilisation (fig. 1, Pl. I). A cette formation destinée à disparaître, ainsi qu'à l'épiderme qui lui est intimement lié, on a donné le nom global de rhytidome.

Le rhytidome semble peu épais et seulement composé d'une faible épaisseur de cellules arrondies ou ovalaires de petite taille disposées sans ordre (Rh, fig. 1, Pl. I). Son contour est plus ou moins cannelé, parfois seulement largement ondulé (fig. 7, Pl. I) et il est délimité extérieurement par une zone de cellules à parois épaissies et à contenu sombre (fig. 1, Pl. I), terminée par l'épiderme.

II. - Rameaux de second ordre.

Si les figures 1, Pl. I (lame 883/I/T₂, 4) et 7, Pl. I (lame 883/IV/T₂, 32) représentent la coupe transversale d'axes principaux durant une phase de repos, la figure 2, même planche (lame 883/II/T₂, 15) nous montre, en section transversale, la formation de la trace raméale destinée à la sortie d'une branche de second ordre.

Cette émission raméale (Tr, fig. 2, Pl. I) débute au niveau du protoxylème de la stèle mère. Celui-ci s'est à la fois aplati transversalement et allongé radialement et quelques trachéides ponctuées et scalariformes de la protostèle ont suivi ce mouve-

ment. Ainsi s'est constitué un manchon de bois primaire à l'intérieur même du bois secondaire fasciculé surmontant le pôle actif. Simultanément, cette zone de deutéroxylème s'est considérablement épaissie et elle forme une hernie sur le contour de la stèle ligneuse habituellement circulaire. D'autre part, repoussé par le développement du nouvel axe, le péricarde en regard de la trace raméale a perdu sa disposition caractéristique. Il s'est modifié, du vivant même de la plante, pour acquérir l'aspect d'un parenchyme à cellules sans forme définie, agencées de manière quelconque.

Sur la fig. 2, Pl. I, la trace raméale est encore entièrement dans le bois et elle ne comporte donc que des tissus ligneux. Malheureusement, il ne nous a pas été possible de l'observer sur une section transversale située plus haut et à un endroit où elle est encore dans l'axe principal. Toutefois, si l'on considère que la taille des éléments constituant le manchon ligneux diminue nettement vers son extrémité, on est amené à penser que cette sortie raméale devait se redresser assez rapidement.

Sur la lame 883/II/T₂, 16, dont la position est nettement supérieure, on peut voir la section transversale du rameau de second ordre dont nous venons de considérer la trace. A côté de la tige mère qui a repris sa structure habituelle, on distingue une masse arrondie qui possède en son centre une stèle ligneuse triangulaire dépourvue de formations secondaires, tandis que ses tissus les plus externes sont constitués par des cellules ovalaires plus ou moins disposées radialement. Ce très jeune rameau n'a pu être retrouvé sur des sections supérieures à un endroit où il se trouverait complètement individualisé. Par contre, nous avons pu observer sur les différentes lames étudiées, de nombreux gros axes cannelés qui, totalement dépourvus de formations secondaires, semblent cependant nettement évolués. Il s'agit là de rameaux de second ordre. Nous nous attacherons plus spécialement à l'étude de l'un d'eux qui a pu être suivi sur plusieurs lames consécutives et qui est figuré en 4, 5 et 6, Pl. I ainsi qu'en 1, Pl. II (lames 883/II/T₂, 22, 883/III/T₂, 27, 883/III/T₂, 30 et 883/III/T₂, 26). La section la plus basse est représentée en 4, Pl. I. Ensuite viennent, si l'on remonte le long de l'axe les coupes figurées en 1, Pl. II, 5, Pl. I et enfin 6, Pl. I. Quant à la figure 3, Pl. II, elle représente un fragment appartenant à un autre gros rameau secondaire.

Les branches secondaires, quelles que soient leurs dimensions, apparaissent toujours très profondément cannelées (fig. 4, Pl. I) et le nombre de leurs

cannelures varie entre 6 et 8. En général, elles présentent une taille assez voisine de celle de la tige mère.

En section transversale, on distingue deux régions de dimensions sensiblement égales :

— une stèle libéro-ligneuse sans productions secondaires,

— un cortex primaire cannelé terminé par un épiderme.

Ces deux zones sont séparées par une couronne de cellules parenchymateuses riches en inclusions sombres (PE, fig. 4, Pl. I). Cet anneau correspond à ce que Renault a appelé la « partie externe de la gaine » (6).

a) LA STÈLE LIGNEUSE.

La stèle ligneuse est de dimension identique à celle de l'axe principal. Elle est encore ici triangulaire, mais les concavités des côtés du triangle de bois sont nettement marquées. A l'extrémité de chacun des trois larges bras de métaxylème, on distingue le plus souvent deux petits amas trachéens divergents (Px, fig. 4, Pl. I) délimitant souvent entre eux une petite lacune (L, fig. 6, Pl. I). Extérieurement, ces deux pointements de protoxylème sont parfois réunis par une rangée de petites trachéides. Un tel dédoublement des pôles trachéens a été signalé par Renault chez *Sphenophyllum quadrifidum* (6). On remarque enfin que les deux pôles de protoxylème, qui sont nettement séparés dans les entre-nœuds, augmentent de taille aux approches des nœuds pour tenter d'établir une boucle (L, fig. 3, Pl. II) qui n'existe qu'au voisinage immédiat d'une sortie foliaire. Une telle boucle s'observe chez *Sphenophyllum insigne* WILLIAMSON mais elle s'y rencontre d'une façon constante en dehors des émissions foliaires.

b) LE LIBER.

Entourant complètement la stèle ligneuse primaire, le liber, lui aussi exclusivement primaire, est nettement plus abondant au niveau des concavités du métaxylème qu'au-dessus des pointements de protoxylème (Li, fig. 6, Pl. I) où il est réduit à une mince bande de quelques éléments seulement. Il est rarement bien fossilisé, mais, sur les coupes où il apparaît nettement, on voit qu'il est constitué de cellules à parois fines dont les contours sont variables et qui ne ménagent pas de méats entre elles.

c) LE PÉRICYCLE ET L'ENDODERME.

Encore ici, le cylindre central est limité extérieurement par une zone de tissus très peu différenciés qui correspond au péricycle et à l'endoderme, sans qu'il nous soit possible de distinguer l'un de l'autre. Cette zone péricycle-endoderme, relativement épaisse, constitue autour de la stèle un anneau complet aminci au-dessus des pôles trachéens (PE, fig. 4, Pl. I). Elle se compose de cellules parenchymateuses de taille moyenne à section transversale plus ou moins ovalaire. En coupe longitudinale, les éléments du péricycle-endoderme, très allongés aux entre-nœuds, décroissent très rapidement de taille en se rapprochant des zones articulaires. Ce tissu est caractéristique et il se reconnaît aisément par le fait qu'il renferme des inclusions sombres. La présence de ces inclusions semble indiquer que le péricycle-endoderme a joué un rôle important dans le stockage des matières amylacées.

d) L'ÉCORCE.

Comme le bois, l'écorce ne présente aucune formation secondaire. Cette écorce primaire (Ec, fig. 4, Pl. I), qui est terminée extérieurement par l'épiderme (Ep, fig. 4, Pl. I), est généralement très bien conservée contrairement à l'écorce primaire de la tige mère. Son contour extérieur présente le plus souvent 6 fortes côtes alternant avec 6 profonds sillons (fig. 4, Pl. I). Les côtes sont situées dans le prolongement de chacun des six amas trachéens de la stèle centrale. Elles sont séparées par des sillons qui, assez souvent, apparaissent plus ou moins d'égale valeur (fig. 5, Pl. I). Toutefois, sur certaines coupes, on remarque qu'ils sont alternativement larges et étroits (fig. 4, Pl. I). En effet, les sillons situés en regard du métaxylème se montrent souvent plus importants que ceux compris entre deux côtes placées dans le prolongement d'un même bras. Ainsi les cannelures sont groupées en trois ensembles homologues séparés par trois vallées plus importantes. Les cannelures se prolongent sans interruption d'un article au suivant.

Généralement au nombre de 6, les cannelures peuvent être plus nombreuses, et quelquefois on en compte 7 et même 8 sur un même rameau (fig. 5, Pl. I).

L'examen des diverses coupes transversales montre qu'au niveau des entre-nœuds, on observe trois zones bien distinctes :

1) *L'écorce primaire interne.*

Cette écorce profonde se compose de cellules d'assez grande taille, à contour variable (arrondi à polyédrique), ménageant parfois entre elles de petits méats (fig. 4 et 5, Pl. I ; fig. 1 et 3, Pl. II). Leurs cloisons sont très minces en particulier dans la zone avoisinant le périycle-endoderme où elles ont souvent mal supporté l'écrasement dû à la fossilisation (fig. 4, Pl. I).

2) *L'écorce moyenne sclérifiée.*

En se rapprochant de l'épiderme, l'aspect général de ce tissu parenchymateux se modifie : les cellules deviennent nettement polyédriques et leur taille diminue ; d'autre part, avec la disparition des méats, l'ensemble de ce parenchyme devient dense et serré tandis que les parois des cellules s'épaississent. Il y a donc passage progressif du parenchyme à un sclérenchyme surtout développé à la base des sillons ainsi qu'au niveau des côtes (fig. 4 et 5, Pl. I ; fig. 1 et 3, Pl. II).

3) *L'hypoderme.*

A l'extrémité de chacune des cannelures, la sclérification est brusquement interrompue pour laisser place à un ensemble très peu épais qui constitue l'hypoderme et qui est formé de petites cellules arrondies à cloisons minces (fig. 4 et 5, Pl. I). Cette formation tapisse la partie extrême des côtes et elle se situe immédiatement en dessous de l'épiderme.

Aux nœuds, la tige est plus épaisse par suite d'un plus grand développement du cortex et les cannelures sont moins marquées (fig. 1, Pl. II). Les coupes transversales montrent qu'à ce niveau, l'hypoderme n'existe plus. D'autre part, sur les coupes longitudinales, on voit que les éléments de l'écorce, très étirés suivant l'axe du rameau, décroissent très rapidement de taille en se rapprochant des nœuds.

e) L'ÉPIDERME.

Généralement bien conservé, l'épiderme (Ep, fig. 4, Pl. I) entoure totalement l'ensemble précédemment décrit. Il se compose d'une assise unique de petites cellules qui sont sub-carrées au niveau des sillons mais qui deviennent rectangulaires au niveau des cannelures. Leurs cloisons externes sont convexes, légèrement épaissies et cutinisées, tandis que leurs parois latérales et internes sont minces et ont gardé leur nature cellulosique.

A certains niveaux, la régularité de l'épiderme est interrompue par de grosses cellules (fig. 4, Pl. I) étirées radialement ou à contour sub-circulaire. Ce sont là des éléments épidermiques modifiés ayant augmenté de taille dont le rôle demeure énigmatique. On notera enfin que cette assise superficielle, qui ne semble pas montrer de stomates, porte de rares petits poils pluricellulaires.

III. - Rameaux d'ordre trois.

A côté de l'axe principal et des nombreux rameaux secondaires, on trouve encore sur nos coupes des sections transversales de fins rameaux de *Sphenophyllum* qui, outre leur taille plus réduite, se distinguent des axes de second ordre par leur protoxylème toujours simple à l'extrémité de chaque bras du triangle de bois sauf au moment des émissions foliaires. Ces rameaux, que nous avons appelés d'ordre 3, présentent une toute petite stèle ligneuse entourée d'une faible épaisseur de liber. Leur écorce y est relativement épaisse ; elle présente une zone parenchymateuse réduite et se trouve donc presque entièrement sclérifiée.

Étant donné leur état de préservation déficiente, aucun de ces rameaux n'a été figuré.

IV. - Partie souterraine de la tige principale ?

Enfin, nous terminerons l'étude des tiges et rameaux de *Sphenophyllum* par la description d'une coupe tout à fait particulière (883/II/T₂, 14) qui, par sa stèle triangulaire tripolaire exarche, appartient indiscutablement au genre *Sphenophyllum* dont toutefois elle se distingue par la constitution de son écorce non cannelée.

Ce rameau, de taille réduite et sensiblement circulaire en section transversale, est figuré en 2, Pl. II. Totalement dépourvu de formations secondaires, il présente à partir de la région centrale :

1) LA STÈLE LIBÉRO-LIGNEUSE.

Au centre, la stèle ligneuse triangulaire à côtés nettement concaves se termine à l'extrémité de chaque bras par un pôle simple de protoxylème. Le bois y est composé par un petit nombre de trachéides (environ une vingtaine). Il est entièrement entouré par une zone de liber qui, disposé en trois ensembles distincts dans les concavités de la stèle ligneuse, donne une forme circulaire au cylindre central.

2) LE PÉRICYCLE ET L'ENDODERME.

Autour de la stèle libéro-ligneuse, une assise de cellules à parois minces sub-quadratiques (P, fig. 2, Pl. II) alterne avec une rangée d'éléments sub-rectangulaires à cloisons latérales très légèrement épaissies (E, fig. 2, Pl. II). Ici, le cylindre central est donc nettement délimité extérieurement par le péricycle, lui-même entouré par l'endoderme.

3) L'ÉCORCE ET L'ÉPIDERME.

Ensuite vient une zone de faible épaisseur constituée par de petites cellules parenchymateuses à parois fines, plus ou moins arrondies, ménageant entre elles quelques lacunes. Il y fait suite un parenchyme très mal conservé et formé de grands éléments étirés radialement, ovalaires et à membrane très fine, délimitant entre eux de larges méats.

Enfin, extérieurement on trouve un important épiderme constitué par deux épaisseurs de cellules de grandes dimensions et disposées plus ou moins en alternance. Celles-ci, du moins sur le cercle le plus externe, ont une forme ovale à circulaire. Leurs parois sont toujours minces et on ne note aucun épaississement cuticulaire.

En conclusion, l'élément figuré en 2, Pl. II, montre des caractères complexes. Il s'apparente aux rameaux de *Sphenophyllum* par sa stèle ligneuse tandis qu'il présente une écorce de racine qui n'est pourtant pas intégralement celle des racines de *Sphenophyllum*. Étant donné sa petite dimension, nous n'avons pu le suivre sur plusieurs lames-minces consécutives et il nous est difficile d'affirmer son appartenance exacte. Néanmoins, nous pensons qu'il pourrait s'agir là de la section transversale d'un rameau principal peu avant son insertion sur l'axe souterrain. Ce serait donc la partie basilaire de la tige à un endroit où, ayant perdu ses formations secondaires, elle a acquis des caractères d'organes souterrains. Là, la tige devait être, comme celle des Calamites, très nettement rétrécie au point de vue diamètre. Ces différents critères expliqueraient à la fois la dimension réduite du rameau figuré en 2, Pl. II, sa stèle triangulaire et son écorce totalement dépourvue d'épiderme cutinisé.

B. - ETUDE ANATOMIQUE DES RACINES

À côté des rameaux de différents ordres de *Sphenophyllum* que nous venons de décrire, on trouve sur les coupes étudiées, une multitude de petits éléments ronds à ovalaires, parfois disposés par paires, dont la très petite stèle ligneuse, généralement bipolaire, est entourée par une épaisseur plus ou moins importante de bois secondaire. Il s'agit ici de sections transversales de petites racines telles qu'en a décrites d'abord Renault en 1878 (6) et plus tard Scott (7). Leur association constante avec des coupes caractéristiques de *Sphenophyllum* ainsi que l'analogie de structure qu'elles présentent avec les tiges de ce genre ont amené ces auteurs à les considérer comme les racines de ces plantes sans que, jusqu'ici, il ait été établi de rapports certains. Sans doute ces racines naissent-elles aux nœuds de la même façon que les rameaux latéraux. Une des lames-minces du coal-ball de Westphalie semble confirmer ce point de vue émis par tous les paléobotanistes. Il s'agit de la lame-mince 883/III/T₂, 26, figurée en 1 et 1a, Pl. II, qui se situe très légèrement au-dessus du nœud puisqu'on y distingue, en face de l'un des trois pôles, la sortie d'un rameau tertiaire encore à peine individualisé. Devant l'un des autres bras de la stèle ligneuse, on observe la formation d'un élément entièrement coupé obliquement et ayant pour origine le pôle de protoxylème et le métaxylème sous-jacent qui se sont abondamment divisés et étalés tangentiellement. Ainsi se trouve constitué un manchon de bois primaire entouré par une faible épaisseur de liber mal fossilisé ainsi que par une zone de cellules allongées (= péricycle endoderme), qui se termine en se recourbant rapidement et qui s'échappe vers l'extérieur par simple déchirure de l'écorce (fig. 1a, Pl. II). L'examen de la seule coupe qui ait été faite à un niveau où cet élément sortant est bien individualisé (883/III/T₂, 25) ne montre malheureusement qu'une petite sortie coupée obliquement et très abîmée qu'il est difficile d'identifier avec toute certitude. À notre avis, il ne peut s'agir d'un rameau latéral, car on n'y observe ni la stèle triangulaire, ni les cannelures caractéristiques. Par contre, on peut y retrouver certains caractères d'une racine jeune telle que nous la décrivons plus loin. D'autre part, l'origine endogène de cet élément sortant semble nettement prouvée par le fait que l'écorce primaire de la tige n'intervient pas dans sa formation. S'il en est ainsi, on se trouve, sur la lame 883/III/T₂, 26, en présence de la formation d'une racine aérienne sur un rameau de second ordre.

Les racines observées sont toutes de très petite taille et elles montrent des structures variables selon leur développement. Certaines, particulièrement jeunes, ne présentent que des formations primaires (fig. 4, Pl. II), mais le plus souvent on y trouve une très nette structure secondaire (fig. 5, Pl. II).

I. - Structure des racines jeunes.

a) LE FAISCEAU LIBÉRO-LIGNEUX.

Au centre, la stèle ligneuse, de petites dimensions et de forme ovale, est composée par une dizaine de grands vaisseaux à différenciation centripète. Ordinairement, elle présente à chaque extrémité de son grand axe un pôle initial simple de quelques petites trachéides de protoxylème. Cependant, nous avons pu également observer une très petite racine unipolaire (883/I/T₂, 4) qui ne montrait que 4 fibres vasculaires de bois nettement différenciées. C'est sans doute là une ultime ramification de l'appareil souterrain.

Extérieurement, cette stèle ligneuse centrale est entourée par une zone circulaire de cellules à parois minces qui est disposée en 2 amas principaux situés face au métaxylème. Cette zone correspond au liber dont la fossilisation est généralement très mauvaise.

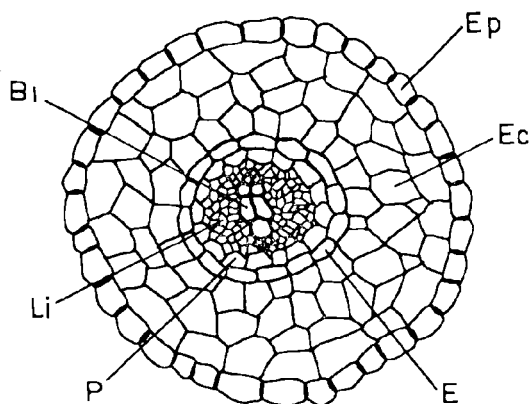


FIG. 2. — Structure jeune de la racine (d'après la plaque 883/II/T₂, 22).

- Ep : épiderme.
- Ec : écorce.
- E : endoderme.
- P : péricycle.
- Li : liber.
- B₁ : bois primaire.

b) LE PÉRICYCLE ET L'ENDODERME.

Tout autour du faisceau libéro-ligneux, le péricycle forme un anneau complet d'une seule assise de cellules de taille moyenne et à parois très fines (P, fig. 4, Pl. II). Il alterne avec un endoderme (E, fig. 4, Pl. II) également constitué d'une seule assise d'éléments relativement grands, sub-rectangulaires et à cloisons très légèrement épaissies. L'ensemble de ces deux formations constitue une gaine qui délimite parfaitement la stèle.

c) L'ÉCORCE ET L'ÉPIDERME.

Extérieurement à cette stèle, on trouve une écorce parenchymateuse constituée par de grandes cellules rectangulaires à ovalaires dont les parois sont très fines et qui semblent même parfois plissotées. Leur disposition, d'autre part, paraît être presque concentrique (fig. 4, Pl. II). Enfin, l'épiderme recouvre tout cet ensemble. Il est formé par une couche unicellulaire d'éléments sub-rectangulaires d'assez grande taille qui présentent des épaississements sur leurs cloisons latérales (fig. 4, Pl. II). Cet épiderme caractéristique ne s'observe que chez les racines jeunes et totalement dépourvues de formations secondaires.

II. - Structure classique des racines.

Le plus souvent, les racines présentent une structure secondaire plus ou moins poussée et surtout développée en ce qui concerne le bois. Dans ce cas, on distingue :

a) LA PETITE STÈLE LIGNEUSE PRIMAIRE.

Elle est identique à celle qui a été observée chez les racines jeunes. De forme ovale, elle présente toujours un pôle trachéen à chaque extrémité de son grand axe.

b) LE BOIS SECONDAIRE.

Le bois secondaire à développement centrifuge forme un anneau complet de trachéides ponctuées tout autour de la stèle de xylème primaire. Quelquefois, il semble qu'entre ces deux zones on puisse distinguer quelques éléments parenchymateux de très petite taille, mais étant donné les petites dimensions des racines, il nous est difficile de dire si cette zone existe d'une façon constante. Le bois secondaire (B₁₁, fig. 5, Pl. II) montre une disposition assez nette en anneaux concentriques et l'on

a pu compter 3 à 8 assises de gros vaisseaux, généralement de même calibre dans chaque assise. En effet, on ne note que chez les racines peu évoluées une distinction entre bois fasciculé à petites trachéides (au-dessus des pôles) et interfasciculé à grandes trachéides (au-dessus du métaxylème). Cette distinction s'observe encore en 5, Pl. II, mais elle devient progressivement inexistante avec le développement du bois secondaire chez les racines plus importantes.

La disposition radiale des fibres ligneuses vasculaires constituant ce bois est relativement régulière mais, comme chez les tiges et rameaux principaux, les files radiales de vaisseaux sont séparées en groupes de 1, 2 ou 3 par des rayons médullaires parenchymateux importants dont la largeur croît vers l'extérieur.

e) L'ÉCORCE.

Entre la stèle ligneuse et l'écorce, on trouve une zone peu épaisse constituée de tissus mal conservés et qui doivent vraisemblablement correspondre au cambium et au liber. D'autre part, le péricycle et d'endoderme ne semblent plus se distinguer de l'écorce avec laquelle ils font corps. Aussi n'est-il possible, chez ces très petites racines, de définir après le bois secondaire, que les éléments constituant l'écorce. Celle-ci présente, chez les racines déjà bien développées, une zone interne à structure nettement secondaire. C'est le périoderme qui est formé par une épaisseur plus ou moins importante de petites cellules rectangulaires très allongées tangentiellement. Contrairement à ce qui s'observe chez les rameaux principaux, les racines gardent, extérieurement à cette écorce secondaire, leur écorce primaire qui est épaisse et comporte un assez grand nombre de cellules parenchymateuses de taille et de forme diverses (fig. 5, Pl. II). Sans doute cette écorce primaire externe se termine-t-elle par un épiderme comparable à celui observé chez les racines jeunes, mais sur nos coupes nous n'avons jamais pu observer les couches les plus externes des racines âgées. Peut-être cet épiderme, au cours du vieillissement de l'organe, a-t-il disparu comme chez certaines de nos plantes actuelles ?

III. - Division de la racine.

Fréquemment, les racines sont disposées par paires et il semble que, chez ce *Sphenophyllum*, elles présentaient de nombreuses dichotomies. Celles-ci

s'effectuent par simple division longitudinale du faisceau ligneux primaire en 2 masses identiques (fig. 4, fig. II). Par la suite, un étranglement entre les deux amas de bois finit par séparer deux racines de taille semblable.

C. - CONCLUSIONS

La structure anatomique des rameaux aériens de *Sphenophyllum* BRONGNIART est connue depuis les travaux effectués par Renault en 1878 au sujet des végétaux silicifiés recueillis aux environs d'Autun et de St-Etienne (6). Auparavant, certains détails sur la structure de leurs tiges avaient été donnés dès 1868 par Dawson (3) et quelques années plus tard par Williamson (11). Ce dernier auteur toutefois rapportait à des *Asterophyllites* plusieurs sections de petits rameaux qui se sont révélés plus tard appartenir au genre *Sphenophyllum*.

Les travaux de Renault (6) portent d'une façon assez générale sur la structure du genre *Sphenophyllum* mais plus précisément sur *Sph. quadrifidum* RENAULT et *Sph. stephanense* RENAULT. Williamson et Scott en 1895 (12) précisent la structure du *Sph. insigne* WILLIAMSON de la Calciferous Serie d'Ecosse (= Culm) et ils décrivent l'anatomie du *Sph. plurifoliatum* WILLIAMSON et SCOTT recueilli dans le Coal Measures du Lancashire. Par la suite, Seward (9) puis Scott (7) (8) reprennent l'étude de la structure conservée de ces différentes plantes et ils en figurent de nouvelles sections transversales. C'est encore *Sphenophyllum insigne* que P. Bertrand décrit avec précision en 1911 (2) dans un article concernant le rapport qui pourrait exister entre cette Articulée et les Fougères anciennes (*Asteropteris*, *Cladoxylon*).

En conclusion, on connaît actuellement les structures de :

— *Sphenophyllum insigne* du Culm d'Angleterre et d'Allemagne ;

— *Sphenophyllum plurifoliatum* du Westphalien d'Angleterre, du Westphalien moyen d'Allemagne, qui est également connu en Pennsylvanie (1) et qui possède un feuillage de type *Sph. myriophyllum* CRÉPIN ;

— *Sphenophyllum quadrifidum* et *Sph. stephanense* du Permien d'Autun.

Andrews (1) signale encore une espèce nouvelle récemment décrite provenant du coal-ball de l'Indiana et du Kansas : *Sph. constrictum* PHILLIPS.

Le *Sphenophyllum* que nous venons de décrire provient d'un coal-ball de Westphalie recueilli aux environs du niveau marin de Katharina. Il appartient donc au Westphalien inférieur. Présentant le même ensemble général de tissus que les autres *Sphenophyllum* connus en structure conservée, il montre cependant des caractères qui lui sont propres. Ce sont :

1) sa stèle ligneuse primaire triangulaire qui, chez les rameaux principaux à formations secondaires, présente des côtés très peu concaves ;

2) ses pointements de protoxylème qui, chez ces mêmes rameaux, semblent le plus souvent simples par suite d'un aplatissement prononcé entre bois primaire et bois secondaire ;

3) son bois secondaire dont les parois radiales et tangentielles montrent la même ornementation ;

4) ses ramifications secondaires toujours totalement dépourvues de formations secondaires dont la gaine périecyclique montre un contour arrondi et dont l'écorce présente en général 6 profondes cannelures tapissées immédiatement sous l'épiderme par un tissu hypodermique ;

5) ses racines de très petites dimensions fréquemment divisées par dichotomie.

Le *Sphenophyllum* de Katharina se distingue nettement de *Sphenophyllum insigne* par l'absence, sauf au moment d'émissions foliaires, de boucle à chacun des sommets du triangle de bois primaire ainsi que par la constitution de son bois secondaire qui ne montre pas de véritables rayons médullaires comme celui de l'espèce viséenne. Il se sépare également de *Sph. quadrifidum* qui possède trois lacunes terminales non fermées et, par suite, pas totalement entourées par des vaisseaux de protoxylème.

C'est sans doute de *Sph. plurifoliatum* qu'il tend le plus à se rapprocher. Comme lui, il montre en effet une stèle ligneuse caulinaire dont les trois groupements trachéens semblent presque toujours simples, vraisemblablement par suite de la formation d'une cupule polaire plate, resserrée entre les deux formations de bois. D'autre part, on retrouve chez le *Sphenophyllum* de Katharina le bois secondaire de *Sph. plurifoliatum*. Ce sera toutefois par des caractères foliaires que ces deux plantes se distingueront nettement. En effet, sur une coupe transversale effectuée à l'endroit d'un nœud ou immédiatement après, *Sph. plurifoliatum* montre, tout autour de son axe, la section de 18 à 24 feuilles uninervées puisqu'elles ne montrent qu'un seul faisceau libéroligneux. Par contre, ici, les lames foliaires qui ont pu être observées sont moins nombreuses, généralement au nombre de 6 par verticille, et elles présentent le plus souvent deux faisceaux vasculaires. Certaines feuilles toutefois sont quadristéliques tandis que de très petits éléments sont univasculaires. Aussi est-on amené à penser que le *Sphenophyllum* de Katharina possédait des feuilles plurinervées et assez trapues qui se divisaient rapidement en éléments binervés se lacinant plus ou moins à leur extrémité. Ce type de feuille semble donc correspondre à l'empreinte *Sph. cuneifolium* STERNBERG et plus encore à la variété *saxifragae-folium* de ce *Sphenophyllum*. Un argument d'ordre stratigraphique tend à vérifier cette hypothèse : recueilli dans l'horizon marin de Katharina, ce *Sphenophyllum* appartient au sommet du Westphalien inférieur, c'est-à-dire à un niveau caractérisé notamment par la présence de *Sph. cuneifolium*. En effet, le *Sph. tenerrimum* ETTINGSHAUSEN qui montre des verticilles de 9 à 12 feuilles plus ou moins profondément laciniées disparaît à la base du Westphalien A. Quant à *Sph. myriophyllum*, outre qu'il possède des feuilles à lacinations uninervées, il est surtout fréquent au Westphalien moyen.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) ANDREWS H.N. (1961). — Studies in Paleobotany. John Wiley and Sons, Inc., New York and London.
- 2) BERTRAND P. (1911). — L'étude anatomique des fougères anciennes et les problèmes qu'elle soulève. *Progressus rei botanicæ, Association Internationale des Botanistes*, n° 4, Jena.
- 3) DAWSON J.W. (1868). — *Acadian Geology*, p. 445 et 480.
- 4) FELIX J. (1886). — Untersuchungen über den inneren Bau westfälischer Carbon-Pflanzen. *Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Abh. zur geol. Specialk. v. Preuss. U. Thüring. Staaten*, Bd VII, H. 3, pp. 153-220.
- 5) HIRMER M. (1927). — Handbuch der Paläobotanik. Band I: Thallophyta-Bryophyta-Pteridophyta. München und Berlin.

- 6) RENAULT B. (1878). — Recherches sur la structure et les affinités botaniques des végétaux silicifiés recueillis aux environs d'Autun et de St-Etienne. Publication de la Société éduenne.
- 7) SCOTT D.H. (1900). — Studies in fossil botany. Black London.
- 8) SCOTT D.H. (1920). — Studies in fossil botany. Vol. I: Pteridophyta, pp. 75-102, Black London.
- 9) SEWARD A.C. (1898). — Fossil plants. Vol. I, Cambridge (University Press).
- 10) WALTON J. (1953). — An introduction to the study of fossil plants. Black London.
- 11) WILLIAMSON W.C. (1874). — On the organisation of the fossil plants of the Coal-Measures. Part. V: *Asterophyllites*. *Phil. transact. of the roy. Soc. of London*, vol. CLXIV.
- 12) WILLIAMSON W.C. et SCOTT D.H. (1895). — Further observations on the fossil plants of the Coal Measures. Part. I: *Calamites*, *Calamostachys* and *Sphenophyllum*. *Phil. transact. of the roy. Soc. of London*, Bd 185.

EXPLICATION DES PLANCHES

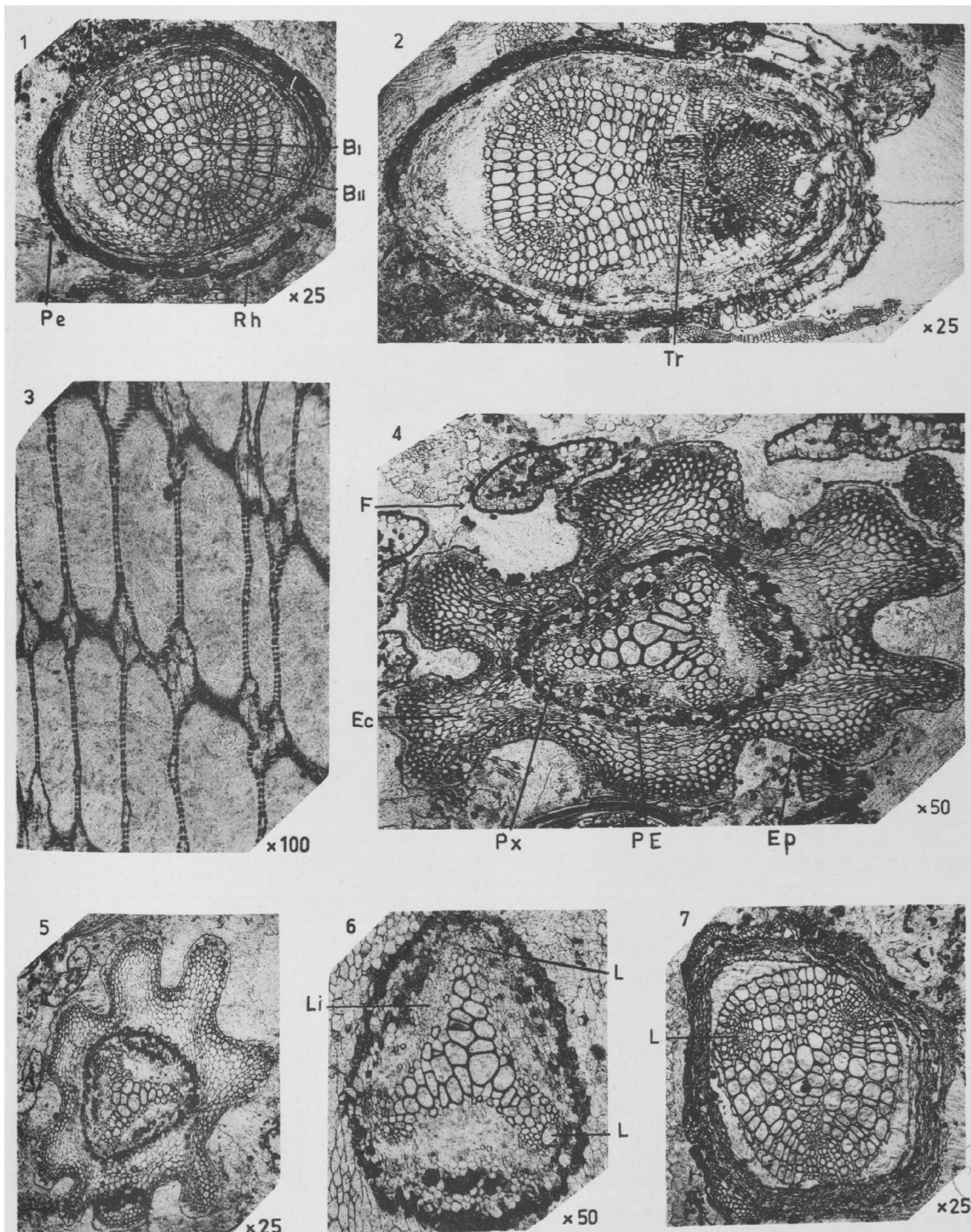
PLANCHE I

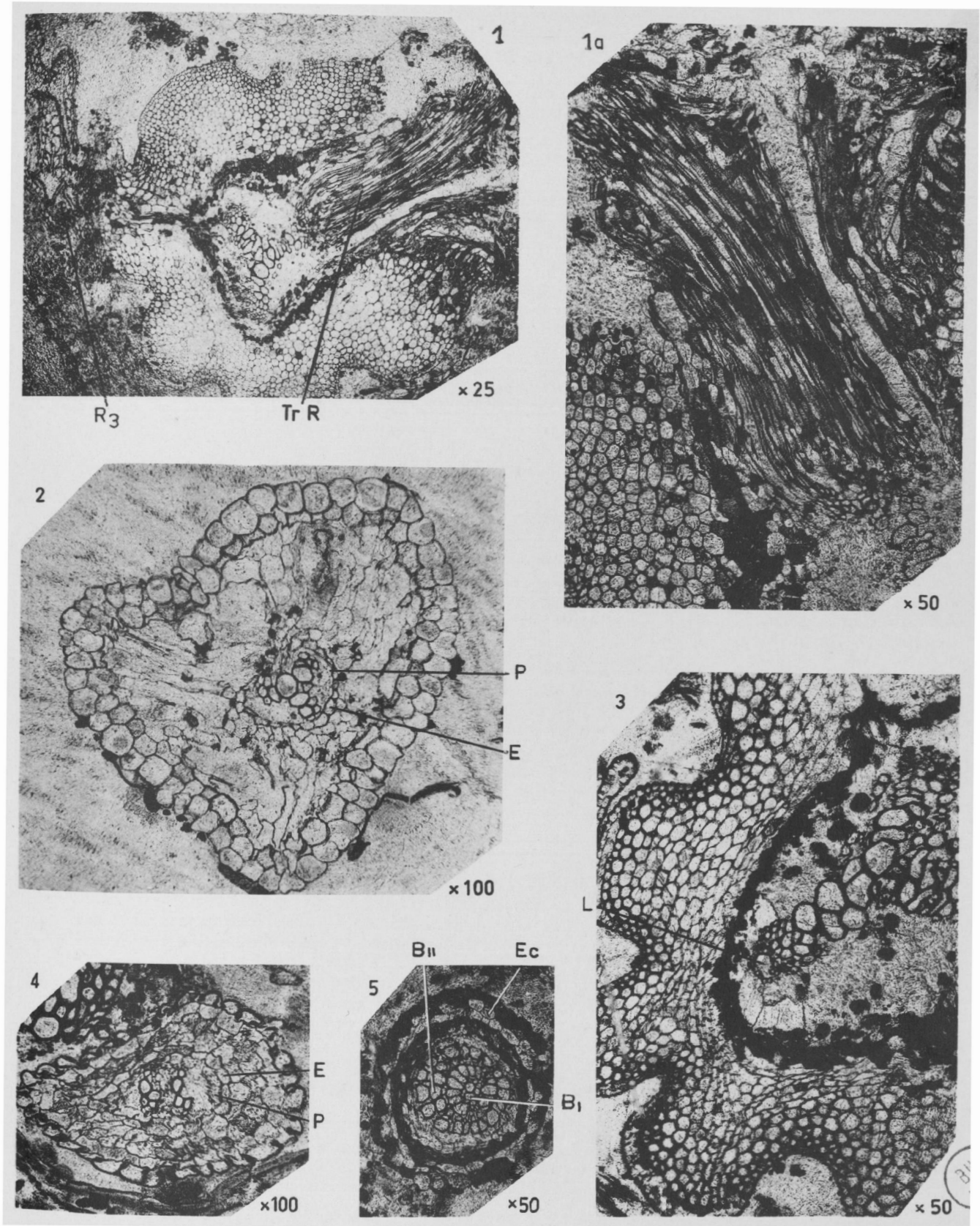
- FIG. 1. — Coupe transversale de l'axe principal. Gr. = x 25.
 B₁, bois primaire constitué de métaxylème et de protoxylème.
 B₁₁, bois secondaire.
 Pe, périderme.
 Rh, rhytidome en voie d'exfoliation.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/I/T₂, 4.
- FIG. 2. — Section transversale de l'axe principal au niveau d'une sortie raméale. Gr. = x 25.
 Tr, trace raméale.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/II/T₂, 15.
- FIG. 3. — Section oblique du bois interfasciculé montrant l'ornementation des parois et l'organisation des rayons médullaires. Gr. = x 100.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/IV/T₂, 34.
- FIG. 4. — Section transversale d'un rameau d'ordre 2 au niveau d'un entre-nœud. Gr. = x 50.
 Px, protoxylème disposé en deux amas trachéens à l'extrémité de chaque bras de la protostèle.
 PE, zone péricycle-endoderme.
 Ec, écorce.
 Ep, épiderme.
 F, section transversale de feuille.
 A droite, on distingue encore le passage d'une trace foliaire.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/II/T₂, 22.
- FIG. 5. — Section transversale du même rameau d'ordre 2 à un niveau supérieur. Gr. = x 25.
 A ce niveau on distingue 8 côtes.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/III/T₂, 27.
- FIG. 6. — Vue de détail de la stèle libéro-ligneuse du même axe d'ordre 2. Gr. = x 50.
 Cette section, réalisée à un niveau supérieur, montre notamment les lacunes à l'extrémité des bras ligneux ainsi que le liber primaire.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/III/T₂, 30.

- FIG. 7. — Section transversale de l'axe principal montrant encore la lacune située à l'extrémité d'un des 3 bras ligneux. Gr. = x 25.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/IV/T₂, 32.

PLANCHE II

- FIG. 1. — Section transversale d'un rameau d'ordre 2 montrant une sortie de racine. Gr. = x 25.
 Il s'agit ici du rameau déjà figuré en 4, 5 et 6, planche précédente.
 Tr R, trace de la racine sortante.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/III/T₂, 26.
- FIG. 1a. — Vue de détail de la sortie de la racine déjà figurée en 1, même planche. Gr. = x 50.
- FIG. 2. — Section transversale d'un rameau sans doute principal, peu avant son insertion sur le rhizome souterrain. Gr. = x 100.
 P, péricycle.
 E, endoderme.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/II/T₂, 14.
- FIG. 3. — Section transversale d'un rameau d'ordre 2 montrant la lacune (L) ici entièrement entourée de protoxylème. Les deux autres boucles sont déjà ouvertes. Gr. = x 50.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/II/T₂, 19.
- FIG. 4. — Section d'une racine en voie de dichotomie. Gr. = x 100.
 P, péricycle.
 E, endoderme.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/II/T₂, 22.
- FIG. 5. — Section transversale d'une racine dont la structure secondaire n'est pas encore bien développée. Gr. = x 50.
 B₁, bois primaire.
 B₁₁, bois secondaire.
 Ec, écorce.
 Collection: Lab. Paléobot. Fac. Sc. Lille, lame n° 883/III/T₂, 24.





Deux Pulmonés nouveaux du Paléocène de Cernay-les-Reims (Marne) ⁽¹⁾

par J.-C. FISCHER

(Pl. III)

Sommaire. — Description de deux espèces nouvelles de grande taille appartenant à la fam. Helicidae et provenant du conglomérat thanétien de Cernay-les-Reims (Marne). Leur état de conservation médiocre amène l'auteur à les placer provisoirement dans le genre *Helix* (*s. lato*).

Je dois à M. A.F. de Lapparent de m'avoir confié l'étude de trois échantillons remarquables, autrefois recueillis par P. Teilhard de Chardin dans le conglomérat thanétien de Cernay-les-Reims (Marne), et conservés au laboratoire de Géologie de l'Institut Catholique de Paris.

Dans son ouvrage sur les Mammifères de l'Eocène inférieur français, P. Teilhard de Chardin (1916-22, p. 10), décrivant les caractères fossilifères du conglomérat de Cernay, mentionne que « les *Natica*, à ombilic très évasé (*Nat. aff. infundibulum* Watelet) sont communes, parfois très grosses, mais généralement écrasées ». Les collections de l'Institut Catholique renferment effectivement de telles formes, prises dans un ciment argilo-calcaire très dur, faciès fréquent du conglomérat de Cernay où alternent suivant les points des sables plus ou moins coquilliers, des vases calcaires, des lits d'argiles ou de lignites ; mais ces fossiles sont tellement déformés qu'il est absolument impossible de dire à quelle famille de Gastéropodes ils appartiennent.

Les trois échantillons, mieux conservés, dont il va être question ici, présentent une gangue et un remplissage de sable gréseux, fin et très résistant. L'étiquette originale porte simplement « Conglomérat de Cernay ». Avec eux se trouve une note manuscrite de P. Jodot, datée du 3-12-1938, qui, transcrivant la phrase de P. Teilhard de Chardin relative aux *Nat. aff. infundibulum*, porte ensuite : « Ce renseignement qui s'applique à des échantillons du conglomérat de Cernay, pourrait correspondre à ces 3 échantillons. Vu l'état de conservation défectueux et surtout que l'ombilic est

« mal dégagé, on doit penser probablement à une « *Natica*, d'un s.-g. difficile à préciser. Ce n'est « pas *infundibulum* Wat. qui est un *Sigaretopsis*. « Ces exemplaires de très grande taille ne paraissent pas avoir été signalés jusqu'à présent dans « le bassin de Paris. C'est vraisemblablement une « espèce nouvelle que son état de conservation ne « permet pas de préciser. Encore faudrait-il voir « si elle n'existe pas en Angleterre, en Belgique, « au Danemark, etc. ».

Ayant dégagé au mieux ces spécimens remarquables, j'ai d'abord constaté qu'ils étaient dans un état de conservation suffisant pour être publiés. Leur étude m'a montré ensuite qu'ils n'appartenaient nullement aux Naticidae, mais constituaient deux formes très nouvelles de Pulmonés terrestres.

Renouvelant les tentatives déjà entreprises par M. A.F. de Lapparent, et dans l'espoir de recueillir de nouveaux exemplaires, j'ai visité mais en vain les affleurements du conglomérat de Cernay autrefois étudiés par P. Teilhard de Chardin (1916-22, pp. 8-10, texte - fig. 2), notamment les fouilles qu'il a désignées par F₁, F₃, F₄, F₅ et F₇. Par ailleurs, M. J. Staadt, dont la compétence paléontologique du Tertiaire rémois est bien connue, m'a dit n'avoir jamais rencontré de formes semblables (2).

Il apparaît probable que les trois coquilles trouvées par P. Teilhard de Chardin provenaient d'une poche alluviale très localisée, ce qui limite fortement les probabilités de pouvoir récolter un jour

(2) J'exprime ici ma bien vive reconnaissance à M. J. Staadt, qui a eu l'obligeance de se mettre en rapport avec d'autres chercheurs (MM. Chérière, Louis et Rolland) afin de pouvoir m'apporter un maximum d'indications.

(1) Cette communication a été présentée au cours de la séance du 5 février 1964.

d'autres spécimens mieux conservés. C'est là une raison qui porte à les publier, en dépit de leur état défectueux.

Les Pulmonés terrestres jusqu'ici décrits dans le Paléocène sont peu nombreux et appartiennent à des espèces de taille moyenne ou petite, en grande partie pupiformes ou bulimuliformes. Tel est le cas en particulier pour celles du Thanétien-Sparnacien du bassin de Paris, révisées par Cossmann (1886-1913), où n'apparaissent qu'une dizaine d'espèces héliciformes, assez petites.

Aucun Pulmoné terrestre n'avait encore été signalé dans le conglomérat thanétien de Cernay (à l'exception toutefois de *Rillya rillyensis* de Boissy, *vide* P. Teilhard de Chardin, 1916, p. 10), tandis que les petites formes d'eau douce n'y sont pas rares.

Les deux espèces décrites ici ne s'approchent d'aucun genre connu, et la littérature ne signale rien qui puisse s'y rapporter. Elles présentent, notamment dans la forme de l'ouverture, des caractères qui permettent de les classer dans la fam. Helicidae. Leur état de conservation n'autorisant pas à créer sur elles un nouveau taxon, il a paru préférable de les placer provisoirement dans le genre *Helix* (*sensu lato*).

« *HELIX* » *CERNAYENSIS* nov. sp.

Pl. III, fig. 1-4

Holotype : Thanétien. Cernay-les-Reims (Marne). Récoltes P. Teilhard de Chardin. Collection Institut Catholique de Paris (laboratoire de Géologie). Spécimen unique.

DIMENSIONS :

1° *L'axe de la spire étant placé verticalement.* Hauteur totale : 55 mm ; hauteur du sommet à l'ombilic : 33 mm ; hauteur du dernier tour : 53 mm ; hauteur de l'ouverture : 31 mm ; grand diamètre : 73 mm ; petit diamètre : 62 mm.

2° *Le plan de l'ouverture étant placé horizontalement.* Hauteur : 42 mm ; grand diamètre : 76 mm ; petit diamètre : 56 mm ; hauteur de l'ouverture : 55 mm ; largeur de l'ouverture avec le péristome : 48 mm.

DESCRIPTION : Coquille de grande taille, massive, à test mince, composée de 4 tours ; le sommet est émousé, à peine saillant ; le dernier tour, qui occupe presque toute la hauteur, est à croissance

très rapide et fortement descendant aux abords de l'ouverture, la pente suturale atteignant 30 à 40° en fin de croissance. Surface paraissant lisse, portant seulement quelques lignes d'accroissement très obliques, non sinucuses. Labre non flexueux, situé dans un plan faisant un angle de 55° avec l'axe de la spire. Ouverture sub-ovale, très large. Péristome mince, continu, évasé, précédé d'une légère rétraction labiale, et soudé à la base du dernier tour sur une longueur de 20 cm. Omphalium profond, largement dégagé du péristome.

DISCUSSION : Cette coquille n'offre bien évidemment d'analogie avec aucune famille de Prosobranches, et en particulier, ni avec les Naticidae, ni avec les Opereculés d'eau douce (Viviparidae et Ampullariidae). On ne pourrait davantage la comparer à aucun genre de Pulmonés lacustres. Elle offre par contre de grands rapports morphologiques avec les Pulmonés terrestres, en raison de sa forme générale, de son dernier tour dévié et de son ouverture très oblique, munie d'un évasement marginal ininterrompu.

Devant l'état très fragmenté de nos connaissances actuelles sur les Pulmonés terrestres fossiles, il est évidemment difficile, sinon impossible, de procéder au classement exact d'une telle espèce pour laquelle il n'a encore été trouvée aucune forme affine dans les terrains plus récents.

Indépendamment de toute considération morphologique de détail, il apparaîtrait aberrant de la rapprocher de la fam. Acavidea (*in* Zileh 1960), dont la répartition n'intéresse que l'hémisphère sud ; elle s'en écarte du reste par un ensemble de caractères : labre mince, péristome non flexueux, régulièrement excavé dans la zone columellaire. On ne peut cependant manquer de signaler son apparente analogie avec le genre *Helicophanta* Ferussac 1821 (*in* Tryon-Pilsbry 1888), de Madagascar, dont elle diffère encore par son ouverture plus circulaire, son labre plus évasé dans sa partie inférieure et dégagant plus complètement l'ombilic.

Elle s'écarte également de la fam. Camaenidae, cantonnée en Amérique tropicale et en Asie sud-orientale, ainsi que de la fam. Bradybaenidae (*in* Zileh 1960), par son labre non épaissi intérieurement et la présence d'un péristome continu, précédé d'une rétraction labiale.

C'est essentiellement ce dernier caractère qui amène à placer l'espèce dans la fam. Helicidae (*s. str.*). La présence d'une rétraction labiale précédant le péristome se rencontre en effet, plus ou

moins accentuée, chez un grand nombre d'Helicidae primitifs, notamment dans les genres *Loganiopharynx* Wenz 1919, *Pseudoleptaxis* Pilsbry 1895, *Metacampylaea* Pilsbry 1895. La présente espèce diffère cependant de tous les genres à rétraction labiale jusqu'ici décrits dans cette famille, par son très petit nombre de tours en regard de sa grande taille, le dernier étant fortement élargi, son ombilic bien dégagé du péristome et son ouverture très oblique bien que modérément rétrécie.

« *HELIX* » *CHARDINI* nov. sp.

Pl. III, fig. 5-8

Holotype : Pl. III, fig. 6-8. Thanétien. Cernay-les-Reims (Marne). Récoltes P. Teilhard de Chardin. Collection Institut Catholique de Paris (laboratoire de Géologie). Un spécimen adulte et un jeune.

DIMENSIONS (l'axe de la spire étant placé verticalement) :

	Holotype	Jeune
Hauteur totale	65 mm	50 mm
Hauteur du dernier tour...	60 mm	47 mm
Hauteur de l'ouverture	45 mm	38 mm
Largeur de l'ouverture	42 mm	34 mm
Grand diamètre	73 mm	58 mm
Petit diamètre	58 mm	49 mm

DESCRIPTION : Coquille de grande taille, massive, à test mince, composée de 4 tours. Spire en forme de mamelon émoussé. Dernier tour à croissance très rapide et descendant progressivement vers l'ouverture, la pente suturale s'accroissant régulièrement depuis la fin de l'avant-dernier tour (5°) jusqu'à la fin du dernier tour (30°). Surface marquée par

de fortes rides d'accroissement non sinuées, inclinées de 30° à 40° par rapport à l'axe de la spire. Ouverture un peu plus haute que large, régulièrement arrondie sur le bord libre. Labre légèrement rétracté sur toute sa longueur, juste avant le péristome qui devait être externe et peu épais (il n'est pas conservé sur l'échantillon, mais on voit cependant très nettement la naissance de l'évasement marginal). Bord pariétal faiblement calleux, court et bombé. Columelle haute, imperforée et faiblement excavée, rejoignant le bord libre par une courbe régulière. La callosité du bord pariétal et columellaire n'est autre, semble-t-il, que la continuation du péristome, très large et étroitement appliqué sur la base.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette espèce appartient très certainement au même groupe que la précédente, possédant comme elle une rétraction labiale avant le péristome ; elle est par ailleurs d'une forme générale comparable, bien que nettement plus haute. Elle en diffère par ses proportions, son dernier tour moins descendant, son ouverture moins oblique et l'absence totale de perforation ombilicale.

Un fait semble intéressant à signaler : de même que l'espèce précédente peut être comparée dans son aspect général au gen. *Helicophanta*, celle-ci présente un homéomorphisme tout aussi frappant avec le gen. *Hedleyella* Irelande 1914 (genre actuel d'Australie appartenant aussi à la fam. Acavidæ) dont elle semble ne différer que par sa columelle régulièrement excavée et rejoignant le bord libre sans sinuosité. La présence d'une rétraction labiale, chez ces deux espèces, reste cependant un caractère déterminant en faveur de leur classement dans la fam. Helicidae.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

COSSMANN M. (1886-1913). — Catalogue illustré des coquilles fossiles de l'Eocène des environs de Paris. Fascicules 1-5 et appendices 1-5. *Mém. Soc. Roy. Malacol. de Belgique*, Bruxelles.

SANDBERGER C.L.F. (1836). — Die Land-und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. 1.000 p., 27 pl., Wiesbaden.

TEILHARD DE CHARDIN P. (1916-1922). — Les Mammifères de l'Eocène inférieur français. *Annales de Paléontologie*, t. X et XI. Paris.

TRYON C.W. et PILSBRY H.A. (1888-1895). — Manual of Conchology (2), vol. IV-IX. Philadelphie.

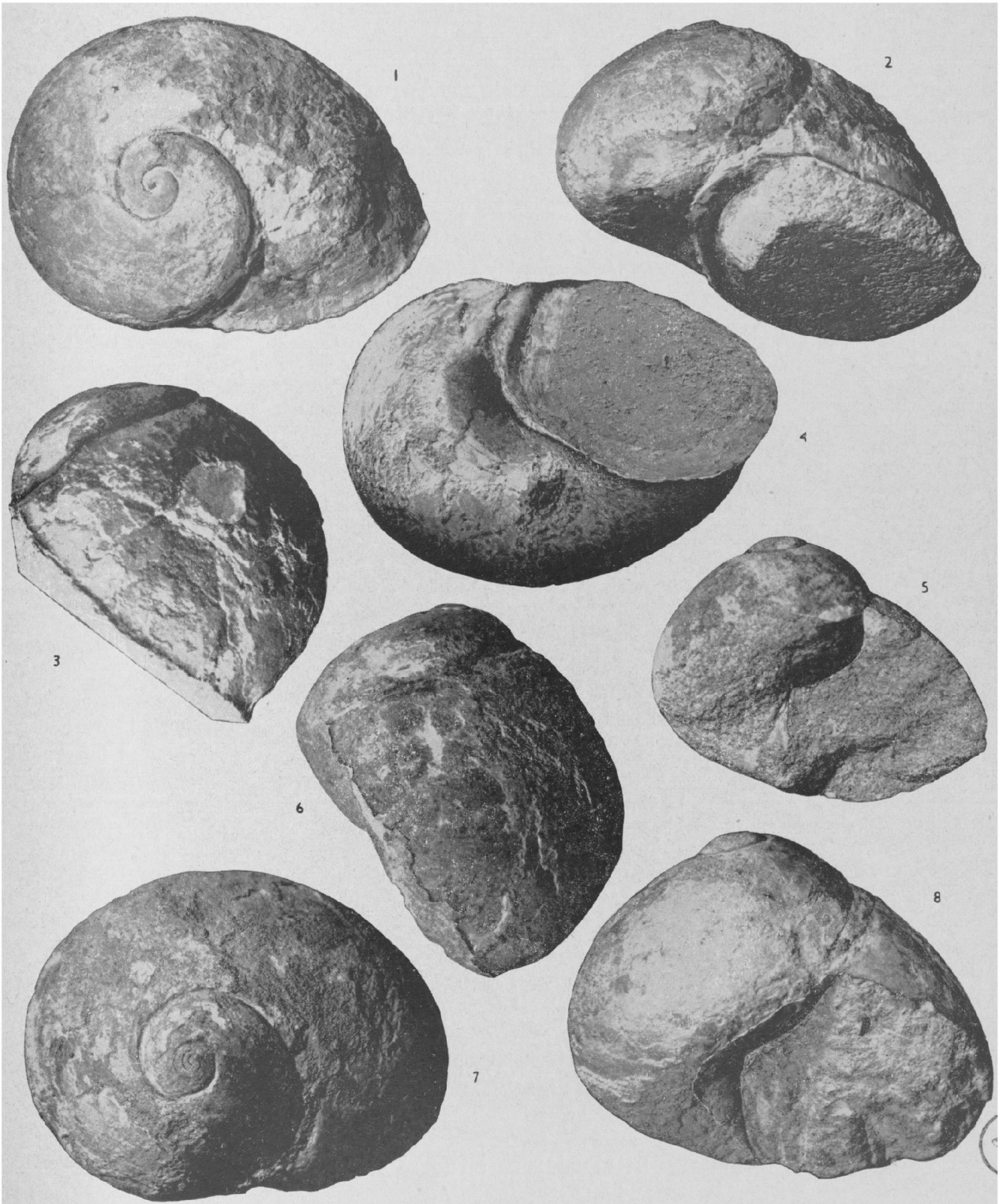
ZILCH A. (1959-1960). — Handbuch der Paläozoologie, Gastropoda (in Wenz-Zilch), Bd 6, t. 2, Berlin.



LEGENDE DE LA PLANCHE III

FIG. 1-4. — « *Helix* » *cernayensis* nov. sp. Thanétien de Cernay-les-Reims. Holotype. $\times 1$.
FIG. 5-8. — « *Helix* » *chardini* nov. sp. Thanétien de Cernay-les-Reims. Fig. 5, jeune spécimen. - Fig. 6-8, holotype. $\times 1$.

Nota. — Ces photographies ont été légèrement retouchées afin d'atténuer les ombres ou les reflets gênants pour leur lisibilité.



**Première découverte de Trilobite : *Scabriscutellum* sp.
dans le calcaire de Chalennes (Bassin d'Ancenis)**

par Dorothee LE MAÎTRE et Jean PILLET

(Pl. IV)

Sommaire. — Description d'un pygidium de *Scabriscutellum* trouvé dans la carrière St-Charles, en Chaudefonds (Bassin d'Ancenis). C'est le seul Trilobite connu jusqu'à présent dans le Calcaire de Chalennes. Discussion de ses caractères avec ceux de formes voisines. Tableau résumant les caractères des *pygidia* de tous les genres de *Scutelluidae*.

Les calcaires de Chaudefonds et Chalennes (Bassin d'Ancenis), sensiblement de même âge (Emsien supérieur - Eifélien inférieur) présentent une faune très différente. Le calcaire de Chaudefonds, non exploité aujourd'hui, a fourni une riche faune composée presque exclusivement de Brachiopodes et Trilobites. Le calcaire récifal de Chalennes, qui donne encore lieu à exploitation, est fait d'organismes constructeurs : Polypiers et Stromatopores ; les Brachiopodes et Lamellibranches y sont relativement rares et, jusqu'à présent, aucun Trilobite n'y avait été trouvé (D. Le Maître 1934).

Cette note a précisément pour but de faire connaître la découverte, dans ce calcaire, à la carrière St-Charles, d'un beau pygidium de *Scutelluidae* appartenant au genre *Scabriscutellum* (1). Nous en exposons les caractères et les comparons à ceux de formes voisines. Enfin, pour faciliter la détermination générique de *pygidia* isolés, nous donnons un tableau résumant les caractères des *pygidia* de tous les genres de la famille des *Scutelluidae*.

(1) Ce fossile a été trouvé par M. Manceau de Chaudefonds. Je le remercie vivement d'avoir bien voulu me l'offrir. (D.L.M.).

SCABRISCUTELLUM sp.

Planche IV, figures 1 à 4

Matériel : 1 pygidium.

Localité : Chaudefonds (carrière St-Charles).

Niveau : Calcaire de Chalennes (dans le calcaire noir à grain fin).

DESCRIPTION.

Ce pygidium a une forme subpentagonale, peu convexe, à contour postérieur largement parabolique. Il mesure 38 mm de longueur totale, la largeur étant de 40 mm. Le rudiment axial triangulaire, à sommet postérieur très arrondi, a une longueur de 7 mm, sa largeur de base étant de 13 mm. Il est fortement convexe, nettement trilobé, bien délimité, il ne se continue pas avec la côte axiale. De chaque côté, il porte 7 côtes à section arrondie et convexe, s'effaçant et s'évasant avant d'atteindre le bord. Ces côtes sont séparées par des espaces intercostaux plus larges qu'elles et à fond arrondi. La côte médiane se bifurque à 17 mm du bord postérieur. La doublure très concave est large : elle atteint la moitié de la largeur totale du pygidium. Le test, mince, est très partiellement conservé, il est orné

de fines stries sinucuses, parfois anastomosées (voir fig. 2, 3 et 4, Pl. IV). Les parties dépourvues de test portent des granulations assez fortes ; sur les côtes elles sont parfois disposées en deux rangées alternantes (voir fig. 2 et 3, Pl. IV).

DISCUSSION.

Ce pygidium appartient sans conteste au genre *Scabriscutellum*.

Il présente de grandes affinités avec *Scabriscutellum scabrum* du Mésodévonien inférieur de l'Eifel. R. et E. Richter (1956) ont établi la synonymie de *S. scabrum* avec *S. canaliculatus* (Goldfuss) et avec l'espèce décrite par ce même auteur sous le nom de *S. signatus*, celle-ci différente de *S. signatus* (Phillips 1841). Barrois (1886) a signalé la présence de *S. canaliculatus* dans les calcaires de Chaufonds (Carrière Valet) ; cette espèce n'a pas été retrouvée depuis et la figure donnée par Barrois est insuffisante pour permettre une comparaison avec notre spécimen.

Toutefois, nous ne pouvons attribuer le pygidium de St-Charles à *S. scabrum* pour la raison suivante : la figuration de cette espèce donnée par certains auteurs (Moore 1959, p. 0369, fig. 280, 2 b), d'après le type de Goldfuss, montre que le rudiment d'axe pygidial se prolonge par la côte médiane. Ce même caractère apparaît dans les spécimens de *S. scabrum* provenant de « Gisements types » et figurés par E. et R. Richter (1956, Pl. 5). Toutefois, sur deux des photographies données par ces derniers auteurs (ibid, fig. 29 et 31), il semblerait que l'axe pygidial soit séparé de la côte médiane. D'autre part, un fragment de test se trouvant sur notre échantillon à la limite axe pygidial-côte médiane, il nous est difficile de résoudre ce problème faute de matériel de comparaison. C'est pourquoi, en dépit des affinités que présente le pygidium de St-Charles avec *S. scabrum*, nous le désignons ici par *Scabriscutellum* sp.

Notre spécimen diffère :

— de *Scabriscutellum billingsi* (BARRANDE 1852) des calcaires de Zlichov de Bohême, et de sa variété *billingsi latum* (ERBEN 1952) du Harz inférieur, par sa côte médiane beaucoup plus bifurquée ;

— de *Scabriscutellum caelebs caelebs* (BARRANDE 1852) des calcaires de Suchomasty par la bifurcation plus haute de la côte médiane, et de sa variété *caelebs consimile* 1960, du même niveau, par ses côtes pleurales moins saillantes ;

— de *Scabriscutellum elongatum* (BARRANDE 1846), des calcaires de Konieprusy, qui en est très voisin, par ses espaces intercostaux très concaves. Il en est de même de la variété innommée décrite par Lütze (1961) des Lauterberger (Schönauer) kalkes du Harz ;

— de *Scabriscutellum holynense* SNAJDR 1960, des calcaires de Trébotov par sa forme générale moins large, ses côtes plus larges et moins saillantes ;

— de *Scabriscutellum minus* (ROEMER 1858) du Mésodévonien de Wissenbach par sa côte médiane plus bifurquée et ses côtes pleurales moins arquées ;

— de *Scabriscutellum oblongum* (HAWLE et CORDA 1847) des calcaires de Suchomasty par ses espaces intercostaux plus larges que les côtes ;

— de *Scabriscutellum richteri* (BARRANDE 1852) des calcaires de Branik, par sa côte médiane plus bifurquée et ses espaces intercostaux plus larges.

OBSERVATIONS SUR LA CLASSIFICATION DES *Pygidia* DE *Scutelluidae*.

De très nombreux genres ont été créés pour subdiviser le genre *Scutellum*. Les caractères utilisés, à la fois ceux du céphalon et du pygidium, sont difficilement utilisables lorsqu'on veut classer un pygidium isolé. Nous pensons donc faciliter la tâche des chercheurs en donnant le tableau qui résume les caractères du pygidium de ces nombreux genres.

Ces différents caractères permettent de grouper les *pygidia* isolés dans plusieurs sections :

— Groupe des formes, généralement primitives, portant 6 ou 8 paires de côtes pleurales (*Eobronteus*, *Protobronteus*, *Octobronteus*).

— Groupe des formes à bordure épineuse (*Thysanopeltis*, *Weberopeltis*).

— Formes lisses (*Paralejurus*).

— Formes lancéolées (*Kolihapeltis*).

— Formes typiques à 7 paires de côtes saillantes et à forme générale ramassée.

Ce groupement de formes ne correspond qu'approximativement à la classification normale qui tient compte de l'ensemble des caractères mais permet la détermination générique des *pygidia* isolés.

	Forme générale	Doublure	Côtes latérales			Côte médiane	Axe
			Nbre	Profil de la côte	Profil de l'espace intercostal		
<i>EOPRONTEUS</i> REED 1928. Gén. <i>Entomotracites laticauda</i> WAHL. 1818. Mésoordov.-Silur. inf.	½ elliptique	très étendue 2/3 de la longueur	12	un peu convexe	sillon étroit linéaire	large, non bifurquée	peu ou pas segmenté
<i>PROTOBRONTEUS</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Eobronteus reedi</i> SINCLAIR 1949. Ordov. moyen.	½ elliptique	?	12	convexe		large, non bifurquée	?
<i>OCTOBRONTEUS</i> WEBER 1945. Gén. <i>Octobronteus kchodalevitchi</i> WEBER 1945. Ordov. sup.-Silur. sup.	½ elliptique	?	16	convexe	sillon étroit linéaire	large, non bifurquée	non segmenté
<i>SCUTELLUM</i> PUSH 1833. Gén. <i>Scutellum costatum</i> PUSH 1833. Sil. - Dév. sup.	½ elliptique	très étendue	14	convexe	sillon étroit	large, non bifurquée	à peine trilobé
<i>PLANISCUTELLUM</i> R. et E. RICHTER 1956. Gén. <i>Bronteus planus</i> HAWLE et CORDA 1847. Silurien.	½ circulaire	½ de la longueur postaxiale	14	voûtée	sillon étroit	large, non bifurquée	trilobé, un peu segmenté
<i>PROTOSCUTELLUM</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Bronteus simulans</i> BARRANDE 1852. Silur.	½ elliptique	?	14	convexe	même largeur que les côtes	large, non bifurquée	non trilobé
<i>KOSOVOPELTIS</i> SNAJDR 1958. Gén. <i>K. svobodai</i> SNAJDR 1958. Silur.	½ elliptique	½ de la longueur postaxiale	14	convexe	sillon étroit linéaire	large, non bifurquée	trilobé
<i>DECOROSCUTELLUM</i> SNAJDR 1958. Gén. <i>Bronteus haidingeri</i> BARRANDE 1846. Silur.	arrondi, un peu pentagonal	½ de la longueur postaxiale	14	convexe ou peu aplati	sillon à fond aplati	bifurquée	trilobé
<i>FLEXISCUTELLUM</i> SNAJDR. 1960. Gén. <i>Decoroscutellum (Flexiscutellum) hanusi</i> SNAJDR 1960. Silur.	un peu plus allongé	analogue au précédent dont il est considéré comme un sous-genre					
<i>MICROSCUTELLUM</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Bronteus hawlei</i> BARRANDE 1852. Dév. inf.	½ elliptique court	très grande	14	plat	sillon étroit	large, à peine bifurquée	trilobé court
<i>BOJOCUTELLUM</i> SNAJDR 1958. Gén. <i>Bronteus palifer</i> BEYRIC 1845. Dév. inf.	½ elliptique Parties latérales du bord antérieur très courtes	très étendue	14	plat	Sillon plat moins large que les côtes	large, bifurquée sur au moins la ½ long.	trilobé

	Forme générale	Doublure	Côtes latérales			Côte médiane	Axe
			Nbre	Profil de la côte	Profil de l'espace intercostal		
<i>CORNUSCUTELLUM</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Bronteus rhinoceros</i> BARRANDE 1872. Dév. inf.	½ elliptique court	?	14	convexe	Sillon plat	bifurquée sur la plus grande partie de sa longueur	trilobé
<i>SPINISCUTELLUM</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Bronteus umbellifer</i> BEYRICH 1845. Silur.	modérément pentagonal	relativem. étroite	14	convexe	sillon étroit	large, bifurquée en arrière	trilobé
<i>PLATYSCUTELLUM</i> SNAJDR 1958. Gén. <i>Bronteus formosus</i> BARRANDE 1846. Dév. inf.	nettement pentagonal	très grande	14	convexe	sillon plat moins large que les côtes	large, bifurquée sur la ½ longueur	trilobé
<i>SCABRISCUTELLUM</i> R. et E. RICHTER 1956. Gén. <i>Bronteus scaber</i> GOLDFUSS. 1843. Eo-Néodévonien.	pentagonal	large ½ de la distance postaxiale	14	convexe	plat ou concave, aussi large ou + large que les côtes	large, bifurquée	trilobé
<i>POROSCUTELLUM</i> SNAJDR 1958. Gén. <i>Bronteus porosus</i> BARRANDE 1846. Dév. inf.	½ elliptique ou peu pentagonal	étroite 1/3 de la distance postaxiale	14	aplatis	sillon étroit et plat	large, bifurquée	trilobé
<i>KOLIHAPELTIS</i> PRANIL et PRIBYL 1947. Gén. <i>Bronteus parabolinus</i> BARRANDE 1872. Dév. inf.	lancéolé au ½ elliptique très allongé	très grande	14	presque parallèle à l'axe convexe	sillon linéaire	non bifurquée ou légèrem. bifurquée	trilobé
<i>BREVISUTELLUM</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Bronteus transversus</i> HAWLE et CORDA 1847. Dév. inf.	½ elliptique	?	14	plat	sillon étroit	plus large, à peine bifurquée	trilobé
<i>METASCUTELLUM</i> SNAJDR 1960. Gén. <i>Bronteus pustulatus</i> BARRANDE 1846. Dév. inf.	court, à peine pentagonal	très grande	14	convexe	sillon étroit	bifurquée	trilobé
<i>PARALEJURUS</i> HAWLE et CORDA 1847. Gén. <i>Bronteus campanifer</i> BEYRICH 1845. Dév. inf. et moyen.	½ elliptique très convexe presque lisse	assez large	14	à peine esquissées			souvent indistinct
<i>THYSANOPLETIS</i> HAWLE et CORDA 1837. Gén. <i>Thysanopletis speciosa</i> HAWLE et CORDA 1817. Mésodév.	½ elliptique ou triangulaire bordure épineuse	?	14	convexe	sillon plat ou convexe	côte bifurquée	trilobé
<i>WEBERPELTIS</i> MAKSIMOVA 1957. Gén. <i>Bronteus aculeatus</i> WEBER 1945. Silur.-Mésodév.	½ circulaire	?	14	convexe et large, se prolongeant en longue épine	sillon étroit	convexe, prolongée en épine	non trilobé

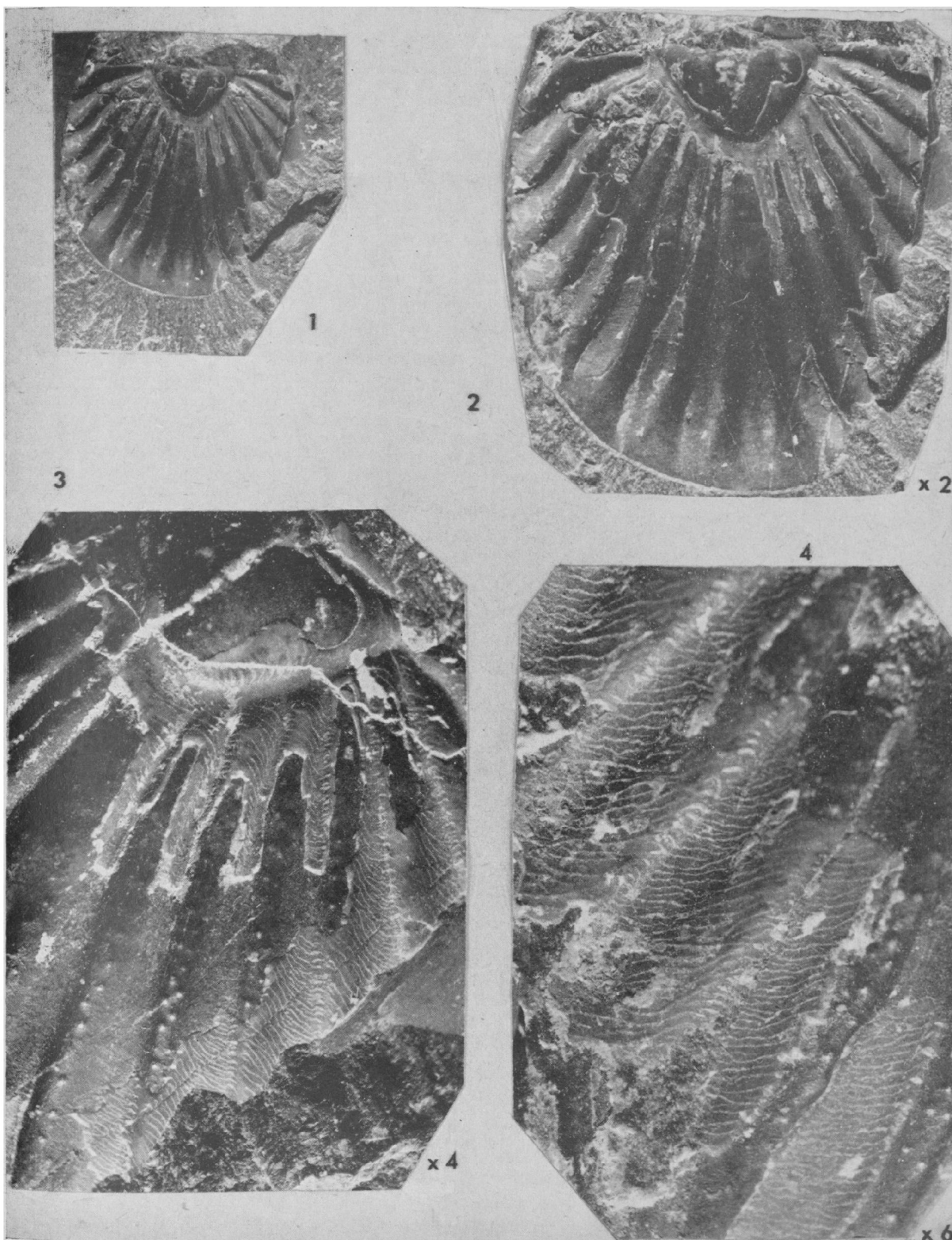
BIBLIOGRAPHIE

- BARROIS Ch. (1886). — Note sur le calcaire dévonien de Chaufonds. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XIII, p. 170-205, pl. I-V.
- BARRANDE J. (1852). — Système silurien du centre de la Bohême. 1^{re} partie : Recherches paléontologiques. I. Crustacés : Trilobites, 935 p., 51 pl.
- BARRANDE J. (1872). — Système silurien du centre de la Bohême. 1^{re} partie : Recherches paléontologiques. Supplément au vol. I, Trilobites, crustacés divers et poissons, 647 p., 35 pl.
- COUFFON O. (1924). — Le Dévonien en Maine-et-Loire. *Bull. Soc. Et. Sc. d'Angers*, p. 33-98.
- COUFFON O. (1934). — *Précis de géologie angevine*, 199 p.
- ERBEN H.K. (1952). — Trilobiten aus dem Alteren Hercyn (Unterdevon) des Unterharzes. *N. J. Geol. Pal. Abh.*, 94, 2-3, p. 150-362, pl. XVII-XXIV, 64 fig. texte, 5 pl. texte, 4 tableaux.
- GOLDFUSS A. (1843). — Systematische Übersicht der Trilobiten und Beschreibung einiger neuen Arten derselben. *N. J. für Min.*, p. 537-567, pl. 4-6.
- LE MAÎTRE D. (1934). — Etude sur la faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis, calcaires de Chaufonds et Chalennes. *Mém. Soc. géol. Nord*, XII, 267 p., 18 pl., 13 fig. texte.
- LE MAÎTRE D. (1959). — Les faciès hercyniens de la bordure sud-orientale du Massif armoricain. Extrait du *Bull. Soc. d'Et. Sc. d'Angers*, nouvelle série, T. II, 89^e année, pp. 89-94.
- LUTKE F. (1961). — Das Alter des Lauterberger (Schönauer) Kalkes (Unterdevon) der Rothäuser Klippe bei Bad Lauterberg (Harz). *N.J. Geol. Pal.*, n° 3, p. 124-140, 7 fig.
- PHILLIPS J. (1841). — Figures and descriptions of the Paleozoic Fossils of Cornwall, Devon, and West Somerset, 231 p., 60 pl.
- PRANTL F. et PRIBYL A. (1947). — Classification and division of the genus *Scutellum* PRSH from the Barrandian (Central Bohemia). *Bull. Inst. Acad. Sciences*, XLVII, 9, 32 p., 7 pl.
- RICHTER R. et E. (1925). — Unterlugen zum Fossilium catalogus III. *Senckenbergiana*, Bd VII, p. 239-244.
- RICHTER R. et E. (1934). — Missbildungen bei *Scutellidae* und Konstruktive Konvergenzen. *Senckenbergiana*, Bd 16, p. 155-160, 11 fig.
- RICHTER R. et E. (1956). — Grundlagen für die Beurteilung und Einteilung der Family *Scutelluidae* (Tril.). *Senck. lath.*, v. 37, p. 79-124, pl. 1-7.
- RICHTER R. et E. (1959). — *Thysanopeltidae*. In MOORE R.C., Treatise on invertebrate Paleontology, part. O, p. 367-372, fig. 278-281.
- ROEMER F.A. (1843). — Die Versteinerungen des Harzebirges, 40 p., 12 pl.
- ŠNAJDR M. (1960). — Studie o celedi *Scutelluidae* (Trilobitae). *Rozpravy*, sv. 26, 263 p., XXXVI pl.



LEGENDE DE LA PLANCHE IV

- FIG. 1 : Vue d'ensemble de l'échantillon en grandeur naturelle.
- FIG. 2 : Le même, gr. 2.
- FIG. 3 : Vue montrant la structure lamelleuse de la face externe du test et l'ornementation granuleuse de sa face interne ; gr. 4.
- FIG. 4 : Détail de l'ornementation externe ; gr. 6.



SCABRISCUTELLUM sp.

L'expansion actuelle des recherches sur les inclusions fluides des minéraux et des roches (*)

par Georges DEICHA

Maître de Recherche au C.N.R.S.

Sommaire. — L'auteur montre comment ces recherches permettent de relier les connaissances actuelles de la cristallo-génie à l'interprétation des conditions de formation des minéraux. Sont ensuite passées en revue les possibilités d'études expérimentales offertes par ces prises d'essai des fluides géochimiques profonds de la lithosphère. Le microcosme de cavités microscopiques qui les renferme peut être mis à contribution pour une meilleure compréhension des phénomènes grandioses qui font l'objet des diverses Sciences de la Terre. Loin de constituer une spécialité isolée, l'étude des inclusions fluides appelle l'établissement de collaborations fructueuses avec des branches aussi diverses de la Géologie que le sont l'étude des gîtes minéraux et celle de l'évolution des êtres vivants.

Les études sur les phases gazeuses et liquides présentes dans les cavités, microscopiques et ultra-microscopiques, des matériaux solides de l'écorce terrestre connaissent actuellement une expansion rapide dans de nombreux pays, tant en Europe qu'en Amérique. La présente communication se propose d'indiquer les principales relations de ces études avec les diverses Sciences de la Terre.

PLACE DES LACUNES DANS L'ARCHITECTURE MINÉRALE

La présence de cavités dans les cristaux est un fait banal (1). L'utilisation des forts grossissements microscopiques, de l'ultramicroscopie et surtout de la microscopie électronique (2 et 3) montre que les lacunes de cristallisation sont souvent les éléments figurés fins les plus répandus dans les gangues et les roches. Certes, le rapport du volume de ces cavités au volume des minéraux hôtes est très faible, très souvent inférieur à un millième, il peut cependant se chiffrer, parfois, en pourcents, mais n'atteint que rarement une valeur plus importante. Malgré cette part volumétrique réduite, on peut dire que l'abondance, la distribution, les dimensions et la

morphologie des cavités est un élément important du style architectural des minéraux.

Même pour un édifice massif, la disposition des salles, les dimensions des pièces, la distribution des portes et la forme des fenêtres sont des éléments essentiels qui ne sauraient être ignorés par un maître d'œuvre. De même, le minéralogiste, le métallogéniste et le pétrographe saisiront mieux le plan suivant lequel s'est déroulée la genèse des objets qu'ils étudient, s'ils ont soin d'analyser en détail les rapports entre la matière cristalline et ses cavités.

Nous allons donner, sous forme schématique, un aperçu des liens entre la formation de celles-ci et les phénomènes cristallo-génétiques majeurs. Nous considérerons d'abord le cas de l'individu cristallin, puis celui des groupements cristallins monophasés et enfin le cas général des agrégats polyphasés.

CAS DES INDIVIDUS ISOLÉS.

Les lacunes sont des défauts de la triple périodicité du milieu cristallin. Un cristal parfait ne saurait en présenter, mais dans la Nature, les individus qui en sont dépourvus sont rares. Au laboratoire, l'élimination de ces imperfections est l'une des principales difficultés des synthèses minéralogiques. La formation des cavités est directement

(*) Cette communication a été présentée au cours de la séance du 5 février 1964.

liée au degré du déséquilibre cristallogénétique (4). On conçoit en effet que si la croissance d'un monocristal dans une solution à peine sursaturée, ou dans un bain à peine surfondu, puisse donner un édifice pratiquement homogène limité, à chaque instant, par un minimum de formes simples donnant des faces pratiquement planes, il n'en sera plus de même pour un individu plongé dans un milieu fortement sursaturé ou surfondu où son faciès s'enrichit de formes compliquées à la topographie d'autant plus complexe que des couches antagonistes, par exemple celles de spirales de croissance de plus en plus grossières, viennent s'affronter sans pouvoir se joindre parfaitement. On peut dire que très souvent les dislocations amorcées à l'échelle de la maille cristalline aboutissent à la formation de cavités macroscopiques. L'abondance, la distribution, les dimensions et la morphologie des dépressions superficielles varient non seulement d'une face à l'autre, mais également sur une même face, en fonction des gradients de concentrations et de température. On conçoit que la multiplication des lacunes puisse conduire à une structure mosaïque.

CAS DES GROUPEMENTS MONOPHASÉS.

Il conviendrait d'examiner successivement les groupements à axes parallèles, les dendrites, les macles méta et paragénétiques, les bifeuilles et les sphérolithes. Ce sont là également des manifestations ordinaires de degrés croissants du déséquilibre cristallogénétique. Les cavités qui subsistent au contact de cristaux ainsi associés suivant des lois cristallographiques de plus en plus compliquées, forment un type de transition entre les cavités intra-cristallines et les pores intergranulaires, tels qu'ils apparaissent entre deux individus minéraux de même espèce, mais sans orientation cristallographique définie (5).

CAS DES AGRÉGATS POLYPHASÉS.

Les contacts entre les grains de deux ou plusieurs espèces cristallines auront d'autant plus de chances d'être jalonnés par des pores intergranulaires que l'accord entre les réseaux cristallins sera plus difficile, pour des raisons structurales, entre eux, qu'entre des individus d'une même espèce.

Souvent presque parfait pour les espèces isomorphes, cet accord peut encore être excellent dans le cas des épitaxies triplement périodiques. Mais la cohésion cristallographique est beaucoup plus réduite pour les épitaxies dipériodiques, surtout

lorsqu'il s'agit d'espèces cristallogénétiquement dissemblables, présentant des écarts paramétriques importants. On sait que la tolérance scalaire et angulaire, dans l'orientation mutuelle, est fonction du degré de déséquilibre cristallogénétique. Lorsque les écarts sont très importants, le déséquilibre, ayant forcé l'orientation mutuelle, ne saurait persister longtemps après l'implantation des premiers germes. Leur développement ultérieur se poursuit donc, par rapport au support, dans des conditions assez semblables à celles qui existent entre des édifices cristallins complètement indépendants et étrangers. Il est possible d'ailleurs que les nucléations induites par épitaxie soient plus fréquentes dans la nature qu'il n'est généralement admis (6). Il n'en reste pas moins vrai que le cas le plus général dans la Nature, comme dans la pratique industrielle et au Laboratoire, est celui des contacts intergranulaires d'agrégats polyphasés quelconques. Paradoxalement, on connaît très peu de choses sur la topographie fine de ces contacts et sur les caractères des pores intergranulaires qui les jalonnent. Pourtant, le comportement géologique, et en particulier tectonique des roches, est sous la dépendance directe de leur disposition et de leur remplissage.

Des méthodes spéciales de préparation et d'étude doivent être créées. En matière de pétrographie courante, la confection de plaques en biseau, aminci d'un côté mais pouvant atteindre de l'autre 1 ou 2 mm d'épaisseur, peut être préconisée pour familiariser les pétrographes avec les problèmes posés par les surfaces intergranulaires.

CAS PARTICULIER DE CRISTAUX ENGLOBÉS.

Le moyen le plus simple pour aborder l'étude du problème des pores intergranulaires est d'en commencer l'étude sur les contacts entre les cristaux entièrement englobés au sein d'un autre, plus grand. Il s'agit en fait d'observations à la surface des inclusions solides, généralement microscopiques, qui peuvent être rencontrées dans les matériaux géologiques les plus variés, en commençant par les quartz bipyramidés authigènes, si fréquents par exemple dans certains sédiments triasiques, et en terminant par les quartz dihexaédriques magmatiques des roches effusives. Mais le cas de ces dernières se trouve à la limite de notre sujet. Qu'il nous soit cependant permis de dire que l'étude des inclusions fluides ne saurait être complètement séparée de celle des inclusions vitreuses (7) (reliques magmatiques) qui caractérisent ces roches. En tout état de cause, le mécanisme même de la

formation des lacunes n'est pas fondamentalement différent, qu'il s'agisse d'un magma fondu à 1000° ou de solutions aqueuses où se déroulent des cristallisations minérales à température et pression normales.

CHANGEMENTS DE PHASES DANS LES SOLUTIONS

Au moment de leur oblitération, les lacunes de cristallisation pneumatolytiques et hydrothermales ont emprisonné des fluides homogènes. Ces prises d'essai du milieu générateur ont ensuite été soumises à un refroidissement qui produit une véritable analyse physique, d'autant plus poussée que la chute de température aura été plus importante. Nous en donnerons les principales étapes.

SÉPARATION DES PHASES GAZEUSE ET LIQUIDE AQUEUSE.

Cette première transformation se fait soit par condensation d'une phase liquide, si le remplissage initial était gazeux (pneumatolyse), soit par formation d'une bulle de retrait si le remplissage initial était liquide (hydrothermal). Au fur et à mesure du refroidissement, la phase gazeuse s'appauvrit en eau et la phase liquide en constituants fugaces. Ceux-ci se concentrent dans la bulle de retrait qui grossit progressivement au cours du refroidissement. Des progrès importants ont été réalisés au cours de ces dernières années grâce aux diagrammes de N.I. Khitaroff et S.D. Malinine (8). Ces auteurs ont étudié le comportement du système $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ jusqu'au delà de la température de 300° C et pour des pressions de plusieurs centaines de kg/cm^2 . L'importance des conséquences qui peuvent en être tirées pour la Métallogénie vient d'être soulignée par P. Routhier (9). P. Ypma (10) en a donné récemment une intéressante application pour les gîtes métallifères du Massif de Belledonne. Il convient également de se reporter au travail de G. Machairas (11) sur les quartz aurifères de la Guyane française. Ce travail, de même que celui plus ancien de J.W. Brinck (12), montre que la multiplication des essais par écrasement (13) conduit à reconnaître la présence de constituants fugaces sous pression même dans les bulles de retrait des inclusions hydrothermales.

CONDENSATION D'UNE SECONDE PHASE LIQUIDE.

L'utilisation systématique d'une platine réfrigérante complète utilement les indications de la

surplatine à écrasement. L'anhydride carbonique étant souvent le constituant fugace prédominant, on observe fréquemment la formation d'une seconde phase liquide à des températures variant entre 31° et 0° C.

En l'absence de platine réfrigérante, les résultats des observations microscopiques peuvent donc varier d'une saison à l'autre, voire même, comme G. Specia l'avait indiqué il y a un demi-siècle, suivant que les fenêtres du laboratoire sont ouvertes ou fermées ! C'est probablement la raison pour laquelle certains auteurs ont observé des inclusions de CO_2 liquide dans les granites et que d'autres n'ont jamais su les retrouver. Cet exemple montre assez combien ces recherches sont délicates. Il va sans dire que de telles inclusions sont également fort sensibles au mode de préparation du matériel. Certains types d'inclusions sont, par exemple, beaucoup plus facilement éliminés que d'autres lors de la préparation des plaques minces de roches. C'est là une question technique importante et dont j'ai déjà eu l'occasion de traiter (14).

PRÉCIPITATION DE DÉPÔTS MINÉRAUX.

En règle générale, les fluides géochimiques d'origine profonde sont saturés, et parfois même fortement sursaturés en substances dissoutes. Celles-ci forment, au cours du refroidissement des inclusions gazeuses ou liquides, des dépôts solides plus ou moins abondants et variés. On peut distinguer différents types de dépôts :

a) *Dépôts sur les parois de la cavité.*

Une partie de ce dépôt échappe à l'observation car il s'agit simplement d'une certaine épaisseur du minéral hôte formée à partir de la solution captive, parfois aussi d'autres espèces minérales viennent tapisser plus ou moins régulièrement ces parois. Dans certains cas de gangues de quartz, de gîtes métallifères, le dépôt d'un minéral vient obscurcir ces parois et rendre la détermination des inclusions fluides très difficile.

b) *Dépôts au contact de la bulle de retrait.*

Assez souvent, la limite de séparation entre phase gazeuse et phase liquide est marquée par un fin dépôt qui encroûte parfois complètement la bulle. Généralement, seul l'emploi du fond noir asymétrique permet de mettre en évidence la présence de ces particules en quelque sorte « flottées ».

c) Dépôts libres dans le liquide.

Sous cette dernière forme, les phases solides précipitées par les solutions captives sont plus facilement reconnaissables que sous les deux formes précédentes. Lorsque les particules cristallines sont très petites, elles peuvent se mettre en mouvement à la faveur des courants de convection qui naissent dans les inclusions par le seul effet de l'illumination avec une forte lampe. Dans le cas où le volume du dépôt est du même ordre de grandeur que celui du liquide, il devient légitime de parler d'hydro-magma pour désigner le fluide homogène initial ; en effet, son poids spécifique est alors l'intermédiaire entre celui des solutions hydrothermales faiblement concentrées et celui des magmas, tels en particulier que nous les connaissons par les reliquats entièrement ou partiellement vitreux.

EXPERIMENTATION SUR LES INCLUSIONS FLUIDES

Les connaissances précédentes sont pour une large part non seulement le fruit de l'interprétation d'observations de plus en plus minutieuses réalisées aux températures ordinaires, mais également d'expériences portant sur la quasi-totalité de l'échelle thermométrique géologique. Ces expériences ont parfois dépassé la température de 1300° C et sont descendues à —190° C (15). On sait que le but premier de telles manipulations était la thermométrie géologique absolue (16). Les techniques classiques de celle-ci ne cessent de s'affiner, mais le principe en avait été défini il y a plus d'un siècle. Les progrès en voie de réalisation, en particulier en France (A. Ziserman, G. Machairas), portent surtout sur la rationalisation des mesures dans le but de faire entrer la décrépitoscopie dans la pratique courante de l'étude des gangues.

C'est surtout dans le domaine hydrothermal, entre 100 et 300° C, que ces déterminations sont efficaces. Pour ce qui est des expériences aux températures nettement plus élevées et nettement plus basses, elles portent sur les problèmes fondamentaux de la cristallogenèse et versent une lumière nouvelle sur les possibilités de déséquilibres cristallogénétiques importants dans le règne minéral. J'ai consacré une note récente (17) aux différents aspects de cette question et une autre publication traitant des perspectives de synthèses *in crystallo*, qui sont aux Sciences de la Terre ce que les études *in vivo* et *in vitro* sont aux Sciences de la Vie (18). On a là

pratiquement la possibilité d'étudier directement les rapports des minéraux avec les milieux géochimiques naturels les plus variés. Mais ces perspectives sont au prix de la miniaturisation des méthodes physico-chimiques d'avant-garde. A côté de la microscopie et de la micro-diffraction électronique, la sonde de Castaing peut rendre de signalés services comme J.P. Carron (19) a eu le mérite de le montrer sur les reliquats magmatiques. La résonance paramagnétique nucléaire doit également être mise en œuvre, comme Cl. Allègre (20) vient de le faire pour l'identification de l'eau des inclusions. Ajoutons que l'activation neutronique a également donné des renseignements précieux pour l'analyse fine des solutions métallifères dans le cadre des recherches de E. Roedder au Geological Survey des U.S.A. Ces exemples montrent assez que des moyens matériels puissants doivent être mis à la disposition de ces recherches. Moyens d'équipement mais aussi de fonctionnement et de personnel. Au récent colloque de Moscou (mai 1963), 150 spécialistes, venus d'une vingtaine de centres, ont souligné l'ampleur des besoins. Ils ont en particulier demandé à l'Académie des Sciences de favoriser la publication régulière d'une bibliographie périodique des inclusions fluides. En effet, au cours des dernières années, celle-ci s'enrichit de plus en plus de monographies de géologie régionale où l'étude des inclusions fluides tient une place importante. Les ouvrages de J.W. Brinck, G. Machairas et P. Ypma, que je viens de citer, en sont des exemples parmi les publications géologiques d'Europe occidentale ; il convient de citer également la thèse de J. Nicolas (21) sur les kaolins bretons. Cet ouvrage montre que l'étude des inclusions fluides est un élément important des recherches sur les altérations. Nous allons maintenant montrer qu'il est de très nombreux autres secteurs d'utilisation des études d'inclusions fluides.

PRINCIPAUX DOMAINES D'APPLICATION

Les inclusions fluides primaires renseignent directement sur les conditions de cristallisation des minéraux, en particulier des minerais et de leurs gangues, et des roches. Il en résulte que la MINÉRALOGIE, la MÉTALLOGÉNIE et la PÉTROGRAPHIE sont parmi les Sciences de la Terre celles où les recherches sur les inclusions liquides et gazeuses connaissent la diffusion la plus large. C'est dans ces trois sciences que la thermométrie géologique sur inclusions fluides a trouvé ses plus belles illustrations. Mais les résultats généraux sur la nature des fluides minéralisateurs d'origine profonde sont essentiels

pour la GÉOCHIMIE. L'histoire naturelle des éléments chimiques serait difficile à démêler en l'absence de données concrètes sur la nature des solutions géochimiques circulant à travers la lithosphère. On peut même penser que l'hydrosphère et l'atmosphère ont été, au cours des temps géologiques, très étroitement tributaires des apports d'eau et de gaz carbonique (22) venant de l'intérieur de notre Planète et libérés à la surface de l'écorce terrestre. La multiplication des mesures de rapports isotopiques des constituants de ces deux fluides vitaux, permettra de serrer de plus près la part qui revient dans ces échanges aux fluides vadose et celle qui appartient à l'eau et au gaz carbonique juvénile. Les principaux rapports isotopiques impliqués sont D/H ; O¹⁸/O¹⁶ ; C¹³/C¹². On conçoit que les travaux méthodiques dans ce sens réclameraient des moyens matériels puissants. Les quelques résultats déjà obtenus sont très encourageants.

La biosphère qui règle le cycle du carbone n'a certainement pas été insensible aux apports des deux fluides vitaux CO₂ et H₂O. L'évolution même des êtres vivants n'aura pas manqué d'être influencée par la montée des solutions minérales, dont il convient également de ne pas sous-estimer les apports en oligo-éléments et en éléments radioactifs. Ainsi on peut penser que la PALÉONTOLOGIE est dans une certaine mesure concernée par l'étude directe des fluides hydrothermaux et pneumolytiques. On peut même ajouter que des synthèses de substances organiques sont parfaitement plausibles. Divers chimistes du siècle dernier en avaient imaginé un certain nombre. Les inclusions fluides témoignent de possibilités de variations infinies de composition, de température et de pression des solutions minérales au sein de la lithosphère. Les possibilités de synthèses organiques dans ses profondeurs sont encore augmentées par la présence de substances minérales variées, dont certaines sont des catalyseurs utilisés à des fins semblables par les chimistes organiciens. Quant aux radiations du soleil parfois invoquées par les tenants de certains mythes de l'origine de la vie sur la Terre (Oparine), rien ne saurait prouver scientifiquement leur intervention première. Ainsi en suivant le devenir des liquides et des gaz dont les inclusions fluides des minéraux nous gardent des témoins parfois antiques, on se trouve entraîné dans des spéculations hardies qui ne doivent pas faire oublier les problèmes plus humbles de la pratique géologique quotidienne.

Du point de vue du comportement physique des matériaux solides de l'écorce terrestre, la présence

de cavités microscopiques à remplissage fluide doit intéresser non seulement la GÉOPHYSIQUE, qui ne s'en soucie actuellement pas, mais aussi la GÉOTECHNIQUE.

Le comportement au gel et au feu des matériaux de construction est pour une part fonction des inclusions.

La GÉOTECTONIQUE, de son côté, ne saurait négliger les témoins de montées de fluides le long des grandes cassures de l'écorce terrestre. A une échelle plus modeste, la TECTONIQUE doit tenir compte de la présence de cavités microscopiques et ultra-microscopiques dans les roches ; c'est ainsi, par exemple, que le premier effet du *dynamo-métamorphisme* est l'élimination des inclusions carboniques des roches suivie de la formation d'inclusions aqueuses dans les cassures ouvertes à la faveur de l'écrasement. Ces inclusions secondaires fournissent d'ailleurs de précieux renseignements à la STRUCTUROLOGIE, et permettent de saisir le mécanisme des inhibitions dans la *métasomatose* et dans le *métamorphisme*. A noter aussi que la *pyrométamorphose* se traduit par la décrépitation naturelle de la plupart des inclusions fluides, tant primaires que secondaires du matériel impliqué.

Nous avons déjà évoqué le problème de l'altération hydrothermale au sujet du travail de J. Nicolas. L'altération météorique est également influencée par les inclusions fluides, en premier lieu celle des feldspaths, et c'est là un domaine qui intéresse la GÉOMORPHOLOGIE. Aussi, grâce en particulier à A. Cailleux, des collaborations ont déjà été établies entre géologues et géographes de l'Institut de Géographie de Paris.

Les produits de l'altération, en premier lieu les grains détritiques de quartz, conservent souvent une partie de leurs inclusions fluides. La sédimentologie a déjà souvent tiré parti de l'étude de ces détails microscopiques, souvent préservés malgré leur apparente fragilité. On peut ajouter que l'étude des inclusions permet de distinguer les minéraux authigènes des éléments détritiques provenant de roches volcaniques ignées ou métamorphiques.

Egalement dans le domaine de la PÉTROGRAPHIE SÉDIMENTAIRE, une mention spéciale doit être faite de l'étude des inclusions des séries évaporitiques, plus spécialement des traces de saumures qui peuvent être conservées dans les cavités microscopiques des gypses. Plus modestement encore, le témoignage des inclusions fluides peut apporter des indications sur certains phénomènes géologiques superficiels et récents : étude des stalactites dans les grottes, des

permagelisol. Aux renseignements que ces recherches peuvent ainsi apporter à la GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE et à la PÉDOLOGIE, on peut ajouter les perspectives ouvertes aux recherches de la PRÉHISTOIRE par l'étude des modifications artificielles subies par les inclusions sous l'effet des activités humaines, en premier lieu par l'usage du feu ; transformations dans le sol des cavernes et les pierres de foyer, puis dans les sables de fonderie, les poteries, etc...

L'exacte appréciation des transformations subies sous l'effet d'actions physiques suppose une connaissance détaillée des diverses espèces d'inclusions n'ayant pas subi de transformation ainsi que des expériences technologiques. Celles-ci ouvrent des perspectives nouvelles à certaines branches, à la GÉOLOGIE APPLIQUÉE, plus particulièrement dans le domaine des matériaux de construction et d'empierrement ainsi que dans celui des matières premières des industries verrière et céramique ; on peut en particulier penser que le comportement des matières premières réfractaires peut être gravement compromis par la présence de certaines inclusions.

Notons aussi, à titre d'exemples techniques particulièrement suggestifs, que la présence des inclusions dans le quartz est un inconvénient considérable pour la fabrication de la silice fondue et que le « givrage » par formation de lacunes de croissance est l'un des principaux obstacles à surmonter dans la synthèse du quartz piézo-électrique.

CONCLUSION

Poursuivies depuis plus d'un siècle dans de très nombreux laboratoires, les recherches sur les inclu-

sions gazeuses, liquides et vitreuses des matériaux solides du règne minéral sont très longtemps restées un domaine de spécialistes isolés. Trop souvent, la patience et l'habileté manuelle requises pour ces travaux ont contribué à les tenir en marge de tâches courantes des minéralogistes, pétrographes et géologues dont les méthodes de préparation et d'observation sont longtemps restées trop brutales et trop grossières pour permettre des investigations systématiques sur des objets fragiles et fins. Actuellement, les Sciences de la Terre n'ont plus rien à envier dans la précision et la minutie de leurs méthodes aux autres Sciences de la Nature. Le moment est donc venu d'intégrer l'étude des phases gazeuses, liquides et vitreuses dans le cadre des diverses branches de la Minéralogie et de la Géologie. L'œuvre à accomplir est immense car le retard accumulé en cette matière est énorme.

La première tâche consisterait à introduire la recherche systématique des inclusions dans le cadre des études descriptives des minéraux, des gangues et des roches. Cette première étape faciliterait l'introduction des techniques particulières dans les travaux de géologie régionale, à l'instar des quelques exemples cités dans cette note.

Ultérieurement, on peut espérer une pénétration progressive de quelques techniques déjà mises au point, et de celles qui cherchent encore leur voie, dans les diverses Sciences de la Terre qui n'ont pas encore pris conscience de l'importance de l'intervention quasi-universelle des fluides dont les inclusions permettent de retracer l'histoire naturelle en suggérant même de nombreuses applications pratiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) N.P. ERMANOFF (1950). — Recherches sur les solutions minéralisatrices. Edit. Univ. Lvov, 460 p.
- 2) G. DEICHA (1955). — Les lacunes des cristaux et leurs inclusions fluides, signification dans le genèse des gîtes minéraux et des roches. Asson et Cie édit., Paris.
- 3) Cl. SELLA et G. DEICHA (1963). — Importance des cavités intra et intercrystallines dans l'architecture des minéraux et des roches. *Journal de Microscopie*, vol. 2, 283-294.
- 4) G. DEICHA (1960). — La notion de déséquilibre cristallogénétique dans les Sciences de la Terre. *Bull. trim. Inform. B.R.G.M.*, n° 47, 1-6.
- 5) P. COLLOMB et G. DEICHA (1960). — Problème des contacts intergranulaires dans les granites et les gneiss. *Report of the inter. géol. Congr. Norden*, part. XIV, 37-39.
- 6) D. BOULANGER et G. DEICHA (1961). — A propos de la pegmatite de Helette (Massif du Labourd, Basses-Pyrénées). *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 179-180.
- 7) L. BARRABÉ et G. DEICHA (1957). — Réanimation de magmas et interprétation de quelques particularités de leurs éléments de première consolidation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 6^e série, VII, 159-169.
- 8) N.I. KHITAROFF et S.D. MALININE (1958). — Equilibres de phases dans le système H_2O-CO_2 . *Geochimica*, n° 7, 678-679.

- 9) P. ROUTHIER (1963). — Les gisements métallifères. Géologie et principes de recherche. Masson et Cie, édit., Paris.
- 10) P. YPMA. — Rejuvenation of ore deposits as exemplified by the Belledonne Metalliferous province. Thèse, Leyde 1963.
- 11) G. MACHAIRAS. — Métallogénie de l'or en Guyane française. Thèse, Paris 1962.
- 12) I.W. BRINCK. — Gondafzettingen in Suriname. — Thèse, Leyde 1955.
- 13) Microscopes NACHET. — Surplatine à écrasement. Notice 1671.
- 14) G. DEICHA (1961). — Modification des pressions intracrystallines et intergranulaires des roches soumises aux variations de température. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, III, 338-344.
- 15) E. ROEDDER (1962). — Studies of fluid inclusions: low temperature application of a dual purpose freezing and heating stage. *Econ. Geol.*, vol. 57, 1045-1061.
- 16) F.G. SMITH (1953). — Historical development of inclusion thermometry. *Univ. Toronto Press*.
- 17) G. DEICHA (1963). — Gradients cristallogénétiques dans l'espace et dans le temps. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7^e série, t. V, 117-125.
- 18) — Les synthèses *in crystallo* des minéraux et des roches et les déséquilibres physiques dans les fluides géochimiques. *C.R. Congrès Nat. Soc. Sav. Lyon* (1964) (sous presse).
- 19) J.P. CARRON (1962). — Premières données sur la composition chimique de certains reliquats magmatiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 255, 3016-3018.
- 20) Cl. ALLEXRE (1961). — De l'application de la résonance paramagnétique nucléaire à l'étude des inclusions fluides. *C.R. som. Soc. géol. Fr.*, 178.
- 21) J. NICOLAS. — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolins bretons. Thèse, Paris 1955.
- 22) G. DEICHA (1960). — Participation de fluides minéraux d'origine profonde au cycle du carbone. *Rep. of the inter. geol. Congr. Norden*, Copenhague, part. I, 7-9.

Étude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (P.-de-C.)

par J. LEVET-CARETTE

(Pl. V et VI)

Sommaire. — L'examen de la partie du sondage APO 1 bis comprise entre — 258 m et — 294,30 m et effectuée dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer, a permis de déceler une microflore importante et variée d'âge bajocien, parmi laquelle 32 genres, distribués en 53 espèces, ont été reconnus et 5 espèces nouvelles ainsi qu'une variété nouvelle ont été créées.

I. - Introduction

Ce travail consiste en l'étude de la microflore provenant de sédiments appartenant à une portion du sondage (*) APO 1 bis effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (P.-de-C.) et comprise entre — 258 et — 294,30 m. Il vient à la suite d'autres ouvrages palynologiques concernant également le sondage APO 1 bis. L'un (27) était relatif à des sédiments situés entre — 308,20 et 322,60 m dont l'âge avait été déterminé comme infraliasique, l'autre (16) concernait une colonne de terrain d'environ 2 m, sise à — 297 m que les auteurs avaient attribuée à la limite Lias-Dogger.

Les données stratigraphiques ont déjà permis de rapporter au Jurassique et même au Bajocien la portion de sondage qui fait l'objet de ce travail. L'étude palynologique va pouvoir amener un complément d'information et va permettre d'aceroître la connaissance de la microflore jurassique du Boulonnais.

Les échantillons soumis à l'attaque puis analysés ont été prélevés tous les deux mètres ; ils sont formés (5) :

entre — 258,55 et — 259,60 m de marne compacte gris foncé et de calcaire marneux bariolé gris foncé - gris clair ;

entre — 259,60 et — 265,45 m de calcaires blancs ou jaunâtres, de calcaire oolithique plus ou moins noduleux et de calcaire noduleux parcouru de lits onduleux de marne noire ;

entre — 265,45 et — 281,20 m de calcaires oolithiques et gréseux coupés de lits marneux ;

entre — 281,20 et — 289,50 m de calcaire franchement gréseux et de grès marneux gris foncé ;

entre — 289,50 et — 294,95 m de sable argileux et de grès ligniteux et pyriteux.

II. - Techniques d'attaque

Les échantillons prélevés sur les carottes de sondage ont été d'abord soumis à l'action de l'acide chlorhydrique à froid afin que les carbonates qu'ils pouvaient contenir soient éliminés, puis ils ont été passés dans l'acide fluorhydrique à froid (pendant plusieurs jours) ou dans l'acide fluorhydrique à chaud (pendant quelques heures afin d'activer la réaction) et dans l'acide chlorhydrique à chaud pour faire partir les fluosilicates. Ils ont ensuite subi l'action de la liqueur de Schulze et enfin celle de la potasse à 5 %. Entre chacune de ces manipulations, les échantillons ont été centrifugés et lavés. Le résidu final a été conservé dans de l'alcool glycérolé et les préparations à étudier ont été montées entre lame et lamelle dans de la gélatine.

(*) Qu'il me soit permis de remercier M. A. Bonte, Professeur de Géologie appliquée à la Faculté des Sciences de Lille, pour l'amabilité avec laquelle il a bien voulu mettre à ma disposition les matériaux du sondage et pour tous les renseignements d'ordre stratigraphique qu'il a toujours acceptés de me fournir.

III. - Description des spores et des grains de pollen

REMARQUE :

Il semble utile, avant d'entreprendre la description de la microflore qui a été rencontrée, de préciser la définition de certains termes :

Baculae : projections de l'exine plus hautes que larges dont la base est plus ou moins arrondie et le sommet plat.

Colpa : sillon germinal de quelques gymnospermes et de grains de pollen monocotylédones, qui diffère de la fente des spores monolètes par sa position distale.

Cristae : élévations de la surface de l'exine dont la base est allongée (au moins deux fois aussi longue que large) et incurvée. Ces élévations peuvent fusionner pour former un réticulum irrégulier. Le sommet de ces élévations est plus ou moins pointu ou légèrement arrondi.

Foveolae : dépressions arrondies de l'exine de 1 à 2 μ de diamètre, trop largement espacées pour former un réticulum.

Laesurae : lignes de déhiscence de la spore et zone de transition comprise entre les branches de la marque trilète et le reste de l'exine.

Lèvre : zone de transition comprise entre les lignes de suture de l'Y et le reste de l'exine de la face proximale. Ce peut être un accroissement de l'épaisseur de l'exine ou une modification de la sculpture ou les deux à la fois. C'est une différenciation de sculpture et de structure de l'exine bordant les lames de l'Y.

Marge : lèvres.

Rugulae : élévations de l'exine dont la base est allongée (au moins deux fois aussi longue que large) et le sommet plat à légèrement arrondi. La plus grande dimension de la base est au moins égale au double de la hauteur.

Scabré : tacheté, moucheté, se dit de l'exine qui est couverte de creux ou d'élévations de dimensions inférieures à 1 μ .

Certaines spores et certains grains de pollen trouvés lors de l'analyse des échantillons provenant de cette partie de sondage APO 1 bis comprise entre — 258 et — 294,30 m n'ont pas été figurés ni décrits dans cet ouvrage, car ils avaient déjà été rencontrés et par suite figurés et décrits dans le travail con-

cernant la microflore de la portion de sondage APO 1 bis comprise entre — 308,20 et — 322,60 m. Ce sont :

Todisporites major COUPER 1958.

Todisporites minor COUPER 1958.

Deltoidisporites hallii (MINER 1935) POT. 1956.

Deltoidisporites neddeni (POT. 1931-1934) DANZÉ-CORS. et LAV. 1963.

Trilitisporites variverrucatus (COUPER 1958) LEV.-CAR. 1963.

Bullisporites aequatorialis KRUTZSCH 1959.

Lycopodiacidisporites cerniidites (ROSS 1949) DELC. et SPR. 1955.

Ischyisporites punctatus COOKSON 1958.

Cingulatisporites problematicus COUPER 1958.

Densoisporites regularis DANZÉ-CORS. et LAV. 1963.

Tsugaepollenites mesozoicus COUPER 1958.

Abietineacollenites microalatus major POT. 1951.

Vitreipollenites signatus LESCHIK 1955.

Pinuspollenites labdacus POT. 1931.

Pour la description de la microflore, la classification utilisée est celle des spores et des pollens du Carbonifère au Lias, établie en 1962 par P. Corrin, J. Carette, J. Danzé et J.P. Laveine (12).

Groupe SPORITES H. POT. 1893.

Division MONOLETES IBRAHIM 1933

Subdivision AZOMONOLETES LUBER 1935

Série LAEVIGATO CORS., CAR., DANZ. et LAV. 1962
(al. *Laevigatomonoleti* DYB. et JACH. 1957)

Cette série renferme des spores monolètes dont l'exine est lisse ou infraponctuée.

Genre LAEVIGATOSPORITES IBRAHIM 1933

Génotype : *Laevigatosporites vulgaris* (Ibr. in Pot., Ibr. et Loose 1932, N. Jahrb. Min., t. 67, p. 448, Pl. 15, fig. 16) Ibr. 1933.

Ce sont des spores qui possèdent une fente monolète et une exine plus ou moins lisse.

Laevigatosporites haardti POT. et VEN. 1934

Pl. V, fig. 1

Holotype : *Laevigatosporites haardti*. Pot. et Ven. 1934.
Abh. Inst. Paläobot. Petrog. Brennsteine, t. 5, p. 13.
Pl. I, fig. 13.

DESCRIPTION : De contour ovale et souvent réniforme, ces spécimens mesurent environ 25μ de long et 15μ de large. La marque monolète atteint sensiblement les $2/3$ de la longueur de la spore. L'exine est lisse ou infraponctuée, elle est assez épaisse : 2μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : assez faible.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Infralias Tertiaire.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Polypodiacées ? ou Marattiacées ?

Série MURORNATO CORS., CAR., DANZ. et LAV. 1962

Cette série renferme des spores monolètes dont l'exine est canaliculée ou ornée de murailles formant ou non un réticulum.

Forme monolète *incertae sedis*

Pl. V, fig. 2

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Cette spore de forme ovale possède une fente monolète rectiligne qui atteint au moins les $4/5$ de sa longueur (sur l'échantillon figuré en 2, Pl. V, celle-ci n'est pas très distincte, mais elle a pu être nettement reconnue au microscope en faisant varier la mise au point). L'exine est couverte de côtes étroites, larges de 1μ , longues de 5 à 12μ , de parcours indéfini, sinueux et qui peuvent faire plus ou moins saillie sur le contour extérieur de la spore.

La plus grande dimension atteint environ 40μ et la plus petite 30μ . Etant donnée l'ornementation de cet individu, il s'est révélé difficile de le rattacher à un genre déjà connu. Deux échantillons seulement ont été rencontrés, il a donc semblé prématuré de créer non seulement une nouvelle espèce, mais aussi un nouveau genre et il a paru préférable de ne pas encore leur donner de nom.

FRÉQUENCE : Deux exemplaires.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Division TRILETES (REINSCH 1881)

POT. et KR. 1954

Subdivision AZONOTRILETES LUBER 1935

Série LAEVIGATI (BENNIE et KIDSTON 1886)

POT. 1956

Les spores de cette série possèdent une marque trilète, leur exine est lisse ou infraponctuée.

Genre *DELTOIDISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Deltoidispora* MINER 1935, POT. 1956)

Génotype : *Deltoidispora hallii*. Miner 1935. *Amer. Midl. Nat.*, t. 6, p. 618, Pl. 24, fig. 7.

Ce genre groupe des spores de forme triangulaire à subcirculaire. Les branches de l'Y atteignent au moins les $2/3$ du rayon. L'exine est plus ou moins épaisse, lisse ou infraponctuée.

Deltoidisporites fulvus (BOLCH. 1956) nov. comb.

Pl. V, fig. 3

Holotype : *Leiotriletes fulvus*. Bolchowitina 1956, *Akad. Geol. Inst.*, t. 2, p. 38, Pl. 3, fig. 27 a.

DESCRIPTION : Le contour équatorial de cette spore est triangulaire arrondi. Les lames de l'Y atteignent plus des deux tiers du rayon. L'exine est lisse, épaisse (sur l'échantillon 3 de la Pl. V), l'épaisseur est surtout visible le long du contour équatorial où elle forme une ombre très accentuée). La taille est d'environ 40μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Bolchowitina (4) a rencontré cette espèce dans les dépôts jurassiques et crétaciques inférieurs de la dépression de Vilyui (Yakoutsk).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Non précisée.

Genre *UNDULATISPORITES* PFLUG 1953

Génotype : *Undulatisporites microcutis*. Pflug in Th. et Pfl. 1953, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 94, p. 52, Pl. I, fig. 81.

Les spores appartenant à ce genre ont un contour équatorial subtriangulaire. Les branches de

l'Y atteignent plus ou moins l'équateur, elles sont ondulées et peuvent être soulignées par une étroite crête. La structure de l'exine est plus ou moins visible.

Undulatisporites major DANZÉ et LAV. 1963

Pl. V, fig. 4

Holotype : *Undulatisporites major*, Danzé et Lav. 1963, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 80, Pl. XIII, fig. 3.

DESCRIPTION : Ce sont des spores triangulaires à côtés rectilignes, légèrement concaves ou convexes, possédant une marque trilète dont les rayons sont ondulés et atteignent l'équateur. L'exine a une épaisseur de 1 à 2 μ , elle comporte de nombreuses craquelures diversement orientées, elle peut aussi présenter des replis au niveau des sommets. La taille est d'environ 40 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Lias-Dogger. Danzé et Laveine (16) ont rencontré cette spore à la limite du Lias-Dogger dans le sondage APO 1 bis du Boulonnais.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Gleicheniacées.

Genre *MATONISPORITES* (COUPER 1958) emend.

Génotype : *Matonispores phlebopteroides*, Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 139.

Ce genre renferme des spores de contour triangulaire ayant une marque trilète dont les branches sont longues et peuvent être bordées par un accroissement en épaisseur ou un repli de l'exine. Cette exine est fortement épaissie à l'équateur. La couche externe qui la forme est lisse, la couche interne peut être infrasculptée.

Matonispores crassiangulatus (BALME 1957)
nov. comb.

Pl. V, fig. 5 et 6

Holotype : *Cyathidites crassiangulatus*, Balme 1957, *Commonwealth Sci. Ind. Res. Org.*, Coal Res. Sect., T.C. 25, p. 22, Pl. 3, fig. 39.

DESCRIPTION : Cette spore est de forme triangulaire avec des angles fortement arrondis. Elle montre un épaississement équatorial de l'exine sur-

tout important aux sommets (8 et 12 μ). Le spécimen représenté en 5, Pl. V, possède une marque trilète dont les lèvres sont légèrement ouvertes et autour desquelles l'exine n'est pas repliée ou ne présente qu'une ébauche de repli. Par contre, celui figuré en 6, Pl. V, montre de très nets replis de l'exine autour des lames de l'Y dans deux inter-radii. Le premier des échantillons (fig. 5, Pl. V) offre de très grandes ressemblances avec un individu figuré dans l'ouvrage de Balme (2) en 39, Pl. 3, sous le nom de *Cyathidites crassiangulatus*, mais il n'a été nommé ici sous ce terme générique, car la diagnose du genre *Cyathidites* Couper ne parle pas d'épaississement important de l'exine, tandis que celle du genre *Matonispores* a été définie par Couper pour inclure des spores présentant une exine épaissie comme c'est le cas ici. Le second échantillon (fig. 6, Pl. V) est tout à fait semblable à celui que Couper (14) représente dans son travail fig. 16, Pl. 20, sous le nom de *Matonispores phlebopteroides*. Il n'a cependant pas été désigné sous ce nom spécifique, car le nom d'espèce *crassiangulatus* est antérieur à celui de *phlebopteroides* et comme la figure en forme de croissant qui borde les lames de l'Y de la spore représentée en 6, Pl. V n'est pas considérée ici comme un épaississement mais comme un repli de l'exine, il semble normal de donner le même nom spécifique aux spores 5 et 6 de la Pl. V.

La taille de ces spores varie autour de 65 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE : Balme (2) a trouvé cette espèce dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur du Bassin de Carnavon de l'Ouest de l'Australie et Couper (14) a rencontré les échantillons qu'il nomme *M. phlebopteroides* dans l'Infra-lias d'Ecosse, dans le Dogger du Yorkshire et des Midlands et dans le Crétacé inférieur de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Couper (14) rattache provisoirement ces spores à la famille des Matoniacées.

Matonispores sp.

Pl. V, fig. 7

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Ce spécimen est de forme triangulaire, il montre un épaississement équatorial de l'exine très accentué aux sommets du triangle (10 à 12 μ) et beaucoup moins fort le long des côtés (2 à 4 μ). Les lames de l'Y sont rectilignes, longues, elles atteignent les épaississements des angles et sont bordées par un repli très net de l'exine. Dans chaque inter-rayon, on peut observer sur le bord externe de ce repli des sortes de petites cicatrices dont le nombre varie de 10 à 15. La taille avoisine 65 μ .

Cette spore n'a pas donné lieu à la création d'une nouvelle espèce car seul cet exemplaire a été rencontré, mais la présence très particulière des cicatrices qui peuvent figurer en quelque sorte une sculpture interne, permet nettement de la différencier de *M. crassiangulatus*.

FRÉQUENCE : Une seule spore.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Non précisée.

Matonisorites corsini nov. sp.

Pl. V, fig. 8 à 10

Holotype : *Matonisorites corsini*, Pl. I, fig. 8 a, b, c, S.I. 68.

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DIAGNOSE : « Spore de forme triangulaire à côtés légèrement concaves. Présence d'un accroissement équatorial de l'exine plus accentué au niveau des sommets que le long des côtés, ainsi que d'un repli de l'exine plus ou moins développé autour des branches de la marque trilète. Lames de l'Y égales aux 3/4 du rayon. Couche externe de l'exine lisse, couche interne infraréticulée ».

DESCRIPTION : Ces spores ont été rangées dans la série *Laevigati*, car extérieurement leur exine est lisse et ceci est nettement visible le long du contour équatorial des spécimens figurés en 9 et 10, Pl. V.

L'ornementation qu'ils présentent ne fait pas saillie à l'extérieur, elle doit être faite de courtes projections de la couche interne qui s'enchevêtrent les unes dans les autres et qui figurent un infraréticulum très irrégulier. L'individu représenté en 8, Pl. V a été photographié dans trois plans différents, en 8 a on voit nettement l'Y et le repli qui l'entoure, en 8 b apparaît l'accroissement équatorial en épaisseur de la membrane et en 8 c on remarque l'ornementation chagrinée de l'exine.

La taille est d'environ 50 μ .

Cette espèce est dédiée à Monsieur P. Corsin, Professeur de Paléobotanique à la Faculté des Sciences de Lille, Membre Correspondant de l'Institut. Qu'il soit remercié d'avoir toujours accepté de me prodiguer ses conseils et de diriger mes recherches avec tant de bienveillance.

FRÉQUENCE : Assez faible.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Série VERRUCATI DYBOVA et JACHOWITZ 1957

Cette série renferme des individus dont l'exine est garnie de verrues.

Genre *TRILITISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Trilites* COOKSON 1947)

Génotype : *Trilites tuberculiformis*. Cookson 1947, B. A. N. Z., Antarctic Research Expedition. 1929-1931, Report series A, t. 2, p. 136, Pl. XVI, fig. 61.

Les spores rencontrées dans ce genre sont caractérisées par une exine épaisse, couverte de verrues juxtaposées, moins plates que des papilles mais moins élevées que des cônes et dont le contour est plus ou moins polygonal.

Trilitorisporites equatibossus (COUPER 1958)
nov. comb.

Pl. V, fig. 11

Holotype : *Trilites equatibossus*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 148, Pl. 25, fig. 13.

DESCRIPTION : Les spécimens faisant partie de cette espèce ont un contour équatorial triangulaire arrondi. Les *laesurae* atteignent la moitié ou les 2/3 du rayon. L'ornementation est composée de projections verruqueuses parfois sphériques, assez rapprochées, atteignant 3 à 3,5 μ de haut et 1,5 à 2 μ de large et pouvant laisser place à des papilles obtuses. Ces projections le long du contour équatorial (Pl. V, fig. 11) peuvent être légèrement élargies à leur extrémité. La sculpture est réduite sur la face proximale. La taille est d'environ 40 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Plutôt faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (14) a trouvé cette espèce dans le Bajocien du Yorkshire.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Non connue.

Trilitisporites distalgranulatus (COUPER 1958)
nov. comb.

Pl. V, fig. 12 a, 12 b et 13

Holotype : *Trilitisporites distalgranulatus*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 149, Pl. 25, fig. 15 et 16.

DESCRIPTION : La forme générale de ces spores est triangulaire. Les branches de l'Y sont légèrement en relief, elles sont longues et atteignent le contour équatorial. Les côtés nettement concaves de la face proximale sont entourés par ceux plus ou moins droits de la face distale, ce qui peut donner lieu à la formation de petits croissants au niveau des inter-radius (fig. 13, Pl. V). La face proximale est lisse, la face distale est sculptée de granules bien distincts, larges d'environ $1\ \mu$, hauts de $1,5\ \mu$ et espacés de 1 à $2\ \mu$.

La taille varie entre 35 et $40\ \mu$.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (14) a signalé cette spore dans l'Aptien de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Trilitisporites brevipapillosus (COUPER 1958)
nov. comb.

Holotype : *Pilosisporites brevipapillosus*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, Pl. 22, fig. 11 et 12.

DESCRIPTION : Ce sont des spécimens triangulaires dont les côtés sont concaves. Les branches de la marque triradiaire sont longues, elles atteignent presque l'équateur. La face distale est nettement bombée, la face proximale est plus plate. L'ornementation est composée de papilles épaisses, longues de 1 à $1,5\ \mu$, serrées et un peu plus denses sur la face distale. L'exine est épaisse, la taille est d'environ $45\ \mu$.

Couper (14) range cette espèce dans le genre *Pilosisporites* Delc. et Spr. 1955, mais il semble que ce terme générique ne convienne pas exactement à la spore décrite, car si Delcourt et Sprumont (17) ont bien créé le genre *Pilosisporites* pour des individus munis de cheveux, poils, soies ou papilles, ils entendent par ce dernier terme des appendices très longs ressemblant à des cheveux et non aux projections épaisses et plus larges que longues qui garnissent l'espèce *brevipapillosus*.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (14) a rencontré cette espèce dans le Jurassique moyen du Yorkshire et des Midlands.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Non connue.

Trilitisporites rariverrucatus

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. V, fig. 15

Holotype : *Trilitisporites rariverrucatus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 72, Pl. V, fig. 32.

DESCRIPTION : Ces spores ont une forme triangulaire. Les côtés sont rectilignes, concaves ou convexes. Les rayons de la marque trilète atteignent les $4/5$ du rayon. L'exine est épaisse, elle est recouverte de verrues plus ou moins arrondies, assez plates, espacées, larges de 1 à $3\ \mu$ et hautes de 1 à $2\ \mu$. La taille est d'environ $50\ \mu$.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Danzé-Corsin et Laveine (15) ont trouvé cette espèce dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequent) du Boulonnais et Lantz (25) a figuré sous le nom de *Leptolepidites* cf. *verrucatus* des spores qui ressemblent à celles de l'espèce *T. rariverrucatus* et qu'elle a rencontrées depuis le Bathonien jusqu'au Purbeckien supérieur du Dorset de Grande-Bretagne.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Trilitisporites cf. *verrucatus* COUPER 1953

Pl. V, fig. 16

Trilitis verrucatus. Couper 1953, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 31, Pl. III, fig. 26.

Trilitisporites verrucatus. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 73, Pl. V, fig. 33 et 34.

Holotype : *Trilitis verrucatus*. Couper 1953 l.c. (13).

DESCRIPTION : Ce sont des spores dont le contour équatorial est triangulaire arrondi. Les branches de l'Y sont longues. L'exine est épaisse (2 à $3\ \mu$), sculptée de projections verruqueuses très denses

ayant 2 à 6 μ de large et 2 à 4 μ de haut. La taille varie autour de 45 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Infralias Crétacé. Couper (13) a signalé cette espèce dans le Jurassique et le Crétacé de la Nouvelle-Zélande et Danzé-Corsin et Laveine (15) l'ont trouvée dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequant) du Boulonnais.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Trilitisporites perverrucatus (COUPER 1958)
nov. comb.

Pl. V, fig. 20

Holotype : *Lygodioisporites perverrucatus*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 144, Pl. 23, fig. 4.

DESCRIPTION : De contour équatorial triangulaire arrondi, ces individus ont une marque triradiaire dont les branches, au moins égales aux 3/4 du rayon, présentent un certain relief et peuvent être bordées par une légère marge. L'ornementation est composée de grosses verrues plus ou moins arrondies, juxtaposées, dont le diamètre varie entre 8 et 12 μ . La taille est d'environ 55 à 65 μ .

Couper (14) range ces spores sous le terme générique *Lygodioisporites* Pot. 1951, mais cette appellation semble impropre, car le genre *Lygodioisporites* a été créé pour des individus dont l'exine est ornée de « Hoekerzügen » c'est-à-dire de *cristae* comme Potonié le précise dans son ouvrage (39, p. 39) et non de verrues même très importantes comme c'est le cas pour l'espèce que Couper (14) décrit. Il a donc semblé préférable, à cause de leur ornementation, de rattacher ces spores au genre *Trilitisporites*.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique moyen. Couper (14) a trouvé cette espèce dans le Bathonien des Midlands et Lantz (25) l'a rencontrée dans le Bathonien et le Kimmeridgien du Dorset de Grande-Bretagne.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *LEPTOLEPIDISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Leptolepidites* COUPER 1958)

Génotype : *Leptolepidites verrucatus*. Couper 1953, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 28, Pl. 2, fig. 14.

Ce genre groupe des individus subtriangulaires ou arrondis. Les branches de l'Y sont longues, mais souvent indistinctes. L'exine épaisse est sculptée de verrues larges, également développées sur les faces proximale et distale, de forme irrégulière et de 5 à 6 μ de diamètre.

Leptolepidisporites major (COUPER 1958) nov. comb.

Pl. V, fig. 18

Holotype : *Leptolepidites major*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 141, Pl. 21, fig. 7.

DESCRIPTION : Ce sont des spores triangulaires arrondies dont les branches de la marque trilète atteignent au moins les 2/3 du rayon, mais qui sont la plupart du temps indistinctes. L'exine proximale et distale est souvent bombée, elle est épaisse et présente une sculpture faite de verrues plus ou moins sphériques, serrées les unes contre les autres. de diamètre compris entre 4 et 8 μ . La taille varie entre 35 et 53 μ .

Ces spores ressemblent tout à fait à celles appartenant à *L. verrucatus*, mais leur taille plus grande permet de les ranger dans l'espèce *L. major* que Couper a créée en 1958 pour des spécimens semblables à ceux de *L. verrucatus* mais de plus importantes dimensions.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique moyen. Couper (14) a trouvé cette espèce dans le Dogger du Yorkshire et dans le Bathonien des Midlands.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Leptolepidisporites cf. *major*

Pl. V, fig. 17

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Le diamètre (38 μ) de l'échantillon 17 de la Pl. V, le place tout à fait à la limite des individus faisant partie de cette espèce. De

plus, l'ornementation un peu réduite de la face proximale ne permet pas de le rattacher de façon sûre à *L. major*.

FRÉQUENCE : Très peu d'exemplaires.

Leptolepidisporites paverus nov. sp.

Pl. V, fig. 19

Holotype : *Leptolepidisporites paverus*. Pl. V, fig. 19, S.I. 18.

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DIAGNOSE : « Spore triangulaire arrondie, branches de l'Y égales aux 2/3 du rayon, ornementation faite de verrues irrégulières, plus ou moins polygonales, assez plates, de diamètre variant entre 5 et 10 μ ».

DESCRIPTION : Cette espèce renferme des spécimens de forme triangulaire arrondie. Les rayons de l'Y sont très souvent indistincts. L'exine est couverte de projections verruqueuses qui ressemblent à de gros pavés juxtaposés de 5 à 10 μ . La taille est comprise entre 35 et 45 μ .

FRÉQUENCE : Assez faible.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Série APICULATI BENNIE et KIDSTON 1886

Cette série renferme des spores dont l'exine est couverte de cônes.

Genre *OSMUNDACIDISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Osmundacidites* COUPER 1953)

Génotype : *Osmundacidites wellmanii*. Couper 1953, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 20, Pl. I, fig. 5.

Ce sont des spores sphériques à subsphériques. Les branches de l'Y sont relativement longues. L'exine est assez fine, couverte de petits granules ou de petits cônes. La sculpture est légèrement réduite sur la face proximale.

Osmundacidisporites wellmanii COUPER 1953
Pl. V, fig. 21

1953 *Osmundacidites wellmanii* Couper l. c. (13).

1963 *Osmundacidisporites wellmanii* Danzé-Cors. et Lav. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 75, Pl. VI, fig. 4 a et 4 b.

Holotype : *Osmundacidites wellmanii* Couper 1953 l. c. (13).

DESCRIPTION : Les spécimens appartenant à cette espèce ont une forme arrondie à subarrondie. Les rayons de la fente de déhiscence sont relativement longs, ils ne sont pas toujours distincts. L'épaisseur de l'exine est d'environ 1,5 μ . La membrane est recouverte d'éléments d'ornementation formés de granules ou cônes qui ne sont pas beaucoup moins développés sur la face proximale que sur la face distale.

La taille est d'environ 50 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique et Crétacé inférieur. Couper (13) a trouvé cette espèce dans le Jurassique et le Crétacé inférieur de la Nouvelle Zélande, puis il (14) l'a rencontrée dans le Lias d'Ecosse, le Dogger du Yorkshire et des Midlands et dans le Crétacé inférieur de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Osmundacées.

Série BACULATI DYBOVA et JACHOWITZ 1957

Genre *RAISTRICKISPORITES* (*) KONYALI 1963
(al. *Raistrickia* S., W. et B. 1944 ;
POT et KR. 1954-55)

Génotype : *Raistrickia grovensis*. Schopf in Schopf, Wilson et Rentall 1944, *Illinois Geol. Surv. Rept. Inv.*, t. 91, p. 55, fig. 3.

L'ornementation des individus faisant partie de ce genre est composée de *baculae* entre lesquelles peuvent s'insérer des cônes. La largeur des *baculae* est sensiblement la même sur toute leur longueur, sauf au point d'insertion avec le corps de la spore où elle s'épaissit. L'extrémité est à peine pointue, très souvent arrondie ou brisée par une cassure secondaire. L'épaisseur des *baculae* peut varier du simple au double.

(*) Ce genre a été créé par Konyali (Thèse 3^e Cycle).

Raistrickisporites brevit truncatus nov. sp.

Pl. V, fig. 22 à 24

Holotype : *Raistrickisporites brevit truncatus*, Pl. I, fig. 23, S.I. 57.

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DIAGNOSE : « Spores de forme triangulaire arrondie, marque trilète longue, souvent indistincte, exine garnie de *baculae* trapues, souvent tronquées, quelquefois aussi larges que hautes, ayant 1 à 4 μ de longueur. Taille comprise entre 35 et 40 μ ».

DESCRIPTION : Ces spécimens ont un contour équatorial triangulaire souvent arrondi, leur marque trilète n'est pas toujours facilement visible. Les *baculae* qui les garnissent peuvent être deux fois plus longs que larges, mais ils peuvent être aussi très courts, très trappus, presque plus épais que hauts et avoir l'aspect de palettes ou de cônes arrondis. Ils semblent alors avoir subi une cassure secondaire qui a eu pour effet de réduire leur taille. Ils mesurent environ 2 à 3 μ de large, 2 à 4 et même quelquefois 5 μ de haut. La taille est comprise entre 35 et 40 μ .

FRÉQUENCE : Assez faible.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *NEORAISTRICKISPORITES* nov. nom.

(al. *Neoraistrickia* POT. 1956)

Génotype : *Neoraistrickia* (al. *Trilites*) *truncatus*. (Cookson 1953, *Austr. J. Bot.*, t. 1, p. 471, Pl. II, fig. 36), Pot. 1956, *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 23, p. 34.

Ce sont des spores de forme triangulaire arrondie, ayant une marque trilète longue. L'exine est garnie de *baculae* qui ne sont pas très denses, qui sont relativement grêles et qui ont une forme plus régulière que celles qui ornent le génotype de *Raistrickisporites*. Il n'y a aucun cône entre les *baculae*. La taille est comprise entre 30 et 55 μ .

Neoraistrickisporites truncatus

(COOKSON 1953 ; POT. 1956) nov. comb.

Pl. V, fig. 25 et 26)

1953 *Trilites truncatus*. Cookson 1953 l.c. (10).

1956 *Neoraistrickia truncatus*. Pot. 1956 l.c. (39).

Holotype : *Trilites truncatus* Cookson 1953 l.c. (10).

DESCRIPTION : De forme triangulaire à subcirculaire, les spécimens qui font partie de cette espèce ont une marque trilète qui peut être légèrement en relief et dont les branches atteignent le contour équatorial. Ils sont ornés de *baculae* relativement grêles qui sont quelquefois un peu élargis à leur extrémité, presque toujours épaissis à leur point d'insertion avec le corps de la spore et qui mesurent environ 1 à 1,5 μ de large et 3 à 5 ou 6 μ de haut. Leur densité n'est pas très grande, elle est plus élevée sur la face distale que sur la face proximale. La taille est comprise entre 30 et 40 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Cookson et Dettmann (11) ont rencontré cette spore dans le Néocomien, l'Aptien et l'Albien de l'Australie du Sud.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Série MURORNATI POT. et KR. 1954

Genre *LYCOPODIACIDISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Lycopodiacidites* COUPER 1953 ; POT. 1956)

Génotype : *Lycopodiacidites bullerensis*. Couper 1953, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 26, Pl. I, fig. 9.

Ce sont des spores subtriangulaires à subcirculaires dont l'exine en dehors des surfaces de contact est couverte de *rugulae*. Ces *rugulae* peuvent être des murailles ou des verrues tortueuses et crochues n'ayant pas toujours la même hauteur ni la même largeur, ayant un parcours irrégulier et pouvant prendre la forme de cônes ou de *baculae*. La taille est comprise entre 35 et 70 μ .

Lycopodiacidisporites triangularis

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. V, fig. 27

Holotype : *Lycopodiacidisporites triangularis*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 78, Pl. VI, fig. 13 a et 13 b.

DESCRIPTION : Ce sont des spores de contour équatorial triangulaire dont les côtés sont droits ou légèrement convexes et les angles arrondis. L'Y est en relief et atteint plus ou moins l'équateur.

L'exine est difficilement observable sur l'une et l'autre face à cause de son épaisseur, elle semble lisse du côté proximal et couverte de *rugulae* du côté distal. Ces *rugulae* sont des murailles de 0,5 à 2 μ de haut pouvant avoir quelquefois 5 μ de long, arrondies au sommet, sans orientation précise et dont le parcours se brise plus ou moins brusquement. Elles forment sur le pourtour de la spore une sorte de crénelage. La taille est d'environ 40 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Cette espèce a été découverte par Danzé-Corsin et Laveine (15) dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequant) du Boulonnais.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Lycopodiacées.

Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. V, fig. 28

Holotype : *Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 77, Pl. VI, fig. 9.

DESCRIPTION : De forme triangulaire arrondie, ces individus ont une marque en Y atteignant au moins les 3/4 du rayon et pouvant être bordée de lèvres. L'exine est épaisse, bombée, creusée de *foveolae* plus ou moins arrondies, disposées de façon qui semble excentrique. La taille est d'environ 35 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Danzé-Corsin et Laveine (15) ont signalé cette spore dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequant) du Boulonnais.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Lycopodiacées.

Genre *ISCHYISPORITES* LEV.-CAR. 1963
(al. *Ischyisporites* BALME 1957)

Génotype : *Ischyisporites crateris*. Balme 1957, *Commonwealth Sci. Ind. Res. Org.*, Coal Res. Sect., Ref. T.C. 25, p. 23, Pl. 3, fig. 45.

Dans ce genre se rencontrent des spores dont le contour équatorial est triangulaire arrondi et dont

la marque trilète est assez longue. La face distale est épaisse, voûtée, elle est creusée de cavités séparées par des murs puissants de 4 à 8 μ qui forment un réticulum irrégulier. La face proximale est très peu ornée, elle peut être garnie de granules grossiers.

Ischyisporites crateris BALME 1957

Pl. V, fig. 29

1957 *Ischyisporites crateris*. Balme l.c. (2).

1963 *Ischyisporites crateris*. Levet-Carette, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, Pl. XVIII, fig. 18 à 21.

Holotype : *Ischyisporites crateris*. Balme 1957 l.c. (2).

DESCRIPTION : Les spécimens appartenant à cette espèce sont subtriangulaires à subarrondis. Les lames de l'Y sont longues et atteignent presque le contour équatorial. L'exine distale est très épaisse, elle est sculptée de cavités de forme variable, quelquefois anastomosées, séparées par des murs larges (4 à 8 μ). La face proximale est peu ornée, elle peut être garnie de petits granules ou de minuscules verrues. La taille varie entre 45 et 110 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Infralias Secondaire supérieur.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Dicksoniacées ? ou Schizéacées ?

Ischyisporites surangulus nov. sp.

Pl. V, fig. 30 a et 30 b

Holotype : *Ischyisporites surangulus*, Pl. V, fig. 30, S.I. 86.

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DIAGNOSE : « Spores triangulaires avec angles arrondis. Y égal aux 3/4 du rayon. Face proximale lisse, face distale sculptée de *foveae* ovales polygonales ou arrondies de 3 à 5 μ de diamètre, séparées par des murs de 1 à 3 μ d'épaisseur. Sculpture distale empiétant sur la face proximale au niveau des branches de l'Y et couvrant environ 1/4 de leur parcours ».

DESCRIPTION : Ces spores présentent beaucoup de ressemblance avec celles figurées en 8, 9, 10. Pl. 19 par Couper (14) et leur description est assez

voisine de celle que cet auteur en donne, mais ici la sculpture distale empiète sur la face proximale au niveau des rayons de la marque trilète et non au niveau des inter-radius comme le précise Couper lorsqu'il décrit *Klukisporites pseudoreticulatus*.

FRÉQUENCE : Assez rare.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *LYGODIOISPORITES* Pot. 1951

Génotype : *Lygodioisporites* (al. *Sporites*) *solidus*. (Pot. 1934, *Arb. Inst. Paläobot. Petr. Brennsteine*, t. 4, p. 42, Pl. I, fig. 35) Pot. 1951, *Mikroskopie*, t. 6, p. 144.

Les spécimens faisant partie de ce genre ont une forme plus ou moins triangulaire avec des angles arrondis. Les rayons de la marque triradiaire n'atteignent pas tout à fait l'équateur. L'exine est couverte de saillies irrégulièrement disposées dont le trajet peut être plus ou moins radial et se bifurquer.

Lygodioisporites flexuosus DANZÉ et LAV. 1963 Pl. V, fig. 31

Holotype : *Lygodioisporites flexuosus*. Danzé et Lav. 1963, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 84, Pl. XIII, fig. 24.

DESCRIPTION : Dans cette espèce se rencontrent des individus de contour équatorial triangulaire avec des côtés nettement convexes. L'Y atteint plus ou moins l'équateur. L'exine est sculptée de murailles épaisses de 4 à 5 μ , arrondies au sommet, tortueuses, sans orientation nettement définie. La taille est de 50 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Danzé et Laveine (16) ont rencontré cette spore dans la partie du sondage APO 1 bis Lias-Dogger sise à — 297 m par rapport au niveau du sol de Boulogne-sur-Mer.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *CICATRICOSISPORITES* Pot. et GELL. 1933

Génotype : *Cicatricosisporites dorogensis*. Pot. et Gell. 1933, *Sitz. Ber. Ges. nat. Freunde* (1932), t. 33, p. 522, Pl. I, fig. 1.

Ce sont des spores dont l'exine est creusée de canalicules ou de cicatrices, c'est-à-dire sculptée de bandes (mûrs) plus ou moins étroites ou de stries de largeur et de hauteur régulières. Les mûrs sont parallèles les uns aux autres et peuvent également être parallèles à l'équateur ou le rejoindre sous un angle plus ou moins aigu.

Cicatricosisporites cf. *carlylensis* Pocock 1962 Pl. V, fig. 32

Holotype : *Cicatricosisporites carlylensis*. Stan. Pocock 1962, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 111, Lief. 1-3, p. 40, Pl. 2, fig. 33.

DESCRIPTION : Ce spécimen de forme subtriangulaire possède des côtés plus ou moins droits. Les branches de l'Y sont environ égales aux 3/4 du rayon. La face distale est sculptée de bandes ou de mûrs disposés côte à côte, parfois interrompus, ayant 2 à 4 μ de large et rangés plus ou moins parallèlement aux côtés de la spore. Sur l'échantillon figuré en 32, Pl. V, ce parallélisme est surtout observable par rapport au côté « a » (il l'est déjà moins par rapport au côté « b » et ne l'est pratiquement plus par rapport au côté « c »). La face proximale semble lisse. La taille est de 40 μ environ.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Un seul échantillon.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Stanley Pocock (53) a recueilli l'espèce *C. carlylensis* dans la partie tout à fait supérieure du Jurassique de l'Ouest du Canada.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Non précisée.

Genre *LYCOPODIUMISPORITES* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Lycopodiumsporites* THIERGART 1938)

Génotype : *Lycopodiumsporites* (al. *Sporites*) *agathoecus*. (Pot. 1934, *Arb. Inst. Paläobot. Petr. Brennsteine*, t. 4, p. 43, Pl. I, fig. 25) Thiergart 1938, *Jahrb. Preuss. Geol.*, t. 58, p. 293.

Ces spécimens sont de forme triangulaire à circulaire. Les branches de l'Y sont nettes et atteignent presque l'équateur. L'exine distale est faite d'un réticulum plus ou moins régulièrement formé et l'exine proximale n'est que peu ornée ou ne l'est pas du tout.

Lycopodiumsporites semimuris

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. V, fig. 33

Holotype : *Lycopodiumsporites semimuris*. Danzé-Cors. et Lav. 1963. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 79, Pl. VI, fig. 15 a et 15 b.

DESCRIPTION : Ces spores sont subtriangulaires, elles possèdent une marque trilète dont les lames sont longues. L'exine est couverte de murailles minces (1μ) et hautes (2 à 4μ), plus ou moins tortueuses qui constituent un réseau dont les mailles ne sont jamais fermées. La taille est d'environ 34μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Cette espèce a été découverte par Danzé-Corsin et Laveine (15) dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequent) du Boulonnais et je (27) l'ai déjà signalée dans ce qui a été déterminé comme l'Infralias du sondage APO 1 bis.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Lycopodiacées.

Lycopodiumsporites clavatoïdes COUPER 1958

Pl. V, fig. 34 a et 34 b

Holotype : *Lycopodiumsporites clavatoïdes*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 132, Pl. 15, fig. 10 et 11.

DESCRIPTION : De contour équatorial triangulaire arrondi, ces spores possèdent une marque en Y dont les branches sont presque égales au rayon. La face distale est ornée d'un réseau de mailles plus ou moins polygonales, larges (5 à 10μ), séparées par des murs étroits (1μ). Le long de l'équateur les murailles forment des sortes de créneaux entre lesquels peuvent encore se trouver des restes membraneux de périspore. La face proximale n'est pas ornée ou bien est garnie de quelques côtes étroites, tortueuses, comme c'est le cas pour le spécimen figuré en 34 a, Pl. V. La taille est d'environ 40μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Infralias Crétacé inférieur. Couper (14) a trouvé cette espèce dans le Lias d'Écosse, dans le Dogger du Yorkshire et des Midlands et dans des sédiments du Crétacé inférieur provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent. Danzé-Corsin et Laveine (15) l'ont rencontrée dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequent) du Boulonnais. Enfin, je l'ai signalée dans l'Infralias du sondage APO 1 bis.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Probablement Lycopodiacées.

Lycopodiumsporites gristhorpensis

(COUPER 1958) nov. comb.

Pl. V, fig. 35

Holotype : *Lycopodiumsporites gristhorpensis*. Couper 1958, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 133, Pl. 15, fig. 14 et 15.

DESCRIPTION : Les spores appartenant à cette espèce ont une forme triangulaire arrondie, les branches de la marque trilète sont longues, elles atteignent presque l'équateur. La face proximale n'est pas sculptée. Couper (14) qui a créé l'espèce, dit que la face distale est ornée de papilles courtes et tronquées entre lesquelles l'exine est scabré, c'est-à-dire parsemée de petits trous ou d'élévations très menues de moins d'un μ . Il semble à l'examen microscopique de l'échantillon figuré en 35, Pl. V et qui ressemble tout à fait aux spécimens représentés par Couper (14), que l'on puisse dire également que l'ornementation distale de cette spore est faite d'un réseau assez indéfini de mailles mal formées aux nœuds desquelles se trouvent de petites projections en forme de papilles de 1 à 2μ de haut, également de 1 à 2μ de large et espacées de 4 à 5μ . La taille varie autour de 38μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Très rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique moyen. Couper (14) signale cette espèce dans le Dogger du Yorkshire et dans le Bathonien des Midlands.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Imprécise.

Subdivision ZONOTRILETES WALTZ 1935

Série CINGULATI POT. et KLAUSS 1954

Genre *CAMAROZONISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Camarozonosporites* PANT 1954, POT. 1956)

Génotype : *Camarozonosporites cretaceus*. Wey. et Kr.
1953, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 95, p. 6-29.

Ce sont des spores qui ont un contour équatorial plus ou moins triangulaire. Elles possèdent un *cingulum* qui se rétrécit au niveau des sommets.

Camarozonisporites foveolatus
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. V, fig. 36 et 37

Holotype : *Camarozonisporites foveolatus*. Danzé-Corsin et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 84, Pl. VII, fig. 9 a et b.

DESCRIPTION : Le contour équatorial de ces spécimens est triangulaire arrondi. Les branches de l'Y sont élevées, elles sont quelquefois bordées de lèvres très légères, elles atteignent le bord interne du *cingulum*. En vue distale, la surface de ces spores est creusée de petites cavités qui peuvent être circulaires, ovales ou allongées, qui ont 0,5 à 1 μ de diamètre et qui sont séparées par des murs de 1 à 3 μ de large. Le *cingulum* dont l'épaisseur aux sommets est d'environ 1 à 2 μ s'accroît au niveau des inter-radius.

La taille varie entre 50 et 60 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Danzé-Corsin et Laveine (15) ont trouvé cette spore dans l'Infralias de Boulogne-sur-Mer (région d'Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Lycopodiacées.

Genre *CINGULATISPORITES* THOM.
in THOM. et PFL. 1953

Génotype : *Cingulatisporites levispeciosus*. Pfl. in Thom. et Pfl. 1953, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 94, p. 58, Pl. I, fig. 16.

De forme triangulaire à circulaire, les spores de ce genre possèdent un *cingulum* dont la largeur

reste à peu près constante et une marque trilète dont les branches atteignent le *cingulum* mais ne le traversent pas.

Cingulatisporites caminus BALME 1957

Pl. V, fig. 38 ; Pl. VI, fig. 1 et 2

Holotype : *Cingulatisporites caminus*. Balme 1957, *Comm. Sci. Ind. Res. Org.*, Ref. T.C. 25, p. 27, Pl. 5, fig. 62-23.

DESCRIPTION : Ce sont des spores triangulaires à subcirculaires qui possèdent une marque en Y dont les branches en relief sont légèrement sinueuses et sont égales au rayon de la spore. L'ornementation de la face proximale est nulle ou très réduite (légèrement granuleuse), par contre celle de la face distale est très développée. Elle comporte un premier épaississement de 1 à 3 μ de large dont le parcours est plus ou moins sinueux et qui est disposé presque parallèlement à l'équateur (à environ 4 ou 8 μ de celui-ci) et un second épaississement de même largeur que le précédent qui entoure au pôle distal une aire de forme polygonale à arrondie, fortement granuleuse, ayant 8 à 10 μ de diamètre. Ces deux bandes sont reliées entre elles par des épaississements semblables, plus ou moins sinueux et de direction radiale, qui peuvent se prolonger jusqu'au bord du contour équatorial. Cette sculpture est bien observable sur les échantillons figurés en 38, Pl. V et en 2, Pl. VI. Mais la disposition plus ou moins sinueuse des bandes d'épaississement peut donner lieu à des figures géométriques beaucoup moins régulières (fig. 1, Pl. VI). Ces spécimens sont entourés par un *cingulum* légèrement ondulé pouvant avoir 3 à 5 μ de large dont l'ampleur est maximum dans les inter-radius et diminue au niveau des sommets.

Stanley Pocock (53) a représenté dans son ouvrage de 1962, Pl. 5, fig. 87 et Pl. 6, fig. 88 à 90, des échantillons tout à fait semblables à ceux figurés ici et qu'il a décrits sous le nom de *Staplinisporites caminus*. Il a créé le nouveau genre *Staplinisporites* pour désigner les spores qu'il avait trouvées tout en gardant l'espèce *caminus* dont Balme (2) est l'auteur, parce qu'il précise que ses échantillons ne possèdent pas de *cingulum*. Balme, selon lui, a dû interpréter comme un *cingulum* une zone qui n'était en fait qu'une bande isolée du reste de la spore par un épaississement distal, c'est pourquoi Pocock sépara l'espèce *caminus* du genre *Cingulatisporites*.

Mais cette interprétation de Stanley Pocock (53) ne semble pas valable lorsqu'on examine le

spécimen figuré en 38, Pl. V, celui-ci présente en effet un très net *cingulum* qu'aucune bande d'épaississement n'isole et sur lequel au contraire se continuent légèrement les épaississements radiaux. Il semble de plus que l'examen microscopique d'autres échantillons montre que le *cingulum* existe indépendamment des bandes distales épaissies et n'est pas un artefact créé par elles. C'est pourquoi le terme générique *Cingulatisporites* et le terme spécifique *caminus* ont été conservés ensemble pour désigner les spores rencontrés.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Balme (2) a rencontré cette spore dans le Jurassique de l'Ouest de l'Australie. Stanley Pocock (53) l'a recueillie dans la partie tout à fait inférieure du Crétacé de l'Ouest du Canada. Lantz (25) a représenté sous le nom de *Cingulatisporites* cf. *caminus* des individus qu'elle a décelés depuis la base du Corallien jusqu'au Wealdien inférieur du Dorset de Grande-Bretagne.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Cingulatisporites saevus BALME 1957

Pl. VI, fig. 3 et 4

Holotype : *Cingulatisporites saevus*. Balme 1957, *Comm. Sci. Ind. Res. Org.*, Coal Res. Sect., Ref. T.C. 25, p. 26, Pl. 4, fig. 57.

DESCRIPTION : Ces spores sont subtriangulaires arrondies, les lames de l'Y en relief, sinueuses, atteignent le bord interne du *cingulum*. Ce *cingulum* est large (5 à 7 μ), il peut être formé, comme c'est le cas pour l'échantillon figuré en 3, Pl. VI, d'une bande externe ondulée, épaisse, foncée, dont la largeur varie entre 2 et 4 μ et d'une bande interne plus claire de 2 à 3 μ : il présente alors l'allure d'une collerette ondulée. L'ornementation est faite d'un fin plissement radial et d'un léger chagrinement de l'exine (les plis s'étalent entre les lames de l'Y comme les branches d'un éventail) auxquels s'ajoutent des expansions plus ou moins longues et parfois granuleuses de l'exine, qui prennent aussi une direction radiale. Balme (2) parle d'appendices épineux, tronqués ou arrondis de 7 μ de long et de 1 à 3 μ de base dans la description qu'il donne de l'espèce *C. saevus*, mais il paraît difficile ici de pouvoir préciser les dimensions de ces expansions car elles se confondent plus ou moins

avec les plis radiaires ; elles semblent cependant ne pas être aussi grandes.

La taille varie entre 40 et 50 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Balme (2) a décelé cette espèce dans le Jurassique et principalement dans l'Oxfordien du Bassin de Canning dans l'Ouest de l'Australie.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Cingulatisporites sp.

Pl. VI, fig. 5

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Ce spécimen est de forme triangulaire arrondie. L'Y est légèrement ondulé, il atteint le bord interne du *cingulum*, chaque rayon qui le compose est formé de deux côtes ayant 0,5 μ de large et distantes d'environ 2 μ l'une de l'autre. Le *cingulum* a une ampleur de 4 à 5 μ , il montre à mi-distance entre le bord interne et le bord externe, une lamelle moyenne ondulée, ce qui lui donne une allure un peu ondoyante. L'exine est scabréée, fine, et présente quelques plis radiaux dans les inter-rayons. La taille est d'environ 60 μ .

FRÉQUENCE : Un seul échantillon.

Genre *CIBOTHIDISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Cibotiïdites* ROSS 1949)

Génotype : *Cibotiïdites zonatus*. Ross 1949, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, t. 34, p. 32, Pl. I, fig. 15.

Les spores faisant partie de ce genre ont un contour triangulaire. L'exine est épaissie à l'équateur et parallèlement à celui-ci. Les *laesurae* touchent les angles et sont soulignées de crêtes. En dehors des épaississements, l'exine atteint 4 à 5 μ .

Cibotiïdisporites cinguliverrucosus

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. VI, fig. 6

Holotype : *Cibotiïdisporites cinguliverrucosus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 82, Pl. VI, fig. 24.

DESCRIPTION : Le contour équatorial de ces spécimens est triangulaire, les côtés sont plus ou moins convexes. Les lames de l'Y sont longues, elles sont soulignées par des crêtes ondulées. L'exine distale porte quelques petites verrues. Le *cingulum* semble formé par la coalescence de grosses verrues, aussi montre-t-il un bord externe dont les dentelures ont 4 à 5 μ de large. Ce *cingulum* mesure environ 7 μ . La taille varie autour de 45 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Très rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Danzé-Corsin et Laveine (15) ont trouvé cette espèce dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequent) du Boulonnais. Rössinger (49) a figuré une spore tout à fait semblable provenant du Lias α de Franconie.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *DENSOISPORITES* WEYL, et KR. 1953

Génotype : *Densoisporites velatus* Weyland et Krieger 1953, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 95, p. 12, Pl. 4, fig. 13 et 14.

Les spores appartenant à ce genre ont un contour équatorial subtriangulaire à subarrondi. Leur *cingulum* est composé de petits plis plus ou moins réguliers. Les lames de l'Y peuvent atteindre le *cingulum*.

Densoisporites perinatus COUPER 1958

Pl. VI, fig. 7

Holotype : *Densoisporites perinatus* Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 145, Pl. 23, fig. 6 et 7.

DESCRIPTION : Ce sont des spécimens triangulaires arrondis, dont les branches de la marque trilète arrivent presque jusqu'au *cingulum*. Ce *cingulum* est formé de très petits plis qui se chevauchent les uns les autres, ce qui lui donne une allure assez tourmentée et un contour externe frisé. Il mesure environ 5 à 7 μ de large. L'exine est scabré, la couche interne est légèrement décollée et forme un anneau parallèle au *cingulum* et très peu distant de lui (fig. 7, Pl. VI). La taille est d'environ 65 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique Crétacé inférieur. Couper (14) a trouvé cette espèce dans le Lias d'Ecosse, dans le Dogger du Yorkshire, dans le Bathonien des Midlands et dans le Crétacé inférieur de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Selaginellacées. Potonié (39) compare en effet les spécimens de l'espèce *D. velatus* à ceux de *Selaginellites hallei* Lundblad et à ceux de la récente espèce *Selaginella scandens* Knox.

cf. *Densoisporites* ?

Pl. VI, fig. 8

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Ce spécimen a une forme triangulaire arrondie. Les branches de l'Y sont courtes, à peine égales au 1/3 du rayon total. Le corps de la spore a un diamètre de faible importance (40 μ) par rapport au diamètre total, il est entouré d'un anneau très large (25 μ) composé de deux bandes concentriques. La première (8 à 12 μ) est sombre, elle correspond à un épaississement de l'exine et elle est formée de fins plis qui empiètent les uns sur les autres, aussi fait-elle penser au *cingulum* qui entoure les spécimens appartenant au genre *Densoisporites*. La seconde (10 à 12 μ) est beaucoup plus claire, elle est également faite de fins plis, mais elle est translucide, hyaline et sans résistance. Entre ces deux zones se trouve une légère frange de transition, plus claire que la bande interne, mais beaucoup plus épaisse que la bande externe. L'exine est chagrinée. La taille est très importante : 90 μ .

FRÉQUENCE : Un seul échantillon.

Genre *ROGALSKAISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Génotype : *Rogalskaisporites* (al. *Sporites*) *cicatricosus*. (Rogalska 1954, *Inst. Geol. Bull.*, Warschau, t. 89, Pl. XII, fig. 11). Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 80.

Ce sont des spores triangulaires arrondies. Les lames de l'Y sont nettes, leur longueur varie entre la moitié et les 4/5 du rayon. L'exine est partagée en trois zones, l'une centrale, bombée, portant la plus grande partie de l'Y, la seconde formant un anneau plus ou moins large autour de la précédente et entaillée de cicatrices radiales, la troisième enfin étant le *cingulum*.

cf. *Rogalskaisporites cicatricosus* (ROG. 1954)
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. VI, fig. 9

1954 *Sporites cicatricosus*. Rogalska l.c. (50).

1963 *Rogalskaisporites cicatricosus*. Danzé-Cors. et Lav.
l.c. (15).

Holotype : *Sporites cicatricosus*. Rogalska 1954 l.c. (50).

DESCRIPTION : Le spécimen figuré ici montre un cingulum très étroit. La zone moyenne est entaillée d'environ 6 à 10 cicatrices par inter-rayon et la zone centrale porte entièrement la marque trilète. La taille est d'environ 36 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Keuper Crétacé.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Groupe POLLENITES POT. 1934

Division NAPITES ERDTMAN 1947

L'utilisation de ce terme a été restreinte par P. Corsin, J. Carette, J. Danzé et J.P. Laveine (12) aux pollénomorphes sans marque de déhiscence.

Subdivision AZONANAPITES ALPERN 1958

Série PERINANAPITI DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Genre *PERINOPOLLENITES* COUPER 1958

Génotype : *Perinopollenites elatoides*. Couper 1958,
Paläontographica, Abt. B, Bd 103, p. 152, Pl. 27,
fig. 9.

Ce genre renferme des pollens sans marque de déhiscence qui ont une forme plus ou moins sphérique et qui sont souvent plissés. Des deux couches qui composent l'exine, la plus externe est lâchement ajustée.

Perinopollenites elatoides COUPER 1958

Pl. VI, fig. 10

Holotype : *Perinopollenites elatoides*. Couper 1958 l.c.
(14).

DESCRIPTION : Ces grains de pollen ont une forme variable. Ils sont constitués d'un corps central sub-

arrondi à ovale de 20 à 30 μ de diamètre, entouré d'une périspore inégalement distante du corps du grain. L'exine du corps central est de couleur jaune foncé, lisse ou légèrement scabré, elle est assez épaisse et peut être plus ou moins affectée de plis secondaires. La périspore est très mince, hyaline, lisse ou scabré, très finement plissée. Elle enveloppe le corps central et s'étend au delà de lui. On remarque sur l'échantillon représenté Pl. VI, fig. 10, qu'elle laisse à découvert sur le corps central une aire subarrondie. Le diamètre total varie entre 40 et 60 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Très commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Infralias Crétacé inférieur. Danzé-Corsin et Laveine (15) ont signalé cette espèce dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydrequent) du Boulonnais. Couper (14) l'a rencontrée dans le Lias d'Ecosse, dans le Dogger du Yorkshire et des Midlands, dans l'Oxfordien du Yorkshire, dans le Kimmeridgien d'Ecosse et dans le Crétacé inférieur de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent. Stanley Pocock (53) a recueilli également ce pollen dans le Jurassique et le Crétacé inférieur de l'Ouest du Canada.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Selon Couper (14) les spécimens appartenant à cette espèce sont assimilables aux grains de pollen provenant des cônes mâles de *Elatides williamsoni* (Brongniart) Seward du Jurassique. Ils feraient donc partie de la famille des Taxodiacees.

Série GRANULONAPITI COOKSON 1947

Genre *SPHERIPOLLENITES* COUPER 1958

Génotype : *Spheripollenites scabratus*. Couper 1958,
Paläontographica, Abt. B, Bd 103, p. 158, Pl. 31,
fig. 12.

Ce sont des grains de pollen dont la forme à l'origine est subarrondie et très souvent indéfinie à cause de la présence de plis secondaires. L'exine est mince, finement sculptée. La taille n'excède pas 45 μ . Ces grains possèdent-ils un pore ? Il semble y avoir sur certains spécimens une aire très réduite où l'exine est plus fine qu'ailleurs et qui pourrait suggérer la présence d'un pore faiblement développé.

Spheripollenites scabratus COUPER 1958

Pl. VI, fig. 11 et 12

Holotype : *Spheripollenites scabratus*. Couper 1958 l.c. (14).

DESCRIPTION : La forme de ces pollens est subarrondie à subpolygonale. On distingue sur les spécimens figurés en 11 et 12, Pl. VI, une petite aire subcirculaire située plus ou moins au centre du grain où l'exine est plus claire et qui correspondrait peut-être à une ébauche de pore ? L'exine est fine (1 à 1,5 μ), scabré. Le contour équatorial est lisse. Le diamètre est d'environ 30 à 35 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Très abondant.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique moyen, supérieur, et Crétacé inférieur. Couper (14) a rencontré cette espèce dans le Dogger du Yorkshire et des Midlands ainsi que dans des sédiments du Crétacé inférieur provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent. Stanley Pocock (53) l'a recueillie dans le Jurassique supérieur et dans le Crétacé inférieur de l'Ouest du Canada.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Couper (14) pense que ces pollens ont probablement une origine de conifères car *S. scabratus* ressemble aux grains de *Pagiophyllum connivens* Kendall du Jurassique qui feraient partie de la famille des Araucariacées selon Kendall.

Division SACCITES COOKSON 1947

Subdivision MONOSACCITES (CHITALEY)
Pot. et Kr. 1954

Série TRILETESACCITI LESCHUK 1955

Genre *APPLANOPSIPOLLENITES*
(DÖRING 1961) nov. nom.

Génotype : *Applanopsis lenticularis*. Döring 1961, *Z. Geol.*, t. 10, Beih. 32, pp. 1-127, p. 113, Pl. XVI, fig. 9-10.

Ce genre renferme des grains de pollen alètes ou trilètes qui possèdent une fine vessie hyaline (ou une périspore) qui entoure le corps central en entier ou seulement l'hémisphère distal chez quelques espèces. Le corps central est subtriangulaire à circulaire, lisse ou granulé. La périspore est très souvent plissée radialement.

REMARQUE : Ce genre créé par Döring (18) et qui pourra comprendre les grains de pollen décrits par Balme (2), Hughes et Couper (21), Lantz (25) et d'autres auteurs sous le terme générique de *Zonalapollenites* Pflug 1953, a été adopté ici. Il permet en effet de ranger dans un genre possédant une diagnose et une figuration valables des individus qui, jusqu'ici, étaient rattachés à un genre pour lequel aucun génotype et aucune illustration n'ont été proposés et qui n'était qu'un synonyme de *Tsugaepollenites* Pot. et Ven. 1934.

Applanopsipollenites dampieri (BALME 1957)
nov. nom.

Pl. VI, fig. 13 à 17

1957 *Zonalapollenites dampieri*. Balme, *Commonwealth Sci. Ind. Res. Org.*, Coal Res. Sect., Ref. T.C. 25, p. 32, Pl. 8, fig. 89.

1961 *Applanopsis dampieri*. Döring, *Z. Geol.*, t. 10, Beih. 32, pp. 1-127, p. 113, Pl. XVI, fig. 11-15.

Holotype : *Zonalapollenites dampieri*. Balme 1957 l.c. (2).

DESCRIPTION : Les pollens appartenant à cette espèce sont subcirculaires. Ils sont formés d'un corps central arrondi enveloppé d'une vessie qui dépasse d'une manière égale le contour équatorial de ce corps. Les branches de la marque trilète, lorsqu'elles existent, sont au moins égales au rayon du corps central (Pl. VI, fig. 13), elles peuvent aussi se prolonger au delà de celui-ci jusque sur la vessie (Pl. VI, fig. 14). Elles sont souvent ondulées et quelquefois formées de deux côtes accolées qui, à leur extrémité, peuvent se séparer pour former une sorte de fourche (Pl. VI, fig. 13 et 14). La vessie n'enveloppe pas totalement le corps central, il semble en effet que se trouve environ au centre de celui-ci une surface plus ou moins arrondie que la vessie ne recouvre pas et qui est constituée par une aire granuleuse qui peut encore être en place ou s'être détachée. On voit nettement tant au microscope que sur la photo, que les plis de la vessie du spécimen représenté en 15, Pl. VI, ne prennent naissance qu'au delà d'une aire subarrondie et lisse du corps central. Par contre, sur les individus figurés en 16 et 17, Pl. VI, on constate que la vessie s'étend autour d'une aire granuleuse.

Il semble également que sur l'échantillon représenté en 16, Pl. VI, la marque trilète et la surface granuleuse soient situées sur deux hémisphères opposés.

L'exine du corps central a environ 1 à 2 μ d'épaisseur, elle est lisse ou granuleuse. L'exine de la vessie est plus fine, hyaline, elle est plus ou moins plissée radialement.

Le diamètre du corps central varie entre 40 et 55 μ et le diamètre total entre 55 et 75 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Relativement fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique moyen Néocomien. Balme (2) a trouvé cette espèce dans le Jurassique moyen et supérieur et dans le Crétacé inférieur de l'Ouest de l'Australie. Hughes et Couper (21) l'ont signalée dans le Jurassique moyen des mines de Brora en Ecosse. Lantz (25) l'a rencontrée depuis le Bathonien inférieur jusqu'au Purbeckien supérieur dans des échantillons provenant du Dorset de Grande-Bretagne. Döring (18) a décelé les pollens qu'il nomme *Applanopsis dampieri* dans des sédiments de la zone limite Jurassique Crétacé de sondages effectués dans le Mecklembourg. Enfin, Stanley Pocock (53) a pu obtenir ces pollens depuis le Jurassique moyen jusqu'au Néocomien dans des sédiments provenant de l'Ouest du Canada.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Applanopsispollenites segmentatus (BALME 1957)
nov. comb.

Pl. VI, fig. 18 et 19

Holotype : *Zonalapollenites segmentatus*. Balme 1957, *Comm. Sci. Ind. Res. Org.*, Coal Res. Sect., Ref. T.C. 25, p. 33, Pl. 9, fig. 93.

DESCRIPTION : Ces spécimens sont subarrondis. Le corps central a un diamètre d'environ 50 à 60 μ , il est enveloppé par une fine vessie hyaline fortement plissée, ce qui différencie cette espèce de *A. dampieri*. Le diamètre total varie entre 56 et 76 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique inférieur. Balme (2) a trouvé cette espèce dans le Jurassique inférieur du Bassin de Perth dans l'Ouest de l'Australie.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Applanopsispollenites trilobatus (BALME 1957)
nov. comb.

Pl. VI, fig. 20 et 21

1957 *Zonalapollenites trilobatus*. Balme, *Comm. Sci. Ind. Res. Org.*, Coal Res. Sect., Ref. T.C. 25, p. 33, Pl. 8, fig. 91, 92.

Holotype : *Zonalapollenites trilobatus*. Balme 1957 l.c. (2).

DESCRIPTION : Ces pollens sont alètes ou trilètes. Le corps central est subtriangulaire avec des côtés convexes, il est entouré d'une vessie enveloppante très fine, transparente, qui subit des contractions aux sommets du corps central. Ces contractions sont quelquefois assez importantes pour partager la vessie en trois plus petites vessies attachées équatorialement (Pl. VI, fig. 21). Les échantillons figurés en 20 et 21, Pl. VI, montrent également que la vessie s'étend autour et au delà d'une aire plus ou moins arrondie située approximativement au centre du corps du pollen. Cette surface semble se trouver sur l'hémisphère opposé à celui qui porte la marque trilète : ceci peut se voir à l'examen microscopique du spécimen représenté en 20 Pl. VI. L'extension de la vessie au delà du corps central est d'environ 15 μ . Cette vessie est lisse ou finement granulée, elle est très souvent plissée radialement. L'exine du corps central mesure 1 à 2 μ d'épaisseur, elle est plus ou moins granulée. Le diamètre du corps central est d'environ 45 μ , celui du pollen entier de 65 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Peu commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique moyen et supérieur. Balme (2) a rencontré cette espèce dans le Jurassique supérieur et dans le Crétacé inférieur de l'Ouest de l'Australie. Lantz (25) l'a signalée depuis le Bathonien inférieur jusqu'au Purbeckien supérieur du Dorset de Grande-Bretagne. Stanley Pocock (53) l'a trouvée dans le Jurassique moyen et supérieur de l'Ouest du Canada. Döring (18) a figuré dans son ouvrage, Pl. XVII, fig. 4 à 8, des pollens identiques qu'il nomme *Triangulopsis trilobatus* et qu'il a décelés dans les couches limniques de la zone limite Jurassique Crétacé provenant d'un sondage effectué dans le Mecklembourg.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Applanopsipollenites triangularis nov. sp.

Pl. VI, fig. 22 à 24

Holotype : *Applanopsipollenites triangularis*, Pl. VI, fig. 22. S.I. 139.

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DIAGNOSE : « Pollens alètes ou trilètes. Corps central triangulaire, lisse ou subgranuleux, présentant toujours d'importants replis de l'exine le long des côtés du triangle et de diamètre variant autour de 45 μ . Vessie enveloppant le corps central s'étendant environ à 15 μ au delà de celui-ci, transparente et scabré ».

DESCRIPTION : Le corps central de ces pollens est triangulaire et au niveau de ses côtés l'exine est fortement repliée vers l'intérieur du grain. Il peut y avoir une marque trilète : sur l'échantillon représenté en 22, Pl. VI, elle est très petite et chacune de ses lames ne mesure pas plus de 6 μ . La vessie semble n'envelopper qu'un seul hémisphère du corps du grain (Pl. VI, fig. 23) et être attachée sur le bord externe de l'autre hémisphère, elle est transparente, fine, scabré et légèrement ondulée. Le diamètre du corps central varie entre 55 et 60 μ et le diamètre total entre 70 et 75 μ .

FRÉQUENCE : Peu commune.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Subdivision DISACCITES COOKSON 1947

Série DISACCIATRILETI LESCHIK 1955

Genre *PARVISACCIPOLLENITES*

(COUPER 1958) nov. nom.

Génotype : *Parvisaccites radiatus*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 154, Pl. 29, fig. 5 et 6.

Ce genre renferme des grains de pollen dont le corps est généralement plus large que long. Les sacs sont petits en comparaison du corps. La sculpture des sacs est faite d'épaississements qui ont une disposition plus ou moins radiale. Les sacs sont attachés distalement.

Parvisaccipollenites enigmatus COUPER 1958

var. *regularis* nov. var.

Pl. VI, fig. 25 à 27

Holotype : *Parvisaccipollenites enigmatus* Couper 1958, var. *regularis* nov. var. Pl. VI, fig. 26. S.I. 157.

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DIAGNOSE : « Grains de pollen possédant un corps central subarrondi et des sacs de très petite taille attachés distalement. Sacs ornés d'épaississements disposés radialement près des racines proximales et de manière plus ou moins réticulée près des racines distales. Exine de la calotte proximale épaisse, pseudoréticulée. Bord libre des sacs non ondulé, mais lisse et régulier ».

DESCRIPTION : Ces pollens ont un corps central subarrondi. Les sacs ont une petite taille en comparaison de celle du corps du grain, ils sont attachés distalement et sont sculptés d'épaississements disposés surtout radialement près des racines proximales et de manière plus ou moins réticulée près des racines distales. L'exine de la calotte proximale est grossièrement ridée et offre l'aspect d'une sculpture pseudoréticulée, son épaisseur est d'environ 3 μ . L'exine de la zone germinale présente une forme de « H » dont les côtés verticaux seraient légèrement incurvés vers l'extérieur, elle est fine et plus ou moins lisse. Ces pollens ont fait l'objet de la création de la variété « *regularis* » car le bord libre des sacs a un contour tout à fait régulier et non ondulé ou dentelé comme celui des spécimens représentés par Couper (14) qui a créé l'espèce *P. enigmatus*.

Dimensions générales du grain de pollen (*) :

largeur : 38 à 64 μ .

hauteur : 42 à 64 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 28 à 54 μ .

hauteur : 28 à 50 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

largeur : 14 à 26 μ .

hauteur : 36 à 55 μ .

Genre *PODOCARPIDIPOLLENITES* nov. nom.

Génotype : *Podocarpidites ellipticus*. Cookson 1947, *B.A.N.Z., Antarctic Research Expedition, 1929-1931, Report series A, t. 2, p. 131, Pl. 13, fig. 6*

Ce sont des pollens dont le contour équatorial du corps central est ovale à polygonal et qui possèdent une calotte proximale nette. Les sacs ont une plus grande hauteur que le corps central et

(*) Ces dimensions sont données pour des grains de pollen aplatis dans le sens proximo-distal et dont le profil visible du corps du grain correspond au plan de section principale.

le dépassent à l'un et l'autre pôle. Ils sont projetés plus distalement que ceux de *Pinuspollenites* Raatz 1937 et sont sculptés d'un réticulum à mailles plus fines que ceux de *Pinuspollenites* et de *Platysaccipollenites* (Naumova 1937) Pot. et Kr. 1954.

Podocarpidipollenites multesimus (BOLCH. 1956)
nov. comb.

Pl. VI, fig. 28

1956 *Podocarpus multesima* Bolchowitina, *Akad. Geol. Inst.*, t. 2, p. 127, Pl. 24, fig. 235.

1962 *Podocarpidites multesimus* Stan. Pocock, *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 111, Lief. 13, p. 67.

Holotype : *Podocarpus multesima* Bolchowitina 1956 l.c. (4).

DESCRIPTION : Ce spécimen possède un corps central elliptique à arrondi recouvert d'une calotte proximale infragranulée. Les saes sont hauts, ils s'étendent au delà du corps central, leurs racines distales laissent entre elles une zone germinale large d'environ 5 μ . La sculpture des ballonnets est faite d'un réticulum à mailles plus ou moins bien formées qui tendent à prendre une disposition radiale.

Dimensions générales du grain de pollen :

largeur : 48 μ .
hauteur : 34 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 30 μ .
hauteur : 24 μ .

Dimensions des saes du grain de pollen :

largeur : 22 μ .
hauteur : 34 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez faible.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Bolchowitina (4) a trouvé cette espèce dans le Jurassique inférieur des dépôts de la dépression de Vilyui (Yakoutsk) et Stanley Pocock (53) l'a recueillie dans le Crétacé inférieur de l'Ouest du Canada.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Podocarpacees ?

Podocarpidipollenites cf. *multesimus*

Pl. VI, fig. 29

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Ce pollen est une forme tétralogique car les saes se sont réunis pour entourer totalement le corps du grain, c'est pourquoi il n'a pas été rattaché à l'espèce *P. multesimus* de façon certaine. Le corps du grain est subarrondi, il est recouvert du côté proximal par une calotte granuleuse. Le sac qui l'entoure est sculpté d'un réseau de mailles plus ou moins bien formées qui ont tendance à prendre une direction radiale.

Dimensions générales du grain de pollen :

largeur : 74 μ .
hauteur : 62 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 44 μ .
hauteur : 44 μ .

FRÉQUENCE : Deux exemplaires.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Podocarpacees ?

Genre *PICEAEPOLLENITES* Pot. 1931

Génotype : *Piceapollenites alatus* Pot. 1931, I.Z. *Braunköhle*, t. 30, p. 28, Pl. 2.

Ces pollens ont une forme ovale, les saes ont la taille d'un demi-cercle ou sont plus petits. Les crêtes marginales sont plus développées que chez *Abietinaepollenites* Pot. 1951. Le contour équatorial du corps central traverse le contour des saes sans interruption nette.

Piceapollenites alatus Pot. 1931

Pl. VI, fig. 30

Holotype : *Piceapollenites alatus* Pot. 1931 l.c. (36).

DESCRIPTION : Le contour de ces pollens est subovale. Le corps central est un peu plus haut que large, il possède une calotte proximale assez épaisse, microréticulée. Les racines proximales des ballonnets sont insérées dans le plan de section principale et les racines distales laissent entre elles une zone germinale qui parcourt toute la hauteur du grain. L'ornementation des saes est faite d'épaississements de l'exine qui figurent un réticulum schématique dont les mailles plus ou moins bien formées augmentent de taille depuis les racines distales.

Dimensions générales du grain de pollen :

largeur : 70 μ .
hauteur : 60 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 46 μ .

hauteur : 60 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

largeur : 26 μ .

hauteur : 56 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Potonié (36) a trouvé cette espèce dans l'Oligocène des mines de Beissel près de Cologne. Rössinger (49) a représenté dans son ouvrage, Pl. XVI, fig. 5 et 8, des individus sensiblement identiques provenant du Lias de Franconie et Danzé-Corsin et Laveine (15) ont signalé la présence de ce pollen dans l'Infralias de la Vallée Heureuse (Hydre-quent) du Boulonnais.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être *Picea*.

Division CIRCUMPOLLES (PFLUG 1953)
KLAUSS 1960

Genre *CLASSOPOLLENITES*
DANZÉ-CORSIN et LAV. 1963

(al. *Classopollis* PFLUG. 1953 ; POC. et JANS. 1961)

Génotype : *Classopollis classoides* Pflug 1953, *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 95, p. 91, Pl. XVI, fig. 29-31.

Ce genre renferme des grains de pollen ovoïdes à sphériques ou en forme de gland qui possèdent un pore distal. L'exine est formée de deux couches : l'exocexine qui est souvent réduite à une aire circulaire entourant le pôle distal et à une aire triangulaire située au pôle proximal et l'intexine qui peut porter un Y proximal réduit et sans fonction germinale. A l'équateur se trouvent des striations qui marquent une zone d'épaississement.

Classopollenites belloyensis POC. et JANS. 1961
Pl. VI, fig. 31

1961 *Classopollis belloyensis*. POC. et JANS., *Micropalaeontology*, vol. 7, n° 4, Pl. I, fig. 10-12.

1963 *Classopollenites belloyensis*. LEV.-CAR., *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 119.

Holotype : *Classopollis belloyensis*. POC. et JANS. 1961 l.c. (34).

DESCRIPTION : Des deux couches qui constituent l'exine de ce pollen, l'intexine qui est fine, forme un corps central globulaire qu'enveloppe l'exocexine qui est plus épaisse et qui s'accroît surtout dans la région équatoriale (ceci est bien visible sur l'échantillon 31 de la Pl. VI). A l'équateur cette exocexine forme un ruban annulaire d'environ 12 μ de large, constitué par la juxtaposition de 8 à 10 rainures parallèles. La taille est d'environ 30 à 32 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Assez commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Pocock et Jansonius (34) ont signalé cette espèce dans le Permien moyen et supérieur et je l'ai déjà rencontrée dans l'Infralias du sondage APO 1 bis.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Classopollenites classoides (PFL. 1953)
POC. et JANS. 1961

Pl. VI, fig. 32

1953 *Classopollis classoides*. Pflug l.c. (33).

1961 *Classopollis classoides*. POC. et JANS., *Micropalaeontology*, vol. 7, n° 4, Pl. I, fig. 1 à 9.

1963 *Classopollenites classoides* Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 105, Pl. IX, fig. 3 à 6.

Holotype : *Classopollis classoides* Pflug 1953 l.c. (33).

DESCRIPTION : Ces pollens ont une forme ovoïde, ils possèdent un pore distal arrondi de 12 à 15 μ de diamètre et une marque trilète proximale non fonctionnelle qui est bien visible sur le spécimen figuré en 32, Pl. VI à cause de son aplatissement proximo-distal. L'ornementation exocexinale consiste en petits trous distribués radialement à la surface du grain et que l'on remarque très bien le long de l'équateur de l'échantillon 32 de la Pl. VI. La taille est d'environ 30 μ .

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Très commune.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Permien Eocène.

APPARTENANCE BOTANIQUE : variable. Ces grains de pollen pourraient provenir de *Cheirolepis*, *Pagiophyllum* ou *Brachyphyllum*.

Division PLICATES

(al. *Plicata* NAUMOVA 1937-1939) POT. 1960

Subdivision MONOCOLPATES

IVERSEN et TROELS-SMITH 1950

Série RETECTINES (MALAWKINA 1949) POT. 1958

Genre *MONOSULCIPOLLENITES*

(COOKSON 1947) nov. nom.

Génotype : *Monosulcites minimus*. Cookson 1947, *B.A.N.Z., Antarctic Research Expedition. 1929-1931, Report series A, t. 2, p. 135, Pl. 15, fig. 47-50.*

Ce sont des grains monocolpates possédant un sillon germinal dont l'exine de $1\ \mu$ d'épaisseur environ est lisse, infragranulée ou infraponctuée.

Monosulcipollenites minimus (COOKSON 1947)
nov. comb.

Pl. VI, fig. 33 et 34

Holotype : *Monosulcites minimus*. Cookson 1947 l.c. (9).

DESCRIPTION : Ces grains de pollen ont une forme elliptique. Ils possèdent un sillon germinal bordé de deux replis de la membrane. L'exine est lisse. Certains échantillons sont encore entourés d'une périspore très fine, lisse et transparente.

Hauteur du grain de pollen : $48\ \mu$.

Largeur du grain de pollen : $28\ \mu$.

ORIGINE : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

FRÉQUENCE : Très abondant.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Jurassique Tertiaire. Cookson (9) a trouvé cette espèce dans les lignites tertiaires de l'archipel de Kerguelen. Couper (14) l'a signalée dans le Jurassique d'Ecosse, des Midlands et du Yorkshire et dans le Crétacé inférieur de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent. Stanley Pocock (53) l'a également recueillie dans le Jurassique et le Crétacé inférieur de l'Ouest du Canada.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Des grains de pollen semblables à ceux de *M. minimus* proviennent de fructifications fossiles de Ginkgoales, Cycadales et Bennettiales.

Forme monocolpate *incertae sedis*

Pl. VI, fig. 35

Origine : Boulogne-sur-Mer, sond. APO 1 bis, profond. 258 à 294,30 m.

Etage : Bajocien.

DESCRIPTION : Il a paru préférable de placer ce spécimen dans le groupe des *Pollenites* plutôt que dans celui des *Sporites* car la fente qu'il montre semble plus proche d'une *colpa* que d'une ligne de déhiscence monolète. Cette fente est en effet très longue, elle parcourt toute la hauteur du grain, elle est située juste au milieu de celui-ci, ses lèvres sont très légèrement écartées et semblent bordées par un faible épaissement de l'exine. De plus, ce spécimen a un contour tout à fait ovale alors que les spores monolètes sont souvent plus ou moins réniformes. L'ornementation est faite de très petites projections verruqueuses de l'exine bien en relief, assez éloignées les unes des autres, irrégulièrement disséminées sur la surface de l'individu et faisant saillie sur le pourtour.

La longueur est d'environ $30\ \mu$ et la largeur de $16\ \mu$.

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

IV. - Conclusions

Grâce à la grande abondance et à l'importante variété des spores et des pollens rencontrés dans cette portion de sondage APO 1 bis, comprise entre 258 et 294,30 m et effectuée dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer, la palynologie va tenter d'amener un apport aux données stratigraphiques (5) qui ont déjà déterminé ces sédiments comme appartenant au Bajocien.

1) CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES.

Les échantillons qui ont fait l'objet de cette étude ont été prélevés tous les deux mètres environ. Tous ne se sont pas révélés riches en microflore et si certains d'entre eux ne contenaient pas de spores ni de pollens ou en contenaient très peu, d'autres par contre en renfermaient de très nombreux et de très divers qui ont permis de réaliser des comptages. Ces comptages ont été effectués sur un nombre de 500 spores et pollens. L'exposé de la composition palynologique des niveaux les plus riches a été condensé dans le tableau A où ont été inscrits les pourcentages avec lesquels les spores et les pollens ont été trouvés (*).

(*) Le signe « + » figuré dans le tableau représente des pourcentages inférieurs à 1 %.

	293,60 m	289,60 m	288 m	286 m	284 m	272 m	264 m
<i>Laevigatosporites haardti</i>	+	1 %	+	4 %	6 %	3 %	3 %
<i>Todisporites major</i>				+	+	+	
<i>Todisporites minor</i>				+	+	+	
<i>Deltoidisporites hallii et neddeni</i>	5 %	7 %	13 %	25 %	26 %	11 %	15 %
<i>Deltoidisporites fulvus</i>						+	+
<i>Undulatisporites major</i>				+			+
<i>Matonisporites crassiangulatus</i>		+		+	+	+	+
<i>Matonisporites corsini</i>					+		
<i>Trilitisporites equalibossus</i>				+	+		
<i>Trilitisporites distalgranulatus</i>						+	1 %
<i>Trilitisporites brevipapillosus</i>				+	+	+	
<i>Trilitisporites variverrucatus</i>						+	+
<i>Trilitisporites rariverrucatus</i>						+	+
<i>Trilitisporites verrucatus</i>	+					+	+
<i>Trilitisporites perverrucatus</i>						+	+
<i>Leptolepidisporites major</i>	+		+		+	+	+
<i>Leptolepidisporites poverus</i>					+	+	+
<i>Bullisporites aequaliorialis</i>					+		
<i>Osmandacidisporites wellmanii</i>	+	+		+		+	+
<i>Raistrickisporites brevitruncatus</i>		+		1 %	+	3 %	2 %
<i>Neoraistrickisporites truncatus</i>					+	4 %	
<i>Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus</i>					+		
<i>Lycopodiacidisporites triangularis</i>				+	+		
<i>Lycopodiacidisporites kuepperi</i>	+				+		
<i>Lycopodiacidisporites cerniidites</i>			+		+		
<i>Lycopodiumisporites clavatoides</i>		1 %	+	+	+	3 %	+
<i>Lycopodiumisporites semimuris</i>		+	+				+
<i>Lycopodiumisporites gristhorpensis</i>			+				+
<i>Lygodioisporites flexuosus</i>			+	+			
<i>Ischyisporites crateris</i>				+	+	+	
<i>Ischyisporites punctatus</i>				+			
<i>Ischyisporites surangulus</i>							+
<i>Cicatricosisporites cf. carlylensis</i>					+		
<i>Camazonisporites foveolatus</i>				+	+		
<i>Cingulatisporites caminus</i>			+		+	+	+
<i>Cingulatisporites problematicus</i>				+	+		
<i>Cingulatisporites saevus</i>						+	
<i>Cibotiidisporites cinguliverrucosus</i>					+		
<i>Densoisporites perinatus</i>			+		+		+
<i>Densoisporites regularis</i>			+				+
<i>Rogalskisporites cicatricosus</i>					+		
<i>Perinopollenites elatoides</i>	6 %	30 %	34 %	15 %	20 %	10 %	15 %
<i>Araucariacites australis</i>		1 %	+	3 %		+	1 %
<i>Spheripollenites scabratus</i>	45 %	16 %	23 %	22 %	19 %	20 %	15 %
<i>Tsugaepollenites mesozoicus</i>	4 %	1 %	1 %	+	+	4 %	1 %
<i>Applanopsipollenites dampferi</i>		+	+	2 %	+	1 %	3 %
<i>Applanopsipollenites segmentatus</i>					+		+
<i>Applanopsipollenites trilobatus</i>			+	+	+	1 %	+
<i>Applanopsipollenites triangularis</i>							+
<i>Piceapollenites alatus</i>				+	+		2 %
<i>Pinuspollenites labdacus</i>					1 %		2 %
<i>Podocarpidipollenites multesimus</i>						+	+
<i>Abietineaepollenites microalatus major</i>	1 %	1 %	3 %	+	+	2 %	3 %
<i>Parvisaccipollenites enigmatus regularis</i>					+	+	
<i>Vitreipollenites signatus</i>		12 %	2 %	+	1 %	1 %	2 %
<i>Classopollenites classoides et belloyensis</i>	28 %	21 %	6 %	11 %	14 %	23 %	10 %
cf. <i>Monosulcipollenites minimus</i>	7 %	10 %	15 %	13 %	10 %	7 %	18 %

TABLEAU A

Le fait que certaines spores et certains pollens n'aient pas été rencontrés (ceci peut être appelé un critère d'absence) permet déjà de situer approximativement l'âge de cette portion de sondage, en effet :

Aucun spécimen appartenant au carbonifère n'a n'a été décelé, ce qui permet déjà de fixer une limite inférieure à la base du Secondaire.

Les pollens d'Angiospermes ont fait totalement défaut, ce qui implique une limite supérieure située au Crétacé moyen.

L'absence de pollens bisaccates du groupe des *Striatiti*, surtout développés au Keuper, celle de *Calamispores nathorstii* (Halle) Danzé-Cors. et Lav., de *Vesicapollenites splendens* Leschik, de *Platysaccipollenites papilionis* Pot. et Kl. et de *Pityosporites zapfei* Pot. et Kl. de l'Infralias et celle du genre *Circularisporites* Danzé et Lav. créé récemment pour des spores trouvées à la limite du Lias-Dogger, permet de situer cette partie de sondage au-dessus du Jurassique inférieur.

Le fait de n'avoir pas rencontré *Cicatricosporites dorogensis* Pot. et Gell. qui commence à être présent au Jurassique supérieur, pour être abondant au Crétacé, pas plus que *Pilosispores trichopapillosus* (Thierg.) Dele. et Spr., ni *Trilobosporites bernissartensis* (Dele. et Spr.) Pot., surtout caractéristiques du Crétacé inférieur, indique que le niveau supérieur des sédiments se trouve au moins au Jurassique supérieur sinon en dessous.

L'importance numérique de *C. classoides* qui est par ailleurs trouvée en grande abondance dans le Jurassique des Etats-Unis, dans celui d'Europe, d'Asie et d'Australie et la rencontre très fréquente de *S. scabratus* ainsi que de cf. *M. minimus* viennent encore ajouter un argument à l'âge jurassique de ces sédiments.

Si l'on examine ensuite le tableau B qui donne l'extension stratigraphique connue par de précédents travaux des différentes espèces rencontrées ici, on peut se rendre compte que sur 50 espèces ou groupes d'espèces (*Delloidispores hallii* Miner et *Deltoidispores neddeni* Potonié ainsi que *Ischyisporites crateris* et *Ischyisporites punctatus* Cookson ont été rassemblés deux par deux, car leur extension stratigraphique à travers le Jurassique ne diffère pas de l'un à l'autre), 35 d'entre elles ont pour terme commun l'Infralias, 28 le Lias supérieur, 38 le Dogger, 32 le Jurassique supérieur et 29 le Crétacé inférieur. Les sédiments du sondage appartiennent donc selon toute vraisemblance au Jurassique moyen et la présence de certaines espèces

comme *Todispores minor* Couper, *T. equatibossus*, *T. brevipapillosus* et *L. gristhorpensis* rencontrées uniquement dans le Dogger de Grande-Bretagne par Couper (14) et retrouvées ici, vient encore ajouter une certitude à cet âge.

L'examen des diagrammes du tableau C représentant les espèces rencontrées ici avec les plus grandes valeurs numériques et la comparaison de leur relative abondance avec les fuseaux établis par Couper (14) pour approximativement les mêmes espèces à travers tout le Jurassique permet de préciser un âge bajocien, en effet :

On constate dans les palynogrammes de l'ouvrage de Couper (14, p. 89, fig. 4 et 5) que les pourcentages de *Abietinaepollenites microalatus* Potonié et de *Abietinaepollenites minimus* Couper qui s'élèvent au moins à 50 % et dépassent presque toujours cette valeur dans le Lias, le Bathonien et le Jurassique supérieur, sont très faibles dans le Bajocien et qu'il en est de même dans le diagramme de *A. microalatus major* figuré ici.

On voit aussi que le fuseau de *Classopollis torosus* Rössinger représenté par Couper ressemble énormément au fuseau figuré ici et qui, lui, correspond de *C. classoides*, car tous deux sont amples au niveau du Bajocien.

Enfin, on peut se rendre compte que les diagrammes de *Tsugaepollenites mesozoicus* Couper et des Osmundacées sont à la fois linéaires dans le Bajocien de l'ouvrage de Couper et dans les niveaux du sondage APO 1 bis et que le fuseau de *Cyathidites minor* Couper et celui de *Deltoidispores hallii* et *neddeni* qui lui correspond sont amples pour le Bajocien de Grande-Bretagne et pour les sédiments étudiés ici.

En dernier lieu, remarquons que dans cette portion de sondage a été décelée *T. equatibossus* que Couper n'a trouvée que dans le Bajocien.

2) CONCLUSIONS D'ORDRE SYSTÉMATIQUE.

A la suite de l'examen de cette microflore, 32 genres distribués en 59 espèces ont pu être reconnus. Parmi celles-ci, 5 espèces nouvelles et une variété d'espèce déjà existante ont été créées :

- Matonisporites corsini* nov. sp.
- Leptolepidisporites paverus* nov. sp.
- Ischyisporites surangulus* nov. sp.
- Raistrickisporites brevitricatus* nov. sp.
- Applanopsipollenites triangularis* nov. sp.
- Parvisaccipollenites enigmatus* var. *regularis* nov. var.

EXTENSION VERTICALE DES SPORES ET POLLENS CONNUS ANTÉRIEUREMENT À CE TRAVAIL	Jur. inf.		Jur. moyen		Jur. sup.			Crétacé inf.									
	Rhétien	Hettangien	Sinemurien	Charmouthien	Toarcien	Aalenien	Bajocien	Bathonien	Callovien	Oxfordien	Lusitanien	Kimmeridgien	Portlandien	Neocomien	Barremien	Aptien	Albien
<i>Laevigatosporites haardti</i>																	
<i>Todisporites major</i>																	
<i>Todisporites minor</i>																	
<i>Deltoidisporites hallii et neddeni</i>																	
<i>Deltoidisporites fulvus</i>																	
<i>Undulatisporites major</i>																	
<i>Matonisporites crassiangulatus</i>																	
<i>Trilitisporites equatibossus</i>																	
<i>Trilitisporites distalgranulatus</i>																	
<i>Trilitisporites brevipapillosus</i>																	
<i>Trilitisporites variverrucatus</i>																	
<i>Trilitisporites rariverrucatus</i>																	
<i>Trilitisporites verrucatus</i>																	
<i>Leptolepidisporites major</i>																	
<i>Trilitisporites perverrucatus</i>																	
<i>Bullisporites aequatorialis</i>																	
<i>Osmundacidisporites wellmanii</i>																	
<i>Neoraistrickisporites truncatus</i>																	
<i>Lycopodiacidisporites pseudoalveolatus</i>																	
<i>Lycopodiacidisporites triangularis</i>																	
<i>Lycopodiacidisporites kuepperi</i>																	
<i>Lycopodiacidisporites cerniidites</i>																	
<i>Lycopodiumisporites gristhorpensis</i>																	
<i>Lycopodiumisporites clavatooides</i>																	
<i>Lycopodiumisporites semimunis</i>																	
<i>Lygodioisporites flexuosus</i>																	
<i>Ischyisporites crateris et punctatus</i>																	
<i>Camarozonisporites foveolatus</i>																	
<i>Cingulatisporites gaminus</i>																	
<i>Cingulatisporites problematicus</i>																	
<i>Cingulatisporites saevus</i>																	
<i>Cibotiisporites cinguliverrucosus</i>																	
<i>Densoisporites perinatus</i>																	
<i>Densoisporites regularis</i>																	
<i>Rogalskisporites cicatricosus</i>																	
<i>Perinopollenites elataides</i>																	
<i>Araucariacites australis</i>																	
<i>Spheripollenites scabratus</i>																	
<i>Tsugaepollenites mesozoicus</i>																	
<i>Pflugipollenites dampieri</i>																	
<i>Pflugipollenites segmentatus</i>																	
<i>Pflugipollenites trilobatus</i>																	
<i>Piceaepollenites alatus</i>																	
<i>Abietineaepollenites microalatus major</i>																	
<i>Pinuspollenites labdacus</i>																	
<i>Podocarpidipollenites multesimus</i>																	
<i>Vitreipollenites signatus</i>																	
<i>Classopollenites classoides</i>																	
<i>Classopollenites belloyensis</i>																	
<i>Monosulcipollenites minimus</i>																	

TABLEAU B

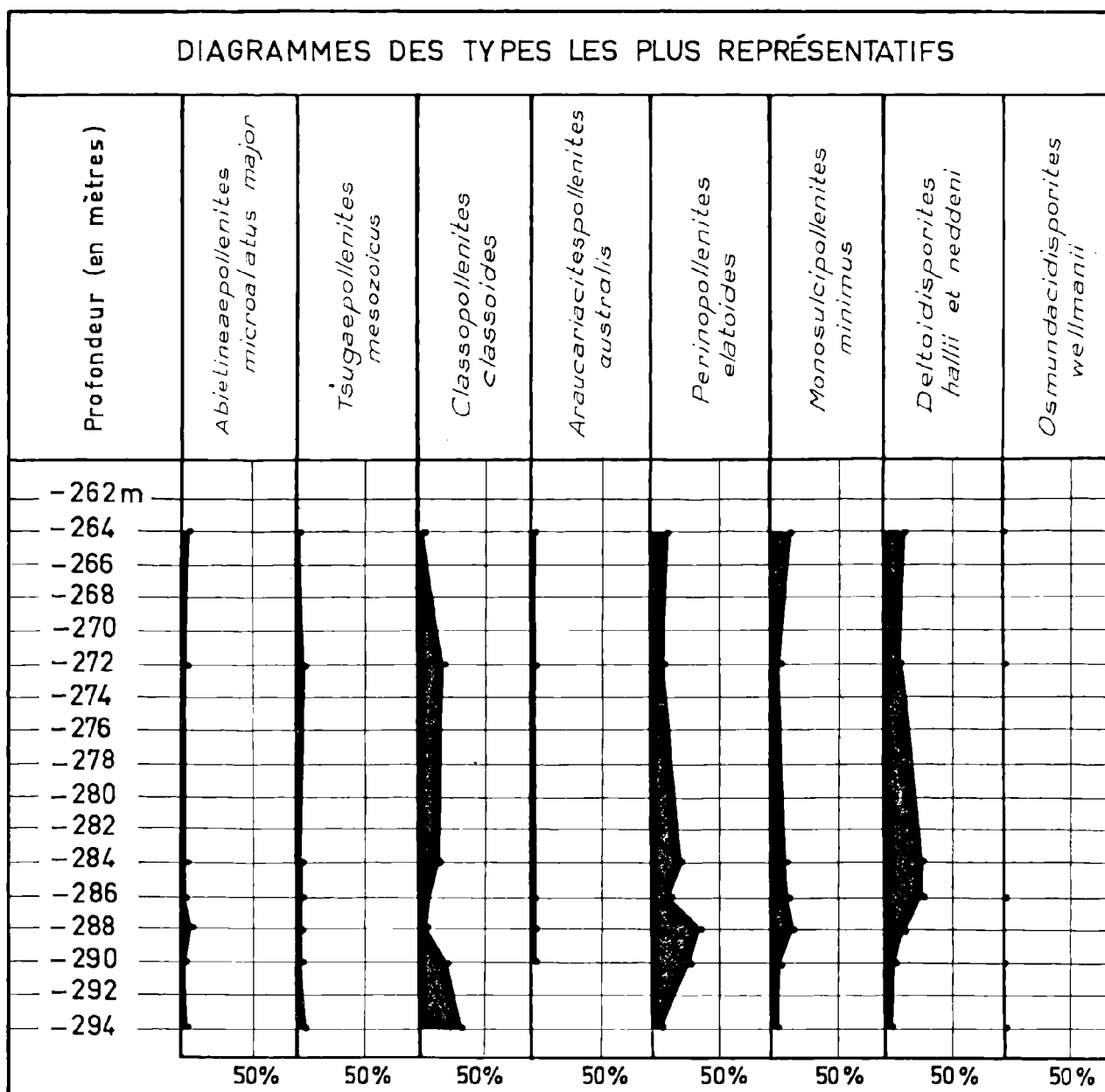


TABLEAU C

Enfin, deux spécimens ont été rapportés à des genres sans que soit précisée l'espèce à laquelle ils appartiennent et deux autres, une forme monolète et une forme monocolpate, ont été décrits et placés dans des séries sans avoir été rattachés à aucun genre car ils ont été trouvés en trop faible quantité.

Cette étude palynologique a donc permis d'augmenter la connaissance de la microflore jurassique du Boulonnais, elle a permis également d'apporter une confirmation aux données stratigraphiques (5, 6, 7) puisqu'elle attribue à la portion du sondage APO 1 bis comprise entre — 258 m et — 294,30 m un âge Jurassique moyen et même Bajocien.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) ALPERN B. (1958). — Description de quelques microspores du Permo-Carbonifère français. *Rev. Micropaléont.* 1, pp. 75-86, Pl. 1 et 2, Paris.
- 2) BALME B.E. (1957). — Spores and pollen grains from Mesozoic of Western Australia. *Commonwealth Sc. Ind. Res. Org., Coal Res. Sect., Ref. T.C. 25*, Chatswood/NSW.
- 3) BENNIE J. et KIDTSON R. (1886). — On the occurrence of spores in the carboniferous formation of Scotland. *Proc. Roy. Phys. Soc.*, Vol. IX.
- 4) BOLCHOWITINA N.A. (1956). — Atlas des spores et grains de pollen des dépôts jurassiques et crétaciques inférieurs de la dépression de Viljuisk. *Akad. Geol. Inst.*, T. 2.
- 5) BONTE A. (1960). — Découverte du Bajocien dans le Boulonnais. *C.R.A.S.*, T. 251, pp. 2739-2740.
- 6) BONTE A. et LAVEINE J.P. (1962). — Sur la nature et l'âge des sédiments liasiques dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). *C.R.A.S.*, T. 255, pp. 2786-2788.
- 7) BOUROZ A et BONTE A. (1960). — L'extension du Bajocien sur la bordure septentrionale du bassin de Paris. *C.R.A.S.*, T. 251, pp. 2556-2557.
- 8) CHITALEY S.D. (1951). — Fossil microflora from the Mohgaon Kalan beds of the Madhya Pradesh, India. *Proc. Nat. Inst. Sc. India*, T. XVII, n° 5, pp. 127-142.
- 9) COOKSON J.C. (1947). — Plant microfossils from the lignites of Kerguelen archipelago. *B.A.N.Z., Antarctic Research Expedition, 1929-1931, Report series A*, T. 2, pp. 127-142.
- 10) COOKSON J.C. (1953). — Difference in microspore composition of some samples from a bore at Comaum, S. Australia. *Austr. J. Bot.*, T. 1, pp. 462-473.
- 11) COOKSON J.C. et DETTMANN M.E. (1958). — Some trilete spores from upper Mesozoic deposits in the eastern australian region. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, T. 70, pp. 95-128.
- 12) CORSIN P., CARETTE J., DANZÉ J. et LAVEINE J.P. (1962). — Classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias. *C.R.A.S.*, T. 254, pp. 3062-3065.
- 13) COUPER R.A. (1953). — Upper Mesozoic and Cenozoic spores and pollen grains from New Zealand. *New Zealand Geol. Surv., Paleont., Bull.* 22.
- 14) COUPER R.A. (1958). — British mesozoic microspores and pollen grains, systematic and stratigraphic study. *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, pp. 75-179.
- 15) DANZÉ-CORSIN P. et LAVEINE J.P. (in BRICHE P., DANZÉ-CORSIN P. et LAVEINE J.P. 1963). — Flore infraliasique du Boulonnais (macro- et microflore). *Mém. Soc. Géol. Nord*, T. XIII, pp. 57-143.
- 16) DANZÉ J. et LAVEINE J.P. (1963). — Etude palynologique d'une argile provenant de la limite Lias-Dogger, dans un sondage à Boulogne-sur-Mer. *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. LXXXIII, pp. 79-90.
- 17) DELCOURT A. et SPRUMONT G. (1955). — Quelques microfossiles du Wealdien de Féron-Glaçon. *Bull. Soc. Belge Géol.*, n° 66, pp. 57-67.
- 18) DORING H. (1961). — Planktonartige Fossilien des Jura/Kreide-Grenzbereichs der Bohrungen Werle (Mecklembourg). *Z. Geol.*, T. 10, Beih. 32, Berlin.
- 19) DYBOVA S. et JACHOWITZ A. (1957). — Microspores of the upper silesian coal measures. *Inst. Geol.*, T. 23, Varsovie.
- 20) ERDTMAN G. (1947). — Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. *Sv. Bot. Tidskr.*, T. 41, n° 1, pp. 104-119.
- 21) HUGHES N.F. et COUPER R.A. (1958). — Palynology of the Brora coal of the Scottish Middle Jurassic. *Nature*, London, T. 181, n° 4621, pp. 1482-1483.
- 22) IBRAHIM A.C. (1933). — Sporenformen des Aegirhorizontes des Ruhrreviers. Diss. T.H., Berlin.
- 23) KENDALL M.W. (1948). — On six species of *Pagiophyllum* from the Jurassic of Yorkshire and Southern England. *Ann. Mag. Nat. Hist. Ser.* 12, T. 1, pp. 73-108.
- 24) KLAUSS W. (1960). — Beiträge zur Mikropaläontologie der alpinen Trias. *Jahrb. Geol. Bund.*, T. 5, pp. 107-182.
- 25) LANTZ J. (1958). — Etude palynologique de quelques échantillons mésozoïques du Dorset (Grande-Bretagne). *Rev. Inst. Franç. Pét.*, T. 13, pp. 917-943.
- 26) LESCHIK G. (1955). — Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. II. Iso- un Mikrosporen. *Schweiz. Paläont. Abh.*, T. 72.
- 27) LEVET-CARETTE J. (1963). — Etude de la microflore infraliasique d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. LXXXIII, pp. 101-128.
- 28) LUBER A.A. (1935). — Atlas des spores et grains de pollen du Paléozoïque du Kazakhstan. *Akad. d. Wiss. in Karach.*
- 29) LUNDBLAD A.B. (1950). — Studies in the Rhaetoliasic floras of Sweden. 1. *K. Svensk. Vet. Akad. Handl.*, T. 1, pp. 1-82.

- 30) MALAWKINA W.S. (1949). — Détermination des spores et des grains de pollen du Jurassique et du Crétacé. *Werk. Wiss. Untersuch. Geol. Arb. Erdölinst. Gesamtunion*, Leningrad.
- 31) MINER E.L. (1935). — Palaeobotanical examinations of cretaceous and tertiary coals. *Amer. Midl. Nat.*, T. 16, pp. 585-621.
- 32) NAUMOVA S.N. (1937). — Spores and pollens of the coals of U.R.S.S. *XVII^e Inter. Geol. Congres*, T. 1, pp. 353-364.
- 33) PFLUG H. (1953). — Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 95, pp. 60-171.
- 34) POCOCK S.J. et JANSONIUS J. (1961). — The pollen genus *Classopollis* Pflug. *Micropalaeontology*, Vol. 7, n° 4, pp. 439-443.
- 35) POTONIÉ H. (1893). — Die Flora des Rothliegenden von Thüringen. *Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, N.F., H. IX, T. II, pp. 1-298.
- 36) POTONIÉ R. (1931). — Zur Mikroskopie der Braunkohle. *I.Z. Braunkohle*, T. 30, pp. 325-333.
- 37) POTONIÉ R. (1934). — Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. *Arb. Inst. Paläobot. Petr. Brennsteine*, T. 4, pp. 5-24.
- 38) POTONIÉ R. (1951). — Pollen- und Sporenformen als Leitfossilien des Tertiärs. *Mikroskopie*, T. 6, pp. 272-383.
- 39) POTONIÉ R. (1956). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil I : *Sporites*. *Beih. Geol. Jahrb.* H. 23, pp. 1-103.
- 40) POTONIÉ R. (1958). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil II : *Sporites* (Nachträge), *Saccites*, *Aletes*, *Praecolpates*, *Polyplicates*, *Monocolpates*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 31, pp. 1-114.
- 41) POTONIÉ R. (1960). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil III : Nachträge *Sporites*. Fortsetzung *Pollenites*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 39, pp. 1-189.
- 42) POTONIÉ R. et GELLETICH J. (1933). — Über Pteridophyten-Sporen einer eozänen Braunkohle aus Dorog in Ungarn. *S.-B. Ges. nat. Freunde* (1932), T. 33, pp. 517-528. Berlin.
- 43) POTONIÉ R., IBRAHIM A. et LOOSE F. (1932). — Sporenformen aus den Flözen Aegir und Bismark des Ruhrgebietes. *N. Jahrb. Min.*, T. 67 B, pp. 438-454.
- 44) POTONIÉ R. et KLAUS W. (1954). — Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges. *Geol. Jahrb.*, T. 68, pp. 517-544.
- 45) POTONIÉ R. et KREMP G. (1955-1956). — Die *Sporae dispersae* des Ruhrkarbons, Teil I-III. *Paläontographica*, Abt. B., T. 98, pp. 1-136 ; T. 99, pp. 65-191 ; T. 100, pp. 65-121.
- 46) POTONIÉ R. et VENITZ H. (1934). — Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen Bucht. *Abh. Inst. Paläobot. Petro. Brennsteine*, T. 5, pp. 5-54.
- 47) RAATZ G. (1937). — Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der Braunkohle des Muskauer Bogens. *Abh. Preuss. Geol. Land.*, N.F., T. 183, pp. 1-48.
- 48) REINSCH P.F. (1881). — Neue Untersuchungen über die Mikrostruktur der Steinkohle des Carbons, der Dyas und Trias. Leipzig.
- 49) REISSINGER A. (1950). — Die « Pollenanalyse » ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. *Paläontographica*, Abt. B, Bd 90, pp. 99-126.
- 50) ROGALSKA M. (1954). — Spore and Pollen Analysis of the liassic coal of Blanowice in upper Silesia. *Inst. Geol. Bull.*, Warschau, T. 89.
- 51) ROSS N.E. (1949). — On a cretaceous pollen and spore bearing clay deposit of Scania. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, T. 34, pp. 25-43.
- 52) SCHOPF J.M., WILSON L.R. et BENTALL R. (1944). — An annotated synopsis of palaeozoic fossil spores and the definition of generic groups. III. *State Geol. Surv. Rep. Invest.*, T. 91, pp. 1-72.
- 53) POCOCK S. (1962). — Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Western Canada plains. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 111, Lief. 1-3, pp. 1-95, Stuttgart.
- 54) THIERGART F. (1938). — Die pollenflora der Niderlandsitzer Braunkohle. *Jahrb. Preuss. Geol.*, T. 58, pp. 282-351.
- 55) THOMSON P.W. et PFLUG H. (1953). — Pollen und sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 94, pp. 1-138.
- 56) WEYLAND H. et KRIEGER W. (1953). — Die Sporen und Pollen der Aachener Kreide und ihre Bedeutung für die Charakterisierung des mittleren Senons. *Paläontographica*, Abt. B, Bd 95, pp. 6-29.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE V (*)

- FIG. 1: *Laevigatosporites haardti* POT. et VEN. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 181.
- FIG. 2: Forme monolète *incertae sedis*. S.I. APO 1 bis à 288 m, n° 165.
- FIG. 3: *Deltoidisporites fulvus* (BOLCHOWITINA) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 3.
L'épaisseur de l'exine est bien visible le long du contour équatorial où elle forme une ombre.
- FIG. 4: *Undulatisporites major* DANZÉ et LAV. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 6.
- FIG. 5: *Matonisporites crassiangulatus* (BALME) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 286 m, n° 7.
- FIG. 6: *Matonisporites crassiangulatus* (BALME) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 286 m, n° 8.
Le repli de l'exine qui entoure la marque trilète n'est bien formé qu'au niveau de deux inter-rayons.
- FIG. 7: *Matonisporites* sp. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 4.
On remarque les cicatrices très particulières qui bordent le repli de l'exine.
- FIG. 8: *Matonisporites corsini* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 68.
Ce spécimen a été représenté dans trois plans différents :
- a: un plan où on voit nettement l'Y et le repli de l'exine qui l'entoure.
 - b: un plan où apparaît l'accroissement équatorial en épaisseur de la membrane.
 - c: un plan où on remarque l'ornementation chargée de l'exine.
- FIG. 9: *Matonisporites corsini* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 71.
- FIG. 10: *Matonisporites corsini* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 70.
On observe sur cet échantillon que l'exine est lisse le long du contour équatorial.
- FIG. 11: *Trilitisporites equatibossus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 286 m, n° 31.
- FIG. 12: *Trilitisporites distalgranulatus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 61.
- a: Vue proximale de l'échantillon montrant que les côtés nettement concaves de la face proximale sont entourés par les côtés plus droits de la face distale.
 - b: Face distale présentant l'ornementation granuleuse caractéristique de cette espèce.
- FIG. 13: *Trilitisporites distalgranulatus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 62.
- FIG. 14: *Trilitisporites brevipapillosus* (COUPER) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 35.
- FIG. 15: *Trilitisporites rariverrucatus* DANZÉ-CORS. et LAV. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 37.
- FIG. 16: *Trilitisporites* cf. *verrucatus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 293,60 m, n° 17.
- FIG. 17: *Leptolepidisporites* cf. *major* COUPER. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 20.
- FIG. 18: *Leptolepidisporites major* COUPER. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 19.
- FIG. 19: *Leptolepidisporites paverus* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 18.
On remarque sur cette spore l'aspect de « pavés plats » de l'ornementation.
- FIG. 20: *Trilitisporites perverrucatus* (COUPER) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 23.
- FIG. 21: *Osmundacidisporites wellmanii* COUPER. S.I. APO 1 bis à 293,60 m, n° 15.
- FIG. 22: *Raistrickisporites brevitrunclatus* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 52.
On observe sur cet individu l'aspect trappu des *baculae*.
- FIG. 23: *Raistrickisporites brevitrunclatus* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 57.
- FIG. 24: *Raistrickisporites brevitrunclatus* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 53.
- FIG. 25: *Neoraistrickisporites truncatus* (COOKSON) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 294,30 m, n° 50.
- FIG. 26: *Neoraistrickisporites truncatus* (COOKSON) nov. comb. S.I. APO 1 bis, n° 67.
- FIG. 27: *Lycopodiacidisporites triangularis* DANZÉ-CORS. et LAV. S.I. APO 1 bis à 286 m, n° 89.
- FIG. 28: *Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus* DANZÉ-CORS. et LAV. S.I. APO 1 bis à 280 m, n° 76.
- FIG. 29: *Ischyisporites crateris* BALME. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 90.
- FIG. 30: *Ischyisporites surangulus* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 86.
- a: la vue proximale de cet échantillon montre nettement que la sculpture distale empiète sur la face proximale au niveau des sommets de la spore.
 - b: la face distale présente un réticulum fait de *foveae* arrondies à polyédriques séparées par des murs épais.
- FIG. 31: *Lygodioisporites flexuosus* DANZÉ et LAV. S.I. APO 1 bis à 286 m, n° 58.

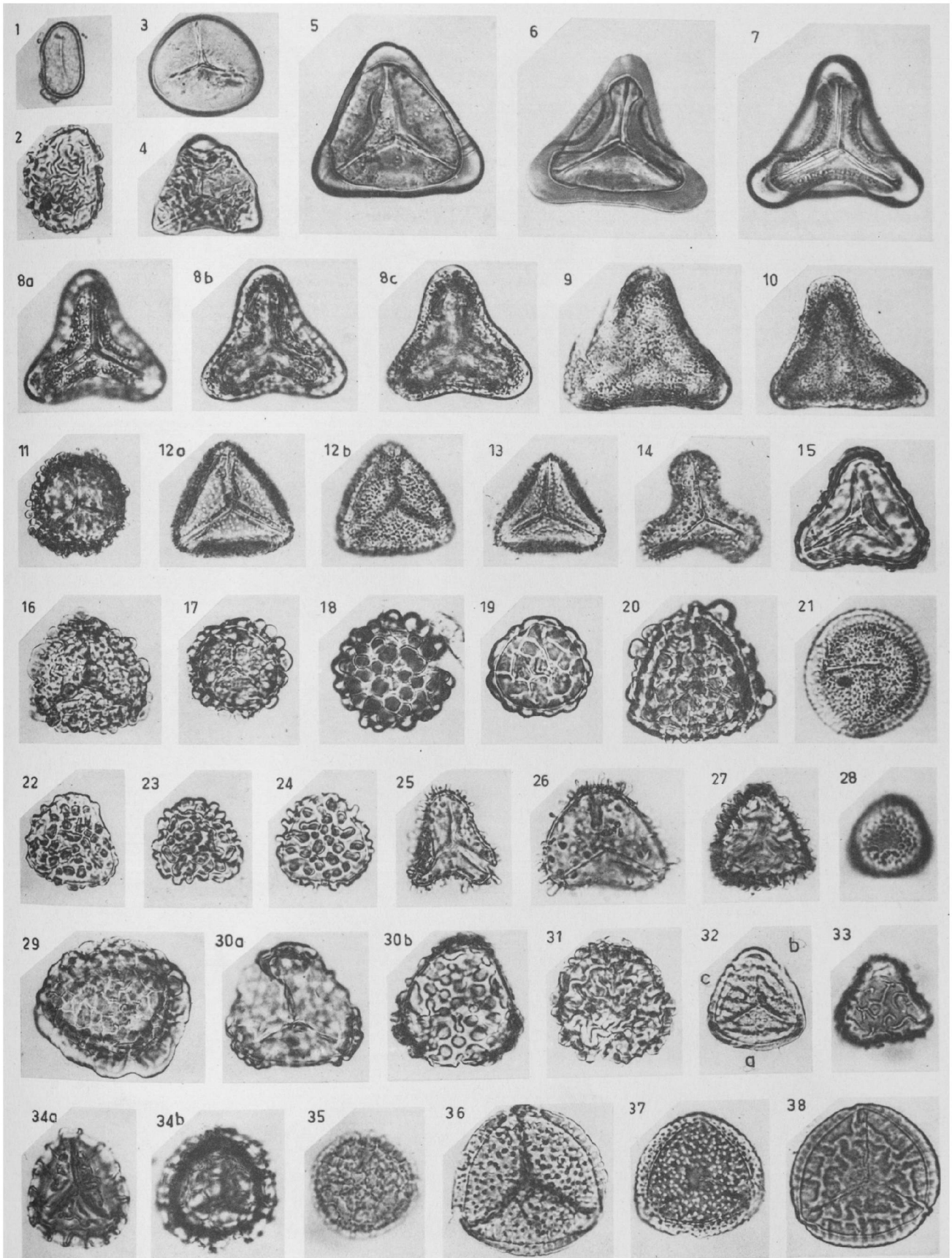
(*) Toutes les photographies ont été réalisées au Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille, par M. A. Leblanc.

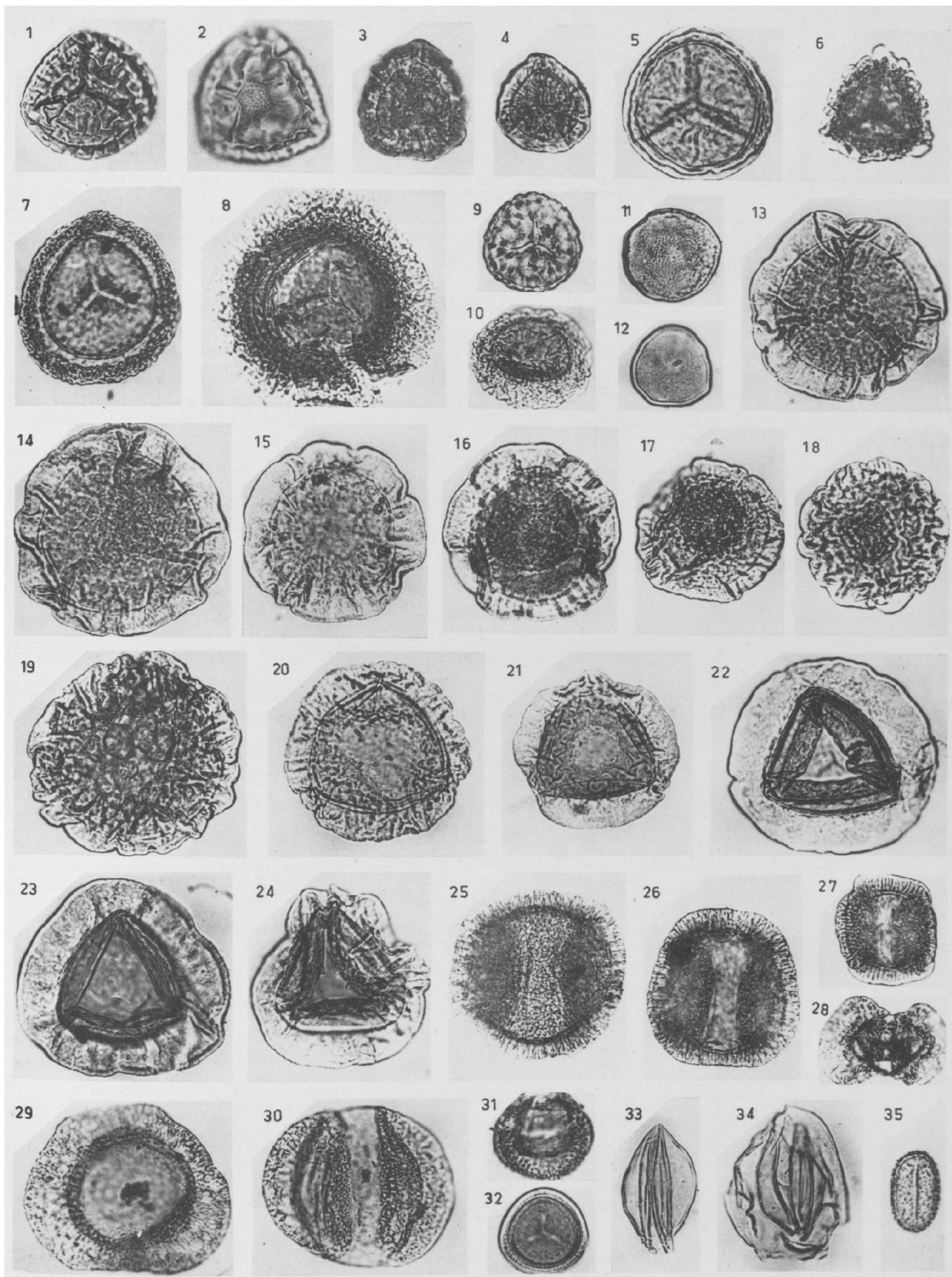
Les spores des Pl. V et VI sont au grossissement X 500.

- FIG. 32 : *Cicatricosisporites* cf. *carlylensis* Stan. Pocock. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 92.
On remarque que les murailles sont surtout parallèles au côté « a » de la spore.
- FIG. 33 : *Lycopodiumsporites semimuris* DANZÉ-CORS. et LAV. S.I. APO 1 bis à 288 m, n° 76.
Cet échantillon montre nettement que les murailles de la face distale forment un réseau dont les mailles ne sont pas fermées.
- FIG. 34 : *Lycopodiumsporites clavatoïdes* COUPER. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 79.
a : la face proximale de cet individu présente une légère ornementation faite de quelques côtes étroites et tortueuses.
b : on observe bien sur la face distale le réseau de grandes mailles polyédriques qui caractérisent cette espèce.
- FIG. 35 : *Lycopodiumsporites gristhorpensis* COUPER. S.I. APO 1 bis à 288 m, n° 82.
On peut remarquer que l'ornementation de cet individu est faite d'un réseau indéfini de mailles mal formées, aux nœuds desquelles se trouvent des papilles.
- FIG. 36 : *Camazonisporites pseudofoveolatus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 286 m, n° 97.
- FIG. 37 : *Camazonisporites pseudofoveolatus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 96.
- FIG. 38 : *Cingulatisporites caminus* BALME. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 107.
Cet échantillon montre un cingulum très net.
- FIG. 8 : cf. *Densoisporites* ? S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 117.
Cette spore est entourée d'une frange composée de deux bandes annulaires formées de très fins plis de l'exine.
- FIG. 9 : cf. *Rogalskiasporites cicatricosus* (ROGALSKA) DANZÉ-CORS. et LAV. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 74.
- FIG. 10 : *Peripollenites elatoides* COUPER. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 143.
- FIG. 11 : *Spheripollenites scabratus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 150.
Cet individu présente une aire subcirculaire située plus ou moins au centre du grain, où l'exine est plus claire.
- FIG. 12 : *Spheripollenites scabratus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 149.
- FIG. 13 : *Applanopsipollenites dampieri* (BALME) DÖRING. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 127.
On observe que la marque trilète de ce pollen est très nette.
- FIG. 14 : *Applanopsipollenites dampieri* (BALME) DÖRING. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 131.
Les lames de l'Y sont formées de deux côtes accolées qui à leur extrémité se séparent pour former une sorte de fourche.
- FIG. 15 : *Applanopsipollenites dampieri* (BALME) DÖRING. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 128.
Cet individu montre nettement une aire subarrondie autour et au delà de laquelle s'étend la vessie qui entoure le corps central.
- FIG. 16 : *Applanopsipollenites dampieri* (BALME) DÖRING. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 134.
- FIG. 17 : *Applanopsipollenites dampieri* (BALME) DÖRING. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 126.
On remarque sur ce spécimen que l'aire dont il est question pour le pollen n° 15 est formée ici par une surface granuleuse.
- FIG. 18 : *Applanopsipollenites segmentatus* (BALME) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 122.
- FIG. 19 : *Applanopsipollenites segmentatus* (BALME) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 123.
On peut voir que la vessie qui entoure le corps central de ce pollen fait de nombreuses circonvolutions.
- FIG. 20 : *Applanopsipollenites trilobatus* (BALME) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 148.
- FIG. 21 : *Applanopsipollenites trilobatus* (BALME) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 145.
Sur le pollen la vessie montre de nettes restrictions au niveau des sommets du corps du grain.
- FIG. 22 : *Applanopsipollenites triangularis* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 139.
On peut observer sur cet échantillon une très petite marque trilète et les replis du corps central.

PLANCHE VI

- FIG. 1 : *Cingulatisporites caminus* BALME. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 106.
- FIG. 2 : *Cingulatisporites caminus* BALME. S.I. APO 1 bis à 288 m, n° 99.
Cet individu montre bien les diverses bandes d'épaississement radiaires et parallèles à l'équateur, ainsi que l'aire granuleuse qui se trouve sur la face distale.
- FIG. 3 : *Cingulatisporites saevus* BALME. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 100.
- FIG. 4 : *Cingulatisporites saevus* BALME. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 104.
On remarque le fin plissement radial de l'exine.
- FIG. 5 : *Cingulatisporites* sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 95.
On peut observer sur cet individu la présence d'une lamelle moyenne ondulée dans le cingulum et l'aspect scabré de l'exine.
- FIG. 6 : *Cibotioidisporites cinguliverrucosus* DANZÉ-CORS. et LAV. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 115.
- FIG. 7 : *Densoisporites perinatus* COUPER. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 119.





- FIG. 23 : *Applanopsipollenites triangularis* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 141.
- FIG. 24 : *Applanopsipollenites triangularis* nov. sp. S.I. APO 1 bis à 294,30 m, n° 144.
- FIG. 25 : *Parvisaccipollenites enigmatus* var. *regularis* nov. var. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 158.
On remarque l'aspect régulier du contour de ce pollen.
- FIG. 26 : *Parvisaccipollenites enigmatus* var. *regularis* nov. var. S.I. APO 1 bis à 272 m, n° 157.
- FIG. 27 : *Parvisaccipollenites enigmatus* var. *regularis* nov. var. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 156.
- FIG. 28 : *Podocarpidipollenites multesimus* (BOLCHOWITINA) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 174.
- FIG. 29 : *Podocarpidipollenites* cf. *multesimus* (BOLCHOWITINA) nov. comb. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 168.
Les deux sacs qui entourent normalement le corps du grain ont fusionné pour n'en plus former qu'un seul.
- FIG. 30 : *Piceapollenites alatus* PORONÉ. S.I. APO 1 bis à 284 m, n° 179.
On observe sur ce pollen que les mailles des sacs augmentent de dimension en partant de la racine distale.
- FIG. 31 : *Classopollenites belloyensis* Poc. et JANS. S.I. APO 1 bis à 293,60 m, n° 153.
- FIG. 32 : *Classopollenites classoides* (PFLUG) Poc. et JANS. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 154.
La marque trilète de cet individu est nettement visible.
- FIG. 33 : cf. *Monosulcipollenites minimus* COOKSON. S.I. APO 1 bis à 288 m, n° 164.
- FIG. 34 : cf. *Monosulcipollenites minimus* COOKSON. S.I. APO 1 bis à 288 m, n° 167.
Cet échantillon est encore entouré de la périspore.
- FIG. 35 : Forme monocolpate ? *incertae sedis*. S.I. APO 1 bis à 264 m, n° 2. On peut observer que la fente qui parcourt toute la longueur de ce spécimen est très légèrement ouverte et entourée d'une ombre qui pourrait correspondre à un faible épaissement de l'exine.

ADDENDUM

Dans le tableau B de la page 115, lire :

Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus

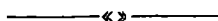
au lieu de : *Lycopodiacidisporites pseudoalveolatus*.

Applanopsipollenites dampieri

Applanopsipollenites segmentatus

Applanopsipollenites trilobatus

au lieu de : *Pflugipollenites dampieri*, *Pfl. segmentatus* et *Pfl. trilobatus*.



Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du cannel-coal de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme)

par J. GROLIER et S. LOBOZIAK (1)

(Pl. VII)

Sommaire. — L'étude palynologique de 3 prélèvements de charbon et d'un échantillon de cannel-coal montre que le bassin de St-Eloy se situe à la limite Stéphanien B - Stéphanien C.

Bien que le Stéphanien du Massif Central soit encore relativement peu connu au point de vue palynologique, les travaux publiés (1 et 3), (11), (17), sont maintenant assez nombreux pour qu'il soit possible de préciser par l'analyse palynologique la position chronostratigraphique, jusqu'à présent trop incertaine, de certains bassins houillers du Massif Central.

Le bassin de St-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme), qui fait l'objet par ailleurs d'une description géologique en préparation par l'un de nous (J. G.), se prêtait bien à ce genre de recherche. En effet, la position stratigraphique indiquée par les empreintes de plantes et les ailes d'insectes prêtait à discussion : Stéphanien moyen d'après les plantes (20), possibilité du Stéphanien supérieur d'après les insectes (18). D'autre part, il n'était pas certain que les deux gisements principaux du bassin — gisement de St-Eloy et gisement de La Bouble — séparés par la faille très importante dite faille Dehaynin, fussent constitués des mêmes couches (2).

I. - Situation et mode de prélèvement des échantillons étudiés

Trois échantillons de charbon proviennent de l'extrémité nord de l'amas anticlinal de La Bouble,

(1) Laboratoire de Géologie et Minéralogie et Laboratoire de Paléobotanique, Faculté des Sciences de Lille.

(2) Nous remercions bien vivement MM. R. Travert, Ingénieur Principal aux Houillères du Bassin de St-Eloy-La-Bouble et A. Vandenberghe, anciennement géologue aux Charbonnages de France, d'avoir bien voulu attirer notre attention sur ce dernier aspect du problème.

actuellement en exploitation. Leur localisation précise est la suivante : en se référant aux repères géométriques en usage à la mine de St-Eloy-La-Bouble (voir J. Grolier, à paraître) : coupe n° 28, cote 92 m au-dessus du niveau de la mer, avec les distances respectives des lieux de prélèvement par rapport à la « ligne de bure » :

échantillon A : 12 m à l'W de la ligne de bure,
échantillon B : 65 m à l'W de la ligne de bure,
échantillon C : 82 m à l'E de la ligne de bure.

Le gîte de charbon de La Bouble renferme trois couches principales, coalescentes à la charnière de l'amas anticlinal, ce qui rend délicate leur distinction. L'échantillon A est attribué à la couche dite « couche du Mur », l'échantillon B à la « couche du Centre », l'échantillon C enfin à la « couche du Toit ».

En outre, un échantillon de cannel-coal provient, environ 700 m plus au Sud que les autres échantillons, du toit de la couche du Toit (bure 21, près du Puits Tollin, cote 147 m au-dessus du niveau de la mer.

II. - Etude palynologique des échantillons

Les quatre échantillons ont été macérés selon la méthode classique de Schultze (3). Ils se sont

(3) Cette technique de macération a été appliquée de la même manière pour le cannel-coal que pour les charbons : en particulier le temps d'oxydation a été maintenu à trois heures. Les spores recueillies dans les quatre cas ont été nombreuses et bien conservées.

avérés très riches en microspores. 37 espèces ont pu être déterminées (4) :

Deltoidisporites adnatus Kos., *Calamisporites pallidus* LOOSE, *C. saarianus* BHARDW., *Variouxisporites plicatus* ALP., *Punctatisporites punctatus* IBR., *Cyclogranisporites densus* BHARDW., *C. microgranus* BHARDW., *C. cf. micaceus* IMGR., *C. cf. aureus* LOOSE, *Planisporites kosankei* POT. et KR., *Apiculatisporites latigranifer* LOOSE, *Microreticulatisporites microtuberosus* LOOSE, *Triquitrisporites sculptilis* BALME, *Lycosisporites pusillus* IBR., *L. punctatus* Kos., *Angulisporites splendidus* BHARDW., *Polymorphisporites reticuloides* ALP., *P. ornatus* ALP., *Laevigatosporites minimus* WILS.-COE, *L. medius* Kos., *L. desmoinesensis* WILS.-COE, *L. vulgaris* IBR., *L. maximum* LOOSE, *Punctatosporites minutus* IBR., *P. granifer* POT. et KR., *P. rotundus* BHARDW., *Verrucososporites obscurus* Kos., *V. verrucosus* ALP., *Torosporites securis* BALME, *T. laevigatus* BHARDW., *T. granulatus* ALP., *Crassosporites triletoïdes* ALP., *C. punctatus* ALP., *Speciososporites laevigatus* ALP., *S. minor* ALP., *Florinipollenites antiquus* SCHOFF., *Fl. pumicosus* IBR.

(4) La détermination des espèces a été réalisée d'après la classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias établie en 1962 par P. Corsin, J. Carette, J. Danzé et J.P. Laveine (10).

Pour l'analyse quantitative des échantillons, nous avons groupé toutes les espèces appartenant à un même genre sous le terme générique. Les résultats obtenus à la suite de chaque analyse ont été traduits en graphiques de pourcentages pour chacun des genres figurant dans la préparation. Ces graphiques ont ensuite été reportés sur le tableau I.

L'examen de ce tableau nous permet de remarquer que les trois prélèvements de charbon de même que l'échantillon de cannel-coal contiennent les mêmes types de spores, dans des proportions plus ou moins identiques, groupés dans 12 genres principaux. Cette étude, il est important de le signaler, ne porte que sur des prélèvements partiels de couches c'est-à-dire limités à quelques cm³. Ces diagrammes ne reflètent donc pas la composition palynologique tout à fait moyenne des veines qu'ils représentent. En effet, le prélèvement de quelques grammes de charbon dans une couche ne permet pas d'en connaître la population exacte étant donné qu'il a été vérifié que le profil palynologique d'une veine n'est pas le même du haut en bas de cette

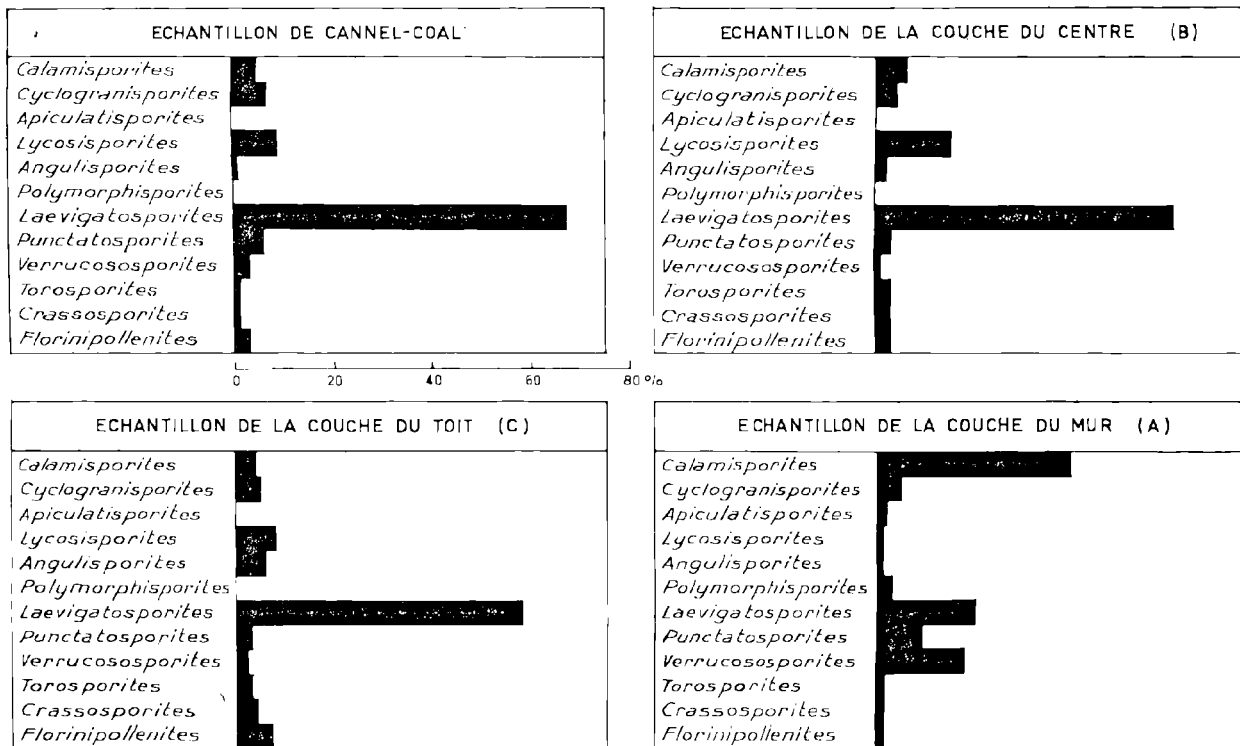


TABLEAU 1. — Diagrammes palynologiques des différents échantillons.

veine. Il serait donc prématuré d'en dégager des conclusions trop hâtives. Toutefois, les résultats obtenus permettent d'effectuer quelques constatations et d'apporter quelques précisions quant à l'âge et la correspondance de ces terrains.

La constatation principale est l'abondance des formes monolètes. En effet, 70 % environ des spores rencontrées dans les différentes analyses (exception faite pour l'échantillon de la couche du Mur qui n'en contient que 50 %) sont constituées d'éléments monolètes : *Laevigatosporites*, *Verrucosporites*, *Punctatosporites*, *Torosporites* et *Crassosporites*, le genre *Laevigatosporites* étant nettement prédominant, tant par le nombre des espèces recueillies que par leur fréquence. Cette disproportion, de plus en plus nette au fur et à mesure que l'on monte dans la série stratigraphique, procure à ces échantillons une position assez élevée dans le Stéphanien que J. Doubinger divise palynologiquement en deux zones (11) :

— la zone supérieure caractérisée par l'abondance des spores monolètes,

— la zone inférieure marquée par une majorité de *Punctatosporites* et les fréquences cycliques de *Florinipollenites*, *Densisorites* et *Lycosisporites*.

Il nous faut noter en second lieu, et pour apporter davantage de précisions à notre position, l'absence des genres *Densisorites* et *Spinospores*. Cette constatation est très importante. En effet, le genre *Densisorites*, recueilli massivement et par cycles très rapprochés dans le Stéphanien B, disparaît presque définitivement dès le sommet de cet étage (11) tandis que le genre *Spinospores* ne prend son véritable essor que dans la partie supérieure du Stéphanien qu'il caractérise parfaitement et sur lequel repose la principale subdivision palynologique (17). L'absence de ces deux genres nous permet donc de situer nos échantillons dans la partie plus ou moins inférieure de la zone supérieure telle que l'a définie J. Doubinger (11), c'est-à-dire à la limite Stéphanien B-Stéphanien C et cela d'autant plus facilement que les autres observations recueillies, telles que présence d'*Angulisporites*, *Calamisporites*, fréquence de *Punctatosporites*, *Lycosisporites*, *Florinipollenites*, se rapportent parfaitement aux définitions palynologiques accordées à cet ensemble stratigraphique.

Enfin, un échantillon de charbon du gisement Nord du bassin de St-Eloy (gisement de St-Eloy proprement dit - Tranchée de Morny) a été examiné. Il possède une composition palynologique identique aux échantillons de La Boule. Par conséquent, en l'état actuel des connaissances, on peut penser que les couches de charbon sont de même âge au Nord et au Sud de la faille Dehaynin.

III. - Conclusion

Si l'on situe assez bien la position de St-Eloy dans l'échelle palynologique proposée par J. Doubinger, il est par contre prématuré d'établir une corrélation stratigraphique précise avec les couches du bassin de la Loire. Il faudrait auparavant que soit faite l'étude palynologique systématique des couches de St-Eloy d'après les échantillons représentatifs de la section complète de ces couches. En ce cas, l'échantillonnage partiel est insuffisant.

Dans l'échelle stratigraphique de W.J. Jongmans et P. Pruvost (15) reprise pour l'essentiel par B. Alpern et J. Doubinger, on peut situer, nous l'avons vu, le bassin de St-Eloy à la limite du Stéphanien B et du Stéphanien C. Il faut remarquer néanmoins que l'unanimité n'est pas faite sur le nombre et la place des coupures dans le Stéphanien. D'autres échelles ont été proposées. Le tableau II expose l'état de la question en ce qui concerne le Stéphanien français.

C'est en 1950 que W.J. Jongmans et P. Pruvost (15) ont appelé A, B et C respectivement les trois subdivisions reconnues dès l'origine dans le bassin de la Loire : assise de Rive-de-Gier, assise de Saint-Etienne, assise d'Avaize. Un peu avant, P. Corsin (9) avait donné un tableau de la flore de chacune de ces subdivisions. Plus tard, B. Alpern (3) d'une part et J. Doubinger (11) de l'autre se sont attachés à préciser les caractères palynologiques du Stéphanien dans lequel J. Doubinger distingue d'une manière générale deux grandes divisions palynologiques : une zone supérieure qui comprend essentiellement le Stéphanien C et certaines séries attribuées au Stéphanien B, et une zone inférieure qui correspond au Stéphanien B (en partie au moins) et à l'ensemble du Stéphanien A. En d'autres termes, la limite zone supérieure-zone inférieure de

P. CORSIN, W.J. JONGMANS et P. PRUVOST	B. ALPERN, J. DOUBINGER	A. VANDENBERGHE, M. LAMOTTE	J. de MAISTRE
Stéphanien C	Autuno Stéphanien	Autunien	Formation ambiguë Autuno Stéphanien
	<div style="text-align: center;"> Zone sup. de J. Doubinge ----- Stéphanien C ----- ----- ----- </div>		<div style="text-align: center;"> niveau à faune de A. Vandenberghe ----- Zone de transition de M. Lamotte ----- Stéphanien sup. (B) ----- ----- ----- </div>
Stéphanien B	<div style="text-align: center;"> Stéphanien B ----- Zone inf. de ----- Stéphanien A J. Doubinge </div>	Stéphanien inf. (A)	

TABLEAU 2. — Essais de corrélation des divisions du Stéphanien français, d'après les travaux récents.

----- Place approximative des couches de St-Eloy.

J. Doubinge se situe un peu en dessous de la limite Stéphanien C-Stéphanien B.

D'un autre côté, A. Vandenberghe (25) attache une importance majeure à un niveau à faune situé au toit de la « 3^{me} Beaubrun » dans le bassin de la Loire (assise d'Avaize). Il propose d'y voir la limite entre l'Autunien et le Stéphanien, par analogie avec les coupes du Carbonifère de Saxe et du Kouznetsk, où cette limite est marquée par un niveau à faune. D'autre part, toujours selon A. Vandenberghe, en désaccord avec P. Corsin, les caractères de la flore fossile des faisceaux de Beaubrun et de Grüner seraient identiques et par conséquent le Stéphanien C n'aurait pas d'individualité : seuls seraient à retenir un Stéphanien inférieur (A) et un Stéphanien supérieur (B).

Enfin, J. de Maistre (22) fait remarquer dans une étude récente que « contrairement à une opinion courante d'après laquelle la coupe stratigraphique du bassin de la Loire serait continue, on y distingue... des discordances et des lacunes... ». Il distin-

gue en outre deux grands ensembles indépendants : « l'ensemble du Comble Nord » resté accroché au socle et « l'ensemble de St-Etienne » charrié sur le précédent. « L'ensemble de St-Etienne » comprend la série des couches de St-Etienne « à rattacher tout entière... au Stéphanien moyen des auteurs français » et un « Autuno-Stéphanien » ou sommet, à flore appauvrie et peu caractéristique. L'ensemble du Comble Nord comprend notamment l'étage de Rive-de-Gier et l'étage des Cordaïtes de Grand Eury. Néanmoins, une incertitude subsiste, du fait du charriage qui les sépare, quant aux rapports chronostratigraphiques des ensembles (tableau II, case blanche ligne Stéphanien (A) colonne J. de Maistre).

En l'état actuel des connaissances, on se bornera à constater les divergences d'opinions entre les différents auteurs qui se sont efforcés d'établir des coupures dans le Stéphanien. Une échelle de type classique, comme celle de P. Corsin, garde l'avantage de s'appuyer sur la liste des plantes du bassin de la Loire.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

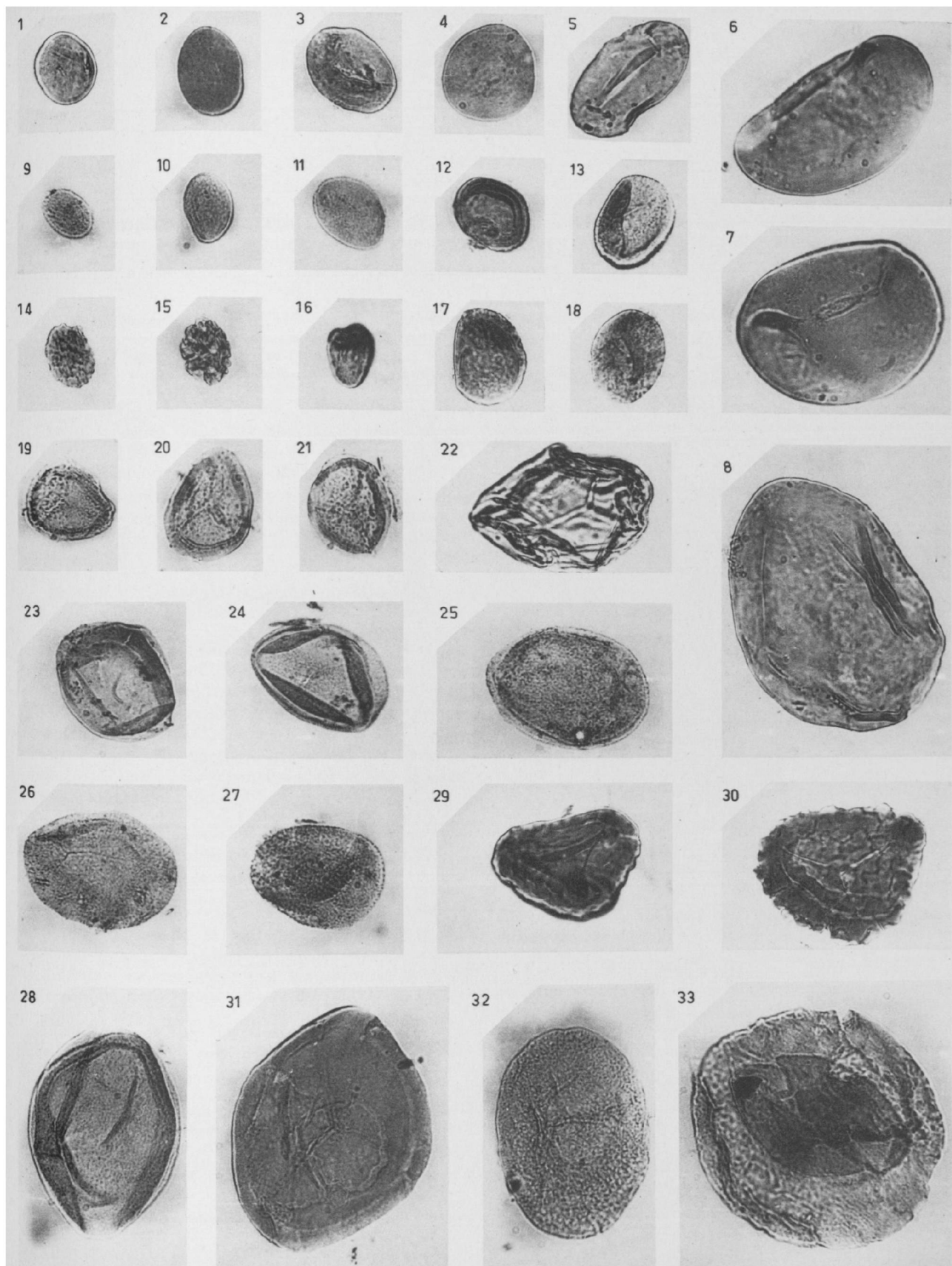
- 1) ALPERN B. (1957). — Contribution à l'étude palynologique et pétrographique des charbons français. Thèse d'Etat, Paris.
- 2) ALPERN B. (1958). — Description de quelques microspores du Permo-Carbonifère français. *Rev. de micropal.*, vol. 1, n° 2, pp. 75-86.
- 3) ALPERN B. (1960). — Répartition stratigraphique de quelques microspores du Carbonifère supérieur français. *Proc. of the Int. Com. for coal Petrology*, n° 3, pp. 173-176.
- 4) ALPERN B. et LAMOTTE M. (1963). — Etude palynologique du Houiller de St-Etienne. *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, pp. 4057-4059.
- 5) BALME B.E. (1952). — On some spore specimen from British Upper Carboniferous coals. *Geol. Mag.*, 89, pp. 175-184.
- 6) BHARDWAJ D.C. (1954). — Einige neue Sporengattungen des Saarkarbons. *Neues Jb. Geol. Paläontol.*, Mh., 11, pp. 512-525.
- 7) BHARDWAJ D.C. (1957). — The Palynological investigations of the Saar coal. (Part. I. Morphography of *Sporae dispersae*). *Palaeontographica*, Bd 101, Abt. B, Liefg. 5-6, S. 73-125.
- 8) BHARDWAJ D.C. et VENKATACHALA B.S. (1957). — Microfloristic evidence on the Boundary between the Carboniferous and the Permian systems in Pfalz (w. Germany). *The Palaeobotanist.*, vol. 6, n° 1, pp. 1-11.
- 9) CORSIN P. (1950). — Les divisions paléontologiques du Stéphanien du bassin de la Loire. *C.R. Ac. Sc.*, t. 230, pp. 117-119.
- 10) 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.
- 11) DOUBINGER J. (1962). — Caractères palynologiques du Stéphanien et de l'Autunien. *C.R. Ac. Sc.*, t. 255, pp. 2158-2160.
- 12) GROLIER J. (à paraître). — Contribution à l'étude géologique du Sillon houiller, entre St-Eloy-les-Mines et St-Priest-des-Champs (Puy-de-Dôme). 2^{me} thèse, Clermont-Ferrand.
- 13) IBRAHIM A. (1933). — Sporenformen des Agirhorizontes des Ruhrreviers. Diss., Berlin.
- 14) IMGRUND R. (1960). — *Sporae dispersae* des Kaipingbeckens. *Geol. Jb.*, Bd 77, S. 143-204.
- 15) JONGMANS W.J. et PRUVOST P. (1950). — Les subdivisions du Carbonifère continental. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t. XX, 5^e série, pp. 335-344.
- 16) KOSANKE R.M. (1950). — Pennsylvanian spores of Illinois and their use in correlation. *State Geol. Surv. Bull.*, vol. 74, Illinois.
- 17) LAMOTTE M. (1963). — Contribution à l'étude palynologique du Houiller de St-Etienne. Thèse du 3^e cycle, Paris.
- 18) LAURENTIAUX D. (1953). — La faune carbonifère de St-Eloy-les-Mines. Dans LETOURNEUR J., pp. 65-67 (1953).
- 19) LAURENTIAUX D. (1958). — Contribution à l'étude des insectes carbonifères. Thèse d'Etat, Paris.
- 20) LETOURNEUR J. (1953). — Le grand Sillon houiller du Plateau Central français. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 238, t. 51.
- 21) LOOSE F. (1934). — Sporenformen aus dem Flöz Bismarek des Ruhregebietes. *Arb. Inst. Paläobot.*, Bd 4, S. 127-164.
- 22) MAISTRE (DE) J. (1963). — Description géologique du Bassin houiller de la Loire. *Rev. de l'Ind. Min.*, vol. 45, n° 7 et 8.
- 23) POTONÉ R. et KREMP G. (1955). — Die *Sporae dispersae* des Ruhrkarbons. *Palaeontographica*, Bd 98, Abt. B, Lief 1-3, S. 1-136.
- 24) SCHOFF J.M. (1938). — Spores from the Herrin (n° 6) coal bed in Illinois. *Report of Invest. Geol. Surv. in Illinois*, n° 5, pp. 1-55.
- 25) VANDENBERGHE A. (1961). — Contribution à la recherche d'une limite entre le Stéphanien et l'Autunien. *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, pp. 1172-1174.
- 26) WILSON L.R. et COE E.A. (1946). — Descriptions of some unassigned plant microfossils from the Des Moines Series of Iowa. *Amer. Midl. Nat.*, t. 23, pp. 182-186.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VII

- | | |
|--|--|
| <p>FIG. 1 : <i>Laevigatosporites minimus</i> WILSON-COE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal, spore isolée n° 6.</p> <p>FIG. 2 : <i>Laevigatosporites minimus</i> WILSON-COE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal, spore isolée n° 7.</p> <p>FIG. 3 : <i>Laevigatosporites medius</i> KOSANKE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal, spore isolée n° 13.</p> | <p>FIG. 4 : <i>Laevigatosporites medius</i> KOSANKE.
Origine : bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal, spore isolée n° 8.</p> <p>FIG. 5 : <i>Laevigatosporites desmoinesensis</i> WILSON-COE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal, spore n° 28.</p> <p>FIG. 6 : <i>Laevigatosporites vulgaris</i> IBRAHIM.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal, spore isolée n° 5.</p> |
|--|--|

- FIG. 7 : *Laevigatosporites vulgaris* IBRAHIM.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 2.
- FIG. 8 : *Laevigatosporites maximus* LOOSE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 1.
- FIG. 9 : *Punctatosporites minutus* IBRAHIM.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Mur, spore isolée n° 12.
- FIG. 10 : *Punctatosporites minutus* IBRAHIM.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Mur, lame n° C 2.
- FIG. 11 : *Punctatosporites granifer* POTONIE et KREMP.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 10.
- FIG. 12 : *Speciososporites laevigatus* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Toit, spore isolée n° 4.
- FIG. 13 : *Crassosporites triletoides* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Toit, lame n° C 3.
- FIG. 14 : *Verrucososporites obscurus* KOSANKE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Mur, spore isolée n° 15.
- FIG. 15 : *Verrucososporites verrucosus* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 18.
- FIG. 16 : *Torosporites laevigatus* BHARDWAJ.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Toit, spore isolée n° 29.
- FIG. 17 : *Torosporites securis* BALME.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Toit, spore isolée n° 22.
- FIG. 18 : cf. *Torosporites granulatus* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
lame n° C 8.
- FIG. 19 : *Lycosisporites pusillus* IBRAHIM.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 11.
- FIG. 20 : *Lycosisporites punctatus* KOSANKE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
lame n° C 8.
- FIG. 21 : *Lycosisporites punctatus* KOSANKE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 9.
- FIG. 22 : *Variouxisporites plicatus* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Mur, spore isolée n° 20.
- FIG. 23 : *Calamisporites pallidus* LOOSE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 26.
- FIG. 24 : *Cyclogranisporites densus* BHARDWAJ.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 19.
- FIG. 25 : *Cyclogranisporites* cf. *micaceus* IMGRUND.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 16.
- FIG. 26 : *Cyclogranisporites* cf. *micaceus* IMGRUND.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
lame n° C 6.
- FIG. 27 : *Cyclogranisporites* cf. *micaceus* IMGRUND.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 21.
- FIG. 28 : *Cyclogranisporites* cf. *aureus* LOOSE.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 25.
- FIG. 29 : *Polymorphisporites reticuloides* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Mur, spore isolée n° 27.
- FIG. 30 : *Polymorphisporites ornatus* ALPERN.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Mur, lame n° C 1.
- FIG. 31 : *Angulisporites splendidus* BHARDWAJ.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de la couche
du Toit, spore isolée n° 17.
- FIG. 32 : *Florinipollenites pumicosus* IBRAHIM.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 23.
- FIG. 33 : *Florinipollenites antiquus* SCHOFF.
Origine : Bassin de St-Eloy, éch. de cannel-coal,
spore isolée n° 24.





Le Dévonien des carrières du « Banc Noir » et du « Griset » (Boulonnais) ⁽¹⁾

par D. LE MAÎTRE ⁽²⁾ et F. MAGNE ⁽³⁾

Sommaire. — L'étude de la microfaune, Conodontes et Ostracodes du Givétien supérieur-Frasnien inférieur dans le Boulonnais, est parallélisée avec les données acquises par l'étude de la macrofaune. La limite Givétien-Frasnien est précisée.

Dans le cadre de la révision du Givétien et du Frasnien du Boulonnais, l'un de nous (D.L.M.) et I. Devos ont exposé, en deux Notes (1961 a, 1961 b), la succession stratigraphique telle qu'elle se présentait sur les parois occidentale et méridionale de la carrière du « Banc Noir ». Nous en rappelons ici l'essentiel.

Dans le Calcaire de Blacourt, on distingue les 3 termes suivants :

1° Une *série récifale* comprenant 4 petits biohermes interstratifiés dans des bancs de calcaire et de lits calcaréo-marneux. Ces récifs sont formés d'organismes constructeurs, des Polypiers principalement, tandis que dans les lits calcaréo-marneux et sur les bords des récifs apparaissent des Brachiopodes. La liste des organismes en a été donnée précédemment (op. cit. 1961 et I. Devos 1962 a).

2° Au-dessus reposent 3 bancs de calcaire à *Stringocephalus burlini*, Stromatopores, Cyathophyllidés composés et autres polypiers.

3° Vient ensuite un banc de calcaire cloisonné de filons de calcite et qui contient — outre des Stromatopores, Polypiers et Brachiopodes — de nombreux Gastéropodes : des *Murchisonia* dont *M. intermedia*, *bigranulosa*, *coronata* var. α etc...

Ces 3 termes sont du *Givétien supérieur*. Toutefois, en 1961, les auteurs précités ont émis un doute

en ce qui concerne la datation précise du terme 3 : du banc à *Murchisonia*.

Sur ce Calcaire de Blacourt reposent :

4° Des calcaires en plaquettes alternant avec des marnes. Cette formation, peu épaisse (2,50 m environ) est très fossilifère. On y a recueilli des Polypiers, Crinoïdes, Bryozoaires, Brachiopodes dont *Cyrtospirifer verneuili*, *Mucrospirifer dorlodoti*, des Lamellibranches, *Tentaculites* et *Trilobites*.

5° Des schistes gris verts à nodules et rares plaquettes calcaires, pauvres en fossiles, atteignent une épaisseur d'une dizaine de mètres. Les parties calcaires contiennent des *Cyrtospirifer* dont *C. verneuili* et il y a été recueilli un exemplaire de *C. syringothyriiformis*.

6° Enfin des schistes violacés, se débitant en petites esquilles, alternent avec des plaquettes de calcaire crinoïdique. Ce dernier terme a fourni toute une faune de Brachiopodes dont une association remarquable de *Cyrtospirifer* : *C. grabau*, *C. malaisei*, *C. orbélianus*, *C. stolbovi*, *C. syringothyriiformis*, *C. supradisjunctus*, ce dernier étant prédominant.

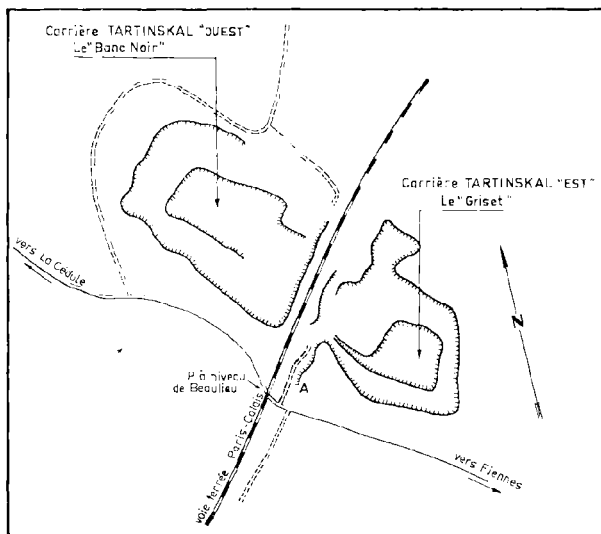
D. Le Maître et I. Devos ont rapporté le terme 4 au Frasnien inférieur, les termes 5 et 6 à la base du Frasnien moyen, le terme 6 : zone à *C. supradisjunctus* étant l'équivalent de la « zone des monstres » de Gosselet, le F'2a des auteurs belges.

Des observations plus récentes et intéressantes de la carrière du « Griset » située à l'Est de la voie ferrée Paris-Calais (voir carte), les relations de ses niveaux avec ceux de la carrière du « Banc Noir », l'étude par l'un de nous (F.M.) de la microfaune, nous permettent d'énoncer des faits nouveaux et de confirmer, ou préciser, les conclusions précédentes.

(1) Les auteurs remercient la Direction de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (S.N.P.A.) qui a bien voulu autoriser cette publication.

(2) Laboratoire de Géologie de la Faculté libre des Sciences de Lille.

(3) Stagiaire au Centre de Recherches S.N.P.A. de Pau.



La carrière du « Griset »

On y retrouve les termes 1, 2, 3 de la carrière du « Banc Noir ». Ils sont peu tectonisés et leur épaisseur est de 106 mètres (d'après les mesures topogéologiques).

Le banc à *Murchisonia* (terme 3) est identifiable au sommet de la paroi méridionale. Il a les mêmes caractères que celui de l'autre carrière et contient en abondance, non seulement des *Murchisonia*, mais de nombreux *Stringocephalus burtini*. Ceci prouve indubitablement son âge Givétien.

De plus, une microfaune caractéristique faite d'Ostracodes et de Foraminifères se trouve dans les couches à Stringocephales du Boulonnais et dans les bancs sus-jacents de la carrière du 'Banc Noir'. Elle disparaît au toit de l'horizon à *Murchisonia*. Parmi les Ostracodes, 15 espèces atteignent le sommet du Calcaire de Blacourt situé au-dessus du récif IV des auteurs (op. cit. 1961 a et b). De plus, la partie supérieure du terme 2 et le terme 3 sont caractérisés par un Conchostracé (4) repère, *Cryptophyllus sp. 3*, espèce ubiquiste, et par un Foraminifère vagile du genre *Umbella*.

Dans les talus de la route d'accès à cette carrière (en A sur la carte), une faille sub-longitudinale, de direction générale E-SE - W-NW, à faible pendage vers le Sud, met en contact les marnes, schistes et plaquettes calcaires des termes 4, 5 et 6, redressés à la verticale avec le récif IV ; son rejet atteint ici plus de 25 mètres. Cet accident,

qui s'atténue rapidement, semble jalonner les parois méridionales des deux carrières.

L'analyse micropaléontologique des termes 4, 5 et 6 permet de préciser la stratigraphie donnée précédemment. En effet, on constate que les *Ostracodes* et *Conchostracés* y sont représentés par des espèces totalement différentes de celles du calcaire Givétien supérieur de Blacourt. Les plaquettes et nodules calcaires ainsi que les argiles intercalaires renferment à la fois des marqueurs de zones (biozone 01) et des espèces typiquement frasniennes des bassins franco-belges (5). Par ordre d'intérêt décroissant, nous citerons :

— dans le premier groupe : *Polyzygia beckmanni* KRÖMELBEIN 1954 et *Quasillites sp. F*.

— dans le deuxième groupe : *Cryptophyllus sp. F*, *Bythocypris ? sp. B* (forme dominante), *Jenningsina sp. F* et *Cavellina caduca* MC GILL 1962.

Quelques *Foraminifères* arénaux polymorphes, d'appartenance générique imprécise, complètent le caractère de cette biozone dans laquelle prédominent les Cricoconaridés (*Tentaculites* et *Styliolines*) et des débris de Crinoïdes.

Les *Conodontes*, dont la valeur chronostratigraphique n'est plus à démontrer, y sont représentés par les morpho-espèces *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT 1921) et *Spathognathodus sannemanni sannemanni* BISCHOFF & ZIEGLER 1957, associées à de nombreux individus que nous attribuons avec réserve à *Polygnathus pennata* HINDE 1879.

L'ensemble de cette microfaune permet de préciser l'âge des formations 4, 5 et 6. Il s'agit vraisemblablement, compte tenu du renouvellement des Ostracodes, de la partie la plus inférieure du Frasnien, niveau des schistes à *Pharciceras lunulicosta* ZIEGLER 1958 = to la supérieur KREBS 1959.

En conclusion, dans le Boulonnais :

1° La limite Givétien-Frasnien se place au toit du banc à *Murchisonia*. C'est en effet à ce niveau qu'il y a un changement de macrofaune, de microfaune et de faciès.

2° Le Frasnien inférieur du Boulonnais (termes 4, 5 et 6) est, par l'ensemble de sa faune, l'équivalent du F 2a des auteurs belges. L'assise de Fromelennes ne peut y être distinguée ; elle se confond avec les bancs du Givétien supérieur terminal.

(5) MAGNE F. — Thèse de 3^e cycle en voie d'achèvement à la S.N.P.A. (Laboratoire de M. le Professeur CUVILLIER J., Paris).

(4) Selon G. HARTMANN, p. 10 et al.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- EISCHOFF G. et ZIEGLER W. — Die Gonodontenchronologie des Mitteldevon und des tiefsten Oberdevons. *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.* 22, 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., Wiesbaden 1957.
- DEVOS I. — a) Contribution à l'étude du Givétien et du Frasnien du Boulonnais. *D.H.S. Université de Lille*, 81 pages, 15 planches, 1 tableau, 30 mai 1962.
- b) Etude statistique de *Cyrtospirifer supradisjunctus* (W.A. OBRUTSCHEW). *Ann. Soc. Géol. Nord*, tome LXXXII, pp. 185-201, 25 fig., 1 pl., Lille 1962.
- HARTMANN G. — Zur Phylogenie und Systematik der Ostracoden. *Zeitschrift zool. Syst. Evolutionforschung* 1, 1-2, S. 1-154, 32 Abb., 2 Tab., Frankfurt am Main 1963.
- KREBS W. — Zur Grenze Mittel- Ober-Devon and zur Gliederung des Obersten Mittel-Devons und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. *Senckenbergiana lethaea*, 40, N. 5/6, S. 367-387, 1 Abb., 2 Taf., Frankfurt am Main 1959.
- KRÖMMELBEIN K. — Eine Ostracoden -Fauna aus der Riff-Einlagerung im Plattenkalk der Paffrather Mulde (Givetium, Bergisches Land). *Senckenbergiana* 34, N. 4/6, S. 247-258, Frankfurt am Main 1954.
- LEITFOSSILIEN der Mikropaläontologie. — Arbeitskreis Deutscher Mikropaläontologen, Berlin 1962.
- MC GILL P. — Upper and Middle Devonian Ostracodes from the Beaverhill Lake Formation, Alberta (Can.). *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, vol. II, n° 1, pp. 1-26, 2 fig., 4 pl., 1963.
- LE MAÎTRE D. et DEVOS I. — a) Observations nouvelles sur le Dévonien du massif de Ferques en Boulonnais. *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, pp. 761-763, 30 janvier 1961.
- b) Le Dévonien de la carrière du « Banc Noir » (Massif de Ferques : Boulonnais). Note préliminaire. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LXXXI, mars 1961.
- REMAK-PETITOT M.L. — Contribution à l'étude des Conodontes du Sahara (bassins de Fort-Polignac, d'Adrar Reggane et du J. Béchar). Comparaison avec les Pyrénées et la Montagne Noire. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e série, t. II, n° 2, pp. 240-262, 4 fig. 3 tabl., Paris 1960.
- SERRE B. et LYS M. — Répartition de quelques Conodontes dans le Dévonien et le Carbonifère inférieur de France et de Belgique. *Intern. Geol. Congress, report of the 21st Session Norden*, part IV, Pre-Quaternary Micropaleontology, pp. 35-40, 3 fig., Copenhagen 1960.
- ZIEGLER W. — Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mittel- Ober-Devon und in der Adorstufe. *Notizbl. hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, 87, S. 7-77, 7 Abb., 10 Tab., 12 Taf., Wiesbaden 1958.
- ZIEGLER W. — Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abh. hess. L.-Amt. Bodenforsch.*, 38, 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden 1962.

LE CENTRE DE DOCUMENTATION DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

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

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

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

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

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

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

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

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

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

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXIV

1964

3^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1964 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. A. BEUGNIES
<i>Vice-Présidents</i>	M. P. CELET M. J. DANZÉ M. A. BOUROZ
<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} P. DANZÉ-CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. Ch. DESREUMAUX
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} D. LE MAÎTRE M. P. DUMON M. J. CHALARD M. G. WATERLOT M. Ch. DELATTRE 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

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

Compte rendu de la Séance du 13 Mai 1964

consacrée à la

Géologie Méditerranéenne

PRÉSIDENCE DE M. J.H. BRUNN

- M. WATERLOT. — Note préliminaire à l'étude géologique du synclinorium carbonifère du plan des Etangs (Pyrénées centrales espagnoles).
- P. BROQUET. — Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile).
- G. DUÉE. — Relations paléogéographiques entre flyschs, chaîne calcaire et complexe de base dans les monts Nebrodi (Sicile).
- A. CAIRE. — Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique.
- P. CELET. — Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce).
- J. DER COURT. — Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce).
- I. GODFRIAUX. — Contribution à l'étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie septentrionale - Grèce).
- I. GODFRIAUX et J. MERCIER. — Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine.
- S. BORSI, G. FERRARA et J. MERCIER. — Détermination de l'âge des séries métamorphiques du massif serbo-macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar.
- J.H. BRUNN. — Conclusions : A la recherche du rameau médian des chaînes périméditerranéennes.

*
**

La séance est ouverte par Monsieur le Président A. BEUGNIES qui cède rapidement sa place à Monsieur le Professeur BRUNN. Celui-ci s'adresse à l'assemblée en ces termes :

Monsieur le Président, Mesdames, Messieurs, je tiens à vous dire d'abord tout le plaisir que j'éprouve à me trouver ici parmi vous et combien je ressens vivement l'honneur que vous m'avez fait en m'appelant, par la voix de votre Président, Monsieur le Professeur Beugnies, à présider cette séance consacrée à la géologie des régions méditerranéennes.

Cet honneur, je sais que je le dois essentiellement à l'amitié de ceux qui sont venus avec moi étudier les chaînes de Grèce, nos confrères, MM. Paul Celet, Ivan Godfriaux et, par la suite, à celle de votre Président M. Beugnies. Honneur d'autant plus immérité que ce dernier est devenu, bien qu'il le dissimule modestement, un spécialiste éminent de ces régions dans ce qu'elles ont de plus profond et de plus mystérieux, à savoir le métamorphisme. Il aurait donc dû conserver le fauteuil qu'il vient de me céder.

Je suis heureux pourtant d'avoir ainsi l'occasion de dire combien je trouve excellente et opportune l'initiative de votre Société de consacrer une de ses séances à la géologie des régions méditerranéennes. C'est qu'en effet, l'Ecole géologique du Nord, qui fut un des berceaux de la géologie mondiale et qui s'est illustrée par tant de beaux travaux sur les bassins houillers et les chaînes hercyniennes, participe maintenant activement aux recherches qui se poursuivent dans ces régions plus ensoleillées : non seulement en Grèce, mais également en Italie, en Espagne, en Afrique du Nord.

Je tiens à le dire ici, ce n'est pas le soleil qui attire les jeunes géologues dans ces montagnes arides. Le soleil y est le plus souvent cruel, on y souffre de la chaleur et de la soif, les conditions de vie y sont primitives et dures. Non, ce qui justifie ces courses lointaines, c'est qu'il subsiste dans ces chaînes, en dépit des générations de géologues qui y ont travaillé, une foule de problèmes qui sont parmi les plus passionnants et les plus mystérieux de la géologie. Et je dirais volontiers, avec Léopold Kober, que les chaînes alpines sont les plus belles du monde au point de vue géologique, et les plus singulières.

Il suffit en effet de jeter un coup d'œil sur les cartes qui sont au mur pour saisir ce qu'a de singulier et d'exceptionnel le seul dessin de ces chaînes, avec leurs contournements, leurs festons, leurs arcs diversement orientés. Et je suis convaincu que si, un jour, on parvenait à une explication quelque peu satisfaisante de cette disposition en plan des divers rameaux constituant les chaînes alpines, on aurait fait un grand pas vers la compréhension de leur genèse.

J'aurai peut-être, tout à l'heure, l'occasion de dire quelques mots sur l'état de ces questions. Mais je tiens à souligner tout de suite qu'un des éléments importants de cette analyse réside dans la connaissance des rapports entre la chaîne hercynienne et la chaîne alpine. C'est pourquoi j'estime important que des membres de l'Ecole géologique du Nord, forts de leurs traditions et de leurs connaissances sur la chaîne hercynienne, collaborent aussi activement à la solution des problèmes alpins. Accueillons donc comme, au moins, un symbole de ces perspectives de synthèse, que la première communication inscrite à l'ordre du jour de cette séance concerne le Primaire des Pyrénées, dont va nous parler M. M. Waterlot, à qui je donne maintenant la parole.

— « » —

Note préliminaire à l'étude géologique du Synclinorium carbonifère du Plan des Étangs (Pyrénées centrales espagnoles)

par Michel WATERLOT (1)

Sommaire. — Le Synclinorium carbonifère du Plan des Étangs, qui s'étend au NW du massif de la Maladetta, est défini comme un petit bassin paralique, en partie namurien, concordant sur les calcschistes dévoniens sous-jacents.

Ce petit bassin, souvent appelé « Houiller du Plan des Étangs », borde la limite NW du grand massif granitique de la Maladetta. De forme sensiblement elliptique, il s'étend sur une longueur de 20 km depuis l'Hospital de Benasque à l'W, jusqu'au rio de Vallarties à l'E ; sa largeur maximale, au niveau du Trou du Toro, est de l'ordre de 5 km (fig. 1).

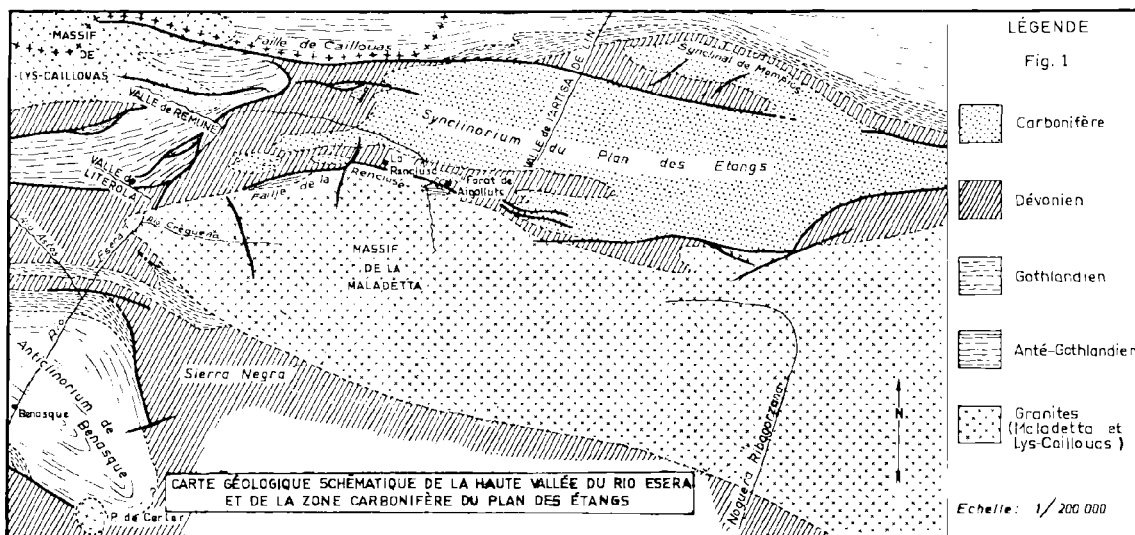
Dans l'aire d'affleurement de ce Carbonifère, trois ensembles assez nets peuvent être distingués, au point de vue topographique ; la haute vallée du rio Esera à l'W, la vallée du rio Negro à l'E,

ces deux bassins étant perpendiculaires entre eux et séparés par la crête de Salies.

La haute vallée du rio Esera, en particulier, est constituée par une succession de gradins, fermés par des verrous glaciaires. Ces gradins forment de petites plaines suspendues, actuellement alluvionnées et tourbeuses, que les catalans appellent « Plan ». La fonte des neiges transforme ces plans en très beaux lacs de faible profondeur qui se résorbent dès le début de l'été pour ne laisser subsister à leur place que quelques étangs permanents.

(1) Assistant au Laboratoire de Géologie générale de la Faculté des Sciences de Lille.

Les relations du Carbonifère avec le granite de la Maladetta sont diverses. Le contact peut se faire



par faille ou par l'intermédiaire d'une frange de calcschistes dévoniens. Ces calcschistes peuvent être eux-mêmes en contact par faille ou par contact normal avec le granite ; dans ce cas, ils ont subi un métamorphisme très net.

Pour notre part, nous n'avons jamais observé de contact direct non faillé, entre le Carbonifère et le granite ; par contre, en plusieurs points, les formations carbonifères proches de la roche éruptive sont « lardées » de nombreux filons.

Si l'on excepte l'amorce occidentale du bassin synclinal ainsi que le synclinal annexe de Mompus, la limite septentrionale du bassin carbonifère est toujours déterminée par une grande faille qui constitue le prolongement vers l'E de la faille de Caillouas, cartographiée en détail par Clin (1959). Ce grand accident tectonique, qui se prolonge d'ailleurs sensiblement à l'W du massif granitique de Lys-Caillouas, borde continuellement le massif granitique de la Maladetta au N, pour s'étouffer et mourir dans la masse plastique des schistes carburés gothlandiens au SW d'Estერი de Aneu.

Longtemps considéré comme Silurien, le gisement du Plan des Etangs ne se vit attribuer son âge véritable qu'à la fin du XIX^e siècle, à la lumière des travaux de Schmidt et Gourdon. Ce dernier découvrit des vestiges végétaux parmi lesquels Zeiller reconnut :

— *Sigillaria scutellata* BRONGN.

— *Calamites suckowi* BRONGN.

ce qui indiquait nettement l'âge houiller de la formation.

Dans son bel ouvrage d'ensemble sur les Pyrénées de l'Aragon, Dalloni (1910) eut le grand mérite de reconnaître l'extension géographique du gisement ; il lui attribue un âge westphalien, par comparaison avec le faciès des schistes et grès de la vallée d'Escarra où l'on recueille une flore du Westphalien moyen et, en particulier :

— *Sphenopteris obtusiloba* BRONGN.

— *Neuropteris schlehani* STUR

— *Alloipteris essinghi* (Andrae) POTONÉ

— *Mariopteris acuta* (Brongniart) ZEILLER.

Récemment, Kleinsmiede (1960), de l'École géologique de Leyde, décrit en détail la stratigraphie de ces formations, dans sa remarquable mise au point sur la géologie du Val d'Aran. Comme Dalloni, il considère que la série schisto-

gréseuse du Plan des Etangs est discordante sur les sédiments dévoniens sous-jacents. Il est curieux de noter à ce sujet qu'aucun de ces deux auteurs ne tire de conclusion tectonique de cette observation qui eût été l'illustration parfaite d'une manifestation de la phase tectonique sudète.

Dans cette note préliminaire, nous ne ferons que rappeler les grandes lignes de la série stratigraphique avant d'apporter quelques précisions d'ordre paléontologique d'une part et tectonique d'autre part.

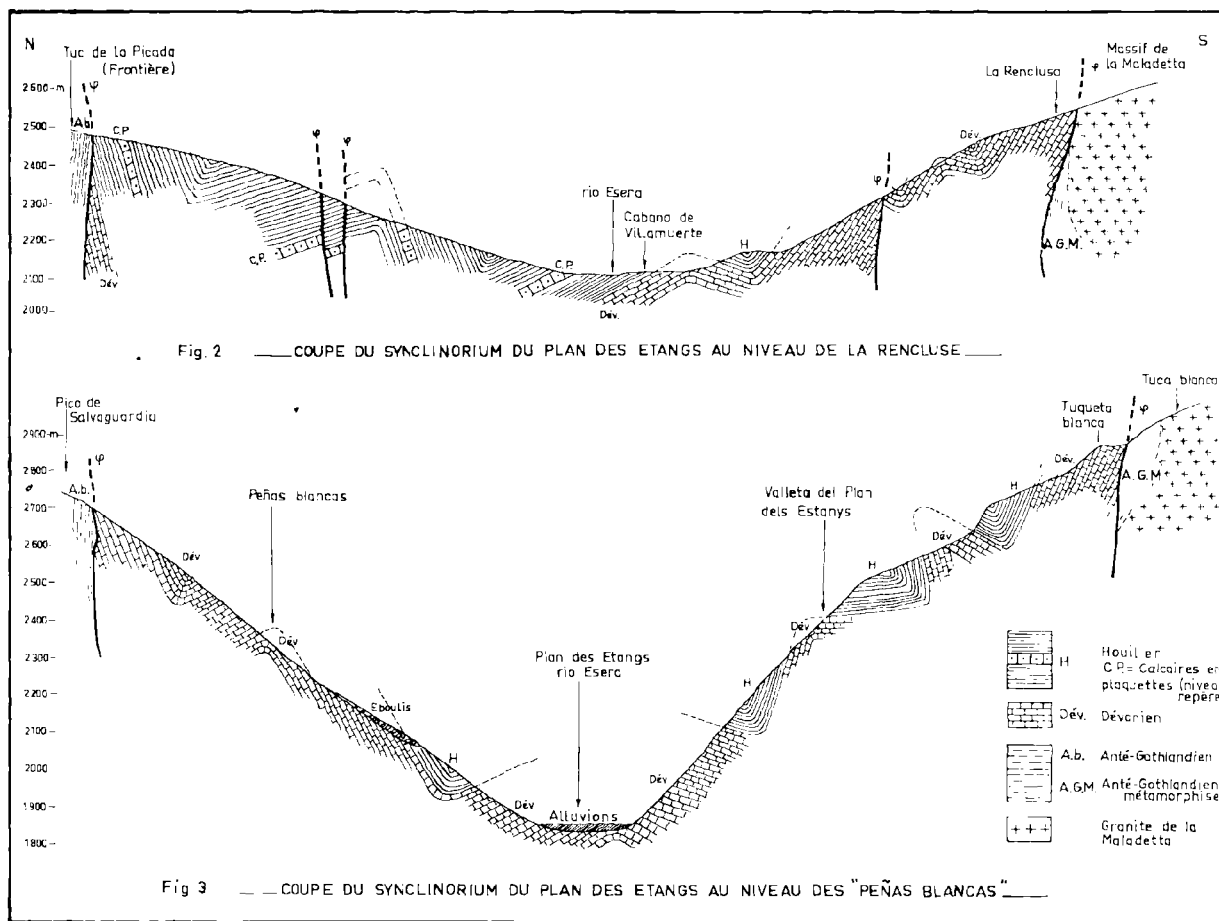
Considérée dans l'ensemble du synclinorium et sans tenir compte des petites variations locales, la stratigraphie de ces formations est assez simple. Leur puissance maximum est de l'ordre de 200 m, elles sont essentiellement constituées par une alternance monotone de bancs de grès vert-bouteille, assez épais, séparés par des niveaux de schistes grossiers. L'homogénéité pétrographique de cette série est, à différents niveaux, interrompue par des passées de calcaires en plaquettes qui, sur le terrain, servent de repère cartographique et par des décharges de poudingues, assez irrégulières quant à leur puissance mais régulières quant à leur étendue. En de nombreux points du bassin, les grès recèlent des passées lenticulaires de roches argileuses, malheureusement azoïques.

Nous avons eu la chance de découvrir, au milieu de la série, donc environ 100 m au-dessus des premiers sédiments carbonifères, une faune de *Glyphioceratidés* (2), famille dont l'apogée se situe à la base du Namurien. Par comparaison avec les formes déjà décrites en Navarre par Schmidt et plus récemment, à l'W de la zone étudiée ici, par Mirouse, nous rapportons ces formes à :

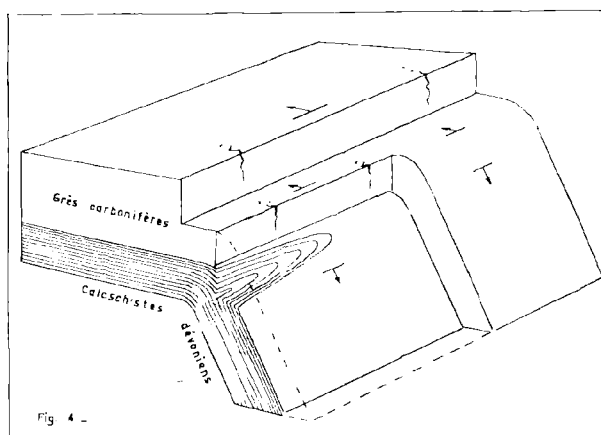
— *Proshumardites Karpinskyi*. R. TCH.

Il semble que l'on puisse, dès lors, considérer la série carbonifère du Plan des Etangs comme beaucoup plus complète qu'on ne le présumait. La base de cette série pourrait être dinantienne, la partie moyenne namurienne et la partie supérieure westphalienne. Il n'y a pas là d'impossibilité car le Carbonifère du Plan des Etangs présente tous les caractères des bassins paraliques qui, on le sait, se trouvent dans les zones où la phase sudète est assez discrète.

(2) Détermination de M. J. Chalard, Ingénieur-géologue des Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais, que nous remercions de ces précieuses indications.



En ce qui concerne la tectonique, nous avons pu mettre en évidence un fait nouveau concernant le mode de contact entre le Carbonifère et le Dévonien sous-jacent. L'étude détaillée de ces contacts nous a permis de nous rendre compte de ce que, dans la zone étudiée ici, les premiers sédiments carbonifères ne sont jamais discordants sur les calcschistes dévoniens. On observe pourtant, et en particulier au Plan des Etangs proprement dit, des affleurements montrant une allure discordante très nette entre calcschistes et grès. Il s'agit, en fait, d'illusions d'optique dues au mode particulier de plissement du Dévonien et du Houiller, schématisé, à petite échelle, par les figures 2 et 3. Sur la figure 4, on voit comment, à l'échelle de l'affleurement, il est possible de croire, en toute bonne foi, à la discordance du Carbonifère sur le Dévonien.



Les grès houillers, fortement diaclasés, s'écroulent en effet, avec la plus grande facilité, dès que

l'obliquité des couches atteint un degré suffisant ; les calcschistes dévoniens, eux, restent en place en dépit de leur inclinaison. Dès lors, la ciselure microkarstique des calcschistes, la patine des lichens et le masque de la végétation estompent la netteté primitive des contacts et l'affleurement affecte les apparences les plus trompeuses de la discordance.

En conclusion, il paraît intéressant de souligner que le Synclinorium du Plan des Etangs, qui cons-

titue un important chaînon de la stratigraphie des formations carbonifères des Pyrénées, apparaît d'ores et déjà comme un petit bassin paralique, en partie namurien et reposant en concordance sur le Dévonien sous-jacent.

Dans cette partie des Pyrénées centrales, il n'est donc pas possible de mettre en évidence de manifestations palpables ni de la phase bretonne ni de la phase sudète de l'orogénèse hercynienne.

BIBLIOGRAPHIE

- ALASTRUE E., ALMELA A., RIOS J.M. (1957). — Explicacion al Mapa Geologico de la Provincia de Huesca. Escala 1/200.000. *Inst. geol. y minero de España*.
- CLIN M. (1959). — Etude géologique de la Haute-Chaine des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. *Thèse, Nancy*, 324 p., carte géol. couleurs.
- DALLONI M. (1910). — Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Ann. Fac. Sciences Marseille*, t. XIX, p. 1-436.
- DELATRE Ch., WATERLOT M. (1963). — Observations nouvelles sur le Carbonifère du Plan des Etangs (Hautes Pyrénées espagnoles). *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 453-454.
- KLEINSMIEDE W.F.J. (1960). — Geology of the valle de Arán (Central Pyrenees). *Leidse geol. Med. Deel* 25, p. 129-245.
- MIROUSE R. (1962). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. *Thèse Toulouse*, 672 p., 16 pl. 2 cartes hors-texte.
- SCHMIDT H. (1951). — Neue faunen aus dem Namur des nordöstlichen Spaniens. *Paläontologische Zeitschrift*, Bd 24, 1951, p. 184-193.
- ZEILLER R. (1886). — Note sur les empreintes houillères recueillies par M. Gourdon dans les Pyrénées centrales. *B.S.G.F.* (3) ; t. XIV, p. 328-329.

—————« »—————

Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile)

par Paul BROQUET (1)

Sommaire. — La zone des Madonies se prête particulièrement bien à l'étude du flysch numidien oligo-miocène. Après un rappel de la série stratigraphique numidienne et quelques considérations d'ordre tectonique, on expose les résultats de l'étude des paléocourants de ce flysch ainsi que leur interprétation.

I. - Stratigraphie

Les Madonies, surtout sur leur bordure orientale, sont formées en grande partie de terrains oligo-miocènes (fig. 1), groupés sous le vocable de flysch numidien. La série numidienne se compose d'une alternance de bancs détritiques fins ou grossiers et de niveaux argileux. Nous distinguerons une partie inférieure ou flysch numidien infra-panormide et une partie supérieure ou flysch numidien supra-panormide.

A) FLYSCH NUMIDIEN INFRA-PANORMIDE (fig. 2, 2).

Celui-ci affleure surtout dans la zone de Collesano (fig. 1). Il a été appelé « membre de la Portella colla » par L. Ogniben (1960). Il est caractérisé par des argiles brunes ou tabae, à Algues, riches en oxyde de fer, parfois calcaires avec intercalations de strates quartzitiques, à grain fin, épaisses d'un à quelques décimètres. On y trouve en outre des niveaux généralement lenticulaires de calcaires détritiques bruns, à patine rouille, riches en Lépidocyclines. La microfaune de ces niveaux a fourni un âge stampien assez élevé pour la partie inférieure de la série et aquitanien pour la partie supérieure (2). Cette série, épaisse de 500 m, repose normalement sur les niveaux éocène supérieur des Madonies occidentales, autochtones (P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Giannini 1960). Il existerait vraisemblablement une lacune partielle

de la base de l'Oligocène (P. Broquet et G. Duée 1962).

B) FLYSCH NUMIDIEN SUPRA-PANORMIDE (fig. 2 : 4 à 9).

Cette formation a été étudiée par plusieurs auteurs, notamment B. Accordi (1958, 1959) qui l'appelle « formation de Geraci Siculo » ou encore « série de Geraci Siculo ». Nous en avons décrit la série stratigraphique au Cozzo Cavolino (feuille de San Mauro Castelverde, n° 260-IV - SE ; P. Broquet, 1962).

Celle-ci se compose :

— d'argiles inférieures, atteignant 200 mètres d'épaisseur ;

— d'un complexe grés-argileux, épais de 450 à 500 m, composé d'une partie inférieure gréseuse (210 à 240 m) et d'une partie supérieure argileuse (240 à 260 m).

Une série équivalente, mais plus complète, existe dans la zone de San Mauro Castelverde-Pollina. Le terme supérieur de la série est représenté par des niveaux gréseux d'une épaisseur de 100 m environ. Par recoupement, il est possible d'établir une série type (fig. 2 : 4 à 9) qui comprendrait :

1. - A la base, (fig. 2, 4) des argiles renfermant de rares niveaux de grès fins d'une épaisseur de l'ordre du décimètre. La puissance de ces argiles est variable. Rappelons que, localement apparaît, à la base des argiles et en contact normal sur le Panormide, un conglomérat formé d'éléments peu roulés. Dans la zone de Geraci Siculo, un second

(1) Laboratoire de Géologie appliquée de Lille.

(2) Nous adressons nos plus vifs remerciements à Madame POIGNANT qui a fait l'étude micropaléontologique.

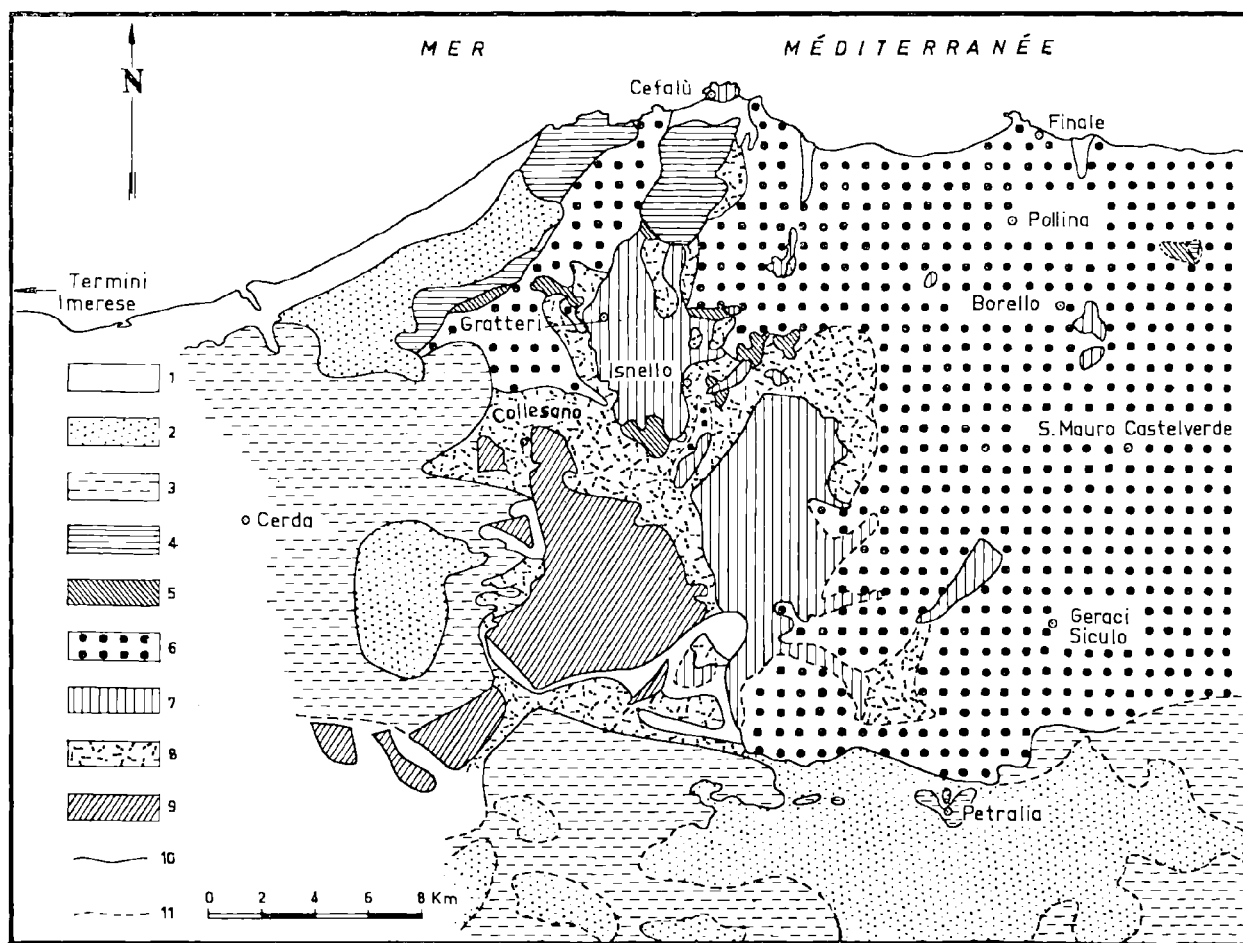


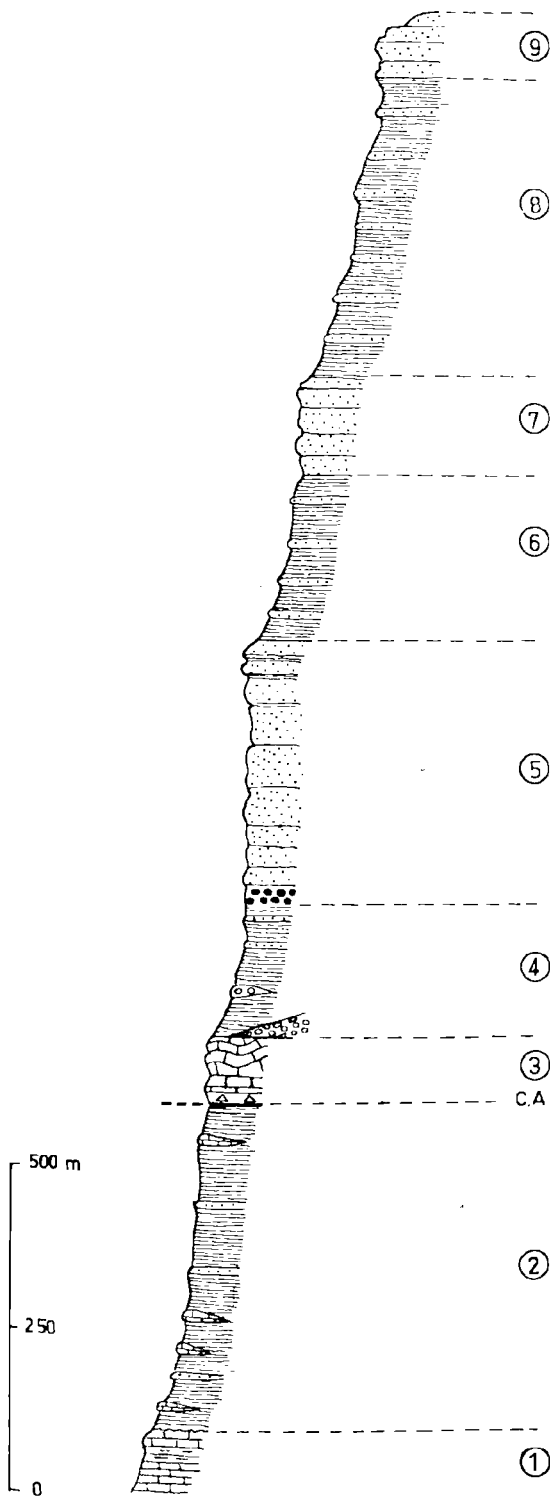
FIG. 1. — Carte schématique de la répartition des zones de faciès des Madonies.

1. - Alluvions, éboulis.
2. - Série tortonienne et pliocène.
3. - « Argille scagliose ».
4. - Formation de Reitano-Troina (Eocène à Miocène).
5. - Flysch crétacé supérieur-éocène (?) encore appelé « flysch externe ».
6. - Flysch numidien supra-panormide (Miocène).
7. - Panormide ou Madonies orientales (Trias à Oligocène).
8. - Flysch numidien infra-panormide (Stampien-Aquitainien).
9. - Complexe de base ou Madonies occidentales (Trias supérieur à Eocène).
10. - Limites des zones de faciès observées.
11. - Limites interprétées.

conglomérat discontinu se trouve dans les argiles à plusieurs dizaines de mètres au dessus du premier (P. Broquet, 1962).

2. - Sur les argiles précédemment citées vient un ensemble de grès stratifiés (fig. 2, 5), en gros bancs, à granulométrie très variable, fins à grossiers, dans lesquels apparaissent, dans les niveaux inférieurs,

des dragées de quartz, éolisées, d'une taille moyenne de l'ordre du centimètre. Ces niveaux sont notamment visibles dans la zone de Cefalù, Gibilmanna, Finale, San Mauro Castelveverde, Geraci Siculo, et peuvent, dans certains cas, prendre l'aspect d'un microconglomérat épais de plusieurs mètres. Signalons que nous avons rencontré ces grès grossiers à



dragées, dans les monts Sicani, au N de Castrolibero di Sicilia, sans pouvoir toutefois préciser leur situation stratigraphique exacte. Cette affinité pétrographique est intéressante, car la formation oligo-miocène des monts Sicani apparaît comme un dépôt de plate-forme, à faciès très différent du flysch numidien. Les grès à dragées seraient peut-être un « trait d'union » entre ces deux formations de même âge.

Dans les Sicani, il existe une discontinuité entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène, soulignée par une surface durcie visible dans la zone de Castrolibero di Sicilia. Dans cette région, la base de la série oligocène est caractérisée par des niveaux à Lépidocyclines indiquant, selon Madame Poignant, un âge stampien élevé.

Dans les Madonies, les grès grossiers à dragées marqueraient le début de la débâcle détritico-numidienne. Ils sont en général accompagnés de quelques passées à galets mous, formés d'argiles numidiennes et sont suivis de grès moins grossiers. A la base de cet ensemble gréseux existerait donc un granoclassement qui n'apparaît plus par la suite dans les niveaux supérieurs dont la texture désordonnée est formée de grains de quartz arrondis ou anguleux fins et grossiers et non classés. On observe de gros grains, peu nombreux, noyés dans une masse de grains plus fins, morphoscopiquement différents des quartz façonnés par le vent. Les grès sont généralement glauconieux. La glauconie est plutôt rare dans le Numidien supra-panormide. Elle semble plus fréquente dans la zone du Complexe de base où elle peut se concentrer à certains niveaux, elle est très abondante dans l'Oligo-Miocène des monts Sicani.

L'épaisseur des grès peut varier entre 200 et 500 m.

FIG. 2. — Essai de reconstitution de la série stratigraphique numidienne.

1. - Formation de Caltavuturo d'âge éocène (Complexe de base).
2. - Flysch numidien infra-panormide (Stampien-Aquitainien).
3. - Panormide. - C.A. — contact anormal.
4. - Argiles inférieures du Numidien supra-panormide avec niveaux conglomératiques.
- 5, 6, 7, 8, 9. - Numidien supra-panormide d'âge miocène ; la description détaillée de la série se trouve dans le texte.

3. - Les niveaux gréseux passent progressivement à un ensemble argilo-gréseux épais en moyenne de 250 m (fig. 2, 6). Les argiles de couleur brune ou tabac, souvent écailleuses, riches en oxyde de fer, contiennent quelques minces niveaux de grès à grain fin.

4. - Ces argiles sont suivies par des grès épais de 150 à 200 m environ, en gros bancs, alternant avec des niveaux plus minces d'argiles brunes (fig. 2, 7).

5. - Sur les grès viennent des argiles brunes ou tabac, épaisses de 450 à 500 m avec intercalations de grès quartzites à grain fin ; vers la partie supérieure, ces argiles deviennent légèrement calcaires (fig. 2, 8).

6. - Dans les Madonies orientales et en particulier dans la zone de Pollina, le Numidien supra-panormide se termine par des grès quartzites en gros bancs, affleurant sous le village de Pollina. Cet ensemble gréseux épais d'une centaine de mètres présente quelques minces niveaux d'argiles (fig. 2, 9).

Le Numidien supra-panormide subit de rapides variations d'épaisseur, il est donc difficile d'établir des corrélations de détail entre des coupes réalisées dans des secteurs différents, parfois très voisins ; la tectonique ajoute encore à cette difficulté.

Les strates argileuses semblent présenter une épaisseur plus constante que les grès qui latéralement varient rapidement et parfois brutalement. L'épaisseur de la série numidienne tend à augmenter vers l'ESE, mais il est difficile de préciser ce point dans la zone des Madonies ; il faudrait, pour résoudre le problème, connaître l'épaisseur des séries équivalentes des monts Nebrodi, c'est-à-dire de la zone orientale des Madonies.

Les argiles numidiennes supra-panormides nous ont fourni une rare faune planctonique de foraminifères miocènes, en général assez mal conservés (3).

II. - Tectonique

Afin de replacer le flysch numidien dans son cadre tectonique nous ferons un rappel des différentes unités connues dans les Madonies (fig. 3).

Dans la partie méridionale affleure le Complexe de base, considéré comme autochtone. Il s'agit d'une série allant du Trias supérieur à l'Oligocène ou Numidien infra-panormide. La nappe des Madonies

(3) Les déterminations micropaléontologiques ont été aimablement effectuées par M. STEAR que nous remercions ici.

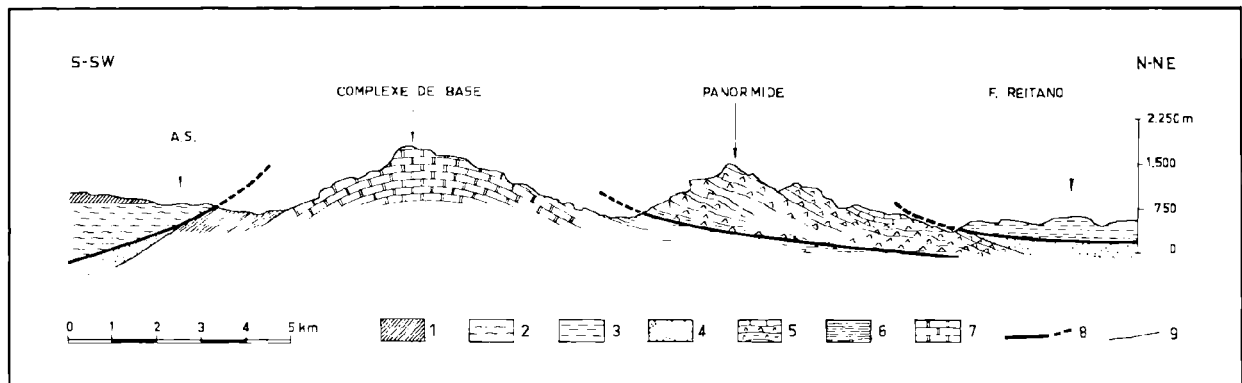


FIG. 3. — Coupe schématique des Madonies.

1. - Série tortonienne.
2. - Nappe des « Argille scagliose ».
3. - Formation allochtone de Reitano-Troina (Eocène à Miocène).
4. - Flysch numidien supra-panormide (Miocène).
5. - Panormide (Trias supérieur à Oligocène).
6. - Flysch numidien infra-panormide (Stampien-Aquitanién).
7. - Complexe de base (Trias supérieur à Eocène).
8. - Contacts anormaux.
9. - Contacts normaux.

orientales, qui représente le prolongement de la nappe de Palerme de Fabiani et Trévisan (1940) ou Panormide de Trévisan (1960), se serait mise en place dans le bassin oligocène pendant la sédimentation du flysch (L. Ogniben, 1960 ; pour l'histoire de la question se reporter à P. Broquet, 1962) postérieurement au Numidien infra-panormide et antérieurement au Numidien supra-panormide, sur lequel reposent deux nappes : la nappe de Reitano-Troina formée de terrains éocènes et oligo-miocènes, et la nappe des « Argille scagliose » (L. Ogniben, 1960), constituée de séries secondaires et tertiaires. Ces deux nappes sont recouvertes par la transgression tortonienne.

La relation entre le Numidien supra-panormide et le Panormide d'une part et entre les 2 tranches numidiennes supra et infra-panormide d'autre part est capitale pour l'interprétation tectonique de la zone des Madonies.

Les différentes campagnes de terrain réalisées dans cette région en 1962-1963 nous ont permis de constater que :

1. - Le Panormide repose toujours sur des argiles numidiennes dont les niveaux les plus élevés nous ont jusqu'alors fourni une faune aquitanienne ; ceci confirme les observations de L. Ogniben (1960) et P. Schmidt di Friedberg, F. Barbieri et G. Gianini (1960). Au front de chevauchement du Panormide, se trouvent quelques lambeaux d'une formation que nous assimilerons, pour des raisons de faciès, au flysch du Monte Soro, encore appelé « flysch externe » (P. Broquet, G. Duée, A. Caire et R. Truillet, 1963 a et 1963 b). Il s'agit d'une série rythmique, très tectonisée, composée de minces strates de calcaires gris à blanchâtres, à pâte fine ; de calcaires grisâtres fossilifères, à silex blancs ou bleutés ; de calcaires gris microbréchiques fossilifères ; de calcaires gréseux bleutés ; de calcaires gris blanc en patine et noirâtres en cassure ; d'argiles lie de vin et vertes, parfois noirâtres, schisteuses, non chaotiques et surtout de niveaux de quartzites verdâtres à roux et de calcaires verdâtres, à pâte fine ; ces deux derniers faciès étant bien connus dans le flysch du Monte Soro. Nous avons noté dans cette série des faunes du Campanien, du Maestrichtien, du Paléocène et des associations qui caractérisent le Lutétien supérieur ; mais ces faunes présentant des indices de remaniement, une étude micropaléontologique plus précise est nécessaire. Un âge postérieur à l'Eocène peut être envisagé.

Les lambeaux de ce « flysch externe » affleurent dans la zone d'Isnello (fig. 1), dans les Contrade

Barba d'Oro, Virga, Giacchino, Faulisi, Maria, Capra, Lanzeria et au N de la C. Gallefina, reposant en cet endroit, ainsi que le « préflysch » dénommé formation de Gratteri sur le Numidien infra-panormide. Leur présence au front de chevauchement du Panormide est énigmatique. Plusieurs hypothèses sont possibles ; toutefois, il semble que le Panormide, lors de sa mise en place, les ait entraînés et poussés.

Deux lambeaux de même faciès affleurent au NW de Gratteri (fig. 1), dans les Contrade Carbone, Armizzo et au Poggio Morgifuto. Ils reposent sur le Numidien supra-panormide et sous la formation de Reitano au Poggio Morgifuto.

2. - Le Numidien argilo-gréseux supra-panormide repose normalement sur le Panormide, comme on le voit en de nombreux points sur le bord oriental de celui-ci, par exemple au Cozzo Cavolino. La base de la formation supra-panormide est argileuse, non corrélable avec les argiles infra-panormides précédemment citées, mais elle correspond à un même type de sédimentation ; son épaisseur est très variable et les premiers niveaux caractéristiques de grès à dragées apparaissent au-dessus des argiles.

3. - La surface de contact entre le Numidien supra et infra-panormide semble normale, et rien jusqu'à présent n'a permis d'affirmer le contraire ; ceci paraît démontré dans la zone comprise entre Isnello et Cefalù, sur le bord oriental du Pizzo Dipilo (fig. 1) dans les Contrade Gugliuzza, Cosimo, Provenza, Barranco ; à l'E de la Rocca Stefana : C. Tribuna, i Pianetti, Croce di Ferro ; dans la zone d'Isnello : C. Gallefina et surtout dans la contrée du « vallone » Gurgo et dans les C. Lanzeria et Vinzeria. Dans ces zones, le Numidien infra-panormide existant en fenêtre, passe insensiblement au Numidien supra-panormide ; la zone de passage n'étant pas nettement marquée. Il est important de noter qu'entre ces deux formations, aucun contact tectonique majeur n'apparaît. Les pendages mesurés ont fourni une valeur de 30 à 35° NW dans la formation inférieure et 20 à 30° NW dans la formation supérieure, le sens du pendage étant commun aux deux termes, la valeur variant légèrement et diminuant de bas en haut.

Il est également remarquable que dans la zone comprise entre Lascari et Collesano, à l'W du front de la nappe panormide, on puisse noter un passage apparemment normal entre les argiles numidiennes infra-panormides et les premiers grès à dragées supra-panormides. Ceci se constate dans les Con-

trade Torre brusso, Almizzo, Currula, au Pizzo Giammarusa, etc...

4. - Les résultats micropaléontologiques sont précis dans le Numidien infra-panormide, mais il n'en est pas de même dans le Numidien supra-panormide où les rares faunes à Globigérines fournissent des renseignements assez peu nets ; cependant, ces faunes n'ont pas permis jusqu'ici d'affirmer un âge anté-aquitainien ou même aquitainien franc. Il n'est donc pas possible de supposer que la série n'est pas normale ; au contraire, les arguments micropaléontologiques, quoique imprécis, sont en faveur d'une série normale.

5. - Le Numidien est très tectonisé ; les failles d'effondrement sont fréquentes sur l'ensemble de sa zone d'affleurement, la série est parfois décollée, écaillée, et en certains points on pourra la qualifier de para-autochtone, notamment sur la bordure septentrionale de la nappe des « Argille scagliose ».

Dans la zone des Madonies qui se prête particulièrement bien à l'étude du Numidien, nous avons pu rassembler un certain nombre de faits qui, dans l'état actuel de nos connaissances, sont en faveur de l'autochtonie du flysch numidien. Celui-ci n'aurait donc pas changé de patrie, ce qui concorde avec les idées émises par L. Ogniben (1960-1963).

III. - Etude des paléocourants dans le Numidien supra-panormide

Dans la région comprise dans le périmètre délimité par les localités de Cefalù et Finale au Nord, Collesano à l'Ouest, Geraci Siculo au Sud et San Mauro Castelverde à l'Est, le flysch numidien supra-panormide affleure largement. Son étude permet de reconstituer le sens des paléocourants. En effet, l'observation des surfaces inférieures des niveaux détritiques révèle des « sole-markings » (Rich 1950, Kuenen 1957 a et Ten Haaf 1959) parmi lesquels on note des figures de courant surtout abondantes dans la partie inférieure du Numidien supra-panormide, dès l'apparition du premier ensemble à dominante gréseuse (fig. 2, 5) et particulièrement à la base des grès à dragées et des niveaux voisins de ceux-ci. On peut également noter des figures de glissement « slumping » et des figures de surcharge « load casts » encore appelées figures de surimpression ou figures de charge (A. Caire, 1957). Un problème de vocabulaire se pose ; les termes anglais sont couramment donnés dans de nombreuses publications, nous emploierons la tra-

duction française chaque fois que cela sera possible. Dans les « sole-markings » nous étudierons plus précisément les figures de courant, parmi lesquelles nous distinguerons :

1) les « flute casts » ou moulières coniques (M. Mattauer 1962), formant des figures parfois linguiformes ; généralement bulbeuses, sortes de bourrelets à extrémité arrondie. Ces figures peuvent se chevaucher en partie ;

2) les « groove casts » ou rainures rectilignes encore qualifiées de stries rectilignes.

Comme Kuenen (1957, p. 244) nous rangerons les « drag-marks » dans la catégorie des rainures rectilignes.

Dans le cadre de cette étude, les moulières coniques nous ont apporté les renseignements les plus utiles. En plus des deux catégories de figures que nous avons rencontrées le plus fréquemment, nous avons également noté quelques structures en chenaux et quelques « bounce-casts ».

A) MÉTHODES D'ÉTUDE ET REPRÉSENTATION DES MESURES.

Les figures de courant sont en général nombreuses à la base d'un même banc, il a donc été possible d'obtenir une direction moyenne. Elles sont pour la plupart allongées, leur dimension variant entre quelques centimètres et plusieurs décimètres, ce qui permet de les mesurer facilement sur le terrain. Ten Haaf (1959, p. 73, fig. 53) et Ramsay (1961, fig. 2) ont montré que l'erreur angulaire maximale sur une mesure était de l'ordre de 3° pour un pendage de 25° et pouvait atteindre 10° pour un pendage de 45°. Dans les parties de la zone étudiée où nous n'avons pas rencontré de complications tectoniques, les pendages varient en général de 20 à 30°, l'erreur de mesure est inférieure à 5° et correspond à l'écart habituel de la boussole, ce qui a permis de ne pas prendre le pendage en considération dans la majorité des cas.

Nous n'avons pas noté les figures de courant qui se sont trouvées déformées par des figures de surcharge ; leur interprétation étant difficile et aléatoire.

Les mesures ont été groupées par classes de 10 degrés, réparties sur des diagrammes circulaires (fig. 4 et 5). Chaque diagramme correspond à une zone déterminée et indique le nombre de mesures

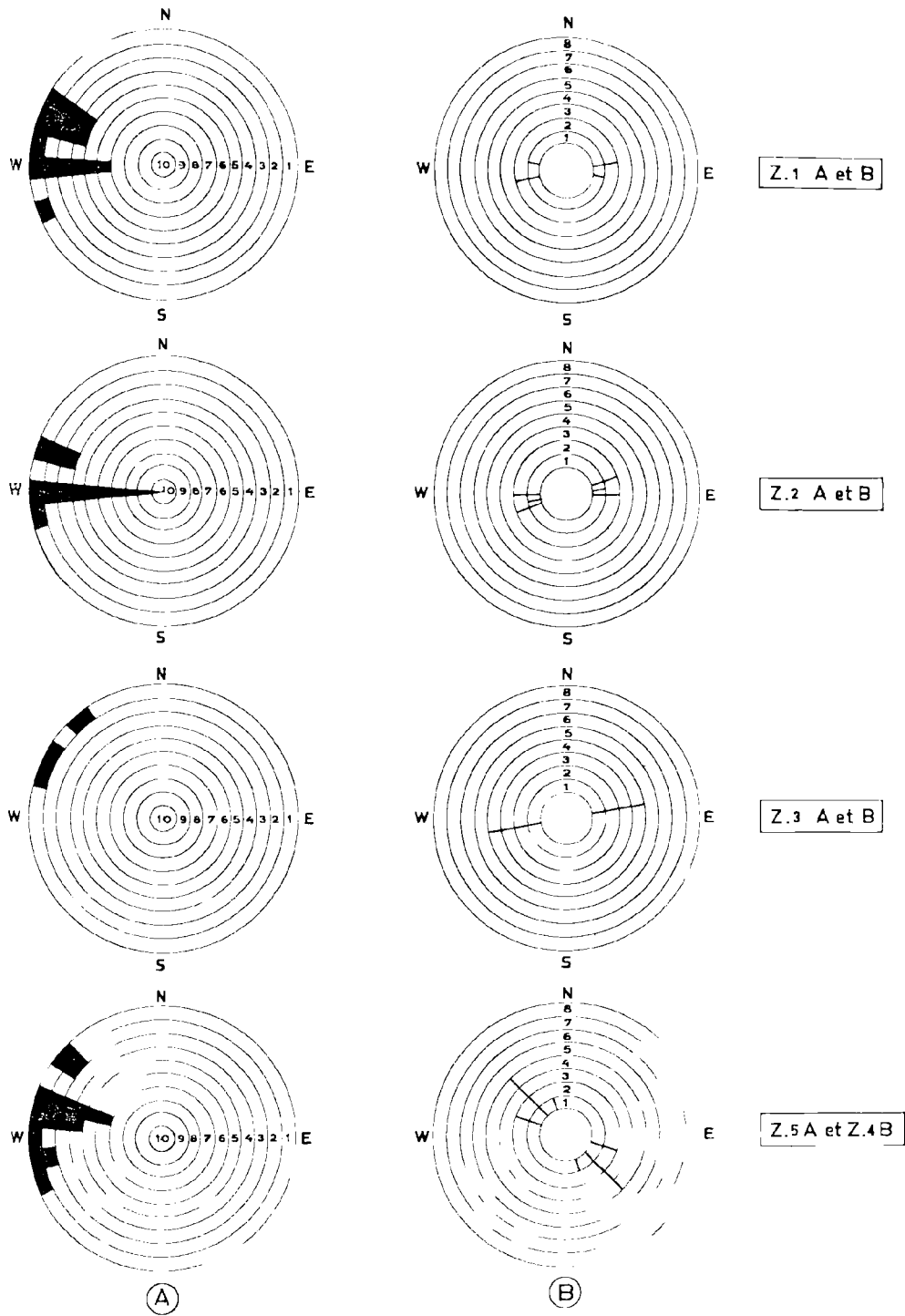


FIG. 4. — Diagrammes circulaires des directions et sens des paléocourants (légende dans le texte).

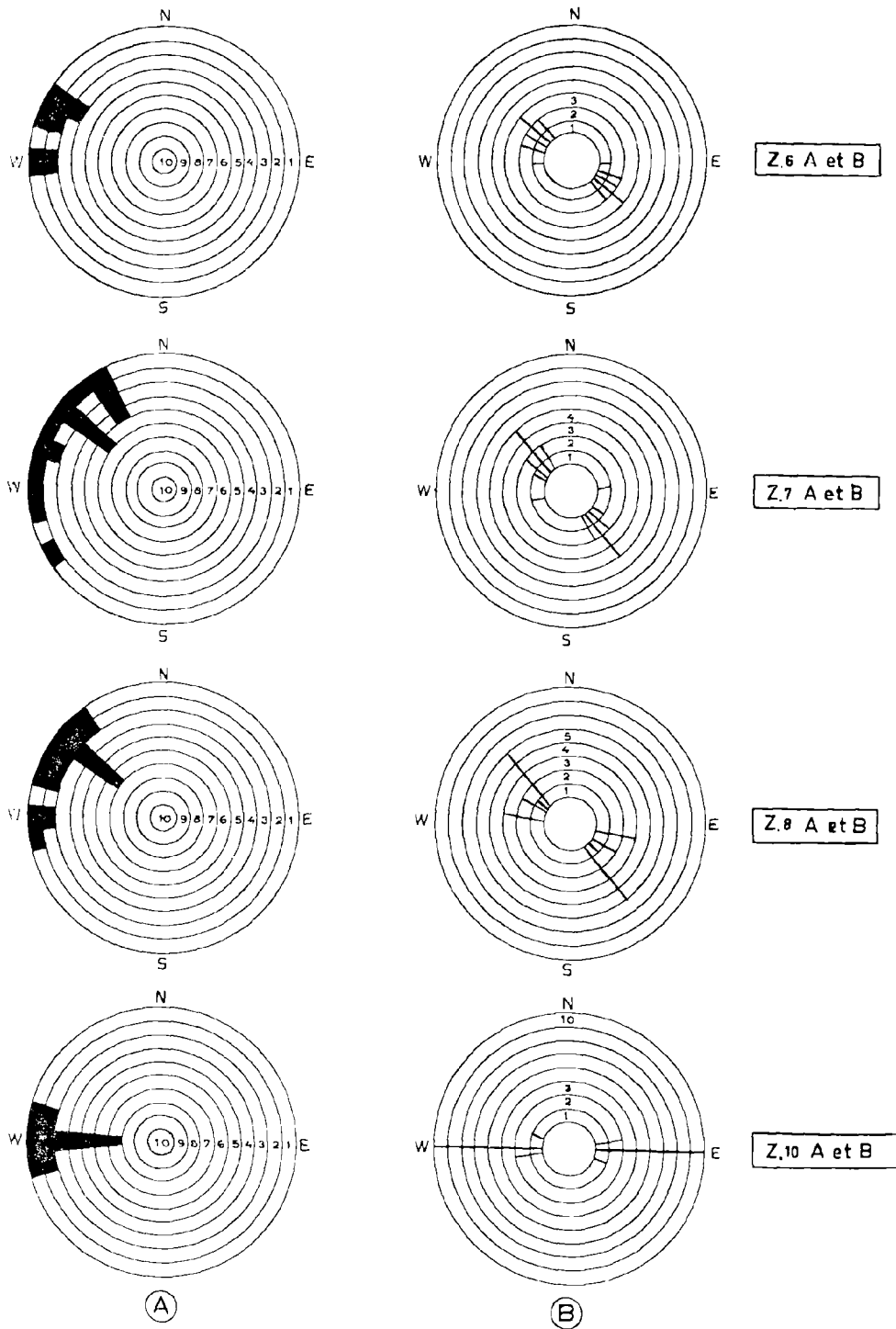


FIG. 5. — Diagrammes circulaires des directions et sens des paléocourants (légende dans le texte).

effectuées, la nature de ces mesures et leur orientation; le sens du flux étant centripète dans le cas des moulures coniques.

Les figures 4 et 5 comprennent 18 diagrammes qui correspondent à 10 zones :

- 1) la zone orientale de Cefalù (diagrammes 1 A et B) ;
- 2) la zone de San Ambrogio (diagrammes 2 A et B) ;
- 3) la zone méridionale de Cefalù (diagrammes 3 A et B) ;
- 4) la zone de Gratteri (diagramme 4 B) ; une seule moulure conique a été notée indiquant un sens N 45° W → S 45° E ;
- 5) la zone nord orientale d'Isnello (diagramme 5 A). Le diagramme 5 B n'a pas été réalisé, une seule direction N 90° W - S 90° E ayant été enregistrée ;
- 6) la zone de Geraci-Siculo (6 A et B) ;
- 7) la zone de San Mauro Castelverde (7 A et B) ;
- 8) la zone de Borello (8 A et B) ;
- 9) la zone de Pollina (aucun diagramme n'a été réalisé ; 3 directions ont été notées :
N 10° W - S 10° E
N 30° W - S 30° E
N 40° W - S 40° E) ;
- 10) la zone de Finale (10 A et B).

Remarque : Les diagrammes A (fig. 4 et 5) représentent les moulures coniques ; les diagrammes B figurent les stries rectilignes.

B) INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS.

La cartographie systématique des figures de courant et leur utilisation dans l'analyse des bassins est relativement récente : Potter-Pettijohn (1963, p. 132-134).

Dans les Madonies, les mesures ont été effectuées sur l'ensemble du Numidien supra-panormide et en particulier sur les niveaux gréseux inférieurs. Elles nous ont permis de constater :

— que dans un même banc les différentes figures de courant sont orientées dans un même sens ;

— que dans un même niveau étudié sur la grande surface d'affleurement du Numidien, les figures ont sensiblement la même orientation, ce qui tend à démontrer la constance dans l'espace du phénomène.

Les mesures effectuées dans les niveaux supérieurs du flysch, quoique beaucoup plus rares, indiquent un sens semblable, ce qui tendrait également à prouver une constance dans le temps.

Toutes les directions de courant peuvent se grouper dans un secteur de 110° délimité par les vecteurs N 10° W et S 60° W et plus précisément pour les moulures coniques dans un secteur de 90° compris entre les vecteurs N 30° W et S 60° W.

Les principales directions notées ont été sélectionnées sur les différents diagrammes des figures 4 et 5 et reportées sur la figure 6.

Le diagramme circulaire A (fig. 6) encore appelé « rose des courants » figure le pourcentage relatif des différentes directions notées et nous montre que 30 % des mesures indiquent un sens W → E, 20 % un sens N 70° W → S 70° E et 90 % sont comprises entre S 80° W et N 50° W, ce qui représente une répartition assez homogène. Le diagramme B (fig. 6) relatif aux stries rectilignes, nous montre que 20 % des mesures indiquent une direction W-E, 18 % une direction N 40° W - S 40° E et 90 % sont comprises entre S 80° W - N 80° E et N 40° W - S 40° E. Les directions de courant restant relativement semblables, tendent à prouver une certaine continuité des apports, mais aussi une certaine constance de l'orientation de la pente.

Les figures de courant sont particulièrement concentrées dans la zone orientale des actuels Complexe de base et Panormide. C'est également dans cette zone que l'on remarque la présence de « galets mous » à la base du flysch numidien supra-panormide.

Ces éléments suggèrent la proche présence d'une zone de haut fond lors de la sédimentation du flysch. D'autres arguments semblent en faveur d'une zone de sédimentation peu profonde, notamment la présence de glauconie, assez rare il est vrai, mais aussi de terriers fossiles rencontrés en particulier dans les zones de Borello et San Mauro Castelverde.

On peut formuler l'hypothèse selon laquelle le Panormide formant un relief dans le bassin numidien, a probablement subi l'action érosive des courants marins, ce qui expliquerait, par suite de glissements, écroulements ou éboulis, la présence de conglomérats et de brèches à blocs parfois énormes à la base du Numidien supra-panormide. Les éléments des conglomérats sont peu roulés, ce qui pourrait s'expliquer par une sédimentation brutale.

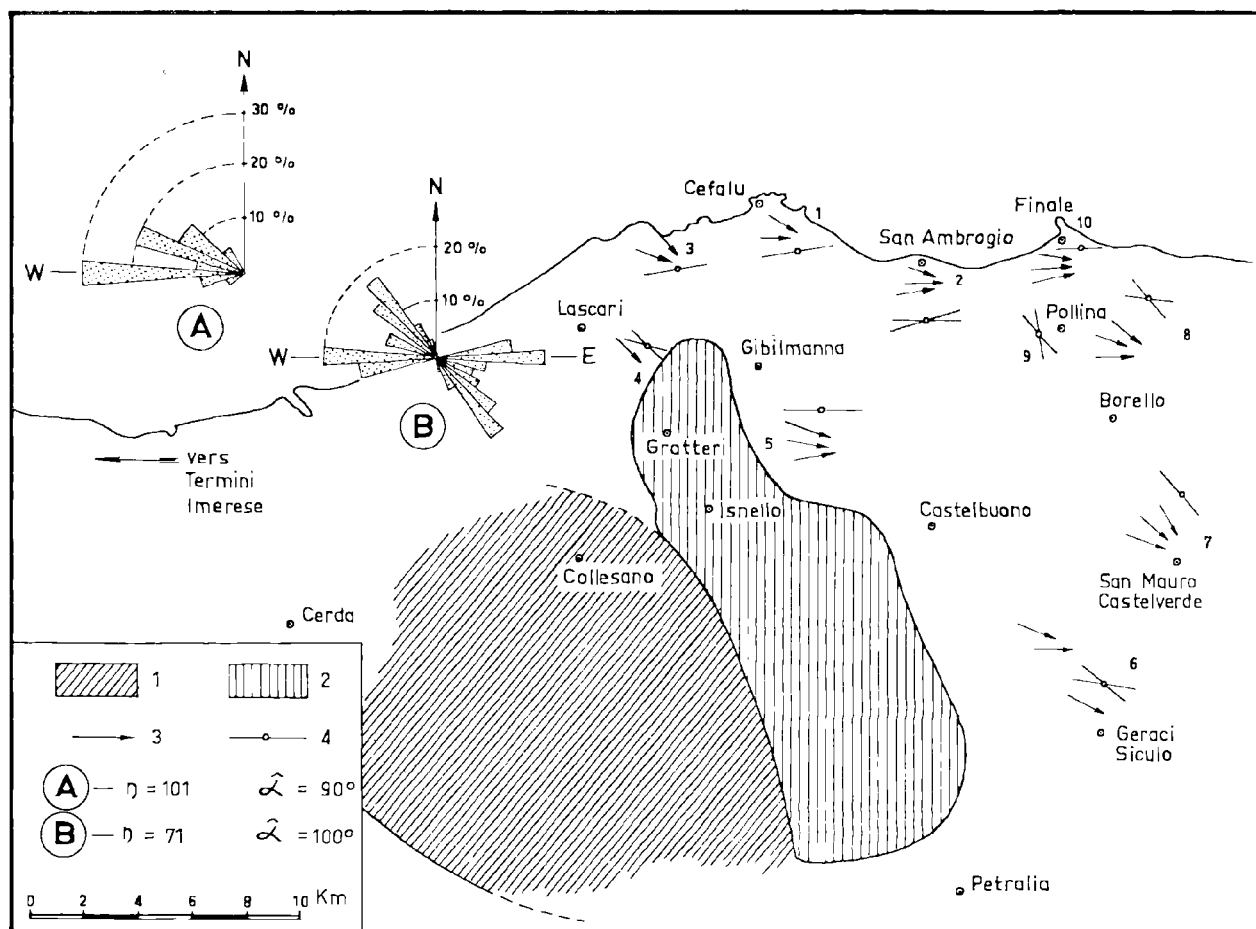


FIG. 6. — Carte des principales directions de paléocourants notées dans le flysch numidien supra-panormide.

1. - Zone du Complexe de base.
 2. - Zone de l'actuel Panormide.
 3. - Le Paléocourant est parallèle à la flèche qui indique le sens du flux (mouleurs coniques).
 4. - Le Paléocourant est parallèle au symbole (stries rectilignes).
- A et B (légende dans le texte).
 n = nombre de mesures.
 α = angle au centre dans lequel sont comprises toutes les mesures.

Quant à la discontinuité de certains niveaux conglomératiques, elle pourrait s'expliquer par l'inégale répartition des courants.

Une remarque s'impose. Si les observations faites dans la zone orientale des Madonies concordent, il n'en est pas de même des rares figures de courant notées dans la zone de Gratteri (fig. 4 et 6) et groupées dans un secteur défini par les vecteurs N 20° W et N 70° W donc dirigées vers l'actuel

Panormide, c'est-à-dire vers la zone présumée haute; ce fait demeure énigmatique.

Quelle importance peut-on donner aux figures de courant ? Un certain nombre d'auteurs ont étudié cette question afin d'élucider les rapports entre l'alignement actuel des structures et la direction d'origine des courants. Ces auteurs, parmi lesquels Crowell (1955), Kuenen (1957 a), Ten Haaf (1959), Hsu (1960), Dzylinski (1963), sont

d'accord pour admettre que les figures de courant sont parallèles au sens d'origine des paléocourants. La direction du flux indiquerait le sens de l'apport. Mais la question est de savoir si oui ou non, la source du matériel détritique des flyschs est toujours située dans la direction indiquée par les figures de courant. Des études récentes de Kopstein (1954), Kuenen (1957 b, 1958), Radomski (1958), Ten Haaf (1959), Ksiazkiewicz (1961), démontrent que dans de nombreux bassins géosynclinaux, le remplissage peut être longitudinal; dans ce cas, l'analyse des figures de courant ne permet pas de localiser la position exacte de la source des sédiments déposés. Dans la zone des Madonies, le bord N du bassin numidien n'est pas connu, il devait se trouver à l'emplacement de l'actuelle Méditerranée; quant au bord S, il est en partie masqué par les sédiments charriés ou transgressifs (fig. 1); on peut cependant en apprécier la direction et il semble y avoir parallélisme relatif entre la direction principale de courant et le bord méridional du bassin numidien dont le remplissage serait donc longitudinal. En conséquence, les directions mesurées sont probablement sans rapport avec la localisation de la source du matériel détritique. Cette constatation pose à nouveau le problème de l'origine du matériel numidien et en particulier des quartz éolisés. Un fait paraît cependant acquis: le matériel détritique ne semble pouvoir provenir de la zone située au S et à l'E de l'actuelle Sicile. Selon A. Caire (1961), le socle panormide mis à nu pourrait être à l'origine du matériel détritique numidien.

Les quartz éolisés sont bien connus dans le flysch numidien algérien (Flandrin 1948, p. 222; A. Caire et S. François 1953; A. Caire et A. Cailleux 1957; M. Durand-Delga 1955, p. 375-376). Comme en Sicile, ils paraissent venir d'un continent adulte, évolué, peut-être d'une plate-forme. Actuellement, toutes les considérations sur la provenance des quartz éolisés demeurent très hypothétiques, faute de preuves indubitables en faveur d'une origine septentrionale ou méridionale. Toutefois, il n'est peut-être pas nécessaire de chercher une origine commune à tous les composants détritiques du Numidien.

Conclusion

Les actuelles connaissances stratigraphiques et tectoniques du flysch numidien des Madonies sont en faveur de l'autochtonie de celui-ci, tout au plus en certains cas peut-on parler de para-autochtonie. L'étude des paléocourants du Numidien supra-panormide indique que les directions dominantes peuvent se grouper dans un secteur défini par les vecteurs N 40° W et S 80° W, le transport du sédiment détritique s'étant effectué environ de l'W vers l'E ou du NW vers le SE.

Les directions des courants semblent indiquer une constance de la pente et du sens de l'apport.

BIBLIOGRAPHIE

- ACCORDI B. (1953). — Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale). *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. 79, p. 929-949, 2 pl.
- ACCORDI B. (1959). — Il flysch oligocenico-aquitano dei Monti Nebrodi (Sicilia nord-orientale). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 51, p. 827-833.
- BROQUET P. (1962). — Série stratigraphique du Cozzo Cavolino. *B.S.G.F.*, (7), IV, p. 738-743.
- BROQUET P. et DUÉE G. (1962). — Comparaisons entre les formations éocènes des Madonies occidentales et des Monts Nebrodi. *B.S.G.F.*, (7), IV, p. 744-748.
- BROQUET P., DUÉE G., CAIRE A. et TRUILLET R. (1963 a). — Distinction de deux séries à faciès flysch dans le Nord-Est sicilien. *C.R. A. Sc.*, t. 257, p. 2856-2858.
- BROQUET P., DUÉE G., CAIRE A. et TRUILLET R. (1963 b). — Essai de reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 300-302.
- CAIRE A. (1957). — Etude géologique de la région des Biban (Algérie). Thèse. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., bull. n° 16.
- CAIRE A. (1961). — Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. *B.S.G.F.*, (7), III, p. 545-558, 6 fig.
- CAIRE A. et CAILLEUX A. (1957). — Morphoscopie des roches gréseuses de la région des Biban (Constantine, Algérie). *B.S.G.F.*, (6), VII, p. 820-831, 3 fig.
- CAIRE A. et FRANÇOIS S. (1953). — Etude morphoscopique du grès medjanien numidien de Meslane el Kebch (SW du Djebel Morissane, Algérie). *Bull. Soc. hist. nat. Doubs*, n° 57, p. 145-148.
- CROWELL J.C. (1955). — Directional-current structures from the Pre-alpine flysch, Switzerland. *Bull. geol. Soc. Am.*, 66, p. 1351-1384.
- DURAND-DELGA M. (1955). — Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Thèse. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2° série, n° 24.

- DZULYNSKI St. (1963). — Directional structures in flysch. *Stud. geol. pol.*, XII, 136 p., 39 fig., 61 pl.
- FABIANI R. et TREVISAN L. (1940). — Prove dell' esistenza di uno stile tettonico a falde di ricopimento nei monti di Palermo. *Atti. R. Acc. Ital., Mem. Cl. Sc. fis. mat. nat.*, vol. II, p. 435-448, 8 fig.
- FLANDRIN J. (1948). — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, sér. 2, n° 19, 340 p., 90 fig., 8 pl.
- HAAF E. Ten (1959). — Graded beds of the northern Apennines. Ph. D. thesis, *Rijks University, Groningen*, 102 p.
- HSU K.J. (1960). — Paleocurrent structures and paleogeography of the ultra-helvetie Flysch basins. *Switzerland, Bull. geol. Soc. Am.*, 71, p. 577-610.
- KOPSTEIN F.P. H.W. (1954). — Graded bedding of the Harlech Dome. Ph. D. thesis, *Rijks University, Groningen*, 97 p.
- KSIĄZKIEWICZ M. (1961). — On some sedimentary structures of the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. geol. Polone*, 31, p. 24-36.
- KUENEN Ph. H. (1957 a). — Sole markings of graded graywacke beds. *J. geol.*, 65, 231-258.
- KUENEN Ph. H. (1957 b). — Longitudinal filling of oblong sedimentary basins. *Verh. Kon. Nederl. Geol. Mijnb. Gen. Geol. Serv.*, vol. 18, p. 189-195, 1 fig.
- KUENEN Ph. H. (1958). — Problems concerning source and transportation of flysch sediments. *Geol. Mijnb.*, XX, p. 329-339.
- MATTAUER M. (1962). — Sur les directions de courant mesurées dans le Crétacé inférieur du Rif central et leurs conséquences structurales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 7-8.
- OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Miner. Sic.*, n° 64-65, p. 183-212, 2 fig., 2 pl.
- OGNIBEN L. (1963). — Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile. Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, II, p. 203-216, 2 fig.
- POTTER-PETTIJOHN (1963). — Paleocurrents and basin analysis, Berlin, *Göttingen Heidelberg*, 295 p., 130 fig., 30 pl.
- RADOMSKI A. (1958). — Sedimentary characteristics of the Podhale Flysch. *Acta Geol. Polon.*, VIII, p. 132-145. (Polish, English summary).
- RAMSAY J.G. (1961). — The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures. *J. geol.*, 69, p. 84-100.
- RICH J.L. (1950). — Flow markings, groovings and intra-tractal crumplings as criteria for recognition of slope deposits with illustrations from Silurian rocks of Wales. *Bull. Am. Assoc. petrol. Geologists*, 34, p. 717-741.
- SCHIMDI DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. et GIANNINI G. (1960). — La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale). *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. 81, fasc. I, p. 73-140.
- TREVISAN L. (1960). — Elementi di Geologia. 4° édit., 406 p., 198 fig., 1 pl., Pise.

**

Après la présentation du manuscrit, l'auteur a pris connaissance des ouvrages suivants, sans lesquels la bibliographie citée ci-dessus serait incomplète :

- OGNIBEN L. (1963). — Le formazioni tipo wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale). *Mem. Ist. Geol. Min. Padova*, vol. 24, 60 p., 15 fig., 1 pl.
- OGNIBEN L. (1963). — Il flysch numidico nel quadro della geologia della Sicilia. *Mem. Soc. geol. Ital.*, vol. IV, p. 1-18.

« »

Relations paléogéographiques entre flyschs, chaîne calcaire et complexe de base dans les Monts Nebrodi (Sicile)

par G. DUÉE

Sommaire. — Dans la zone des flyschs des Monts Nebrodi, on peut observer des formations qui s'identifient à certaines séries de la chaîne calcaire des monts péloritains et du complexe de base des Madonies occidentales. On est conduit à distinguer deux grandes nappes qui sont : la nappe de Reitano et la nappe du Monte Soro. Chacune d'elles se divise en deux lames : lame de Troïna et lame de Capizzi en ce qui concerne la nappe de Reitano, lame du Monte Pomiere et lame de San Fratello constituant la nappe du Monte Soro.

Les séries de la lame de Capizzi sont des formations d'origine interne qui devaient passer latéralement au domaine de la chaîne calcaire. Quant aux terrains des lames du Monte Pomiere et de San Fratello, on peut penser qu'ils se sont déposés dans le sillon du flysch du Monte Soro, encadré au NE par la chaîne calcaire et au SW par le prolongement nord-oriental d'une plateforme externe.

L'étude des formations de la lame de Troïna est en cours ; il semble qu'elles se soient déposées dans la partie occidentale du sillon du flysch du Monte Soro et immédiatement au S des terrains de la lame de Capizzi avec lesquels elles présentent de nombreuses analogies.

Introduction

Dans la région de Capizzi, L. Ogniben (1960) signale une plaque de terrains allochtones posés sur le Numidien. Ces terrains appartiennent, selon L. Ogniben, à la nappe de Troïna, élément inférieur du complexe sicilide. D'après ce même auteur, la nappe de Troïna est constituée de trois termes qui sont, de la base au sommet : les « argille scagliose » inférieures, la « formation calcschisteuse de Polizzi » et le « flysch de Reitano ». Dans les « argille scagliose » inférieures, L. Ogniben note des lambeaux exotiques de Mésozoïque calcaire, qui avaient déjà été remarqués par B. Accordi (1957). Enfin, la nappe de Troïna est recouverte par la nappe de Cesaro, élément supérieur du complexe sicilide formé par le flysch du Monte Soro et par les « argille scagliose » supérieures.

Les levés détaillés effectués en 1963 dans la région de Capizzi (tabl. A) nous ont fourni des faits nouveaux, d'ordre essentiellement stratigraphique. Nous en ferons tout d'abord un inventaire, puis nous verrons comment ils modifient, dans le cadre local de la plaque de Capizzi, l'ordre de superposition admis jusqu'à présent. Nous essaierons enfin de les raccorder avec ceux mis en évidence les années précédentes, d'une part dans la zone des

flyschs, et d'autre part dans la chaîne calcaire des monts péloritains, qui sépare le complexe sicilide du complexe calabride.

Les observations stratigraphiques nouvelles et leur interprétation

1) Examinons tout d'abord le problème des « argille scagliose » inférieures. Selon L. Ogniben, elles circonscrivent la plaque de Capizzi et correspondent à une formation d'argiles bigarrées dont l'âge serait essentiellement éocène inférieur et moyen. Il s'agit effectivement d'un ensemble surtout argileux, bigarré et chaotique mais qui contient cependant des niveaux bien stratifiés, constitués par des microbrèches à silex et à fragments d'*Aptychus*, des calcaires argileux gris, des calcaires fins verdâtres et des bancs de grès quartzites à grain fin, légèrement verdâtres. Or, la partie inférieure de la série du flysch du Monte Soro offre les mêmes faciès et il semble bien, dans ces conditions, que ce que L. Ogniben appelle « argille scagliose » inférieures ne contient que des éléments de la partie basale du flysch du Monte Soro, d'âge tithonique et crétacé inférieur. Cette partie basale joue le rôle de semelle et a acquis son aspect chaotique lors du déplacement de la plaque de Capizzi.

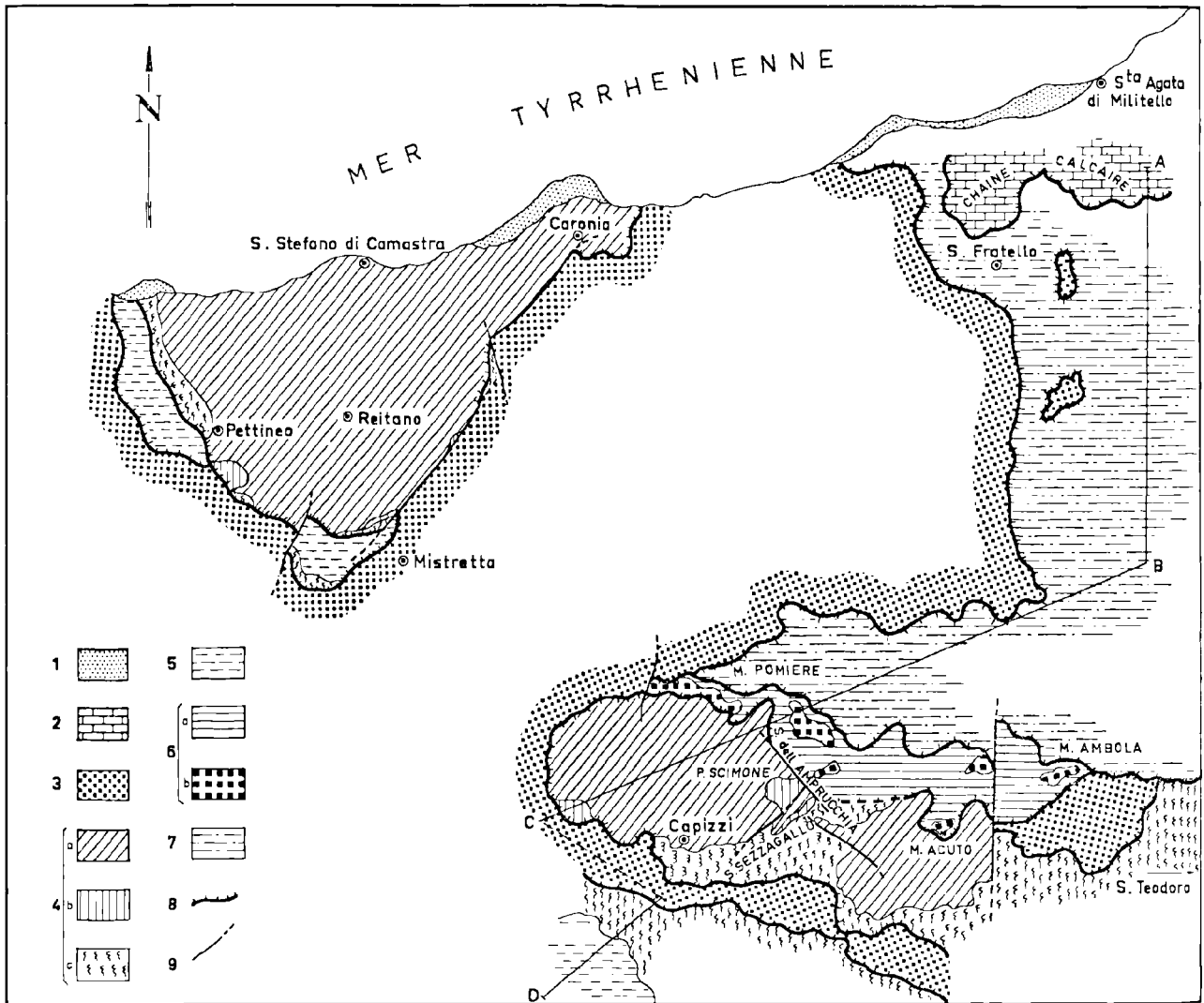


TABLEAU A (Echelle : 1/250.000*)

- | | |
|--|---|
| <p>1. Formations quaternaires.</p> <p>2. Formations de la chaîne calcaire.</p> <p>3. Flysch oligo-miocène à faciès numidien.</p> <p>4. Lame de Capizzi :</p> <p style="padding-left: 20px;">a - Oligo-Miocène de Reitano.</p> <p style="padding-left: 20px;">b - Calcaires mésozoïques et cénozoïques.</p> <p style="padding-left: 20px;">c - Flysch chaotique - tithonique - néocomien.</p> | <p>5. Lame de Troïna.</p> <p>6. Lame de Monte Pomiere :</p> <p style="padding-left: 20px;">a - Flysch chaotique - tithonique - néocomien.</p> <p style="padding-left: 20px;">b - Formations calcaires et conglomératiques mésozoïques et cénozoïques.</p> <p>7. Lame de San Fratello.</p> <p>8. Contacts anormaux.</p> <p>9. Failles.</p> |
|--|---|

2) Les formations calcaires et conglomératiques du Mésozoïque (1), que L. Ogniben considère comme

(1) Je tiens à signaler que dans les séries calcaires et conglomératiques, il existe également des termes éocènes (cf fig. 2 et 3).

des lambeaux exotiques emballés dans les « argille scagliose » inférieures, correspondent, semble-t-il, à des séries superposées au flysch du Monte Soro. Il n'est pas possible pour le moment de préciser si le contact entre les deux ensembles est tectonique ou normal.

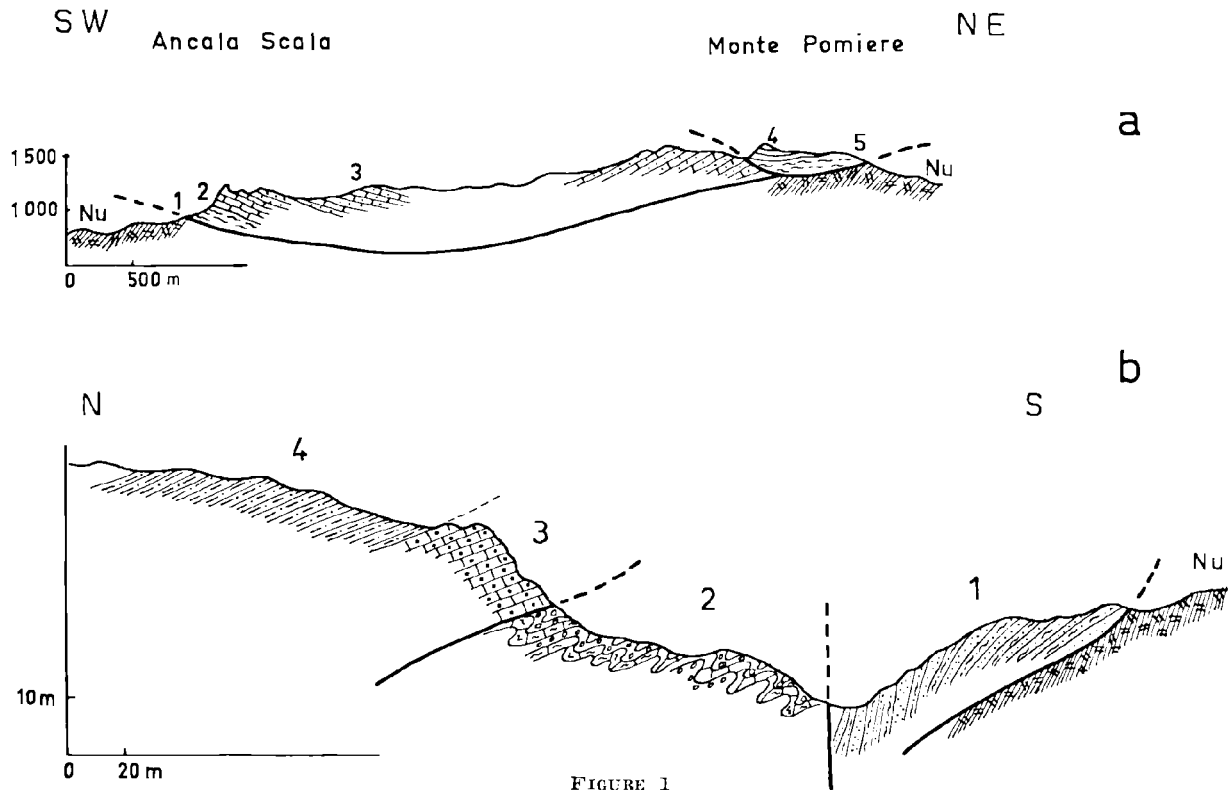


FIGURE 1

A) COUPE SCHEMATIQUE DE LA PLAQUE DE CAPIZZI.

Nu : Numidien.

Lame de Capizzi.

- 1: Flysch du Monte Soro (semelle chaotique).
- 2: Séries calcaires et conglomératiques mésozoïques et cénozoïques.
- 3: Séries détritiques de l'Eocène et de l'Oligo-Miocène.

Lame du Monte Pomiere.

- 4: Séries calcaires et conglomératiques du Mésozoïque et du Cénozoïque.
- 5: Flysch du Monte Soro (semelle chaotique).

B) RELATIONS DE SUPERPOSITION AU FRONT MÉRIDIENAL DE LA PLAQUE DE REITANO (SECTEUR DE MISTRETTA).

Nu : Numidien.

- 1: Formation de Troina, Eocène.
- 2: Flysch calcaire et conglomératique du Monte Soro extrêmement contourné.
- 3: Formations calcaires et conglomératiques mésozoïques et cénozoïques analogues à celles de la lame de Capizzi.
- 4: Formation détritique Eocène et Oligo-Miocène.

Ces formations apparaissent sur les bords sud et nord de la plaque de Capizzi et elles offrent des faciès différents d'un bord à l'autre (fig. 1). Celles du bord sud passent en concordance, dans leur partie supérieure, à un Eocène détritique qui constitue l'essentiel de la plaque allochtone. Celles du bord nord, avec le flysch du Monte Soro qui se trouve à leur base, chevauchent la série détritique éocène. Il paraît donc nécessaire de distinguer dans la plaque de Capizzi et dans le sens S-N deux éléments

reposant sur le Numidien.

Les séries calcaires de l'élément le plus méridional, ou lame de Capizzi, sont visibles au Pizzo Scimone, à la Sierra Sezagallo et à l'Ancala Scala. Leur épaisseur est comprise entre 60 et 80 m. On peut y reconnaître, quel que soit le point d'observation, la coupe représentée sur la figure 2.

Les séries calcaires de l'élément septentrional sont surtout bien développées au Monte Pomiere

(fig. 3). Nous définissons donc cet élément sous le vocable de « lame du Monte Pomiere » (2). Pour

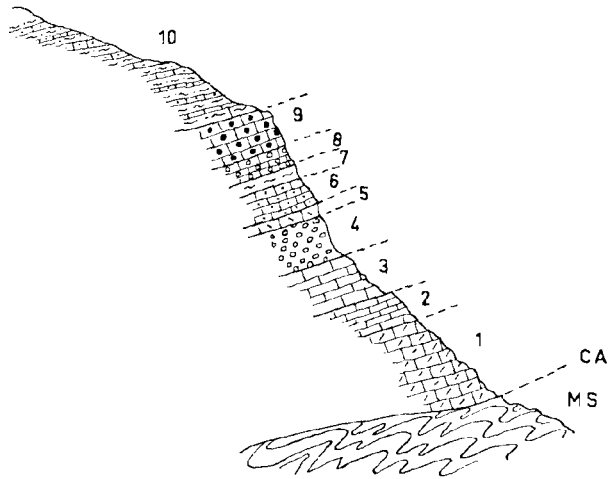


FIGURE 2

COUPE DES SÉRIES CALCAIRES ET CONGLOMÉRATIQUES DE LA LAME DE CAPIZZI

M.S. : Flysch du Monte Soro (chaotique. Tithonique - Néocomien).

C.A. : Contact anormal probable.

SÉRIES CALCAIRES ET CONGLOMÉRATIQUES (Mésozoïque - Eocène)

- 1) Calcaires gris-brun à points de calcite, parfois très riches en petites dragées de quartz. Ces dragées peuvent devenir dominantes, on a alors des microconglomérats calcaires (15 m).
- 2) Calcaires blancs en petits bancs (5 m).
- 3) Même faciès que 1, mais avec de véritables conglomérats à ciment calcaire. Les éléments ont un diamètre compris entre 2 et 5 cm (quartz, dolomies, phyllades) (5 à 10 m).
Dans 1, 2 et 3, on peut encore noter des calcaires oolithiques et pisolithiques, d'autres riches en Algues et Bryozoaires.
- 4) Niveau de conglomérats très grossiers, mal consolidés remaniant les formations 1, 2, 3 (8 m).
- 5) Calcaire blanc (2 m).
- 6) Grès calcaire blanc (8 à 10 m).
- 7) Marnes sableuses rouges (2 m).
- 8) Brèches calcaires à Nummulites (2 à 8 m).
- 9) Conglomérats à éléments formés de quartz, dolomie et phyllades (5 à 8 m).

FORMATION DE CAPIZZI (Eocène)

- 10) Alternances de marnes sableuses et grès micacés avec niveaux de microconglomérats riches en Nummulites et Discocyclines.

(2) Nous employons dès maintenant le terme de « lame » car, nous le verrons ultérieurement, il existe de nombreux témoins de ces séries dans une région située à l'E du Monte Pomiere. C'est l'ensemble de ces éléments alignés suivant une ligne E-W qui forme en réalité la « lame du Monte Pomiere ».

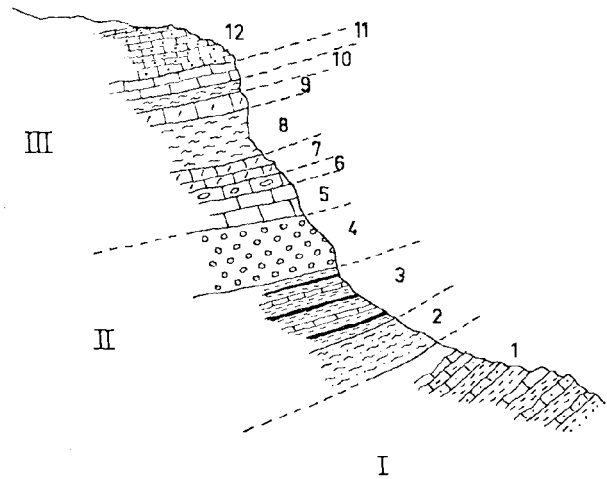


FIGURE 3

LES FORMATIONS CALCAIRES ET CONGLOMÉRATIQUES DE LA LAME DU MONTE POMIERE
COUPE DU VERSANT SEPTENTRIONAL DU MONTE POMIERE

- I) *Flysch du Monte Soro* (Tithonique - Crétacé infér.).
 - 1) Schistes feuilletés bruns et argiles brunes, calcaires argileux gris à patine blanche, microbrèches à silex, radiolarites vertes, calcaires blancs à pâte fine, riches en fragments d'*Aptychus*.
- II) *Formation à affinités Crisanti* (Crétacé moyen - supérieur).
 - 2) Marnes feuilletées grises et calcaires noirs en plaquettes.
 - 3) Argilites rouge lie de vin avec niveaux de calcaires cristallins blancs (brun ferrugineux à l'affleurement), et niveaux de radiolarites rouge lie de vin, vertes et brunes.
 - 4) Conglomérats à très gros galets de silex noirs, de calcaires à bourgeons siliceux, de calcaires à pâte fine, de calcaires verdâtres et de grès à dragées de quartz.
- III) *Formation de Caltavuturo* (Eocène moyen).
 - 5) Calcaires graveleux à *Discocyclines*.
 - 6) Niveau conglomératique grossier à la base, plus fin vers le sommet, très riche en Nummulites, remaniant des calcaires à pâte fine, des silex, des calcaires gris et des quartzites blancs.
 - 7) Calcaires microbréchiques très riches en Nummulites.
 - 8) Marnes rouges.
 - 9) Calcaires à Nummulites semblables au niveau 7.
 - 10) Marnes rouges.
 - 11) Calcaires graveleux sans fossiles.
 - 12) Calcaires graveleux très fossilifères (Nummulites - *Discocyclines*).

Les rapports entre les niveaux 1 et 2 ne sont pas connus avec certitude ; mais s'il existe un contact anormal, celui-ci n'est que secondaire.

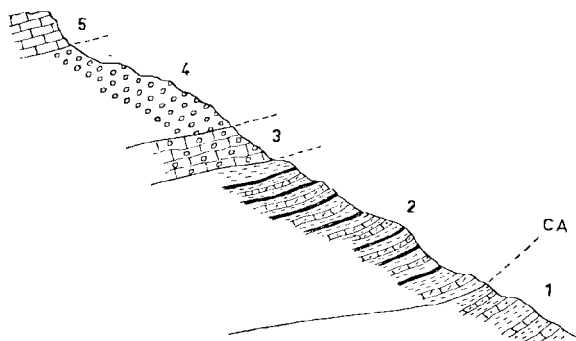


FIGURE 4

COUPE DE LA SERRA DELL' AMPRUCCHIA

- 1) Flysch calcaire constitué par une alternance de calcaires argileux noirs, de niveaux microbréchiques très riches en *Aptychus*, d'argiles feuilletées noires (Tithonique - Néocomien).
 - 2) Argilites rouge lie de vin, calcaires cristallins blancs fortement siliceux, à patine brun-ferrugineux, radiolarites rouges et vertes. Faciès analogue à celui de la formation de Crisanti des Madonies occidentales (Crétacé moyen - supérieur).
 - 3) Conglomérats grossiers à éléments de calcaires à pâte fine, calcaires oolithiques, calcaires à pâte fine à bourgeons siliceux, et de silex noirs. Le ciment calcaréo-argileux de teinte légèrement bleutée est facilement attaqué par l'érosion ; ceci a pour effet de mettre les éléments remaniés en relief, ce qui confère aux surfaces supérieures des bancs un aspect caractéristique. Ces conglomérats très épais (20 à 30 m) présentent des traces de stratification uniquement dans leur partie inférieure. Ces niveaux conglomératiques, comme ceux de la figure 3 (division II, 4) sont particulièrement intéressants. En effet, au cours d'une tournée sur le terrain, A. Caire a reconnu l'identité de faciès entre ces formations et les conglomérats sénoniens associés au flysch sénonien de la nappe C (lame CI de la région des Biban - cf. A. Caire 1957).
 - 4) Conglomérats identiques à 3, mais sans stratification.
 - 5) Calcaires conglomératiques à Nummulites.
- C.A. : Contact anormal probable.

avoir une coupe complète de ces formations, il est nécessaire d'adjoindre à la description des terrains visibles sur le versant septentrional du Monte Pomiere, une autre coupe observable à la Serra dell' Amprucchia (fig. 4).

3) La formation détritique concordante sur les séries calcaires et conglomératiques de la lame de Capizzi, a été distinguée par L. Ogniben sous l'appellation de « formation calcschisteuse de Polizzi ». Il paraît nécessaire d'abandonner ce terme car le faciès de cette formation est complètement différent de celui que l'on peut observer

à Polizzi même. La formation de Capizzi (c'est ainsi que nous la désignerons à l'avenir puisque le faciès est caractéristique dans la région de Capizzi) est constituée de marnes sableuses grises et de banes de grès arkosiques d'épaisseur variable, avec intercalations de niveaux de calcaires microbréchi-ques, riches en dragées de quartz. Ces calcaires contiennent de très abondantes Nummulites de l'Éocène moyen. On y observe également quelques passées de marnes noduleuses grises. La puissance de cette série essentiellement détritique est comprise entre 500 et 600 m.

Vers Troïna, on observe une autre série de même âge, mais beaucoup moins détritique et plus argileuse. L. Ogniben la rapporte encore à la « formation calcschisteuse de Polizzi », mais cette série est, elle aussi, complètement différente des formations de la région de Polizzi. Nous la distinguons donc sous le vocable de « formation de Troïna ».

4) L. Ogniben indique enfin que la formation détritique passe en concordance au flysch de Reitano d'âge oligo-miocène. La carte de L. Ogniben indique nettement que cette formation constitue l'essentiel de la plaque allochtone. Or des banes de calcaires conglomératiques à Nummulites peuvent s'observer très haut dans la formation. Il semble donc que ce soit les terrains éocènes (formation de Capizzi) qui en constituent la majeure partie.

Corrélations entre les zones paléogéographiques des flyschs et de la chaîne calcaire

Essayons maintenant de raccorder ces observations avec celles effectuées les années précédentes dans la zone des flyschs et la chaîne calcaire.

1) *Lame de Capizzi* : les terrains qui forment cette lame se retrouvent dans la plaque allochtone de Reitano (fig. 1 b) où l'on peut observer le même ordre de superposition : flysch du Monte Soro ; séries calcaires et conglomératiques entièrement semblables à celles que nous venons de décrire ; Éocène détritique ; enfin Oligo-Miocène de la formation de Reitano, très développé ici (G. Duée 1962). La plaque allochtone de Reitano peut donc être considérée comme un équivalent occidental de la lame de Capizzi.

Quant à la série éocène de Troïna, elle passe en continuité à un Oligo-Miocène de même faciès que celui de Reitano. On peut donc penser que l'aire de sédimentation de ces séries était à l'origine

peu éloignée de celle des formations constituant la lame de Capizzi.

Eocène et Oligo-Miocène, dans la région de Troina, sont en contact anormal sur le Numidien par l'intermédiaire de puissantes formations argileuses, chaotiques constituées uniquement par des éléments provenant du flysch du Monte Soro. Cette position structurale d'une part et les individualités stratigraphiques que présente cette superposition d'autre part (absence de séries calcaires et conglomératiques, Eocène moins détritique) nous ont amené à définir un nouvel élément dans l'édifice tectonique, c'est la lame de Troina. Le trait d'union existant entre lame de Capizzi et lame de Troina (Oligo-Miocène de Reitano) nous conduit à les grouper dans un même ensemble : la nappe de Reitano.

Les formations de la lame de Capizzi montrent des analogies avec les terrains de la chaîne calcaire des monts Péloritains. En effet, dans la partie orientale de la plaque allochtone de Reitano (équivalent occidental de la lame de Capizzi), et plus exactement dans la région de Caronia, il existe un faciès conglomératique de l'Oligo-Miocène de Reitano entièrement semblable à celui des monts Péloritains, qui est discordant sur les unités de la chaîne calcaire.

A l'W de Caronia, ce faciès conglomératique disparaît et fait place à des alternances grés-marneuses, alternances qui existent également dans l'Oligo-Miocène des monts Péloritains. Il ne semble donc pas nécessaire de distinguer ici, comme le laisse entendre L. Ogniben, deux séries appartenant à des complexes différents et qui auraient été rapprochés tectoniquement. Pour nous, l'Oligo-Miocène de Reitano et l'Oligo-Miocène des monts Péloritains se sont déposés dans la même aire de sédimentation. Les faciès des séries calcaires et conglomératiques de la lame de Capizzi présentent une originalité : on ne leur connaît, en effet, aucun équivalent dans la chaîne calcaire. Cependant, les calcaires conglomératiques à grains de quartz de l'Eocène, pourraient se rapprocher de ceux de l'unité la plus interne de la chaîne calcaire ou unité de Taormina.

Nous avons enfin noté à la base de la lame de Capizzi, aussi bien dans la plaque de Reitano que dans celle de Capizzi, des formations calcaires et argileuses ainsi que des microbrèches à *Aptychus*, passant même à des conglomérats. Ces microbrèches existent dans le Tithonique et le Crétacé inférieur de la chaîne calcaire. Nous en reparlerons plus en détail ultérieurement.

2) *Lame du Monte Pomiere* : Les séries mésozoïques et cénozoïques de la lame du Monte Pomiere ont leurs équivalents dans la zone des flyschs. Ce sont les formations qui apparaissent au Monte Ambola, au ravin Santa Elia et au Monte Acuto à l'W de San Teodoro (P. Broquet et G. Duée 1962). Nous avons déjà fait remarquer les analogies entre ces terrains et ceux qui affleurent dans les Madonies occidentales pour constituer le « complexe de base », autochtone présumé. Les nouvelles observations faites au Monte Ambola et à la Sierra dell' Ampruechia, confirment ces analogies, car en plus de la formation de Caltavuturo apparaît ici une formation présentant de grandes affinités avec celle de Crisanti (fig. 3).

Tous ces lambeaux sont disposés le long d'une ligne E-W sur plus de 10 km. Nous avons insisté (P. Broquet et G. Duée 1962) sur le fait qu'ils se trouvaient toujours au front du chevauchement d'une série allochtone formée par le flysch du Monte Soro (fig. 5) série que nous distinguerons à l'avenir sous le vocable de « lame de San Fratello ».

On peut penser que les séries de cette lame ainsi que les formations calcaires et conglomératiques de la lame du Monte Pomiere se sont déposées dans le même bassin de sédimentation ; elles possèdent, en effet, des points de ressemblance que nous allons essayer de faire ressortir.

On peut reconnaître dans les terrains constituant la lame de San Fratello, plusieurs parties :

— une partie basale formée d'alternances de calcaires argileux et de schistes feuilletés noirs, avec des niveaux de microbrèches à silex riches en *Aptychus*, d'âge tithonique et néocomien (Valanginien-Hauterivien) ;

— une partie moyenne, très épaisse (500 à 600 m), formée de grès quartzites verdâtres et schistes feuilletés, d'âge albo-aptien ;

— une partie supérieure, argileuse et calcaire, dans laquelle des niveaux du Cénomaniens ont été mis en évidence. A son sommet et en concordance, on note l'apparition de microbrèches à silex, de calcschistes rouges et de conglomérats sénoniens identiques à ceux que nous venons de décrire à propos des séries calcaires de la lame du Monte Pomiere (fig. 3). Ces faciès sont bien visibles au Monte Solazzo (SW de Floresta) sous le chevauchement de la chaîne calcaire. Leur font suite en concordance des alternances de marnes sableuses grises et de grès micacés riches en petits débris de

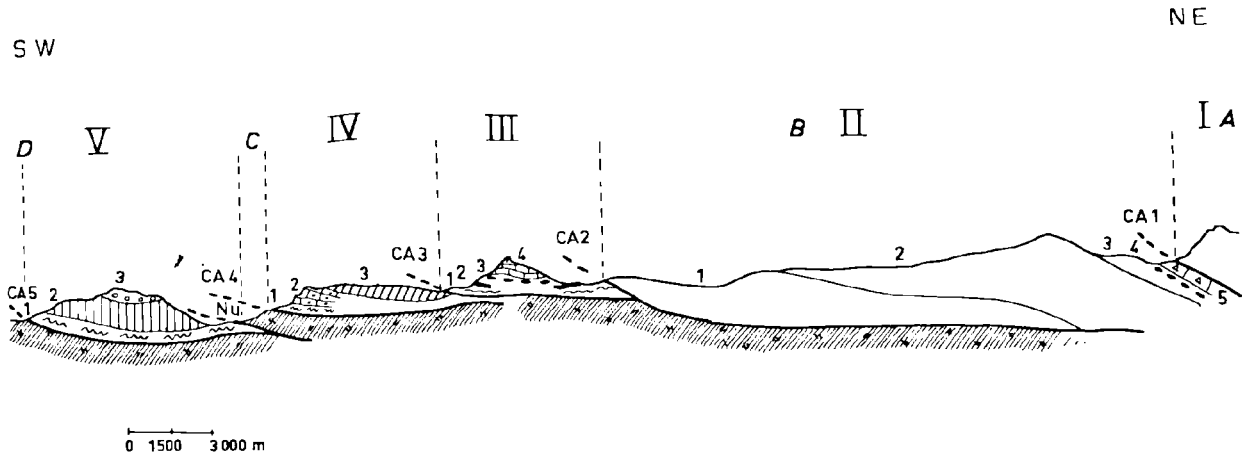


FIGURE 5
COUPE COMPOSITE DES MONTS NEBRODI

- I : *Chaîne calcaire.*
- II : *Lame de San Fratello.*
- 1) Flysch calcaire (Tithonique - Néocomien).
 - 2) Flysch quartzitique (Albo-Aptien).
 - 3) Flysch calcaire (Crétacé supérieur).
 - 4) Conglomérats sénoniens.
 - 5) Formation détritique éocène et oligo-miocène identiques à ceux des Monts Péloritains.
- III : *Lame du Monte Pomiere.*
- 1) Flysch calcaire (Tithonique-Néocomien) ; semelle chaotique.
 - 2) Formation identique à celle de Crisanti (Crétacé moyen-supérieur).
 - 3) Conglomérats sénoniens.
 - 4) Formation de Caltavuturo (Eocène).
- IV : *Lame de Capizzi.*
- 1) Flysch calcaire (Tithonique-Néocomien). Semelle chaotique.
 - 2) Séries calcaires et conglomératiques du Mésozoïque et de l'Eocène.
 - 3) Formation détritique éocène (Formation de Capizzi).
- V : *Lame de Troina.*
- 1) Flysch calcaire (Tithonique-Néocomien). Semelle chaotique.
 - 2) Formation argilo-gréseuse de l'Eocène (Formation de Troina).
 - 3) Formation de Reitano (Oligo-Miocène).
- CA. 1, 2, 3, 4, 5, Contacts anormaux.
- Nu : Flysch à faciès numidien.

phyllades, avec de petits niveaux calcaires lenticulaires à Nummulites de l'Eocène moyen. Ces terrains peuvent s'observer en de nombreux points, sur le flysch, tout au long du front de chevauchement de la chaîne calcaire, entre Floresta et San Fratello. Ils sont recouverts localement par des conglomérats grossiers, riches en éléments métamorphiques, analogues à ceux de l'Oligo-Miocène des monts péloritains. Citons à ce propos les affleurements du Poggio Pracido (au N du Monte Soro) et du Torrente San Basilio (SW de Galati Mamertino).

Si nous comparons les séries de la lame de San Fratello avec celles de la lame du Monte Pomiere, nous voyons qu'elles ont en commun les niveaux d'âge tithonique et crétacé inférieur et les conglomérats si typiques du Sénonien (fig. 3). Nous pouvons donc grouper ces deux lames dans une même nappe que nous appellerons : nappe du Monte Soro.

Par ailleurs, dans la lame du Monte Pomiere, nous avons vu qu'il existe des faciès identiques à ceux des formations de Crisanti et de Caltavuturo, définies toutes deux dans le complexe de base des Madonies occidentales. On pourrait donc penser

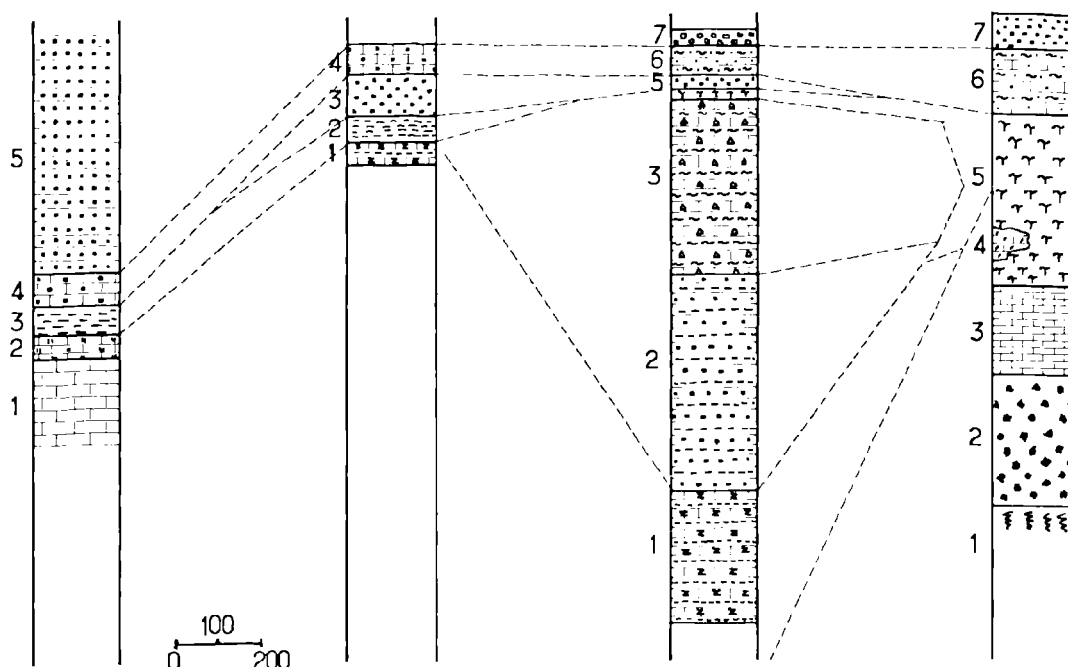


FIGURE 6

ESSAI DE RECONSTITUTION PALEO GEOGRAPHIQUE
D'UNE PARTIE DE LA ZONE DES FLYSCHS DES MONTS NEBRODI
PROFILS STRATIGRAPHIQUES LE LONG DE LA COUPE PP' (cf. fig. 7)

CHAÎNE CALCAIRE.

- I) *Unité inférieure de la chaîne calcaire - Unité de Longi - Gallodoro.*
- 1) Phyllades.
 - 2) Anagénites (préliasiques).
 - 3) Calcaires de Longi (Lias inférieur).
 - 4) Calcschisteuse de Militello (Lias moyen - Paléocène).
 - 5) Niveaux lenticulaires de calcaires à *Aptychus* (Tithonique - Néocomien)
 - 6) Formation de Frazzano (Eocène moyen).
 - 7) Oligo-Miocène des monts péloritains.

ZONE DES FLYSCHS. - NAPPE DU MONTE SORO.

- II) *Série de la lame de San Fratello.*
- 1) Flysch calcaire avec microbrèches à *Aptychus* (Tithonique - Néocomien).
 - 2) Flysch quartzitique (Albo - Aptien).
 - 3) Flysch calcaire avec microbrèches dans la partie supérieure (Crétacé supérieur).
 - 4) Calcschisteuse de Militello (Crétacé supérieur).
 - 5) Conglomérats sénoniens.
 - 6) Formation détrique à petits débris de phyllades, contenant des bancs de calcaires à Nummulites (Eocène moyen) = Formation de Frazzano.
 - 7) Oligo-Miocène identique à celui des monts péloritains.
- III) *Série de la lame du Monte Pomiere.*
- 1) Flysch calcaire avec microbrèches à *Aptychus* (Tithonique - Néocomien).
 - 2) Formation du type Crisanti (Crétacé moyen et supérieur).
 - 3) Conglomérats sénoniens.
 - 4) Formation de Caltavuturo (Eocène moyen).

AUTOCHTONE PRÉSUMÉ.

- IV) *Complexe de base des Madonies occidentales.*
- 1) Formation de Scillato (Trias).
 - 2) Formation de Fanusi (Dolomies du Lias supérieur au Jurassique).
 - 3) Formation de Crisanti (Crétacé moyen et supérieur).
 - 4) Formation de Caltavuturo (Eocène moyen).
 - 5) Oligo-Miocène de faciès numidien.

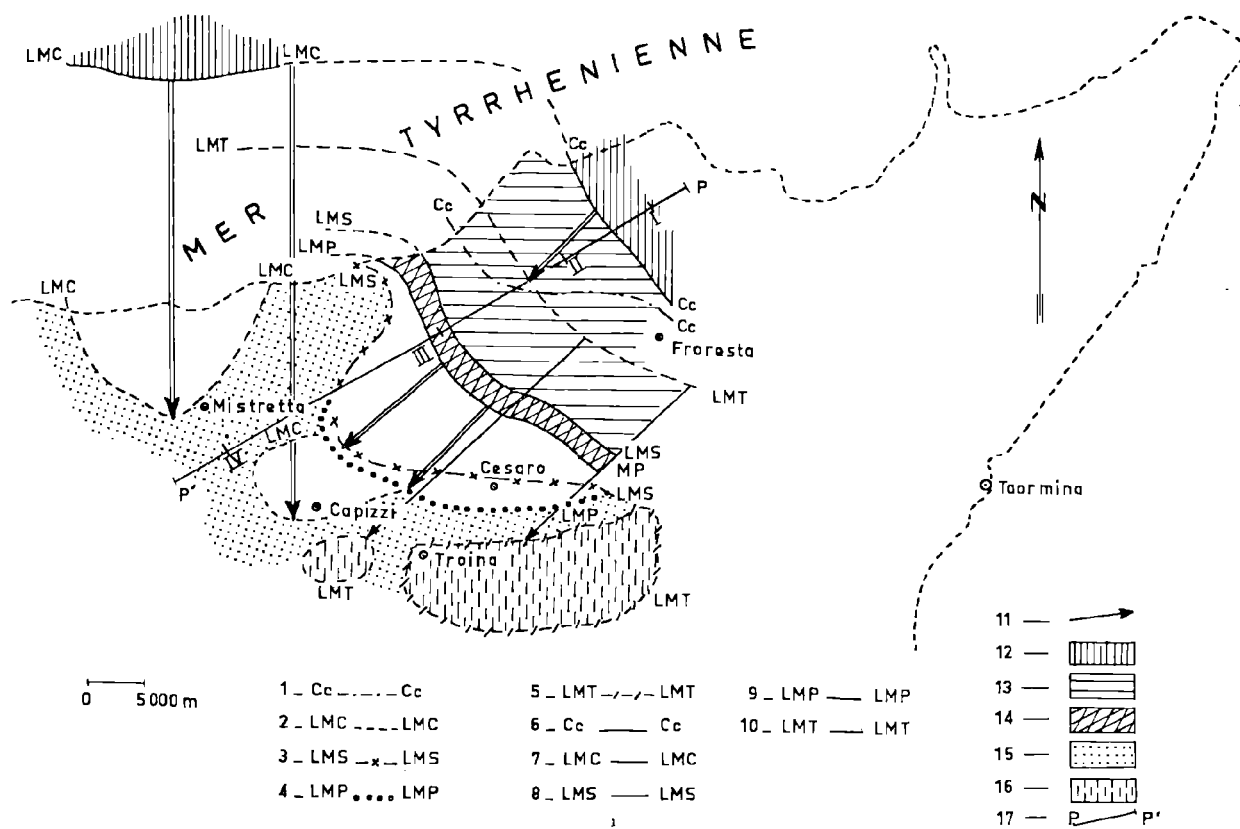


FIGURE 7

ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE
D'UNE PARTIE DE LA ZONE DES FLYSCHS DES MONTS NEBRODI

- 1) Chevauchement de la chaîne calcaire.
- 2) Chevauchement de la lame de Capizzi.
- 3) Chevauchement de la lame de San Fratello.
- 4) Chevauchement de la lame du Monte Pomiere.
- 5) Chevauchement de la lame de Troina.
- 6) Limite externe supposée de la chaîne calcaire avant le charriage Oligo-Miocène.
- 7) Limite externe supposée de la lame de Capizzi avant le charriage Oligo-Miocène.
- 8) Limite externe supposée de la lame de San Fratello avant le charriage Oligo-Miocène.
- 9) Limite externe supposée de la lame du Monte Pomiere avant le charriage Oligo-Miocène.
- 10) Limite externe supposée de la lame de Troina avant le charriage Oligo-Miocène.
- 11) Flèches minima des charriages.
- 12) Domaines paléogéographiques internes (chaîne calcaire et lame de Capizzi qui est son équivalent latéral).
- 13) Domaine paléogéographique du flysch du Monte Soro.
- 14) Limite supposée du bord interne de la plate-forme autochtone.
- 15) Aaffleurements du flysch Oligo-Miocène à faciès numidien.
- 16) Formation de Troina.
- 17) Coupe avec la situation des profils stratigraphiques (voir figure précédente).

qu'à partir du Cénomanién, des faciès proches de ceux de l'autochtone présumé se sont déposés dans la partie méridionale de l'aire de sédimentation des séries de la nappe du Monte Soro.

Par contre, au cours du Crétacé supérieur des conglomérats grossiers l'ont recouverte entièrement. A l'Eocène on assiste à une nouvelle différenciation dans les faciès. Vers le N, ce sont ceux de la chaîne calcaire qui prévalent, vers le S au contraire ce sont ceux du complexe de base.

Examinons maintenant les rapports des séries de la nappe du Monte Soro avec celles de la chaîne calcaire (fig. 6). Nous remarquons tout d'abord que l'Oligo-Miocène s'est déposé avec le même faciès conglomératique à la fois sur la chaîne calcaire et sur les séries de la lame de San Fratello. La formation détritique de l'Eocène qui suit en concordance le Sénonien conglomératique, existe également avec le même faciès dans la série de l'unité inférieure de la chaîne calcaire (unité de Longi-Gallodoro) : c'est la formation de Frazzano. Celle-ci repose dans l'unité de Longi-Gallodoro, sur des marnes et calcaires rouges (caleschisteuse de Militello) très puissants qui débutent dans le Lias moyen et se terminent dans le Paléocène. Des terrains identiques et de même âge apparaissent également sous les conglomérats grossiers de la lame de San Fratello. Enfin, les microbrèches à *Aptychus* de la partie basale du flysch crétacé se retrouvent au sein de masses calcaires lenticulaires intercalées dans la « caleschisteuse » de Militello. Vers Roccella Valdemone, ces calcaires et microbrèches du Tithonique et du Néocomien prennent un développement important, leur épaisseur étant supérieure à 100 m.

Conclusions

Les rapports structuraux existant entre la série de la lame de San Fratello et l'unité la plus externe de la chaîne calcaire (c'est-à-dire de Longi-Gallo-

doro) ; la présence dans les deux ensembles de formations détritiques éocènes et oligo-miocènes identiques ; l'existence de séries de la chaîne calcaire plus internes ; unité de Taormina et formations d'Ali (G. Duée et R. Truillet 1963), nappe de Novara (R. Truillet 1961) apparaissant sous des faciès différents ; voici trois faits qui tendent à montrer que le flysch du Monte Soro s'est déposé au SW de la chaîne calcaire. Les rapports existant entre la lame de San Fratello et lame du Monte Pomiere d'une part, ceux existant entre cette dernière et le complexe de base d'autre part (fig. 6) nous conduisent à penser que les formations de la nappe du Monte Soro se sont déposées dans un sillon dont les bords, découpés par la tectonique dans une mesure difficile à préciser, correspondent au NE à la chaîne calcaire des monts péloritains et au SW au complexe de base, autochtone présumé (fig. 7).

Quant aux terrains de la nappe de Reitano, il paraît logique de rechercher la patrie de la lame de Capizzi dans des régions situées à l'W de la chaîne calcaire (la position de ces terrains actuellement allochtones semble le montrer) et au N du sillon dans lequel se sont déposés les terrains de la nappe du Monte Soro. Il en résulte, en particulier, qu'on peut assigner une direction NW-SE au sillon des flyschs. La présence des formations calcaires et conglomératiques du Mésozoïque et du Cénozoïque nous incite à penser qu'à une certaine époque s'est instaurée une sédimentation néritique de seuil ou de ride. Enfin, les analogies de faciès avec la chaîne calcaire suggèrent que la lame de Capizzi n'est que le prolongement occidental de la chaîne calcaire.

En ce qui concerne la lame de Troina, les études ne sont pas encore assez avancées pour que nous puissions conclure actuellement ; il est vraisemblable qu'elle est externe par rapport à la lame de Capizzi et la chaîne calcaire.

BIBLIOGRAPHIE

ACCORDI B. (1958). — Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale). *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. 79, p. 929-949, 2 pl.

BROQUET P. et DUÉE G. (1962). — Comparaisons entre les formations éocènes des Madonies occidentales et des Monts Nebrodi. *B.S.G.F.*, (7), IV, p. 744-748.

CAIRE A. (1957). — Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n. s., Bull. n° 16.

DUÉE G. et TRUILLET R. (1963). — En cours d'impression.

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

TRUILLET R. (1961). — Remarques stratigraphiques et tectoniques sur la région de Novara di Sicilia (monts péloritains, Sicile). *B.S.G.F.*, (7), III, p. 559-567.

Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique

par André CAIRE

Sommaire. — Au point de vue paléogéographique, les zones externes des orogènes berbère (Afrique du Nord, Sicile et Calabre centro-méridionale) et apenninique, présentent des caractères assez variables ; mais leurs zones internes offrent d'étroites analogies, et peuvent être réunies dans un seul grand domaine.

Au point de vue structural, la recherche des homologues entre l'Apennin et la partie orientale de l'orogène berbère révèle une disposition symétrique des structures majeures de part et d'autre de la fosse tyrrhénienne, et la situation particulière de l'ensemble péloritano-calabrais.

I. - Les grands traits structuraux du territoire algéro-tunisien

En Algérie et en Tunisie ¹, on rencontre successivement, du S au N, c'est-à-dire de l'extérieur vers l'intérieur de l'orogène berbère 1a (fig. 1) :

A) *Le Sahara*, partie septentrionale de la plateforme africaine. Non atteint par les plissements alpins, il est séparé des Atlas par l'accident sud-atlasique.

B) *Les Atlas présahariens*, systèmes plissés où les chevauchements d'âge alpin sont absents ou ne jouent qu'un rôle très subordonné. Ils sont représentés, en Algérie par l'Atlas saharien, et par l'Atlas tunisien en Tunisie. La couverture, affectée de plis généralement obliques à la direction moyenne (sensiblement E-W) de l'Atlas tellien, est très probablement décollée, en diverses régions, au niveau du Trias ; mais sa structure d'ensemble implique l'existence sous-jacente d'un socle, qui n'est autre que le prolongement du craton saharien. Ce socle apparaît d'ailleurs au Maroc, grâce au relèvement général des structures vers l'W.

1. Pour une vue d'ensemble sur les structures telliennes, on pourra consulter, parmi les publications récentes: Caire, 1963 ; Caire, Castany, Glangeaud et Mattauer, 1959 ; Durand Delga, 1962 ; Glangeaud, 1961 ; Kieken, 1961.

1a. Orologène berbère, c'est-à-dire régnant en Berbérie (Afrique du Nord), mais se prolongeant aussi en Sicile et Calabre, comme on le verra plus loin.

C) *Les Atlas septentrionaux*, représentés par l'Atlas tellien en Algérie (fig. 2, coupe e), la Kroumirie et le Nefza en Tunisie. C'est le domaine d'amples chevauchements et de charriages qui se sont opérés, vers le S, au Miocène inférieur, et de rétroglissements dont on retrouve la trace en Sicile (Caire, 1961). Les nappes de glissement, plus ou moins morcelées par l'érosion, recouvrent, parfois très largement, la marge septentrionale des Atlas présahariens.

Deux ensembles peuvent être distingués à l'intérieur de l'Atlas tellien :

1° ENSEMBLE EXTERNE.

Actuellement très bouleversé par la tectonique, il provient d'un vaste sillon qui s'est différencié au Crétacé inférieur et dont l'évolution paléogéographique s'est poursuivie jusqu'au Miocène anté-nappes. C'est le « sillon tellien » d'Algérie, dont l'équivalent occidental est le « sillon rifain », et qui se prolonge en Tunisie, où il est relayé par le « sillon tunisien ».

Dans le sillon tellien se sont déposés, au Crétacé inférieur, des sédiments où dominent des flyschs alimentés par la province saharienne ; au Crétacé supérieur et à l'Eccène, des calcaires et marnes. Les nappes plastiques en provenance du sillon tellien se sont répandues vers le S, certaines portions du matériel allochtone venant s'interstratifier dans le Miocène inférieur de l'avant-fosse sud-tellienne (Caire, 1957 b). L'influence du socle s'est manifestée dans le Tell, à l'occasion de déformations

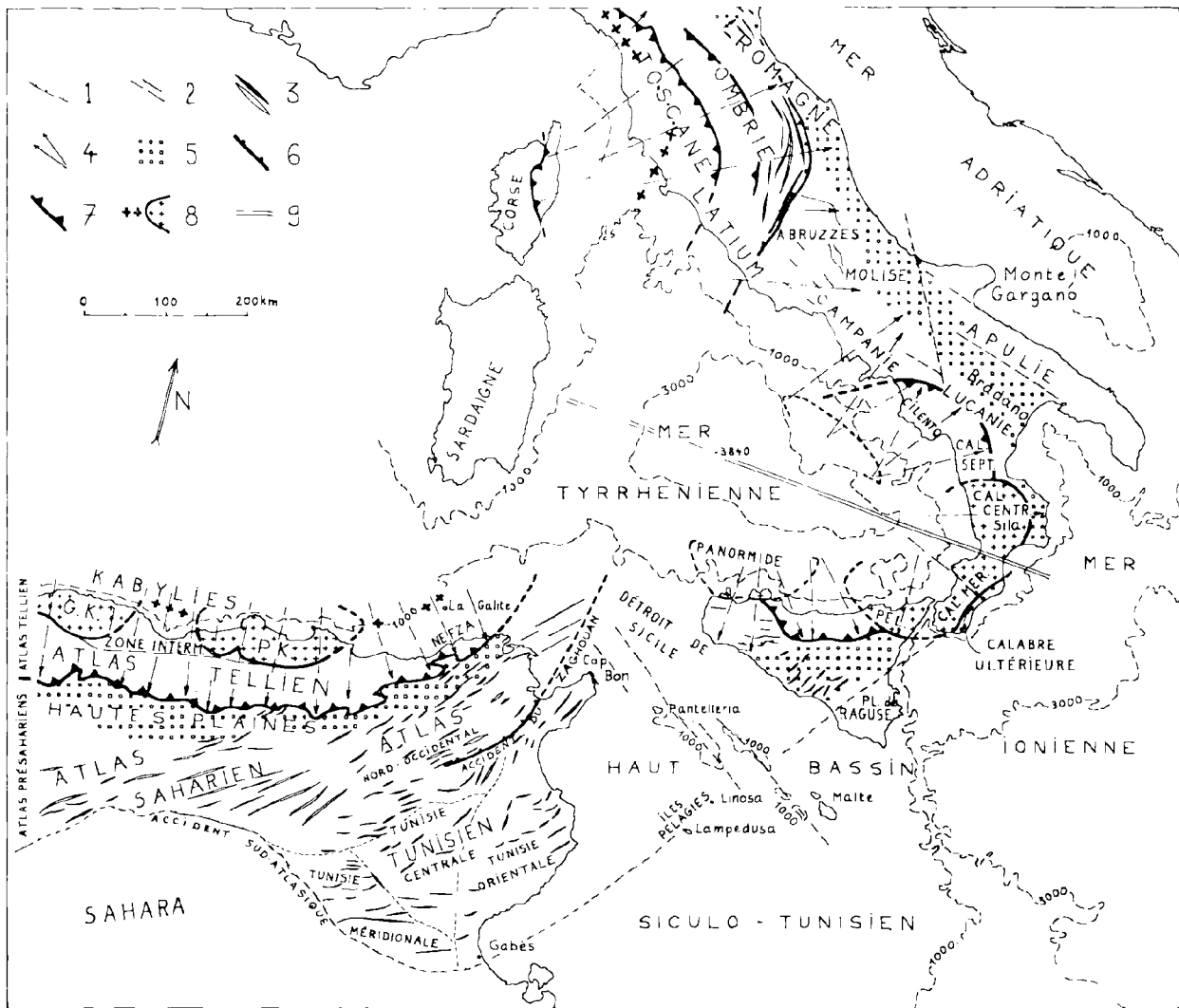


FIG. 1. — Les grands traits structuraux des chaînes péri-tyrrhéniennes.

1 : Limite interne du domaine saharien, du plateau de Raguse et du domaine apulo-garganique. — 2 : Directions structurales en Campanie et dans le Haut-Bassin siculo-tunisien (Castany, 1955 b) ; Isobathes de 1000 et 3000 m. — 3 : Anticlinaux et synclinaux. — 4 : Déplacement des nappes plastiques et de leurs portions résédimentées. — 5 : Avant-fosses néogènes. — 6 : Accident du Zaghouan et limite Ombrie-Abruzzes. — 7 : Front d'érosion des nappes d'Afrique du Nord ; front actuel de la nappe toscane et, en position plus externe, front du chevauchement du grès du Monte Falterona et du Lac Trasimene (d'après E. Giannini et M. Tongiorgi, 1962, fig. 1, p. 683 ; E. Giannini, R. Nardi et M. Tongiorgi, 1962, fig. 13, p. 76) ; limite approximative des nappes des « flyschs littoraux » de Lucanie, Calabre et Sicile, abstraction faite de leurs produits de résédimentation dans les bassins externes. — 8 : Noyaux kabyles et panormide ; dorsale apuane, le long de laquelle apparaissent les principaux affleurements d'autochtone métamorphique (E. Giannini, R. Nardi et M. Tongiorgi, 1962, fig. 13, p. 76). — 9 : Axe de la fosse tyrrhénienne et son prolongement dans la zone de Catanzaro.

post-nappes, qui font affleurer localement les terrains antérieurs au cycle alpin (Zaccar, Doui).

La « zone intermédiaire » (type Babors) peut être considérée comme la marge septentrionale du

sillon tellien. Entre le Sénonien tellien (lames A₁ et B₁ du Tell méridional) et le Sénonien conglomératique franc (lame C₁) se place en effet un Sénonien mixte (lame B₂). De même, il existe des pas-

sages entre le Sénonien conglomératique de la zone intermédiaire et le Sénonien à microbrèches des flyschs littoraux, ce qui permet d'envisager l'existence de flyschs sud-kabyles.

2° ENSEMBLE INTERNE.

La tectogénèse alpine y affecte : 1) des *terrains plastiques*, surtout formés de flyschs. Leurs principaux affleurements sont voisins du littoral algérien, et on peut donc les réunir sous le vocable de flyschs périkabyles ou « *flyschs littoraux* » ; 2) des *noyaux semi-rigides*, que je nommerai *noyaux kabyles*.

Les flyschs littoraux sont charriés sur les zones plus externes, leurs lambeaux méridionaux allant jusqu'à recouvrir les Atlas présahariens. Encadrés par ces flyschs, les noyaux kabyles sont en position chevauchante vers le S : sur la fig. 1, ils sont représentés par la Grande Kabylie (GK) et par l'ensemble Petite Kabylie, Kabylie de Collo et Edough (PK). Leur équivalent marocain correspond au Rif interne. La couverture de ces noyaux, décollée sur des phyllades, constitue des paquets de lames et écailles en haut relief : c'est la « chaîne calcaire » de L. Glangeaud.

Si l'on veut se faire une idée de la paléogéographie de ces flyschs avant les charriages alpins, on imagine assez bien un vaste bassin ou plutôt un système de bas-fonds ; mais les « noyaux kabyles » posent un problème plus délicat.

Aux temps secondaires et éocènes, ces noyaux se couvraient de sédiments pélagiques à dominante calcaire, de type « briançonnais », et ils pouvaient correspondre, selon les hypothèses :

— Soit à un *bourrelet continu* (ride), dont certains tronçons (les « noyaux kabyles » actuels) ont seuls été poussés vers le S ou épargnés par l'érosion ; les autres parties étant « restées en arrière » et se trouvant aujourd'hui masquées par les eaux de la Méditerranée, ou ayant été érodées. En faveur de cette *interprétation paléogéographique « cylindriste »*, on relèvera l'absence de tout passage entre les faciès de la chaîne calcaire et les flyschs, lorsqu'on s'approche des extrémités ouest ou est des noyaux kabyles. Mais on ne voit pas non plus un tel passage de faciès dans la direction N-S, transversale au « bourrelet ».

— Soit aux parties hautes (amygdales ascendantes)² d'une zone sialique continue, séparées

2. La notion d'amygdales ascendantes a été introduite par Caire, Glangeaud et Mattauer (1950).

par des ensembles transversaux couverts de flyschs. On pourrait, dans ce cas, parler d'une zone kabyle (ou rifo-kabylo-péloritano-calabraise) continue au niveau du socle anté-alpin, discontinue dans le sens E-W en ce qui concerne l'évolution paléogéographique anté-nappes.

— Soit à des blocs sialiques distincts (noyaux libres), rangés en chapelet ou répartis d'une manière quelconque dans le bassin des flyschs. Les « flyschs littoraux » se seraient déposés sur un substratum qu'on peut imaginer formé de sial aminci, ou de sima : pour ne pas ouvrir ce débat, je parlerai seulement de « fond mobile », compte tenu du sort tectonique de ces flyschs.

Au cours des dernières années, on a discuté de la position initiale des « flyschs littoraux » par rapport à la zone kabyle. Il existe en effet, a priori, trois possibilités : 1° ou bien tous les « flyschs littoraux » se sont déposés à l'extérieur de la zone kabyle ; 2° ou bien ces flyschs se sont tous sédimentés à l'intérieur de la zone kabyle ; 3° ou bien ils se sont déposés en partie à l'extérieur et en partie à l'intérieur de cette même zone. En Algérie, les flyschs n'ont pas encore été bien étudiés à ce point de vue. Par contre, en Sicile, des observations récentes (Duée, Broquet, Caire et Truillet, 1963 a, b), permettent d'envisager l'existence de deux séries distinctes, nommées « flysch externe » et « flysch interne », déposées en partie au SW, en partie au NW du « noyau kabyle » des Péloritains. Aussi peut-on penser, en extrapolant à l'Afrique du Nord, que certains noyaux kabyles étaient, au Secondaire, partiellement accolés aux zones externes de type « sillon tellien » ou « zones présahariennes », et que d'autres noyaux kabyles étaient entièrement entourés par des flyschs.

II. - Les relations entre Afrique du Nord et Sicile

Dans le Sud-Est sicilien, le plateau de Raguse est un fragment de plateforme stable, analogue au Sahara. Si l'on trace le raccord entre l'accident sud-atlasique et le bord occidental du plateau de Raguse, on obtient une ligne de *direction moyenne SW-NE* (fig. 1). Au NW de cette ligne s'étendent les domaines de l'atlas saharien *s.l.* (v. Castany, 1956). De part et d'autre du Haut Bassin sicilo-tunisien (Castany, 1955 b), en Tunisie et dans le bassin centro-sicilien, les plis oscillent autour de la *même direction SW-NE*. On se trouve donc

ici en présence d'un grand ensemble structural, de type présaharien. Dans l'Atlas tunisien, G. Castany (1951, 1955 a) a signalé l'importance de la Grande Transversale du Zaghouan, qui se prolonge en mer à l'W du Cap Bon (fig. 1).

Au N de l'Atlas saharien, nous avons reconnu en Algérie le sillon tellien et sa partie interne, distingués sous le nom de « zone intermédiaire ». L'équivalent du sillon tellien se réduit en Tunisie à des portions allochtones entraînées sous les flyschs littoraux, et disparaît paléogéographiquement avant d'atteindre le Nord-Est sicilien. Dans ce dernier secteur, on connaît en effet des intermédiaires directs entre autochtone (ou paraautochtone) externe, et flyschs littoraux (Broquet, Duée, Caire et Truillet, 1963 a, b).

Quant à la zone intermédiaire, elle n'a pas été repérée, à ma connaissance, en Tunisie, mais elle possède un équivalent en Sicile dans la lame du Monte Pomiere, étudiée par G. Duée.

Le bord externe des flyschs littoraux charriés, c'est-à-dire leur limite d'érosion, se moule, dans le Nefza, sur la direction SW-NE des plis de l'Atlas tunisien. Ces mêmes flyschs se retrouvent dans le Nord-Est sicilien, identiques jusque dans le détail de certains faciès (Caire et Mattauer, 1960). On peut donc admettre une continuité formelle entre les flyschs littoraux d'Afrique du Nord et de Sicile, bien qu'il soit difficile de figurer, dans l'intervalle marin séparant ces deux territoires, la répartition actuelle de ces flyschs.

Le plus oriental des noyaux kabyles d'Afrique du Nord (PK de la fig. 1) se prolonge peut-être jusqu'à la Galite, mais, plus à l'E, il faut franchir plus de 500 km avant de rencontrer un élément équivalent : le massif péloritain. On observe, et comment s'en étonnerait-on, des différences entre les séries stratigraphiques des massifs kabyles et du massif péloritain, mais ces différences ne sont pas plus importantes qu'entre les quatre faciès de la chaîne calcaire péloritaine (Duée et Truillet). Le massif péloritain, et son prolongement en Calabre méridionale, mérite donc bien d'être rangé au nombre des noyaux kabyles.

Il n'est pas inutile d'insister sur la constance remarquable des caractères paléogéographiques et structuraux, dans l'« ensemble interne » qui réunit les flyschs littoraux et les noyaux kabyles, constance qui s'oppose aux caractères beaucoup plus variables des zones externes.

III. - L'Oligo-Miocène des zones internes et l'alimentation des flyschs littoraux en éléments clastiques

Au cours de la période dite oligo-miocène (empiétant sur l'Oligocène et sur le Miocène inférieur), les noyaux kabyles se couvrent d'une carapace molassique (« Oligocène » kabyle des auteurs algériens, Oligo-Miocène molassique du massif péloritano-calabrais) ³. L'origine des éléments détritiques de cette molasse ne pose pas de problèmes insurmontables, car on peut imaginer son alimentation par les parties les plus internes (ou les plus externes) des noyaux kabyles.

On connaît aussi des passages latéraux entre l'Oligo-Miocène kabyle et le Numidien à dragées. Telle est la série de Medjana (Caire, 1957 a). Mais le problème majeur concerne les grès numidiens, surtout caractérisés par leurs dragées de quartz. Ces dragées ne peuvent provenir des noyaux kabyles, puisqu'au moment de leur dépôt, le socle kabyle était déjà couvert par de l'Oligo-Miocène kabyle, ou fournissait des détritiques dépourvus de dragées à cet Oligo-Miocène ou à la série de Medjana. Or, les grès numidiens à dragées éolisées (Caire et Cailleux, 1957), connus depuis la région de Gibraltar jusqu'en Calabre méridionale, couvrent de grandes surfaces au Maroc, en Algérie, en Tunisie et en Sicile, ce qui implique : 1° la libération, dans les zones internes, vers la limite Oligocène-Miocène, d'un tonnage considérable de dragées de quartz, et, par conséquent, l'existence, à cette même époque, de terres distributrices, soumises à une surrection et à une érosion importantes, sous un climat désertique où jouait le vent; 2° la répartition de ces terres sur tout ou une grande partie de l'espace qui sépare la région de Gibraltar de la Calabre méridionale, soit 2.000 km à vol d'oiseau. En effet, certaines dragées, atteignant plusieurs centimètres cubes, n'ont pu être transportées que dans l'eau, et n'ont donc pu être véhiculées sur de longues distances sans perdre leur caractère éolisé.

Où sont donc les terres qui ont produit ces dragées ? Ce ne peut être la Sardaigne ou des

3. En Calabre méridionale, comme en Sicile et en Algérie, cet Oligo-Miocène est recouvert par une énorme coulée de flyschs crétacés et nummulitiques (complexe d'*argille scagliose*), contenant ou supportant suivant les régions des grès oligo-miocènes de type numidien ou des grès molassiques.

terres paléogéographiquement équivalentes, car la Sardaigne était alors couverte par des dépôts secondaires épicontinentaux.

Une solution locale semble apparaître en Sicile. On connaît en effet, dans l'Ouest sicilien, des klippes sédimentaires constituées par une série dite panormide, d'âge mésozoïque-éocène, et où dominent les sédiments carbonatés (Ogniben, 1960). C'est peu après l'arrivée de ces klippes sédimentaires dans le bassin de sédimentation du Numidien externe qu'a commencé le dépôt des grès numidiens, et il semble bien, à la suite des observations de P. Broquet et R. Truillet, que ces grès proviennent de la même région que les klippes sédimentaires. On peut donc envisager que le « socle panormide » (PA de la fig. 1), débarrassé de sa couverture décollée et glissée à l'état de klippes sédimentaires, ait continué à se soulever et ait fourni des dragées de quartz, par érosion de terrains cristallins ou de formations de type verrucano (Caire, 1961).

Si l'on pouvait étendre cette explication à l'ensemble de l'orogène herbère, on devrait se représenter, à l'Oligocène (et même bien avant cette époque), le bassin des flyschs littoraux bordé vers l'intérieur par une ride ou peuplé de noyaux distincts des noyaux kabyles.

Considérons, le temps d'une réflexion, l'image de deux séries de noyaux, les uns que nous continuerons à nommer *noyaux kabyles*, les autres que nous appellerons *noyaux panormides*. Pourquoi ces deux séries auraient-elles été promises à des sorts différents à l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur ?

Était-ce par suite d'une différence de position à l'intérieur des zones internes ? On peut alors faire appel à la notion suivant laquelle les portions les plus internes d'un orogène sont les premières atteintes par l'intumescence de la phase majeure (Glangeaud, 1957-1958, 1960, 1961). Si la série des noyaux panormides était plus interne que la série kabyle, si elle constituait un rameau médian tel que J. Brunn (1960) l'a mis en évidence en Méditerranée orientale, on expliquerait qu'elle ait été soulevée à l'Oligocène, c'est-à-dire plus tôt que les noyaux kabyles, alors submergés. Mais il faut bien dire que les noyaux kabyles, ou du moins certains d'entre eux, avaient déjà subi une tectogénèse avant le dépôt de l'Oligo-Miocène.

Était-ce dû à une différence de dimension entre les noyaux kabyles et les noyaux panormides, pro-

voquant une différence de réaction à un éventuel bombement du manteau simique ? (cf. Glangeaud, 1961 ; Grandjacquet et Glangeaud, 1962).

De toute façon, la notion d'une zone interne correspondant aux noyaux panormides, et étendue à toute la Berbérie, est assez fragile, car on ne connaît pas, en Afrique du Nord, l'équivalent des klippes sédimentaires panormides. Ne peut-on supposer ici que la couverture de certains noyaux panormides aurait glissé, non pas vers l'extérieur, mais vers le N, l'W ou l'E, et n'aurait donc pu être impliquée ultérieurement dans les charriages dirigés vers l'extérieur de la chaîne ? On voit que le champ des hypothèses est encore vaste, mais ce n'est pas une raison pour se refuser à présenter des interprétations⁴, quitte à les confronter avec les faits, dont certains ont pu être jusqu'à présent négligés. Au moins devons-nous, en Méditerranée occidentale, retenir l'idée d'une très grande complexité des zones internes, peut-être aussi grande qu'en Méditerranée orientale.

Il reste à dire quelques mots de l'alimentation des flyschs littoraux d'âge crétacé et éocène. Les débris de quartz, très menus, des quartzites banaux, peuvent venir des flancs des rides (Caire, 1961) et partiellement des rides elles-mêmes et de la province saharienne. Quant aux débris de roches carbonatées ou siliceuses abondants dans les conglomérats du Crétacé (inférieur et supérieur), ils peuvent avoir une origine proche.

Mais le problème des dragées de quartz éolisées se pose à nouveau dans l'Albo-Aptien. On en vient à se demander si l'aspect dépoli est vraiment lié à une action éolienne, ou s'il ne peut s'expliquer par un brassage, dans l'eau, de dragées mêlées au sable. Pour l'origine des dragées aptiennes (de tonnage relativement faible), il suffirait, me semble-t-il, de faire appel à des déformations et érosions locales des noyaux kabyles ou panormides. N'oublions pas, à ce propos, la présence d'intercalations de grès à dragées à divers niveaux de la série secondaire, dans la chaîne calcaire du « noyau kabyle » des monts Péloritains.

4. On peut même envisager, dans le cadre d'hypothèses récemment présentées par M. Durand Delga, que les noyaux panormides étaient plus externes que les noyaux kabyles, et qu'ils ont été engloutis dans une zone de succion située entre les noyaux kabyles et la zone intermédiaire.

IV. - Les monts Péloritains et la Calabre. Relations entre la Sicile et l'Apennin

Les monts Péloritains forment la partie extrême nord-orientale de la Sicile. Quant à la Calabre, elle peut être subdivisée, au point de vue géographique, en : 1° *Calabre méridionale*, au S de la dépression de Catanzaro : sa partie montagneuse comprend les massifs de l'Aspromonte et de Serra San Bruno ; son versant ionien est dénommé *Calabre ultérieure* ; 2° *Calabre centrale*, entre la dépression de Catanzaro et la dépression de Sangineto ; on y reconnaît d'W en S la chaîne côtière, la dépression subméridienne du Crati, le massif de la Sila et la plaine côtière du Crotonese ; 3° *Calabre septentrionale*, entre la dépression de Sangineto et la frontière de la Lucanie (ou Basilicate).

Les monts Péloritains et la Calabre méridionale⁵ forment une seule grande unité paléogéographique et structurale (fig. 1 et fig. 2, coupes c et d). Les phyllades, terme supérieur de la série métamorphique primaire, y jouent le rôle d'une semelle plastique sur laquelle se sont déplacées et dans laquelle se sont incorporées les lames et écaillés de la chaîne calcaire (Caire, 1960), au cours de la phase yprésolutétienne (Caire et Truillet, 1962). Le socle granito-gneissique a lui-même subi de profonds bouleversements. L'Oligo-Miocène molassique, discordant sur toutes les structures antérieures, supporte des coulées de flysch interne nommées *argille scagliose* (A.S.) ou *argille varicolori* (A.V.). Au Miocène moyen, tout l'ensemble précédent a été fortement écaillé sur son bord sud-ouest (partie occidentale des Péloritains), les terrains du socle et de la chaîne calcaire venant en recouvrement sur le flysch de San Fratello. Dans la région de Roccella Valdémone, la ligne de chevauchement est relayée par une faille verticale (Truillet, 1962 a, b). En Calabre ultérieure, on ne peut démontrer que le massif de l'Aspromonte-Serra San Bruno chevauche vers l'extérieur, c'est-à-dire vers l'ESE. En effet, l'éventuelle ligne de contact anormal y est masquée par les dépôts néogènes ou par la mer Ionienne. Quoi qu'il en soit, la Calabre méridionale offre par sa structure, par l'âge et la nature de ses formations sédimentaires,

5. Parmi les travaux récents consacrés aux monts Péloritains et à leur bordure, on consultera : Ogniben, 1960 ; Caire, 1960, 1961, 1962 ; Duée, 1961 ; Truillet, 1962 a, b. Pour les travaux en Calabre méridionale, voir : Caire, 1961 ; Dubois, 1962 ; Pata, 1949.

et jusque dans le détail de certains faciès (Oligo-Miocène molassique, flysch crétacé, argiles et grès numidiens), les mêmes caractères que les massifs « kabyles » du Rif et d'Algérie.

Il n'existe donc aucune modification majeure dans la nature et l'évolution tectonique des zones internes, lorsqu'on se déplace du Maroc jusqu'en Calabre méridionale. C'est pourquoi on peut réunir les chaînes tertiaires d'Afrique du Nord, de Sicile et de Calabre méridionale dans un même rameau alpin, que je nomme « orogène berbère ».

Lorsqu'on se déplace d'Algérie en Sicile, on voit (fig. 1) que les unités internes, plus ou moins largement charriées, de cet orogène, sont, en plan, indépendantes des domaines externes. Le même phénomène est bien connu dans les Hellénides (Aubouin, 1960 ; Brunn, 1960) où les zones pélagonienne et subpélagonienne viennent successivement au contact de zones de plus en plus externes lorsqu'on se déplace du S au N.

Le massif de la Sila, en Calabre centrale, montre le même socle ancien que la Calabre méridionale, et une couverture locale de type chaîne calcaire (Afcain, 1962 ; Dubois, 1962). Sur leur versant ionien, la Calabre méridionale et la Calabre centrale offrent encore des caractères très semblables : couverture miocène postérieure à la tectogénèse principale et contenant des intercalations d'*Argille scagliose*. Toutefois, la nature de certains composants de ces *Argille scagliose* varie de part et d'autre de la zone de Catanzaro. Quant aux relations entre Calabre centrale et Apennin, elles seront discutées plus loin.

V. - L'orogène apenninique. Comparaison avec l'orogène berbère

Ce nouveau système orogénique⁶ se développe entre la mer Tyrrhénienne et l'Adriatique. Pour suivre le même plan qu'en Afrique du Nord, nous considérerons les grandes zones structurales en allant de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne.

A) DOMAINES EXTERNES.

1) *L'Apulie (Pouilles) et le Monte Gargano* représentent un domaine externe commun aux

6. Une mise au point récente des travaux italiens sur l'Apennin a fait l'objet d'une séance spéciale de la Société géologique de France (v. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, n° 5, 1962, p. 625-784).

orogènes apenninique et hellénique (Aubouin, 1960). Elle peut être considérée comme un équivalent structural de la plateforme africaine et du plateau de Raguse. Elle fut peut-être, au début des temps alpins, reliée à l'Afrique, en constituant un cap ou promontoire apulien ; ou distincte du continent africain et liée aux Mésogéides de L. Glangeaud (1951, 1952 b, 1957-1958).

2) La zone préapenninique.

Une fosse complexe s'est installée au Miocène sur le bord oriental de l'Apennin (Molise) ; au Pliocène, jusqu'au contact de l'Apulie (Bradano). Elle se poursuit, vers le N, le long du littoral adriatique et sur le versant padan de l'Apennin. Cette zone d'affaissement, où s'est opérée une gigantesque resédimentation miocène et pliocène, peut être assimilée, vis-à-vis de l'Apennin, à une avant-fosse. Nous avons parlé de son prolongement méridional sur le versant ionien de la Calabre, et de son équivalent dans le bassin centro-silicien (bassin de Caltanissetta) ⁷. En Afrique du Nord, il semblerait qu'on puisse la comparer à l'avant-fosse sud-tellienne, où s'est resédimentée une partie des nappes plastiques (Caire, 1957 b ; 1963).

3) L'Apennin calcaire méridional.

Les sédiments mésozoïques de l'Apulie et du Monte Gargano s'ennoient sous la zone préapenninique et réapparaissent dans l'autochtone et le parautochtone de Calabre septentrionale et de Lucanie. Ils caractérisent un domaine à sédimentation récifale qui s'étend vers l'W jusqu'au golfe de Sapri (Grandjacquet, 1961 b ; 1962). Les dolomies, les calcaires oolithiques, à Algues, à Rudistes, y témoignent de conditions épicontinentales qui permettent un parallèle avec les zones présahariennes d'Afrique du Nord. Ce domaine est relayé, vers l'intérieur, par le domaine à silex (Grandjacquet, 1962). La partie interne de l'Apennin calcaire méridional est charriée vers l'extérieur (v. fig. 2, coupe b).

4) Le groupe des Marches et d'Ombrie et l'autochtone toscan.

Cet ensemble entre obliquement en contact avec l'Apennin calcaire méridional suivant une ligne

arquée, qui se rapproche de la direction N-S dans sa partie sud. Il est difficile à paralléliser paléogéographiquement avec une zone d'Afrique du Nord (on notera en particulier que le Crétacé n'y est épais que de quelques dizaines de mètres). Au point de vue structural, il peut être comparé à l'Atlas tunisien nord-occidental, mais, plus encore aux portions, largement écaillées vers l'extérieur, du subautochtone présaharien et intra-tellien (Caire 1957 a, b ; Caire, Castany, Glangeaud et Mattauer, 1959 ; Caire, 1963).

B) DOMAINES INTERNES : LES GRANDES NAPPES DE CALABRE-LUCANIE ET DE L'APENNIN SEPTENTRIONAL. COMPARAISON AVEC LES DOMAINES INTERNES D'AFRIQUE DU NORD.

Sur l'Apennin calcaire méridional et son avant-pays parautochtone, sur le groupe des Marches et d'Ombrie et sur l'autochtone toscan, se sont répandues des nappes en provenance de zones plus internes.

En Calabre septentrionale et en Lucanie, on peut distinguer deux grandes nappes (fig. 2, coupe b) :

— La nappe de Lagonegro, caractérisée par un flysch dont l'origine a été discutée (Grandjacquet et Glangeaud, 1962), mais qui doit être, d'après les derniers travaux de C. Grandjacquet, paléogéographiquement externe par rapport à l'Apennin calcaire méridional, qui la recouvre.

— La nappe lucanienne, dans laquelle on peut réunir le flysch du Cilento et le flysch à quartzites, plus ancien, de Calabre septentrionale (Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960 ; Glangeaud, Grandjacquet, Bousquet et Afchain, 1961 ; Grandjacquet, 1961 a, b, 1962). Cette nappe est équivalente de la nappe ligure. Elle contient des roches vertes jurassiques étudiées par J.-Cl. Bousquet (1962) et provient d'une ou de zones internes.

Dans l'Apennin septentrional, du Latium au Golfe de Gênes, on distingue aussi deux grands ensembles allochtones que je nommerai encore nappes ⁸. Ce sont (v. fig. 2, coupe a) :

7. A propos des fosses de resédimentation externes d'Italie et de Sicile, voir Beneo, 1955, 1956, 1957 ; Flores, 1959 ; Jacobacci, 1962 a, b ; Lucchetti et autres, 1962 ; Ruggieri 1954 a, b, 1957, 1958.

8. La bibliographie récente est ici très abondante. Je citerai seulement Boni, 1962 ; Elter P., 1962 ; Giannini et Tongiorgi, 1962 ; Giannini, Nardi et Tongiorgi, 1962 ; Lantéaume, 1962 ; Luchetti et autres, 1962 ; Trevisan, 1962.

1) *La nappe toscane*, dont le front vient d'être reconnu par l'Ecole de Pise.

2) *La nappe ligure*, recouvrant et débordant la précédente, et d'origine plus interne, s'est diversifiée en : complexe de l'Alberese (situé à la base) et complexe ophiolitifère.

Ces nappes ont été affectées à plusieurs reprises, au cours du Tertiaire, par des dislocations tectoniques. Au gré des déformations du substratum, elles ont glissé par lambeaux de plus en plus dilacérés et chaotiques, et se sont résédimentées dans les dépressions externes en s'incorporant à des sédiments de plus en plus récents. Le phénomène se poursuit de nos jours dans l'Adriatique. Il est donc impossible, surtout pour la nappe ligure, de parler d'un front, de même qu'en Afrique du Nord on ne peut parler d'un front pour les nappes résédimentées dans l'avant-fosse sud-tellienne (Caire, 1957 b, 1963).

Les coulées qui émanent des nappes ligure et toscane constituent un complexe à matrice argileuse généralement désigné sous le nom d'*argille scagliose*. On peut facilement établir un parallèle entre la constitution de la nappe C du Tell algérien et des *argille scagliose varicolori* de l'Apennin (v. tableau ci-dessous). La grande dilacération du complexe des *argille scagliose varicolori* s'explique : 1° par le fait qu'elle est essentiellement constituée d'une matrice argileuse plastique dans laquelle sont dispersés des lambeaux d'autres terrains ; 2° par le fait qu'elle a évolué plus longuement et jusqu'à une date plus tardive que la nappe C ; 3° parce qu'elle s'est mise en place dans la mer, et non pas à l'air libre.

Quant à la nature et à l'âge des constituants, la nappe C et le complexe des argiles varicolores offrent de telles ressemblances qu'il faut chercher leur origine dans des zones internes de même valeur paléogéographique, et semblablement alimentées.

COMPARAISON ENTRE LES PRINCIPAUX CONSTITUANTS DE LA NAPPE C D'ALGERIE
ET DU COMPLEXE DES ARGILLE SCAGLIOSE VARICOLORI DE LA ROMAGNE

Nappe C du Tell algérien méridional (mise en place au Miocène inférieur)	Complexe des argille scagliose de Romagne (mis en place au Tortonien supérieur)
— Flysch schisto-gréseux du Crétacé inférieur (Flysch littoraux).	— Flysch schisto-gréseux du Crétacé inférieur ligure.
— Flysch du Crétacé supérieur (argiles et marnes, microbrèches, grès, plaquettes calcaires, radiolarites) des flyschs littoraux.	— Flysch du Crétacé supérieur (complexe de l'Alberese et équivalents gréseux) : nappe ligure.
— Calcaires et microbrèches gris ou blanchâtres (Eocène de la série de Medjana).	— Calcaires et microbrèches gris ou blanchâtres (Alberese éocène).
— Argiles varicolores (rouges, vertes, lie de vin, grises) éocènes du Numidien ou de la série de Medjana.	— Argiles varicolores (rouges, vertes, lie de vin, grises) éocènes = argiles bariolées liées à la nappe toscane (peut-être paléogéographiquement intermédiaires entre les domaines des nappes toscane et ligure).
— Grès numidiens ou molassiques (série de Medjana). Oligocène à Miocène.	— Grès du Macigno (nappe toscane). Oligocène.
— Miocène de la lame C ⁴ (type Dj. bou Zid), discordant sur le flysch crétacé, et remaniant des éléments de la chaîne calcaire.	— Miocène néoautochtone toscan, transgressif sur la nappe ligure et entraîné avec elle.

On verrait de même que la nappe ligure et la nappe lucanienne sont, par les caractères de leurs séries crétacées, l'équivalent exact des flyschs internes de l'orogène berbère. Cette équivalence des faciès, témoignant de conditions paléogéographiques semblables, s'explique facilement si l'on admet un domaine paléogéographique commun aux zones internes des orogènes berbère et apenninique. Les roches vertes liées à ces flyschs sont connues dans l'Apennin septentrional et en Lucanie-Calabre septentrionale, non reconnues en Sicile, Calabre, Tunisie et Algérie, mais on vient de signaler au Maroc (Andrieux et Mattauer, 1963; Andrieux, 1964) des ophiolites qui peuvent compléter, vers le bas, la série des flyschs internes.

Le groupe des grès numidiens, « medjanien » et kabyles d'Afrique du Nord a pour équivalent, dans l'Apennin, l'ensemble Pseudo-macigno (oligocène) de l'autochtone toscan Macigno vrai (oligocène) de la nappe toscane Flyschs du Monte Cervarola, du Monte Falterona et du Lac Trasimène.

Du Miocène inférieur au Miocène supérieur, on voit dans l'Apennin une migration d'W en E des faciès détritiques grossiers, ce que l'on traduit, dans un certain langage, par la migration des flyschs au-devant de l'onde de plissement. En Afrique du Nord, cette migration ne ressort pas de l'étude des dépôts miocènes. D'ailleurs, l'avant-fosse sud-tellienne a fonctionné dès le Miocène inférieur. Si la structure actuelle de l'Atlas tellien rend nécessaire l'hypothèse d'une migration orogénique, cette dernière doit être enfermée tout entière dans le « Miocène inférieur des Micropaléontologistes » (Caire, 1957 a).

Dans le domaine ligure, il faut envisager, au Crétacé, l'existence de terres dont les débris ont alimenté les grès de l'*arenarie inferiore* et de l'*arenarie superiore*. Les granites et schistes cristallins des *argille scagliose* de l'Apennin septentrional (granites herzyniens d'après P. Eberhardt, G. Ferrara et E. Tongiogi, 1962), et les roches cristallines de type calabrais, connues dans le flysch nummulitique entre Rome et Naples (Masini, 1955) permettent de supposer l'existence d'éléments internes analogues aux noyaux de l'orogène berbère. De tels éléments ont déjà été représentés (Grandjacquet et Glangeaud, 1962) et désignés comme microcratons ou haut-fonds granitiques.

Si la série ligure peut être étroitement comparée, paléogéographiquement et structuralement, aux flyschs internes de l'orogène berbère, la nappe toscane peut être assimilée, quant à son évolution tectonique, à la couverture des noyaux kabyles.

C) CORRESPONDANCES STRUCTURALES ENTRE OROGÈNES BERBÈRE ET APENNINIQUE.

En tenant principalement compte des caractères structuraux, on peut envisager les correspondances suivantes entre les orogènes berbère et apenninique:

— Domaine saharien = plate-forme de Raguse = Apulie.

— Avant-fosse sud-tellienne et bassin centro-sicilien = avant-fosse adriatico-bradanienne.

— Tunisie orientale et groupe du Monte Judica (Sicile) = autochtone et parautochtone de l'Apennin méridional.

— Monts Sicani (et leur éventuel prolongement sous le détroit de Sicile) = Apennin calcaire méridional.

— Accident du Zaghouan = limite Abruzzes-Ombrie.

— Atlas saharien et Atlas tunisien nord-occidental = Ombrie et Marches.

— Flysch du Monte Soro (lame de San Fratello) = Flysch de Lagonegro.

— Limite externe des nappes algéro-tunisiennes = front de la nappe toscane, ou front de chevauchement des grès du Monte Falterona et du Lac Trasimène.

— Couverture des noyaux kabyles et panormides = nappe toscane.

— Flyschs littoraux d'Afrique du Nord, Sicile et Calabre = nappe ligure (Nappe C = Complexe des *Argille scagliose* de Sicile, Calabre et Apennin).

Au point de vue paléogéographique, c'est par leurs zones internes que les orogènes berbère et apenninique offrent le plus de ressemblance. Comme on l'a vu plus haut, on arrive même à la notion d'un domaine commun d'où sont sorties la nappe des flyschs littoraux d'Afrique du Nord, Sicile et Calabre méridionale, la nappe lucanienne et la nappe ligure.

D) LES SYMÉTRIES TYRRHÉNIENNES.

Au niveau de Gênes et dans la partie septentrionale de la mer Tyrrhénienne, une première symétrie apparaît lorsqu'on considère le déversement des nappes plastiques vers les Alpes occidentales et la Corse d'une part, vers l'Apennin d'autre part. Mais l'axe de cette symétrie ne peut être prolongé bien loin vers le S, et il est très hypothétique de le faire passer entre Sardaigne et Tunisie, pour le conduire vers Gibraltar.

FIG. 2. — Coupes schématiques à travers les chaînes berbère et apenninique.

Ces schémas se proposent seulement d'indiquer les relations de contiguïté et de superposition des grandes unités structurales, mais ne représentent pas leur développement réel le long de transversales bien déterminées. En général, il a été fait abstraction des dépôts et des failles postérieurs aux déplacements tangentiels.

Coupe **a** : *Apennin septentrional*.

1 : Nappe ligure, avec roches vertes. 2 : Miocène néo-autochtone du domaine ligure, transporté, avec les débris des nappes ligure et toscane, jusque dans les zones apenniniques externes. — 3 : *Macigno* (flysch gréseux essentiellement oligocène) contenant des klippes sédimentaires d'*Alberese* (diverticules de la série ligure). — 4 : Détachement de portions de la nappe toscane, entraînant des débris de la nappe ligure. Ces éléments sont remaniés, dilacérés et resédimentés jusqu'en Romagne. — 5 : Nappe toscane. Sous le *Macigno* (3) sont distingués l'Éocène (*scaglia*, brèches à Nummulites et schistes polychromes = argiles varicolores), le Crétacé et le Jurassique où dominent les sédiments carbonatés, et le niveau de décollement du Norien. — 6 : Phyllades du Carnien avec conglomérats quartzeux du Verrucano, rattachés à la nappe toscane. — 7 : Domaine correspondant à l'autochtone toscan (dont le bombement posthume — dorsale apuane — n'a pas été représenté ici) et au parautochtone des Marches et d'Ombrie. Ce parautochtone est débité en larges écailles chevauchant plus ou moins largement vers l'extérieur. La partie supérieure de la série est représentée par des flyschs déposés à l'avant de l'onde de plissement, à mesure que celle-ci progressait vers l'extérieur. Ce sont le *Pseudomacigno* oligocène de l'autochtone toscan, les flyschs oligocènes à burdigaliens du Monte Cervarola, du Monte Falterone et du Lac Trasimène, puis l'Helvétien et enfin le Tortonien de la formation *marnoso-arenacea*. — 8 : Dans le bassin de resédimentation tortonien de la *Marnoso-arenacea* sont représentées les argilles *scagliose varicolori* toscano-ligures, d'âge éocène à oligocène inférieur, qui emballent des lambeaux exotiques d'*Alberese*, de *Macigno* et de Miocène néo-autochtone toscan.

Coupe **b** : *Lucanie* (d'après Cl. Grandjacquet, 1962 b, fig. 1, p. 108).

9 : Nappe lucanienne (flysch du Cilento, flysch à quartzites et roches vertes). — 10 : Miocène inférieur. — 11 : Nappe de Lagonegro, comportant des flyschs. — 12 : Bassin de resédimentation mio-pliocène, avec lambeaux en provenance des séries 9 et 11. — 13 : Autochtone et parautochtone : série épicontinentale essentiellement carbonatée.

Coupe **c** : *Calabre méridionale* (d'après A. Caire, 1961, fig. 5, p. 551).

14 : Complexe des argilles *scagliose varicolori* (argiles numidiennes éocènes à *Tubutomaculum*) emballant des lambeaux de flyschs crétacés et numidiens, et de calcaire éocène. — 15 : Oligo-Miocène transgressif sur 16 et 17. — 16 : Lambeaux de chaîne calcaire glissés sur les phyllades. — 17 : Socle métamorphique péloritano-calabrais. — 18 : Bassin de resédimentation mio-pliocène de Calabre ultérieure.

Coupe **d** : *Nord-Est Sicilien* (d'après les travaux de P. Broquet, G. Duéc, A. Caire et R. Truillet, 1963 a, b).

19 : *id.* 14. — 20 : *id.* 15. — 21 : *id.* 16. — 22 : *id.* 17. — 23 : Flysch du Monte Soro (lame de San Fratello). — 24 : Lane de Monte Pomiere (série intermédiaire entre la lame de San Fratello et le parautochtone du Complexe de base ; équivalente de la zone intermédiaire d'Afrique du Nord). — 25 : Complexe des argilles *scagliose varicolori* de la zone de Nicosia (ensemble identique à 14, mais qui s'est incorporé des lambeaux de Numidien externe). — 26 : Bassin de resédimentation centro-sicilien.

Coupe **e** : *Algérie* (v. A. Caire, 1963, fig. 2 a, p. 302).

27 : Flyschs littoraux nord-kabyles (équivalent de 14, et série de Guerrouch-Tisiren). — 28 : Oligo-Miocène transgressif sur 29 et 30 (« Oligocène kabylo » des auteurs). — 29 : Lames de la chaîne calcaire (couverture de 30). — 30 : Socle métamorphique kabylo. — 31 : flyschs littoraux sud-kabyles (équivalents de 23). — 32 : Zone intermédiaire (type Babors). — 33 : Flyschs littoraux charriés dans le Tell méridional avec Miocène inférieur transgressif remaniant des débris de la chaîne calcaire (*cf.* 23). — 34 : Nappes B et A, couverture décollée de l'autochtone et du parautochtone intra-telliens. — 35 : Avant fosse sud-tellienne avec klippe sédimentaires en provenance des nappes B et A.

Coupe **f** : *Coupe synthétique groupant les motifs essentiels des coupes a à e.*

36 : Séries internes, représentées dans la nappe ligure, la nappe lucanienne, les complexes d'argilles *scagliose* de Calabre et des Péloritains, et les flyschs nord-kabyles d'Afrique du Nord. — 37 : Oligo-Miocène (localement Oligocène seul, ou Miocène inférieur seul) transgressif sur la nappe et l'autochtone toscans, sur l'Apennin calcaire méridional, sur la nappe de Lagonegro, sur le massif péloritano-calabrais, sur la lame de San Fratello, sur les massifs kabyles d'Afrique du Nord et sur les flyschs de type 23. Cet Oligo-Miocène contient souvent des débris d'unités plus internes. — 38 : Couvertures décollées à l'avant des séries internes : nappe toscane, Apennin calcaire méridional, chaînes calcaires de Calabre, Sicile et Afrique du Nord. — 39 : socle métamorphique primaire dont les phyllades permettent le décollement des chaînes calcaires. — 40 : Flyschs « externes » de Lagonegro, de San Fratello, sud-kabylo ; et Miocène lié. — 41 : Lane de Monte Pomiere et couverture décollée de la zone intermédiaire d'Afrique du Nord. — 42 : Bassins de resédimentation (avant-fosses néogènes : préapenninique, calabraise ultérieure, centro-sicilienne et sud-tellienne). — 43 : Formations post-nappes, généralement omises sur les coupes **a** à **e**.

La position des cartouches correspondant aux coupes **c** et **b**, montre que la Calabre méridionale occupe une situation plus interne que l'Apennin lucanien.

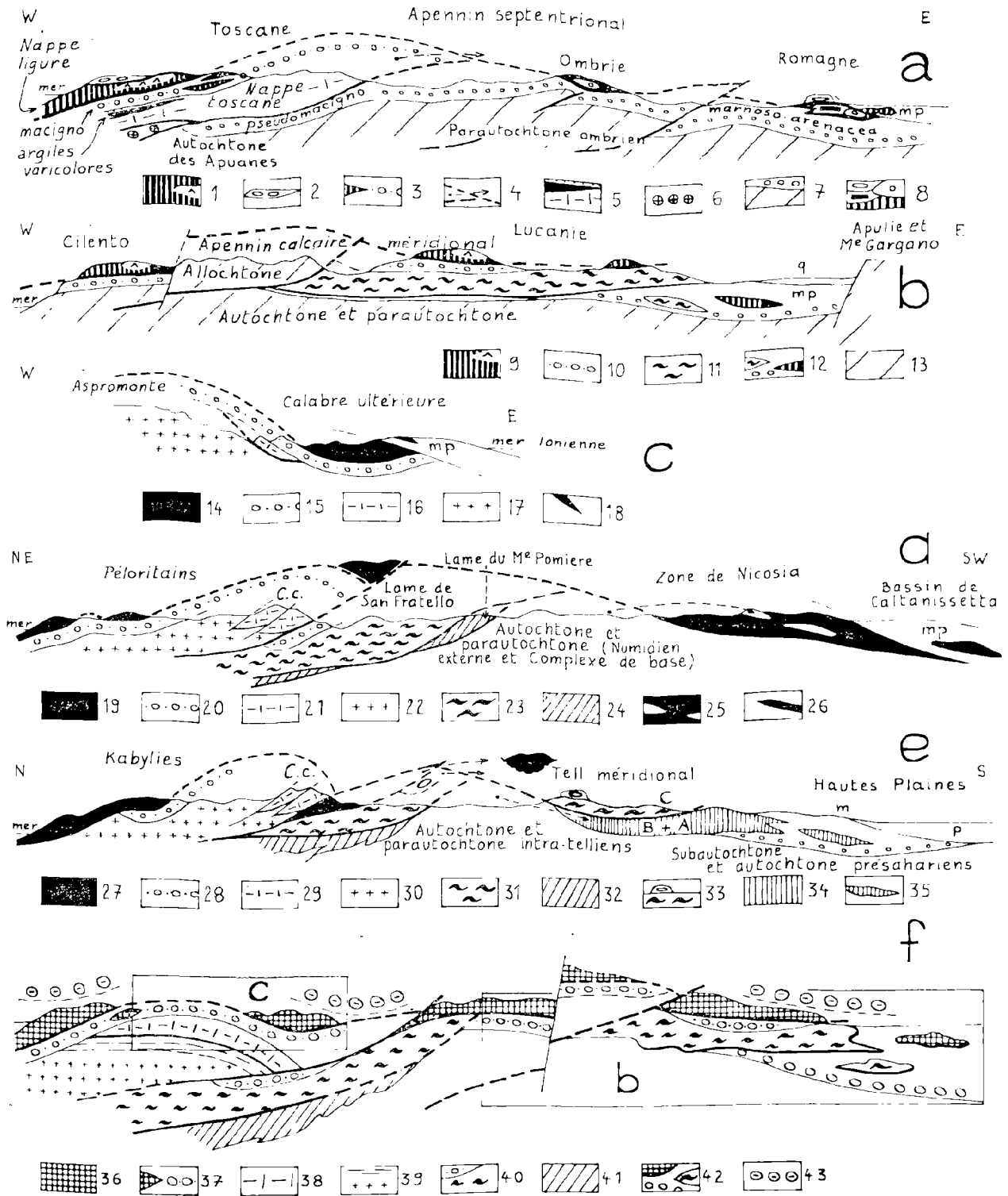


FIG. 2

Si l'on considère maintenant les principales structures de l'Apennin et de la partie orientale de l'Afrique du Nord, une nouvelle symétrie apparaît, que j'ai essayé de mettre en évidence sur la figure 1.

L'ensemble calabro-lucano-sicilien offre la même symétrie, mais semble correspondre à une entité distincte. A cet égard, le massif péloritano-calabrais joue un rôle particulier parmi les « noyaux kabyles ». C'est peut-être une raison de penser que la « zone kabyle » ne correspond pas à une ride continue, et qu'elle admet une solution de continuité au N du détroit de Sicile.

La symétrie berbéro-apenninique s'opère de part et d'autre d'une *zone axiale* qui correspond approximativement au grand axe de la fosse tyrrhénienne, délimitée par l'isobathe — 3.000, et qui semble jalonnée par la zone de Catanzaro. Rappelons que cette zone de Catanzaro est une zone d'effondrement récent. C'est dans le proche voisinage de l'actuelle « dépression de Catanzaro » que l'on peut situer un éventuel décrochement décalant vers l'intérieur l'orogène apenninique. Après le jeu de ce décrochement, le massif ancien (noyau) péloritano-calabrais

a été écaillé sur ses bords sud-ouest (Péloritains occidentaux) et nord-est, chevauchant le flysch du Monte Soro et le bord méridional de l'Apennin. Cet écaillage paraît donc résulter d'une compression de direction NE-SW (Caire, 1962).

Au début du cycle alpin, la mer tyrrhénienne peut être considérée comme un néo-océan triasico-liasique, s'ajoutant aux restes du paléo-océan permien (Caire, Glangeaud et Grandjacquet, 1960 ; Glangeaud, 1960, 1961). Mais le bassin tyrrhénien, tel que nous le connaissons aujourd'hui, est d'origine récente. Avant les charriages, il a été occupé, au moins partiellement, par les terrains allochtones du Panormide, par les portions internes de la chaîne calcaire péloritaine, par l'Apennin calcaire méridional et la série de Lagonegro, par les flyschs internes de Sicile, de Calabre et de Lucanie. Après la tectogénèse alpine, il s'est affaissé dans la concavité de l'arc calabro-sicilien, comme le bassin du Pô dans la concavité de l'arc alpin (on pourrait d'ailleurs, en partant de là, établir un parallèle entre ces deux arcs). La fosse tyrrhénienne empiète sur la ligne de raccord idéale entre accident du Zaghouan et limite Ombrie-Abruzzes, de même que la fosse du Pô se situe sur le prolongement des zones apenniniques.

BIBLIOGRAPHIE

- AFCHAIN Cl. (1962). — Observations sur la région de Longobucco (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 719-720.
- ANDRIEUX J. (1964). — Présence de roches vertes d'âge secondaire dans les Bokoyas (Rif-Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 252-253.
- ANDRIEUX J. et MATTAUER M. (1963). — Sur la présence de roches vertes à la base des nappes « ultra » du Rif. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 213-214.
- AUBOUIN J. (1960). — Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 487-526.
- BENEDETTI E. (1955). — Les résultats des études pour la recherche pétrolière en Sicile. *Fourth World Petroleum Congr.*, Rome, Proc. sect. I/A/2, p. 109-124.
- (1956). — Accumuli terziari da risedimentazione (olistostroma) nell' Appennino centrale e frane sottomarine. Estensione tempo-spaziale del fenomeno. *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. 78, fasc. 1-2, p. 291-321.
- (1957). — Il problema delle « Argille Scagliose-Flysch » in Italia e sua probabile soluzione. Nuova nomenclatura. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. 75, p. 53-68.
- BONI A. (1962). — Lignes et problèmes tectoniques du secteur nord-ouest de l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 644-656.
- BOUSQUET J.-Cl. (1962). — Age de la série des diabases-porphyrites (roches vertes du flysch calabro-lucanien ; Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 712-718.
- BROQUET P. (1962). — Série stratigraphique du Cozzo Cavolino (Madonies orientales, Sicile). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 738-743.
- BROQUET P., DUCÉ G., CAIRE A. et TRUILLET R. (1963 a). — Distinction de deux séries à faciès flysch dans le Nord-Est sicilien. *C.R. Ac. Sc.*, t. 257, p. 2856-2858.
- (1963 b). — Essai de reconstitution paléogéographique du Nord-Est sicilien. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 300-302.
- BRUNN J.H. (1960). — Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 470-486.
- CAIRE A. (1954). — Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au Sud du Djurdjura. *C.R. Ac. Sc.*, t. 238, p. 597-599.
- (1957 a). — Etude géologique de la région des Biban (Algérie). *Thèse Sc. Paris et Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, n. s., bull. n° 6.
- (1957 b). — Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. *Bull. Serv. Carte géol. Alg.*, T.C., p. 31-54.

- (1960). — Les chaînons calcaires du Nord-Est sicilien. Comparaisons avec la chaîne calcaire d'Algérie. *C.R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 3013-3015.
- (1961). — Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 545-558.
- (1962). — Les arcs calabro-siciliens et les relations entre Afrique du Nord et Apennin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 774-784.
- (1963). — Phénomènes tectoniques de biscautage et de rabotage dans le Tell algérien. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. V, fasc. 4, p. 299-325.
- CAIRE A. et CAILLEUX A. (1957). — Morphoscopie des roches gréseuses de la région des Biban (Constantine, Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VII, p. 819-831.
- CAIRE A., CASTANY G., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1959). — Le problème de la cartographie internationale des plissements et la feuille d'Algérie Tunisie de la carte tectonique de l'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), I, p. 787-795.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET Cl. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 915-938.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1950). — L'évolution structurale de la région de Miliiana et le style amygdalaire des chaînes liminaires. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XX, p. 479-501.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1960). — Comparaison entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. *C.R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 1804-1806.
- CAIRE A. et TRUILLET R. (1962). — Remarques sur la tectonique des phyllades et de la chaîne calcaire des monts Péloritains (Sicile). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 188-190.
- CASTANY G. (1951). — Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. *Thèse Sc. Paris*.
- (1955 a). — Les extrusions jurassiques en Tunisie. *Ann. Mines et Géol.*, Tunis, n° 14.
- (1955 b). — Le Haut-Bassin siculo-tunisien. *Bull. Station océanogr. Salammbô* (Tunisie), n° 52, p. 1-17.
- (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ann. Min. et Géol.*, Tunis, n° 16.
- DUBOIS R. (1962). — Profils géologiques en Calabre sud-occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), IV, p. 721-727.
- DUÉE G. (1961). — Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains (zone de Militello-Tortorici), Sicile nord-orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 568-579.
- DURAND-DELGA M. (1962). — Lexique stratigraphique international, vol. IV, fasc. 1 b, Algérie.
- EBERHARDT P., FERRERA G. et TONGIORGI E. (1962). — Détermination de l'âge des granites allochtones de l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 666-667.
- ELTER P. (1962). — Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), p. 668-674.
- FLORES G. (1959). — Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily. *Fifth World Petr. Congr.*, sect. 1/13, New-York.
- GIANNINI E. et TONGIORGI M. (1962). — Les phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 682-690.
- GIANNINI E., NARDI R. et TONGIORGI M. (1962). — Osservazioni sul problema della Falda Toscana. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. LXXXI, fasc. 2, p. 17-98.
- GLANGEAUD L. (1932). — Unités paléogéographiques et structurales de l'Atlas méditerranéen (Algérie, Maroc, Tunisie). *Actes Soc. Univ. Bordeaux*, t. 85, 1933, p. 173-220.
- (1951). — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), I, p. 735-762.
- (1952 a). — Les phénomènes géophysiques et l'évolution de la Méditerranée occidentale. *Ann. Géophys.*, t. 8, n° 1, *C.R. Séances Comité Et. Phys. Int. Terre* (Bruxelles 1951), p. 112-132.
- (1952 b). — Tectonophysique comparée des chaînes telliennes et rifaines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), II, p. 619-639.
- (1957-1958). — Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), vol. I, fasc. 4, p. 200-220, et vol. II, fasc. 4, p. 197-204.
- (1960). — Vers une solution des grands problèmes géologiques grâce aux nouvelles synthèses géodynamiques. *Encyclopédie française*, t. III, chap. 2, p. 25-56.
- (1961). — Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quatérnaires in *Océanographie de la Méditerranée occidentale. Coll. nat. du C.N.R.S., Villefranche-sur-Mer*.
- GLANGEAUD L., GRANDJACQUET Cl., BOUSQUET J.-Cl. et AFCHAIN Cl. (1961). — Sur l'origine des Flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 619-624.
- GRANDJACQUET Cl. (1961 a). — Le Flysch à quartzites des territoires calabro-lucaniens (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, p. 115-120.
- GRANDJACQUET Cl. (1961 b). — Aperçu morphotectonique et paléogéographique du domaine calabro-lucanien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), III, n° 6, p. 610-618.
- (1962 a). — Données nouvelles sur la tectonique tertiaire des massifs calabro-lucaniens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 695-706.
- (1962 b). — Importance de la tectonique tangentielle en Italie méridionale. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. V, fasc. 2, p. 107-111.

- (1963). — Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. V, fasc. 3, p. 185-202.
- GRANDJACQUET Cl. et GLANGEAUD L. (1962). — Structures mégamétriques et évolution de la mer Tyrrhénienne et des zones périthyréniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 760-773.
- GRANDJACQUET Cl., GLANGEAUD L., DUBOIS R. et CAIRE A. (1961). — Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie). *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, (2), vol. IV, fasc. 3, p. 131-147.
- JACOBACCI A. (1962 a). — Nuovi orientamenti nello studio del flysch appenninico. *Mem. Soc. geol. ital.*, vol. IV, 1963, separat. p. 1-23.
- (1962 b). — Evolution de la fosse mio-pliocène de l'Apennin apulo-campanien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 691-694.
- KIEBEN M. (1961). — Les traits essentiels de la géologie algérienne. *Livre Mém. Paul Fallot*, t. I, p. 545-614.
- LANTEAUME M. (1962). — Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 627-643.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI D. et DONDI L. (1962). — Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. LXXXI, fasc. 4, p. 5-245.
- MASINI R. (1955). — Le Tirrenidi. *Nistri-Lischi ed.*, Pisa.
- MERLA G. (1933). — I graniti della formazione ofiolitica appenninica. *Boll. r. Uff. geol. Ital.*, vol. 58, n° 6.
- (1952). — Geologia dell' Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. ital.*, vol. LXX, p. 93-382.
- OGNIBEN L. (1960). — Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, n° 64-65, p. 183-212.
- PATA O. (1949). — Notizie di geologia calabrese e messinese. *Istituto di geologia dell' Università*, Messina, vol. 1, fasc. 1.
- QUITZOW H.W. (1935). — Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Beitr. Geol. Westl. Mediterranengebiete, Abhandl. Gesellsch. Wissensch.*, Göttingen, Math.-Phys. Kl., III F, H. 13, p. 63-179.
- RUGGIERI G. (1954 a). — Il lembo parautoctono di Montebello (Val Marecchia). *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. LXXV, p. 615-632.
- (1954 b). — Risultati della campagna di rilevamento 1953. *Ibid.*, vol. LXXV, p. 792-794.
- (1957). — L'arrivo delle argille scagliose sul margine padano dell' Appennino. *Ibid.*, vol. LXXV, fasc. I, p. 41-48.
- (1958). — Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia. *Lav. Ist. geol. Palermo, Att. Ac. Sc. Lett. e Art. Palermo*, IV, vol. XVII, fasc. I.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. et TROVO A. (1962). — Contribution à l'étude du groupe du Monte Judica (Sicile orientale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 754-759.
- SIGNORINI R. (1939). — Le nuove conoscenze stratigrafiche e tettoniche dell' Appennino meridionale. *Atti VII^e Conv. Naz. Metano e Petrol.*, vol. I, p. 311-319.
- TEICHMÜLLER R. et QUITZOW H.W. (1935). — Die Beziehungen zwischen dem nordapenninen und dem kalabrischen Deckenbau. *Beitr. Geol. Westl. Mediterranengebiete, Abhandl. Gesellsch. Wissensch.*, Göttingen, Math.-Phys. Kl., III F, H. 13, p. 181-186.
- TREVISAN L. (1962). — Considérations sur deux coupes à travers l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 675-681.
- TREVISAN L. et TONGIORNI E. (1957). — La Tyrrhénide. *Scientia*, 6^e sér.
- TRUILLET R. (1961). — Situation des argiles scaglioses dans les monts Péloritains (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, t. 253, p. 2384-2385.
- (1962 a). — Détails structuraux de la chaîne calcaire dans les environs de Rocella Valdémone (monts Péloritains, Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, t. 254, p. 2032-2034.
- (1962 b). — Sur les variations d'âge et de faciès des formations tertiaires sur la bordure méridionale des monts Péloritains (Sicile). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), IV, p. 749-753.

« »

Structure de la bordure côtière occidentale de l'Hélicon (Grèce)

par P. CELET

Sommaire. — L'étude tectonique de l'Hélicon montre que, dans ses grandes lignes, la structure de cette région est comparable à celle du Parnasse-Kiona. Toutefois, des précisions peuvent être apportées quant à l'âge et aux modalités des déformations.

Les monts calcaires qui plongent dans le golfe de Corinthe, au sud-est du Parnasse, donnent à la côte un aspect tourmenté très caractéristique. La morphologie de ce site est étroitement liée à sa constitution géologique.

Nous avons récemment étudié (1) les caractères stratigraphiques du secteur montagneux de l'Hélicon et montré les liens de parenté étroits qui l'unissent à la zone parnassienne proprement dite. Le présent travail est consacré à la description tectonique des massifs calcaires qui s'étendent en bordure de mer de part et d'autre du Monastère d'Osios Loucas. Il a été effectué en 1963 dans le cadre des recherches hydrogéologiques en vue de l'alimentation en eau des installations industrielles de Métoxi (2).

La tectonique de cette région est, comme celle des massifs du Parnasse et du Kiona, fortement influencée par la rigidité de la couverture calcaire qui masque un substratum dont nous ignorons l'âge et la nature. Cette couverture a subi un certain nombre de déformations importantes, parfaitement visibles encore à l'heure actuelle, dont nous tenterons de donner ici une brève analyse.

Toute la région côtière située à l'Ouest de l'Hélicon est plissée en une série d'anticlinaux larges, souvent coffrés, séparés les uns des autres par des accidents ou par de petits synclinaux étroits, pincés, parfois même par des écailles étirées et

laminées, jalonnant des dépressions ou des vallées encaissées, entre les voussures à grand rayon de courbure.

Ce type très particulier de structure est dû notamment à plusieurs genres de déformations principales, les unes résultent de mouvements de compression ou de serrage qui ont accompagné la surrection des chaînes calcaires lors de l'orogénèse alpine; les autres sont contemporaines des phénomènes de relaxation ou de détente qui se sont succédés depuis la fin du Tertiaire. Mais dans toute la région côtière septentrionale du Golfe de Corinthe, la distinction, sur le terrain, de plusieurs phases tectoniques reste très difficile, car les unes et les autres se superposent et souvent leurs effets, au lieu de s'ajouter, se contrarient. Par ailleurs, l'érosion qui est très active sur ces roches calcaires dépourvues de protection végétale, est venue niveler et effacer l'ancien relief structural.

Dans l'étude qui va suivre, nous passerons rapidement en revue les déformations tangentielles et les mouvements verticaux, puis nous envisagerons leurs rapports avec la tectonique du littoral parnassien et la bordure côtière du Kiona.

I. - Déformations tangentielles

Parmi les failles de recouvrement qui limitent les grands compartiments, certaines ont joué un rôle majeur dans la structure de la chaîne de l'Hélicon. En outre, les plissements du matériel calcaire compétent donnent naissance à des sortes de voûtes allongées axialement du sud-est au nord-est. Nous examinerons successivement les plis, puis les chevauchements et les écailles qui sont schématiquement représentés sur la figure 1.

(1) CELET P. — Extension de la zone du Parnasse en Grèce méridionale (Stratigraphie). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p 275, 1963.

(2) Je remercie vivement la Société Péchiney qui a bien voulu m'autoriser à publier ces résultats, ainsi que MM. les Ingénieurs du Service des Travaux Neufs de cette Société pour leur aide et leur hospitalité.

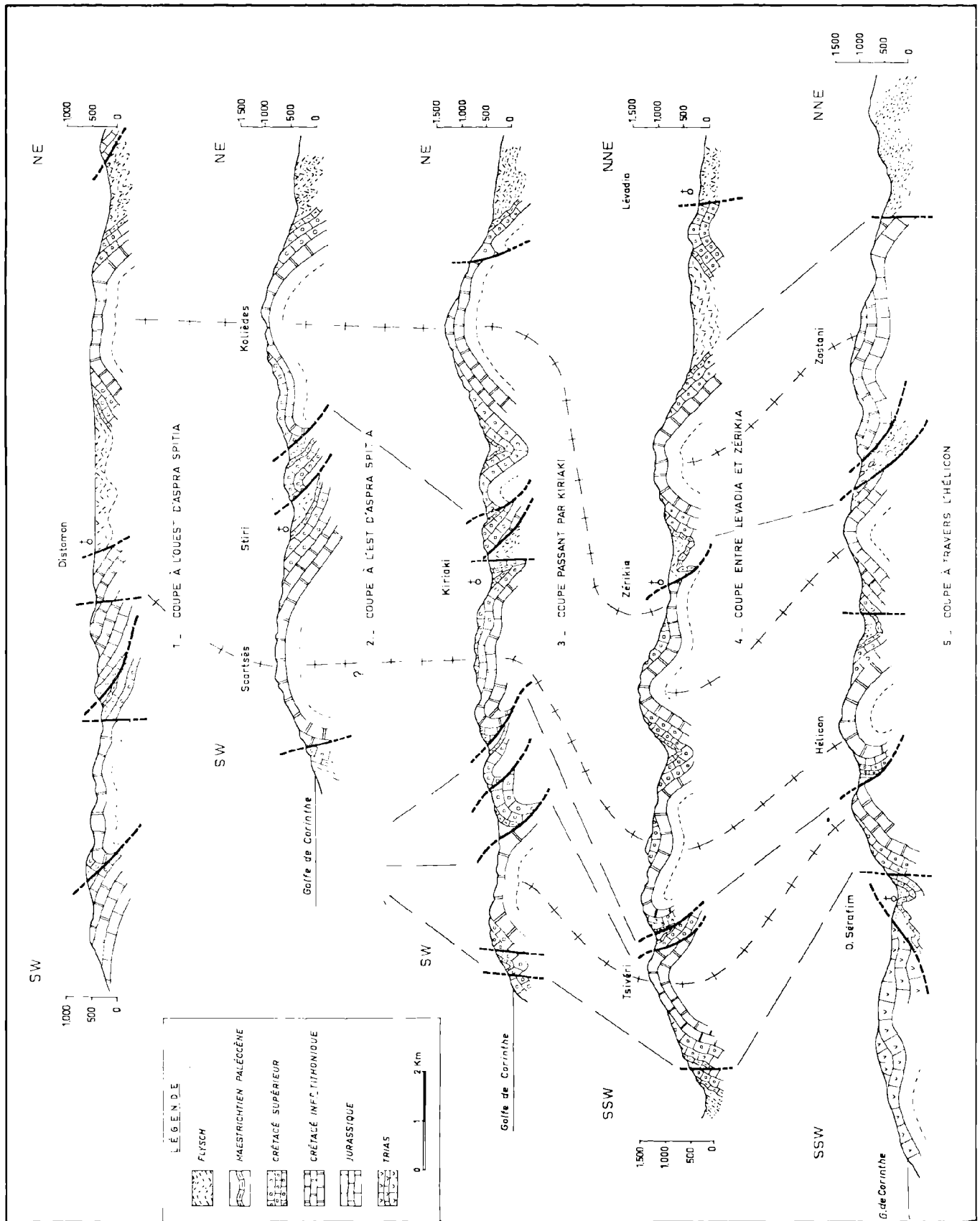


Fig. 1. — Profils tectoniques dans l'Hélicon occidental.

1) *Les plis* : Il existe au moins trois grands anticlinaux qui divisent le territoire compris entre le sommet de l'Hélicon et la vallée de Distomon en autant de barrières orographiques longitudinales, parallèles à la côte.

Le plus important est l'*anticlinal de Koliédès* ; il commence au nord-est de Distomon et se poursuit jusqu'aux environs de Zérikon où il est relayé par une autre voûte désignée sous le nom de Mégali Loutsa, près de Kiriaki. Dans l'axe de ces anticlinaux affleurent les calcaires fossilifères en dalles régulières et les calcaires massifs à Nérinées, Polypiers, Dicératidés et Ellipsactinies localement. Cet ensemble caractérise le Crétacé inférieur et le Tithonique. La retombée du flanc nord de Koliédès et de Mégali Loutsa est formée de calcaires du Crétacé supérieur qui plongent sous la plaine de Lévia. Vers le Sud, les couches s'inclinent et sont accidentées au niveau du synclinal de Stiri (coupe 2). Dans l'ensemble, le bassin de Flysch de Stiri commence à Distomon et se poursuit par Osios Loukas vers l'E-SE ; puis il se divise, envoie un diverticule en direction de Zérikon et un autre vers Kiriaki.

Au sud de l'axe synclinal de Stiri-Kiriaki passe un autre axe anticlinal qui est celui de *Scartsès-Achladès-Paksivala*. Ce pli est remarquable ; il commence au nord-est d'Aspra Spitia et constitue la clé de voûte de l'Hélicon (voir fig. 1). Au sommet de l'arête on trouve des calcaires gris-bleuâtres du Tithonique sur lesquels reposent les calcaires à faciès urgonien de la zone parnassienne (3). De nombreux amas de bauxite soulignent la limite entre les calcaires compacts du Crétacé inférieur (l. s.) et les calcaires à Miliolites ou à Rudistes du Crétacé supérieur. Le cœur de cet anticlinal est entaillé par le ravin de Klissoura qui montre les calcaires à *Cladocoropsis* et à Clypéines du Kimméridgien. Aucune formation antérieure au Malm n'affleure dans cette vallée. L'anticlinal de Scartsès-Paksivala se poursuit en direction de Kostia et il se rétrécit ou se dichotomise dans le massif de Paliovouna que je n'ai pas visité. Il s'appuie vers le SSW sur une zone d'écaillés froissées qui aboutit dans le golfe d'Aspra-Spitia par la vallée de Métoxi (coupe 3). Cette dépression se prolonge vers le col d'Elatos et limite, au sud, le troisième axe anticlinal : celui de Versénikos-Tsivéri.

(3) CLÉRET P. — Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. géol. Pays hellén.*, t. XIII, 1962.

Bien que morcelée et hachée de failles directionnelles sur son flanc sud, cette unité constitue un voussoir contre lequel viennent s'adosser toutes les déformations précédentes. La charnière de ce pli est plus ou moins laminée, notamment en bordure du Golfe de Corinthe. Au niveau d'Osios Sérafim (coupe 5), les terrains crétacés décrivent un étroit monoclinal contre lequel s'arc-boute la voûte de l'Hélicon.

Tous ces plis ont rarement une forme symétrique, mais ils présentent une belle régularité, surtout vers l'ouest où ils s'ennoient fréquemment. A ce point de vue, l'anticlinal de Koliédès constitue, avec le massif de Paliovouna, l'une des structures les plus importantes de l'Hélicon. Le style tectonique de cette région est caractérisé par la coexistence de larges voûtes calcaires et d'étroites lanières déprimées dans lesquelles le Flysch semble avoir joué un rôle mécanique très particulier.

2) *Les failles* : Les décollements sont nombreux sur le flanc des plis et, d'une façon générale, ils sont alignés parallèlement aux axes de ces derniers. Malgré de multiples complications de détails qu'il serait trop long d'énumérer dans cette courte note, on peut grouper la plupart de ces accidents tangentiels en plusieurs familles.

Au sud-ouest de Distomon se développe un chevauchement important qui prend naissance aux environs de Desfina et disparaît sous le Néogène d'Aspra-Spitia. Les dolomies triasico-liasiques affrontent le Flysch à l'ouest et les calcaires à Rosalines à l'est (coupe 1). Le déplacement vers le sud de cet ensemble implique un rejet de plus de 1.000 m qui englobe la quasi-totalité du Mésozoïque. Cet accident semble s'amortir entre Aspra-Spitia et Métoxi où il fait place à une lanière d'écaillés qui borde la retombée méridionale de Scartsès, de Kaki-Rachi et de l'Hélicon.

Dans la région orientale du secteur étudié, au sud de Lévia, entre Zérikia et Stévenikon, deux failles inverses circonscrivent le massif de Zastani, notamment à l'ouest du village de Stévenikon. Sur ce rebord oriental, les calcaires jurassiques écrasés débordent sur le Flysch de Lévia qu'ils recouvrent partiellement. L'autre accident traverse le village de Zérikia et fait passer le même flysch par dessus les calcaires crétacés et jurassiques du chaînon de Mégali Loutsa. Il semble bien que l'un de ces deux contacts anormaux réapparaisse au sud de l'effondrement d'O. Sérafim. Dans la presqu'île de Madi, en effet, les calcaires dolomitiques

triasiques reposent anormalement au nord sur les grès et conglomérats éocènes. Les formations dolomitiques, ainsi que nous l'avons montré précédemment (P. Celet, 1962), sont communes aux zones parnassienne et subpélagonienne. Si elles appartiennent à la zone du Parnasse, on peut admettre qu'il s'agit d'un décollement différentiel à la base de la nappe de l'Hélicon. Si, au contraire, elles représentent le soubassement de la série subpélagonienne, leur position en klippe sur le Flysch rappelle à beaucoup d'égards celle des lambeaux de la bordure septentrionale du Parnasse au voisinage d'Amfiklia. Dans cette dernière éventualité, elles se raccorderaient à l'unité de Zagaras-Korobili, sur laquelle reposent localement, aux environs de Domvrèna, des témoins du cortège ophiolitique et du complexe des schistes et radiolarites de la zone subpélagonienne. Cette hypothèse nous conduit à réenvisager le problème de la structure de l'Attique. En effet, si on suppose que les Monts Zagaras-Korobili et Kithaeron-Parnes font partie du même ensemble paléogéographique et tectonique dans lequel les terrains paléozoïques de l'Attique seraient logiquement inclus, on est en droit de se demander, depuis les récents travaux de J. Dercourt (4) et de I. Godfriaux (5), si les formations cristallines et métamorphiques situées au nord-est d'Athènes n'appartiennent pas à une zone de faciès plus externe comme l'avait supposé Kober. Il semble bien, en tout cas, que la solution de ce problème si controversé se trouve à la fois dans les levés précis de l'Attique proprement dite et sur ses pourtours.

3) *Les écailles* : Ce genre d'accident est très fréquent dans l'Hélicon. Les failles inverses sont surtout localisées en bordure des synclinaux pincés de Flysch. Il en existe de très caractéristiques au nord de Stiri (coupe 2), aux environs de Kiriaki (coupe 3) et au col de Zastani (coupe 5). On en trouve également le long de l'accident longitudinal qui passe au N de Tsivéri, par la haute vallée d'Elatos jusqu'à Métoxi (coupes 3 et 4). D'une manière générale, le niveau de décollement à la base des compartiments écaillés, se situe soit dans le Flysch rouge schisteux paléocène, soit dans le Flysch marno-gréseux lui-même. La plasticité de ces terrains a permis aux couches calcaires plissées de glisser les unes sur les autres, mais il semble

(4) Géologie du Péloponnèse. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 183, 1964.

(5) Stratigraphie de l'Olympe. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 191, 1964.

qu'il n'y ait là qu'un épiphénomène et qu'en profondeur les cassures se réunissent et appartiennent au même type d'accident.

II. - Mouvements verticaux

La structure de l'Hélicon est dominée par des mouvements de surélévation et d'effondrement responsables de la surrection d'ensemble des massifs calcaires ainsi que de l'affaissement de la plaine de Lévidia d'une part et du golfe de Corinthe d'autre part.

Les bombements anticlinaux sont le résultat d'une phase de diastrophisme pénécemporaine ou légèrement postérieure aux charriages et aux chevauchements responsables des grandes structures qui viennent d'être décrites. La mise en place des nappes subpélagonienne et parnassienne est d'âge Eocène terminal-début Oligocène ; il est donc vraisemblable que la surrection de l'Hélicon date de l'Oligocène. Ce phénomène est remarquable sur la coupe 5 de la fig. 1, où l'on voit les plans de chevauchement principaux dessiner une large voûte et passer par dessus l'axe de l'Hélicon (entre Zastani et O. Sérafim). Par ailleurs, certaines failles, notamment au sud de Scartsès et sur la côte en amont des sources de Listri, ont été déformées et laminées par les mouvements de plissements postérieurs à la mise en place des grandes nappes.

Les effondrements de l'époque plio-quatenaire ont joué un grand rôle dans l'allure actuelle de la côte méridionale de l'Hélicon. Des travaux récents ont montré en effet que le fond du lit de certains torrents qui aboutissent à la baie d'Antikirra se trouve à plus de 40 m sous le niveau de la mer. La retombée brutale des calcaires dans le golfe de Corinthe est sans doute en relation avec ces mouvements tectoniques complexes qui ont succédé aux grandes phases orogéniques du début de l'ère tertiaire.

III. - Rapports tectoniques avec le Massif du Parnasse

Le style tectonique de l'Hélicon présente beaucoup d'analogies avec celui du Parnasse. On y retrouve en particulier ces longues écailles plus ou moins parallèles de Flysch ainsi que ces décollements et ces chevauchements des calcaires vers le sud ou le sud-ouest. Toutes ces unités s'apparentent,

comme nous l'avons précédemment montré (P. Celet, 1963), à la zone parnassienne. Donc, dans l'ensemble, les grands traits structuraux sont conservés.

Si l'on examine plus en détail les rapports avec la région côtière méridionale du secteur de Desfina, on remarque que la baie d'Antikira correspond à un couloir transversal de Flysch. Ce fossé d'un type très spécial est bordé à l'ouest par une faille à rejet quasi vertical qui vient se terminer dans la baie de St-Isidore. L'accident s'interrompt au passage du chevauchement de Desfina et un « pont » de calcaires jurassiques traverse la vallée d'Aspra-Spitia, reliant l'Hélicon au Parnasse. Une autre cassure subméridienne, dans le prolongement de la

précédente, jalonne la bordure est du Parnasse, entre Distomon et Davlia.

Du côté oriental, le fossé d'Aspra-Spitia est probablement aussi fracturé, mais les dépôts néogènes masquent les structures.

En résumé, de part et d'autre du couloir transversal de Flysch d'Antikira-Aspra-Spitia, les lignes tectoniques directrices, tout en restant conformes à l'allure générale des déformations observées dans les régions montagneuses du Parnasse et du Kiona, paraissent décrochées. Ce cisaillement pourrait avoir entraîné un décalage des axes tectoniques de l'Hélicon.

———— « » ————

Esquisse tectonique du Péloponnèse septentrional (Grèce)

par J. DERCOURT

La mise en place des ensembles structuraux qui constituent aujourd'hui le Péloponnèse septentrional s'est faite à partir du matériel sédimentaire d'unités paléogéographiques individualisées dans un vieux socle paléozoïque, au Trias pour les plus anciennes, au Lias moyen pour les plus récentes. Au maximum de leur complexité, les zones paléogéographiques, de direction axiale NNE-SSW, sont d'Ouest en Est :

- la marge orientale de la plate-forme d'Apulie : zone préapulienne,
- le sillon ionien,
- la ride de Gavrovo-Tripolitsa,
- le sillon du Pinde,
- le haut-fond du Parnasse qui s'ennoie et disparaît vers le Sud ; la terminaison paléogéographique se produisant à la latitude de l'Argolide médiane,
- la zone subpélagonienne,
- la zone pélagienne représentée dans les îlots des Cyclades.

Chacune de ces unités fut, au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, le siège de dépôts dont les caractères mécaniques, qui seuls nous intéressent ici, peuvent ainsi se résumer :

— *zone préapulienne* : série uniformément calcaire, épaisse de plusieurs milliers de mètres. Les calcaires les plus élevés sont d'âge Oligocène ; la sédimentation s'est peut-être poursuivie au delà mais cela est inappréciable car ils sont recouverts en discordance par des dépôts terrigènes supra-oligocènes puis pliocènes ;

— *zone ionienne* : série pélagique, essentiellement calcaire, épaisse de plus de 2.000 mètres, passant insensiblement, au cours du Lutétien supérieur-Priabonien inférieur, à un flysch ;

— *zone de Gavrovo-Tripolitsa* : zone néritique, uniformément calcaire jusqu'au Lutétien supérieur-Priabonien inférieur, épaisse de plusieurs milliers de mètres, recouverte par un flysch marneux ;

— *zone du Pinde* : série pélagique, d'une épaisseur comprise entre 1.000 et 1.500 m, formée de niveaux finement lités. Une formation de Radiolarites jurassiques-éocènes, épaisse de 200 à 300 m, sépare les calcaires jaspeux lités du Trias des calcaires en fines plaquettes du Crétacé supérieur. Le flysch envahit progressivement la série au cours du Crétacé sommital et du Paléocène ;

— *zone parnassienne* : série de calcaires massifs se poursuivant jusqu'au Paléocène et supportant un flysch conglomératique ;

— *zone subpélagonienne* : série calcaire massive, surmontée d'une puissante masse d'ophiolites recouverte en discordance de calcaires organogènes du Crétacé supérieur. Le flysch couronne l'ensemble à partir du Paléocène.

Certaines de ces zones possèdent donc des séries calcaires massives et épaisses : ce sont les zones préapulienne, de Gavrovo-Tripolitsa, parnassienne ; la zone ionienne présente un matériel lité mais ne renferme pas de niveaux de décollements préférentiels alors que dans la zone pindique, peu épaisse, les banes sont minces et les décollements différentiels sont susceptibles de se produire en de nombreux niveaux stratigraphiques dont les plus nets sont situés entre les calcaires à jaspes du Trias et les Radiolarites d'une part et, d'autre part, entre celles-ci et les calcaires en plaquettes pélagiques néocènes ; enfin, la zone subpélagonienne offre, entre ses calcaires et ses ophiolites, une discontinuité mécanique majeure.

Les caractéristiques sédimentaires des principales zones isopiques du Péloponnèse étant connues, une esquisse tectonique est possible. Elle fut présentée pour la première fois par E. Boblaye et Th. Virlet qui, dès 1833, publièrent une étude géologique d'ensemble de la Morée, le Péloponnèse d'antan. Selon les conceptions tectoniques alors en vigueur, les auteurs ne remarquèrent que des mouvements verticaux. Avec A. Philippson (1892), des unités paléogéographiques sont dégagées. Toutes

sont autochtones. L'auteur insiste sur le rôle capital des mouvements verticaux dans la répartition actuelle des affleurements ; cette observation, longtemps oubliée, se révéla par la suite capitale.

L. Cayeux (1902-1903), qui pourtant ne parcourut que peu le Péloponnèse, plaça le cadre tectonique de l'ensemble de la région à la lumière de ses travaux crétois. Il suggéra l'existence d'une nappe de charriage, à matériel pindique, sur un autochtone de Gavrovo-Tripolitsa. Ph. Négris (1906-1919) chercha les racines de cette nappe puis de ces nappes, car il subdivisa l'allochtone en plusieurs unités. M. Blumenthal (1933) présenta la première série de coupes jamais publiées dans ce secteur de Grèce, depuis les plaines d'Elide (Péloponnèse occidental) jusqu'à la plaine d'Argos (Péloponnèse oriental) ; non seulement il confirma l'hypothèse de L. Cayeux, mais il précisa que la nappe du Pinde était unique et que sa patrie devait être recherchée au niveau de la plaine d'Argos. A. Desio (1953) souligna la disposition en vastes anticlinaux autochtones séparés par des paquets d'allochtone ; il suggéra que la mise en place de ces ensembles puisse être voisine de celle récemment mise en évidence dans l'Apennin.

Outre ces travaux réalisés en Péloponnèse, ceux qui depuis quelques années se déroulent en Grèce éclairent d'un jour tout nouveau les conceptions tectoniques helléniques. Les travaux de J.H. Brunn depuis 1937, ceux de J. Aubouin depuis 1955, ceux de P. Celet depuis 1959, ceux de J. Mercier depuis 1959, de I. Godfriaux depuis 1958, de Cl. Guernet depuis 1962, offrent un cadre général d'observations et de réflexions dans lequel prend place l'examen du secteur septentrional du Péloponnèse.

Les différentes régions

Trois phases tectoniques, de signification différente, sont décelables ici comme elles le furent en Grèce continentale (J. Aubouin). A la phase tangentielle au cours de laquelle les nappes pindique, parnassienne et subpélagonienne se mettent en place, succède une phase de bombardement où de vastes anticlinaux intéressent l'autochtone et les nappes qui le surmontent ; enfin, ce bâti de nappes ployées est fracturé en tous sens, abaissé en grabens ou élevé en horsts. Ces trois phases successives autorisent à distinguer en Péloponnèse, depuis l'Ouest où seul l'autochtone affleure, jusqu'à l'Est où les nappes sont empilées (fig. 1) :

— le Péloponnèse occidental à l'étude duquel je rattache l'île de Zante ;

— le Péloponnèse central dont la nappe pindique forme l'essentiel mais où l'autochtone affleure au cœur de vastes fenêtres creusées dans des bombements post-nappes ;

— le Péloponnèse oriental : l'Argolide, où la série parnassienne bute par faille contre l'autochtone de Gavrovo-Tripolitsa et est recouverte par la nappe subpélagonienne, peu représentée dans le domaine septentrional alors qu'elle l'est beaucoup en Argolide méridionale.

1) *Le Péloponnèse occidental.*

La phase ultime, cassante, d'âge pliocène, imprime à l'Elide et à l'Achaïe occidentale sa physiologie et c'est ainsi que des îles émergent ou que des flots calcaires ressortent de dessous les conglomérats pliocènes ou les alluvions quaternaires.

L'île de Zante est, dans sa partie occidentale, constituée par le lourd anticlinal du Vrachionas à matériel préapulien ; il est limité par une faille considérable sur son bord occidental et s'ennoie sous les dépôts plio-quaternaires sur son flanc oriental ; des failles de moindre importance, parallèles à la précédente, accélèrent la retombée de ce flanc.

Le cap Papas se dresse au Sud du golfe de Patras ; il est entouré au Nord et à l'Ouest par la mer, au Sud et à l'Est par des dépôts quaternaires ; il est constitué de matériel ionien ; sa taille est si petite que sur ce seul affleurement il est difficile de déceler la tectonique de la zone ionienne ; on y relève cependant une écaïlle de faible portée. Le style est bien conforme à ce que l'on connaît de la tectonique de cette zone en Grèce continentale (J. Aubouin, 1958).

Le Skolis, arête calcaire méridienne à matériel de Gavrovo-Tripolitsa, se dresse au milieu de son flysch ; des failles le limitent tant à l'Ouest qu'à l'Est, plus faiblement sur ce dernier flanc d'ailleurs. Des formations plio-quaternaires séparent le cap Papas — ionien — de cet affleurement de Gavrovo-Tripolitsa dont le flysch s'étend loin vers l'Est et est recouvert tectoniquement par la nappe du Pinde.

Donc on peut dire que le Péloponnèse occidental est autochtone et est chevauché à l'Est par la nappe du Pinde-Olonos. Des plis à grand rayon de courbure affectent les différentes zones et des

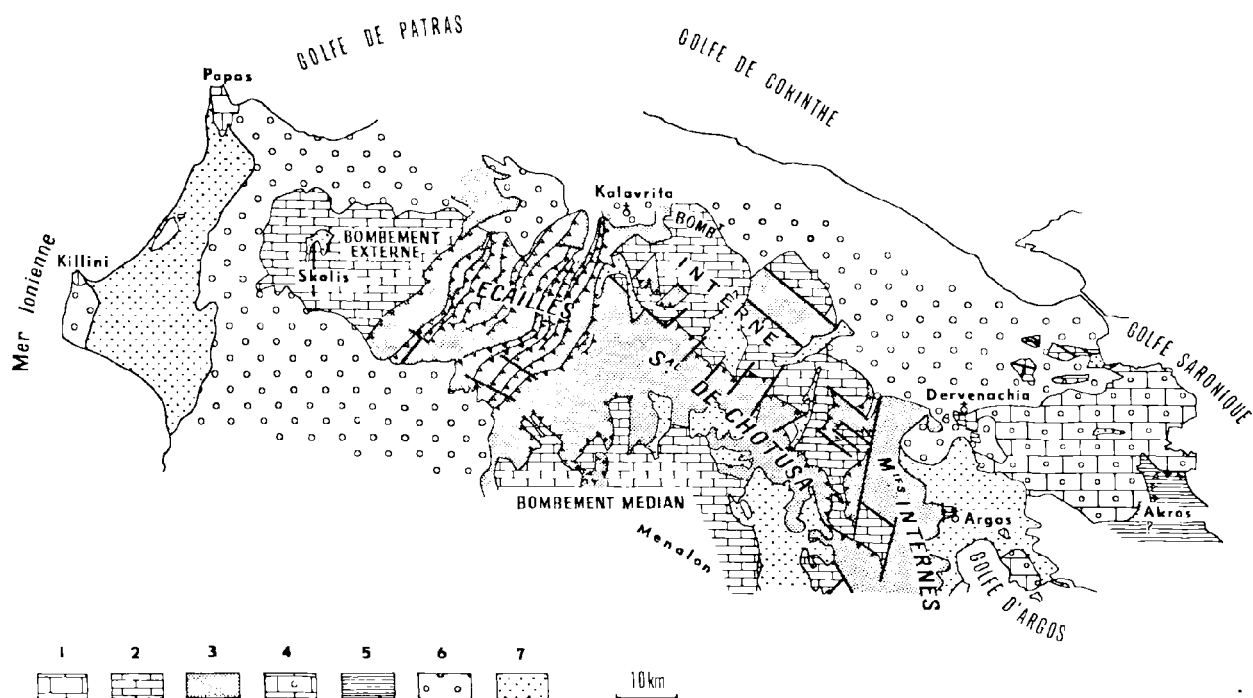


FIG. 1. — Cadre structural schématique du Péloponnèse septentrional.

1 et 2 : autochtone (1 : ionien ; 2 : Gavrovo-Tripolitsa). — 3 à 5 : allochtone (3 : pindique ; 4 : parnassien ; 5 : sub-pélagonien). — 6 : Plio-quadernaire. — 7 : Quadernaire.

failles recoupent les plis. Ici, deux phases tectoniques successives sont reconnaissables. Le pli de Gavrovo-Tripolitsa, intéressant à leur sommet des dépôts datés de l'Oligocène supérieur, est recouvert en discordance par du Pliocène, il est ainsi post-Oligocène supérieur et anté-Pliocène ; les failles sont recouvertes par du Pliocène mais souvent font buter ce Pliocène contre des termes plus anciens ; elles sont donc anté, intra et post-pliocènes.

2) Le Péloponnèse central.

Le flysch du Skolis supporte la nappe du Pinde, il est daté à son sommet soit de l'Oligocène tout à fait supérieur, soit du Miocène tout à fait inférieur. La nappe comprend, par places, à sa base, des niveaux triasiques que surmonte la totalité de la série stratigraphique pindique jusqu'au flysch éocène. Ce flysch est chevauché par une nouvelle écaille qui comprend tous les niveaux de la série pindique et dont le flysch est à son tour recouvert par une troisième écaille et ainsi de suite. Ainsi, une série d'écailles se succèdent régulièrement vers l'Est ; on peut dire de chacune d'elles qu'elle

regarde vers l'Ouest, qu'elle présente une orientation axiale NE-SW et qu'elle s'enracine axialement. Les niveaux lithologiques qui la constituent, tous plastiques à des degrés divers, présentent entre eux une relative indépendance. Les unités les plus proches du front de chevauchement ont des séries massives à écailles régulières (fig. 2 a). La plasticité des niveaux s'accroît progressivement vers l'Est par disparition des lits bréchiqes massifs intercalés dans les différents termes de la séquence ; corrélativement, le style devient extrêmement souple dans la partie orientale où un système échevelé d'écailles existe (fig. 2 b, c). Rapidement, à ce style très écaillé succède une série plissotée dont les calcaires en plaquettes du Crétacé supérieur constituent l'essentiel. Le paysage change totalement puisque le système d'écailles déterminait dans la morphologie des crêtes subméridiennes qui se succédaient comme des vagues vers l'Est, et que maintenant, une région tabulaire lui fait place jusqu'à la plaine d'Argos. Cette région tabulaire que je propose d'appeler « Table d'Arcadie » est creusée de fenêtres qui laissent apparaître deux grands bombements anticlinaux dans l'autochtone. Les bombements

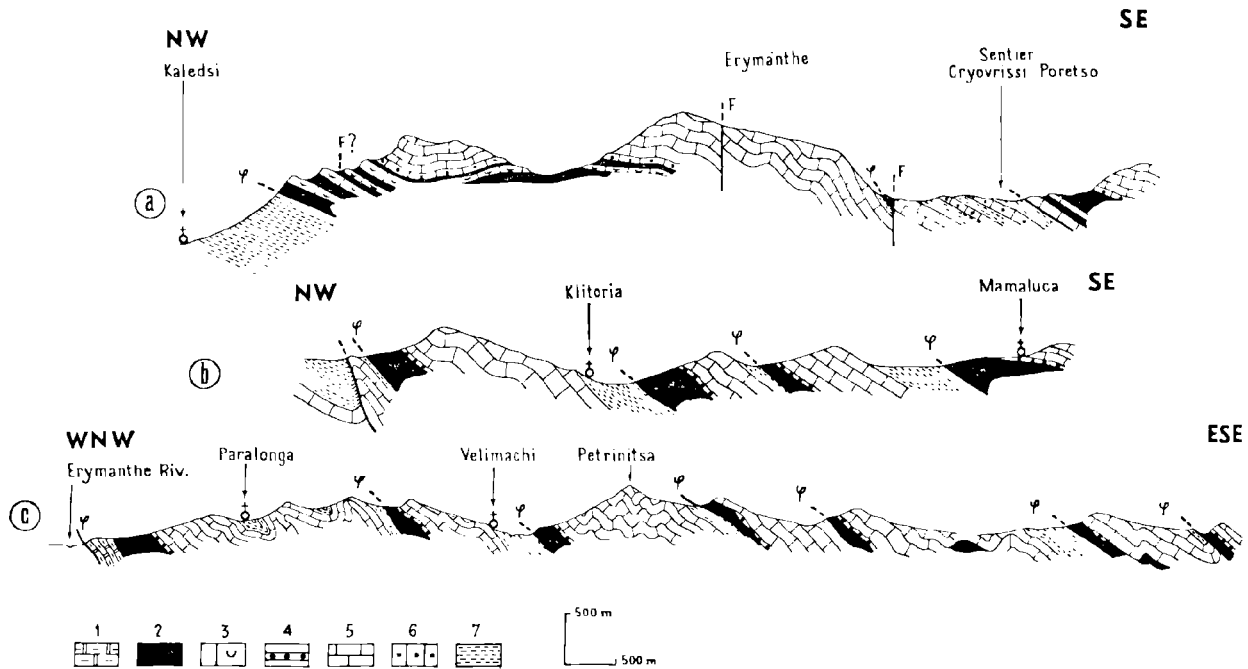


FIG. 2. — Coupes dans la région des écailles pindiques.

a) coupe des écailles frontales. Les niveaux microbréchiqes sont abondants dans tous les horizons stratigraphiques. — b) coupe dans la partie moyenne des écailles, les unités sont régulières et peu plissotées. — c) coupe dans la partie orientale des écailles : les décollements différentiels dans la série sont très nombreux, les plissements fréquents. La dernière écaille passe à la Table d'Arcadie (ici au Synclinal de Chotusa).

1 : calcaires à jaspes du Trias. — 2 : Radiolarites jurassiques-éocrétacées. — 3 : niveaux microbréchiqes interstratifiés dans les Radiolarites. — 4 : pélites et grès mésoocrétacés. — 5 : calcaires en plaquettes néocrétacés. — 6 : récurrences calcaires dans le flysch. — 7 : flysch.

surplombent la nappe et sont parfois couronnés de klippe pindiques qui constituent les points hauts du Péloponnèse septentrional. De puissantes failles, localisées principalement sur le flanc oriental de ces anticlinaux, exhaussent leur matériel. Ils sont parfois entaillés en leur cœur profondément par l'érosion qui atteint ainsi les niveaux stratigraphiquement très bas : c'est ainsi qu'au cœur du bombement le plus interne — c'est-à-dire le plus oriental — le cristallophyllien affleure à Zaroucla et à Mazy.

Au Nord de la plaine d'Argos, dans la région des collines de Dervenachia, la nappe se relève et, de dessous, apparaît son autochtone (fig. 3).

Il importe de souligner que, depuis le front de chevauchement sur le bombement externe (Skolis) jusqu'à la plaine d'Argos, la nappe est continue, creusée çà et là de fenêtres placées de façon telle qu'il existe une continuité géométrique entre le front et l'arrière, c'est-à-dire depuis l'Elide jusqu'à l'Argolide, soit sur près de 100 km. En outre,

l'autochtone, affleurant à l'arrière de la masse chevauchante, implique que celle-ci soit entièrement flottante en Péloponnèse. Cette nappe doit être rangée parmi les nappes de couverture car elle est décollée de son substratum au niveau du Trias supérieur, aucun niveau inférieur à celui-là ne s'observant jamais. Le substratum anté-triasique n'est nulle part présent à l'affleurement mais son existence est une nécessité logique impérieuse car la nappe ne saurait avoir glissé, ni depuis les zones internes, ni depuis les zones externes puisque, au Crétacé supérieur par exemple, ces zones ont une couverture sédimentaire qui diffère totalement de la composition de cet allochtone. En outre, l'analyse stratigraphique a permis de montrer que des passages graduels existent d'une part entre la série pindique la plus externe et la zone de Gavrovo la plus interne et, d'autre part, entre la série pindique la plus interne et la zone parnassienne. La nappe provient indiscutablement d'un sillon situé entre les zones de Gavrovo-Tripolitsa et parnassienne, aujourd'hui occulté par les unités qui sur-

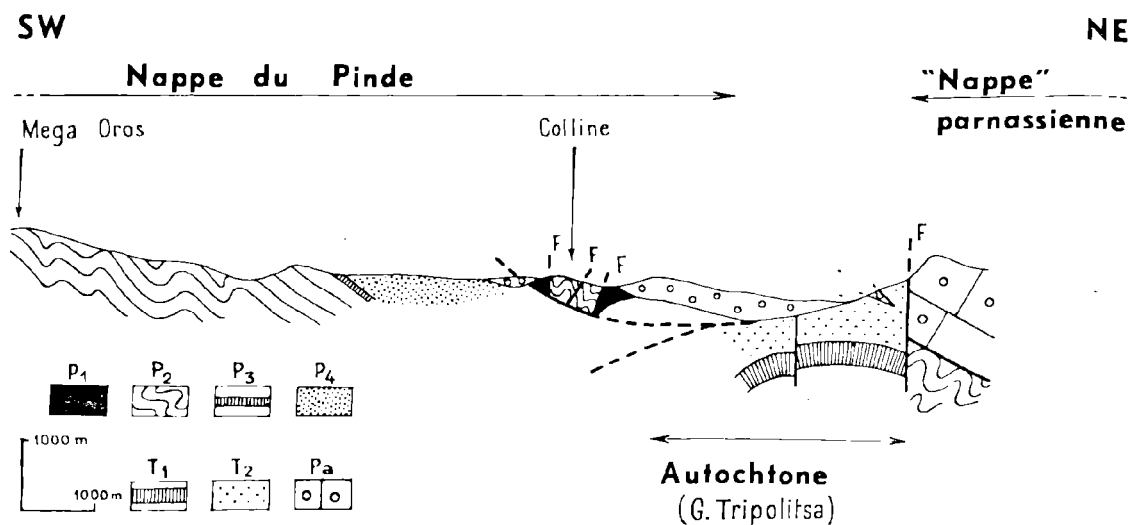


FIG. 3. — Coupe des collines de Dervenachia (Nord de la plaine d'Argos).

A l'arrière de la nappe du Pinde, réapparaît l'autochtone qui affleure également à son front. Il bute par faille contre la « nappe » parnassienne.

P1 : Radiolarites jurassiques-éocrétacées (Pinde). — P2 : calcaires néocrétacés du Pinde. — P3 : couches de passage maestrichtiennes entre les calcaires et le flysch. — P4 : flysch. — T1 : calcaires éocènes de Gavrovo-Tripolitsa. — T2 : flysch lutétien supérieur-priabonien inférieur de Gavrovo-Tripolitsa. — Pa : calcaires triasiques-parnassiens.

montent la nappe pindique ou l'affleurement le plus interne de l'autochtone de celle-ci (Dervenachia).

La nappe issue d'un sillon unique, totalement flottante, a une *structure hétérogène* depuis son front jusqu'à son arrière. Dans le domaine occidental, des écailles nombreuses amènent des répétitions des différents termes de la série, alors que dans ces secteurs central (Synclinal de Chotusa) et oriental (Massifs allochtones internes) seul le Crétacé supérieur affleure largement. Sur le bord des fenêtres, on constate que les calcaires pindiques néocrétacés reposent directement sur le flysch priabonien de l'autochtone sans que s'intercale aucun des éléments allochtones inférieurs aux calcaires néocrétacés si ce n'est, très épisodiquement, quelques lambeaux de Radiolarites. Ces constatations, jointes au fait que la séquence des faciès pindiques comporte de nombreuses surfaces de disharmonie, suggèrent l'hypothèse que la nappe, au cours de sa progression vers l'Ouest par poussée, par écoulement gravitationnel, ou par tout autre mode, n'a pas réagi d'un seul tenant. Les Radiolarites, très plastiques, se sont décollées des niveaux inférieur et supérieur, ont produit des bourrages dans le secteur occidental et disparurent dans les secteurs

central et oriental. Les bourrages radiolaritiques, par accentuation, produisirent des plis puis des écailles ; plis et écailles furent d'autant plus nombreux que les niveaux supérieurs de la couverture sédimentaire étaient plus minces, c'est-à-dire qu'ils existent en abondance dans la partie de la nappe qui s'est déposée au centre du sillon pindique, loin des apports détritiques du Gavrovo-Tripolitsa venant de l'Ouest et de ceux du Parnasse venant de l'Est, dépôts qui armèrent de microbrèches les différents faciès pindiques.

3) Le Péloponnèse oriental : l'Argolide.

La série parnassienne bute par une faille très importante contre la série de Gavrovo-Tripolitsa (fig. 3). Le style du rapprochement ne peut être déduit de l'observation de terrain en Argolide mais, de toute façon, il est évident que la série parnassienne et la série de Gavrovo-Tripolitsa ont été rapprochées l'une de l'autre au cours d'une phase tectonique tangentielle puisqu'au cours du Secondaire jusqu'à l'Eocène un très vaste sillon pindique les a séparées. En Péloponnèse, il n'est pas possible de montrer que l'unité parnassienne forme une nappe mais, par analogie avec ce que P. Celet a décrit en Grèce continentale, cela me paraît très

vraisemblable. Que ce soit une nappe parnassienne de couverture ou invraisemblablement une nappe de soele, l'une ou l'autre ont masqué le substratum anté-triasique du sillon du Pinde. La série parnassienne est plissée en lourds anticlinaux puis abondamment faillée au cours du Plio-Quaternaire.

A l'extrême Est de l'Argolide et dans la partie méridionale de celle-ci, une nappe subpélagonienne chevauche les séries qui lui sont occidentales. C'est à la latitude d'Epidaure (Akros), la série parnassienne et à celle de l'Argolide méridionale, la série pindique. (Nous avons montré que la série parnassienne se terminait paléogéographiquement vers le Sud et il n'est donc pas étrange que la nappe subpélagonienne chevauche directement la nappe pindique en Argolide méridionale comme J. Aubouin et J. Dercourt l'ont montré).

Conclusions

Il apparaît ainsi qu'un autochtone préapulien, ionien et de Gavrovo-Tripolitsa est chevauché par la nappe du Pinde qui supporte les nappes parnassienne et subpélagonienne (fig. 4). Ces structures, à composante tangentielle, interfèrent avec des mouvements ployants d'ensemble qui déterminent de vastes bombements, tant dans l'autochtone que dans

les nappes qu'ils surmontent. Enfin, des failles extrêmement puissantes ont découpé l'ensemble à l'emporte-pièce. La phase tangentielle apparaît la première ; elle ne peut être datée avec quelque précision que pour la nappe du Pinde qui repose sur du Priabonien dans ses secteurs orientaux et centraux, et à son front sur des niveaux fini-oligocènes ou Miocène tout à fait inférieur. On le voit, lorsque je parle de « phase tangentielle », il ne s'agit bien évidemment pas d'une phase synchrone sur l'ensemble du territoire qu'elle intéresse mais d'une « étape » dans la vie d'un système géosynclinal comme J. Aubouin l'a montré. L'épaisseur relativement faible de la série pindique (près de 1.000 m), son style avec décollements différentiels nombreux, suggèrent que la nappe se soit mise en place par écoulement gravitationnel, qu'elle l'ait fait à la suite d'une poussée, paraît invraisemblable. Dans un cas favorable, que je signalerai ci-après, j'ai pu mettre en évidence la progression de la nappe par écoulement sur le flanc d'un bombement.

Le phase de bombement a produit quelques plis à grand rayon de courbure. L'anticlinal d'Argolide sur le flanc oriental duquel est conservée la nappe subpélagonienne et dont le flanc occidental montre la zone de Gavrovo-Tripolitsa ; les anticlinaux interne et médian de Gavrovo-Tripolitsa qui appa-

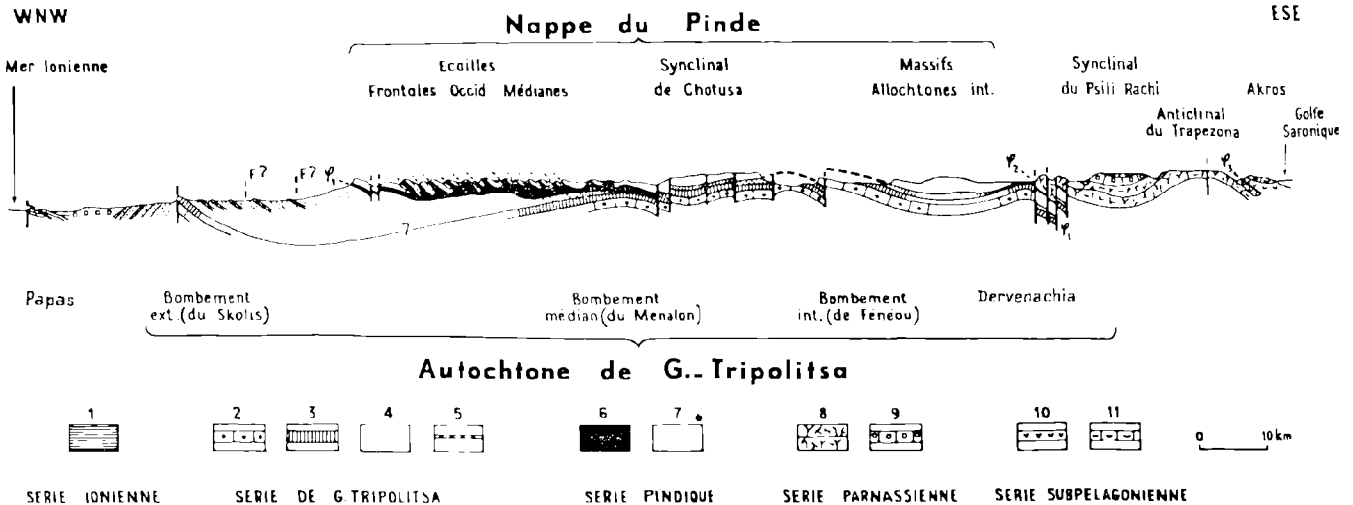


FIG. 4. — Coupe tectonique d'ensemble du Péloponnèse septentrional.

Série ionienne. - 1 : calcaire crétacé-éocène ; série de Gavrovo-Tripolitsa. — 2 : calcaire triasico (?) - jurassique. — 3 : calcaire crétacé-éocène. — 4 : flysch éocène supérieur à la base. — 5 : Conglomérats à galets pindiques ; série pindique. — 6 : Radiolarite jurassique-éocénocène et pélites mésocrétacées. — 7 : calcaire néocrétacé et flysch crétacé terminal-éocène inférieur et moyen ; série parnassienne. — 8 : calcaire triasico-jurassique. — 9 : calcaire crétacé-paléocène ; série subpélagonienne. — 10 : Ophiolites. — 11 : calcaire crétacé supérieur-paléocène. Les ronds isolés représentent les conglomérats plio-quaternaires.

Chevauchements : φ_1 : nappe pindique — φ_2 : nappe parnassienne — φ_3 : nappe subpélagonienne.

raissent en fenêtres au cœur de la nappe du Pinde ; l'anticlinal externe de Gavrovo-Tripolitsa chevauché sur son flanc oriental par la nappe pindique, enfin l'anticlinal de Zante. Les anticlinaux paraissent être postérieurs à la mise en place des nappes puisque les contours d'érosion de l'allochtone sont gouvernés par eux. Ainsi, la nappe subpélagonienne forme grossièrement le crêt périclinal méridional de la nappe parnassienne, la nappe pindique constitue le crêt oriental du bombement externe de Gavrovo-Tripolitsa (Skolis), non seulement dans son écaille frontale mais aussi dans ses écailles plus internes qui sont toutes parallèles entre elles. L'anticlinal médian de Gavrovo-Tripolitsa joue un rôle actif dans l'allure de la nappe. Il est donc postérieur à la mise en place de celle-ci mais en outre a été susceptible de la remettre en mouvement. L'analyse de détail des écailles, leur modification d'orientation axiale à son voisinage permettent d'affirmer que le bombement guide l'érosion de la nappe comme le font les autres mais, en outre, qu'il a remis en mouvement les écailles les plus proches de lui. Cette remobilisation fut possible dans ce secteur par ce que la série y était plus pastique que partout ailleurs en raison de l'abondance des masses radioaritiques qui s'y étaient accumulées et de la faible épaisseur originelle de la série.

L'orientation axiale des plis à grand rayon de courbure fut parallèle à l'orientation axiale des unités paléogéographiques que l'analyse stratigraphique permet de reconstituer.

La troisième phase ou phase cassante est tout à fait étrangère aux phases précédentes. La direction des failles n'a aucun lien avec les traits paléogéographiques principaux des époques antérieures. A partir de l'aurore du Pliocène et jusqu'à l'Actuel,

des réseaux de cassures, dont les directions principales sont NNW-SSE et NW-SE, découpent le pays en un système de horsts et de grabens. Ces derniers sont envahis souvent par la mer qui existe encore dans les golfes de Corinthe, de Patras, d'Argos... ; les horsts portèrent le bâti orogénique à de fortes altitudes ; le Pliocène lui-même affleure parfois à plus de 1.000 m ; l'érosion put alors être active et démanteler les niveaux supérieurs : c'est ainsi que les couches les plus récentes, le flysch de la nappe du Pinde, n'existent qu'exceptionnellement dans la Table d'Arcadie et que l'autochtone peut affleurer. L'intensité de la phase cassante est beaucoup plus grande en Péloponnèse qu'en Grèce continentale et des niveaux très inférieurs y affleurent ; c'est là, d'ailleurs, son principal intérêt.

Bref, la tectonique du Péloponnèse résulte de la succession de trois phases qui peuvent être rattachées aux étapes distinguées par J. Aubouin dans l'histoire géosynclinal des Hellénides :

— formation des nappes provenant vraisemblablement du resserrement au niveau du socle : stade terminal de la phase géosynclinal ;

— formation de vastes plis de direction axiale voisine de celles des zones paléogéographiques de la période d'état du géosynclinal : stade tardigéosynclinal ;

— formation de fractures indifférentes à toutes les structures précédentes : stade postgéosynclinal.

Les deux stades précoces, tangentiels et ployants, se succèdent dans le temps et se conjuguent parfois. Ils sont brutalement interrompus par le troisième, totalement indépendant des précédents, qui confère au pays sa configuration actuelle.

BIBLIOGRAPHIE

La liste des publications de J. Aubouin, J.H. Brunn, P. Celet, J. Dercourt, I. Godfriaux, J. Mercier, antérieure à 1963, est parue dans une publication commune intitulée : Esquisse de la géologie de la Grèce. Liv. Mém. Prof. P. Fallot. Mém. hors-série, S.G.F. (1960-1963).

BOBLAYE E. et VIRLET Th. (1833). — Expédition scientifique de Morée. Section des Sciences physiques. *Géologie et Minéralogie*, t. 2, fasc. 2, 375 p., Paris.

BLUMENTHAL M. (1933). — Zur Kenntnis des Querprofils des zentralen und nördlichen Peloponnes. *Neues Jahrb. für Min.*, t. 70, p. 449-514.

CAYEUX L. (1902). — Sur les rapports tectoniques entre la Grèce et la Crète occidentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 134, p. 1157-1159.

— (1903). — Phénomènes de charriage dans la Méditerranée orientale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 136, p. 474-476.

DESTO A. (1953). — Qualche considerazione sulla tettonica del Peloponneso (Grecia). *Rendicon. dell' Acc. Naz. dei Lincei* (8), t. 14, fasc. 3, p. 373-380.

NEGRIS Ph. (1906). — Sur la nappe charriée du Péloponnèse. *C.R. Ac. Sc.*, t. 142, p. 182-184.

— (1906). — Sur les racines de la nappe de charriage du Péloponnèse. *C.R. Ac. Sc.*, t. 142, p. 308-310.

— (1908). — Composition de la nappe charriée du Péloponnèse du Mont Ithôme (Messénie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 147, p. 316-318.

— (1908). — Sur le substratum de la nappe de charriage du Péloponnèse. *C.R. Ac. Sc.*, t. 147, p. 1433-1435.

NEGRIS Ph. (1914-15-19). — Roches cristalophylliennes et tectonique de la Grèce. Athènes.

PHILIPPSON A. (1892). — Der Peloponnes. Berlin, 642 p. (une carte géologique au 1/300.000).

Contribution à l'étude stratigraphique de l'Olympe (Thessalie septentrionale - Grèce)

par I. GODFRIAUX (1)

Sommaire.

Introduction.

1^{re} PARTIE : *Stratigraphie.*

- 1) La formation d'A. Diounissiou.
- 2) La formation du Mitika.
- 3) La formation du Tigania.
- 4) La formation du Varlama.

2^{me} PARTIE : *Caractères sédimentologiques et écologiques.*

- 1) Sédimentologie sommaire.
- 2) Ecologie.
- 3) Conclusion.

3^{me} PARTIE : *La série de l'Olympe dans le cadre des zones isopiques en Grèce continentale.*

- 1) La série est continue.
- 2) Elle diffère des séries internes.
- 3) Les formations qui la composent, diffèrent également des formations internes.
- 4) Elle présente au contraire des affinités avec les séries de rides externes.
- 5) En particulier avec la série du Parnasse.

Conclusions.

*
**

Le massif de l'Olympe (2 918 m au Mitika) situé à la limite des provinces de Macédoine et de Thessalie, est constitué essentiellement par des calcaires et des dolomies. J'ai décrit (Godfriaux, 1962 a) des calcaires éocènes à Nummulites au sommet de la série, sous le Flysch. Dans une courte note (Godfriaux, 1962 b) consacrée aux rapports tectoniques de la fenêtre de l'Olympe avec les

régions voisines, j'ai signalé la présence d'un certain nombre de niveaux fossilifères qui permettent de reconnaître dans les 2 800 m de calcaires et de dolomies sous-jacents à l'Eocène une série continue d'âge mésozoïque.

L'objet de la présente note est de décrire avec plus de détails cette série stratigraphique (2).

1^{re} PARTIE

Stratigraphie du groupe de l'Olympe

UNE COUPE EW A TRAVERS LE MASSIF (fig. 1)

On peut faire une coupe complète dans les formations de l'Olympe en partant de Lithochoron, grosse bourgade bâtie sur le flanc E du massif, face à la mer Egée et en suivant l'itinéraire aujourd'hui bien connu de tous les alpinistes qui escaladent les hauts sommets du massif (3) : par la vallée de l'Enipefs, le Petrostrunga et le Mitika. Arrivé au sommet, il suffit de « plonger » vers l'W, c'est-à-dire vers le village valaque de Kokkinoplos

(2) La recristallisation intense des calcaires, l'épigenésation par la dolomie des organismes, la rareté des familles fauniques réellement caractéristiques, ne me permettent pas d'utiliser les principes de la stratigraphie zonale. Je me bornerai donc à décrire les caractères lithologiques, pétrographiques, physiques et biologiques qui définiront le « faciès » de la roche. Je rappelle que, dans ces conditions, l'unité fondamentale est la *formation* (ensemble des couches caractérisées par un faciès dominant et dont les limites sont cartographiables). Les différentes formations peuvent être associées en *groupe* (ensemble des formations superposées présentant des caractères communs), ou subdivisées en *membre* (ou *terme*), banc et lit.

(3) Le Mitika fut pour la première fois vaincu par un Suisse, M. Baud-Bovy, en 1913.

(1) Faculté Polytechnique de Mons - Laboratoire de Géologie.

UNE COUPE DANS L'OLYMPPE CALCAIRE

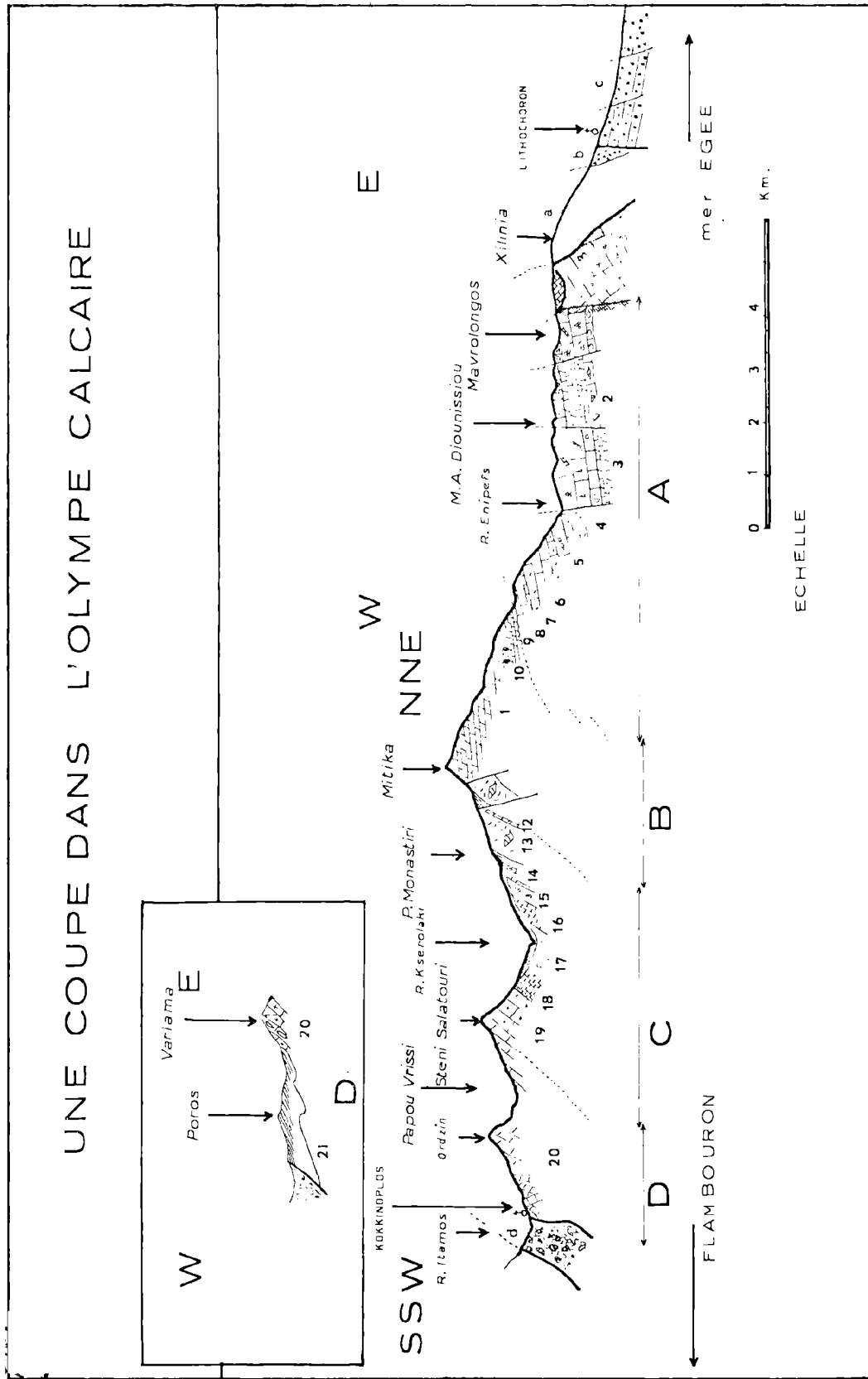


Fig. 1

Formations de l'Olympe :

- A) formation d'A. Dioumissiou ;
- B) formation du Mitika ;
- C) formation du Tigania ;
- D) formation du Varliama.

Formations n'appartenant pas à la série de l'Olympe :

- a) série à affinités pélaconiques ; (gneiss, schistes métamorphiques, marbres) ;
- b) ophiolites serpentinisées ;
- c) conglomérats quaternaires ;
- d) brèche de faille.

bâti sur le flanc W de l'Olympe à la limite des calcaires et des formations cristallines des Flamhouron.

De Lithochoron jusqu'au Xilinia (altitude 1 000 m) affleurent des roches qui n'appartiennent pas à la série de l'Olympe. Ce sont des schistes cristallins (gneiss à microcline, gneiss et mica-schistes à albite), des marbres azoïques zonaires et des serpentines vert-pâle pulvérulentes. Ils reposent par contact anormal sur les calcaires du massif. Près de la source de Stavros (altitude 1 100 m) affleurent les premières formations de l'Olympe proprement dit ; mais, pour observer les termes inférieurs de la série, il faut descendre dans le lit de l'Enipefs, jusqu'à l'altitude de 450 m environ). Inclinés d'abord vers l'E sous le Xilinia (cf. fig. 1) les calcaires et les dolomies de l'Olympe — après quelques complications de détails — plongent très régulièrement vers l'W jusqu'à Kokkinoplos ; le pendage est faible jusqu'au Mitika (de 0° à 15° W) ; ensuite les bancs se ploient vigoureusement et leur inclinaison est toujours supérieure à 50° W. Un certain nombre de failles verticales, au rejet parfois important, découpent ce gros massif antielinal et dissymétrique.

On peut distinguer dans la série de l'Olympe les formations suivantes, de bas en haut :

- A) la formation d'Aghiou Diounissiou (termes 1 à 9) ;
- B) la formation du Mitika (termes 10 et 11) ;
- C) la formation du Tigania (termes 12 à 19) ;
- D) la formation du Varlama (termes 20 et 21).

1) LA FORMATION D'A. DIOUNISSIOU. *Calcaires à hiéroglyphes et dolomies intercalées*. Epaisseur : 1 200 m (fig. 1 et fig. 2, termes 1 à 9).

Terme 1. Il ne représente pas la base de la formation, mais à l'affleurement les termes sous-jacents ne sont pas visibles. Les premiers bancs sont caractérisés par de beaux calcaires marbrés en banc de 0,40 à 0,80 m de puissance.

Ces calcaires durs et compacts, blancs ou crèmes, sont organodétritiques et présentent souvent en section, des concrétions concentriques ou tubulaires aux formes floues. Au-dessus reposent en concordance des calcaires cristallins, noirs, à nombreuses sections de petits Gastropodes à tour circulaire. Je n'ai pas observé de traces de micro-organismes dans les plaques minces effectuées dans le terme 1.

Terme 2. Calcaires clairs, blancs ou crèmes, en bancs épais (1 à 2 m de puissance). Ces calcaires sont très recristallisés et légèrement dolomitiques ; ils renferment de nombreux Lamellibranches et Gastropodes en sections indéterminables et tout particulièrement des Bivalves à section cardiforme. (L'ensemble des termes 1 et 2 fait environ 300 m d'épaisseur).

Termes 3 et 4. Le terme 3 est caractérisé par des dolomies noires et fétides. Le terme 4 est représenté par une brèche intraformationnelle constituée par des éléments anguleux et bien calibrés de dolomie noire et calcaire enrobés par un ciment dolomitique pulvérulent. Epaisseurs moyennes ; terme 3 : 280 m ; terme 4 : 35 m.

Terme 5. Au-dessus, on observe des calcaires bleutés, lardés de minces tests blancs simulant une écriture cunéiforme. J'appelle ces calcaires « les calcaires à hiéroglyphes ». Ils se présentent en bancs de 0,50 à 3 m de puissance et renferment de nombreux Mollusques ; en outre, ces calcaires ont fourni une microfaune relativement bien conservée et une microflore malingre mais abondante. On peut déterminer malgré la recristallisation : des Gastropodes, des Lamellibranches dont certains à section cardiforme, des Algues, des Radiolaires et des Foraminifères ; parmi ces derniers on peut distinguer (4) :

Hemigordius, Lasiodiscus, Dentalina, Glomospira, Textularia.

Parmi les Algues calcaires, le genre *Gyroporella* est assez fréquent et en particulier *Gyroporella vesiculifera* GUMB., forme classique du *Norien* des Alpes méridionales.

Termes 6, 7, 8, 9. Au-dessus des calcaires bleutés à hiéroglyphes, on observe en continuité une masse dolomitique, saccharoïde et blanchâtre (terme 6) ; puis une première recurrence de calcaires bleus (7), une seconde passée dolomitique (8), enfin, une dernière recurrence de calcaires à hiéroglyphes (9). Dans le terme 9, les lumachelles à Gastropodes et Lamellibranches toujours très fréquentes dans les termes 5 et 7 se raréfient et les calcaires deviennent noirs ou bleutés et oolithiques. De nombreux bancs

(4) Je remercie tous les micropaléontologistes qui ont bien voulu observer mes plaques minces, et en particulier MM. Lemoine et Marie.

Esquisse stratigraphique de l'Olympe.

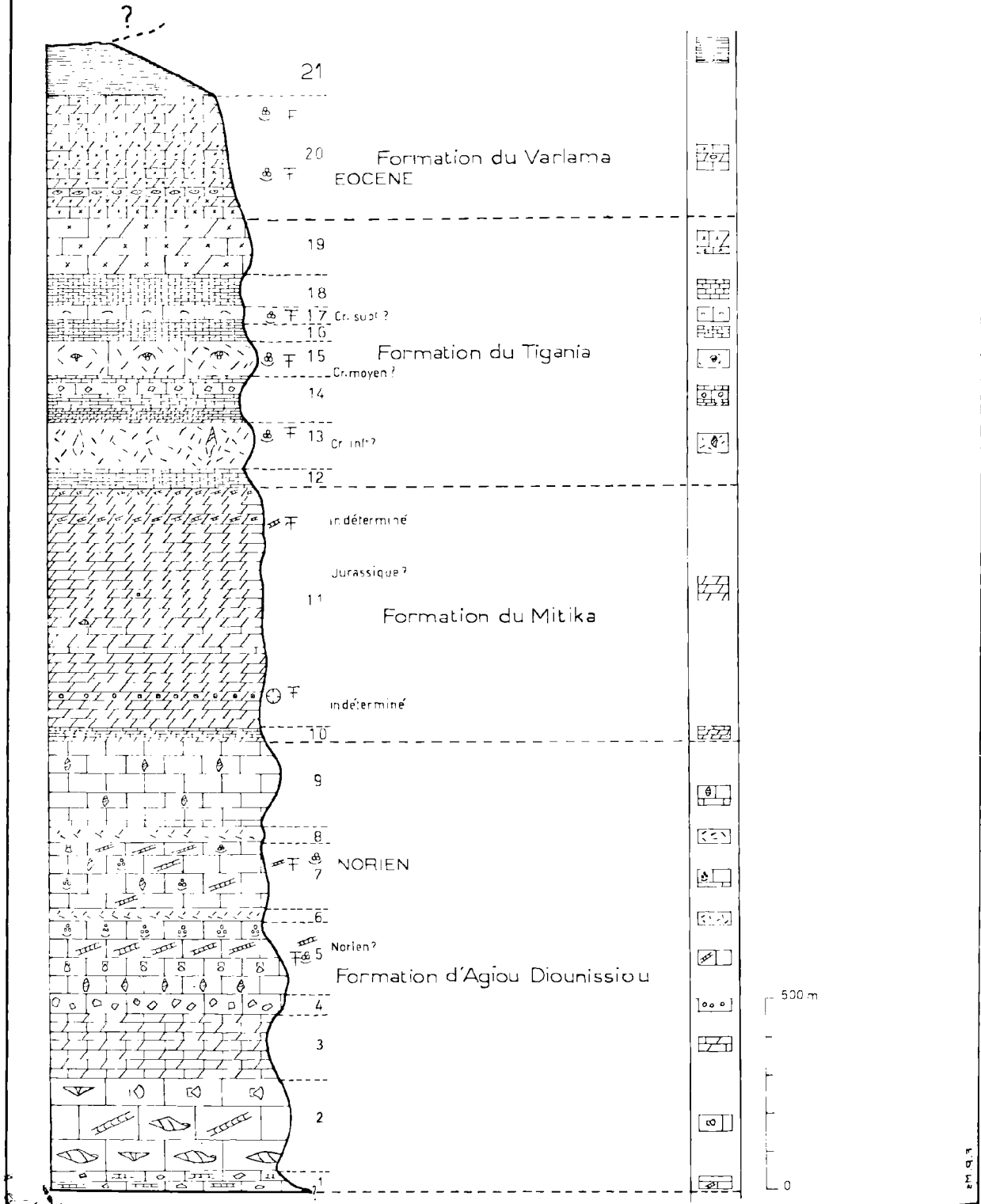


FIG. 2

ont fourni une microfaune assez belle, dans laquelle on peut déterminer les genres suivants :

Hemigordius, *Nodosaria*, *Spirillina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Textularia*, *Globigerina* (?), *Verneuillina*, *Ammobaculites*, *Robuloïdes*, *Cornuspira* et *Gyroporella vesiculifera* GUMB.

Cette association faunistique permet encore d'attribuer aux banes fossilifères du terme 9, un âge *norien*.

Épaisseur totale des termes 5, 6, 7, 8, 9 : 680 m. Les niveaux dolomitiques 6 et 8 ont respectivement 30 et 50 m de puissance.

Limite de la formation d'A. Dioumissiou. La limite inférieure n'est pas connue ; pour la limite supérieure, au fur et à mesure que l'on s'élève dans le terme 9, l'épaisseur des banes calcaires s'amenuise et les calcaires deviennent plus sombres et plus dolomitiques ; on passe progressivement à des dolomies en plaquettes. J'ai limité arbitrairement la formation d'A. Dioumissiou au moment où apparaissent les dolomies en plaquettes qui constituent la partie inférieure du terme 10.

2) LA FORMATION DU MITIKA. *Les dolomies moyennes* (fig. 1 et fig. 2, termes 10 et 11). Épaisseur moyenne : 650 m.

Terme 10. Il repose en concordance sur les calcaires à hiéroglyphes sous-jacents et débute par des dolomies en plaques ondulées qui passent rapidement à des dolomies noires et fétides, parfois grises et tachetées. Ces taches, arrondies ou allongées, sont en réalité des restes de Polypiers ; malheureusement, aucun de ces organismes n'est déterminable. On observe ensuite, au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série, des alternances de dolomies et de calcaires dolomitiques à fantômes de Gastropodes.

Terme 11. Ce sont des dolomies grises en très gros banes qui constituent les éperons rocheux des sommets de l'Olympe. Dans un banc moins dolomitique, j'ai pu déceler une microfaune assez bien conservée dont les principaux genres sont :

Reophax, *Agathamina*, *Hemigordius*, *Spirillina*, *Valvulinella*, *Archeolagena*, *Frondicularia* ?, *Trepostopsis*, *Ammodiscus* et des *Peneropliidae*.

Quelques Algues diplopores sont également visibles dans certains banes du terme 11, malheureusement elles demeurent encore indéterminables. Au sommet de ces dolomies cavernieuses et ruini-

formes, on observe des calcaires très cristallins gris clair et tachetés. Il est très probable que ces taches représentent des traces aujourd'hui indéterminables d'Algues calcaires.

Limites de la formation du Mitika : La limite inférieure est l'apparition des calcaires en plaquettes ondulées. Sur les marbres tachetés qui constituent la partie supérieure du terme 11, reposent des calcaires roux. J'ai limité arbitrairement la formation du Mitika à la base de ces calcaires pour des raisons qui apparaîtront plus loin (voir 3^{me} partie, page 202).

3) LA FORMATION DU TIGANIA. *Alternance de calcaires et de dolomies* (fig. 1 et fig. 2, termes 12 à 19). Épaisseur 850 m environ.

Terme 12. Calcaires marneux roux reposant en concordance sur les calcaires supérieurs du terme 11. Ce sont des calcaires grumeleux très finement lités se débitant en plaques pustuleuses de 1 cm d'épaisseur. Sur le fond ocre de la roche se détachent des petits granules de minerais de fer ; parfois, à la limite des termes 11 et 12, on peut déceler des traces de Hard-ground. Épais de 30 m environ, cet horizon coloré est un bon repère faciologique.

Terme 13. — Dolomies très fines en gros banes. Dans un banc plus calcaire, j'ai pu examiner et faire déterminer les micro-organismes suivants :

Textulaires, *Nodosaria*, *Trochamina*, *Haplophragmina*, *Ammoverteilia*, *Gaudryina* et *Verneuillina* cf. *mauritii* TERQUEM.

Cette association faunistique pourrait peut-être permettre d'attribuer à ce terme 13 un âge jurassique. Épaisseur : 150 m.

Terme 14. Ce terme est constitué par des alternances de dolomies cristallines bleues et noires à débris de Mollusques et de Polypiers, et de calcaires bleus, veinés, à traces roussâtres (150 m).

Terme 15. Des calcaires dolomitiques noirs succèdent en concordance aux calcaires et dolomies précédents.

À l'intérieur des banes, on peut observer des flots fossilifères qui contiennent des micro-organismes très mal conservés mais parmi lesquels on peut distinguer :

Textularia, *Valvulina*, *Trochamina*, *Gaudryina*, *Margonella*, *Verneuillina*, *Spiroplectoides*, *Marginula*, *Glomospira*, *Pseudolituonella*, *Globotruncana* (1 individu).

On peut noter dans cette liste la présence de *Pseudolituonella*, genre connu dans le Cénomaniens de l'Île Madame, en Aquitaine, dans le Bassin rhodanien et jusqu'en Israël, et une seule section de *Globotruncana*, genre qui débute dans le Cénomaniens, ce qui nous permettrait de rattacher le terme 15 au Crétacé supérieur.

Termes 16 à 19. Ce sont des alternances de dolomies, de calcaires en gros bancs, de calcaires en plaquettes fines et plates ou ondulées. Dans un îlot moins dolomitisé du terme 17 (fig. 2) j'ai pu observer et faire déterminer des sections de :

Textularia, Valvulina, Trochamina, Gaudryina, Marsonella, Verneullina, Marginulina, Spiroplectoïdes, Ammobaculites, Bolivinitella.

Cette microfaune toujours très littorale et riche en formes benthiques a fourni, en plus de *Spiroplectoïdes*, des sections de *Bolivinitella*, genre propre au Crétacé supérieur.

Limites de la formation du Tigania. Limite inférieure : base du terme 12 ; limite supérieure : apparition de la première Nummulite.

4) LA FORMATION DU VARLAMA. *Les calcaires à Nummulites et le Flysch* (fig. 1 et fig. 2, termes 20 et 21). Épaisseur : 350 m environ.

La série stratigraphique de l'Olympe se poursuit en concordance sur les dolomies du Tigania, par la formation du Varlama que j'ai décrite dans la note relative à l'Eocène (Godfriaux, 1962 a). Je rappelle qu'elle est constituée par des calcaires à Nummulites (dont peut-être *N. millecaput*) surmontés par une série schisto-gréseuse représentant un Flysch typique.

5) CONCLUSION.

La série stratigraphique de l'Olympe est résumée dans l'échelle de la fig. 2. On peut y distinguer 4 formations :

- la formation d'A. Dioumissiou dont certains termes ont fourni une faune d'âge triasique (Norien) ;
- la formation du Mitika dont certains bancs ont fourni une faune qui pourrait être d'âge jurassique ;
- la formation du Tigania renfermant des bancs d'âge probablement crétacé ;
- la formation du Varlama, d'âge éocène.

Cette série, épaisse de plus de 3 000 m, ne montre jamais ni discordance, ni lacune de sédimentation observable ; elle est donc continue depuis le Trias jusqu'au début du Tertiaire. Ce caractère de continuité dans la sédimentation est de première importance ; il oppose à lui seul la série de l'Olympe aux séries secondaires et tertiaires des régions voisines. Nous y revenons plus loin.

2^{me} PARTIE

Caractères sédimentologiques et écologiques de la série de l'Olympe

Mis à part l'épisode terrigène terminal qui caractérise une sédimentation de type « Flysch » (avec toutes les significations historiques qu'implique une telle formation), la série calcaire de l'Olympe, épaisse de plus de 2 800 m, témoigne tout au long des temps secondaires de conditions sédimentologiques et biologiques remarquablement constantes.

1) CARACTÈRES SÉDIMENTOLOGIQUES.

Les calcaires. Tous les faciès calcaires sont des faciès de plate-forme ou de haut-fond. Ce sont des calcaires d'origine organique et des lumachelles (calcaires à Mollusques, à Algues, à Polypiers) ; on remarque l'absence de calcaires marneux ou argileux, siliceux ou glauconieux, phosphatés ou ferrugineux (sauf dans le terme 12 sur lequel je reviendrai plus loin).

Les calcaires dolomitiques sont très fréquents ; les organismes et les concrétions (oolithiques par exemple) résistent beaucoup mieux à la dolomitisation que les parties cristallines et grenues. Ces calcaires dolomitiques sont toujours organogènes.

Les dolomies s'échelonnent dans toute la série, depuis le Trias jusqu'à l'Eocène carbonaté. Ce sont des dolomies grenues, saccharoïdes et blanchâtres (termes 8 et 9) ou des dolomies noires en plaquettes (terme 3). Les dolomies dominent surtout dans la formation du Mitika ; ce sont des dolomies organiques, noires et en plaquettes, grises et en grosses dalles ruiniformes (termes 10 et 11). La distinction entre les calcaires et les dolomies est extrêmement facile ; à l'œil nu, les dolomies sont toujours saccharoïdes, dures et pulvérulentes au choc ; elles dégagent alors une odeur nauséabonde caractéristique. En plaque mince, on observe des mosaïques de

cristaux de dolomite séparées çà et là par des filets calcaires ayant échappé à la substitution. Parfois, des amas calcaires sont préservés dans la masse dolomitique et c'est toujours dans ces lentilles non affectées par la dolomitisation que j'ai pu observer une faune assez bien conservée. En effet, si dans les parties substituées, les macrofossiles ne sont que partiellement dolomitisés (la dolomie spathique respecte presque toujours les contours des macrofossiles), les microfossiles au contraire sont « fantômés » et difficilement observables ; en particulier, les pores des Algues calcaires sont généralement dénaturés par la dolomitisation diagénétique, les Foraminifères, souvent inclus dans des cristaux de dolomite, ne sont visibles qu'en lumière colorée et diffusée à travers un écran translucide.

Cette dolomitisation ne paraît pas être primaire mais avoir succédé de près le dépôt. Ce serait donc une dolomitisation métasomatique précoce. Elle semble d'autre part liée à des faunes marines particulières et rien ne vient corroborer l'hypothèse d'une origine lagunaire.

Les brèches intraformationnelles. La plus caractéristique et la plus épaisse est celle qui constitue le terme 4. Il en existe également plusieurs dans la formation du Tigania (et plus précisément dans les termes 18 et 19), mais elles sont lenticulaires et beaucoup plus minces. La brèche intraformationnelle d'A. Dioussiou (terme 4) est polygénétique. Elle est constituée par des blocs anguleux des calcaires du terme 2 et des dolomies du terme 3 cimentés par une dolomite blanche et pulvérulente. Cet épisode de turbulence au sein d'une sédimentation très tranquille a été différemment interprété par de nombreux auteurs sans qu'une solution soit réellement acceptée par tous (5).

Terme 12. Ce niveau roux et ferrugineux qui limite la formation d'A. Dioussiou de la formation du Mitika est un épisode intéressant dans la sédimentation calcaire-dolomitique de l'Olympe, il possède des caractères d'un Hard-Ground. C'est enfin le seul niveau calco-argileux de la série ; il n'est jamais dolomitisé.

2) CARACTÈRES ÉCOLOGIQUES.

Tous les organismes (macrofaune, microfaune et microflore) contenus dans les calcaires et les dolo-

mies de l'Olympe sont des fossiles marins néritiques ayant vécu apparemment sur un haut-fond à l'abri des apports terrigènes. Ce sont essentiellement des Mollusques (Gastropodes et Lamellibranches), des Polypiers, des Algues et des Foraminifères à test agglutinant. Je n'ai jamais observé ni Brachiopodes (6), ni Céphalopodes, Echinodermes, Eponges, Bryozoaires, etc., et parmi les Lamellibranches, ni Rudistes, Nérinées, Ostréidés et Pectinidés. Il s'agit donc sans doute d'une province biologique très particulière, sorte d'« herbiers » ou « prairies » d'Algues dans lesquels pullulaient des petits animaux à forme lisse (rappelons les petits Gastropodes spiralés) et des micro-organismes à test porcelané ou agglutinant. D'autre part, la taille de ces organismes présente une nette tendance vers le nanisme soit réel (nanisme s.s.) soit apparent (juvénilité) ce qui indiquerait un degré de salinité faible et variable, certains auteurs (7) attribuant le nanisme des formes à une décroissance de la salure des eaux marines.

On peut également remarquer une certaine originalité de la faune et de la flore de l'Olympe. Les Algues diplopores, très abondantes, sont petites et malingres ; quelques espèces, en cours d'étude, sont totalement inconnues en Grèce et même dans la plupart des régions de la province méditerranéenne. Elles s'apparenteraient au contraire à certaines espèces découvertes récemment au Siam (8). Certaines familles de Foraminifères benthiques, très largement représentées dans l'Olympe tout au long de la série mésozoïque, n'existent pas dans les séries homotaxes et « comparables » connues en Grèce.

Au contraire, certains grands Groupes toujours présents dans les séries sédimentaires externes et internes de la péninsule hellénique sont ici complètement absents (en particulier les Rudistes, les Nérinées et, parmi les Foraminifères, les *Pfenderina*, *Kilianina*, *Orbitopsella*, *Orbitolina*, etc.).

3) CONCLUSIONS.

Bref, les caractères sédimentologiques (calcaires et dolomies organogènes et rythmiques, absence d'apports détritiques) et écologiques (faune benthique naine ou juvénile et originale) conduisent à admettre que les calcaires et les dolomies de l'Olympe

(6) Sauf peut-être à la base de la formation d'A. Dioussiou.

(7) R. Marlière 1948.

(8) Communication verbale de M. Lemoine.

(5) Raistrick A. et Marshall C., 1948, Bourguignon P., 1951, Kaisin, 1922, Calembert, 1944, Debelmas, 1953, Ellenberger, 1953.

ont dû se sédimenter au cours des temps secondaires sur un haut-fond marin, dans des conditions appelées généralement épicontinentales (Tercier 1939, Arbenz 1919), ce qui n'implique pas obligatoirement l'appui sur un socle continental. Au contraire, il semble que dans ce cas précis ces conditions se sont réalisées sur un haut-fond isolé probablement en pleine mer.

3^{me} PARTIE

La série de l'Olympe dans le cadre des zones isopiques en Grèce continentale

(fig. 3)

1) LA SÉRIE DE L'OLYMPE EST CONTINUE.

Dans cette succession de calcaires et de dolomies déposés sur un haut-fond probablement isolé, je n'ai jamais décelé ni lacunes, ni discordances. La série de l'Olympe est donc continue depuis le début du Secondaire jusqu'au Lutétien.

Déjà ce caractère de continuité peut suffire à opposer l'Olympe aux régions voisines ;

en effet,

2) LES SÉRIES STRATIGRAPHIQUES MÉSOZOÏQUES ET TERTIAIRES DES ZONES INTERNES RECÈLENT UNE LACUNE ET UNE DISCORDANCE AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR. CE N'EST PAS LE CAS DE LA SÉRIE DE L'OLYMPE.

On sait que les zones isopiques des Hellénides ont été groupées en deux grands ensembles : les zones internes et les zones externes (Brunn, 1956, p. 25). L'étude des différentes séries stratigraphiques de ces zones, permet de remarquer que l'un des critères principaux est relatif à la continuité des séries externes et la discontinuité des séries internes (Brunn, 1960, p. 470).

En gardant un sens géographique à cette classification, les zones externes à l'W de la zone subpélagonienne possèdent toutes, des séries continues depuis le Trias supérieur jusqu'au Flysch terminal (d'âge maestrichtien, éocène, oligocène ou miocène, suivant les cas).

À l'E de la zone subpélagonienne, les zones internes (zone subpélagonienne comprise) possèdent au contraire des séries recélant une discordance et une lacune situées au milieu du Secondaire, entre

le Jurassique terminal et le Crétacé moyen (fig. 3, col. 1-2).

Or, le massif de l'Olympe est situé « géographiquement » à l'intérieur de la zone pélagonienne. On pouvait donc s'attendre à y observer une série comparable à celles qui constituent les zones internes. Nous avons vu que ce n'est pas le cas. En conséquence, si on admet le critère de continuité comme un caractère distinctif essentiel, on peut dire que la série de l'Olympe ne présente pas d'affinité avec les séries « internes » et en particulier avec les séries voisines qui appartiennent à la zone pélagonienne.

3) LES FORMATIONS QUI CONSTITUENT LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE L'OLYMPE DIFFÈRENT DES FORMATIONS DES ZONES INTERNES.

a) *Le Trias et le Jurassique* de la zone pélagonienne, étudiés par J.H. Brunn (1956, 1960) dans l'ensellement transversal de Kosani, sont représentés par des marbres très recristallisés, blancs ou rosés, et quelques intercalations schisteuses. Ces roches ont été transformées localement, dans la partie orientale de cette zone, par un métamorphisme régional non négligeable, généralement dans l'épizone moyenne et inférieure [dans les Flambouron, Thessalie, Godfriaux (1964), et dans le Kajmakalan, Macédoine, Mercier et Godfriaux (1964)]. Sur la marge occidentale, quelques horizons sont fossilifères. J.H. Brunn (1959) y a découvert des Algues du genre *Teuploporella* PIA. Le Trias calcaire recouvre souvent en concordance les formations cristallines (Godfriaux, 1964, Mercier et Godfriaux, 1964).

Ce Trias est lui-même surmonté par des calcaires à Polypiers d'âge jurassique recouverts par les épanchements ophiolitiques (Brunn, 1956, Mercier, 1960).

La formation d'A. Diounissiou, qui renferme des termes d'âge norien, est, au contraire, intégralement carbonatée, partiellement dolomitique (termes 3, 6 et 8) et très fossilifère. En outre, elle n'a subi aucune transformation métamorphique. On peut donc penser que les conditions et les aires de dépôt étaient déjà, à cette époque, assez différentes et éloignées les unes des autres.

b) *Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.*

Au Kimméridgien, les zones internes ont été recouvertes dans leur quasi-totalité par des épan-

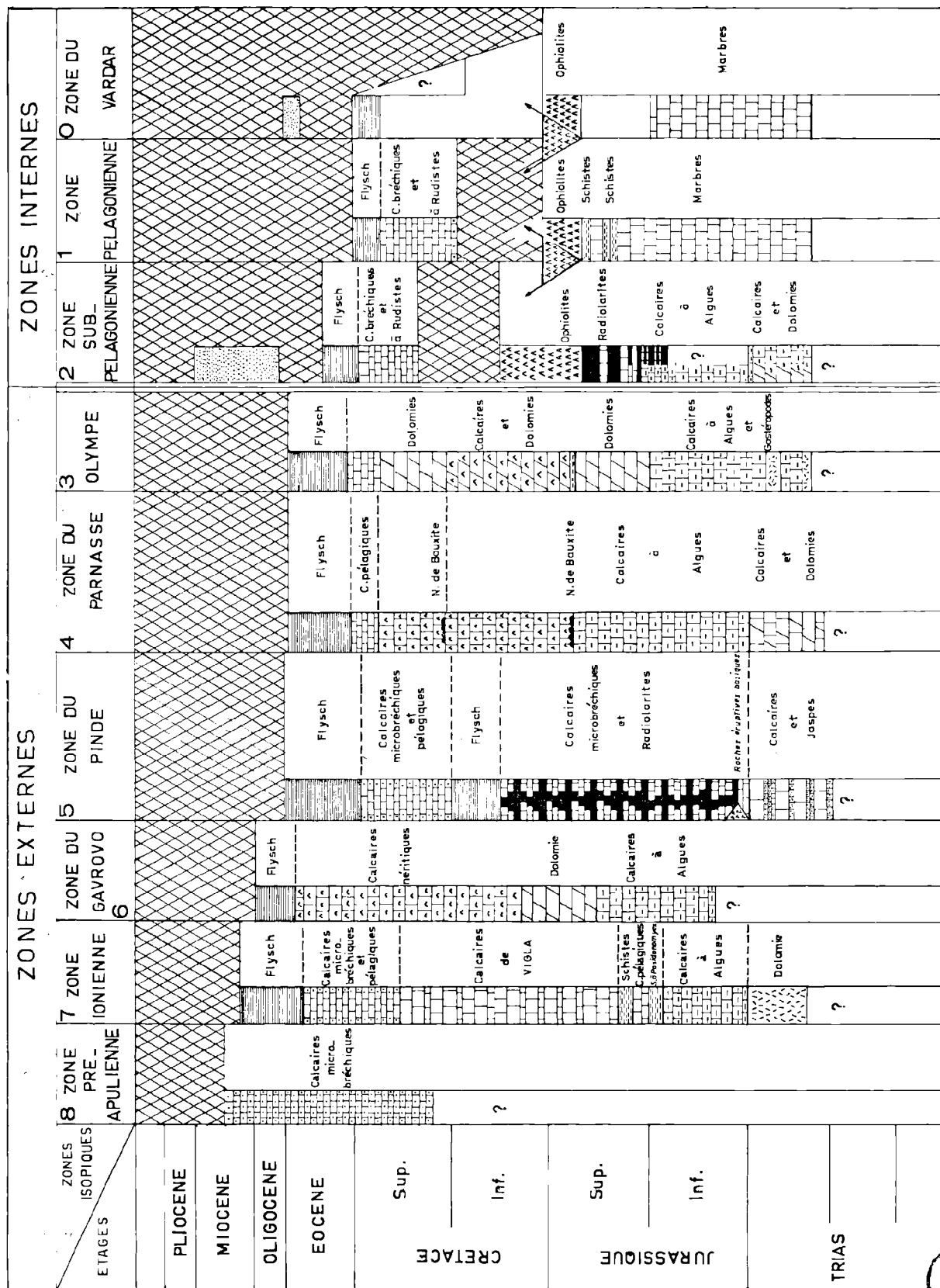


FIG. 3. — *Tableau stratigraphique des Hellénides.* (d'après une idée et un schéma de J. Aubouin, 1957, p. 375).

chements grandioses de roches ultra-basiques. Or, durant cette période se déposent dans l'Olympe des calcaires et des dolomies à Algues et à Polypiers. On n'y rencontre jamais ni ophiolites ni brèches ophiolitiques, ni même les sédiments associés (certaines radiolarites par exemple). C'est là un nouveau caractère — négatif certes — qui oppose encore cette série à celles des zones internes.

c) *Le Crétacé supérieur s.l. et le Tertiaire.*

Dans les zones internes, le Crétacé moyen ou le Crétacé supérieur s.s. est transgressif et discordant sur les formations sous-jacentes. Les modalités de cette transgression ont été étudiées en détail (Aubouin, etc., 1960) ; rappelons que le Crétacé est discordant, soit :

— sur les ophiolites complètes, ou parfois sur les radiolarites sommitales [zone subpélagonienne, Brunn (1956), Marinos 1956), Aubouin (1957), Celet (1962), fig. 3, col. 2] ;

— sur le cortège ophiolitique partiellement érodé [zone pélagonienne, Brunn (1959), Mercier (1960), fig. 3, col. 1] ;

— sur le Trias calcaire ou schisteux (Mercier 1960) ;

— sur les formations cristallisées plus anciennes (Kosmatt, 1924, sur le versant oriental de Kitka, Massif pélagonien yougoslave).

Le Crétacé supérieur est, très schématiquement, caractérisé par un conglomérat de transgression formé par des galets ophiolitiques enrobés par un ciment de même nature, ou par des galets calcaires provenant du démantèlement de la cordillère éocénée (Brunn, 1959). Ce conglomérat est surmonté par des calcaires dont la plupart sont néritiques et contiennent des Rudistes.

Dans l'Olympe, durant le même laps de temps, la série se poursuit sans discontinuité par des alternances de calcaires et de dolomies (formation du Tigania).

Enfin, dès le Maestrichtien, les zones internes sont secouées successivement par les manifestations de la seconde orogénèse. L'émersion puis l'érosion de chaînes de montagnes orientales provoquent le dépôt dans les zones occidentales d'un Flysch typique qui débute avec le Maestrichtien (Brunn, 1956, Aubouin, 1957, etc.).

Au contraire, dans l'Olympe, la sédimentation calcaire se poursuit jusque dans l'Eocène et le Flysch n'apparaît que dans le Lutétien. Si l'on admet la position interne de l'Olympe, il est difficile de comprendre les raisons pour lesquelles ce massif a pu échapper pendant si longtemps à l'invasion de matériaux terrigènes si étendus par ailleurs.

Par conséquent, bien que situé géographiquement à l'intérieur de la zone pélagonienne, l'Olympe possède une série stratigraphique totalement différente.

4) LA SÉRIE DE L'OLYMPE PRÉSENTE AU CONTRAIRE CERTAINES AFFINITÉS AVEC LES SÉRIES DE RIDE OU DE HAUT-FOND DES ZONES EXTERNES.

Les échelles stratigraphiques de la fig. 3 montrent que c'est aux séries externes qu'il faut comparer la série de l'Olympe et plus particulièrement aux séries de ride ou de haut-fond :

— soit à la zone du Parnasse comme semble le penser P. Celet (1962, note infrapaginale, p. 159) ou comme je l'ai suggéré (Godfriaux, 1962 a) ;

— soit à la zone de Gavrovo-Tripolitza, comme J. Aubouin l'a fait remarquer très récemment (J. Aubouin, 1964, intervention à la suite de la communication de Godfriaux, 1964). En ce qui concerne cette dernière hypothèse, je rappelle qu'en Grèce continentale, seuls les termes les plus récents de la zone du Gavrovo sont connus. Ce sont eux que j'ai représentés dans la colonne stratigraphique relative à cette zone (fig. 3, col. 6), en m'aidant des descriptions de J. Aubouin (1959) et de J.H. Brunn (1956). En Péloponnèse, J. Dercourt a mis en évidence une série continue depuis le Trias jusqu'au Miocène : la série de Tripolitza. J. Dercourt (1960) y distingue de bas en haut :

- 1) Le Trias et le Jurassique inférieur : calcaires dolomitiques épais.
- 2) Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur : calcaires néritiques à Algues, Foraminifères et Bryozoaires.
- 3) Le Crétacé supérieur : calcaires néritiques clairs à Rudistes et Orbitoïdes.
- 4) L'Eocène et le Priabonien inférieur : calcaires néritiques à Nummulites.
- 5) Le Priabonien, l'Oligocène (?) et le Miocène : Flysch marneux et gréseux.

La séquence carbonatée, continue du Trias à l'Eocène, présente en effet des analogies avec la série de l'Olympe. L'hypothèse est hardie mais pourrait peut-être apporter quelque solution aux problèmes encore en suspens. Cependant, dans l'état actuel des recherches, il est difficile de comparer ces deux régions distantes aujourd'hui de quelque 500 km.

5) LA SÉRIE DE L'OLYMPE PRÉSENTE ÉGALEMENT DES AFFINITÉS CERTAINES AVEC LA SÉRIE DU PARNASSE.

C'est avec la série du Parnasse (plus orientale par rapport à la série de Tripoliza) que la série de l'Olympe semble présenter le plus de points communs.

a) *Le Trias et le Jurassique.*

Dans le Kallidromion et dans le Parnasse-Kiona, P. Celet (1962) décrit des formations caractérisées par (de bas en haut) :

1. des dolomies zonées sans fossiles (Norien ?) ;
2. des dolomies et des calcaires d'âge norien ;
3. des calcaires à Algues et à Mégalodons d'âge liasique.

Cette succession lithologique est assez comparable à celle de la formation d'A. Diounissiou rencontrée dans l'Olympe (Termes 1 à 9) ; les données biologiques et écologiques concordent également ; la présence de Dasyeladacées, de Mollusques (Lamelibranches et Gastropodes) permet de supposer que, dans le Parnasse, les calcaires triasico-jurassiques se sont déposés également sur un plateau épicontinental sous faible épaisseur d'eau (la présence de Characées primitives aussi bien dans le Parnasse que dans l'Olympe corrobore cette hypothèse).

b) *Le Jurassique supérieur.*

Dans le Parnasse comme dans l'Olympe, l'absence d'ophiolites au Jurassique supérieur est remarquable. A la latitude du haut-fond du Parnasse, les ophiolites épanchées plus à l'E dans la dépression subpélagonienne, se dissocient du sillon du Pinde (Celet, 1962).

En Grèce moyenne, au contraire, là où la zone du Parnasse disparaît — disparition dont les causes peuvent être soit paléogéographiques, soit tectoni-

ques (9), — on peut noter une association latérale des radiolarites jurassiques du Pinde avec les ophiolites jurassiques subpélagoniennes (J. Aubouin 1960, p. 495).

Peut-on alors penser qu'à cette époque, un chapelet de hauts-fonds jalonnait la limite « futures zones externes - futures zones internes » ?

Sur les hauts-fonds très subsidents se déposent des calcaires épais constituant une barrière aux épanchements ophiolitiques. Ceux-ci remplissent la dépression bordière subpélagonienne et s'écoulent vers le sillon du Pinde en empruntant un ou plusieurs chenaux transversaux séparant ces hauts-fonds isolés et discontinus.

c) *Au Crétacé inférieur.*

Cette hypothèse permet d'expliquer ensuite les anomalies rencontrées dans les séries du Parnasse et de l'Olympe au Crétacé supérieur par rapport à la série plus externe du Pinde.

A cette époque, toutes les zones internes émergent successivement. L'érosion de la première cordillère entraîne le dépôt d'une série flyschöide dans le sillon du Pinde. C'est le premier Flysch du Pinde d'âge barrémien (Aubouin, 1956).

Or, aussi bien dans le Parnasse que dans l'Olympe, pourtant situés plus à l'intérieur (certainement pour le Parnasse, hypothétiquement pour l'Olympe), cette manifestation terrigène et détritique n'est pas observable.

Il faut donc admettre encore une fois que cette invasion a dû s'effectuer par des passages transversaux isolant des hauts-fonds intermédiaires. Dans le Parnasse, un fait d'observation vient à l'appui de cette hypothèse : à l'E du Parnasse, là où disparaissent les bauxites crétacées, P. Celet a retrouvé des formations flyschöides cénomaniennes intercalées dans la série calcaire parnassienne [Celet (1962), série du N de Stavros, p. 201 et suivantes, fig. 82, p. 240].

En admettant l'homologie Parnasse-Olympe, tentons alors des comparaisons entre les formations qui constituent les deux séries au cours du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur.

(9) J. Dercourt a démontré récemment la terminaison paléogéographique du Parnasse vers le S dans le Péloponnèse (1963).

Dans le Parnasse, se déposent des bauxites à différents niveaux dont l'un surmonte des calcaires à *Cladocoropsis* (fig. 3, col. 4). Ces bauxites témoignent d'une émergence temporaire locale (Celet, 1962).

Dans l'Olympe, je n'ai jamais observé de bauxites. Cependant, il existe au milieu des dolomies moyennes un terme constitué par des calcaires rubéfiés à minerai de fer qui surmonte des dolomies à traces algaïres (terme 12, limite entre la formation du Tigania et la formation du Mitika). Cet horizon possède des caractères de Hard-Ground et pourrait peut-être être considéré comme la conséquence d'une légère surélévation du relief sous-marin dans le haut-fond de l'Olympe.

d) *Au Crétacé supérieur et à l'Eocène.*

Par la suite, les comparaisons sont délicates. Cependant, à partir du début du Tertiaire, les conditions paléogéographiques semblent à nouveau comparables, puisqu'une nouvelle fois ces deux régions vont échapper, au moins pendant un certain temps, à l'invasion terrigène qui a débuté dans la zone du Pinde, pourtant plus occidentale.

Au contraire, dans l'Olympe, le Flysch débute au Lutétien, dans le Parnasse au début du Paléocène (Celet, 1962) et même, pour certains auteurs (Papastamatiou, 1962), dans l'Yprésien supérieur (en particulier dans l'Oeta). L'hypothèse d'un chenal situé au niveau de la Grèce moyenne permettrait d'expliquer ces dernières anomalies.

Conclusion

L'hypothèse concernant la persistance de hauts-fonds séparés par des chenaux transversaux semble

être, par conséquent, une hypothèse satisfaisante permettant une explication simple des anomalies stratigraphiques rencontrées. Elle conduit à admettre l'existence d'un domaine intermédiaire à caractère mixte, entre le domaine externe et le domaine interne.

C'est à cette conclusion de première importance qu'ont abouti les travaux de P. Celet dans le Parnasse (1962, p. 185 ; fig. 102, p. 284) type même de ce domaine intermédiaire ; il se pourrait que l'Olympe soit un premier jalon septentrional.

Nous sommes donc arrivés à la conclusion qu'au cours de l'évolution paléogéographique (durant le stade d'état) du géosynclinal hellénique, le haut-fond de l'Olympe devait se trouver dans une position externe par rapport aux zones subpélagonienne et pélagonienne pourtant, situées de nos jours, partiellement devant lui. Cette position peut être favorablement comparée à celle qu'occupait la zone du Parnasse durant ce stade de l'évolution.

Si, actuellement, l'Olympe se trouve à l'intérieur des zones internes, c'est qu'il doit avoir été recouvert « TECTONIQUEMENT » par celles-ci. En fait, l'apparition de la série de l'Olympe en fenêtre au sein des schistes cristallins de la zone pélagonienne vient à l'appui de cette présomption (Godfriaux 1962 b).

L'hypothèse formulée aujourd'hui concernant la présence d'un domaine intermédiaire mixte entre les zones internes et les zones externes pourrait, enfin, apporter une solution au problème en suspens depuis un demi-siècle et relatif à l'homologie du Parnasse et du Haut-Kartz yougoslave.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

ARBENZ P. (1919). — Probleme der sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Heim - Festschrift. Viertelj. Naturf. Ges.*, Zurich, LXIV.

BOURGUIGNON P. (1951). — Etude géologique et sédimentologie des brèches calcaires viséennes de Belgique. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXIV, p. 105-211.

CALEMBERT L., VAN LECKWIJK W. (1944). — Etude d'une brèche viséenne spéciale découverte à Marche-en-Pré, etc. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXVII, p. 445-472.

DEBELMAS J. (1953). — Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et le Malm briannonnais. *Trav. Lab. Géol. Univ.*, Grenoble, 1952, 30, p. 107-190.

ELLENBERGER F. (1958). — Contribution à l'étude pétrographique du Crétacé inf. dans le Sud-Est de la France. *Bull. serv. Carte Géol. France*, t. 44, n° 215.

MARLIÈRE R. (1948). — La Faune des Mollusques de la Baltique. *Bull. Soc. Natur. de Mons et du Borinage*, t. XXXI, p. 64 à 70.

MERCIER J. (1939). — Dépôts marins et série géologiques. *Ecoglae geol. Helv.*, 32, p. 46-100.

BIBLIOGRAPHIE REGIONALE

- AUBOUIN J. (1957). — Essai de corrélation stratigraphique en Grèce occidentale. *B.S.G.F.* (6), VII, p. 281-304.
- (1958). — Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). *B.S.G.F.* (6), VIII, p. 731-749.
- (1959). — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie (1^{re} thèse Paris 1958). *Ann. Géol. Pays helléniques*, t. X.
- AUBOUIN J. etc. (1960). — Le Crétacé supérieur en Grèce. *B.S.G.F.* (7), II, p. 452-469.
- BRUNN J.H. (1956). — Contribution à l'étude du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale (Thèse Paris, 1955). *Ann. Géol. Pays helléniques*, t. VII.
- (1959). — Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce (note préliminaire). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 138.
- (1960). — Mise en place et différenciation de l'association pluto-volcanique du cortège ophiolitique. *Rev. Géogr. phys. et Géogr. dyn.* (2), vol. III, (3), p. 115-132.
- (1961). — Les sutures ophiolitiques. Contribution à l'étude des relations entre les phénomènes magmatiques et orogéniques. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.* (2), vol. IV, p. 89-96.
- CHELET P. (1960). — Sur la découverte de quelques gisements fossilifères éocènes en Grèce méridionale (montagne de l'Iti) et sur les faciès du Flysch dans cette région. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXX, p. 56-62.
- (1961). — Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. Géol. Pays Helléniques*, t. XII.
- DERCOURT J. (1960). — Esquisse géologique du Nord du Péloponnèse septentrional. *B.S.G.F.* (7), IV, p. 145-426.
- (1962). — Contribution à l'étude géologique du Péloponnèse. Terminaison paléogéographique du haut-fond du Parnasse. *B.S.G.F.*, (7), IV, p. 340-355.
- GODFRIAUX I. (1962 a). — Sur la présence de l'Eocène dans les calcaires de l'Olympe. *B.S.G.F.*, (7), IV, p. 49-54.
- (1962 b). — L'Olympe : une fenêtre tectonique dans les Hellénides internes. *C.R. Ac. Sc.*, t. 255, p. 1761.
- (1964). — Le métamorphisme dans la zone pélagonienne orientale (Région des Flambouron, Grèce). *B.S.G.F.*, 1964, sous presse.
- MARINOS M. (1956). — Ueber Geologie, Petrologie und Metallogenese des ophiolit Komplex in Ost-griechenlands. *Berg. Hütt. Monatsh. Jhr.*, 101, H. 2, p. 34-36.
- MERCIER J. (1960). — Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. *B.S.G.F.*, (7), II, p. 435-449.
- MERCIER J., GODFRIAUX I. (1964). — Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 205.
- PAPASTAMATIOU J. (1960). — Sur la Géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona et de l'Oeta. *B. S. G. F.*, (7), t. II, p. 398-409.

« »

Essai de comparaison des massifs métamorphiques de Thessalie et de Macédoine

par I. GODFRIAUX (1) et J. MERCIER (2)

(Pl. VIII)

Une étude détaillée, due à l'un de nous (I. G.), est parue récemment sur le métamorphisme des Flambouron et des Hautes Pieria situés autour de l'Olympe thessalien. Les Flambouron et les Hautes Pieria appartiennent à l'ensemble du Massif de Thessalie qui trouve son prolongement naturel, plus au Nord, au delà de l'ensellement de Kozani, dans le massif de Macédoine occidentale. Massif de Thessalie et Massif de Macédoine occidentale (ou Massif de Bitolj) appartiennent au grand axe cristallin et cristallophyllien des Hellénides : le Massif Pélagonien. Au parallèle de la Macédoine lorsque, partant du Massif Pélagonien, on se dirige vers l'E, vers le Massif Serbo-Macédonien, on rencontre, dans les Monts du Voras deux autres petits massifs cristallophylliens :

— le massif de Peternik qui constitue, en Grèce, le prolongement méridional de l'« Ellenschuppe » des auteurs allemands et yougoslaves ;

— le massif de Malarupa-Tzena qui se trouve sur la frontière gréco-yougoslave.

L'un de nous (J. M.) a parcouru les massifs de Malarupa-Tzena, de Peternik, du Kajmakalan (ce dernier appartient au massif de Macédoine occidentale). Aussi nous a-t-il paru intéressant d'essayer d'établir une comparaison, ne fut-elle que provisoire dans l'état actuel de nos connaissances et de nos recherches respectives, entre ces divers massifs métamorphiques et le massif de Thessalie.

(1) Faculté polytechnique de Mons (Belgique).

(2) Laboratoire de Géologie dynamique, Sorbonne, Paris.

PREMIÈRE PARTIE

Analyse stratigraphique

I. - LES FORMATIONS DE LA ZONE PELAGONIENNE (MARGE ORIENTALE)

En Thessalie et en Macédoine centrale la série stratigraphique pélagonienne (marge orientale) présente, lorsqu'elle est complète, la succession des termes suivants, de haut en bas :

4) les formations crétacées, formées :

- c) d'un *flysch* dont la base est d'âge maestrichtien et dont le sommet atteint peut-être l'Eocène ;
- b) de calcaires à débris de *Rudistes* dont la base est souvent d'âge santonien supérieur et le sommet toujours d'âge maestrichtien ;
- a) d'une série détritique (calcaires gréseux, grès et conglomérats) attribuée au Cénomaniens-Turonien ;

3) le cortège ophiolitique sans doute d'âge jurassique supérieur ;

2) les marbres et cipolins à mica blanc rapportés au Trias-Jurassique bien qu'aucune faune déterminable n'ait été trouvée sur la marge orientale de la zone pélagonienne ;

1) les micaschistes, gneiss albitiques et gneiss aillés.

Mais l'érosion qui a suivi l'émergence d'âge éocène terminal (J. Aubouin 1959), a entamé plus ou moins profondément les formations d'âge jurassique-crétacé inférieur, si bien que le Crétacé supérieur peut reposer soit sur les ophiolites, soit sur les marbres.

A) LES GRANDS ENSEMBLES DES FLAMBOURON (Thessalie).

L'un de nous a décrit récemment une coupe des formations des Flambouron (I. Godfriaux, 1964), aussi ne rappellerons-nous, ici, que brièvement la succession observée, soit de haut en bas (fig. 1) :

- 6) *Les formations crétacées formées* :
- d'un flysch schisto-gréseux d'âge maestrichtien surmontant
 - des calcaires néritiques à Polypiers et à Rudistes qui reposent en transgression sur les ophiolites sous-jacentes ;
- 5) *les ophiolites* d'épaisseur réduite, érodées à leur sommet, d'âge jurassique supérieur présumé ;
- 4) *les marbres et les schistes intercalés des Flambouron* qui reposent en concordance sur les formations albitiques et sont rapportés sans preuves paléontologiques au Trias-Jurassique ;
- 3) *les formations albitiques des Hautes Piéria* : gneiss, micaschistes, amphibolischistes, amphibolites, calcschistes et calcaires ;
- 2) *les gneiss œillés et rubanés de Livadi* : gneiss à microcline, micaschistes à amygdales feldspathiques, niveaux interstratifiés de roches vertes anciennes ;

1) *les granites* à texture schistoïde et à texture équante. Une légère discordance locale (Dhaskion, Sarandaporou) a pu être décelée à l'intérieur des schistes cristallins.

B) LES FORMATIONS DU MASSIF DU KAJMAKALAN (Macédoine).

Dans la coupe du Kajmakcalan que nous allons décrire, c'est le Maestrichtien qui repose directement sur la formation des marbres et des cipolins. aussi donnerons-nous ensuite brièvement quelques coupes qui permettent d'observer la transgression du Crétacé sur les ophiolites et plus particulièrement *la superposition des ophiolites sur les termes sommitaux de la formation des marbres et des cipolins à mica blanc.*

— Coupe du Kajmakcalan.

Cette coupe offre comme principal intérêt de montrer la superposition, en concordance, des cipolins à mica blanc sur les micaschistes ; en outre, les termes métamorphiques montrent des associations minérales en tous points semblables à celles décrites par l'un de nous (I. G.) dans le Massif des Flambouron. Cette coupe peut s'effectuer en partant :

— soit des ruines du village d'Ano-Korofi en empruntant le sentier qui passe par Tehouka et les Kalivia (Huttes) Ianacoula ;

— soit du village d'Orma en suivant le sentier qui monte à travers la Forêt Noire (Mavro Dhassos) et qui relie ensuite les Kalivia Goughou (inférieures), Koniari et Goughou (supérieures).

1) *Les micaschistes et les gneiss.*

Cette formation comprend, de bas en haut :

— au-dessus des Kalvia Goughou (de la cote 1 500 m) des gneiss massifs, bien lités, soit œillés, soit rubanés ; ces gneiss forment les croupes herbues qui, des Kalivia, montent en pente plus raide vers la frontière ;

— sous les Kalivia, des gneiss contenant toujours en abondance du mica blanc, du mica noir, de la chlorite et de l'épidote mais avec de nombreux yeux globuleux de feldspath de quelques millimètres de diamètre, qui déforment les feuillettes de phyllites. Ces roches montrent en fait au microscope une albitisation prodigieuse ;

— des micaschistes à mica blanc qui, à la base, sont plus sombres (présence de paillettes de mica noir) en même temps d'ailleurs que persistent de petits niveaux plus riches en feldspaths globuleux. Ces micaschistes passent vers le sommet de la série à des schistes très fissiles, chloriteux. La schistosité de cette formation est nettement marquée (N 15°, pendage 30°).

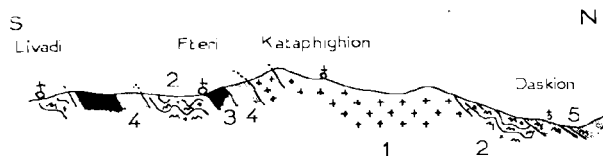
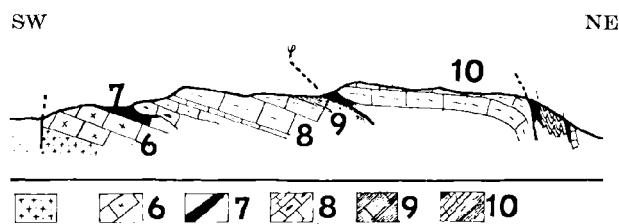


FIG. 1 a. — Coupe dans les Flambouron (zone pélagonienne).

1 : granites des Flambouron. — 2 : gneiss œillés et rubanés de Livadi. — 3 : roches vertes anciennes. — 4 : micaschistes et gneiss albitiques des hautes Piéria. — 5 : série de Daskion.



0 — 5 km.

FIG. 1 b. — Coupe dans le Haut-Vermion (d'après J.H. Brunn)

Zone pélagonienne :

6 : calcaires présumés d'âge triasico-jurassique. — 7 : ophiolites. — 8 : série discordante crétacée. — 9 : Flysch.

Zone du Vardar s.l. :

10 : série de la marge occidentale de la zone du Vardar s.l. (ophiolites, calcaires crétacés, Flysch).

2) *Les marbres et les cipolins à mica blanc.*

Ces marbres forment la montagne de Bela Grota (2 164 m) sur la frontière yougoslave. De teinte gris-clair à blanc pur, ces marbres sont régulièrement stratifiés en bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur et présentent sur les joints de stratification des films de mica blanc. Ces marbres sont très cataclasés.

La base de cette formation est particulièrement intéressante. En effet, dans le lit du ruisseau qui descend de la cote 2 370 m (dans le massif de Bela Grota), sur la rive gauche, là où le chemin qui va d'Orma à Kalivia Koniari le traverse à gué, on observe la succession suivante (fig. 2) de haut en bas (5 m environ) :

- e) des marbres et des cipolins à mica blanc en bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur ;
- d) des roches blanches à allure de quartzites, à nombreux films de mica blanc ;
- c) des calcschistes chloriteux ;
- b) des schistes chloriteux (50 cm) ;
- a) des quartzites à mica noir et à chlorite en bancs de 5 à 10 cm d'épaisseur, régulièrement lités.

De l'autre côté du ruisseau se poursuit la série des quartzites et des schistes chloriteux.

Cette coupe montre la concordance des divers niveaux ; néanmoins on observe une zone d'écrasement particulièrement entre les calcschistes chloriteux et les schistes chloriteux ; zone d'écrasement due, vraisemblablement, à une disharmonie locale entre les cipolins et les schistes chloriteux.

On comprend l'importance que revêt la détermination de la position stratigraphique de ces calcaires pour l'âge du métamorphisme. Sur la marge orientale de la zone pélagonienne, aucune faune n'a jusqu'ici été signalée dans ces marbres. L'un de nous (J.M) a cependant trouvé sur le chemin qui va de Janacoula Kalivia à Tehouka, vers la base de la série, des *Algues calcaires* fort semblables à des *Diplopores* triasiques (3) mais malheureusement indéterminables.

Les marbres occupent une position analogue (au-dessus des micaschistes et en dessous des ophiolites) à celle des calcaires marmoréens des Monts

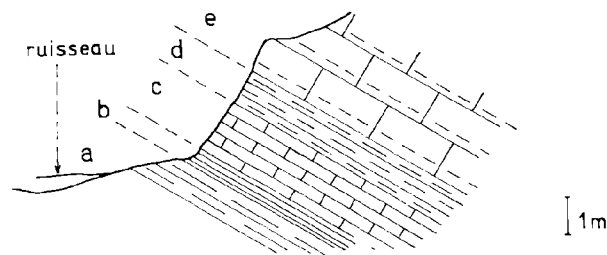


FIG. 2. — Contact de la formation des cipolins et des marbres sur les micaschistes (coupe du Kajmakcalan) (voir légende dans le texte).

Askion, sur la marge occidentale de la zone pélagonienne. Or, J.H. Brunn (1956) a trouvé à la base de ces calcaires marmoréens une flore de *Diplopores* triasiques (*Teutloporella* sp.) et au sommet, sous les ophiolites, une faune de *Polypiers* du Jurassique supérieur.

3) *Le Flysch et les calcaires à débris de Rudistes.*

— Les calcaires crétacés reposent en transgression et en discordance sur les marbres sous-jacents fortement cataclasés. Cette série crétacée comprend de bas en haut : des calcaires à débris de *Polypiers* et de *Rudistes*, des calcaires à débris de *Rudistes*, des calcaires à *Orbitoides* puis des calcaires à pâte fine de couleur noire.

Au-dessus du contact transgressif, les calcaires ont fourni une faune d'âge maestrichtien :

Globotruncana gr. *gansseri-wiedermayeri*, *Orbitoides media*, *Lepidorbitoides* sp. (4). La transgression crétacée atteint donc la zone pélagonienne particulièrement tard à cet endroit, ce qui explique, d'ailleurs, le fait que les ophiolites aient pu être entièrement érodées.

— Le Flysch, pauvre en éléments grossiers, est formé à la base d'une alternance de grès et de pélites, vers le haut de pélites puis d'une alternance de calcschistes et de pélites souvent chloriteuses. Sur le sentier qui descend de Tcouka vers Kerassia (aux environs de la cote 1 280 m), quelques bancs d'un calcaire fin interstratifié dans les niveaux supérieurs du Flysch grésopélimitique ont fourni une microfaune de *Globotruncana* parfois faiblement épigénéalisée par du quartz, microfaune d'âge campanien supérieur-maestrichtien :

G. gr. *Stuarti-stuartiformis* (*G. stuarti* probable), *G. arca* (CUSH.), *G. linnei* (d'ORB.), *G.* gr. *contusa-caliciiformis* (5).

(4) Détermination de Madame Neumann à qui nous exprimons, ici, tous nos remerciements.

(5) Détermination de J. Sigal à qui nous présentons, ici, nos remerciements.

(3) Renseignement oral de M. Lemoine qui a cependant précisé que toute détermination spécifique des échantillons actuellement à sa disposition demeure impossible.

— Coupe au parallèle d'Arnissa.

La coupe que nous venons de décrire montre que, localement, la transgression du Crétacé n'a atteint que très tardivement (au Maestrichtien) la zone pélagonienne. La longue période d'émersion qui en a résulté a permis l'érosion complète du cortège ophiolitique et aussi très certainement de la partie supérieure des marbres. Dès lors, il est impossible d'étudier les rapports des marbres avec les ophiolites, ce qui est important si l'on admet que ces ophiolites sont aussi, dans cette partie des Hellénides, d'âge jurassique supérieur (J. Mercier 1961).

Une coupe effectuée 15 km plus au Sud va permettre d'étudier les relations des marbres et des ophiolites. En effet, les modalités de la transgression changent au S de la faille de Nission : les calcaires à Rudistes d'âge santonien supérieur-campanien inférieur reposent d'abord sur la formation des marbres et des calcaires marmoréens puis, au S de la route d'Edessa-Arnissa, sur les ophiolites.

La coupe prise sur la route d'Arnissa à Edessa montre, de bas en haut :

1) *des calcaires marmoréens* gris bleuté ou noirs parfois zonés, couronnés par un niveau de schistes verdâtres ;

2) *des serpentines* qui reposent sur les schistes verdâtres. Plus au Sud, subsistent à la base des serpentines quelques lambeaux de dolérites. Ces dolérites, qui reposent directement sur les schistes, doivent sans doute représenter le « chilled-margin » que l'on trouve parfois très développé dans les massifs ophiolitiques bien conservés ;

3) *des calcaires crétacés et le Flysch.*

Les calcaires crétacés reposent au sud du village de Drossia sur les serpentines.

La base de ces calcaires est constituée généralement par un niveau à Rudistes entiers qui a fourni, à Toupkouvamen, *Vaccinites atheniensis* KTEÑAS (Santonien supérieur-Campanien inférieur) et, au parallèle du village de Kedronas, *Vaccinites atheniensis* KTEÑAS, *Radiolites* cf. *styriacus* ZITTEL, *Radiolites* nov. sp. ex. gr. *matheroni* TOUC., *Radiolites* sp. forme du gr. *savageri* TOUC. (Santonien supérieur-Campanien inférieur).

Le reste de la série a fourni une abondante microfaune de *Globotruncana* d'âge sénonien supérieur (sans doute campanien). La série est surmontée par un niveau de calcaires à Orbitoïdes d'âge maestrichtien supérieur et les couches de passage au Flysch ont livré une abondante microfaune de *Globotruncana* d'âge maestrichtien supérieur (J. Mercier, 1960).

La continuité des affleurements, tant du Crétacé daté que des marbres et cipolins présumés d'âge triasico-jurassique, de part et d'autre de la faille

de Nission, et la position constante des ophiolites, quand elles affleurent, entre ces marbres et le Crétacé daté montrent donc que les ophiolites reposent, comme dans le Massif des Flambouron, sur les termes supérieurs (calcaires marmoréens) de la formation des marbres et des cipolins. Si les ophiolites se sont émises au Jurassique supérieur, la formation des marbres et des cipolins serait donc à rapporter au Trias-Jurassique puisqu'aucune lacune de sédimentation n'a été observée, dans nos régions, entre les ophiolites et leur substratum. Seule cependant, la détermination précise des Algues calcaires que nous avons trouvées serait susceptible de résoudre de manière convaincante le problème de l'âge des marbres et des cipolins.

II. - LES FORMATIONS METAMORPHIQUES DU MASSIF DE PETERNIK

Dans les monts du Voras, entre le Massif du Kajmakcalan à l'Ouest et le Massif du Tzena à l'Est, affleurent des formations assez métamorphiques qui constituent ce que j'appelle (J.M.) le « Massif de Peternik », du nom de deux de ses principaux sommets : Ano Peternik et Micro Peternik.

Ces formations métamorphiques participent à une écaïlle qui repose anormalement sur le flysch de l'unité de Loutra. Cette « écaïlle de socle », poussée vers le SW, se prolonge d'ailleurs au delà de la frontière yougoslave où elle est connue sous le nom d'« Ellenschuppe ».

Ces formations métamorphiques n'affleurent que sur une faible surface car elles sont recouvertes, au Nord, par des tufs trachy-andésitiques et, au Sud, par le Quaternaire de la plaine d'Ardéa. La limite entre les formations métamorphiques et le Quaternaire de la plaine d'Ardéa se fait par une zone de failles d'effondrement, de direction environ NE-SW et d'âge plio-quaternaire, failles qui rendent difficile l'analyse de la série métamorphique. Bien que pratiquement azoïque, cette unité de Peternik offre l'intérêt de montrer nettement la concordance de la formation des marbres et des cipolins sur les micaschistes sous-jacents. La série montre de bas en haut :

1) *Une formation assez métamorphique* (gneiss œillés, amphibolites et micaschistes).

a) Cette formation comprend à la base des gneiss œillés, massifs, généralement à mica blanc

et à biotite pâle dans lesquels apparaissent quelques niveaux d'amphibolites bien litées, de couleur vert sombre avec de petites taches blanches de l'ordre du mm (feldspaths).

Ces gneiss montrent des yeux de formes diverses soit grossièrement quadrangulaires (de quelques mm à 1 cm de long), soit de forme ovoïde ; dans ce dernier cas, les yeux s'insèrent entre les feuillettes de phyllites. Des veines leucocrates (formées de quartz et de feldspath) apparaissent à certains niveaux ; leur direction est généralement quelconque par rapport à l'orientation des lits phylliteux. Ces gneiss œillés sont de couleur blanche, parfois vert clair.

b) Vers le haut, la série est essentiellement chloriteuse ou amphibolitique. Un trajet effectué de Miero Peternik à la cote 827 (barre des cipolins) a montré la succession suivante, de bas en haut :

- des quartzites chloriteux bien lités ;
- des amphibolochistes chloriteux de couleur verte à vert noirâtre, en lits de 1 à 2 cm d'épaisseur. De rares petits yeux blancs (feldspaths) sont visibles sur la roche mais on trouve au sein de cette formation de gros yeux complexes (feldspaths et quartz) atteignant jusqu'à 40 cm de diamètre ;
- des chloritoschistes amphiboliques à épidote, de couleur vert clair souvent vacuolaires, bien lités, et des schistes chloriteux vert sombre également bien lités ;
- 50 m environ d'une belle amphibolite vert sombre, bien litée, montrant de petites taches blanches de l'ordre du mm (feldspaths) ;
- quelques mètres de gneiss albitiques à mica blanc couronnés par des micaschistes à chlorite et biotite pâle contenant, parfois, de très beaux grenats de 2 mm environ de diamètre.

2) *Les cipolins.*

Le passage des micaschistes aux cipolins est bien visible à 1 km au S-SE du neck volcanique de Koukourous ; il se fait par une alternance répétée de micaschistes à grenats et de bancs de 40 cm environ d'épaisseur de cipolins à mica blanc. *Il y a donc passage stratigraphique, en concordance, des micaschistes aux cipolins.*

Ces cipolins quartzeux montent des paillettes bien développées de mica blanc. Vers le haut, ces cipolins alternent avec des calcschistes chloriteux.

La faille sur laquelle est installé le neck volcanique de Koukourous interrompt la continuité de la coupe ; la série se poursuit de l'autre côté de la faille par :

- des calcschistes chloriteux ;
- quelques mètres de calcaires marmoréens en bancs de 1 m 50 d'épaisseur, à patine rousse ;
- des schistes chloriteux.

3) *Les serpentines et la série sus-jacente.*

Sur des schistes chloriteux reposent une dizaine de mètres de serpentines très érasées. La série sus-jacente aux serpentines est formée de schistes sériciteux et de calcaires marmoréens. La séquence détaillée n'a pas pu être précisée au droit de la coupe, faute de repère stratigraphique valable, car de nombreuses failles de direction soit NNW-SSE, soit NE-SW hachent littéralement cet endroit. Néanmoins, quelques kilomètres plus au Nord, là où la série est plus tranquille, on observe la succession suivante, de bas en haut :

- des schistes couleur vert d'eau ;
- des calcaires très recristallisés en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur qui se délitent eux-mêmes en fines plaquettes ;
- un flysch formé d'une alternance de calcschistes et de petits lits grésopéliques. Dans ce flysch j'ai trouvé (J.M.) dans un banc de calcaire fin : *Globotruncana* sp. qui permet donc de rattacher ce niveau au flysch maestrichtien décrit dans la coupe précédente.

III. - LES FORMATIONS DU MASSIF DU MALARUPA-TZENA

Les micaschistes albitiques et les micaschistes n'affleurent bien que dans le Massif de Malarupa qui s'étend en grande partie en territoire yougoslave. Ces formations apparaissent cependant un peu, du côté grec de la frontière, au pied du Massif de la Tzena à la faveur des failles d'effondrement, de direction NE-SW, qui limitent, au Nord, la plaine d'Ardea. Ces affleurements ne montrent donc que les termes supérieurs de la série métamorphique mais, comme dans les coupes précédemment décrites, on peut très bien observer la concordance des cipolins sur les micaschistes.

Les micaschistes albitiques sont visibles dans les ravins qui descendent de Micri-Tzena vers le bassin fermé de Langhadhia ; les cipolins et les marbres sont très bien observables le long du sentier qui joint les ruines des Kalivia Soerati aux Kalivia Vassilaki, près de la frontière ; le sommet de la série est visible le long du sentier qui, partant d'Aetochori, passe au pied de Duditsa et rejoint la frontière même au sommet dit Passas.

1) *Les micaschistes albitiques.*

La succession observée est, de bas en haut :

- 1) micaschistes albitiques sombres, chloriteux, à épidote abondante, montrant sur les cristaux leucocrates des teintes de couleur rouille ;

- 2) micaschistes albitiques leucocrates à mica blanc et chlorite, se débitant en plaquettes d'un cm environ d'épaisseur. Les feldspaths forment des pustules blanches à la surface des plaquettes ;
- 3) micaschistes albitiques à chlorite et mica blanc avec de rares intercalations de cipolins à mica blanc, en bancs de 20 cm d'épaisseur ou de micaschistes très sombres, en bancs de 30 à 50 cm d'épaisseur ;
- 4) micaschistes chloriteux vert sombre, avec des niveaux de 30 à 50 cm d'épaisseur, de micaschistes albitiques pulvérulents, riches en mica blanc ; des yeux de feldspaths de 0,5 à 1 cm de diamètre forment des pustules en relief à la surface des lits.

2) Les cipolins et les marbres.

a) Le contact de la série précédemment décrite avec la formation des cipolins et des marbres est bien visible au sommet du ravin. La succession est la suivante, de haut en bas (fig. 3) :

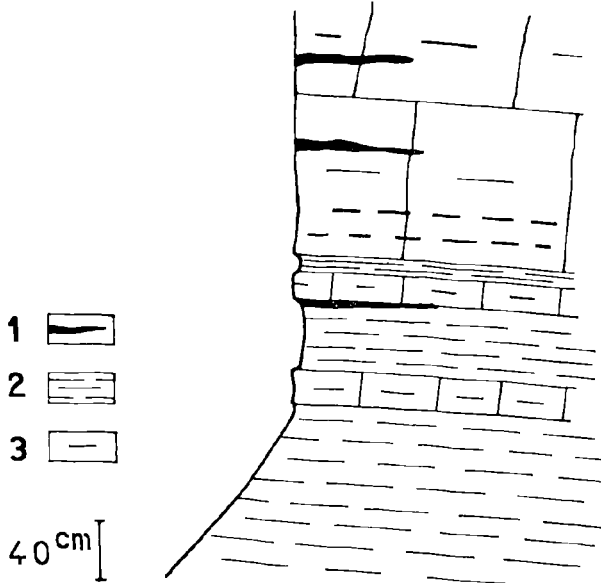


FIG. 3. — Contact des cipolins sur les micaschistes (coupe de la Tzena).

- 1) filons de quartz laiteux ;
 - 2) micaschistes ;
 - 3) cipolins à mica blanc
- cipolins à mica blanc en gros bancs de 3 à 4 mètres d'épaisseur avec de petits lits de quartz laiteux ;
 - 10 cm de micaschistes sombres à chlorite, mica blanc et épidote ;
 - 20 cm de cipolins à chlorite et mica blanc (à la base de ce banc se trouve un petit lit de quartz laiteux ;
 - 30 cm de micaschistes chloriteux de couleur vert sombre ;
 - 20 cm de cipolins à chlorite et mica blanc ;
 - les micaschistes chloriteux vert sombre.

Le passage des micaschistes aux cipolins se fait donc par des alternances répétées de micaschistes et de cipolins et en parfaite concordance.

b) La suite de la coupe est bien visible sur le chemin qui va des ruines des Kalivia Socrati aux Kalivia Vassilaki en empruntant la vallée du ruisseau situé immédiatement au Nord des sommets de Micri-Tzena et de Tzena. La succession stratigraphique y est la suivante, de bas en haut :

- 1) des cipolins à mica blanc, chlorite et quartz, de couleur bleutée, à patine roussâtre, formant des bancs de plusieurs mètres d'épaisseur mais qui se délitent eux-mêmes en plaquettes de 2 à 5 cm d'épaisseur (200 mètres environ) ;
- 2) les marbres blancs et les cipolins roux, zonés, de Micri-Tzena (200 mètres environ) ;
- 3) des cipolins verdâtres à chlorite, mica blanc et quartz se débitant en plaquettes ;
- 4) les marbres blancs et cipolins chloriteux de la Tzena.

Le passage des cipolins à mica blanc, chlorite et quartz (niveau 1) aux marbres blancs de Micri-Tzena (niveau 2), se fait en concordance et avec répétition des niveaux. Une coupe détaillée du contact montre de haut en bas (fig. 4) :

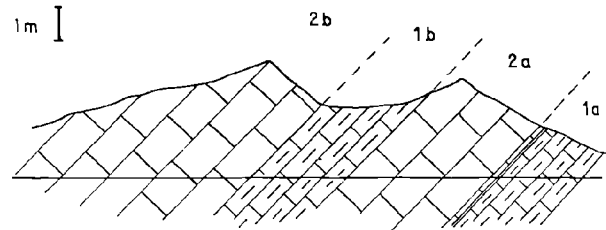


FIG. 4. — Contact des marbres du Tzena sur les cipolins quartzeux à mica blanc de Micri-Tzena

- 2 b : les marbres blancs en bancs massifs du Tzena,
- 1 b : 7 m de cipolins gris bleuté, à débit en plaquettes,
- 2 a : 3 m de marbres blancs en bancs massifs,
- 1 a : 20 cm de cipolins de couleur gris bleuté,
- 2 cm de micaschistes chloriteux,
- des cipolins à mica blanc, chlorite et quartz, de couleur bleutée en bancs de plusieurs mètres d'épaisseur mais qui se délitent eux-mêmes en plaquettes.

3) Les schistes et calcaires chloriteux.

Cette série d'au moins 2 500 mètres d'épaisseur repose en concordance sur la série des marbres et cipolins de la Tzena. Elle comprend de bas en haut :

1) une série complexe formée, essentiellement, de schistes chloriteux très fissiles et de calcschistes chloriteux. Sur les pentes orientales et au sommet de l'arête de Zélébéki, cette série admet des niveaux verts schisteux (qui sont vraisemblablement des formations pyroclastiques) alternant avec des porphyroïdes sériciteux et chloriteux à gros grains de quartz. Ces niveaux rappellent (mis à part le fait qu'ils aient subi un métamorphisme plus poussé) les porphyroïdes sériciteux que l'on trouve sur les pentes occidentales du Païkon, dans les schistes de Livadia.

2) La suite de la coupe est observable le long du chemin qui va d'Aetochori à Duditsa. On observe de bas en haut :

- des schistes verts à chlorite et épidote ;
- des schistes chloriteux très fissiles alternant avec des bancs de calcaire chloriteux de 10 cm à 1 m d'épaisseur. Ce niveau contient de très nombreux sills andésitiques dont le plus important (100 m d'épaisseur) se rattache au culot volcanique de Ghelites ;
- des calcaires chloriteux en bancs de 50 cm à 1 m d'épaisseur (100 m environ) ;
- puis une alternance de schistes chloriteux très fissiles et de bancs de 30 à 40 cm d'épaisseur de calcaires ferrugineux, chloriteux. Le culot andésitique de Ghologheres et le dyke andésitique de Straghanitsé traversent les niveaux supérieurs de cette série.

Le sommet de la coupe est en contact par faille avec la muraille calcaire de Duditsa d'âge crétacé supérieur.

4) Les calcaires du Massif du Pinovon.

Ces calcaires, de couleur gris clair, en bancs d'un mètre environ d'épaisseur, à débris de Lamellibranches et de Gastéropodes, sont très recristallisés et littéralement hachés par un double système de failles qui rend toute stratigraphie pratiquement impossible. J'y ai trouvé quelques fossiles : à Duditsa (à la cote 2 046 m), un débris d'*Hippurites* sp. et, à l'Est du sommet Pinovon (vers la cote 1 700 m), un niveau de 40 m environ d'épaisseur de pélites microgréseuses dont la base a fourni, comme dans le massif du Païkon, une microfaune de *Globotruncana*, probablement d'âge Sénonien supérieur :

Globotruncana linnei, *G. arca*, *G. cf. stuarti-stuartiformis*, *G. gr. arca-conveza* (*conveza* probable), *G. cf. caliciformis*.

Ces calcaires reposent sur les schistes et calcaires chloriteux mais le contact stratigraphique entre ces deux formations n'a jamais pu être observé, il est en effet soit faillé (à Duditsa) soit, le plus souvent, caché par le grand pierrier qui se trouve au pied de la face est du massif du Pinovon. La base du Crétacé de cette zone est cependant bien connue ailleurs.

En effet, plus au Sud, dans le Massif du Païkon, les niveaux de base du Crétacé supérieur (Turonien-Cénomaniens) reposent en transgression et en discordance sur les différents termes du Jurassique supérieur.

CONCLUSIONS

Ces premières études des différentes séries métamorphiques de la zone pélagonienne orientale et de la zone du Vardar s.l., en Macédoine centrale (J.M.) et en Thessalie (I.G.) permettent d'aboutir aux conclusions suivantes.

a) *Les marbres présumés d'âge triasico-jurassique sont concordants sur les schistes cristallins.*

Dans les quatre massifs étudiés, nous avons mis en évidence un passage lent et progressif entre les schistes cristallins et les marbres sus-jacents. Il est donc impossible, au moins en Thessalie et en Macédoine centrale, de distinguer un « socle » d'une couverture, ce qui ne signifie pas pour autant que dans les zones internes il en soit partout ainsi (6). Si les marbres sont d'âge triasico-jurassique, ce qui paraît hautement probable bien que pas encore rigoureusement démontré, le cycle alpin ne commencerait pas, ici, par la transgression des calcaires triasiques sur un socle métamorphique ancien érodé, ce qui était jusqu'ici admis (cf. Brunn 1956, Aubouin 1958, Celet 1962).

b) *Il y a analogie ou homologie des faciès pétrographiques :*

— analogie entre les séries des Flambouron et du Kajmakealan où l'on observe la même succession de gneiss œillés à microcline, de gneiss et de mica-schistes albitiques, de mica-schistes, d'amphibolites et de marbres. Il existe même une identité presque rigoureuse entre les marbres rapportés au Triasico-Jurassique des Flambouron et du Kajmakealan : les épaisseurs sont comparables (800 à 1 000 m) et les alternances de marbres et de schistes sont identiques en position, en faciès et en épaisseurs ;

— homologie entre les séries du Malarupa-Tzena, de Peternik et les séries de la zone pélagonienne orientale.

(6) En particulier, dans le Massif Serbo-Macédonien, il existe un socle paléozoïque incontestable (voir S. Borsi, G. Ferrara et J. Mercier dans ce même fascicule).

Enfin, les formations de la couverture post-ophiolitique sont également très comparables puisque, discordantes sur le soubassement, elles sont sensiblement de même âge et de nature très voisine.

c) *La différence la plus nette* réside dans le fait que les Flambouron offrent à l'observation des termes inférieurs inconnus dans les autres massifs. Cette différence est sans doute la conséquence d'une érosion probablement plus intense en Thessalie.

DEUXIÈME PARTIE

Analyse pétrographique

L'étude pétrographique des schistes cristallins des Flambouron a déjà été esquissée par l'un de nous (I.G.) ; nous n'y reviendrons donc qu'à titre de comparaison. En ce qui concerne l'analyse pétrographique des formations observées dans les massifs macédoniens, nous adopterons encore l'ordre stratigraphique établi mais en procédant de haut en bas.

I. - LES FORMATIONS CRÉTACÉES.

— Dans le Kajmakealan, les formations crétaées ne montrent pas de véritables transformations dues au métamorphisme ; tout au plus peut-on observer, comme dans les Flambouron, une légère marmorisation des calcaires, une néogénèse sporadique de quelques phyllites de chlorite et de séricite et, çà et là, des cristaux d'albite amiboïde (Ano) et de quartz développés souvent à l'intérieur des microfossiles (*Orbitoïdes* et *Globotruncana*).

— Dans le Massif de Peternik, la série sus-jacente aux serpentines est formée par des schistes sériciteux et des calcaires cristallins.

— Dans la série du Malarupa-Tzena, les calcaires crétaés à débris de Rudistes du Pinovon sont toujours très recristallisés.

La couverture crétaée de ces massifs montre, de façon générale, outre une marmorisation parfois importante, des néogénèses de chlorite et de séricite, d'albite (Ano), de quartz sans qu'on puisse, d'ailleurs, affirmer que ces cristallisations résultent d'un effet de métamorphisme.

II. - LA SÉRIE DES SCHISTES ET DES CALCAIRES CHLORITEUX DE TZENA (d'Actoehori à Duditsa).

Cette série, épaisse de 2 500 m environ, montre un métamorphisme assez important caractérisé par la présence de schistes à chlorite et à épidote, de roches à albite, chlorite, épidote, de grès micacés (quartz, phengite s.l., rutile), de calcaires chloriteux (calcite, chlorite, albite, épidote).

Les minéraux de paragenèses sont souvent mal développés (épidote micro-granulaire, mica blanc et chlorite en fines phyllites en association symplectitique) ; la foliation est fruste. L'association phengite-chlorite est surtout fréquente à la base de cette formation ; au fur et à mesure que l'on s'élève, cette association s'estompe en même temps que le degré de cristallinité diminue. Au sommet, on observe surtout des calcaires ferrugineux et des schistes à chlorite.

De nombreux petits cristaux de plagioclases, des grenats microgranulaires et de la biotite brunâtre, qui résultent d'un phénomène de métamorphisme de contact, se développent dans les épontes des intrusions andésitiques.

III. - LES CALCAIRES ET LES MARBRES PRÉSUMÉS D'ÂGE TRIASICO-JURASSIQUE.

On peut observer : des cipolins constitués uniquement par de la calcite maclée polysynthétiquement, des cipolins quartzeux, des cipolins albitiques et même des cipolins à microcline à la base de cette série, dans le massif du Kajmakealan. Nous décrivons, à titre d'exemple, un cipolin albitique (Tzena) et un cipolin à microcline (Kajmakealan).

EXEMPLE 1. — *Cipolin albitique* (Lame T. 13, Tzena).

Ce cipolin contient les minéraux suivants : calcite, quartz, albite An₁₀, albite An₀, phengite s.l., chlorite, épidote.

La *calcite* est très généralement maclée polysynthétiquement.

Le *quartz*, microcristallin, est associé aux amas albitiques.

L'*albite* se présente sous deux aspects différents :

— une albite en porphyroblastes, en général non maclés, poecilites ; différentes mesures à la platine de Fedorov ont donné les résultats statistiques suivants :

$2V = + 78^\circ$; % An sur maclé (010) = 10 %.

— une albite microcristalline, à extinction franche : $+2V \simeq 72^\circ$. % An sur clivage = 0 %.

La *chlorite*, peu abondante, s'apparente à une pennine.

La *phengite s.l.* se développe en larges paillettes, à pléochroïsme faible dans les teintes vert d'eau-incolore ; son angle d'axe est faible ($2V \simeq 24^\circ$).

L'*épidote*, rare, est associée à la chlorite et à la phengite s.l.

EXEMPLE 2. — *Cipolin à microcline* (lame T 148 et T 149, Kajmakcalan).

Ce cipolin contient les minéraux suivants : calcite, quartz, microcline, albite, phengite s.l.

La *calcite*, en cristaux xénomorphes, à clivage et à macles polysynthétiques nettes, forme 70 % de la roche.

Le *quartz*, anguleux, prend souvent un aspect digité ou lobé et s'insère entre les cristaux de calcite.

Le mica blanc (*phengite*) d'aspect moiré, peu pléochroïque, très orienté, est peu abondant.

Le *microcline*, très abondant, peut même constituer plus de 30 % de la roche (plaque mince 149 T) ; il est rarement albitisé.

L'*albite* n'est pas maclée et mal clivée, ce qui ne nous a pas permis de la déterminer avec précision ($2V = +80^\circ$).

IV. - LES MICASCHISTES ET LES GNEISS ALBITIQUES.

a) Dans le Massif du Kajmakcalan, on observe des micaschistes et des gneiss albitiques à chlorite et mica blanc et parfois à amphibole sodique.

EXEMPLE 1 : *gneiss albitique* (lame 158 T. Kajmakcalan) (Pl. VIII, fig. 2).

Ce gneiss montre les minéraux suivants :

quartz, albite An0, albite An10 ; phengite s.l., actinote, biotite pâle, chlorite ; épidote, grenat, sphène.

Le *quartz*, bien cristallisé, présente une extinction onduleuse.

L'*albite* se présente soit en cristaux non maclés ($2V \simeq +70^\circ$), soit en grands cristaux maclés polysynthétiquement et contenant des inclusions de gre-

nats et de quartz ($78^\circ < +2V < 84^\circ$, son pourcentage en An est d'environ 10 %).

L'*actinote* à pléochroïsme faible dans les teintes jaune pâle-vert pâle légèrement bleuté est biaxe négatif, son allongement est positif ($Z \wedge C = 23^\circ$).

Le *mica blanc* (phengite s.l.) s'apparente plutôt à une muscovite phengitique qu'à une phengite ferrifère (comme dans les Flambouron).

La *chlorite* est une amésite.

La *biotite* se groupe en lamelles minuscules autour de l'actinote et en bordure de la phengite s.l. et de la chlorite avec lesquelles elle réalise des associations symplectitiques.

L'*épidote s.l.*, plus rare que dans les Flambouron, se trouve souvent en inclusions dans le mica blanc ; peu colorée ; il s'agit probablement d'une clinzoïsite ; l'orthite en outre est fréquente.

Le *grenat* (almadin-spessartine) est en inclusions.

Le *sphène* est rare et peu coloré.

EXEMPLE 2 : *gneiss albitique à chlorite et mica blanc*.

Ce gneiss montre l'association minérale suivante : quartz, albite ; chlorite ; muscovite phengitique, grenat, apatite, calcite, épidote, hématite.

Le *quartz* et l'*albite* se présentent en phénocristaux dans une trame quartzo-miacée. Le plagioclase pœcilitique contient en inclusions du *mica blanc* légèrement pléochroïque, de l'*épidote*, parfois de la *calcite* (dans les niveaux carbonatés). C'est un plagioclase souvent clivé, parfois maclé ($80^\circ < +2V < 83^\circ$, % An sur clivage (001) : 10 %, sur maclé (010) : 10 %).

Un autre plagioclase plus rare se présente en petits individus à extinction franche. Son angle $2V$ est positif et voisin de 70° . Nous n'avons pu mesurer les % en anorthite. Dans les termes les plus élevés, on observe une *chlorite* verte légèrement pléochroïque qui cristallise en larges paillettes. Cette chlorite de néoformation est proche d'une *amésite* (allongement négatif, signe positif, np-ng = 0,0182).

Dans les termes plus profonds, cette chlorite réalise des associations symplectitiques avec un *mica blanc*, pléochroïque, à angle $-2V$ toujours inférieur à 30° .

Les autres minéraux sont accessoires sauf l'épidote parfois largement développée, microgranulaire dans les formations élevées, bien cristallisée dans les termes plus profonds ; c'est en général une *clinzoisite* ou une *zoisite* ; on rencontre parfois, au centre des cristaux d'épidote, des noyaux d'*allanite*.

b) Dans le massif de *Peternik*, les gneiss albitiques sont moins fréquents. Le faciès principal est un micaschiste albitique, mais on y observe également des faciès accessoires tels que des schistes actinolitiques, des caleschistes, des chloritoschistes à grenats et des amphibolites bien litées.

EXEMPLE 3 : *micaschiste légèrement albitique à grenats* (lame 105 TA, Massif de *Peternik*).

Ce micaschiste montre l'association minérale suivante :

quartz, albite (rare), mica blanc, biotite claire (rare), chlorite, amphibole (rare), grenat, épidote (rare), sphène, calcite.

Les *feldspaths* sont beaucoup moins fréquents que dans les roches précédentes, mais on remarque encore la présence de deux générations : une albite An10 ($78^\circ < +2V < 82^\circ$) et une albite An0 ($70^\circ < +2V < 74^\circ$).

Le *mica blanc* (phengite s.l.) est légèrement pléochroïque, parfois uniaxe mais généralement biaxe ($20^\circ < -2V < 28^\circ$, ng-np = 0,02).

La *biotite* brun-clair forme des associations symplectiques avec la chlorite et le mica blanc (ng-np = 0,032).

La *chlorite* présente un allongement négatif (np-ng = 0,0047).

L'*amphibole*, très rare dans les niveaux non amphibolitiques, est une actinote très pâle.

Le *grenat* est largement développé, il appartient à la série almandin-spessartine. Dans certains cas (plaque mince : 108 TA, Pl. VIII, fig. 4), il est cicatricé et à structure hélicitique, ce qui témoigne d'une cristallisation contemporaine d'une phase dynamique.

c) Dans le massif de *Tzena-Malarupa*, les schistes cristallins n'affleurent guère et ne sont représentés que par les termes les plus élevés. On observe des micaschistes albitiques, des cipolins, des chlorito-

schistes. Le faciès le plus largement répandu est un gneiss albitique, blanc-verdâtre, à chlorite.

V. - LES GNEISS CÉILLÉS À MICROCLINE ET OLIGOCLASE.

Dans le *Kajmakculan* et le massif de *Peternik*, on observe en dessous des micaschistes albitiques, des gneiss à un ou deux micas contenant de nombreux yeux globuleux de feldspaths et de quartz entre les feuilletts.

Dans la *Tzena*, la coupe ne permet pas l'observation des termes sous-jacents aux micaschistes albitiques.

Ces gneiss œillés ont une structure, une texture et une composition minéralogique très voisines de celles des gneiss œillés et rubanés de *Livadi* : une trame quartzo-micacée entoure des yeux ou amas feldspathiques généralement complexes ; les associations minérales paragenétiques de la trame et les associations des amas y sont très comparables. Le microcline et l'oligoclase (An22-An28) sont albitisés et cette albitisation revêt les mêmes figures que dans les *Flambouron* (albitisation en auréoles et échiquier — plus rare, — en veinules, en flacules, etc.). Cette albitisation tardive par rapport à la génération de microcline et d'oligoclase est toujours caractérisée par une albite dont la composition est voisine d'un albitase ($82^\circ < +2V < 86^\circ$, % An de 8 % à 12 %). Une seconde albitisation en veinules parallèles traverse le tout ; elle est, par conséquent, plus tardive. Il s'agit d'une albite pure [$+2V \simeq 70^\circ$, % An de 0 à 5 % sur maclé (010)], qui est associée à un quartz microblastique à extinction normale avec lequel elle réalise une mésostase typique (Pl. VIII, fig. 3).

Composition minéralogique moyenne des gneiss œillés :

quartz, microcline perthitique et albitisé, oligoclase parfois très légèrement saussuritisé, albite An10, albite An0 ; phengite s.l., chlorite, biotite vert pâle, épidote, sphène.

Dans la trame, on observe les associations paragenétiques suivantes (au fur et à mesure que l'on descend dans la série) : quartz-chlorite-épidote, quartz-phengite-chlorite-épidote, quartz-phengite-chlorite - biotite pâle - épidote.

TROISIÈME PARTIE

Les phénomènes métamorphiques

Les roches cristallophylliennes des massifs thesalo-macédoniens témoignent de l'action de deux grands phénomènes :

- 1) un métamorphisme régional ;
- 2) une action quartzo-feldspathisante.

I. - LE METAMORPHISME REGIONAL
ET LES PARAGENÈSES MINÉRALES

Le métamorphisme régional affecte partout les formations sous-jacentes aux ophiolites jurassiques ; l'intensité du métamorphisme permet de distinguer dans ces 4 massifs :

- une épizone supérieure et moyenne (caractérisée par la chlorite et le mica blanc) ;
- une épizone inférieure (mica blanc ou actinote) ;
- une mésozone supérieure (apparition de la biotite claire) ;
- une mésozone moyenne (biotite).

L'étude de quelques analyses chimiques reportées sur des diagrammes triangulaires va nous permettre :

- de préciser la nature des différents faciès et des paragénèses minérales ;
- de déceler les quelques différences qui existent entre les quatre massifs cristallins.

Le diagramme ternaire A ($Al_2O_3 + Fe_2O_3$, C (Cao), F ($FeO + MgO + MnO$), permet d'établir les équilibres divariants intervenant entre les minéraux calcoferromagnésiens de métamorphisme (7).

(7) Les constituants indépendants considérés sont définis de la manière suivante :

Le constituant Ao exprime l'alumine intervenant dans les minéraux calciques et ferromagnésiens. Comme l'ion Fe^{++} peut se substituer à l'ion Al^{+++} , le constituant Ao groupe les oxydes $Al_2O_3 + Fe_2O_3$. Pour les micaschistes, nous avons utilisé le constituant Ao. Pour les gneiss albitiques où la quasi-totalité de Na_2O est engagée dans l'albite, nous avons utilisé le constituant A_1 .

$$A_1 = Ao - Na_2O.$$

Pour les gneiss œillés à microcline, où pratiquement la totalité de Na_2O et de K_2O est engagée dans l'albite et le microcline, on peut également en première approximation utiliser le constituant $A_2 = Ao - (Na_2O + K_2O)$.

Toutes les concentrations sont exprimées en pourcentages moléculaires vérifiant les relations :

$$Ao + Co + Fo = 100 \text{ pour les micaschistes,}$$

$$A_1 + C_1 + F_1 = 100 \text{ pour les gneiss albitiques,}$$

$$A_2 + C_2 + F_2 = 100 \text{ pour les gneiss à microcline,}$$

et l'ensemble des points représentatifs est groupé dans un diagramme ternaire ACF (fig. 6) où nous avons distingué les roches de Thessalie (un point) et de Macédoine (une croix).

1) *Les types lithologiques.*

L'observation montre que les minéraux calcoferromagnésiens de métamorphisme sont essentiellement l'épidote, la phengite s.l., la muscovite, les chlorites, l'almandin et l'actinote dont les positions dans le diagramme ACF permettent de définir trois domaines partiels (fig. 6) :

- (1) muscovite-épidote-phengite s.l.,
- (2) phengite s.l.-épidote-chlorites,
- (3) chlorites-épidote-actinote.

Les analyses chimiques des roches montrent une répartition lithologique dans les trois domaines mais avec une nette prédominance pour le domaine (2).

Pour préciser les tendances chimiques particulières, nous avons utilisé le diagramme ternaire A, MgO, FeO, où la répartition des roches montre que l'on a affaire à deux types fondamentaux (fig. 5) :

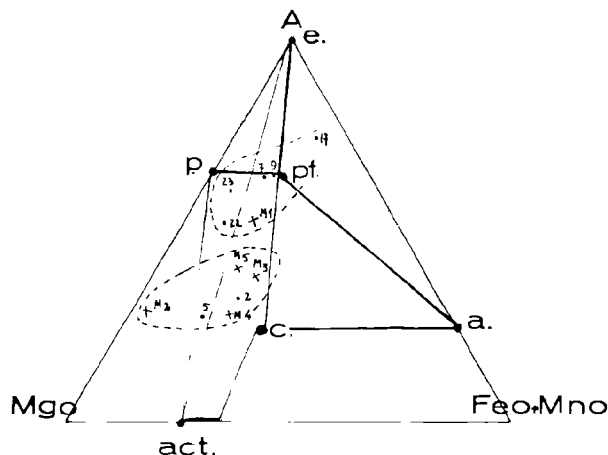


FIG. 5. — Diagramme A, MgO, FeO.

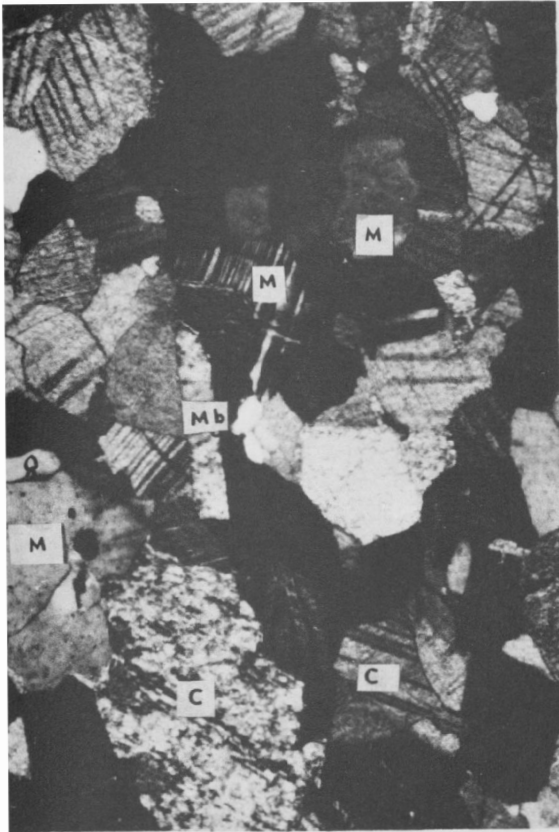
a : almandin. — act : actinote. — c : chlorites. — e : épidote. — p : phengite. — pf : phengite ferrifère (dans les Flambouron).

ANALYSES CHIMIQUES

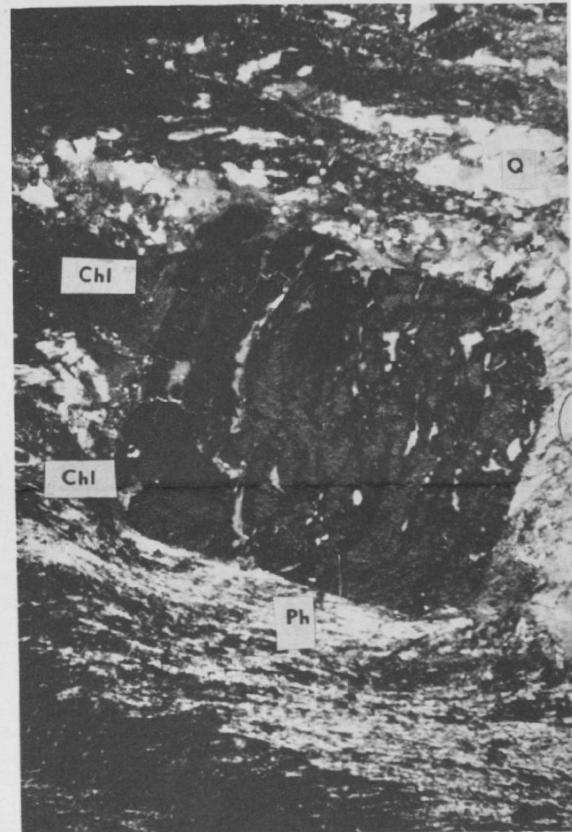
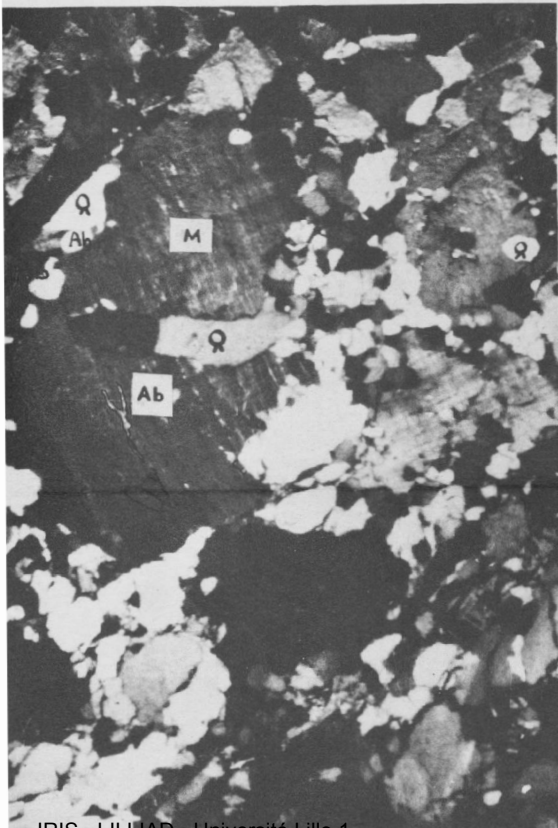
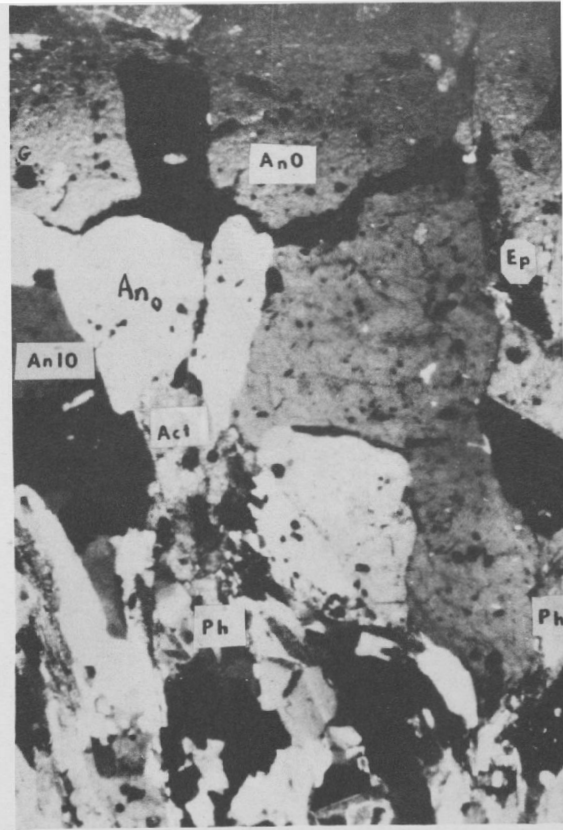
	M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	M ₅	A ₆	A ₇	A ₁₇	A ₂₈	A ₂	A ₅	A ₁₃	A ₂₂
P.F.	1,73	1,28	3,48	2,66	4,76	1,75	1,35	1,04	1,87	2,20	2,85	2,72	2,92
SiO ₂	71,25	69,73	60,50	48,30	58,62	69,45	70,86	75,21	77,19	49,36	54,46	62,86	58,64
Al ₂ O ₃	13,91	13,89	17,22	14,23	17,70	13,54	14,65	13,34	11,60	15,73	14,93	13,89	12,80
Fe ₂ O ₃	1,18	0,57	1,57	3,71	1,19	3,98	2,31	1,90	2,42	3,24	3,22	5,39	7,37
FeO	1,19	0,72	5,65	8,64	4,34	1,35	1,25	1,29	0,63	7,30	4,65	3,65	4,26
MgO	1,97	4,53	4,33	7,15	3,95	1,25	1,39	0,25	1,73	8,37	8,25	3,65	3,19
CaO	2,31	2,10	0,77	8,96	2,24	1,77	2,71	1,71	0,13	11,33	5,61	10,3	4,49
Na ₂ O	3,40	3,64	4,56	3,43	2,86	2,41	2,84	3,78	1,24	1,57	1,47	1,34	2,43
K ₂ O	1,54	2,68	0,26	0,20	3,35	2,92	1,83	1,10	2,91	0,48	3,51	2,89	1,62
P ₂ O ₅	0,16	0,09	0,14	0,24	0,18	0,03	0,07	0,05	0,03	0,33	0,38	0,28	0,07
Ti ₂ O ₃	0,63	0,31	1,41	2,47	1,12	0,58	0,27	0,39	0,58	0,59	0,78	2,74	3,12
M ₂ O	0,01	0,00	0,23	0,19	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—

M ₁ - 101 TA :	Gneiss à mica blanc et à chlorite de Peternik.
M ₂ - 122 TA :	Gneiss œillé à microcline de Peternik.
M ₃ - 29 TA :	Gneiss albitique du Tzena.
M ₄ - 107 TA :	Amphibolite de Peternik.
M ₅ - 109 TA :	Micaschiste à grenats de Peternik.
A ₆ - Kose E 11 :	Gneiss œillé à microcline. Livadi (Flambouron).
A ₇ - Kone E 10 :	Gneiss albitique (Flambouron).
A ₁₇ - Kano G 37 :	Gneiss albitique (Flambouron).
A ₁₃ - Kone C 7 1 a :	Gneiss albitique dans les marbres (Flambouron).
A ₂ - Kaso A 12 :	Schiste amphibolitique (Flambouron).
A ₃ - Kose B 2 :	Schiste à actinote (Flambouron).
A ₁₃ - Kaso A 25 :	Micaschiste à deux micas (Flambouron)
A ₂₂ - Lano 3 a :	Schiste à glaucophane (Flambouron).

1



2



3

4

a) des roches à tendance alumineuse,
 b) des roches à tendance magnésienne,
 ce diagramme permet immédiatement d'observer, tout au moins sur les 13 analyses effectuées, que les roches des Flambouron ont une tendance alumineuse tandis que les roches macédoniennes une tendance plus magnésienne et que leur rapport $\frac{\text{MgO}}{\text{FeO}}$ est aussi, en moyenne, plus élevé.

Ce sont donc les roches les plus alumineuses qui sont les plus ferrifères. Ces premiers résultats permettent de penser que les séries métamorphiques étudiées, bien que sensiblement comparables aujourd'hui, devaient donc être légèrement différentes à l'origine. Il semble que la série des Flambouron était constituée par des alternances de calcschistes alumineux et ferrifères et de calcaires dolomitiques, respectivement responsables des faciès « mica-schistes et amphibolites ». Au contraire, en Macédoine ces alternances devaient être constituées par des calcschistes et des dolomies beaucoup moins ferrifères.

A) LES PARAGÉNÈSES DE L'ÉPIZONE DANS LES QUATRE MASSIFS.

a) *Les roches calco-alumineuses et magnésiennes* appartenant au domaine (2) du diagramme ACF donnent dans l'épizone l'une des quatre associations divariantes suivantes :

- (2) épidote-phengite s.l.-chlorite ;
- (4) épidote-phengite ;
- (6) épidote-chlorite ;
- (5) phengite-chlorite ;

la plus fréquente dans les Flambouron est l'association (4), la plus fréquente en Macédoine est l'association (2), ce qui souligne encore une fois l'existence d'un type lithologique plus alumineux dans les Flambouron, l'association (6) caractérisant les types lithologiques de transition entre les mica-schistes et les amphibolites, association plus fréquente en Macédoine qu'en Thessalie.

b) *Les roches calco-magnésiennes* appartenant au domaine (3) du diagramme ACF sont caractérisées par l'une des associations minérales suivantes :

- épidote-chlorites (6),
- épidote-chlorites-actinotes (3),
- actinote-chlorites (7),
- épidote-actinote (8),

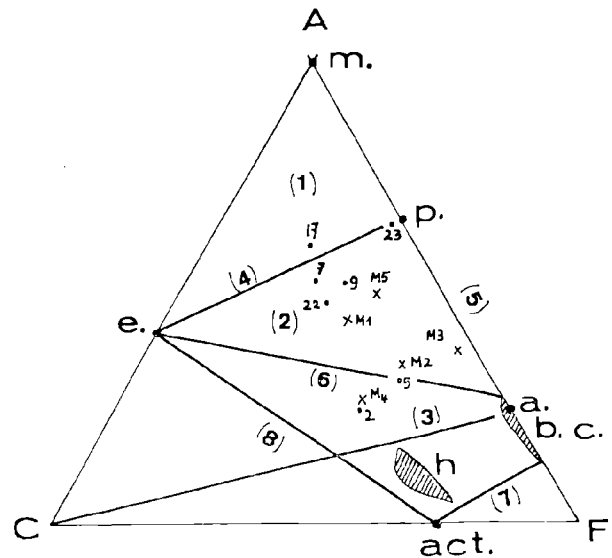


FIG. 6. — Diagramme A, C, F.

a : almandin. — act : actinote. — b : biotite. — c : chlorites. — e : épidote. — h : hornblendes. — m : muscovite. — p : phengite.

l'actinote qui se développe à ce stade (points représentatifs A₂, M₄, A₅) est plus magnésienne que ferrifère comme le montre le diagramme A, MgO, FeO (fig. 5).

B) LES PARAGÉNÈSES DE LA MÉSOZONE SUPÉRIEURE.

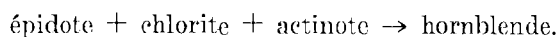
a) *Les roches calco-alumineuses*. Dans toutes les roches examinées, la biotite vert-pâle est toujours associée au mica blanc phengitique et parfois à la chlorite (voir tableau récapitulatif) ; elle réalise constamment avec les minéraux précités des associations paragénétiques caractéristiques [lamelles biotitiques dans les clivages de la phengite ou de la chlorite (lame 156 T par exemple), biotite en petites plages autour de la chlorite (lame 157 T)]. De telles associations prouvent l'intervention de la phengite et de la chlorite dans la genèse de la biotite ; compte tenu des compositions chimiques des divers minéraux, les réactions monovariantes ci-dessous peuvent être proposées (réactions d'ailleurs classiques à la limite mésozone-épizone :

- phengite s.l. + antigorite → biotite (pâle) + amésite + quartz + eau (1) ;
- biotite 1 + phengite s.l. + amésite → biotite 2 (foncée) + quartz (2).

Ici, la position des divers minéraux dans un diagramme de concentration A, (MgO, FeO), K₂O (fig. 7) montre que la biotite 2 ne peut être obtenue que par l'intervention d'une biotite 1 pâle, d'une phengite s.l. et d'une amésite ; au stade de passage de l'épizone-mésosone, ces minéraux coexisteront donc dans des associations paragénétiques.

C'est effectivement ce que l'on observe dans certaines plaques minces de Macédoine et des Flambouron (exemples lames 156 T, 157 T, 158 T, 159 T) ; par déplacement vers la droite de l'équilibre monovariant (2), on peut théoriquement obtenir deux associations : l'une caractérisée par la biotite 2 et l'amésite, l'autre par la biotite 2 et la phengite c.l., selon la déficience en phengite s.l. ou en amésite du sédiment épizonal originel. La seule association effectivement rencontrée dans les roches des massifs thessalomacédoniens est l'association biotite 2-phengite s.l., ce qui implique un excès de mica phengitique par rapport à l'amésite, traduisant encore la tendance calco-alumineuse des roches étudiées.

b) *Les roches calcomagnésiennes.* Le passage de l'épizone à la mésosone est marqué dans les roches calcomagnésiennes par l'apparition de la hornblende (amphibolites) (Turner et Verhoogen). On comprend la genèse de la hornblende par la position de ce minéral dans le diagramme (ACF) ; le domaine des hornblendes (8) est entièrement à l'intérieur du domaine partiel (épidote-chlorite-actinote) ; en conséquence, la réaction possible est :



Par déplacement vers la droite, on obtient les associations divariantes mésosonales suivantes :

hornblende - épidote - chlorite (1)

hornblende - chlorite - actinote (2)

hornblende - épidote - actinote (3).

Dans les Flambouron, de ces 3 associations possibles, seule l'association (1) a été observée très fréquemment. Elle exprime l'excès d'épidote et de chlorite sur l'actinote, confirmant la tendance alumineuse des roches métamorphiques.

(8) Le domaine des hornblendes dans les différents diagrammes triangulaires a été établi grâce aux analyses chimiques extraites du Traité de Minéralogie de Deer, Howie et Zussman.

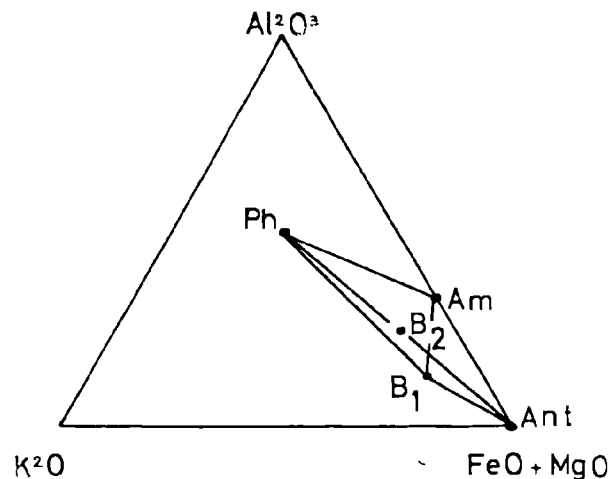


FIG. 7. — Ph : phengite. — Am : amésite. — Ant : antigorite. — B₁ : biotite pâle. — B₂ : biotite sombre.

Conclusions. — En résumé, les faciès lithologiques et les paragenèses minérales sont sensiblement les mêmes dans les quatre massifs, mise à part la tendance plus magnésienne des faciès macédoniens.

Dans les massifs macédoniens (voir tableau récapitulatif ci-joint), les faciès s'échelonnent depuis l'épizone supérieure jusqu'à la limite épizone-mésosone (9) ; dans les Flambouron, on ne connaît que les termes épizonaux inférieurs et mésosonaux supérieurs. Dans aucun des 4 massifs, la catasone n'est visible. Enfin, ni en Thessalie ni en Macédoine, nous n'avons pu trouver sur le terrain une « saute » dans la diminution graduelle des effets du métamorphisme des gneiss cillés jusqu'aux marbres et cipolins.

II. - LES « GENERATIONS » DE FELDSPATHS

On rencontre dans les quatre massifs la triple génération de feldspaths mise en évidence par l'un de nous (I.G.) :

- microcline et oligoclase An 23-30,
- albite An 10,
- albite An 0.

(9) Il faut néanmoins rappeler que la coupe du Kajmakcalan n'a pas pu être poursuivie plus à l'Ouest, vers le sommet du Kajmakcalan, où des termes inférieurs peuvent donc exister.

E : épizone ; ES : supérieure ; EI : inférieure. LME : limite « épizone-mésozone ». R : rare. # : en association paragénétique ; soit mica blanc et chlorites, soit mica blanc et mica coloré.			N° des plaques minces	Mica blanc (phengite)	Chlorites de néoformation	Mica coloré (vert ou brun pâle)	Epidotes (zoisite, clinozoisite)	Grenat (almandin-spessartine)	Amphibole (actinote pâle)
MASSIF DU TZENA									
ES	8	Chloritoschiste à épidote	T 21		XX		X		
ES	7	Chloritoschiste albitique	T 25		XXX		XX		
ES	6	Calcaire à chlorites	T 19		XX		XX		
ES	5	Cipolin gréseux à chlorites	T 13		X		X		
ES	4	Gneiss à chlorites et mica blanc	T 7	XX #	XX #		XX		
ES	3	Gneiss à chlorites et mica blanc	T 5	X #	XX #		X		
ES	2	Gneiss albitique à mica blanc	T 3	XX #	X #				
ES	1	Calcaire albitique à chlorites	30 TA		XXX		X		
MASSIF DE PETERNIK									
E	5	Gneiss albitique à mica blanc	111 TA	X			X		
E	4	Schiste actinolitique	107 TA	X	XX			XX	XX
EI	3	Gneiss à mica blanc	122 TA	X			X		
EI	2	Gneiss à microcline	130 TA	X			X		
EI	1	Gneiss à microcline	124 TA	X		R	X		
MASSIF DU KAJMAKALAN									
	8	Amphiboloschiste	152 T	X	X	R	X	X	XX
EI	7	Gneiss à actinote	153 T	X #	XX #	R #	X	X	
EI	6	Gneiss à chlorite et mica blanc	154 T	X	XX		X		
	5	Gneiss à mica blanc	155 T	X		R	X		
LME	4	Gneiss à deux micas (mica vert pâle) .	156 T	X #	R	X #	X		X
LME	3	Gneiss à deux micas (mica vert pâle) .	157 T	X #	R	X #	X		X
LME	2	Gneiss à deux micas (mica vert pâle) .	158 T	X #		X #	X		
LME	1	Micaschiste à deux micas	159 T	X #	R	X #	X	X	X

En Macédoine, comme dans les Flambouron, les « fronts » sont superposés, le « front albitique » An 10 montant en général plus haut que « le front microcline-oligoclase », mais dans le Kajmakealan ils se situent dans des niveaux stratigraphiquement plus élevés, jusque dans le Jurassico-Triasique présumé où l'on observe, à la base des cipolins, des marbres à microcline. Dans le massif de Peternik ces « fronts » semblent localisés dans des formations stratigraphiquement comparables. Dans le Tzena enfin, ils paraissent monter beaucoup moins haut.

Comme dans les Flambouron, les action feldspathisantes se sont superposées à un métamorphisme régional antérieur et on observe toujours les mêmes relations génétiques entre les minéraux de la « trame » et des yeux quartzo-feldspathiques (déformation des feuillettes, présence de septa, relations d'association, auréoles de réactions, phénomènes de résorption, albitisation polyphasée).

Conclusions

1) Dans les quatre massifs, le métamorphisme général, responsable de la transformation de types lithologiques homologues, dans l'épizone-mésoszone, en chloritoschistes, micaschistes à chlorite, à un mica blanc (en général phengite), à deux micas (phengite et biotite pâle), amphibolites, affecte les formations sous-jacentes aux ophiolites. Si on admet l'âge triasico-jurassique des marbres sous-jacents

aux épanchements basiques, ce métamorphisme serait postérieur ou contemporain du Jurassique.

2) Dans les quatre massifs, la génération feldspathique qui transforme ces schistes cristallins en gneiss albitiques et, peut-être, en gneiss œillés à microcline et oligoclase est postérieure au métamorphisme régional.

3) L'albitisation An0 est, elle, nettement postérieure puisqu'elle affecte en plus la couverture post-ophiolitique.

4) Dans le massif de Micro Peternik, la présence de grenat hélicitique prouve enfin que le métamorphisme s'est effectué dans cette région au cours d'une phase dynamique ; ce métamorphisme et la génération feldspathique qui l'a suivi sont, en outre, antérieures à la mise en place de l'écaille de « socle » de Peternik.

Ces conclusions semblent généraliser, au moins régionalement, certaines hypothèses émises récemment par l'un d'entre nous. On peut espérer aujourd'hui la datation prochaine de ces différents phénomènes de première importance par des découvertes paléontologiques, entre autres par la détermination des Algues calcaires dans les cipolins à minéraux du Kajmakealan.

Nous remercions Monsieur le Professeur Beugnies, qui a dirigé nos travaux pétrographiques dans son laboratoire de la Faculté Polytechnique de Mons.

BIBLIOGRAPHIE

AUBOUIN J. (1958). — Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides (Hellénides). *Bull. Soc. Géol. France*, (6), VII, p. 731-749.

— (1959). — Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. (Thèse 1958). *Ann. géol. Pays Helléniques*, Série A, t. X, Athènes.

BRUNS J.H. (1956). — Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale. (Thèse 1955). *Ann. géol. Pays Helléniques*, Série A, t. VII, Athènes.

— (1959). — Zone du Vardar et zone pélagonienne en Grèce. (Note préliminaire). *C.R. Somm. Soc. géol. France*, n° 6, p. 138.

CELET P. (1962). — Contribution à l'étude géologique du Parnasse Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. (Thèse Lille). *Ann. géol. Pays Helléniques*, t. XII, Athènes.

GODFRIAUX I. (1964). — Sur le métamorphisme dans la zone pélagonienne orientale (Région de l'Olympe, Grèce). *Bull. Soc. géol. France* (sous presse).

MERCIER J. (1960). — Zone pélagonienne et zone du Vardar en Macédoine grecque. *Bull. Soc. géol. France* (7), II, n° 4, p. 435-449.

— (1961). — Sur l'âge des ophiolites en Macédoine centrale. *C.R. Somm. Soc. géol. France*, n° 10.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VIII

FIG. 1. — Cipolin à mica blanc et microcline ; lame mince n° 149 T. Gr. 30.

Provenance : Kajmakcalan.

C : calcite ; M : microcline ; Mb : mica blanc ; Q : quartz.

FIG. 2. — Gneiss albitique à phengite et actinote ; lame mince n° 153 T. Gr. 30.

Provenance : Kajmakcalan.

Act : actinote sodique ; AnO : albite pure ; An10 : albitase ; Ep : épidote ; Gr : grenat ; Ph : phengite.

On remarque la présence de deux albites, une albite pure et une albite An10. L'albite pure

se présente en phénocristaux globuleux non maclés ; l'albitase en cristaux maclés. Les cristaux d'albite renferment de nombreux poecèles de quartz, grenat, épidote, phengite.

FIG. 3. — Gneiss à albite et microcline ; lame mince n° 155 T. Gr. 30.

Provenance : Kajmakcalan.

Ab : albite ; Q : quartz ; M : microcline.

FIG. 4. — Micaschiste à grenats ; lame mince n° 108 TA. Gr. 30.

Provenance : Massif de Peternik.

On remarque la structure hélicitique du grenat.

—————«»—————

Détermination de l'âge des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien au Nord-Est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar

par Sergio BORSI (1), Giorgio FERRARA (1) et Jacques MERCIER (2)

En Macédoine grecque, à l'Est d'une ligne joignant le lac Dojran au lac Langhada, s'étendent les formations hautement métamorphiques qui constituent ce qu'on appelle le Massif du Rhodope *s.l.* encore que, suivant la nomenclature des auteurs bulgares, l'on tende à distinguer dans cet ensemble deux massifs, l'un à l'Ouest de la vallée du Strymon le « *Massif Serbo-Macédonien* », l'autre, à l'Est de cette vallée, le « *Massif des Rhodopes* ».

I. - Historique sommaire

L'âge ancien des terrains qui constituent cet ensemble et du métamorphisme qui les affecte n'a jamais été mis en doute bien qu'il n'ait jamais pu être précisé. Peu de formations sédimentaires sont, en effet, connues en Grèce sur ces massifs : J.K. Trikkalinos (1) a décrit, dans la région d'Alexandropolis, une série détritique d'âge jurassique, discordante sur le socle du Massif des Rhodopes mais sur la partie grecque du Massif serbo-macédonien, aucun lambeau de couverture sédimentaire datée n'est actuellement connu, hormis du Mio-Pliocène et du Quaternaire.

Si l'âge ancien supposé ne paraît guère contesté aussi bien pour les formations que pour le métamorphisme qui les affecte, l'accord est loin d'être réalisé sur ce que signifie cet âge ; on le comprend aisément car, en l'absence d'arguments chronologiques, il ne peut s'agir que d'appréciations subjectives.

Pour F. Kossmat (2) ces roches appartiennent à un cycle orogénique qui, d'après lui, a culminé,

(1) Laboratoire de Géologie Nucléaire, Université de Pise, CNEN, Via S. Maria, 22.

(2) Laboratoire de Géologie dynamique, Sorbonne, Paris.

en Europe moyenne, avec le plissement varisque. K. Osswald (3) croyait ces formations plus anciennes et les groupait dans une série de « gneiss basaux » (série E) qu'il supposait d'âge algonkien (Kalévien ou Jatulien). Ekonomides (1939) et W.E. Petrashchek ont, par contre, envisagé un âge paléozoïque pour les granites de Stanos et de Lachanas affectés par le même feuilletage que les métamorphites au sein desquelles ils se trouvent. Plus récemment, W.H. Neubauer (4), reprenant la question de l'âge de ces séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien (« zone médiane cristalline »), concluait : « Je pense que l'âge le meilleur à prendre en considération pour la « zone médiane » est encore un âge paléozoïque ancien... La « zone médiane » serait pour l'essentiel un ensemble de formations siluriennes... La phase métamorphique serait inégalement ancienne s'il fallait la placer dans le Paléozoïque ancien. Mais il faudra se faire à l'idée qu'à l'époque du Paléozoïque, le métamorphisme et l'activité magmatique se sont manifestés, sur le bord sud du Massif du Rhodope, à une échelle bien plus grande que celle qu'on peut reconnaître dans l'édification des Alpes ».

II. - Les formations métamorphiques

On distingue, en Grèce, deux séries dans les micaschistes et les gneiss du Massif Serbo-Macédonien :

— une série inférieure (a) formée essentiellement de gneiss à biotite, avec des niveaux d'amphibolites et de gneiss à hornblende. Cette série inférieure admet plusieurs intercalations de marbres et cipolins ;

— une série supérieure (b) formée, à la base, de gneiss et de micaschistes à biotite et mica blanc, au sommet, essentiellement de micaschistes à mica

blanc et chlorite. Dans cette série s'interstratifient des amphibolites à épidote soit en niveaux d'épaisseur importante soit en lits minces intercalés dans les micaschistes et les gneiss et aussi de nombreux bancs de marbres et cipolins à mica blanc d'épaisseur très variable.

Seule la série supérieure affleure dans le domaine qui a fait l'objet de notre étude, c'est-à-dire entre le massif granitique de Lachanas, à l'Est, et les villages de Péristéri et Pirghoto, à l'Ouest.

1) *L'échantillonnage a été effectué dans la partie supérieure (3) de la série (b) entre les villages de Pirghoto et Péristéri (à l'Est de Valti) et le Massif de granite de Lachanas. Le sommet de cette série supérieure est formé de micaschistes et de micaschistes feldspathiques à mica blanc et chlorite, de serpentinites interstratifiées et de quartzites blanches finement litées.*

L'échantillon 80-2HA a été prélevé dans la vallée de Méga Rema sur le chemin de Pirghoto à Lipsidrión. C'est un micaschiste feldspathique à mica blanc et chlorite (*phengite s.l., chlorite* en association simplectique avec le mica blanc, *épidote, calcite, quartz, plagioclases* rares, très saussuritisés).

2) *De nombreux filons de pegmatites à grandes paillettes de muscovite truffent cette série. Ces filons peuvent être soit concordants soit discordants par rapport à la foliation des micaschistes et des gneiss.*

Les pegmatites sont largement distribuées dans la série métamorphique supérieure. Bien que certaines zones en soient particulièrement riches, les pegmatites ne montrent aucun rapport évident de voisinage avec le massif granitique de Lachanas et ne paraissent donc pas liées à ces granites.

(3) Je (J.M.) n'ai pu étudier que le sommet de la série supérieure du Massif Serbo-Macédonien entre les villages de Pirghoto et Péristéri et le massif granitique de Lachanas. Mais des courses en compagnie de H. Walther et F. Kockel (Mission technique en Grèce du Bundestalt für Bodenforschung - Hannover) dans l'ensemble du massif, nous ont montré la continuité de ces niveaux avec les séries métamorphiques qui s'étendent plus à l'Est et qu'étudie la mission technique allemande. Je tiens à exprimer aux Drs H. Walther et F. Kockel tous mes remerciements pour cette confrontation sympathique de nos idées sur le terrain.

La distinction en deux séries (a) et (b) est due à l'équipe allemande. Une étude des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macédonien est en cours au « Bundestalt für Bodenforschung », Hannover.

— 77 HA a été prélevé dans la vallée de Méga Réma à l'Ouest du chemin qui va de Pirghoto à Lipsidrión. Il s'agit d'une pegmatite formée de quartz et de mica blanc en grandes paillettes (1 cm environ).

— 44-IHA, 45-IHA, 46-IHA ont été prélevés dans la vallée du Kourou Déré près du Vieux Moulin où aboutit le chemin venant de Péristéri.

- 44-IHA est une pegmatite concordante formée de grandes paillettes de *muscovite* ($-2V = 39^\circ$) et de cristaux de *quartz* qui souvent contiennent ou rongent ces muscovites.

- 45-IHA et 46-IHA sont des pegmatites concordantes formées de quartz et de muscovite ($-2V = 41^\circ$) en grands cristaux, de plagioclases très saussuritisés et de microcline perthitique.

— 102 HA a été prélevé à 1 km à l'Est du village de Karteiria sur le chemin qui va à Theodosia. Il s'agit d'une pegmatite en filon d'1 m environ d'épaisseur qui recoupe la foliation des gneiss à biotite et mica blanc. Elle est formée de quartz et de grandes paillettes de mica blanc (1 cm environ).

III. - Analyses des échantillons

1) MÉTHODE D'ÉTUDE

Les échantillons de mica blanc ont été séparés, purifiés et analysés au Laboratoire de Géologie nucléaire de Pise (4). La purification a été exécutée de façon à obtenir des échantillons à contenu de Sr commun le plus petit possible. La haute proportion de Sr trouvée dans les échantillons examinés provient donc de la muscovite elle-même et non des impuretés de l'échantillon. Les fractions de 100 à 140 « mesh » ont été utilisées pour les mesures de Rb/Sr, celles de 40 à 70 « mesh » pour les mesures de K/Ar. Les mesures de Rb/Sr, de K et d'Ar ont été effectuées par la technique de la dilution isotopique en utilisant un spectromètre de masse « Atlas CH4 » et un spectromètre spécial, pour gaz noble, en verre.

Les constantes suivantes ont été utilisées dans les calculs : $^{87}\text{Rb} : \lambda = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$; $^{40}\text{K} : \lambda = 5,30 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ et $\lambda_{\text{K}} = 0,585 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$.

(4) Ce travail a été exécuté dans le cadre du contrat EURATOM - ULB - CNEI 013-61-7 AGECE.

2) RÉSULTATS

Echantillons	Rb ppm	Sr total ppm	Sr ⁸⁷ rd. ppm	Sr ⁸⁷ rd		Age (MA)
				Sr ⁸⁷ tot.		
77-HA	266	50.5	0.3066	0.08		275 ± 30
44-IHA	239	30.6	0.2777	0.11		278 ± 30
45-IHA	310	17.9	0.3841	0.23		296 ± 15
46-IHA	387	25.6	0.4705	0.21		291 ± 15
102-HA	399	31.11	0.5270	0.20		316 ± 15

TABLEAU I. — Pegmatites à muscovite.

Echantillon	Kmg/gr.	Ar ⁴⁰ tot. 10 ⁻⁵ cm ³ TPN/gr.	Ar ⁴⁰ rd.		Age (MA)
			Ar ⁴⁰ tot.		
81-2HA	84.6	12.97	0.97		300 ± 10

TABLEAU II — Micaschiste à mica blanc et chlorite.

Conclusions

a) Les différences entre les âges mesurés, pour les pegmatites à muscovite et les micaschistes à mica blanc et chlorite, ne sont pas significatives et ne permettent pas de distinguer une phase de métamorphisme d'une phase de pegmatitisation.

b) Les résultats obtenus aussi bien à partir des pegmatites que des micaschistes indiquent un âge

voisin de 300 MA. Cet âge correspond, selon Kulp J.L. (5), à un âge carbonifère moyen. La cohérence des résultats obtenus permet de conclure :

1. que l'âge apparent du métamorphisme de ce massif est hercynien ;

2. que les pegmatites sont pénécotemporaines du métamorphisme. Elles peuvent cependant être postérieures aux micaschistes et être contemporaines d'un « rajeunissement hercynien » (5).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) TRIKKALINOS J.K. (1955). — Uber das Alter der vortertiären Schichten des Gebietes von Alexandropolis-Didymotichon, West-Thrazien. *Ann. Géol. des Pays Hellén.*, sér. 1, t. VI.
- 2) KOSSMAT F. (1925). — Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Mit einer Übersicht des dinarischen Gebirgsbau. *In die Kriegsschauplätze 1914-1918 geologisch dargestellt*, H. 12, Berlin, Borntraeger.
- 3) OSSWALD K. (1938). — Geologisch Geschichte von griechisch-Nordmakedonien. *Denkschr. geol. Landesanstalt von Griechenland*, N° 3, Athènes.
- 4) NEUBAUER W.H. (1957). — Südgrenze der Rhodopen. Ein Beitrag zur stratigraphischen Auflösung der Kristalline auf der Halbinsel Chalkidiki. *Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien.*, Abt I, Bd. 166, p. 1-18.
- 5) KULP J.L. (1960). — Geological time scale. *C.R. du Congrès géol. de Copenhague*, Section III, p. 18-26.

(5) Note ajoutée en cours d'impression :

Le travail de l'équipe allemande m'a été aimablement communiqué par Dr. H. WALTHER (F. KOCKEL und H. WALTHER, 1964 : Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischem und Rila - Rhodope - Massiv in Ost-Mazedonien. *Geologischen Jahrbuch*, Bd. 83, à paraître). Sa conclusion est que « l'âge du premier métamorphisme du Massif Serbo-Macédonien est probablement calédonien ancien (sarde) ».

Cette conclusion est essentiellement fondée sur la découverte, par les géologues yougoslaves et bulgares, de séries dévono-siluriennes reposant en discordance sur un socle plus métamorphique, dans la partie orientale du Massif Serbo-Macédonien.

Nous n'avons aucun argument pour ou contre cette hypothèse. Il est possible que l'âge apparent mesuré pour les pegmatites aussi bien que pour les micaschistes puisse correspondre, effectivement, à un « rajeunissement » hercynien.

A la recherche du rameau médian des chaînes périméditerranéennes (1)

par J.H. BRUNN

L'attention soutenue de l'assistance, en dépit de la longueur inévitable de cette séance, témoigne du grand intérêt des communications qui vous ont été présentées. Leur diversité, qui confirme le nombre et l'ampleur des problèmes à résoudre, interdit d'en tirer à ce stade des conclusions générales. Plusieurs de ces communications concernaient, directement ou indirectement, la disposition en plan, le dessin des chaînes méditerranéennes que j'évoquais au début de cette séance : celle de M. le Professeur Caire, qui a proposé une solution remarquablement originale des rapports entre les chaînes occidentales et orientales de la Méditerranée ; de M. Broquet qui a tenté une reconstitution paléogéographique très intéressante du nœud sicilien ; de MM. Dercourt et Celet qui ont traité des mouvements tangentiels dans les Hellénides ; enfin, celle de M. Godfriaux qui, outre le métamorphisme, a évoqué sa belle découverte de la position en fenêtre de l'Olympe — qui nous oblige à réviser certaines de nos conceptions passées et à accorder plus d'ampleur aux déplacements tangentiels dans ces régions.

Je reviendrai donc à mon tour, très brièvement et très largement, sur le cadre général de ces déplacements. Je rappellerai — c'est bien connu depuis Edouard Suess et L. Kober l'a maintes fois et puissamment souligné — que ces chaînes sont essentiellement doubles, du moins sur une grande partie de leur parcours. Elles comportent deux « rameaux » : l'un, en gros méridional, appelé « dinarique » (ou dinaro-taurique), comprend dans le secteur méditerranéen, la majeure partie des Apennins, les Dinarides yougoslaves, les Hellénides, puis en Asie Mineure, les Taurides ; l'autre, faisant face au continent européen et appelé « alpidique » comprend, depuis la côte niçoise (laissons de côté les chaînes bético-africaines, qui posent un problème particulier), les Alpes proprement dites, du moins les Helvétides et les Pennides (laissons aussi de côté, pour l'instant, les Alpes orientales), une partie des Carpates, le Balkan (Serbie orientale et Bulgarie), les Pontides, au Nord de l'Asie Mineure.

(1) Conclusions apportées par M. J.H. Brunn à l'issue de la séance de la Société géologique du Nord du 13 mai 1964 réservée à la géologie de la Méditerranée (T. LXXXIV, 3^{me} fascicule).

On a surtout insisté, jusqu'à présent, sur l'opposition tectonique entre ces deux rameaux. Les directions des charriages qui s'y manifestent seraient systématiquement de sens contraire et dirigées vers l'extérieur du Système, respectivement le Sud et le Nord. Nous verrons qu'une telle assertion ne peut être acceptée sans quelques restrictions. Par contre, on n'a pas, à mon sens, attaché assez d'importance aux différences stratigraphiques et paléogéographiques, beaucoup plus essentielles, qui différencient les deux rameaux.

Sans entrer ici dans de trop longs détails, je dirai que ces différences se révèlent nettement dès le Carbonifère : à partir du Namurien, le rameau alpidique est jalonné par un « sillon houiller », long géosynclinal *d'eau douce* dont on retrouve la trace dans le Balkan (vers Sofia) et dans les Pontides. Au contraire, le Carbonifère supérieur et le Permien dinaro-tauriques sont, on le sait, essentiellement marins, largement pélagiques, avec Fusulines, souvent plus détritiques vers l'intérieur de la chaîne, témoignant ainsi de l'approche d'une terre.

La conclusion qu'impose cette disposition des faciès est qu'une longue crête émergée séparerait, à cette époque, la mer mésogéenne du grand sillon d'eau douce qui bordait, au Sud, le bâti hercynien de l'Europe. Par son importance et sa continuité, ce domaine nouveau mérite qu'on lui donne une individualité potentielle, en le désignant comme le *rameau médian*.

Au Trias, cette grande crête médiane, dont le démantèlement se poursuit activement (d'où, sans doute, les puissantes accumulations détritiques — quartzites, schistes, conglomérats — du Werfénien alpidique et dinarique, dont les matériaux ne peuvent venir du continent européen) laisse le sillon alpidique communiquer avec la mer, mais seulement par des seuils peu profonds, ce qui provoque, par un mécanisme bien mis en lumière par J. Ricour (1960) (lui aussi issu de cette Faculté de Lille qui

nous donne l'hospitalité aujourd'hui), le grand développement des « évaporites » dans le domaine alpidique.

Si, par la suite, au Jurassique et au Crétacé inférieur notamment, les différences entre les deux rameaux, encore sensibles, sont moins nettes, il n'en reste pas moins que la disposition originelle du système alpin en trois parties, en trois rameaux : alpidique, dinarique et médian, a dû se perpétuer et jouer un rôle important dans la genèse ultérieure de la chaîne. Un problème important consiste à déceler les restes de chacun de ces rameaux dans les dispositifs qui s'offrent maintenant à nos recherches. Facile dans certains cas, cette détection est souvent compliquée par les profonds bouleversements qui ont affecté la chaîne. Me permettra-t-on de développer ici, à ce sujet, quelques considérations qui n'ont pu trouver place au cours de cette séance déjà surchargée ?

L'essentiel est de trouver des critères utiles. J'ai mentionné au début l'assertion d'une opposition tectonique — marquée par les sens des déversements — entre les deux rameaux latéraux. Si l'on ne peut ignorer les critères tectoniques, ou simplement géographiques, ce sont, je le répète, des critères stratigraphiques et paléogéographiques qui devront nous servir de fil directeur. Et c'est, me semble-t-il, surtout sur le Carbonifère et le Trias qu'il faudra s'appuyer pour rechercher ces distinctions de premier ordre, les formations ultérieures étant sans doute plus utiles pour établir une zonation plus précise à l'intérieur des chaînes en voie de diversification préorogénique.

Les caractères des deux rameaux latéraux ont été mentionnés plus haut. Qu'en est-il, alors, de ceux qui permettraient de déceler des restes du rameau médian ? Si le rôle de celui-ci, au début de l'orogénèse alpine, a été celui qui a été évoqué plus haut, la réponse s'impose : le Carbonifère postérieur au Dinantien sera absent, le « Permien » continental reposera sur des terrains plus anciens, probablement cristallins, le Trias sera réduit.

Je voudrais essayer de montrer par quelques exemples que ces indices sommaires peuvent nous permettre, non de résoudre tous les problèmes, mais au moins de les poser et d'orienter les recherches. Et si vous le permettez, je commencerai par la région qui m'est la plus familière, celle de la péninsule balkanique.

Le dispositif en trois parties a été ici reconnu depuis longtemps, notamment par F. Kossmat :

entre les Dinarides (Hellénides) au SW et l'arc du Balkan au NE, s'étend le « Zwischengebirge » du Rhodope. Nos connaissances stratigraphiques sur ce dernier sont très lacunaires, mais sa tendance fréquente à l'émersion au cours de l'ère mésozoïque a été reconnue depuis longtemps grâce au comportement des dépôts sur ses bordures (transgressions, etc.) et les géologues yougoslaves, après von Mojsisovics, l'ont souvent désigné comme une « Terre Orientale », notamment pendant le Jurassique. On peut donc admettre sans peine que ce « Zwischengebirge », ne *noyau médian* amygdaloïde, représente un reste du rameau médian primitif.

On lui a également assimilé, depuis L. Loczy (1913), le Massif Pannonien qui serait situé sous les terrains récents du bassin du même nom, sous la plaine hongroise. Mais les travaux récents des géologues hongrois (E. Vadasz, F. Szentés, V. Scheffer et bien d'autres) conduisent à nuancer sérieusement cette hypothèse, les résultats des sondages, élargissant ceux fournis par l'étude des îlots anté-tertiaires, ayant révélé la grande diversité des formations et des structures du soubassement de la plaine.

F. Szentés (1957, p. 16) note qu'à l'Ouest du Danube, la « Montagne Centrale, dirigée du NE au SW, se prolonge vers les Alpes méridionales, les rapports paléogéographiques étant démontrables à partir du Carbonifère jusqu'à l'Oligocène ». Effectivement, on trouve, dans ces régions, du Carbonifère à Fusulines et du Trias de type dinarique.

V. Scheffer (1960, p. 438) précise que les forages et les mesures magnétiques et sismiques indiquent que les chaînes paléozoïques et mésozoïques de Croatie se prolongent sous la « Grande Plaine » jusqu'au montagnes de Bükk et de Rodna, au bord interne des Carpates du NE. Par contre, selon le même auteur, les mesures gravimétriques montrent que les structures hercyniennes des Sudètes, prenant en écharpe les Carpates, se prolongent vers le SE sous la Grande Plaine, qui ne cache donc pas ici le rameau médian, mais une portion de la plate-forme épihercynienne. V. Scheffer note aussi — fait remarquable — que des structures alpines (Gémérides, Bükk) même quand elles comprennent des schistes cristallins, ne provoquent pas d'anomalies gravimétriques notables.

On ne trouve plus trace, dans tout cela, du fameux « Zwischengebirge » pannonien. Par contre, les quelques faits cités plus haut, le voisinage anormal d'éléments dinariques et de la plate-forme

épithercynienne, suggèrent que les structures alpine-carpatiques auraient glissé, seraient entièrement charriées sur cette dernière vers le N, le NE et l'E.

Dans les Carpates internes, les travaux récents de D. Andrusov, joints à ceux de A. Tollmann sur les Alpes Orientales dont il sera question plus loin, contribuent à apporter certaines clartés, tout en soulevant bien des problèmes. Les klippes des Piénides correspondent aux Helvétides et les Tatra (avec leur Carbonifère supérieur et leur Trias de type briançonnais) seraient homologues des Pennides, donc « alpidiques ».

Plus à l'intérieur, les « Véporides » (cf. Andrusov, 1963, p. 523), grande unité charriée atteignant 90 km de largeur, montrent un Permien (surmonté de Mésozoïque) directement transgressif sur le Cristallin : pas de Carbonifère supérieur. C'est ce qu'on attend du « rameau médian » ! En outre, la position de cette unité à l'arrière du Pennique étaye l'hypothèse qu'il s'agit d'une portion charriée du rameau médian.

Notons en passant que D. Andrusov et A. Tollmann assimilent cette zone à l'« austro-alpin moyen » sur lequel nous reviendrons plus loin.

A l'arrière des Véporides, l'unité dite « Choegémérides » (D. Andrusov, *op. cit.*), également charriée, parfois jusqu'aux Tatrïdes, et très disloquée, montre, comme les montagnes de Hongrie mentionnées plus haut, un Trias « alpin » d'affinités dinariques.

L'ensemble carpat-hongrois est donc complexe et comprendrait des portions, plus ou moins démantelées, des trois rameaux, alpidique, médian, dinarique, charriés sur la plate-forme hercynienne.

Sans nous arrêter, pour l'instant, aux mécanismes d'une telle tectonique, jetons un coup d'œil sur les Alpes orientales que les travaux de A. Tollmann ont éclairées d'un jour nouveau et qui aident également à comprendre ce qui précède.

Dans l'énorme système de nappes dont Pierre Termier a révélé l'existence et où l'on savait déjà séparer un « austro-alpin supérieur » d'un « austro-alpin inférieur » affleurant sur les bords de la nappe et le pourtour des fenêtres, A. Tollmann a subdivisé l'unité supérieure en un austro-alpin moyen et supérieur. Donc, trois grandes unités superposées.

On s'accorde à reconnaître à l'austro-alpin inférieur un caractère pennique ; vers l'E, par le

Semmering, il se raccorde aux Tatrïdes (D. Andrusov).

Pour le reste, la notion d'austro-alpin moyen de A. Tollmann vient tout changer et permettre, à mon sens, de remettre bien des choses à leur place. Essentiellement, il s'agit de l'énorme masse du Cristallin austro-alpin de la Silvretta, de l'Oetztal et des Niedere Tauern recouvrant le Pennique qui apparaît dans les Hohe Tauern et l'Engadine. A. Tollmann (1963) a montré que ce Cristallin possède sa propre couverture sédimentaire comprenant un Permien (Verrucano, porphyroïdes) reposant directement sur le Carbonifère supérieur, sur le Cristallin et surmonté d'un Mésozoïque lacuneux. Ce sont là exactement les caractères que l'on attend du rameau médian : un rameau médian charrié, encore une fois, comme celui des « Véporides » qui présentent les mêmes caractères : un tel charriage de socle est bien celui auquel donnerait naissance un haut-fond dominant un sillon géosynclinal et poussé vers celui-ci, après un cisaillement basal dû, peut-être, à l'absence de butée, de blocage frontal.

L'austro-alpin supérieur repose — c'est encore le mérite de A. Tollmann de l'avoir montré — sur le Mésozoïque austro-alpin moyen qu'il a sauvé de l'érosion. Il ne comprend, à sa base, que le Paléozoïque de la zone des Grauwackes surmonté du Trias des Alpes calcaires septentrionales qui, on le sait, a été depuis longtemps rapproché, par ses faciès, de celui des Alpes méridionales, des Dinarides.

Voici donc, ici encore, les trois rameaux primitifs qui paraissent retrouvés et que l'on peut, du même coup, remettre dans leur ordre naturel en dépliant l'édifice alpin.

Je ne pousserai pas plus loin cette recherche des constituants de la chaîne, d'autant plus qu'elle devient plus difficile vers l'W. Dans le domaine de la Méditerranée occidentale, on ne retrouve plus, en effet, le déploiement relativement satisfaisant des deux rameaux, encore moins des trois. On ne peut, comme l'a fait Kober, attribuer, du seul fait de leur orientation, les chaînes d'Afrique du Nord aux Dinarides et les Bétiques aux Alpides, car les structures se poursuivent et la boucle se ferme à travers Gibraltar. Une grande partie du système est effondrée sous la mer, mais laquelle ?

J'avancerai une seule remarque : la nappe de Malaga, où le Carbonifère supérieur paraît absent et où le Permo-Trias, surmonté d'un Mésozoïque réduit, est directement transgressif sur des terrains plus anciens, me paraîtrait pouvoir représenter un

élément du rameau médian, si l'on admet, du moins, l'hypothèse classique (M. Blumenthal, P. Fallot) selon laquelle la nappe de Malaga représenterait un domaine paléogéographique primitivement interne par rapport à des unités dont les faciès tendent vers le type alpidique et, notamment, les Alpujarrides. Si l'on admet au contraire, avec M. Durand-Delga (1963), que ces dernières étaient primitivement internes par rapport au domaine de la nappe de Malaga, celle-ci représenterait alors un ancien haut-fond *intérieur* au rameau alpidique équivalent, en somme, du Briançonnais (J. Azema, M. Durand-Delga, Y. Peyre, 1960). De toutes façons, le problème de la destinée du rameau dinarique dans les chaînes de la Méditerranée occidentale — donc du raccord de celles-ci avec le reste du bâti alpin — reste entier.

Le nœud sicilien est certainement au cœur de ce problème. La notion d'un grand décrochement, présentée par A. Caire, pourrait contribuer à résoudre certaines contradictions en permettant d'abandonner les constructions linéaires continues qui ont échoué jusqu'à présent. Il serait important, également, comme je l'ai dit au début, de pouvoir reconstituer les structures hercyniennes ibéro-africaines, par rapport auxquelles les structures alpines se comportent, ici encore, comme un corps étranger.

Ceci m'amène à évoquer les modalités des mouvements ayant provoqué les grands déplacements tangentiels dont la nécessité s'impose.

Notons d'abord qu'on ne peut attribuer une vocation tectonique particulière, un sens de déversement prédestiné, à chacun des composants de l'édifice alpin : Dinarides qui seraient toujours poussées vers le Sud, Alpides vers le Nord, « Zwischengebirge » immuablement ancrés et résistants. Qui plus est, il faut admettre que des fissions ont pu se produire à l'intérieur d'un même rameau et non pas systématiquement aux limites — qui n'étaient sans doute pas tranchées — entre les principaux rameaux. Une fraction seulement du rameau dinarique s'est avancée vers le Nord, dépassant les structures alpidiques, pour former les Alpes Calcaires Septentrionales, tandis que dans d'autres secteurs (le secteur proprement dinarique et égéen, notamment) les Dinarides sont typiquement repoussées vers l'extérieur — SW ou Sud. Des portions du rameau médian peuvent également avoir été décollées, et les apparences géographiques actuelles être, par conséquent, bien trompeuses.

J'ai émis, dès 1960, une hypothèse sur le mécanisme capable de provoquer les contournements et les bouclages si caractéristiques du Système Alpin : celui d'une poussée non point transversale mais longitudinale ou oblique, ayant en quelque sorte télescopé un édifice primitivement plus régulier. J'ajouterai seulement ici que le même mécanisme me paraît rendre parfaitement compte des décollements encore plus accentués et des fissions longitudinales que les analyses récentes nous conduisent à envisager.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDRUSOV D. (1963). — Les principaux plissements alpins dans le domaine des Carpathes occidentales. *Livre Mém. Pr P. Fallot*, II, p. 519-528.
- AZEMA J., DURAND-DELGA M., PEYRE Y. (1960). — Corse del Mesozoico y del Eoceno en el Palo de Malaga. *Notas y comunicaciones del Instituto geologico y minero de Espana*, n° 59, p. 23-36.
- BRUNN J.H. (1960). — Les zones helléniques internes et leur extension. Réflexions sur l'orogénèse alpine. *Bull. Soc. Géol.*, t. III, n° 4, p. 470-486.
- DURAND-DELGA M. (1963). — Essai sur les structures des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale. *Geol. Rundschau*, Bd 53, H. 2, sous presse.
- KOBER L. (1955). — Bau und Entstehung der Alpen. Un vol., Fr. Dentike Vienne.
- SCHEFFER V. (1960). — Some contributions to the geophysical knowledge of the Carpathian Basins. *Acta techn. Ac. Sc. Hungaricae*, t. XXX, fasc. 3-4, p. 423-461.
- SZENTESI P. (1958). — Carte tectonique de la Hongrie. *M. All. Foldt. int. Evi Jelent.*, Budapest, p. 12-18.
- TOLLMANN A. (1963). — Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones helvétiques, penniques et austro-alpines des Alpes Orientales. *Livre Mém. Pr P. Fallot*, II, p. 477-491.
- VADASZ E. (1955). — Grosstektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. *Acta Geologica*, t. III, fasc. 1-3, p. 207-244.
- (1961). — On the problem of the Hungarian median « massif ». *Ann. Univ. Scient. Budapest*, t. IV, p. 105-119.



COMMUNIQUÉ

Parmi les nouvelles réalisations de l'Union Nationale des Editeurs-Exportateurs de Publications Françaises, signalons l'édition du Catalogue des Publications Françaises Scientifiques, Techniques, Professionnelles et Agricoles, placé sous le Haut Patronage de M. Alain PEYREFITTE, Ministre de l'Information.

Dans la préface qu'il a bien voulu écrire pour cet ouvrage de plus de 180 pages, M. Alain PEYREFITTE déclare :

« ...j'applaudis tout particulièrement à l'initiative qu'a prise l'Union Nationale des Editeurs-Exportateurs de Publications Françaises qui vient de réaliser le premier catalogue des Publications Scientifiques et Techniques existant dans notre pays. Ce Catalogue, qui donne toutes les indications souhaitables pour savoir ce que représente telle ou telle revue, quel est son contenu, quel domaine elle couvre, sera particulièrement utile et apprécié de ses lecteurs étrangers... ».

Ce Catalogue, sélectif, analytique et alphabétique, de 612 revues, traite des disciplines :

— Mathématiques, Astronomie et Astrophysique, Physique, Sciences et Techniques Nucléaires, Sciences de la Terre, Sciences Naturelles, Chimie Générale et Chimie Physique, Chimie Minérale, Organique et Analytique, Chimie Industrielle et Industries Connexes, Métallurgie, Electricité Appliquée, Electrotechnique, Electronique, Techniques Mécaniques et Thermodynamiques, Matériels et Moyens de Transport, Travaux Publics, Architecture, Bâtiment, Mines et Carrières, Sciences et Techniques Agricoles, Industries Alimentaires, Organisation, Gestion et Economie, Organisation Industrielle.

Il a été tiré à 20.000 exemplaires et sera diffusé à l'étranger auprès de : nos postes Diplomatiques, Culturels et Commerciaux, des Instituts et Centres Français, des Académies, Universités et Facultés, des Instituts Scientifiques et Techniques, des Laboratoires et Bureaux d'Etudes de grandes entreprises, des Libraires et Distributeurs.

Il sera en outre remis aux visiteurs au cours des très nombreuses expositions organisées annuellement par l'U.N.E.E.P.F.

Dans la mesure où l'U.N.E.E.P.F. verra son action se démultiplier, d'autres catalogues par branche professionnelle seront publiés sous les auspices de ses Commissions Spécialisées.

**LE CENTRE DE DOCUMENTATION
DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

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

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

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

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

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

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

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

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

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

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome LXXXIV

1964

4^{me} trimestre

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

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
23, RUE GOSSELET
LILLE

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1964 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. P. PRUVOST
<i>Président</i>	M. A. BEUGNIES
<i>Vice-Présidents</i>	M. P. CELET M. J. DANZÉ M. A. BOUROZ
<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} P. DANZÉ-CORSIN
<i>Archiviste-bibliothécaire</i>	M. Ch. DESREUMAUX
<i>Conseillers</i>	M ^{lle} D. LE MAÎTRE M. P. DUMON M. J. CHALARD M. G. WATERLOT M. Ch. DELATTRE 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

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

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE DU 4 NOVEMBRE 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT

Communications orales

R. MARLIÈRE. — Aux confins cénomano-turonien : la zone à *Actinocamax plenus*.

G. DASSONVILLE. — Résultats obtenus à la suite de l'exécution d'un nouveau forage dit forage du « Jardin d'enfants », à Saint-Amand-les-Eaux (Nord) (1).

Communication écrite

J.C. FOUCHER. — Contribution à l'étude pétrographique du poudingue du « Caillou qui Bique » et des formations connexes (Roisin, Belgique) (1).

Présentation d'ouvrage

M. le Président A. BEUGNIES fait don à la Société du dernier ouvrage qu'il a publié au « Bulletin du service de la carte géologique de la France » et qui concerne le Massif Cambrien de Rocroi.

SEANCE DU 2 DECEMBRE 1964

PRÉSIDENTE DE M. A. BEUGNIES, PRÉSIDENT

Le Président proclame membres de la Société :

M. ENGRAND Jean-Pierre, Maître-Assistant à la Faculté des Lettres, 48, rue Colbert à Lille, présenté par MM. Pinchemel et Gauthier.

M^{me} PY, Professeur de Sciences Naturelles au Lycée de Céret (Pyrénées-Orientales), présentée par M. R.P. Bergougnieux et M^{lle} J. Doubinger.

M. A. BEUGNIES présente ensuite à la Société M. R.V. MELVILLE, Attaché scientifique à l'Ambassade de Grande-Bretagne à Paris, auquel il passe la parole. M. MELVILLE expose alors sa conférence intitulée : « La stratigraphie de la Craie d'Angleterre depuis Barrois ».

Communications orales

J. LEVET-CARETTE. — Microflore infraliasique du Boulonnais (Carrière Napoléon).

(1) Le texte de ces communications paraîtra dans le prochain fascicule.

E. NAKOMAN. — Etude palynologique de quelques échantillons de lignite provenant du Bassin de Thrace (Turquie).

P. BROQUET. — Contribution à la connaissance géologique de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile).

Communications écrites

M^{me} S. DEFRETIN-LEFRANC. — Etude et révision de Phylloporodes conchrostracés en provenance de l'U.R.S.S. (1).

A. BOUROZ. — Sur une cinérite du Bassin de l'Ishikari (Japon).

Présentation d'ouvrage

J. RICOUR. — Présentation de la carte hydrogéologique Douai au 1/50 000.

Des maquettes de la carte hydrogéologique Douai au 1/50.000 ont été présentées à la séance du 7 novembre 1962 (2). Cette carte, éditée par le B.R.G.M. et imprimée par l'I.G.N., vient de paraître. Elle constitue la première carte hydrogéologique moderne à grande échelle dressée et éditée en France.

Rappelons qu'elle a été établie en collaboration par le B.R.G.M. (Service géologique régional du Nord et du Pas-de-Calais et Service d'Hydrogéologie) et l'Université de Lille (A. BONTE et G. WATERLOT).

Cette carte représente conjointement :

— des données géologiques (lithologiques et structurales) sélectionnées, classées et interprétées d'un point de vue hydrogéologique, c'est-à-dire en tant que faits conditionnant la formation et l'écoulement des nappes d'eau souterraines ;

— des données hydrologiques directes, relatives aux eaux de surface et aux eaux souterraines ;

— des données sur l'état actuel de l'exploitation des eaux souterraines (captages et forages).

Des cartons complémentaires apportent des informations sur les volumes des roches-réservoirs d'eau souterraine, sur les qualités chimiques de ces eaux et sur les débits exploités. Pour la région cartographiée, qui correspond à la coupure régulière de l'I.N.G. Douai au 1/50 000, les informations données intéressent essentiellement la nappe de la craie.

Ce programme correspond à ce que l'on peut aujourd'hui considérer comme une doctrine française des cartes hydrogéologiques. Elle se résume en trois principes :

— Se fonder d'abord sur la géologie, donner la priorité aux conditions de terrain. Une carte hydrogéologique est une carte géologique convertie, interprétée et enrichie de données hydrologiques. Cela implique la primauté du rôle du géologue spécialisé en hydrogéologie dans son établissement.

— Ne cartographier que ce qui est cartographiable et significatif à l'échelle choisie. Eviter donc la représentation fallacieuse de données pseudo-quantitatives (comme la figuration continue de données ponctuelles non interpolables ou de caractéristiques variables ou relatives, telles que la productivité des couches aquifères).

— Rester clair, ne pas surcharger une carte de figurés complexes la rendant finalement inintelligible. Répartir plutôt les données sur plusieurs cartes formant un atlas. Séparer notamment les données scientifiques de base (carte hydrogéologique proprement dite) et leur traduction pratique (carte des eaux souterraines) destinées à des usages distincts.

Dans cette conception, la carte hydrogéologique est la synthèse graphique des données spatiales, relatives aux eaux souterraines. Elle n'est que l'un des deux volets essentiels de la synthèse des connaissances hydrogéologiques, l'autre étant le bilan qui est la synthèse des données temporelles.

Les normes de représentation appliquées sont conformes à celles définies sur le plan international par l'Association internationale des hydrogéologues et l'Association internationale d'Hydrologie scientifique (U.G.G.I.) et recommandées par l'UNESCO (1962).

La publication de la feuille Douai inaugure une série de cartes hydrogéologiques à grande échelle dressées et éditées par le B.R.G.M. Les cartes prochainement publiées seront : la carte de la région karstique Nord-Montpelliéraine au 1/80 000, par H. PALOC, et la feuille Amiens au 1/50 000, par J.C. ROUX. Sont en préparation : les feuilles Valenciennes, Paris, plaine de Crau, plaine du Drac-Grenoble (3).

(1) Le texte de cette communication paraîtra dans le prochain fascicule.

(2) J. MARGAT, J. RICOUR (*Ann. Soc. géol. Nord*, t. 92, 1962, p. 149).

(3) A. BONTE, J. MARGAT, J. RICOUR, G. WATERLOT.

Propriétés optiques des Wolframites en diascopie infra-rouge (*)

par G. TOUBEAU

INTRODUCTION

L'étude des propriétés optiques des minéraux opaques a longtemps été difficile pour le minéralogiste, l'emploi des méthodes optiques utilisées en lumière visible se révélant impossible. Quelques propriétés physiques (densité, dureté, couleur...) et les réactions des éléments métalliques en présence de divers réactifs chimiques constituaient donc les seuls critères de détermination spécifique.

L'examen des surfaces polies en lumière réfléchie constitue un sensible progrès. La méthode fut perfectionnée en 1930 par Orceel qui substitua une cellule photo-électrique à l'œil humain.

Dès 1935, Bailly (1, 2) tenta la transposition des procédés usuels de la microscopie et de la goniométrie dans le spectre infra-rouge proche, par substitution d'une cellule sensible à l'infra-rouge à l'oculaire du microscope ou de la lunette du goniomètre. Après amplification, on lisait sur un galvanomètre de haute sensibilité les variations d'intensité lumineuse correspondant aux phénomènes optiques étudiés. Cette méthode présentait de nombreuses difficultés d'ordre technique et l'interprétation des mesures photo-électriques était parfois problématique.

Aussi, dès 1949, Bailly (5, 6) essaya la mise au point, en lumière transmise, d'une méthode optique d'étude des minéraux opaques. La nouvelle méthode consistait essentiellement à placer derrière l'oculaire du microscope un oculaire électronique convertissant les images infra-rouges invisibles en images visibles. Des essais concluants furent obtenus avec la molybdénite et la chromite. Jusqu'à présent, la méthode préconisée n'a guère reçu d'application systématique.

(*) Cette communication a été présentée lors de la séance du 3 juin 1964 par M. A. Beugnies.

Enfin, en 1959, A. Beugnies (8) a mis au point une méthode optique d'étude des phénomènes observables par réflexion convergente de la lumière sur les surfaces polies. Elle facilite la mesure optique de certaines grandeurs caractéristiques des minéraux opaques (degré d'anisotropie ρ , indice ou module de réfraction N , dispersion de la biréfringence, de ρ et de N , etc.).

Ignorant les travaux préliminaires de Bailly, travaux dont la connaissance aurait considérablement facilité la partie opératoire de nos essais, nous avons entrepris depuis 1961 une étude systématique des minéraux opaques dans le proche infra-rouge à l'aide du tube convertisseur d'images.

Le présent travail rend compte des premiers résultats de cette étude. Il traite plus particulièrement de la relation qui existe entre les propriétés optiques des wolframites et leur composition chimique.

I. - Description de l'appareillage utilisé et mode d'utilisation

Il existe des minéraux normalement opaques à la lumière visible pouvant accuser une transparence plus ou moins grande à des rayonnements incidents de plus grande longueur d'onde, et plus spécialement dans le proche infra-rouge (8.000 à 12.000 Å).

L'utilisation de cette intéressante propriété en microscopie infra-rouge supposait la possibilité de transformer une image infra-rouge en image visible.

Ce problème a été résolu dès 1934 par l'emploi de tubes convertisseurs d'images.

1) PRINCIPE DU CONVERTISSEUR D'IMAGES.

Le convertisseur d'images infra-rouges, appelé aussi télescope ou oculaire électronique, se compose

essentiellement d'une photocathode et d'un écran-anode fluorescent convenablement disposés dans un tube à vide.

Sous l'influence d'un rayonnement incident, la photocathode émet des électrons qui, accélérés, vont frapper l'anode et exciter sa fluorescence. Pour que l'image optique projetée sur la cathode soit reproduite point par point sur l'écran fluorescent, les électrons issus d'un même point doivent donner naissance sur l'anode à une tache lumineuse presque ponctuelle.

Les divers types de convertisseurs d'images réalisent cette condition plus ou moins parfaitement soit par la seule disposition donnée aux électrodes, soit par l'adjonction au tube convertisseur d'un système de focalisation des électrons.

2) LE CONVERTISSEUR D'IMAGES E.M.I.

La première partie de nos recherches en microscopie infra-rouge a été effectuée à l'aide de ce type d'appareil réalisé dès 1934 par Holst et ses collaborateurs.

L'enveloppe du convertisseur E.M.I. est formée d'un tube en pyrex de 50 mm de diamètre et d'environ 40 mm de hauteur (fig. 1).

La photocathode est déposée sur la paroi interne de la fenêtre terminale du tube à vide. Elle est formée d'une couche d'argent déposée sur le verre, complètement oxydée ensuite, puis recouverte d'argent et de césium. La sensibilité de cette photocathode est maximum vers 8.500 Å et s'étend jusqu'à 12.000 Å (fig. 2). Le courant qu'elle peut émettre est de l'ordre de quelques dizaines de micro-ampères par lumen.

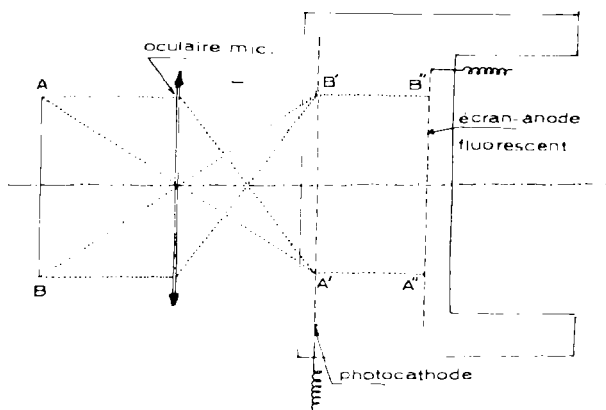


FIG. 1

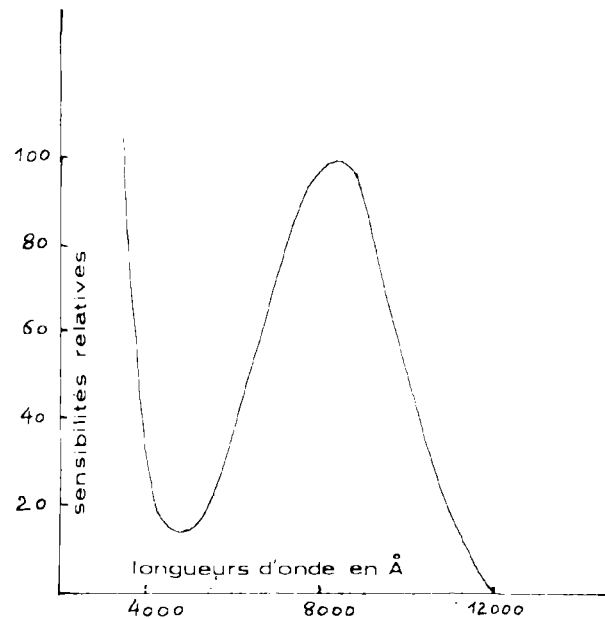


FIG. 2

L'écran anode est constitué par un quadrillage métallique dont les bandes ont une largeur de 0,1 mm et sont espacées de 1 mm ; le tout est couvert d'une couche fluorescente à base de willemite. Les couches fluorescentes utilisées ont une constante de temps assez courte pour éviter une diminution trop rapide de la brillance de l'image sur l'écran. Celui-ci est placé à 5 mm de la photo-cathode de manière à ce que l'image observée soit de qualité.

La différence de potentiel appliquée au tube est de 5 kV. Si un photon infra-rouge arrive sur la photo-cathode, il libère de l'autre côté un électron qui est accéléré par un champ électrostatique.

Si la vitesse initiale des électrons était nulle, ils atteindraient l'écran après une trajectoire rectiligne, formant une image visible identique et de la même finesse que celle projetée sur la cathode. En fait, les électrons quittent la cathode avec une faible vitesse initiale et se dispersent dans toutes les directions du côté de l'écran. Après un court chemin, ils sont ramenés dans une direction parallèle à l'axe du tube, par le champ électrique. Dès lors, à chaque point d'émission de la cathode correspond un petit cercle sur l'écran fluorescent, cercle auquel on réserve le nom de *disque de confusion*. Le diamètre du disque de confusion intervient notamment pour exprimer la définition du tube convertisseur.

Définition de l'oculaire E.M.I.

LA DÉFINITION de l'oculaire E.M.I. est relativement bonne ; elle correspond à une résolution de l'ordre d'une centaine de traits au centimètre sur la photocathode. Cette valeur est en bon accord avec le calcul du diamètre du cercle de confusion correspondant sur l'anode à un point d'émission de la photocathode. Ce calcul s'effectue par la formule de Henneberg et Recknagel :

$$d = 4L \sqrt{\frac{\epsilon}{V}}$$

expression dans laquelle :

- d représente le diamètre du cercle de confusion.
- L la distance photocathode-anode.
- ϵ la vitesse d'émission des électrons exprimés en volts (de l'ordre de quelques dixièmes de volt).
- V la tension d'accélération.

La définition dépend principalement de la granulation du produit fluorescent. Le pouvoir de résolution vaut en effet 5 à 10 fois la valeur de la grosseur du grain ; il dépend également de l'épaisseur de la couche fluorescente dont le dépôt uniforme doit être particulièrement soigné.

La définition est sensiblement la même sur toute l'étendue de l'écran fluorescent.

Sensibilité du tube E.M.I.

La sensibilité de la photocathode conditionne l'intensité des images observées. Elle est maximum pour 8.500 Å et demeure satisfaisante jusqu'à 10.000 Å.

Signalons encore que la planéité de la cathode permet une mise au point uniforme sur tout point de l'écran ; de plus, les images observées ne manifestent aucune distorsion.

Brillance des images.

La brillance optimum des images est obtenue en faisant coïncider au mieux l'épaisseur de la couche fluorescente avec la profondeur de pénétration des électrons (0,01 mm pour 20.000 V).

Dans le tube E.M.I. l'image observée est droite et ses dimensions sont les mêmes que celles de l'image initiale. Ce grandissement égal à l'unité se fait évidemment au détriment de la brillance.

Inconvénients du tube E.M.I.

a) Les observations sont fortement gênées par la brillance générale du fond de l'écran. Les causes de ce flou de l'image observée sont nombreuses :

— émissions parasites de la photocathode soit sous l'action du champ local (émission froide), soit sous l'action de la température (émission thermionique) ;

— éclaircissement par diffusion du rayonnement de l'image apparaissant sur l'écran (rétroaction de la lumière de l'image) .

— charge d'écran provoquant le ralentissement des électrons incidents.

b) L'image observée n'est bonne que moyennant le rapprochement des deux électrodes du tube, ce qui interdit l'emploi de tensions accélératrices élevées.

c) Le grandissement égal à l'unité diminue considérablement la brillance des images.

d) Une source de haute tension (5.000 V) est nécessaire pour l'accélération des électrons.

e) Les temps de pose pour la photographie des images sont très longs.

Avantages du tube E.M.I.

a) L'image observée est droite.

b) La planéité de la photocathode supprime toute distorsion de l'image.

c) Excellente définition qui apparaît sensiblement la même sur toute l'étendue de l'écran fluorescent.

d) L'oculaire électronique simple est peu coûteux.

Nos recherches ayant pour but l'étude des propriétés optiques des minéraux opaques à partir de l'image visible sur l'écran-anode, il s'imposait d'obtenir une image de très grande qualité, dépourvue de flou, brillante, et d'excellente définition. Le convertisseur E.M.I. ne répondant pas à ces exigences, nous avons utilisé un convertisseur d'images pourvu d'un système de focalisation des électrons

3) LE CONVERTISSEUR D'IMAGES I.T.T.

Dans ce type de convertisseur, la convergence en des points de l'anode des électrons émis par des points correspondants de la photo-cathode est réa-

lisée par interposition entre les deux électrodes d'un système de focalisation électronique ; ce système est ici formé de lentilles électrostatiques.

Les avantages de ce dispositif sont multiples :

a) Ecartement plus grand des électrodes du tube permettant la mise en jeu de tensions accélératrices plus élevées. La différence de potentiel entre les 2 électrodes du tube I.T.T. est de 12.500 v. Le courant moyen de photo-cathode est de $0,35 \mu \text{A}$ maximum.

b) Grande énergie des électrons incidents ce qui accroît considérablement la brillance de l'image fluorescente.

c) Amélioration de la définition des images.

d) Suppression de la brillance générale (flou) du fond de l'écran.

L'image observée est renversée et plus petite que celle projetée sur la photocathode. Ce grandissement inférieur à l'unité contribue également à rendre l'image plus brillante.

Parmi les autres caractéristiques du tube convertisseur I.T.T. nous citerons encore :

a) Sensibilité maximum de la photocathode à $8.000 \pm 1.000 \text{ \AA}$ (courbe de réponse spectrale du type S - 1).

b) L'écran fluorescent phosphore P20 + A1 avec au centre une définition de 25 paires de lignes par mm.

c) Index minimum de conversion : 10.

4) SOURCE LUMINEUSE.

La source lumineuse utilisée est un arc électrique à électrodes de charbon d'une puissance de 550 watts. Outre son rendement élevé en infra-rouge proche, cette source est presque ponctuelle, ce qui facilite la concentration du faisceau lumineux sur l'échantillon étudié.

5) MICROSCOPE.

Le microscope polarisant classique est employé sans aucune modification à son équipement ordinaire.

Les nicols conviennent parfaitement pour la polarisation de l'infra-rouge proche, contrairement aux polaroïdes ordinaires.

La dissipation de l'énergie calorifique à l'intérieur du nicol polarisateur provoque le décollement des deux parties constitutives de ce dernier. On peut remédier à cet inconvénient en entourant la gaine du polariseur d'un serpentin à l'intérieur duquel s'établit une circulation forcée d'eau.

6) FILTRES.

Entre la source lumineuse et le polariseur du microscope, nous interposons des filtres destinés à éliminer aussi complètement que possible la partie visible du spectre lumineux. Nous utilisons les combinaisons de filtres suivantes :

— KG1 (3 mm) + RG9 (3 mm) de la Jenacr Glaswerk Schott qui laisse filtrer les radiations comprises entre 8.500 Å et 9.210 Å.

— KG1 (2 mm) + RG7 (3 mm) qui laisser passer les radiations comprises entre 7.940 Å et 9.210 Å.

7) PRINCIPE D'ÉTUDE AU MICROSCOPE.

Une lame mince de 0,01 mm à 0,03 mm, non couverte, taillée dans le minéral à étudier, est placée sur la platine du microscope et éclairée à l'aide de la source d'infra-rouge proche. L'image invisible formée est reçue sur la photo-cathode du tube convertisseur d'images disposé derrière l'oculaire du microscope.

A partir de l'image visible sur l'écran-anode fluorescent, nous effectuons les mesures usuelles réalisées en lumière visible sur les minéraux transparents : biréfringence, angle d'extinction, signe de l'allongement, angle des axes optiques, signe optique.

Les mesures classiques à l'aide de la platine de Fedorov se transposent aisément aux minéraux opaques étudiés dans le proche infra-rouge.

8) MESURE DES INDICES DE RÉFRACTION AU GONIOMÈTRE DE BABINET.

Pour la mesure des indices de réfraction, on emploie le goniomètre de Babinet sur la lunette duquel on adapte le tube convertisseur d'images.

La mesure de l'indice de réfraction est basée sur celle de l'angle de déviation minimum D_m du

prisme. L'indice de réfraction se calcule par la formule suivante :

$$n = \frac{\sin \frac{D_m + A}{2}}{\sin A/2}$$

expression dans laquelle A est la valeur de l'angle du prisme.

Réalisation des prismes.

On effectue les mesures au voisinage immédiat de l'arête du prisme de manière à réduire au maximum l'absorption des rayons infra-rouges dans le minéral. L'angle des prismes doit donc être aussi petit que possible ; il est généralement de 4 à 7°. Les faces en seront parfaitement polies et planes près de l'arête ; celle-ci sera aussi homogène que possible (éviter la présence de gangue par exemple).

Ces conditions de travail optima peuvent être obtenues en utilisant pour la réalisation des prismes la technique préconisée par Bailly (2).

Précision de la mesure.

La méthode permet d'obtenir l'indice de réfraction avec 2 décimales exactes et une incertitude de $\pm 0,005$ sur la troisième décimale.

Le principe de ces méthodes de mesures étant connus, voyons à présent quelques résultats expérimentaux auxquels leur application nous a conduits.

II. - Etude des propriétés optiques des wolframites

1) GÉNÉRALITÉS.

Les wolframites sont des tungstates doubles de fer et de manganèse. Elles forment une série isomorphe depuis la hübnérite $Mn WO_4$ jusqu'à la ferbérite $Fe WO_4$.

Leurs principales *propriétés physiques* sont les suivantes :

— Espèce monoclinique avec

- a = 0,8255
- b = 1
- c = 0,8664
- $\beta = 90^\circ 28'$

— Les cristaux sont le plus souvent tabulaires, allongés suivant h^1 (face 1,0,0).

— Elles possèdent deux plans de clivage dont l'un g^1 ou (0,1,0) est facile et très brillant, l'autre suivant (1,0,0) étant plus fruste et plus terne.

— La densité G varie de 7,1 (hübnérite) à 7,5 (ferbérite).

On a relevé les *propriétés optiques* ci-après (fig. 3) :

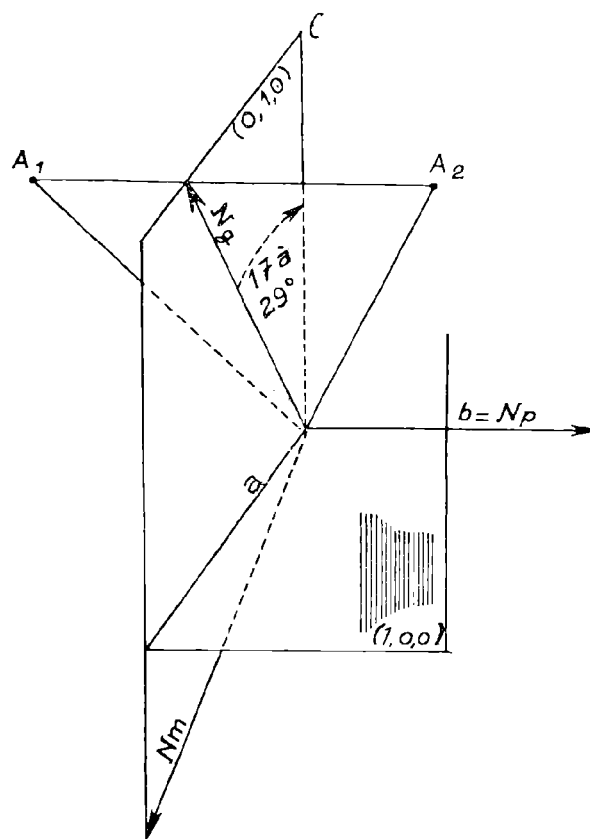


FIG. 3

— Le plan des axes optiques est normal au plan (0,1,0).

— Ng est la bissectrice aiguë de l'angle 2V.

— Np est perpendiculaire au clivage (0,1,0) et confondu avec la direction b.

— L'angle $Ng \wedge c$ est variable avec un minimum de 17°.

— La hübnérite est pléochroïque avec $Np < Nm < Ng$.

2) COMPOSITION CHIMIQUE DES WOLFRAMITES.

La hübnérite théorique contient 23,4 % de MnO avec 76,6 % de WO₃ tandis que la ferbérite théorique contient 23,7 % de FeO pour 76,3 % de WO₃.

En fait, ces termes extrêmes de la série isomorphe sont très rares et nous conviendrons avec Hess et Schaller (19) de désigner sous le nom de ferbérite les composés ne renfermant pas plus de 20 % de Mn WO₄. Réciproquement, la hübnérite contiendra moins de 20 % de Fe WO₄.

Certaines analyses chimiques peuvent faire apparaître un excès de (FeO + MnO) par rapport à la teneur en WO₃. Ces excès peuvent avoir plusieurs causes :

a) légères pertes de WO₃ lors de l'analyse par suite de sa solubilité et de sa tendance à former un oxyde plus bas ;

b) dosage de Al₂O₃ comme FeO si ce dosage se fait par gravimétrie sans détermination séparée de la teneur en alumine ;

c) excès de MnO possible lors d'un dosage gravimétrique.

Dans ces trois cas, il s'agit d'un excès apparent. Cependant, l'excès de FeO peut être réel si le minéral analysé renferme des oxydes comme l'hématite ou des hydroxydes comme la limonite. Ces minéraux peuvent venir de la décomposition de sulfures de fer par exemple. L'oxydation possible de Mn est plus rare et, lorsqu'elle a lieu, elle est souvent très faible.

Pour tenir compte de ces sources d'erreur, Hess et Schaller ont mis au point une méthode de calcul théorique de la composition des wolframites. Cette méthode est la suivante :

a) Saturer le MnO présent avec WO₃ pour former Mn WO₄.

b) Combiner le WO₃ avec la chaux éventuellement présente pour former de la scheelite Ca WO₄.

c) Saturer en FeO le WO₃ résiduel pour former Fe WO₄.

d) La somme des teneurs en Mn WO₄ et Fe WO₄ est alors ramenée à 100 pour établir la formule de la wolframite théorique.

Supposons qu'une analyse chimique ait donné les résultats suivants :

C % de CaO
M % de MnO
F % de FeO
W % de WO₃

On effectuera les calculs ci-après :

$$1) C \times \frac{WO_3}{CaO} = a = \text{pourcentage de } WO_3 \text{ nécessaire}$$

à la saturation de CaO.

$$Ca WO_4 \text{ en } \% = a + C = c.$$

$$2) M \times \frac{WO_3}{MnO} = b = \text{pourcentage de } WO_3 \text{ nécessaire}$$

pour saturer le MnO dosé.

$$Mn WO_4 \text{ en } \% = M + b = m.$$

$$3) W - (a + b) = d = \text{pourcentage de } WO_3 \text{ disponible pour saturer FeO.}$$

$$\frac{d}{FeO} = F' = \text{pourcentage de FeO nécessaire}$$

pour saturer le WO₃ restant.

$$Fe WO_4 = F' + d = f.$$

L'excès de FeO éventuel, soit F — F' est considéré comme impuretés.

$$4) \text{ Les teneurs théoriques en Mn } WO_4 \text{ et Fe } WO_4 \text{ se déduisent alors immédiatement des 2 formules}$$

$$Mn WO_4 \text{ en } \% = \frac{m}{m + f}$$

$$Fe WO_4 \text{ en } \% = \frac{f}{m + f}$$

3) RELATION ENTRE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES WOLFRAMITES ET LEURS PROPRIÉTÉS OPTIQUES.

Vingt-quatre wolframites ont été analysées ; leurs teneurs respectives en Mn WO₄ et Fe WO₄ ont ensuite été calculées suivant la méthode décrite au paragraphe précédent. Les résultats de ces analyses sont repris au tableau A (*).

(*) Les analyses chimiques ont été exécutées au laboratoire de Minéralogie de la Faculté Polytechnique de Mons. Analyste : O. Baleine.

N° échantillons	SiO ₂	WO ₃	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Total	MnWO calculé	FeWO calculé
3	0,13	75,02	13,69	9,39	1,59	—	—	—	99,82	59,58	40,42
2819	0,10	74,45	10,65	12,30	1,62	—	—	—	99,12	53,32	46,68
2818	0,87	72,56	14,74	10,67	1,04	—	—	—	99,88	64,24	35,76
2	0,28	73,47	11,75	10,88	2,51	—	—	—	98,89	52,21	47,79
2523	—	75,17	16,05	7,04	2,35	—	—	—	100,61	83,35	16,65
2817	0,45	73,62	10,95	9,78	3,27	1,52	—	—	99,59	53,08	46,92
2821	0,62	74,52	12,00	8,79	2,63	1,68	—	—	100,24	57,99	42,01
2520	2,92	69,32	7,43	13,98	7,19	—	—	—	100,84	34,95	65,05
4560	0,73	67,83	16,53	4,27	11,15	—	—	—	100,51	79,64	20,36
min. 2	2,94	70	4,28	17,39	3,45	—	—	—	98,06	20,91	79,09
min. 3	9	63,76	2,20	17,56	6,94	—	—	0,49	99,95	11,25	88,75
2820	4,29	68,42	12,47	8,58	2,64	—	—	4,17	100,57	59,51	40,49
Luntukulu	4,62	66,35	2,36	18,20	3,45	—	—	3,35	98,35	11,58	88,42
min. 4	7,81	66,5	2,25	18,36	3,88	—	—	—	98,80	11,03	88,97
22	2,66	70,9	14,66	9,71	2,86	—	—	—	100,79	65,69	34,31
Hüb. Caroline Nord	3,20	73,26	20,79	1,63	0,57	—	—	—	99,45	92,77	7,23
Ferbérite de Janan	5,10	67,11	0,71	20,12	6,07	—	—	—	99,11	3,45	96,55
Ferbérite 3208 (Misobo Maniema)	0,78	75,63	0,42	23,06	0,35	—	—	—	100,24	1,81	98,19
Symétain	0,15	75,35	15,87	7,28	1,62	—	—	tr	100,27	68,79	31,21
2511	6,40	71,24	12,64	9,30	—	—	—	—	99,58	57,93	42,07
Ferb. Boulder	22,39	53,15	1,98	14,49	2,01	tr	—	2,62	98,63	12,14	87,86
Nyabomba 1956	0,44	75,73	0,14	23,37	0,54	—	—	—	100,22	0,61	99,39
Bolivie	0,46	73,91	8,13	14,38	1,21	—	—	—	98,09	39,32	60,68
2521	0,68	74,58	10,42	12,58	0,19	—	—	—	98,45	51,05	48,95

TABLEAU A. — *Composition chimique de quelques wolframites.*

N° échantillons	e en 1/100 mm	Retard Γ	Ng-Nm	Ng \wedge c	2 Vg	% Mn WO ₄
2523	0,0461	459	0,0995	17°	—	83,4
4560	0,0500	—	0,101	18°	—	79,5
2818	0,0350	385	0,108	20°30'	—	64,2
2820	0,0740	806	0,108	22°	—	59,5
3	—	—	—	22°	—	59,6
2821	—	—	—	21°48'	—	58
2819	—	—	—	—	70°	53,31
2	0,0650	720	0,111	24°	—	52,2
2817	—	—	—	24°	—	53,1
2520	0,0520	625	0,118	26°	66°	34,9
Minétain 2	0,0455	568	0,122	27°	64°	20,9
Minétain 3	0,0410	516	0,125	28°	—	11,2
Hüb. Carol. Nord	0,0300	297	0,099	15°36'	74°	92,77
Minétain 4	0,0310	386	0,124	28°48'	64°	11,02
2511	0,0347	385	0,111	22°	68°	57,92
3208	0,0300	396	0,132	29°12'	—	1,80
1956	—	—	—	20°	—	0,60
Symétain	—	—	—	20°48'	72°	68,79
Bolivie	—	—	—	—	68°	39,31

TABLEAU B. — *Propriétés optiques des wolframites.*

La biréfringence $N_g - N_m$ et l'angle d'extinction $N_g \wedge c$ ont été mesurés optiquement sur des sections minérales parallèles au clivage parfait (0,1,0) ; ces mesures sont aisées car le clivage est facilement repérable sur échantillon macroscopique.

L'utilisation de la platine de Fedorov a permis la mesure de l'angle des axes optiques. Seul un nombre réduit de wolframites a pu ainsi être étudié ; en effet, la taille des lames minces avec une orientation donnée ne peut se faire qu'avec des échantillons d'assez grandes dimensions.

Les résultats expérimentaux du tableau B ont servi au tracé des graphiques de la figure 4. Leur examen permet de tirer les conclusions suivantes :

a) L'angle d'extinction $N_g \wedge c$ et la biréfringence $N_g - N_m$ sont des fonctions rapidement crois-

santes du pourcentage moléculaire de la wolframite en $FeWO_4$. Leur mesure précise donne ce pourcentage avec une erreur maximum de $\pm 2\%$.

b) L'angle des axes optiques décroît faiblement avec la teneur du minéral en $FeWO_4$. Il passe de 75° pour une hübnérite à 64° pour une ferbélite. La mesure précise de cet angle ne peut servir à une détermination spécifique du minéral. Elle permettra cependant de fixer dans quelle région du diagramme binaire le minéral prend place.

On constate en effet que pour les wolframites renfermant plus de 50 % de $MnWO_4$, l'angle $2V$ est toujours supérieur à 68° , il tombe en dessous de cette valeur pour les composés renfermant moins de 50 % de $MnWO_4$.

Les wolframites sont optiquement positives.

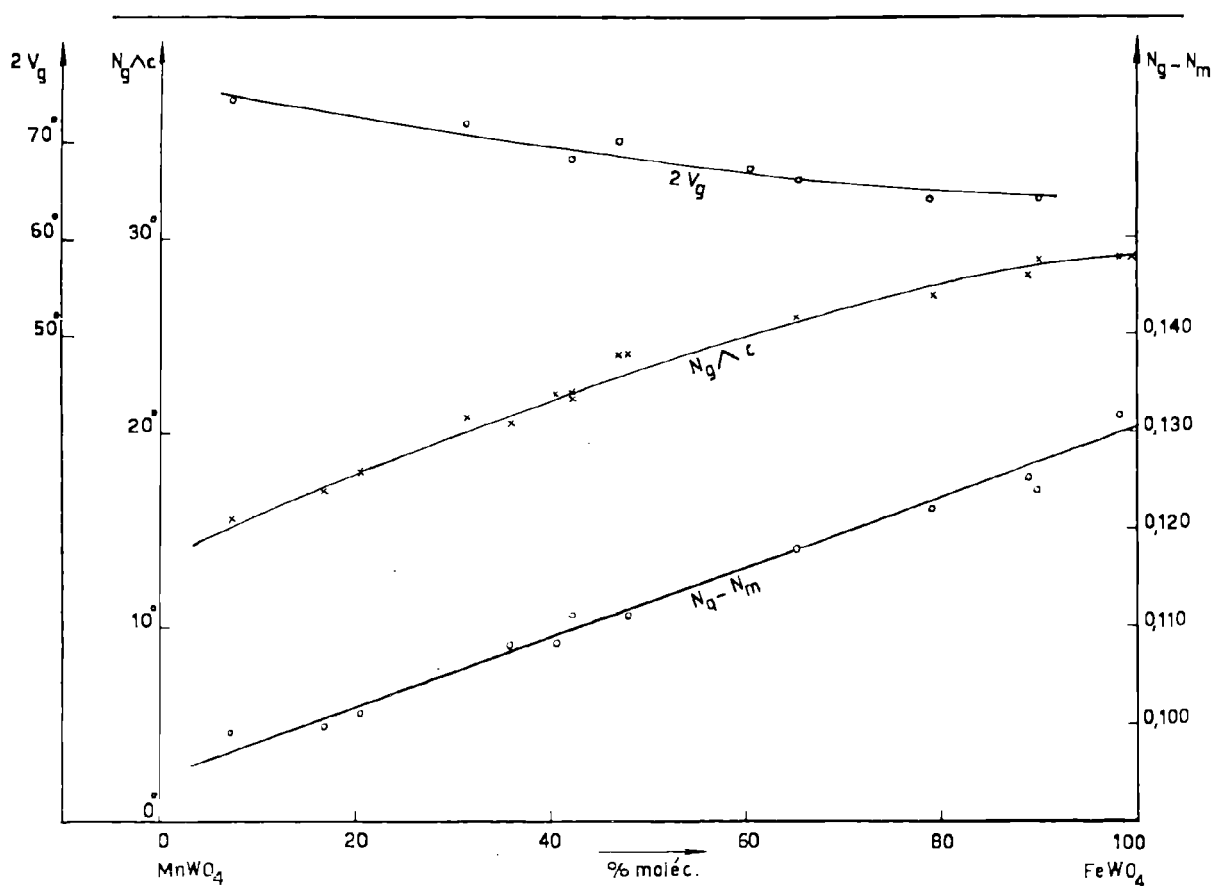


FIG. 4. — Propriétés optiques de la série isomorphe des wolframites.

Sur les échantillons de grandes dimensions, les indices de réfraction ont été mesurés par goniométrie sur prisme. Pour les wolframites, la taille de 2 prismes permet la mesure des 3 indices de réfraction :

— sur un prisme avec face d'entrée parallèle au clivage parfait (0,1,0) on mesure les indices Ng et Nm ;

— sur un prisme avec face d'entrée perpendiculaire à (0,1,0) on mesurera Ng et Np.

Outre les valeurs des indices, on aura également les valeurs des biréfringences Ng - Np et Ng - Nm.

La dimension réduite des échantillons dont nous disposons n'a généralement permis que la taille d'un seul prisme sur lequel ont été mesurés les indices principaux Ng et Nm. Les résultats expérimentaux sont repris au tableau C et traduits en graphique à la figure 5.

Les indices de réfraction sont des fonctions croissantes, pratiquement linéaires, du pourcentage moléculaire en ferberite.

Les raies réfractées sont souvent assez larges sur l'écran-anode fluorescent du tube convertisseur d'images. Il en résulte une imprécision dans les pointés aux environs de la position correspondant à la déviation minimum du prisme. La troisième décimale des indices n'est donc mesurée qu'à $\pm 0,005$, ce qui correspond à une précision de $\pm 3\%$ environ sur les pourcentages moléculaires en $MnWO_4$ et $FeWO_4$ de la wolframite étudiée.

4) CONCLUSION.

L'emploi du tube convertisseur d'images rend aisée la mesure des propriétés optiques des wolframites comme la biréfringence, l'angle d'extinction, l'angle des axes, les indices de réfraction.

Grâce à ces mesures, il est ensuite possible de préciser la composition chimique des wolframites dont les teneurs moléculaires en $FeWO_4$ et $MnWO_4$ apparaissent comme étant les causes déterminantes des variations de leurs propriétés optiques observées.

N° échantillons	% $MnWO_4$	Angle du prisme	Nm	Np	Ng
4560	79,63	5°3'	2,247	—	2,348 (*)
3208	1,80	5°47'	2,307	—	2,438
2	52,20	7°47'	2,271	—	2,380
2817	53,08	7°16'	—	2,207	2,373
2821	57,99	6°9'	2,258	—	2,377
2818	64,23	6°24'	2,252	—	2,364
2511	57,92	5°29'	2,257	—	2,360
22	65,69	5°29'10"	—	2,188	—
2520	34,95	4°41'40"	—	2,220	2,405
2	52,20	5°00'40"	2,266	2,202	—
1956	0,60	4°39'30"	2,306	2,250	—
3	59,58	8°43'40"	2,260	2,194	—
2820	59,5	6°20'	2,262	—	2,370 (*)
2819	53,31	8°13'20"	2,268	—	2,378
2821	58	4°32'50"	2,264	—	2,368

(*) Indice calculé à partir de la valeur de Ng-Nm.

TABLEAU C. — Mesure des indices de réfraction des wolframites à l'aide du goniomètre de Babinet.

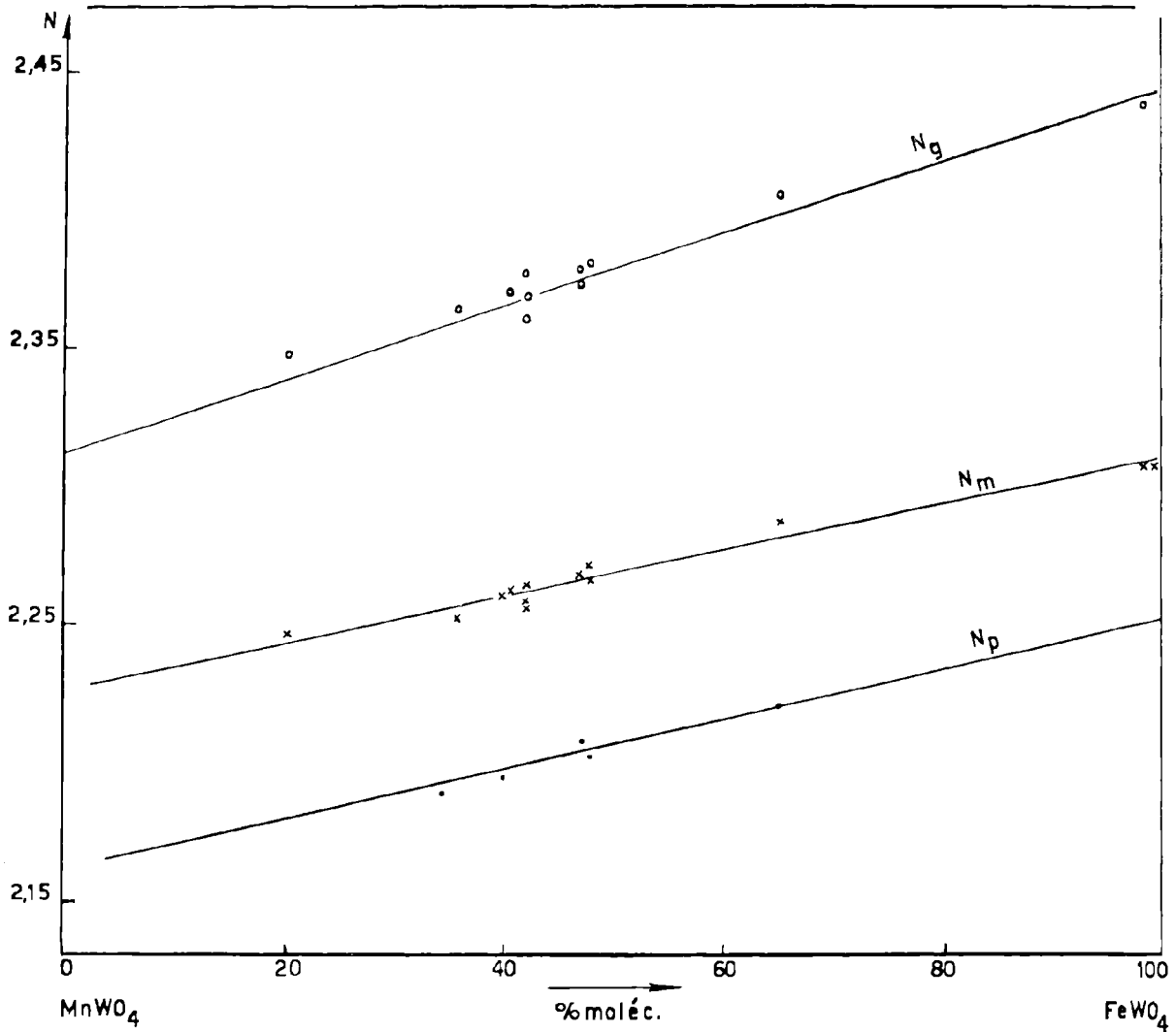


FIG. 5. — Variations des indices de réfraction des wolframites.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BAILLY R. (1938). — Emploi de l'infra-rouge dans l'étude des minéraux opaques. *Bull. Ac Roy. Belg., Cl. Sc.*, n° 12, pp. 791-822.
- 2) BAILLY R. (1947). — Utilisation des radiations infra-rouges dans les recherches minéralogiques et en particulier pour la détermination des minéraux opaques. *Bull. Soc. Fr. Min. et Cristal*, t. 70, pp. 49-150.
- 3) BAILLY R. (1948). — Infra-red light for mineral determination. *Am. mineral.*, 33, pp. 519-531.
- 4) BAILLY R. (1947). — Propriétés optiques de la chromite. *A.S.G.B.*, t. LXXI, p. B 51-58.
- 5) BAILLY R. (1948). — A new tool for infrared studies. *Sciences*, août 1948, vol. 108, n° 2797, p. 143.
- 6) BAILLY R. (1950). — Nouvelles méthodes de recherches en infra-rouge proche. *Revue Universelle des Mines*, t. 6, p. 155-162.
- 7) BAILLY R. (1950). — Prismatic cleavage of molybdenite. *Acta crystallographica*, vol. 3, part. 6, p. 477.
- 8) BEUGNIES A. (1958). — Phénomènes d'optique cristalline observables par réflexion convergente de la lumière sur les surfaces polies. *Bull. S.B.G.*, t. LXVII, fasc. 3.

- 9) BEUGNIES A. (1957). — Optique cristalline. *Cercle d'Éditions de la Fédération des Étudiants de la F.P.M.*, Mons, 1957.
- 10) BEUGNIES A. — Minéralogie. Cours ronéotypé Laboratoire de Géologie, Mons.
- 11) CESARO G. et ABRAHAM A. (1903). — La goethite. *Bull. Ac. Roy. Belg.*, Cl. Sc., n° 2, p. 179.
- 12) DANA J.D. (1958). — The system of mineralogy, vol I et II, John Wiley and Sons, New-York.
- 13) DEJARDIN G. (1952). — La conversion du rayonnement infra-rouge en lumière visible. *Rev. génér. des Sciences pures et appliquées*, t. 59, pp. 148-162.
- 14) DERIBÈRE M. (1954). — Les applications pratiques de rayons infra-rouges. Dunod, Paris.
- 15) ELLIOT A., A.M. BROSE E.J. et TEMPLE R. (1948). — The polarization of infra-red radiations. *Journ. Opt. Soc. Amer.*, t. 8, n° 2, pp. 212-216.
- 16) ELLIOT A. et AMBROSE J. (1947). — Polarization of infra-red radiation. *Nature*, vol. 159, pp. 641-642.
- 16') FALGON R. (1952). — Application des tubes électroniques convertisseurs d'images à l'étude spectroscopique ou photométrique du proche infra-rouge. *Ann. Univ. de Lyon*, 3^e série, section B « Sciences physiques et chimiques », pp. 5-44.
- 17) FOSTER L.V. (1949). — Microscope optics. *Analyt. chemistry*, 21, p. 432.
- 17') HABERLANDT H. et KOHLER A. (1950). — Über die praktische Verwendbarkeit von Polarisationsfiltern an Stelle Nicolscher Prismen. *Mikroskopie*, t. 5, pp. 36-38.
- 18) HARVALIK Z.V. (1948). — An electronic eyepiece for spectroscopy of near infra-red. *Review of Scient. instr.*, vol. 19, pp. 254-257.
- 19) HESS H.L. et SCHALLER. (1933). — Colorado ferberite and the wolframite series. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 583.
- 20) HUTCHINSON A. (1907). — The optical characters of antimonite. *The mineralogical magazine*, vol. XIV, n° 66, pp. 199-203.
- 20') JENKINS J.A. (1952). — Some new convertor tubes and their applications. *Electron. Engineering, G.B.*, n° 293, 24, pp. 302-307.
- L'infra-rouge. Centre inter-armées de Documentation militaire, Paris.
- 20'') JOHNSON B.K. (1921). — Infra-red microscopy. *Journal of the Quekett microscopical Club*, G.B. 3, n° 7, pp. 415-418.
- 21) LARSEN E.S. (1921). — The microscopique determination of the monopaque minerals. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 679.
- 22) LARSEN E.S. et BERMAN H. (1934). — The microscopique determination of the monopaque minerals. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 848.
- 23) LOWENTHAL S. (1955). — Dispositif d'observation pour microscope en lumière infra-rouge. *Rev. opt. théor. et instrum. Fr.*, 34, n° 1, pp. 41-43.
- 24) MORTON G.A. et FLÖRY L.E. (1946). — Infra-red image tube. *Electronics*, pp. 112-114.
- 24') MURDOCH J. (1916). — Microscopical determination of the opaque minerals. New-York.
- 25) NEWMAN R. et HALFORD R.S. (1948). — An efficient, convenient polarizer for infra-red radiations. *The review of scientific instruments*, new series, vol. 19, pp. 270-271.
- 26) NOMARSKI G. (1955). — Microscopie dans l'infra-rouge. *Rev. opt. théor. et instrum. Fr.*, n° 1, pp. 29-41.
- 27) SURUGUE J. (1955). — Techniques générales du laboratoire de physique, Vol. 1, Service des publications du C.N.R.S., Paris.
- 27') TOUBEAU G. (1962). — Etude des minéraux opaques dans l'infra-rouge proche. *Bull. Soc. Belg. de Géol.*, t. LXX, fasc. 3, pp. 281-289.
- 28) TRONQUOY R. (1913). — Sur la hübnérite. *Bull. Soc. Fr. min.*, t. XXXVI, pp. 113-119.
- 29) WINCHELL A.N. (1951). — Elements of optical mineralogy. New-York, John Wiley and Sons, Inc.
- 30) ZWORYKIN V.K. et MORTON G.A. (1936). — Applied electron optics. *Journ. of the optical Society of America*, vol. 26, pp. 181-189.

— « » —

Le Crétacé marin à Saïghan et à l'Ouest de l'Hindou Kouch (Afghanistan) (*)

par Albert F. DE LAPPARENT et Jacques DE LAVIGNE SAINTE-SUZANNE

(Pl. IX)

Sommaire. — A Saïghan et dans les vallées voisines, le Crétacé supérieur marin débute par le Campanien discordant. Cet étage est caractérisé par des Oursins, des Inocérames, des Ammonites. Il est surmonté d'un Maestrichtien plus épais, à nombreux Mollusques, Orbitoïdes et Baculites. On note des variations de faciès et d'épaisseur qui permettent une première esquisse paléogéographique.

Le massif ancien de l'Hindou Kouch s'ennoie vers l'Ouest entre Saïghan et Bamian sous des terrains mésozoïques, où l'on a reconnu des sédiments marins, rapportés au Crétacé. On en retrouve encore entre l'Hindou Kouch et le Koh-i-Baba, à Band-i-Amir et vers Naïak (fig. 1). Malgré les remarquables observations de Hayden et les compléments apportés depuis par quelques géologues (1), divers points de stratigraphie restent en discussion, comme il ressort de la documentation groupée par G. Mennessier (2). Ayant relevé des coupes en des localités fossilifères, nous avons ensuite réuni des déterminations paléontologiques, avec le concours de spécialistes que nous remercions ici : Mlle D. Mongin pour les Lamellibranches, M. A. Devriès pour les Echinides, M. J. Sornay pour les Ammonites et les Inocérames. Nous sommes alors en mesure d'apporter les précisions stratigraphiques suivantes.

*
**

Commençons par nous rendre dans la vallée de Saïghan. On y observe sur la rive gauche, c'est-à-dire au Nord, une coupe détaillée (fig. 2), à condition de tenir compte de failles longitudinales qui bouleversent localement la succession des couches. On reconnaît que la première transgression de la mer sur la série continentale de Saïghan se manifeste par un gros banc de calcaire, bourré d'entroques, de radioles d'Oursins et de Bryozoaires. Il est surmonté immédiatement par des marnes jaunes plus ou moins gréseuses, livrant de nombreux Oursins du Sénonien : *Micraster laxoporus* d'ORB., *Hemiaster noemioe* COTT. et GAUTHIER avec *Neithea*

striatocostata GOLDF. Il s'agit même plus précisément de Campanien, car un horizon calcaire intercalé dans ces marnes a fourni des Inocérames rappelant *I. « balticus »* in Woods, forme du Sénonien supérieur, ainsi qu'une Ammonite *Scaphites* sp. ex gr. *hippocrepis* MORTON in GROSS., espèce campanienne (détermination de M. J. Sornay). Les marnes jaunes sont surmontées par un calcaire rouge à *Radiolites* et à grandes *Lopha*, à rapprocher de *L. diluviana* L., avec des Echinides sénoniens : *Parapygus vashini* GAUTH. et *Pygurostoma morgani* GAUTH. (détermination de M. A. Devriès).

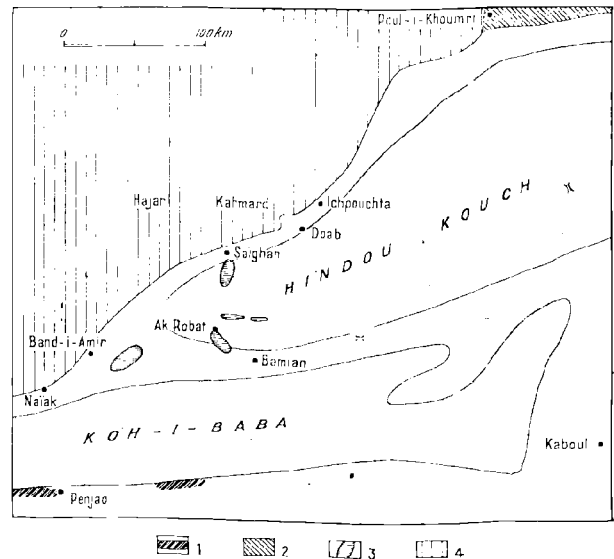


FIG. 1. — Esquisse de la répartition du Crétacé marin à l'Ouest de l'Hindou Kouch:

En gris : bombement du socle ; 1. Aptien à Orbitolines ; 2. Albien et Cénomaniens à Ammonites ; 3. Témoins de Campanien marin transgressif ; 4. Région des plateaux maestrichtiens.

(*) Cette communication a été présentée lors de la séance du 3 juin 1964.

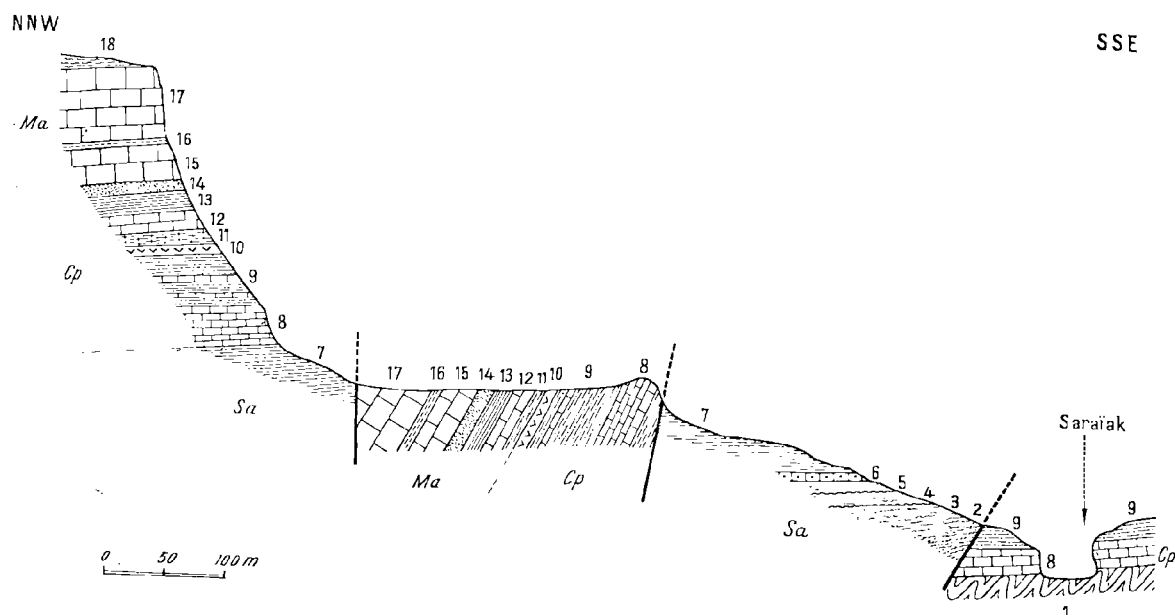


FIG. 2. - Coupe sur la rive gauche (nord) de la vallée de Saïghan.

1. Schistes et quartzites métamorphiques.

Sa SÉRIE DE SAÏGHAN (Jurassique) : 2-3. Marnes ; 4-5. Charbon ; 6-7. Marnes et grès en plaquettes à végétaux.

Cp CAMPANIEN : 8. Calcaires à entroques et Bryozoaires ; 9. Marnes jaunes à *Micrasters* et *Inocérames* ; 10. Calcaire rouge à grandes *Lopha* et *Radiolites*.

Ma MAESTRICHIEN : 11 à 16. Marnes à Huîtres et faisceaux calcaires ; 17. Calcaires dolomitiques à *Cardita beaumonti* et *Exogyres* ; 18. Marnes jaunâtres.

Sur ce premier ensemble attribuable au Campanien, vient une alternance de marnes et de calcaires contenant *Ostrea incurva* NILSSON et *Exogyra vesiculosa* Sow. On peut suivre ce niveau vers le Nord-Est, à Kwaja-Gan-le-Bas (Pl. IX, fig. 1), au col de Nalifach et dans la vallée de Kahmard où il nous avait fourni précédemment, au gisement de Bajgas (3), beaucoup de Mollusques et d'abondantes Orbitoïdes du Maestrichtien. Nous avons encore trouvé, en 1963, dans ce lieu de Bajgas : *Neithea quadricostata* Sow., *Lima hoperi* MANTELL, un Polypier *Cyclolites regularis* LEYM., un nouvel Oursin *Hemiaster opimus* CORR. et GAUTHIER, une grosse Térébratule et un fragment d'Ammonite droite *Baculites* sp.

Ce niveau bien constant est surmonté par une imposante falaise de calcaires dolomitiques en banes massifs, qui contiennent une faune maestrichtienne. Nous y avons récolté à Saïghan les Mollusques suivants : *Exogyra pyrenaica* LEYM., *Lopha nicaisei* Coq., *Cardita beaumonti* d'ARCH., *Desmieria persica* DOUV., *Turritella forgemoli* Coq.

L'existence d'un Crétacé supérieur marin comprenant seulement un Campanien relativement réduit (puissance de 25 m environ) et un Maestrichtien beaucoup plus épais (environ 200 m) est un fait général dans la région. Outre la vallée de Saïghan, on doit citer la vallée de Kahmard, prolongée par la vallée de Hajar où la falaise calcaire a livré des Mollusques du Maestrichtien (3). Il en est de même dans la vallée d'Ichpouchta, où la transgression débute par un calcaire jaune à entroques, radioles et Algues, avant les marnes, puis les calcaires massifs du Maestrichtien.

D'un autre côté, au-dessus des lacs célèbres de Band-i-Amir, nous avons retrouvé les mêmes étages, sous des faciès un peu différents. Le Campanien, en particulier, comprend ici 350 m de marnes gréseuses, bourrées de pistes et de terriers d'animaux, où nous avons récolté : dans le premier tiers (n° 2 de la coupe, fig. 3), une grosse Ammonite *Phylloceras* sp. et des *Inocérames* voisins de formes connues dans le Campanien : *Inoceramus (Haenleinia)* nov. sp. et *Inoceramus (Cordiceramus)* nov. sp.

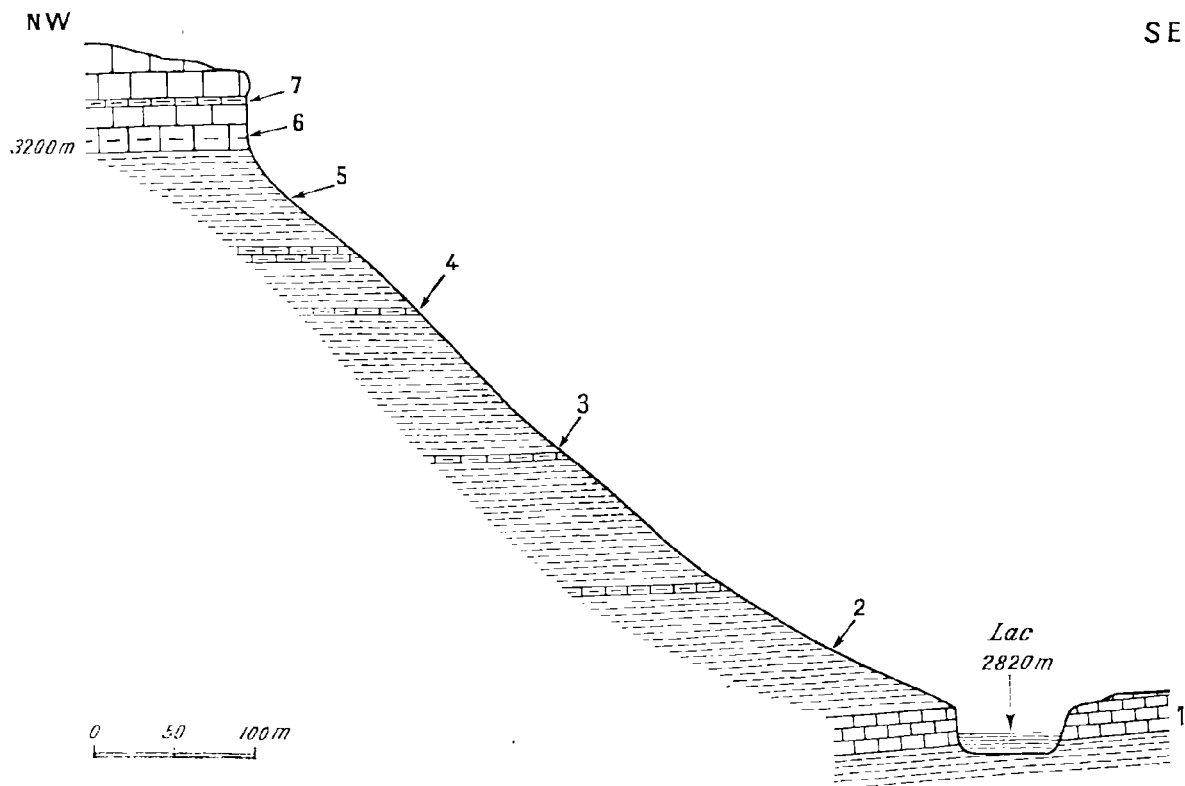


FIG. 3. — Coupe à l'Ouest de Band-i-Amir.

CAMPANIEN : 1. Calcaires en plaquettes ; 2-5. Marnes gréseuses fossilifères (voir le texte).
 MAESTRICHIEN : 6. Calcaires marneux ; 7. Calcaires roux à *Lima gallieni* et *Pycnodonta vesicularis*.

(d'après M. Sornay) ; vers le milieu (n° 3 et 4), des Lamellibranches : *Pycnodonta vesicularis* LMK. petite forme, *Pholadomya mandibula* Sow., *Modiolus* cf. *typicus* FORBES, *Lopha* sp. et des Oursins *Micraster* cf. *arenatus* SISMONDA ; dans le tiers supérieur (n° 5), des Ammonites, dont une douzaine d'échantillons sont rapportés à *Hoplitoplacenticerus* sp., ce genre indiquant le Campanien. L'étage est donc ici fort épais, bien que composé de sédiments très peu profonds.

La corniche qui couronne la série comprend des calcaires marneux (n° 6), puis des calcaires rougeâtres (n° 7) où abondent les fossiles : *Pycnodonta vesicularis* LMK. grande forme, *Exogyra conica* Sow., *Lima gallieni* d'ORB., fossile figuré sous le nom de *Pecten* sp. in Yabe (4), des Nautilés et des Spongiaires transformés en silex. Cette couche est l'équivalent de la falaise maestrichtienne de Saïghan et de Kahmard.

Plus loin encore, dans la haute falaise de Naïak, on reconnaît des calcaires roux à entroques ; au-dessus vient une vire marneuse à Nautilés et Ammonites non déterminées ; puis des calcaires massifs avec une faune maestrichtienne : *Pycnodonta vesicularis* LMK., *Exogyra pyrenaïca* LEXM., *Rhynchonella* sp. et des Orbitoïdes présentes dans le calcaire lui-même.

Il semble donc exclu que le Cénomanién marin soit représenté dans cette région. Si Hayden l'avait indiqué (1), c'était sur la base d'un petit fragment de *Scaphites*, trouvé par lui avec des *Micrasters*. Or, le *Scaphites* bien conservé que nous avons récolté dans le même niveau est une forme campanienne et nos *Micrasters* appartiennent à une espèce sénoniennne.

Revenant à Saïghan et examinant cette fois vers le Sud la rive droite de la vallée, on est surpris de voir le calcaire à entroques, radioles, Bryozoaires

et petites Rhynchonelles, reposer ici directement et avec une discordance spectaculaire sur les phyllades du socle de l'Hindou Kouch (Pl. IX, fig. 2). Il supporte de bons affleurements de marnes jaunes où abondent les mêmes Oursins : *Micraster laxoporus* d'ORB. Pour expliquer que le Campanien repose, du côté de la rive gauche, sur la série continentale de Saïghan épaisse de 120 m environ, et du côté de la rive droite directement sur le cristallin, il faut noter deux choses. D'abord une faille inverse, mal visible mais réelle, qui a remonté la série de Saïghan plus haut que le Campanien. Puis le fait que cette faille a dû jouer à l'emplacement de la bordure du bassin où se déposait la série continentale antérieure au Crétacé et que cette bordure devait se relever très rapidement, faisant déjà affleurer les phyllades. Ainsi le Campanien pouvait transgresser, d'abord sur la série de Saïghan, puis à peu de distance, sur le socle émergé. Cela concorde avec une observation de Hayden (1) faite en amont de Saïghan : en trois kilomètres, il a vu le calcaire crétacé déborder successivement en discordance sur la série de Saïghan (jurassique), sur la série de Doab (triasique) et sur le Permien. A Ichpouchta au contraire, le Campanien marin transgresse seulement sur la série rouge dite « red grit », superposée à la série de Saïghan à charbon. C'est dire que l'avancée de la mer crétacée s'est faite sur des termes variés, plissés ou faillés antérieurement.

Et voici que l'extension du Campanien transgressif, avec son calcaire de base et ses marnes jaunes, prend de l'importance vers le Sud-Ouest, enveloppant toute la terminaison périelinale de l'Hindou Kouch. On peut le voir ainsi, discordant sur les phyllades, de Saïghan à Sukhta Chinar,

puis d'Ak Robat à Tehechma Chafan à l'Ouest de Bamian. Il couronne même à 4 000 m d'altitude le Koh-i-Gandak au Nord de Bamian, comme Hayden l'avait bien pressenti : nous avons vu là-haut, discordants sur le Permien à Fusulines, des calcaires jaunâtres à entroques et à Huîtres. Enfin, on retrouve un calcaire jaune à entroques et à grains de quartz, avec des Bryozoaires et des fragments de tests de Lamellibranches, jusque vers Band-i-Amir, près du cimetière des nomades au col 3310 m, où il est transgressif sur le Paléozoïque.

Conclusion

La comparaison des diverses coupes suggère que la terminaison occidentale du massif de l'Hindou Kouch devait comporter des digitations, entre lesquelles se répartissaient des épaisseurs et des faciès différents. Les épaisseurs beaucoup plus fortes à Band-i-Amir et à Nâiak se rencontrent précisément dans une zone déprimée située entre la ride d'Ak Robat et celle du Koh-i-Baba (fig. 1).

D'autre part, tandis que l'Hindou Kouch n'était recouvert à l'Ouest par la mer, aux temps crétacés, qu'à partir du Campanien et pendant le Maestrichien, la situation était différente de chaque côté. Au Sud du Koh-i-Baba, c'est la mer aptienne à Orbitolines, dépendant de la Mésogée, qui régnait jusqu'à Penjao (5). Au Nord, la mer, venant du Turkestan, transgresse avec l'Albien et le Cénomaniens à Ammonites jusqu'à Poul-i-Khoumri.

Ainsi se précise l'idée (6) que l'axe de l'Hindou Kouch correspond à un vieux trait permanent de l'Afghanistan, qui commandait déjà la paléogéographie des mers crétacées.

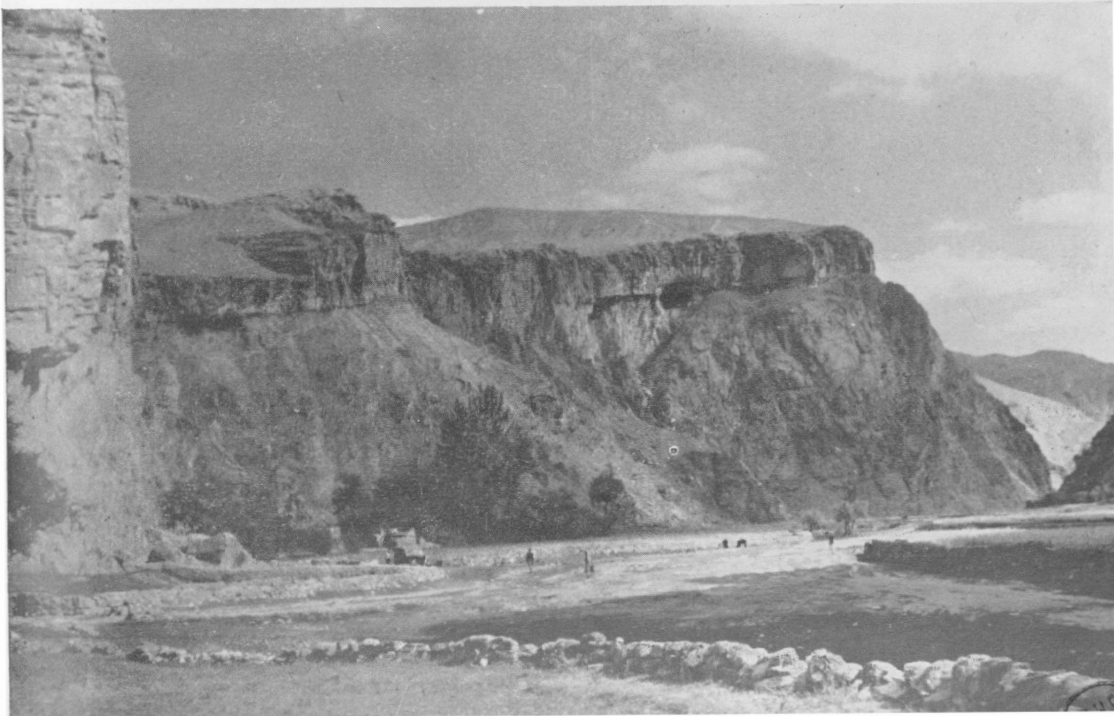
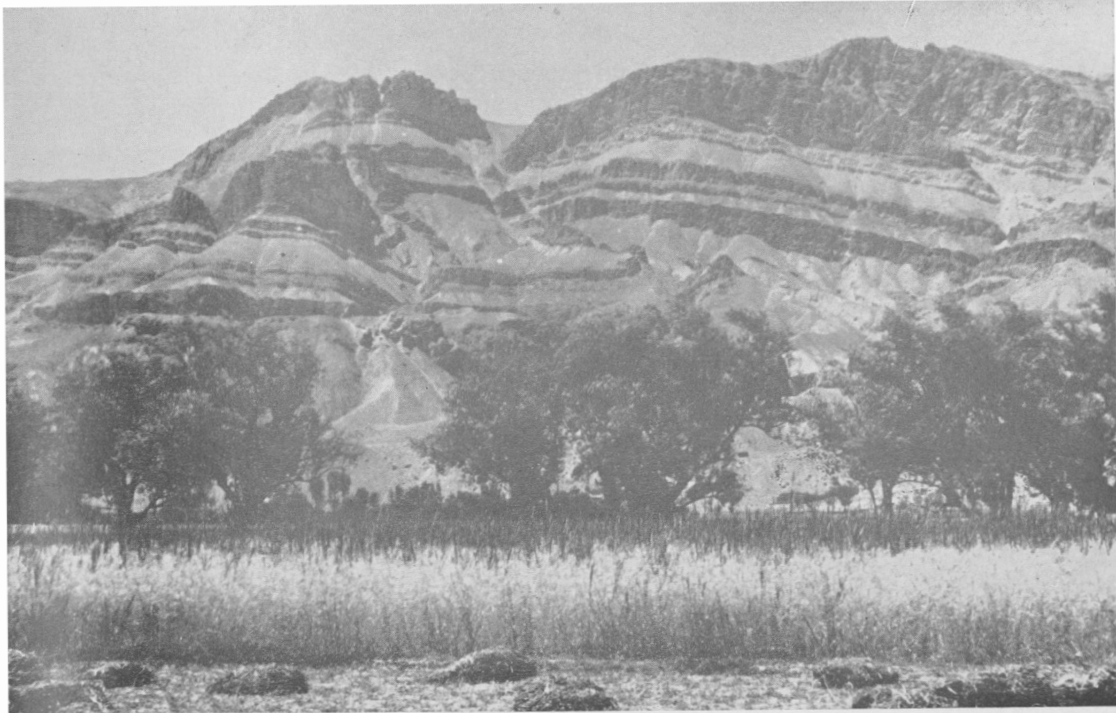
LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) HAYDEN H.H. (1911). — The geology of northern Afghanistan. *Mem. geol. Surv. India*, XXXIX.
- 1a) DESIO A. (1960). — Riconoscizioni geologiche nell'Afghanistan. *Boll. Soc. geol. ital.*, LXXIX, fasc. III, p. 1.
- 1b) KAEVLER M. (1953). — Das Hajar-Tertiär-Profil und seine Stellung in der Ober-Kreide Zentral-Afghanistan. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12, p. 669.
- 2) MENNESSIER G. (1961). — *Lexique stratigr. internat.*, 3, fasc. 9 a.
- 3) LAMPARENT A.F. DE (1963). — La série stratigraphique de la vallée de Kahmard (Hindou Kouch, Afghanistan). *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 2646.
- 4) YABE Y. (1959). — Some cretaceous Pelecypods from Afghanistan. *Bull. geol. Surv. Japan*, 10, p. 287.
- 5) LAMPARENT A.F. DE (1962). — Du Crétacé à Orbitolines en Afghanistan central. *C.R. Ac. Sc.*, t. 255, p. 1311.
- 6) MENNESSIER G. (1962). — Sur la stratigraphie du Crétacé dans le Turkestan afghan. *Ann. Soc. géol. Nord*, LXXXII, p. 19.

LEGENDE DE LA PLANCHE IX

FIG. 1. — Rive gauche (nord) de la vallée de Saïghan : repli dans le Crétacé supérieur de Kwaja-Ganle-Bas.

FIG. 2. — Rive droite (sud) de la vallée de Saïghan : discordance du Campanien (calcaire à entroques et marnes à *Micrasters*) sur les phyllades de l'Hindou Kouch, à Sarâiak.



Nature des terrains crétacés et primaires de l'Est du Cambrésis ⁽¹⁾ d'après quelques observations récentes

par Claudine ARSÈNE (2)

Sommaire. — L'étude de sondages récents a permis de montrer la présence, à l'est de Cambrai, des terrains cénomaniens, albiens, aptiens et wealdiens, ces trois dernières formations étant localisées dans des poches de la surface du Primaire. Ces sondages ont donné également quelques indications sur la nature des terrains primaires.

Les observations suivantes ont été effectuées dans une région située à l'est de Cambrai et limitée par les communes de Iwuy et Avesnes-le-Sec au Nord, Cathenières et Audencourt-Caudry au Sud.

Il s'agit d'un plateau entaillé par de nombreuses dépressions d'orientation SE-NW correspondant à des vallées occupées par des rivières autrefois beaucoup plus importantes.

Une couverture quaternaire existe sur la presque totalité de la région. Ces terrains sont représentés par des alluvions (sable et silex roulés) déposés dans le lit des rivières et par des limons de teinte brunâtre, d'épaisseur variable, qui recouvrent uniformément ce plateau.

On n'observe que très peu de Tertiaire sur la feuille considérée. Il se présente sous forme de rares buttes (butte de Fontaine-au-Pire, au sud de la région étudiée, par exemple). On y trouve, de bas en haut : du sable jaune correspondant au tuffeau de base, de l'argile noire et de la glaise verte représentant « l'Argile de Clary » et du sable. Il s'agit de Landénien marin.

Les formations secondaires sont constituées de terrains sénoniens, turoniens et cénomaniens généralement bien représentés et de terrains albiens, aptiens et wealdiens qui existent de façon sporadique.

(1) Cette communication a été présentée lors de la séance du 15 avril 1964.

(2) Stagiaire de recherche au C.N.R.S.

La partie inférieure du Sénonien est ici seule présente : c'est de la craie blanc jaunâtre, granuleuse, à silex noirs et bruns, caractérisée par le *Micraster cor testudinarium*. A la partie supérieure de cette craie, il est possible d'observer quelques poches de décalcification.

Le Turonien supérieur, caractérisé par le *Micraster lekei*, est formé de craie tendre, blanche à jaune verdâtre, qui présente quelques passées glauconieuses et est légèrement phosphatée par endroits ; elle donne alors ce qui fut quelque temps exploité sous le nom de Phosphate du Cambrésis. On passe graduellement au faciès craie non phosphatée du Sénonien. L'épaisseur de ces formations est d'environ 15 mètres.

Le Turonien moyen est constitué de marne, généralement plastique, gris clair à gris vert par places, avec quelques niveaux de craie dure dont la couleur varie du blanc au gris blanc. L'assise est caractérisée par la présence de *Terebratulina rigida* et son épaisseur est de 10 à 15 mètres.

Le Turonien inférieur se présente sous forme de marne plastique gris bleu à gris vert, avec quelques passées de craie tendre argileuse gris vert à verte, parfois finement sableuse. L'épaisseur de cette assise varie de 30 à 35 mètres.

Le Cénomaniens supérieur est formé de marne de teinte claire (beige à blanc) avec des passées locales de craie blanche plus dure.

Puis on trouve le Cénomaniens inférieur : marne gris verdâtre, avec localement quelques passées de craie blanche plus dure ou de sable.

Le début de la transgression cénomaniens sur les terrains sous-jacents se marque par un « tourtia » de teinte verte constitué de galets, nodules de phosphate et grains de glauconie, dans de l'argile ou du sable. L'épaisseur des terrains cénomaniens est variable : de 30 à 35 mètres.

Les sondages (3) que nous avons pu étudier ont ensuite rencontré presque uniformément des terrains albiens se présentant sous forme d'argile de teinte foncée (argiles du Gault) surmontant des sables clairs, blancs à verts, glauconieux.

Des lambeaux d'Aptien peuvent s'être déposés dans certaines dépressions à la surface du Primaire : ce sont des argiles noires, sableuses, pyriteuses, pouvant être parfois légèrement calcaires ou présenter quelques passées de grès fin.

Le sondage « Rieux I », fig. 1, a rencontré, dans une poche à la surface du calcaire primaire, des formations constituées de sables grossiers, lignites, graviers de quartz ou de dolomie. Ces formations grossières sont attribuées au Wealdien.

Des sondages effectués dans cette région ont permis de connaître la nature des terrains primaires en quelques points. Il s'agit de Carbonifère ou de Dévonien. D'après les renseignements obtenus, il semble que le Carbonifère soit représenté vers le sud, tandis que l'on peut observer des terrains dévoniens vers le nord.

Ces divers ouvrages ont permis d'observer respectivement en divers points, du sud vers le nord :

— du calcaire oolithique beige et du calcaire à entroques (sondage « Audencourt », fig. 1). Ces calcaires semblent appartenir à des formations carbonifères (Viséen probablement) ;

(3) Ces sondages ont été effectués en 1962 par la Compagnie Française des Pétroles, qui a aimablement mis à ma disposition les renseignements qu'ils fournissaient, et que je tiens à remercier ici bien sincèrement.

Je remercie également le Bureau de Recherches Géologiques et Minières qui m'a facilité l'étude de ces ouvrages.

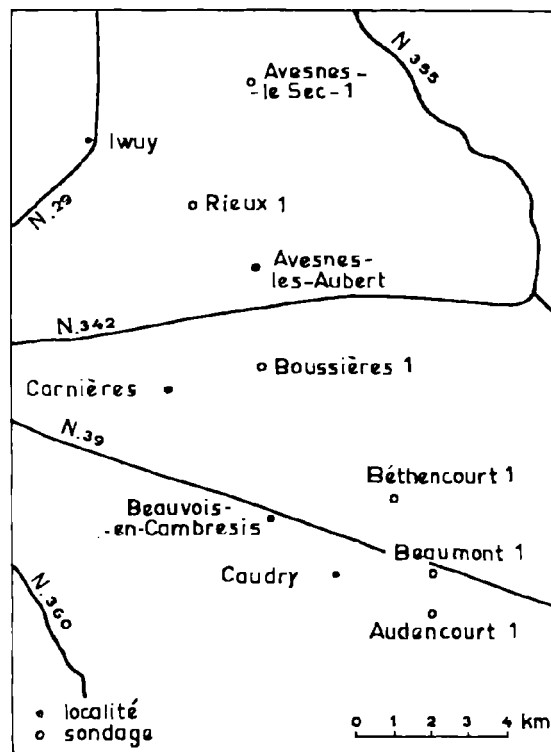


FIG. 1

— des alternances de grès, calcaires et schistes, des schistes argileux et de nouveau des alternances de calcaires à entroques, de calcaire gréseux, de grès et de schistes (sondage « Beaumont I », fig. 1). Ces formations successives variées marquent une zone d'alternance entre les sédimentations gréseuse, schisteuse et calcaire. Il pourrait s'agir d'une « zone de passage », peut-être de Strunien ;

— du calcaire cristallin gris noir, finement gréseux, à entroques et qui pourrait représenter du calcaire carbonifère (sondage « Béthencourt I », fig. 1) ;

— des schistes noirs finement gréseux présentant des intercalations de calcaire gréseux (sondage « Boussières I », fig. 1). Ce faciès d'alternance pourrait appartenir soit à une zone de passage (Strunien), soit à du Famennien supérieur ;

— du calcaire gris noir à coralliaires et débris organisés et présentant des niveaux de marne (sondage « Rieux I »). Il pourrait s'agir de Dévonien

supérieur ou de Dévonien moyen (Givétien ou Frasnien) ;

— des grès arkosiques blancs à gris blanc, avec des éléments de quartz et de feldspath et, surmontant cette arkose, de l'argile rouge brique, panachée de vert, passant par places à un grès rouge lie de vin (sondage « Avesnes-le-Sec I », fig. 1). Ces formations représentent le faciès de l'arkose d'Haybes et des schistes d'Oignies (Gédinnien).

Nous pouvons donc observer une succession assez complète de terrains créacés recouvrant le socle primaire.

A partir de ces ouvrages, il a été possible de se rendre compte de l'allure approximative de la surface des terrains primaires. Cette surface est inclinée vers le NW (cote 0 au S et cote — 30 vers le N). Elle présente des bombements et des dépres-

sions d'axe NW-SE vers le S et d'axe N-E vers le N.

Les couches du Turonien moyen sont inclinées elles aussi vers le NW. Les bombements sont beaucoup moins importants qu'à la surface du Primaire: il n'en existe qu'un seul d'axe S-W.

D'après l'épaisseur des terrains rencontrés, il est possible de faire quelques remarques sur la tectonique de la région. Les formations aptiennes et albiennes se seraient déposées dans une cuvette à la surface du Primaire ; cette cuvette comblée, les terrains cénomaniens se sont déposés sur la région avec une épaisseur diminuant du sud au nord. Les couches du Turonien, d'épaisseur constante, se sont déposées uniformément. Des mouvements tertiaires, dans la direction des plissements primaires, se sont ensuite produits et ont donné les ondulations que l'on observe dans les terrains créacés.



Aux confins cénomano-turonien : la zone à *Actinocamax plenus*

par René MARLIÈRE (*)

En toutes choses, les frontières engendrent d'épineuses questions ; aussi commencerai-je par affirmer que je n'y toucherai pas, laissant à chacun selon le critère qu'il se donne la faculté d'incorporer la zone à *Actinocamax plenus* au Cénomaniens le plus élevé, ou bien au Turonien le plus inférieur, ou bien encore, répétant le jugement de Salomon, de la couper en deux (J. MAGNÉ et J. POLVÊCHE, 1961) en faisant une part à chacun.

En l'occurrence, les difficultés s'accroissent, car :

a) Ni le Cénomaniens-type de la Sarthe ne se prolonge en continuité dans le Turonien, ni le Turonien-type de Touraine ne montre le passage d'un étage à l'autre, en sorte que là où l'on placerait volontiers une démarcation basée sur l'évolution des faunes d'ammonites, on trouve des lacunes, c'est-à-dire le vide.

b) Ces lacunes, de la Sarthe au Devonshire et au sud-est de l'Angleterre, ont des amplitudes différentes, c'est-à-dire que ni la fin de sédimentation, ni la reprise des dépôts ne se sont manifestées au même niveau de l'échelle des temps géologiques ; les phénomènes purement sédimentaires n'apportent donc pas la solution, unique et uniforme.

c) Si l'on se réfère aux séries sédimentaires continues établies hors du Bassin anglo-parisien, on ne peut pas davantage trouver un accord car, entre la zonéologie hémérale (d'après les ammonites) et la zonéologie fondée sur les foraminifères, le « calage » n'est pas réalisé (et l'on se demande s'il est possible).

d) Enfin, en regardant les stratotypes « au verre grossissant » selon les exigences et les raffinements apportés aujourd'hui dans l'étude des faunes, des microfaunes, de la paléo-écologie, de la sédimentologie..., on trouve qu'ils sont devenus insuffisants, inadéquats, sinon à l'écart de certaines orthodoxies ; ce qui était *un* hier, est aujourd'hui *multiple* et déclanche la querelle des anciens et des modernes.

Sans faire choix d'une « limite », terme dont je voudrais éviter l'usage à défaut d'un critère de valeur absolue ou conventionnelle, la zone centenaire à *Actinocamax plenus* paraît suffisamment connue et suffisamment continue pour être maintenue au rang de « biozone », indépendamment de tous problèmes d'accolade, et permettre en conséquence de traiter des « confins cénomano-turonien » sans anticiper sur les décisions et solutions à venir.

Ce propos et son intitulé ne seraient pas tout à fait justifiés si la condition préalable s'avérait en défaut : *Actinocamax plenus* est-il un fossile de zone ? A cette question, J. Magné et J. Polvéche répondent par l'affirmative (1961, p. 48). A leurs arguments j'ajouterai que jamais le niveau à *Actinocamax plenus* ne « croise » les biozones qui l'encadrent (comme le fait par exemple le *Pecten asper*, en coupant successivement les assises du Cénomaniens) ; que, dans le Bassin de Paris, les mers cénomaniennes et turoniennes n'ont pas été peuplées de bélemnites, hormis la très soudaine et singulière invasion par les puissants nageurs *Actinocamax*, dont le berceau pouvait se trouver dans les eaux relativement froides de la Russie centrale (ARKHANGELSKY 1916, JELETZKY 1948, NAIDIN 1959, JEFFERIES 1962).

Etant admis cela, je me propose d'apporter quelques réflexions à propos de la zone à *Actinocamax plenus* et, s'il se peut, de dissiper certains malentendus.

**

Des recherches récentes, étendues et minutieuses effectuées au Sedgwick Museum, par M. R.P.S. Jefferies, engagent à prendre le départ en Angleterre, et à y examiner les qualités et les défauts du stratotype. L'exemple mériterait de devenir classique tant il paraît instructif.

En franchissant le détroit, on trouvera le Cénomaniens du Pas-de-Calais, du Nord et du Bassin

(*) Faculté polytechnique de Mons, novembre 1964.

de Mons ; il sera possible de réunir les formations d'une bordure à l'autre du bassin anglo-parisien et de rechercher une explication d'ensemble aux phénomènes sédimentaires.

Par occasion, nous évoquerons le problème du contact Cénomaniens-Turonien, compte tenu des conditions d'information inhérentes aux creusements de puits et sondages dans les régions minières, française et belge.

*
**

En Angleterre, la définition traditionnelle de la zone à *Actinocamax plenus* n'a pas varié depuis que PHILLIPS (1818) a reconnu la présence d'une couche de marne sous la Melbourn Rock (à *Inoceramus labiatus*) près de Douvres, et que HILL et JUKES-BROWNE (1886) ont montré que la base correspond à une surface d'érosion (= sub-*plenus* erosion surface).

Acceptable en première approximation, une telle définition (historique) n'a plus le même aspect après les analyses minutieuses auxquelles s'est livré M. Jefferies, en multipliant les points d'observation (environ 24 en Angleterre méridionale), en interprétant les épisodes écologiques, en proposant un

néo-stratotype (les couches de Merstham) dont il propose d'étendre la définition au Bassin de Paris « to both sides of the Channel ». Voilà donc qui nous concerne directement.

Les COUCHES DE MERSTHAM se présentent comme suit (voir fig. 1) :

Entre la craie à *Holaster subglobosus* (Cénomaniens) et la Melbourn Rock (Turonien), les Couches de Merstham occupent 2 m 50 environ. M. Jefferies les décompose en 8 niveaux, totalisant 16 zones écologiques ; il y voit encore 5 surfaces d'érosion (qui ne sont pas toujours reconnaissables en Angleterre même) deux d'entre elles existant sous le niveau à *Actinocamax plenus* ; la plus basse seule (parmi ces deux) est dénommée la « sub-*plenus* erosion surface », base historique (E₁ ci-dessous).

Or, la distribution verticale des faunes n'obéit pas à la « sub-*plenus* erosion surface » ; elle conduit à d'autres divisions, ce que les descriptions détaillées établissent de façon indiscutable et que M. Jefferies signale parfois explicitement. Voyons :

a) A tout seigneur tout honneur. *Actinocamax plenus* existe dans les lits 4, 5 et 6 totalisant ici 40 centimètres. Hormis la région méridionale du Weald (Eastbourne) où le fossile se rencontre dans

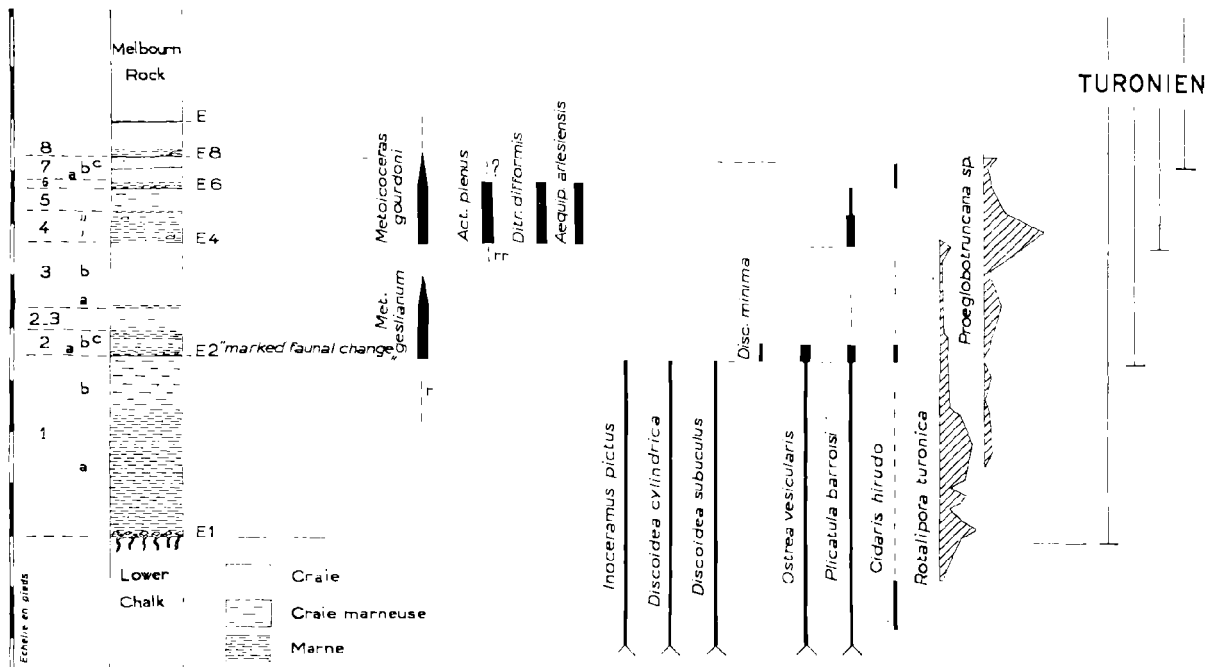


FIG. 1 — Les Couches de Merstham, selon M. Jefferies.

En regard de la série lithologique, la distribution verticale des faunes est indiquée en retenant les espèces les plus communément utilisées pour la distinction des assises dans le Nord et le Pas-de-Calais.

2 m 30 de marnes, partout en Angleterre il se trouve dans une *tranche sédimentaire très peu épaisse* (0 m 60 au maximum) même où la sédimentation n'est pas condensée.

Il en est encore toujours ainsi entre le Pas-de-Calais et le Hainaut. Sur ce point, il reste donc parfaitement valable de faire état d'un « niveau » à *Actinocamax plenus*, car les faits semblent l'imposer (MARLIÈRE, 1939, p. 345). C'est d'ailleurs le niveau de référence utilisé dans les corrélations par M. Jefferies (1963).

b) La faune du lit 1 est très analogue à celle du sommet des couches à *Holaster subglobosus* ; les changements qui s'y observent peuvent en partie s'expliquer par la moindre profondeur et la charge des eaux en boue (JEFFERIES 1962, p. 623). Par contre, le *changement faunistique entre 1 et 2 est le plus important de la série et disproportionnellement grand par rapport au changement lithologique* (JEFFERIES 1962, p. 624).

C'est donc montrer avec clarté que la faune à *subglobosus* s'élève jusqu'au contact entre 1 et 2, sans être influencée par la surface d'érosion E₁ (1).

c) Comme la macrofaune des couches 4-5-6 est très semblable à celle des couches 2 et 3 (JEFFERIES 1962, p. 636), on est fondé à voir entre elles un *passage très graduel*, ce que les microfaunes pélagiques confirment pleinement (relais de *Rotalipora turonica* par *Proeglobotruncana* sp.).

Quoi qu'il en soit, le choix est offert entre quatre démarcations possibles, qui sont, de haut en bas :

— la base de la Melbourn Rock (à *Inoceramus labiatus*) ;

— le niveau à *Actinocamax plenus* (*de facto*) avec extinction de *Rotalipora turonica* ;

— le niveau où s'effectue le changement de faune (et le relais des microfaunes pélagiques) à la fin de la biozone à *Holaster subglobosus* (contact 2-1, c'est-à-dire E₂) ;

— la « sub-plenus érosion surface » (la plus basse, soit E₁) base historique sans doute, mais de nature essentiellement écologique et sédimentologique (2).

(1) La distribution des ammonites n'infirme pas les faits, puisque *Metoicoceras gestianum* est très rare dans le lit 1, et de détermination douteuse (moules internes « probably of *M. gestianum* in Bed 1 at Steyning »).

(2) La continuité des surfaces d'érosion est parfois en défaut, et cela n'a rien de surprenant ; par exemple : la surface E₂ est peu distincte à Merstham, et manque à Leatherhead ; de même E₃ est moins évidente à Merstham qu'ailleurs. N'y a-t-il pas là un avertissement ?

A lui seul, l'exemple renferme tous les éléments de discordance entre la tendance à préserver les limites historiques (sub-plenus érosion surface, puis base de la Melbourn Rock), ou à accréditer soit le changement de la macrofaune (E₂), soit l'apparition ou la localisation d'un type faunistique nouveau (« niveau » à *Actinocamax plenus*), soit encore la distribution verticale des microfaunes pélagiques.

Les épaisseurs sédimentaires seraient-elles beaucoup plus importantes, que rien ne serait modifié dans les principes ou la nature des problèmes.

**

Insistons sur la « sub-plenus érosion surface ». Elle ne porte en soi aucune possibilité de corrélation lointaine et à lui prêter continuité « to both sides of the Channel » on se heurte d'abord aux faits, ensuite aux idées. Nous y venons.

A) **Dès le Boulonnais**, les faits ne sont pas vus de la même façon : sans doute M. Jefferies reconnaît-il à Sangatte les 8 niveaux des couches de Merstham, qu'il divise en 13 épisodes écologiques (puissance globale de 1 m 03 à 1 m 60) ; à la base du lit 1, il voit « an abrupt érosion surface » accompagnée de galets de craie blanche ; il en fait la « sub-plenus érosion surface ».

Malheureusement, les auteurs français, depuis Cheillonx (1877), ont souvent insisté sur le passage graduel et n'ont jamais vu de surface d'érosion ; sous la craie noduleuse du Turonien, se trouve *Actinocamax plenus*, « dans un banc de craie argileuse, grise à l'état sec, verdâtre à l'état frais, épais de 50 à 80 cm, passant à la base sans aucune ligne séparatrice que de minces filets plus argileux, à d'autres bancs de roche à peu près de même composition, d'abord plus blanche, quel-
« quefois fendillée, plus grise, épais de 13 à 14 m » (CHEILLONX 1877, p. 206). De même J. MAGNÉ et J. POLVÊCHE (1961) ne font mention d'aucune discontinuité ; tout au plus mentionnent-ils à Sangatte seulement, une « craie blanche à perforations verdâtres passant progressivement à la craie blanche homogène » (1961, p. 49). Mais il n'est question ni d'érosion, ni de galets de craie.

Du Pas-de-Calais au Bassin de Mons, jamais on n'a encore décelé une surface d'érosion, comme celle de Merstham, suspendue, en quelque sorte « flottante » aux confins du Cénomaniens et du Turonien :

J. GOSSELET et P. PRUVOST (1911) : « Au point de vue lithologique, il y a passage de toutes les assises l'une à l'autre », à Auchel.

G. MATHIEU (1930) : « ...à Vigny et à Douchy, comme à Saint-Aybert, il y a passage insensible, donc sédimentation continue du Turonien au Cénomaniens ».

Plus récemment, J. POLVÊCHE (1960) a eu la bonne fortune d'étudier quatre sondages au Sud de l'Axe de l'Artois, en *carottage continu*, dans lesquels « au point de vue lithologique, seules de très légères différences de teinte permettent de reconnaître les grandes subdivisions admises aujourd'hui dans la série crayeuse du Nord de la France », y incluant la jonction Turonien-Cénomaniens tout à fait indécise.

Je pourrais multiplier les exemples personnels : pas de lacune, pas d'érosion connue sous le niveau à *Actinocamax plenus*. Les séquences conduisent du Cénomaniens au Turonien par degrés insensibles, des cailloutis et marnes glauconifères sous-*subglobosus* (= Tourtia de Valenciennes), aux marnes argileuses, aux marnes calcareuses, aux craies marneuses... sans hiatus apparent, en transgression continue du Cénomaniens au Turonien (transgression cénomano-turonienne, MARLIÈRE 1939).

Tels sont les faits, dans leur immense généralité pour le Nord-Est du Bassin de Paris. L'opposition est d'importance et mérite considération : ainsi donc, les « Belemnite Marls » distinctes et constantes dans la série crayeuse du Sud-Est de l'Angleterre et sur le *pourtour du Weald* (y compris le Boulonnais) sont incluses dans les dépôts cénomano-turonien depuis le Pas-de-Calais jusqu'au Hainaut sans aucune distinction lithologique possible. A cela, deux exceptions pourtant :

— à Coquelles (près de Calais), c'est une craie marneuse et sableuse (3 m 75) à gros grains de glauconie et petits galets (R. DEHÉF et G. DUBOIS, 1926) ; on est là dans la périphérie toute proche de l'*Anticlinal du Weald*.

— à Thulin, à l'est de Saint-Aybert, ce sont quelques banes de marne grossière et glauconifère avec de minuscules galets sporadiques et concrétions phosphatés, sensiblement au niveau de l'*Actinocamax plenus* (Sondage du Jardiné, MARLIÈRE, 1945) ; on est ici tout près du littoral ardennais.

B) Venons-en maintenant, munis des faits, à quelques réflexions :

a) *Quelle est la valeur stratigraphique de la « sub-plenus erosion surface » si elle n'offre pas en soi des possibilités de corrélations et, qui plus est, si nous ne la trouvons pas à l'écart des zones de bordure ?* — Elle représente un épisode régional,

sédimentologique et écologique, en fin de compte un « faciès ».

b) Bien que certains fonds sous-marins du bassin anglo-parisien aient pu subir des arrêts temporaires de sédimentation ou même des érosions peu importantes, nous avons toutes raisons de penser que l'approfondissement de la mer durant l'époque à *subglobosus* s'est poursuivi en Hainaut français et belge du Cénomaniens au Turonien, même s'il n'en est pas ainsi dans le Sud-Est de l'Angleterre. La mobilité n'est-elle pas le propre des bassins sédimentaires ? Cette opinion apporte les éclaircissements que souhaite M. Jefferies (1963, p. 23) et soutient l'idée que si la clé d'une solution micropaléontologique à la jonction des étages peut être recherchée, les séries continues du Nord et du Hainaut s'y prêtent, à l'écart toutefois des faciès de la bordure ardennaise.

c) La seule discontinuité de sédimentation que nous connaissions dans l'ensemble Cénomaniens et Turonien existe à l'est de Douai (depuis Hornaing), mais elle n'est pas sous-*plenus* ; elle est à la base de l'Assise de Saint-Aybert, sous l'assise à *subglobosus*. Il n'est évidemment pas possible de lier en continuité la « sub-plenus erosion surface » anglaise et la surface de transgression connue au flanc de l'Ardenne.

L'assise de Saint-Aybert, telle qu'elle est définie (MARLIÈRE, 1939, pp. 390 et 397) renferme :

Inoceramus crippsi var. *reachensis* (commun)
Inoceramus pictus
Plicatula barroisi
Anomia papyracea (au sommet)
Actinocamax plenus (vers le haut) (3).

Là où elle est complète, elle correspond à l'ensemble de ce que l'on nomme en Angleterre

} *plenus zone*
 et
 } *subglobosus zone*

d) En respectant cette corrélation, on peut alors relier sans difficultés le Sud de l'Angleterre aux bords ardennais (fig. 2).

(3) En établissant les relations stratigraphiques d'ensemble de la zone à *Act. plenus* dans le bassin anglo-parisien, M. Jefferies place l'Assise de Saint-Aybert en position culminante sur le massif ardennais (1963, fig. 7), en sorte qu'elle paraît stratigraphiquement au-dessus du niveau à *Act. plenus*. Il eut fallu la placer en majeure partie au-dessous, par définition, et l'erreur contenue dans le diagramme eut sans doute été évitée.

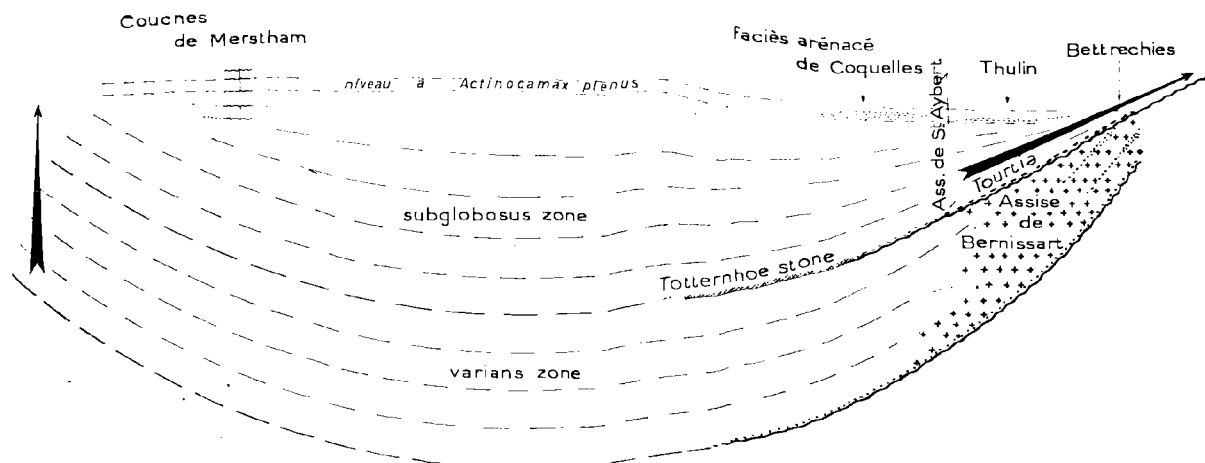


FIG. 2. — Schéma des relations stratigraphiques entre l'Angleterre et la Belgique, durant le Cénomanién.

Du côté français et belge nous plaçons l'assise de Saint-Aybert, comme il se doit, en équivalence du Cénomanién à *subglobosus* et *plenus*, la surface de transgression étant marquée par le Tourtia de Valenciennes dont le caractère conglomératique s'atténue graduellement vers Vicoigne et Hornaing. Il disparaît plus à l'Ouest.

La *Totternhoe Stone* (4) du Cambridgeshire, connue à la base de la zone à *Holaster subglobosus*, y représente un faciès d'eaux agitées, peu profondes, où les érosions ne sont pas exclues ; tous ces phénomènes sont homotaxes des épisodes qui séparent en Belgique l'assise de Bernissart (*varians zone*) de l'assise de Saint-Aybert.

Les variations sédimentologiques observées à Merstham (apports argileux, brefs arrêts de sédimentation, lessivages répétés des fonds sous-marins avec remaniement de la craie sous-jacente...) trouvent écho dans le Boulonnais aux falaises de Sangatte éventuellement (craie à perforations), au sondage de Coquelles (sable et gros grains de glauconie, petits galets dans la craie marneuse à *Act.*

(4) La *Totternhoe Stone*, qui peut atteindre une épaisseur maximale de 20 pieds dans le Cambridgeshire, est une roche grossièrement grenue pétrie de débris de coquilles, et renfermant peu de minéraux détritiques. Sa base s'accompagne généralement d'un lit de nodules phosphatés, devenant sporadiques dans la masse, tandis que le sommet passe graduellement à la craie marneuse à *subglobosus*. La séquence, après lessivage des fonds sous-marins, s'est déposée sous turbulence (courants de fond, pour A.J. Jukes Browne 1903, p. 352) graduellement atténuée ensuite, pour faire place à un milieu plus tranquille, présidant au dépôt de la craie marneuse sus-jacente.

plenus) (R. DEHÉE et G. DUBOIS 1926). Mais à de rares exceptions près (Thulin) rien de semblable n'est connu à ce niveau dans le Nord et le Bassin de Mons, où l'approfondissement de la mer et le recul des rivages semblent avoir été continus du Cénomanién au Turonien. Les couches littorales de Bellignies et de Bettrechies témoignent simplement de l'arrivée tardive des couches à *Act. plenus*, dans une progression continue des mers.

**

Quelle image paléogéographique peut être dégagée ?

Dès 1903, A.J. JUKES-BROWNE avait remarqué le soudain accroissement des apports argileux dans les « Belemnite Marls », spécialement à l'extrême Sud-Ouest et dans le Nord-Est des extensions connues en Angleterre (1903, p. 327). Il y voyait l'influence d'une modification géographique, de la nature d'un arrêt de sédimentation, qui ne s'accorderait pas avec une subsidence graduelle et continue (5).

Je me hâte de rendre un vigoureux hommage à cette explication si perspicace, bien que l'auteur fasse appel plus loin à d'hypothétiques variations climatiques.

(5) ...« it is clear that some special occurrence took place or some geographical change of more than local importance in consequence of which currents of considerable power were set in action, but it is evident also that these conditions did not last long, that they were of the nature of an interruption and could not be connected with the progress of a gradual and continued subsidence ». (1903, p. 354).

Une élatante confirmation venait en 1938, sous la plume de S.W. WOOLDRIDGE et D.L. LINTON, montrant les déplacements de la subsidence (mesurée aux isopaques) de l'Albien, au Cénomaniens, puis au Turonien. Il en résulte que l'appel à la sédimentation, maximum sous le Weald durant l'Albien, s'est déplacé de part et d'autre au Cénomaniens, pour s'inverser à nouveau durant le Turonien. *C'est donc au cours du Cénomaniens que s'est déclanchée la phase prémonitoire de la surrection du Weald* (« the first real manifestation of the Wealdien uplift », p. 273). *Le ravinement sous-marin des craies et les apports boueux à la périphérie du Weald et du Boulonnais s'inscrivent dans ce cadre* (6).

Par contre, la parfaite ordonnance des séquences dans le Nord de la France et le Hainaut correspond à un approfondissement continu et à la grande transgression cénomano-turonienne, celle-là même qui a permis l'intrusion d'*Actinocamax plenus* dans le bassin anglo-parisien.

Vues sous cet angle, la mobilité du Weald et la mobilité du Hainaut sont en opposition ; c'est une raison supplémentaire pour ne pas relier en continuité la « sub-*plenus* erosion surface » à une surface d'abrasion marine, graduellement couverte au flanc de l'Ardenne.

On serait aujourd'hui tenté d'aller plus avant dans l'analyse des mouvements de la mer et dans ce qu'ils impliquent. Des reconnaissances géologiques effectuées par sondages dans les fonds de la Manche (sous l'impulsion du Professeur W.F. WIHTARD, Université de Bristol), il semble notamment résulter à ce jour :

a) que les mers à Orbitolines ont gagné les abords occidentaux des Îles Scilly, au large des Cornouailles (communication personnelle de M. D. CURRY, 1964), ce qui apporterait confirmation à la migration d'*Orbitolina concava* vers le Nord, par le contournement du Massif armoricain ;

b) que les microfaunes des « *plenus* Marls » reposeraient en transgression sur le Trias au Sud-Ouest de Plymouth.

(6) N'est-ce pas également en fonction de ces mêmes mouvements qu'il conviendrait éventuellement d'apprécier les variations des pourcentages de minéraux insolubles, bien qu'on ne puisse encore se prononcer sur une distribution systématique à défaut de points d'observation suffisamment nombreux (cf. JEFFERIES 1963, p. 2 et fig. 8).

Ces observations, qui doivent encore être confirmées, sont connexes des transgressions cénomaniennes, des déplacements de la subsidence du Weald (à l'Albien) vers la Manche (au Cénomaniens) et, comme le remarque avec pertinence M. D. CURRY (1963, p. 31) de l'ouverture ou de l'élargissement des communications dans le Channel ; ainsi, ajoute M. D. CURRY, il semble possible que les caractères particuliers, lithologiques et faunistiques, des *plenus* Marls soient l'expression des conditions nées de cette période d'ajustement.

Que de raisons pour traiter les problèmes stratigraphiques avec rigueur et circonspection.

*
**

Nos excellents confrères J. Magné et J. Polvéche ont récemment envisagé de situer le sommet du Cénomaniens dans le Nord de la France, sous l'angle de vue très particulier de la distribution des microfaunes ; ils ont été amenés, nous l'avons rappelé, à couper la couche marneuse à *Actinocamax plenus* en une « majeure partie » cénomaniens, le sommet se rattachant toutefois au Turonien (1961).

La méthode est certes des plus valables ; mais à défaut d'un accord sur le critère adopté, la conclusion me paraît prématurée. Toutefois, je ne serais pas le dernier à y souscrire si elle venait à détrôner les concepts nés d'une longue étude des séries marneuses en cause.

Précisons les trois groupes de faits qui ont jusqu'à ce jour permis de situer approximativement le Cénomaniens supérieur dans les puits et sondages miniers :

1° Il existe un NIVEAU à *Actinocamax plenus* où le fossile est assez rare et où la roche ne se signale par aucune particularité, en sorte que le fossile « marqueur » a souvent échappé ; mais la somme des cas conduit à voir là un repère précis ; aucun doute n'est encore émis à ce sujet.

2° Il existe plus haut un NIVEAU à *Anomia papyracea*, remarqué en 1924 par René Dehée à Vicoigne, où immédiatement sous les marnes à *Inoceramus labiatus* se trouve un petit lit (1 cm d'épaisseur) à nombreuses valves d'*Anomia papyracea* surmontant les marnes à *Inoceramus crippii* var. *reachensis*. Le même fait se retrouve à Douchy (R. DEHÉE, 1924) et, avec quelques variantes quant à l'abondance ou la fréquence des valves d'*Anomia*, dans un grand nombre de sondages du Bassin de Mons (MARLIÈRE 1939, pp. 344-348 et 1939, diagramme p. 34).

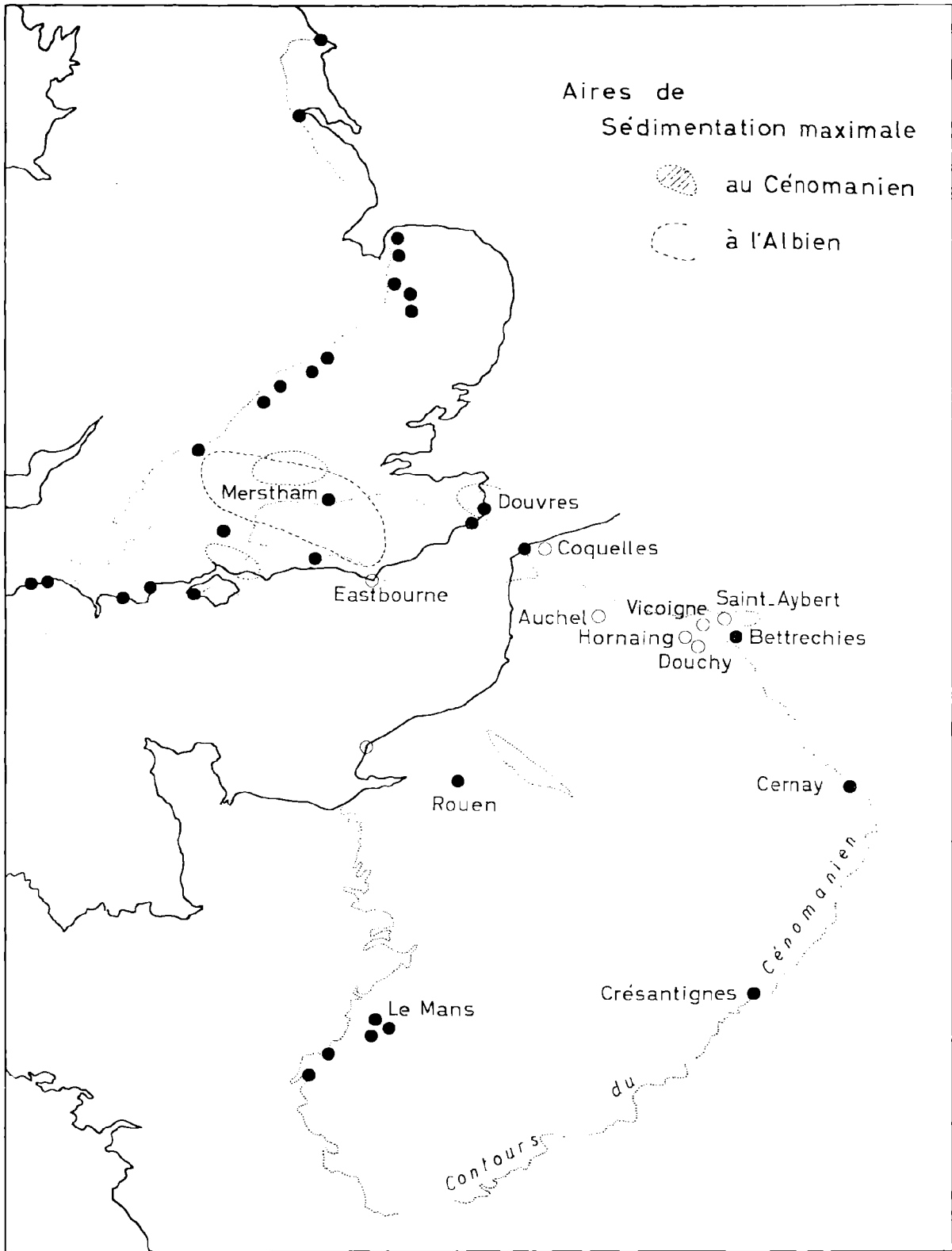


FIG. 3. — *Esquisse cartographique.*

Les cercles pleins ● indiquent les emplacements des coupes étudiées par M. Jefferies dans la zone à *Actinocamax plenus*.

Autres commentaires dans le texte.

3° Dans l'intervalle marneux compris entre ces deux niveaux, l'*In. crippii reachensis* est fréquent et l'*In. labiatus* ne se rencontre pas.

En considération de ces faits constants, et à défaut d'autres arguments, j'ai proposé d'utiliser le niveau à *Anomia papyracea* comme séparant les macrofaunes cénomaniennes (*In. crippii reachensis*, *In. pictus*...) des macrofaunes turoniennes (*In. labiatus*).

Cela ne signifie pas que la dite *Anomia* soit cantonnée à ce niveau (on la connaît en Angleterre et en Belgique, plus bas dans le Céno-manien à *I. subglobosus*) et il est fort possible que la multi-

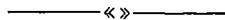
plication soudaine des individus soit essentiellement écologique, mais en tout cas d'une utilisation régionale commode.

Viendrait aussi à l'appui de cette thèse que le niveau à *Actinocamax plenus* du Devonshire n'est pas lui-même au sommet du Céno-manien par ses ammonites, en comparaison des séries de l'Inde et du Texas (C.W. WRIGHT 1959, p. 767).

Quoi qu'il en soit des dissections frontalières, je n'hésiterais pas à renoncer au niveau à *Anomia papyracea* si mieux était donné. La reconstitution proposée ci-avant (fig. 2) ne fait pas état de la question et n'en souffre pas.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ARKHANGELSKY A.D. (1916). — Upper Cretaceous deposits of Turkestan. *Mémoires du Comité géologique*, t. 151, p. 1-98.
- CHILLONNEIX E. (1877). — Note sur la position du *Belemnites plenus* au cap Blanc-Nez. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. IV, pp. 205-208.
- CURRY D. (1963). — Discussion, in JEFFERIES, p. 30-31.
- DEHÉE R. (1924). — Les terrains crétacés traversés par la fosse Ewbank n° 3 de Vicoigne. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XLIX, pp. 11-28.
- (1924). — Coupe géologique de la Fosse Ch. Boca n° 9 des Mines de Douchy. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XLIX, pp. 34-38.
- DEHÉE R. et DUBOIS G. (1926). — Coupe des terrains traversés par le sondage de Coquelles. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LI, pp. 34-41.
- GOSSELET J. et PRUVOST P. (1911). — Coupe géologique de la Fosse n° 7 des Mines de Marles à Auchel. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XL, pp. 218-228.
- HILL W. et JUKES BROWNE A.J. (1886). — The Melbourn and the zone of *Belemnitella plena* from Cambridge to the Chiltern Hills. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, t. 42, p. 216.
- JEFFERIES R.P.S. (1961). — The Palaeology of the *Actinocamax plenus* subzone (lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology*, vol. 4, part 4, pp. 609-647, pl. 77-79.
- (1963). — The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologist's Association*, vol. 74, part 1, pp. 1-34.
- JELETZKY J.A. (1948). — Sowerby's and Sharpe's *Belemnites lanceolatus* and their relation to *Belemnites lanceolatus* SCHLOTHEIM 1813. *Geological Magazine*, t. 85, pp. 338-348.
- JUKES-BROWNE A.J. (1963). — The Cretaceous rocks of Britain. Vol. II, The lower and middle chalk of England. *Memoirs of the Geological Survey*.
- MAGNÉ J. et POLVÊCHE J. (1961). — Sur le niveau à *Actinocamax plenus* BLAINVILLE du Boulonnais. *Ann. de la Soc. géol. du Nord*, t. LXXXI, pp. 47-62.
- MARLIÈRE R. (1939). — La transgression albienne et céno-manienne dans le Hainaut. *Thèses*, Lille 1939 et *Mém. du Musée royal d'Hist. nat. de Belgique*, n° 89.
- (1939). — Les terrains post-paléozoïques au sondage n° 30 d'Hensies-Pommerœul. *Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et d'Hydrologie*, t. XLIX, pp. 26-36.
- (1945). — Les morts-terrains au sondage du Jardiné à Thulin (Hainaut). *Bull. Soc. belge de Géol., Pal. et d'Hydrologie*, t. LIV, pp. 145-149.
- MATHIEU G. (1930). — Coupe géologique de la Fosse E. Heurteau de la Compagnie des Mines d'Anzin. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LV, pp. 30-41.
- NAIDIN D.P. (1954). — Some peculiarities in the distribution of Upper Cretaceous Belemnites in Europe. *Bull. Soc. Nat. Moscou Geological Division*, t. 29, pp. 19-28.
- POLVÊCHE J. (1960). — Observations préliminaires sur le Crétacé supérieur traversé par quelques forages récents. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LXXIX, pp. 190-202.
- PHILLIPS W. (1818). — A selection of facts from the Best Authorities arranged so as to form an Outline of the Geology of England and Wales. Londres.
- WOOLDRIDGE S.W. et LINTON D.L. (1938). — Some episodes in the structural evolution of S.E. England considered in relation to the concealed boundary of meso-Europe. *Proceedings of the Geologist's Association*, vol. XLIX, pp. 264-289.
- WRIGHT C.W. (1959). — Les étages supracrétacés et la phylogénie des Ammonoïdes. *Colloque sur le Crétacé supérieur français* tenu à Dijon en 1959, pp. 763-770.
- DIVERS in Colloque sur le Crétacé supérieur français (1959). — *Comptes rendus du Congrès des Sociétés savantes de Paris et des départements*, tenu à Dijon, en 1959, Paris.



Microflore Infraliasique du Boulonnais (carrière Napoléon)

par J. LEVET-CARETTE

(Pl. X et XI)

Sommaire. — Ce travail consiste en l'étude de la microflore provenant d'une poche de dissolution creusée dans le calcaire carbonifère du Boulonnais, où se sont accumulés des sédiments argilo-sableux. Les spores et les pollens rencontrés ont permis de donner un âge infraliasique.

Les sédiments faisant l'objet de cette étude proviennent de la carrière Napoléon située sur le territoire de Ferques, dans le Boulonnais. Ils remplissaient une poche de dissolution du calcaire carbonifère qui était située sur le flanc nord de la carrière et mesurait environ 20 à 25 m de haut et 5 à 7 m de large. Ils sont constitués d'argiles grises plus ou moins sableuses qui ont dû se déposer lors de l'émersion post-carbonifère.

Les prélèvements n'ont été effectués que dans la partie moyenne de la poche sur une hauteur d'à peu près 15 m car les dépôts du sommet avaient été enlevés par les carriers et ceux de la base n'étaient pas accessibles.

Les échantillons qui ont été ramenés au laboratoire, ont été soumis aux attaques chlorhydrique et fluorhydrique, à l'action de l'acide nitrique en présence de chlorate de potasse et enfin à l'action de la potasse. Des lavages et des centrifugations ont été faits entre toutes ces manipulations et le culot résiduel a été conservé dans de l'alcool glycérolé. Les montages effectués entre lame et lamelle dans de la gélatine ont permis de déterminer et de compter une microflore qui s'est révélée relativement abondante.

Description de la microflore.

Groupe SPORITES H. POT. 1893

Division TRILETES (REINSCH 1881)
POT. et KR. 1954

Subdivision AZONOTRILETES LUBER 1935

Série LAEVIGATI (BENNIE et KIDSTON 1886)
POT. 1956

Genre CALAMISPORITES

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Calamospora* SCH., WILS. et BENT. 1944)

Génotype : *Calamospora hartungiana*. Schopf 1944 in Schopf, Wilson et Bentall 1944, *Geol. Surv. Rept. Inv.*, t. 91, pp. 1-66, p. 51, fig. 17.

Ce sont des spores à l'origine sphériques mais qui, à cause de nombreux plis secondaires, peuvent présenter une forme polygonale ou lenticulaire. L'exine est très fine, son épaisseur est au plus égale à 1 μ . En lumière transmise elle est généralement jaune, translucide ou légèrement rouge au niveau des nombreux plis. Elle est lisse mais peut également être finement rugueuse ou granulée.

Calamisporites nathorstii HALLE 1908

Pl. X, fig. 1

1908 *Equisetites nathorstii*. Halle, *Kgl. sv. Vet. Akad. Handl.*, t. 43, n° 6, Pl. 9, fig. 4-9.

1960 *Calamospora nathorstii*. Klauss, *Jahrb. Geol. Bund.*, t. 5, pp. 107-182, p. 116, Pl. 28, fig. 1.

1963 *Calamisporites nathorstii*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord.*, t. XIII, p. 63, Pl. V, fig. 8.

Holotype : *Equisetites nathorstii*. Halle 1908, l.c. (17)

DESCRIPTION : A cause des plis secondaires, ces spores ont une forme plus ou moins ovale à arrondie. Les branches de la marque trilète sont bien marquées, elles vont du tiers à la moitié du rayon. L'exine est lisse, mince, transparente. La taille est d'environ 38 μ .

FRÉQUENCE : Assez peu fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Trias-Infralias. Halle (17) a trouvé cette espèce

dans le Rhétien-Lias de Scanie, Klauss (22) l'a rencontrée dans le Trias alpin et P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) l'ont signalée dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Calamariacées.

Genre *DELTOIDISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Deltoidospora* MINER 1935, POT. 1956)

Génotype : *Deltoidospora Hallii*. (Miner 1935, *Amer. Midl. Nat.*, t. 16, pp. 585-621, p. 618, Pl. 24, fig. 7).
Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 64.

Ce genre renferme des spores de contour triangulaire à côtés plus ou moins concaves ou convexes. L'exine est bistratifiée, lisse ou infraponctuée. La taille varie entre 25 et 120 μ .

Deltoidisporites hallii MINER 1935 var. *minor*
Pl. X, fig. 2

Holotype : Pl. X, fig. 2, S.I. : N 13.

Origine : Carrière Napoléon, Ferques (Pas-de-Calais).

Étage : Infralias.

DIAGNOSE : « Spores triangulaires à côtés rectilignes, légèrement concaves ou convexes. Y égal aux 2/3 du rayon ou à la totalité de celui-ci. Taille variant autour de 25 μ ».

DESCRIPTION : Cette variété « *minor* » de l'espèce *D. hallii* MINER a été créée car un certain nombre de spores ressemblant à *D. hallii* MINER, mais de taille très petite, a été trouvé. L'échantillon figuré en 2, Pl. X, mesure 24 μ , il est de forme triangulaire avec des côtés légèrement convexes. Les branches de la marque trilète atteignent environ les 2/3 du rayon.

Rapports et différences : Les individus de l'espèce *D. hallii* MINER qui entrent dans la variété « *minor* » peuvent être comparés à ceux ayant également une petite taille, du genre *Sphagnumisporites* RAATZ, ils s'en différencient par un contour moins rond, plus triangulaire et par une exine moins épaisse et moins rigide.

FRÉQUENCE : Une petite fréquence.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Cyathéacées ou Schizéacées.

Deltoidisporites neddeni POT. 1931

Pl. X, fig. 3

1931 *Sporonites neddeni*. Pot., I. *Z. Braunkohle*, t. 30, p. 325-333, p. 332, tab. I, fig. 5.

1963 *Deltoidisporites neddeni*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 66, Pl. V, fig. 15.

Holotype : *Sporonites neddeni*. Potonié 1931, l.c. (14).

DESCRIPTION : Les spores appartenant à cette espèce ont un contour équatorial triangulaire avec des côtés plus ou moins concaves ou convexes et des angles plus ou moins arrondis. Les branches de l'Y sont au moins égales aux 2/3 du rayon. L'exine est bistratifiée, de couleur brun clair. La taille est voisine de 44 μ . Le spécimen, figuré en 3, Pl. X, montre particulièrement bien la forme triplane que peuvent présenter les individus de cette espèce.

FRÉQUENCE : Abondant.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Infralias-Tertiaire.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Incertaine.

Genre *UNDULATISPORITES* PFLUG 1953

Génotype : *Undulatisporites microcutis*. Pflug in Th. et Pfl. 1953, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 94, p. 52, Pl. I, fig. 81.

Ces spécimens possèdent une marque trilète dont les branches sont finement ondulées.

Undulatisporites major DANZÉ et LAV. 1963

Pl. X, fig. 4

Holotype : *Undulatisporites major*. Danzé et Laveine 1963, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 80, Pl. XIII, fig. 3.

DESCRIPTION : La forme de ces spores est triangulaire, les côtés peuvent être soit rectilignes, soit légèrement concaves, comme c'est le cas pour l'échantillon figuré en 4, Pl. X. La marque en Y est ondulée, chacune de ses branches atteint presque l'équateur. L'exine présente une structure interne surtout visible dans les inter-radius et qui est faite de craquelures diversement orientées. La taille est de 42 μ .

FRÉQUENCE : Relativement rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : J. Danzé et J.P. Laveine (13) ont découvert cette espèce dans des sédiments appartenant au Lias-Dogger du sondage APO 1 bis effectué dans le

sous-sol de Boulogne-sur-Mer et je l'ai signalée dans le Bajocien de ce même sondage (29).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Gleichéniacées.

Genre *GLEICHENIDISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Gleicheniidites* ROSS 1949, KRUTZSCH 1959)

Génotype : *Gleicheniidites senonicus*. (Ross 1949, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, t. 34, pp. 25-43, p. 31, Pl. I, fig. 3) Krutzsch 1959, *Z. geol.*, p. 109.

De forme triangulaire, les spores appartenant à ce genre peuvent posséder ou non un kyrtome. L'exine le long du contour équatorial ne présente pas toujours la même épaisseur, elle s'accroît au niveau des côtés.

Gleicheniidisporites cf. *senonicus* ROSS 1949
Pl. X, fig. 5

1949 *Gleicheniidites senonicus*. Ross, l.c. (59).

1963 *Gleicheniidisporites senonicus*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 70.

Holotype : *Gleicheniidites senonicus*. Ross 1949, l.c. (59).

DESCRIPTION : Les spécimens ont un contour équatorial triangulaire, ils présentent au niveau des côtés des épaississements de forme plus ou moins trapézoïdale dont la largeur varie entre 6 et 10 μ . L'Y est bien marqué, ses branches atteignent l'équateur. La taille est de 42 μ . La spore figurée ici n'a pas été rattachée de façon certaine à l'espèce *senonicus* car les zones épaissies sont beaucoup plus larges que celles de l'holotype et les côtés sont plus droits.

FRÉQUENCE : Rare.

ETAGE : Infralias.

Genre *RETUSISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Retusotriletes* NAUMOVA 1953)

Génotype : *Retusotriletes simplex*. Naumova 1953, *Trav. Inst. Sci.*, Géol. 143, sér. géol. n° 60, pp. 1-154, p. 18, Pl. II, fig. 9.

Les individus appartenant à ce genre ont un contour équatorial triangulaire arrondi. Les surfaces de contact sont visibles, elles sont limitées par des crêtes arquées plus ou moins complètes.

Retusisporites mesozoicus KLAUSS 1960

Pl. X, fig. 6

1960 *Retusotriletes mesozoicus*. Klaus, *Jahrb. Geol. Bund*, t. 5, pp. 107-182, p. 120, Pl. 28, fig. 6.

1963 *Retusisporites mesozoicus*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 71, Pl. V, fig. 25.

Holotype : *Retusotriletes mesozoicus*. Klaus 1960, l.c. (22).

DESCRIPTION : La forme de ce spécimen est arrondi. Un léger renflement souligne les branches de l'Y qui se réunissent aux crêtes arquées. Les surfaces de contact sont grandes. Il reste le long du contour équatorial un espace libre relativement étroit. L'exine est légèrement tachetée à scabre et son épaisseur est d'environ 1 μ . La taille atteint 35 μ .

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Klaus (22) a trouvé cette espèce dans le Trias alpin. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) l'ont rencontrée dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : non précisée.

Série VERRUCATI DYBOVA et JACHOWITZ 1957

Genre *TRILITISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Trilites* ERDTMAN 1947, COOKSON 1947)

Génotype : *Trilites tuberculiformis*. Cookson 1947, *B. A. N. Z. Antarctic Research Expedition 1929-1931*, Report series A, t. 2, pp. 127-142, p. 136, Pl. XVI, fig. 61.

Ces spores sont subtriangulaires. L'exine est épaisse (3 μ), couverte de verrues juxtaposées à contour plus ou moins polygonal. Le génotype mesure 63 μ .

Trilitisporites variverrucatus COUPER 1958
Pl. X, fig. 7

1958 *Concavisporites variverrucatus*. Couper, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, pp. 75-179, p. 142, Pl. XXII, fig. 4.

1963 *Trilitisporites variverrucatus*. Lévêq-Car., *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, pp. 101-128, p. 107, Pl. XVII, fig. 29, 30, 31, 32.

Holotype : *Concavisporites variverrucatus*. Couper 1958, l.c. (10).

DESCRIPTION : La forme de ces spores est triangulaire. Les branches de l'Y sont longues, elles atteignent presque l'équateur. La face distale est bombée, la face proximale est beaucoup plus plate. L'ornementation est faite de petites verrues arrondies d'environ 1 à 2 μ . L'exine est épaisse de 2 à 3 μ . La taille est de 30 μ .

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (10) a trouvé ces spores dans le Bajocien du Yorkshire et des Midlands, dans le Jurassique supérieur d'Ecosse et dans le Wealdien de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent. Je les ai signalées dans l'étude de l'Infralias du sondage APO 1 bis effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (28).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Mal connue mais peut-être Dicksoniacées.

Trilitisporites verrucatus COUPER 1953

Pl. X, fig. 8

1953 *Trilitis verrucatus*. Couper, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 31, Pl. III, fig. 26.

1963 *Trilitisporites verrucatus*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 73, Pl. V, fig. 33 et 34.

Holotype : *Trilitis verrucatus*. Couper 1953, l.c. (9).

DESCRIPTION : Ces spores ont un contour équatorial subtriangulaire à subsphérique. Les branches de l'Y sont longues. L'exine est épaisse (2 à 3 μ), sculptée de projections verruqueuses hautes de 1 à 2,5 μ chez les spécimens les plus fortement ornementés. Chez les individus moins ornementés, la sculpture devient presque un pseudoréticulum. L'ornementation est également développée sur l'une et l'autre face mais peut aussi être réduite sur la face proximale, comme c'est le cas pour le spécimen figuré en 8, Pl. X. La taille est de 45 à 50 μ .

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (9) a créé cette espèce pour des individus rencontrés du Jurassique au Crétacé en Nouvelle-Zélande. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont trouvé ces spores dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydroquent).

Série APICULATI BENNIE et KIDSTON 1886

Genre *OSMUNDACIDISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Osmundacidites* COUPER 1953)

Génotype : *Osmundacidites wellmanii*. Couper 1953, *New Zealand Geol. Surv.*, Paleont., Bull. 22, p. 20, Pl. I, fig. 5.

Ce genre renferme des spores de forme subcirculaire et possédant une marque trilète dont les branches sont assez développées. L'exine est fine. L'ornementation est faite d'éléments allant du granule à la papille, elle est réduite sur la face proximale.

Osmundacidisporites wellmanii COUPER 1953

Pl. X, fig. 9 et 10

1953 *Osmundacidites wellmanii*. Couper, l.c. (9).

1963 *Osmundacidisporites wellmanii*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 75.

Holotype : *Osmundacidites wellmanii*. Couper 1953, l.c. (9).

DESCRIPTION : Ces spécimens ont un contour équatorial qui était à l'origine arrondi mais qui, après la fossilisation, est de forme variable à cause des plis secondaires. Les branches de la marque trilète atteignent au moins les 3/4 du rayon. L'exine a une épaisseur d'environ 1 μ , elle est sculptée de projections atteignant 1,5 μ de haut et dont la forme varie du grain à la papille. La taille est d'environ 45 à 55 μ .

FRÉQUENCE : Assez fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (9) a d'abord décelé ces spores depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé en Nouvelle-Zélande puis il les a rencontrées (10) dans le Lias du Yorkshire et de l'Ecosse, dans le Dogger des Midlands et du Yorkshire, dans le Jurassique supérieur d'Ecosse et dans le Crétacé de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Osmundacées ?

Genre *ANEMIIDISPORITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Anemiidites* ROSS 1949)

Génotype : *Anemiidites echinatus*. Ross 1949, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, t. 34, pp. 25-43, p. 32, Pl. I, fig. 17.

De forme triangulaire, ces spores ont des côtés plus ou moins rectilignes et des angles arrondis. L'exine est garnie d'épines qui, chez le génotype, ont plus de 2 μ de long.

Anemiidisporites echinatus ROSS 1949

Pl. X, fig. 12

1949 *Anemiidites echinatus*. Ross, l.c. (59).

1963 *Anemiidisporites echinatus*. Danzé-Cors. et Lav.,
Mém. Soc. Géol. Nord, t. XIII, p. 76.

Holotype : *Anemiidites echinatus*. Ross 1949, l.c. (59).

DESCRIPTION : Les individus rattachés à cette espèce ont un contour équatorial triangulaire avec des côtés plus ou moins droits, légèrement concaves ou convexes et des angles arrondis. Les épines qui les garnissent sont réparties sur tout le corps de la spore, elles ont une longueur qui varie entre 2 et 4 à 5 μ . Les branches de l'Y sont fines, longues et atteignent l'équateur. La taille est de 30 μ environ.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Ross (59) a trouvé cette espèce dans le Crétacé supérieur de Scanie. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) l'ont rencontrée dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

Série BACULATI DYBOVA et JACHOWITZ

Genre *RAISTRICKISPORITES* KONYALI 1963 (*)

(al. *Raistrickia* SCH., WILS. et BENT. 1944,
POT. et KR. 1954-1955)

Génotype : *Raistrickia grovensis*. Schopf in Sch., Wils.
et Bent. 1944, *Geol. Surv. Rept. Inv.*, t. 91, pp. 1-66,
p. 55, fig. 3.

Les spores faisant partie de ce genre ont une forme subarrondie. La marque trilète n'est pas toujours nettement visible. L'ornementation est composée de *baculae* qui peuvent se diviser à leur extrémité.

Raistrickisporites cf. *grovensis* SCHOPF 1944

Pl. X, fig. 11

1944 *Raistrickia grovensis*. Schopf in Schopf, Wilson et
Bentall, l.c. (61).

1963 *Raistrickisporites grovensis*. Konyali, Thèse de
3^e cycle, p. 31, Lille.

Holotype : *Raistrickia grovensis*. Schopf 1944, l.c. (61).

(*) Les genres *Raistrickia* (S.W. et B. 1944) Pot. et Kr. 1954-1955, *Dictyotriletes* (Naumova 1937) Pot. et Kr. 1954-1955, *Lycospora* (S.W. et B. 1944) Pot. et Kr. 1954, *Densosporites* (Perry 1937) Pot. et Kr. 1954, ont été modifiés par Konyali selon la classification Corsin P., Carette J., Danzé J. et Laveine J.P. 1962 (8) dans sa thèse de 3^e cycle (23).

DESCRIPTION : Les *baculae* qui garnissent ce spécimen peuvent se bifurquer à l'extrémité, ils peuvent également avoir un sommet rétréci et arrondi. La taille est de 52 μ .

Cette spore n'a pas été rattachée de façon certaine à l'espèce *grovensis*, car les *baculae* qu'elle présente sont beaucoup moins larges que ceux décrits par Schopf, ils sont plus émoussés et ont des extrémités plus fines.

Il est vraisemblable que cette spore est d'origine primaire et qu'elle provient d'un remaniement des terrains. Cela d'ailleurs expliquerait son aspect quelque peu abîmé.

FRÉQUENCE : Très rare.

Série MURORNATI POT. et KR. 1954

Genre *LYCOPODIACIDISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Lycopodiacidites* COUPER 1953, POT. 1956)

Génotype : *Lycopodiacidites bullerensis*. (Couper 1953,
New Zealand Geol. Surv., Paleont., Bull. 22, p. 26,
Pl. I, fig. 9) Pot. 1956, Teil I : *Sporites*, *Beih. Geol.*
Jahrb., H. 23, pp. 1-103, p. 39.

Ce genre renferme des spores dont le contour équatorial est triangulaire à subcirculaire et dont les branches de l'Y sont égales au rayon. L'exine en dehors des surfaces de contact est couverte de *rugulae*. Ces *rugulae* sont des éléments d'ornementation qui ne sont pas des mailles régulières mais paraissent plutôt être des verrues tortueuses et crochues n'ayant ni toujours la même hauteur, ni toujours la même largeur. Ces verrues ont un parcours irrégulier et peuvent prendre l'aspect d'appendices en forme de cônes ou de *baculae*.

Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. X, fig. 13 a et 13 b

Holotype : *Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 77, Pl. VI, fig. 9.

DESCRIPTION : Ce spécimen a une forme triangulaire et ses côtés sont nettement convexes. Les branches de la marque trilète sont au moins égales aux 2/3 du rayon. Elles sont bordées de chaque côté par des lèvres larges (2 à 4 μ). L'exine est épaisse (2 μ), du côté distal elle est garnie de

rugulae jointives laissant entre elles de petites *foveolae* réparties plus ou moins concentriquement. La taille atteint 45 μ . La fig. 13 b de la Pl. X permet de voir avec plus de détails les *rugulae* ainsi que la disposition concentrique des *foveolae*.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont créé cette espèce pour des spores provenant de l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent). Je l'ai signalée dans les sédiments bajociens du sondage APO 1 bis provenant du sous-sol de Boulogne-sur-Mer (29).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être lycopodiées.

Lycopodiacidisporites triangularis

DANZÉ-CORSIN, et LAV. 1963

Pl. X, fig. 14

Holotypé : *Lycopodiacidisporites triangularis*. Danzé-Corsin et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 78, Pl. VI, fig. 13 a et b.

DESCRIPTION : Le contour équatorial de ces spores est triangulaire. Les côtés sont rectilignes ou légèrement concaves à convexes, les angles sont arrondis. L'exine est épaisse, peu ornée du côté proximal, garnie du côté distal de *rugulae* qui sont des murailles plus ou moins longues qui forment des lignes brisées à orientations diverses. Les branches de l'Y sont égales au rayon de la spore. La taille est de 40 μ .

Les *rugulae* qui garnissent la face distale de la spore figurée en 14, Pl. X, sont plus étroites que celles qui ornent l'holotype. Il semble cependant possible de rattacher l'individu représenté ici à *L. triangularis* car les auteurs de cette espèce précisent eux-mêmes dans leur ouvrage (11, p. 78) à la suite de la diagnose qu'ils en donnent : « l'importance de l'ornementation peut être variable suivant les individus ».

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont trouvé cette espèce dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent). Je l'ai signalée également dans les sédiments bajociens du sondage APO 1 bis provenant du sous-sol de Boulogne-sur-Mer (29).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être Lycopodiées.

Genre *LYCOPODIUMISPORITES*

DANZÉ-CORSIN, et LAV. 1963

(al. *Lycopodiumsporites* THIERGART 1938)

Génotype : *Lycopodiumsporites* (al. *Sporites*) *agathoecus*. (Pot. 1934, *Arb. Inst. Paläobot. Petr. Brennsteine*, t. 4, pp. 25-125, p. 43, Pl. I, fig. 25) Thiergart 1938, *Jahrb. Preuss. Geol.*, t. 58, pp. 282-351, p. 293.

Les spores appartenant à ce genre ont un contour équatorial subtriangulaire à subarrondi. Les branches de l'Y sont presque égales au rayon. La face distale est ornée d'un réticulum plus ou moins régulier dont les murs assez étroits forment autour de l'équateur une sorte de crénelage. La face proximale est peu ornée ou ne l'est pas du tout, surtout au niveau de l'apex.

Lycopodiumisporites sp.

Pl. X, fig. 15 a et 15 b

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Ce spécimen est de forme triangulaire-arrondie. Les branches de la marque trilète atteignent les 2/3 du rayon. La face distale est garnie d'un réticulum formé de murailles assez étroites (0,5 à 1 μ) mais élevées (en faisant varier la mise au point du microscope, il est possible d'évaluer la hauteur de ces murailles qui quelquefois s'aplatissent sur la surface de la spore: 1 à 2 μ) et qui laissent entre elles des *luminae* dont la forme n'est pas toujours régulière (arrondies à polyédriques) non plus que la taille (3 à 5 ou 8 μ). Ce réticulum se prolonge jusqu'au niveau de l'équateur et sur la partie de la face proximale qui ne porte pas la marque en Y. La taille est d'environ 40 μ .

Cette spore n'a pas donné lieu à la création d'une espèce car elle a seule été rencontrée.

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Genre *FOVEOTRILETISPORITES* LEV.-CAR. 1963

(al. *Foveotriletes* VAN DER HAMMEN 1954 ex. POT.)

Génotype : *Foveotriletes* (al. *Trilites*) *scrobiculatus*. Ross 1949, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, t. 34, pp. 25-43, p. 32, Pl. I, fig. 5.

Ces spores ont un contour équatorial triangulaire avec des côtés plus ou moins droits et des angles arrondis. La face distale est bombée, la face proximale est plus plate. L'exine est épaisse, finement réticulée, garnie de *foveolae* arrondies à ovales, de taille comparable.

Foveotriletesporites irregularatus COUPER 1958

Pl. X, fig. 16

1958 *Foveotriletes irregularatus*. Couper, *Paläontographica*, Abt. F, Bd 103, pp. 75-179, p. 143, Pl. 22, fig. 9.

1963 *Foveotriletesporites irregularatus*. Lev.-Car. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, pp. 101-128, p. 109.

Holotype : *Foveotriletes irregularatus*. Couper 1958, l.c. (10).

DESCRIPTION : Ce spécimen subtriangulaire à côtés plus ou moins convexes et à angles arrondis, possède une marque trilète dont les branches atteignent presque l'équateur. L'exine est épaisse, elle est sculptée de petite *foveolae* d'environ 0,75 μ , arrondies à ovales qui sont séparées par des murs de 2 à 3 μ . Le contour équatorial a un aspect denticulé à cause de ces *foveolae*. La taille est de 40 μ .

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Couper (10) a trouvé ces spores dans le Jurassique supérieur d'Ecosse. Je les ai signalées déjà dans l'Infralias du sondage APO 1 bis effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (28).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *DICTYISPORITES* KONYALI 1963

(al. *Dictyotriletes* NAUMOVA 1937,
Pot. et KR. 1954-1955)

Génotype : *Dictyotriletes bireticulatus*. Ibr. 1932 in Pot., Ibr. et Loose, *N. Jahrb. Min.*, t. 67 B, pp. 438-454, Pl. 14, fig. 1) Pot. et Kr. 1955, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 98, p. 108.

L'ornementation distale des spores de ce genre est faite d'un réticulum qui se compose de mailles polygonales entourées par des murs qui sont des côtes assez plates. La face proximale est lisse.

Dictyisporites bireticulatus (Ibr. 1932)

Pot. et KR. 1955

Pl. X, fig. 17 a et 17 b

1932 *Sporonites bireticulatus*. Ibrahim in Pot., Ibr. et Loose, l.c. (50).

1933 *Reticulatisporites bireticulatus*. Ibrahim, Diss T.H., Berlin, p. 35, Pl. I, fig. 1.

1955 *Dictyotriletes bireticulatus*. Pot et Kr., *Paläontographica*, Abt. B, Bd 98, p. 108, Pl. 16, fig. 296.

1963 *Dictyisporites bireticulatus*. Konyali, Thèse de 3^e cycle, p. 36, Lille.

Holotype : *Sporonites bireticulatus*. Ibr. 1932 in Pot., Ibr. et Loose, l.c. (50).

DESCRIPTION : Ce spécimen a une forme triangulaire avec des côtés nettement convexes et des angles très arrondis. La face proximale porte une marque trilète dont les branches atteignent le contour équatorial. La face distale est garnie d'un réticulum dont les mailles (une vingtaine) larges (5 à 12 μ) sont plus ou moins polyédriques à arrondies et sont séparées par des murs assez bas dont la largeur varie entre 1 et 1,5 μ . Entre ces mailles, l'exine est légèrement infragranulée.

Cet individu est une spore primaire, sans doute provient-elle du remaniement des terrains sous-jacents et l'aspect corrodé qu'elle présente sur la fig. 17 a de la Pl. X témoigne de ces remaniements.

Incertae sedis

Pl. X, fig. 18

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Ce spécimen a un contour plus ou moins ovale, il est formé par un réticulum dont les mailles polyédriques à ovoïde-arrondies ont une taille qui varie entre 5 μ et 12 μ . Les murs qui séparent les mailles sont plats et ont une largeur de 2 μ . La membrane à l'intérieur des mailles est lisse. Aucune marque trilète n'a pu être observée.

Les caractères particuliers de cet individu unique ne permettent pas de le rapprocher d'aucun autre connu.

Ce spécimen a été figuré à la suite des spores appartenant à la série *murornati* à cause de son réticulum mais il ne possède pas les caractères nécessaires pour entrer dans cette série.

FRÉQUENCE : Un seul individu.

Subdivision ZONOTRILETES WALTZ 1935

Série ZONATI Pot. et KR. 1954

Genre *STYXISPORITES* COOKS. et DETTM. 1958

Génotype : *Styxisporites linearis*. Cookson et Dettmann 1958, *Proc. Roy. Soc. Victoria*, t. 70, pp. 95-128, p. 114, Pl. XIX, fig. 3 et 4.

Ces spores ont une frange équatoriale membraneuse. L'Y est réduit au corps de la spore, les branches sont soulignées de *tecta*. L'ornementation est faite sur la face distale de protubérances épineuses ou émoussées.

Styxisporites reissingeri DANZÉ-CORS. et LAV. 1963
Pl. X, fig. 19 et 20

Holotype : *Styxisporites reissingeri*. Danzé-Cors. et Lav.
1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 85, Pl. VII,
fig. 10.

DESCRIPTION : Les spores appartenant à cette espèce ont une forme triangulaire arrondie. La marque trilète dont les branches possèdent des *tecta* élevés, est limitée au corps de la spore.

La frange équatoriale est plus claire que le reste de la spore, elle est membraneuse, égale au 1/3 ou au 1/4 du rayon, elle porte de petits granules. La face proximale est lisse, la face distale porte des épines ayant 4 à 6 μ de long qui semblent faites par le prolongement de la membrane qui compose la *zona*. La taille est d'environ 44 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont trouvé cette espèce dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent) et Reissinger a représenté dans son ouvrage (57, Pl. XII, fig. 28 et 33) des spores semblables provenant du Lias de Franconie.

Série CORONATI CORS., CAR., DANZ. et LAV. 1962

Genre *LABIACORONISPORITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Génotype : *Labiacoronisporites delcourti*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 86, Pl. VII, fig. 16 a, b et c.

Ce sont des spores triangulaires arrondies ayant une *zona* plus ou moins fibrillaire. L'Y est net, ses branches s'arrêtent au bord interne de la couronne et sont bordées de lèvres assez larges. L'exine proximale est presque lisse, l'exine distale est très ornementée.

Labiacoronisporites minor DANZÉ-CORS. et LAV. 1963
Pl. X, fig. 21, 22 et 23

Holotype : *Labiacoronisporites minor*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 87, Pl. VII, fig. 14.

DESCRIPTION : Ces échantillons ont une forme arrondie, quelquefois triangulaire. Les branches de l'Y atteignent le bord interne de la couronne, elles sont bordées de lèvres d'environ 4 μ de large. La face distale est garnie de *cristae* disposées de façon

plus ou moins concentrique. La couronne est plus claire que le reste de la spore, elle a une largeur de 2 à 4 μ , elle est souvent interrompue (fig. 22, Pl. X) et montre les épaississements radiaires (fig. 21, Pl. X). La taille est d'environ 40 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont trouvé cette espèce dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Douteuse.

Série CINGULATI POT. et KL. 1954

Genre LYCOSISPORITES KONYALI 1963
(al. *Lycospora* SCH., WILS. et BENT. 1944,
POT. et KR. 1954-1955)

Génotype : *Lycospora micropapillata* (Wilson et Coe 1940, *Amer. Midl. Nat.*, t. 23, pp. 182-186, p. 184, Pl. I, fig. 6) S. W. et B. 1944.

Ce genre renferme des spores triangulaires arrondies munies d'un *cingulum* dont la partie externe est amincie. Les branches de l'Y atteignent le *cingulum*. L'exine est ponctuée ou granulée.

Lycosisporites pellucidus (WICHER 1934)
S. W. et B. 1944
Pl. X, fig. 24

1934 *Sporites pellucidus*. Wicher, *Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennst.*, t. 4, pp. 165-212, p. 186, Pl. 8, fig. 29.

1944 *Lycospora pellucidus*. Schopf, Wilson et Bentall, III, *Geol. Surv. Rept Inv.*, t. 91, pp. 1-66, p. 54.

1964 *Lycosisporites pellucidus*. Agrali, Thèse d'Université, p. 83, Lille.

Holotype : *Sporites pellucidus*. Wicher 1934, l.c. (65).

DESCRIPTION : Ces spores sont triangulaires arrondies, elles possèdent un anneau équatorial large divisé en 2 parties : un *cingulum* irrégulier, massif, de 3 μ environ et une frange de 4 μ plus ou moins découpée et d'épaisseur variable. Les branches de l'Y atteignent le *cingulum*. L'exine est ponctuée ou finement granulée. La taille est de 38 μ environ.

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Carbonifère. Ces spécimens représentent certainement un apport secondaire et doivent correspondre à une contamination par des terrains primaires.

Genre *DENSISPORITES* KONYALI 1963

(al. *Densosporites* BERRY 1937, Pot. et Kr. 1954-55)

Génotype : *Densosporites covensis*. Berry 1937, *Amer. Midl. Nat.*, t. 18, pp. 155-160, p. 159, fig. 11.

Les spécimens faisant partie de ce genre ont une forme ronde à triangulaire. Ils possèdent un *cingulum* massif qui peut s'effiler vers l'équateur. Les branches de la marque trilète sont plus ou moins développées. L'ornementation est faite de granules, épines ou apicules qui sont distribués soit à la fois sur le corps de la spore et sur le *cingulum* soit uniquement sur le *cingulum*.

Densosporites sphaerotriangularis KOSANKE 1950

Pl. X, fig. 25

1950 *Densosporites sphaerotriangularis*. Kosanke, *State Geol. Surv.*, t. 74, pp. 1-128, p. 33, Pl. 6, fig. 7.

1963 *Densosporites sphaerotriangularis*. Konyali, Thèse de 3^e cycle, p. 45, Lille.

Holotype : *Densosporites sphaerotriangularis*. Kosanke 1950, l.c. (24).

DESCRIPTION : Ce sont des spores triangulaires arrondies qui possèdent un *cingulum* divisé en 2 zones : une zone interne épaisse, opaque ayant un contour irrégulier dû à la structure qui semble être faite d'un grand nombre de petites écailles repliées et une zone externe translucide. La marque trilète est faible, ses branches peuvent s'étendre jusqu'au *cingulum*. L'exine est mince (moins de 2 μ). Les faces proximale et distale sont couvertes de larges papilles fortement espacées. La taille est d'environ 35 à 40 μ .

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Carbonifère. Sans doute ces spores sont-elles également dues à une contamination.

Groupe POLLENITES Pot. 1934

Division NAPITES ERDTMAN 1947

Ce terme s'applique d'après la classification utilisée (8) aux pollenomorphes sans marque de déhiscence.

Subdivision AZONANAPITES ALPERN 1958

Série PERINANAPITI DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Genre *PERINOPOLLENITES* COUPER 1958

Génotype : *Perinopollenites elatoides*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 152, Pl. 27, fig. 9.

Les pollenomorphes faisant partie de ce genre n'ont pas de marque de déhiscence. Ils sont plus ou moins sphériques. L'exine est formée de deux couches dont la plus externe est lâchement ajustée.

Perinopollenites elatoides COUPER 1958

Pl. X, fig. 26 et 27

Holotype : *Perinopollenites elatoides*. Couper 1958, l.c. (10).

DESCRIPTION : Ces individus sont formés d'un corps central qui est subarrondi, souvent plissé, lisse ou scabre et dont le diamètre mesure 20 à 35 μ ainsi que d'une périspore qui entoure le corps du grain et s'étend plus ou moins loin autour de celui-ci. La fig. 26 de la Pl. X montre un échantillon chez lequel la périspore est au moins distante de 4 μ du corps du grain tandis que la fig. 27 représente un spécimen chez lequel la périspore est beaucoup plus rapprochée, 1 à 2 μ . Cette périspore est mince, transparente, finement frôcée, elle peut facilement se déchirer. Le diamètre total varie entre 35 et 50 μ .

FRÉQUENCE : Assez fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Infralias Crétacé inférieur. Couper (10) a créé cette espèce pour des individus rencontrés dans le Lias d'Écosse, dans le Dogger du Yorkshire et des Midlands et dans le Crétacé inférieur de sédiments provenant de l'île de Wight, du Dorset et du Kent. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont également trouvé ces spécimens dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent). Pocock (42) les a rencontrés dans le Jurassique et Crétacé inférieur de l'Ouest canadien. Je les ai signalés dans le Bajocien du sondage APO 1 bis effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (29).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Couper (10) pense que ces pollenomorphes sont assimilables à ceux provenant des cônes mâles d'*Elatides williamsoni* (BRONGNIART) SEWARD du Jurassique. Ils appartiendraient donc à la famille des *Taxodiaceae*.

Perinopollenites pseudosulcatus

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. X, fig. 28

Holotype : *Perinopollenites pseudosulcatus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Geol. Nord*, t. XIII, p. 90, Pl. VIII, fig. 8.

DESCRIPTION : Ces grains de pollen ont un corps central plus ou moins ovale qui présente de nombreux plis dont l'un beaucoup plus long que les autres simule un *colpa*. La périspore est transparente, fine, souvent plissée, inégalement distante du corps du grain et de teinte beaucoup plus claire que celui-ci. Le diamètre du corps du grain est voisin de 40 μ , le diamètre total de 50 à 55 μ .

FRÉQUENCE : Assez fréquent.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont trouvé cette espèce dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Subdivision TUBERINI PANT 1954

Cette subdivision renferme des individus ayant une papille (*Ligula*).

Genre *CRYPTOMERIAPOLLENITES*

KREMP 1949

Génotype : *Cryptomeriapollenites largus*. Kremp 1949, *Paleontographica*, 90 B, pp. 53-93, p. 58, Pl. 5, fig. 30.

Le contour de ces spécimens est plus ou moins arrondi. Ils possèdent une *ligula* en forme de doigt.

cf. *Cryptomeriapollenites* KREMP 1949

Pl. XI, fig. 20

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Cet individu a un contour plus ou moins ovale. Il mesure 32 μ dans sa plus petite dimension et 42 μ dans sa plus grande. Il possède une *ligula* large de 6 μ et longue de 14 μ . L'exine de la *ligula* est épaisse, marron clair, ornée d'un réticulum en relief qui se prolonge sur le spécimen au voisinage de la *ligula* ainsi que sur une aire diamétralement opposée à cette *ligula*. Ailleurs l'exine est lisse, jaune-clair, transparente.

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Division SACCITES ERDTMAN 1947

Subdivision MONOSACCITES (CHITALEY 1951)
POT. et KR. 1954

Série ALETESACCITI LIESCHIK 1955

Genre *TSUGAEPOLLENITES* POT. et VEN. 1934

Génotype : *Tsugaepollenites* (al. *Sporonites*) *igniculus*. (Pot. 1931, IV, *Z. Braunkohle*, t. 30, pp. 554-556, p. 556, fig. 2) Pot. et Ven. 1934, *Arb. Inst. Paläobot. Petr. Brennsteine*, t. 5, pp. 5-54, p. 17.

Ces pollens ont une forme ovale-arrondi, ils sont formés de petites vésicules sacciformes qui se recouvrent les unes les autres. Du côté distal se trouve une surface lisse plus ou moins arrondie subcentrale qui doit probablement correspondre à une surface de germination.

Tsugaepollenites mesozoicus COUPER 1958

Pl. X, fig. 29

Holotype : *Tsugaepollenites mesozoicus*. Couper 1958, *Paleontographica*, Abt. B, Bd 103, pp. 75-179, p. 155, Pl. 30, fig. 8.

DESCRIPTION : Le spécimen figuré en 29, Pl. X, a une forme subcirculaire. Il présente un contour équatorial plus ou moins frisé dû à la présence des expansions vésiculeuses dont il est formé. L'aire distale lisse qui correspond sans doute à une surface germinative est située au centre du pollen, elle mesure environ 15 μ de diamètre. La taille est de 50 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Infralias tertiaire.

Reissinger (57) a figuré des grains de pollen identiques à ceux de *T. mesozoicus* COUPER et qui provenaient du Lias α de Franconie. Nilsson, sous le nom de *Cerebropollenites mesozoicus*, a représenté dans son ouvrage (37, Pl. VI, fig. 10, 11, 12) de tels pollenomorphes qu'il a trouvés dans le Rhétien Lias de Scanie et Rogalska (58) en a rencontrés dans le Lias α de Pologne. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) les ont trouvés dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent). Couper les a signalés dans le Jurassique et le Crétacé inférieur de Grande-Bretagne.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Ces grains de pollen ressemblent beaucoup aux grains récents de *Tsuga*.

Subdivision DISACCITES COOKSON 1947

Série DISSACCIATRILETI (LESCHIK 1955)
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Genre *VITREIPOLLENITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Vitreisporites* LESCHIK 1955, JANS. 1962)

Génotype : *Vitreisporites signatus*. Leschik 1955, *Schweiz. Paläont. Abh.*, t. 72, p. 53, Pl. VIII, fig. 10.

Ces grains de pollen disaccates ont un corps ovale à arrondi et des sacs finement réticulés.

Vitreipollenites signatus LESCHIK 1955
Pl. X, fig. 30

Holotype : *Vitreisporites signatus*. Leschik 1955, l.c. (27).

DESCRIPTION : Le grain de pollen figuré en 30, Pl. X, présente un corps ovale entouré latéralement par deux sacs plus ou moins semi-circulaires portant une fine réticulation à orientation radiaire. L'attache des racines distales des ballonnets avec le corps du grain est soulignée par une rangée de fins granules.

Dimensions générales du grain de pollen (*) :

largeur : 40 μ .
hauteur : 25 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 14 μ .
hauteur : 22 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

largeur : 16 μ .
hauteur : 24 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Trias Tertiaire. En ce qui concerne le Boulonnais, P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont trouvé ces pollens dans l'Infralias (Vallée Heureuse, Hydrequent) et je les ai signalés dans l'Infralias du sondage APO 1 bis effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (28).

(*) Ces dimensions sont données pour des grains de pollen aplatis dans le sens proximo-distal et dont le profil visible du corps du grain correspond au plan de section principal.

APPARTENANCE BOTANIQUE : Caytoniales ? Harris dans son étude de la flore de Scoresby Sound en 1937 (18) représente de tels pollens qu'il attribue à *Caytonanthus Kochii* et qui proviennent de la zone à *Thaumatopteris* de l'Infralias du Groenland.

Genre *PITYOSPOLLENITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Pityosporites* SEWARD 1914, POT. et KL. 1954)

Génotype : *Pityosporites antarcticus*. (Seward 1914, *Nat. Hist. Rep. Brit. Ant.* (« Terra nova ») Exp. 1910, *Geol.*, t. I, n° 1, pp. 1-49, p. 23, Pl. 8, fig. 45) Pot. et Kl. 1954, *Geol. Jahrb.*, t. 68, pp. 517-544, p. 534.

Ces pollens ont une forme générale assez allongée. Les sacs sont rejetés distalement, ils portent un réticulum. L'exocexine du corps central est épaissie du côté proximal.

Pityospollenites zapfei POT. et KL. 1954
Pl. X, fig. 31

Holotype : *Pityospollenites zapfei*. Pot. et Kl. 1954, *Geol. Jahrb.*, t. 68, pp. 517-544, p. 538, Pl. 10, fig. 9.

DESCRIPTION : Le contour général de ces spécimens est ovale, assez allongé. Le corps central est plus ou moins circulaire, l'exine est granuleuse à microréticulée. Le recouvrement du corps du grain par les ballonnets n'est pas important, les racines distales laissent entre elles une bande germinale large. Le réticulum des sacs aérifères est fait de mailles lâches disposées plus ou moins radialement.

Dimensions générales du grain de pollen :

largeur : 50 μ .
hauteur : 34 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 28 μ .
hauteur : 32 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

largeur : 18 μ .
hauteur : 30 μ .

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : Permien-Infralias.

Potonié et Klauss (51) ont trouvé ce pollen dans le Permo-Trias des Alpes. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) l'ont rencontré dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *PARVISACCIPOLLENITES*
LEV.-CAR. 1964

(al. *Parvisaccites* COUPER 1958)

Génotype : *Parvisaccites radiatus*. Couper 1958, *Paläontographica*, Abt. B, Bd 103, p. 154, Pl. 29, fig. 5 et 6.

Les pollenomorphes faisant partie de ce genre ont généralement un corps plus large que long. Les sacs sont petits en comparaison du corps. Ils sont attachés distalement et possèdent un réticulum dont les mailles sont disposées plus ou moins radialement.

Parvisaccipollenites sp.

Pl. X, fig. 32

Étage : Infralias.

DESCRIPTION : Ce pollen figuré en 32, Pl. X, a une forme générale très allongée. Le corps du grain est plus large que haut. Les sacs sont très petits et rejetés distalement, ils sont ornés d'épaississements qui sont disposés de manière radiale près des racines proximales et de manière réticulée près des racines distales. L'exine de la calotte proximale est microréticulée. La bande germinale que laissent entre elles les racines distales est grande.

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur : 50 μ .
largeur : 74 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 48 μ .
largeur : 58 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 41 μ .
largeur : 22 μ .

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Genre *CEDRIPOLLENITES*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Cedripites* WODEHOUSE 1933)

Génotype : *Cedripites eocenicus*. Wodehouse 1933, *Bull. Torrey Bot. Club*, t. 60, pp. 479-524, p. 490.

Ces pollens ont une calotte épaisse, finement réticulée à granulée. Les sacs sont aussi hauts que le corps central et peuvent même être jointifs.

Cedripollenites corsini DANZÉ-CORS. et LAV. 1963
Pl. X, fig. 33 et 34

Holotype : *Cedripollenites corsini*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 94, Pl. VIII, fig. 19 a et b.

DESCRIPTION : Ces grains de pollen ont un contour général ovoïde-arrondi. Le corps central est assez grand, subcirculaire, plus ou moins bien visible, il porte dans sa partie centrale une calotte très épaisse fortement réticulée. Les sacs sont aussi hauts que le corps central, ils peuvent même se réunir latéralement dans le plan de section principal. Ils sont ornés d'une fine granulation.

Dimensions générales du grain de pollen :

largeur : 95 à 100 μ .
hauteur : 62 à 85 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

largeur : 50 à 60 μ .
hauteur : 44 à 52 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

largeur : 32 à 36 μ .
hauteur : 64 à 80 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont créé cette espèce pour des pollens provenant de l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydroquent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Genre *PICEAEPOLLENITES* POT. 1931

Génotype : *Piceapollenites alatus*. Pot. 1931, *S.-B. Ges. Nat. Freunde*, n° 1-3, pp. 24-28, p. 28, Taf. 2.

Les pollenomorphes appartenant à ce genre ont une forme ovale. Les sacs ont la taille d'un demi-cercle ou sont plus petits. Les crêtes marginales sont plus développées que chez *Abietinaepollenites* POT. Elles sont semi-sphériques ou peuvent être de taille moindre.

Piceapollenites alatus POT. 1931

Pl. X, fig. 35

Holotype : *Piceapollenites alatus*. Pot. 1931, l.c. (45).

DESCRIPTION : De contour général subovale, ce pollen a un corps central ovoïde-losangique qui est plus ou moins replié le long des racines distales des

ballonnets et qui est recouvert du côté proximal par une calotte épaisse qui semble microréticulée. L'ornementation des ballonnets est faite d'épaississements de l'exine dont la disposition figure plus ou moins bien un réticulum. La taille des mailles de ce réticulum est très petite près des racines distales, elle augmente en s'éloignant de celles-ci.

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur : 62 μ .
largeur : 82 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 59 μ .
largeur : 54 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 58 μ .
largeur : 24 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE :
Infralias Tertiaire.

Potonié (45) a trouvé cette espèce dans l'oligocène des mines de Beissel près de Cologne. Reisinger figure dans son ouvrage (57, fig. 5 et 8, Pl. XIII) de tels individus provenant du Lias α de Franconie. P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont rencontré ce pollen dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent) et je l'ai signalé dans la partie bajocienne du sondage APO 1 bis, effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (29).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Peut-être *Picea*.

Incertae sedis

Pl. XI, fig. 1a et b

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Ce pollen bisaccate a un contour général allongé. Le corps du grain est plus ou moins arrondi, il peut être replié latéralement. Il porte une très forte calotte dont l'exine est granulée à microréticulée. Les sacs ont au moins la taille d'un demi-cercle, les racines proximales sont situées dans le plan de section principal et les racines distales laissent entre elles une bande de germination où l'exine est lisse et dont la largeur est à peu près constante sur toute la hauteur du corps du grain (20 à 24 μ). L'ornementation des sacs est constituée par un réticulum dont les murailles très épaisses (2 à 5 μ) laissent entre elles des *luminae* de taille et de forme variables. Les mailles sont minuscules

près des racines distales des ballonnets, elles prennent ensuite une direction plus ou moins radiaire, s'élargissent et les *luminae* ont une forme ovale, arrondie, polyédrique ou allongée.

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur : 67 μ .
largeur : 104 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 60 μ .
largeur : 60 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 65 μ .
largeur : 40 μ .

FRÉQUENCE : Un seul échantillon.

Incertae sedis

Pl. XI, fig. 2a et 2b

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Le contour général de ce pollen bisaccate est allongé. Le corps du grain est de forme plus ou moins losangique à cause des plis qu'il présente dans le voisinage de l'attache des ballonnets, il est recouvert d'une calotte très épaisse dont l'exine est granulée à microréticulée. Les racines proximales des sacs sont situées dans le plan de section principal. Les racines distales laissent entre elles une bande germinative assez étroite où l'exine est lisse. Les ballonnets sont sculptés d'un réticulum à murailles très épaisses (plus de 2 μ) et à *luminae* plus ou moins polyédriques, doublé d'un autre réticulum beaucoup plus fin et serré, fait d'une infinité de petits trous juxtaposés. Le réticulum à grandes mailles ne débute pas immédiatement près des racines des ballonnets, tandis que le réticulum très serré commence le long des racines.

Ce pollen peut être rapproché du précédent à cause de la grande épaisseur de l'exine des ballonnets et à cause du réticulum à murailles très fortes qui sculpte les sacs, mais tous deux ne peuvent être décrits ensemble car l'aspect des réticulums diffère de l'un à l'autre. De plus, le second réticulum beaucoup plus serré observé chez le spécimen 2 de la Pl. XI n'est pas retrouvé chez le pollen 1 de la même planche.

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur : 66 μ .
largeur : 90 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 59 μ .
largeur : 40 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 65 μ .
largeur : 40 μ .

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Genre *ALIPOLLENITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Alisporites* DAUGHERTY 1941)

Génotype : *Alisporites opii*. Daugherty 1941, *Carn. Inst. Wash.*, t. 526, pp. 1-108, p. 98, Pl. 34, fig. 2.

Les pollens appartenant à ce genre ont un contour général plus ou moins ovale. Du côté distal, les ballonnets ne laissent entre eux qu'un sillon germinal d'une faible largeur.

Alipollenites giganteus DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. XI, fig. 3

Holotype : *Alipollenites giganteus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 104, Pl. XI, fig. 1.

DESCRIPTION : Ces pollens ont un corps central plus ou moins ovale, peu distinct. L'exine est infra-réticulée. Les sacs sont grands, égaux à un demi-cercle, ils portent un réticulum à mailles lâches de 3 à 8 μ et à murailles fines. La bande germinale que laissent entre elles les racines distales des sacs est étroite.

La taille est très grande.

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur 118 μ .
largeur : 172 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 118 μ .
largeur : 100 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 115 μ .
largeur : 82 μ .

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont créé cette

espèce pour des spécimens rencontrés dans l'Infra-lias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Douteusc.

Genre *PODOCARPIDIPOLLENITES*

LEV.-CAR. 1964

(al. *Podocarpidites* COOKSON 1947)

Génotype : *Podocarpidites ellipticus*. Cookson 1947, B. A. N. Z., *Antartic Research Expedition 1929-1931*, Report series A, t. 2, p. 131, Pl. 13, fig. 6.

Ces pollens ont un corps central ovale à polygonal possédant une calotte nette. Les sacs sont plus hauts que le corps et le dépassent à l'un et l'autre pôle.

Podocarpidipollenites sp.

Pl. XI, fig. 4

Etage : Infra-lias.

DESCRIPTION : Ce grain de pollen possède un corps central ovale-losangique recouvert d'une calotte fortement sculptée. Les crêtes marginales sont bien développées. Les sacs sont attachés distalement, leur hauteur est supérieure à celle du corps du grain, ils sont ornés d'un réticulum à mailles plus ou moins bien formées. La bande germinale que laissent entre elles les racines distales est assez étroite.

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur : 40 μ .
largeur : 60 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 32 μ .
largeur : 38 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 38 μ .
largeur : 28 μ .

FRÉQUENCE : De rares échantillons.

Genre *PINUSPOLLENITES* RAATZ 1937

Génotype : *Pinuspollenites* (al. *Pollenites*) *labdacus*. (Pot. 1931, *Jb. Preuss Geol. L. -A* 1931, t. 52, pp. 1-7, p. 5, fig. 32) Raatz 1937, *Abh. Preuss Geol. Land., N.F.*, t. 183, pp. 1-48, p. 16.

Ce genre est caractérisé par des pollens dont le corps central ovale-arrondi porte une calotte plus ou moins sculptée et des sacs fortement rejetés du côté distal. Il peut y avoir des crêtes marginales.

Pinuspollenites labdacus POT. 1931 var. *arcuatus*
DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. XI, fig. 5, 6 et 7

Holotype : *Pinuspollenites labdacus* var. *arcuatus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 101, Pl. X, fig. 16 a et b.

DESCRIPTION : Ces spécimens ont un corps central subarrondi dont l'exine proximale granuleuse et l'exine distale lisse peuvent être séparées par une crête sinueuse. Les racines proximales des sacs sont situées distalement par rapport au plan de section principal. Les racines distales fortement arquées laissent entre elles une zone germinale élargie au centre et rétrécie aux extrémités. L'ornementation des ballonnets est composée d'un réticulum à mailles très lâches de 2 à 4 μ .

Dimensions générales du grain de pollen :

hauteur : 46 μ .

largeur : 56 μ .

Dimensions du corps du grain de pollen :

hauteur : 46 μ .

largeur : 50 μ .

Dimensions des sacs du grain de pollen :

hauteur : 40 μ .

largeur : 20 μ .

FRÉQUENCE : Très commune.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : La variété *arcuatus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963 (11) de l'espèce *P. labdacus* POT. 1931 a été créée pour des spécimens rencontrés dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Selon P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11), ces grains de pollen ressemblent à ceux de *Pinus Banksiana*.

Pinuspollenites sp.

Pl. XI, fig. 8

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Ce pollen est très particulier car il possède 3 sacs aérifères. Le corps central est subcirculaire, les sacs sont ornés d'un réticulum à mailles très lâches.

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Division CIRCUMPOLLES (PFL. 1953) KL. 1960

Genre *CLASSOPOLLENITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Classopollis* PFLUG 1953, POC. et JANS. 1961)

Génotype : *Classopollis classoides*. Pflug 1953, *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 95, pp. 60-171, p. 91, Pl. XVI, fig. 29-31.

Ces pollens sont ovoïdes à sphériques ou présentent une forme de gland aplati. Ils possèdent un seul pore situé distalement et peuvent montrer une marque trilète proximale très réduite n'ayant pas de fonction germinale. L'exine est ornée de striations qui forment un ruban entourant l'équateur.

Classopollenites classoides (PFL. 1953)

POC. et JANS. 1961

Pl. XI, fig. 9, 10 et 11

1953 *Classopollis classoides*. Pflug, l.c. (39).

1963 *Classopollenites classoides*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 105.

Holotype : *Classopollis classoides*. Pflug, l.c. (39).

DESCRIPTION : Les individus appartenant à cette espèce ont une section équatoriale subcirculaire, ils possèdent un pore distal plus ou moins arrondi ayant environ 10 μ de diamètre. Au pôle proximal se trouve une aire triangulaire où l'exocixine est absente (fig. 10 et 11, Pl. XI), il peut également y avoir une petite marque trilète (fig. 9, Pl. XI). Au niveau de l'équateur l'exocixine est épaissie et forme une ceinture de 9 μ de large environ composée de striations. L'ornementation est faite de petits trous distribués radialement à la surface du grain. Le diamètre équatorial est de 24 à 34 μ .

FRÉQUENCE : Très commune.

EXTENSION BOTANIQUE : Ces grains de pollen peuvent provenir de *Cheirolepis*, *Pagiophyllum* et *Brachyphyllum*.

Classopollenites simplex DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. XI, fig. 12

Holotype : *Classopollenites simplex*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 106, Pl. XI, fig. 7 a et b.

DESCRIPTION : Ces grains de pollen sont arrondis en vue équatoriale. Au pôle distal ils montrent un pore germinatif plus ou moins circulaire et au pôle

proximal une aire triangulaire qui correspond à la marque d'accolement dans la tétrade. A l'équateur se trouve un anneau large de 6 à 8 μ , formé d'une ou deux rangées de perforations internes. L'exine est lisse à infraponctuée. La taille est d'environ 26 μ .

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11) ont créé cette espèce pour des pollens provenant de l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Cheirolépidaées ?

Classopollenites sp.

Pl. XI, fig. 14

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Le grain de pollen représenté en 14 Pl. XI a une forme triangulaire arrondie, il possède une marque trilète très développée dont les branches assez épaisses s'élargissent vers les extrémités. L'ornementation de l'exine est faite de perforations minuscules juxtaposées. A l'équateur se trouve un anneau formé de quelques rangées de perforations.

Ce spécimen ressemble beaucoup à un individu que j'ai rencontré dans l'Infralias du sondage APO 1 bis du Boulonnais (28) et qui est représenté Pl. XX, fig. 18. Il possède comme lui une marque trilète très développée.

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

cf. *Classopollenites* sp.

Pl. XI, fig. 13

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Le pollen figuré en 13, Pl. XI, a un contour équatorial subarrondi. Il possède un pore distal germinal plus ou moins circulaire. Au pôle proximal il ne présente aucune marque en Y ni aucune aire triangulaire où l'exoxine est absente. A l'équateur se trouve un anneau portant une rangée de perforations. L'exine est absolument lisse. La taille est d'environ 30 μ .

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Division Plicates

(al. *Plicata* NAUMOVA 1937-1939) POT. 1960

Subdivision MONOCOLPATES
INVERSEN et TROELS SMITH 1950

Série DIPTYCHES (NAUMOVA 1937) POT. 1958

Cette série renferme des pollens dont le sillon germinal plus ou moins large est encadré de 2 replis de l'exine.

Genre ACUMINELLAPOLLENITES

(al. *Bennettitaceaeacuminella* MAL. 1953)

Génotype : *Bennettitaceaeacuminella simplex*. Malawkina 1953, *Arb. Erdöl Geol. Inst.*, t. 75, pp. 93-147, p. 139, Pl. I, fig. 23.

Ces pollens ont une forme de fuseau ou de bateau. L'exine est lisse à infragranulé. Le *colpa* atteint les extrémités et s'y effile, il est bordé de chaque côté par les replis de l'exine.

(?) *Acuminellapollenites simplex* MALAWKINA 1953

Pl. XI, fig. 15 et 16

1953 *Bennettitaceaeacuminella simplex*. Malawkina, l.c. (33).

1963 *Acuminellapollenites simplex*. Danzé-Cors. et Lav., *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 107.

DESCRIPTION : Les spécimens figurés en 15 et 16 Pl. XI, ont un contour plus ou moins ovale à fusi-forme. Ils possèdent un sillon qui parcourt toute leur longueur et qui est bordé de chaque côté par un repli de l'exine ayant la forme d'un petit arc de cercle. La largeur du sillon de l'individu 16 de la Pl. XI est relativement grande, elle tend à augmenter aux extrémités de celui-ci.

La longueur est d'environ 38 μ et la largeur de 20 μ .

REMARQUE : Ces pollens ont été placés dans la série des *Diptyches* (NAUMOVA 1937) POT. 1958 parce qu'ils présentent de chaque côté du sillon deux replis de l'exine bien développés mais je n'ai pas cru pouvoir les rattacher affirmativement à *A. simplex* car ne possédant pas la publication de Malawkina (33) je prends pour base uniquement le dessin et la description qu'en donne Potonié dans le synopsis (48, p. 92, Pl. 11, fig. 125), or le sillon de l'individu 16 de la Pl. XI est élargi au niveau des extrémités du pollen et non pas effilé comme le dit Potonié. Cependant, Potonié cite également comme référence des individus figurés dans l'ouvrage de Rogalska (58, Pl. VII, fig. 3 à 5) et qui ressemblent beaucoup à celui représenté ici, c'est pourquoi il est possible de se demander si le fait que le sillon s'effile à ses extrémités est un caractère vraiment spécifique.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Infralias.

Série INTORTES (NAUMOVA 1937) POT. 1958

Cette série renferme des pollens dont le *colpa* atteint le contour du grain et s'y élargi en forme d'entonnoir.

Genre *GINKOCYCADOPOLLENITES* nov. nom.

(al. *Ginkocycadophytes* SAMOJLOWICH 1953)
syn. *Entylissa* NAUMOVA 1937)

Génotype : *Gynkocycadophytus* (al. *Azonaletes* et *Subsacculifer*) *caperatus*. (Luber 1938, *Probl. Sowjet. Geol.*, t. 8, pp. 152-161, Pl. I, fig. 11) Samoilowich 1953, *Neue serie*, t. 75, pp. 5-57, p. 30.

Ces grains de pollen ont plus ou moins une forme de fuseau et possèdent un sillon qui parcourt leur grand axe et qui s'élargit à chacune de ses extrémités.

Ginkocycadopollenites sp.

Pl. XI, fig. 17 a et b

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Le spécimen figuré en 17 a et b, Pl. XI, est de forme ovale, il présente un sillon en forme de clepsydre qui parcourt son plus grand axe et qui est légèrement rétréci en son centre (10 μ) et élargi à ses extrémités (10 à 15 μ). L'ornementation consiste en une très forte granulation qui figure presque un réticulum. L'exine est épaisse. La longueur de ce grain est d'environ 50 μ et la largeur 34 μ .

FRÉQUENCE : Un seul exemplaire.

Genre *RETICOLPIPOLLENITES*

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

(al. *Retimonocolpites* PIERCE 1961)

Génotype : *Retimonocolpites dividuus*. Pierce 1961, *Minn. Geol. Surv.*, Bull. 42, pp. 1-86, p. 47, Pl. III, fig. 87.

Ce genre renferme des pollens monocolpates et réticulés.

Reticolpipollenites crassitectus

DANZÉ-CORS. et LAV. 1963

Pl. XI, fig. 18 et 19

Holotype : *Reticolpipollenites crassitectus*. Danzé-Cors. et Lav. 1963, *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII, p. 108, Pl. XI, fig. 14 a et b.

DESCRIPTION : Ces pollens ont un contour ovalo-arrondi, ils possèdent un sillon bien développé légè-

rement élargi à ses extrémités et dépassant parfois l'équateur du grain. L'intexine est très mince (0,5 μ), l'ectexine est épaisse de 2 à 4 μ , formée de columelles qui, en surface, figurent un réticulum à mailles de 1 μ de diamètre. La taille est de 26 à 28 μ .

FRÉQUENCE : Moyenne.

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET STRATIGRAPHIQUE : P. Danzé-Corsin et J.P. Laveinc (11) ont créé cette espèce pour des spécimens trouvés dans l'Infralias du Boulonnais (Vallée Heureuse, Hydrequent).

APPARTENANCE BOTANIQUE : Inconnue.

Spécimens indéterminés.

Incertae sedis

Pl. XI, fig. 21, 22 a et b

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Ces spécimens ont une forme ovalo-arrondie, ils possèdent une sorte de petit goulot très court dont le sommet est plat. L'exine est marron lisse, assez épaisse. L'individu figuré en 21, Pl. XI, présente le long de son grand axe une fente en forme de fuseau très étroite dont une extrémité repose sur le bord du contour externe et dont l'autre aboutit dans le goulot. Le second spécimen (fig. 22 a et b) ne possède pas une telle fente, il montre seulement au niveau du goulot et un peu en dessous une petite aire trapézoïdale plus claire (qui est bien visible sur la fig. 22 b de la Pl. XI). La brisure de l'exine qui existe au centre de cet échantillon doit être d'origine secondaire. Les dimensions du spécimen figuré en 21 sont pour la hauteur 30 μ et pour la largeur 22 μ . Les dimensions du spécimen figuré en 22 sont pour la hauteur 46 μ et pour la largeur 40 μ .

FRÉQUENCE : Les deux seuls échantillons.

Incertae sedis

Pl. XI, fig. 23 et 24

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Les échantillons figurés en 23 et 24, Pl. XI, ont une forme sphérique, ils ont conservé leur volume. L'exine est faite d'un réticulum à mailles très irrégulières dont certaines peuvent être arrondies et presque égales au 1/4 de l'individu tandis que les autres sont très petites et plus ou moins polyédriques. A l'intérieur de ce premier réticulum, l'exine est plus ou moins chagrinée et

semble microréticulée. La diamètre est environ de 52 à 56 μ .

FRÉQUENCE : De très nombreux échantillons localisés à certains niveaux.

Incertae sedis

Pl. XI, fig. 25, 26 et 27

Etage : Infralias.

DESCRIPTION : Les individus figurés en 25, 26 et 27, Pl. XI, ont une forme sphérique car ils ont eux aussi gardé leur volume. L'exine est lisse, elle est faite d'anneaux juxtaposés dont le diamètre est plus ou moins important. La figure 27 de la Pl. XI représente deux de ces spécimens accolés. La taille varie entre 30 et 40 μ .

FRÉQUENCE : Ces individus ont été trouvés en grande quantité dans les mêmes niveaux que ceux figurés en 23 et 24 de la même planche.

Conclusions

La microflore rencontrée dans cette poche de dissolution du karst boulonnais s'est révélée importante sur toute la hauteur des sédiments étudiés.

Les données stratigraphiques permettent de fixer comme limite inférieure de l'âge de ces sédiments la base du secondaire puisque la poche qui les renfermait était creusée dans le calcaire viséen. Par contre, la limite supérieure n'est pas connue avec précision car les couches recouvrant la poche avaient été enlevées par les carriers. Cependant, il est possible de penser à la suite des travaux (12, 14) effectués dans le karst boulonnais que les couches supérieures devaient être composées soit par des sables d'Hydrequent, soit par des marnes à *Ostrea sowerbyi* et que par conséquent elles étaient d'âge ante-Bathonien.

Au point de vue palynologique, la détermination stratigraphique de ces sédiments est donnée de façon précise.

En effet, le manque (ou la présence infime) de spores du Carbonifère et l'absence des pollens du groupe des *striatiti* abondants au Permien et au Trias fixe une limite inférieure au Trias supérieur. Le fait que n'aient été trouvés aucun pollen d'Angiospermes qui apparaît au Crétacé moyen non plus que de spécimen se rapportant à *Cicatricosisporites* qui débute au Jurassique supérieur et abonde au Crétacé ou d'individu appartenant au genre *Circu-*

laresporites qui jusqu'ici a été créé pour des spores de la limite Lias-Dogger, permet de situer une limite supérieure à la base du Dogger.

Enfin, si sur 41 espèces décelées dans ces sédiments (dont l'extension stratigraphique a été représentée dans le tableau A de la page 283) 8 d'entre elles sont rencontrés dans le Trias, 28 dans la partie supérieure du Lias, 28 dans le Dogger, 22 dans le Malme et 19 dans le Crétacé inférieur, 40 ont pour terme commun l'Infralias.

L'âge infraliasique de cette poche semble donc très vraisemblable, il est confirmé par la très grande ressemblance de la microflore qu'elle renferme avec celle de la poche de la Vallée Heureuse (Hydrequent) étudiée par P. Danzé-Corsin et J.P. Laveine (11). En particulier les genres, espèces ou variétés qui avaient été créés par les auteurs précités pour des spécimens nouveaux sont en grande partie retrouvés ici :

Tribitissporites rariverrucatus DANZÉ-CORS. et LAV.

Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus DANZÉ-CORS. et LAV.

Lycopodiacidisporites triangularis DANZÉ-CORS. et LAV.

Lycopodiumisporites semimuris DANZÉ-CORS. et LAV.

Densoisporites regularis DANZÉ-CORS. et LAV.

Camaronisporites foveolatus DANZÉ-CORS. et LAV.

Styxisporites reissingeri DANZÉ-CORS. et LAV.

Labacoronisporites minor DANZÉ-CORS. et LAV.

Perinopollenites pseudosulcatus DANZÉ-CORS. et LAV.

Cedripollenites corsini DANZÉ-CORS. et LAV.

Pinuspollenites labdacus var. *arcuatus* DANZÉ-CORS. et LAV.

Alipollenites giganteus DANZÉ-CORS. et LAV.

Classopollenites simplex DANZÉ-CORS. et LAV.

Reticolpiperipollenites crassitectus DANZÉ-CORS. et LAV.

Et la très forte proportion de *Classopollenites* PELUG ajoute encore un argument en faveur de l'âge infraliasique puisque, selon Jansonius (21), il y aurait deux maximums de présence de ces individus : l'un à la limite Trias-Lias, l'autre à la limite Jurassique Crétacé. Ce grand nombre de *Classopollenites* PELUG correspondait donc ici à la première limite.

EXTENSION VERTICALE DES SPORES ET POLLENS

	Trias	Lias infer.	Dogger	Malm	Crétacé inf.
<i>Calamispores nathorstii</i>	—	—			
<i>Todispores major</i>		—	—		
<i>Deltoidispores hallii</i>	—	—	—	—	—
<i>Deltoidispores neddeni</i>		—	—	—	—
<i>Undulatispores major</i>			—		
<i>Retusispores mesozoicus</i>	—	—			
<i>Trilitispores variverrucatus</i>		—	—	—	—
<i>Trilitispores rariverrucatus</i>		—	—	—	—
<i>Trilitispores verrucatus</i>		—	—	—	—
<i>Osmundacidispores wellmanii</i>		—	—	—	—
<i>Anemiidispores echinatus</i>		—	—	—	—
<i>Lycopodiacidispores cerniidites</i>	—	—	—	—	—
<i>Lycopodiacidispores pseudofoveolatus</i>		—	—		
<i>Lycopodiacidispores triangularis</i>		—	—		
<i>Lycopodiumispores clavatoïdes</i>		—	—	—	—
<i>Lycopodiumispores semimuris</i>		—	—		
<i>Foveotrilispores irregulatus</i>		—	—	—	
<i>Ischyispores crateris</i>		—	—	—	—
<i>Rogalskaispores cicatricosus</i>	—	—	—	—	—
<i>Densoispores perinatus</i>		—	—	—	—
<i>Densoispores regularis</i>		—	—		
<i>Camazonispores foveolatus</i>		—	—	—	—
<i>Styxispores reissingeri</i>		—	—		
<i>Labiacoronispores minor</i>		—	—		
<i>Perinopollenites elatoides</i>		—	—	—	—
<i>Perinopollenites pseudosulcatus</i>		—	—		
<i>Tsugapollenites mesozoicus</i>		—	—	—	—
<i>Vitreipollenites signatus</i>	—	—	—	—	—
<i>Cedripollenites corsini</i>		—	—		
<i>Abietinaepollenites microalatus major</i>		—	—	—	—
<i>Piceapollenites alatus</i>		—	—	—	—
<i>Pityospollenites zapfei</i>	—	—			
<i>Pinuspollenites labdacus var. arcuatus</i>		—	—		
<i>Pinuspollenites divulgatus</i>		—	—	—	—
<i>Pinuspollenites vancampoi</i>		—	—		
<i>Alipollenites giganteus</i>		—	—		
<i>Classopollenites classoides</i>	—	—	—	—	—
<i>Classopollenites simplex</i>		—	—		
<i>Reticolpispollenites crassitectus</i>		—	—		
<i>Eucommiidipollenites troedssonii</i>		—	—	—	—
<i>Pretricolpispollenites ovalis</i>		—	—		

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- 1) AGRALI B. (1964). — Etude des microspores du bassin d'Amasra (secteur Nord). *Thèse d'Université, Fac. Sci.*, Lille.
- 2) ALPERN B. (1958). — Description de quelques microspores du Permo-Carbonifère français. *Rev. Micropaléont.*, t. 1, pp. 75-86.
- 3) BENNIE J. et KIDSTON R. (1886). — On the occurrence of spores in the carboniferous formation of Scotland. *Proc. Roy. Phys. Soc.*, vol. IX.
- 4) BERRY W. (1937). — Spores from the Pennington Coal, Rhea County, Tennessee. *Amer. Midl. Nat.*, t. 18, pp. 155-160, Notre-Dame, Indiana.
- 5) CHITALEY S.D. (1951). — Fossil microflora from the Mohgaon Kalan beds of the Madhya Pradesh, India. *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, t. XVII, n° 5, pp. 373-381.
- 6) COOKSON J.C. (1947). — Plant microfossils from the lignites of Kerguelen archipelago. *B.A.N.Z., Antarctic Research Expedition, 1929-1931, Report Series A*, t. 2, pp. 127-142.
- 7) COOKSON J.C. et DETTMANN M.E. (1958). — Some trilete spores from upper Mesozoic deposits in the eastern Australian region. *Proc. Roy. Soc. Victoria*, t. 70, pp. 95-128.
- 8) CORSIN P., CARETTE J., DANZÉ J. et LAVEINE J.P. (1962). — Classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias. *C.R.A.S.*, t. 254, pp. 3062-3065.
- 9) COUPER R.A. (1953). — Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zealand. *New Zealand Geol. Surv., Paleont.*, Bull. 22.
- 10) COUPER R.A. (1958). — British mesozoic microspores and pollen grains, systematic and stratigraphic study. *Palaontographica*, Abt. B, Bd 103, pp. 75-179.
- 11) DANZÉ-CORSIN P. et LAVEINE J.P. (1963). — Flore infraliasique du Boulonnais (macro- et microflore). *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XIII.
- 12) DANZÉ J. (1953). — Sur un nouvel affleurement de calcaire carbonifère en Bas-Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIII, pp. 55-71.
- 13) DANZÉ J. et LAVEINE J.P. (1963). — Etude palynologique d'une argile provenant de la limite Lias-Dogger, dans un sondage à Boulogne-sur-Mer. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, pp. 1-79.
- 14) DANZÉ J. et RENAULT Ph. (1950). — Phénomènes karstiques dans le calcaire carbonifère du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXX, pp. 228-242.
- 15) DAUGHERTY L.H. (1941). — The upper triassic flora of Arizona. *Carn. Inst. Wash.*, t. 526, pp. 1-108.
- 16) DYBOVA S. et JACHOWITZ A. (1957). — Microspores of the upper silesian coal measures. *Inst. Geol.*, t. 23, Varsovie.
- 17) HALLE T.G. (1908). — Über die Untersuchung kutinisierte fossiler Pflanzenteile. *Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl.*, t. 43, n° 6.
- 18) HARRIS T.M. (1937). — The fossil flora of Scoresby Sound, East Greenland. *Medd. om Groenland*, Part 5: Stratigraphical relations, Bd 112, n° 2.
- 19) IBRAHIM A.C. (1933). — Sporenformen des Aegirhorizontes des Ruhrreviers. *Diss. T.H.*, Berlin.
- 20) IVERSEN J. et TROELS-SMITH (1950). — Pollenmorfologiske definitioner og typer (Pollenmorfologiske Definitionem und Typen). *Dann. geol. Unders.* IV, 3, 8.
- 21) JANSONIUS J. (1962). — Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River area, Western Canada. *Palaontographica*, Abt. B, Bd 110, pp. 35-98.
- 22) KLAUS W. (1960). — Beiträge zur Mikropaläontologie der alpinen Trias. *Jahrb. Geol. Bund.*, t. 5, pp. 107-182.
- 23) KONYALI Y. (1963). — Contribution à l'étude des microspores du bassin houiller d'Asmara (secteur sud). *Thèse de 3^e cycle, Fac. Sci.*, Lille.
- 24) KOSANKE R.M. (1950). — Pennsylvanian spores of Illinois and their use in Correlation. *State Geol. Surv.*, t. 74, pp. 1-128.
- 25) KREMP G. (1949). — Pollenanalytische Untersuchung des Miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. *Palaontographica*, Abt. B, Bd 90, pp. 53-93, Pl. 3-9, Stuttgart.
- 26) KRUTZSCH W. (1959). — Mikropaläontologische (Sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. *Z. Geol.*, 8, Beih 21-22, Berlin.
- 27) LESCHIK G. (1955). — Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel. II - Iso- und Mikrosporen. *Schweiz. Paläont. Abh.*, t. 72.
- 28) LEVET-CARETTE J. (1963). — Etude de la microflore infraliasique d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, pp. 101-128.
- 29) LEVET-CARETTE J. (1964). — Etude de la microflore bajocienne d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (P.-de-C.). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIV, pp. 61-72.
- 30) LUBER A.A. (1935). — Atlas des spores et grains de pollen du Paléozoïque du Kazakhstan. *Akad. d. Wiss. in Karach.*
- 31) LUBER A.A. (1938). — Spores and Pollen from Coals of the Permian of U.R.S.S. *Probl. Sowjet. Geol.*, t. 8, pp. 152-161.
- 32) MALAWKINA W.S. (1949). — Détermination des spores et des grains de pollen du Jurassique et du Crétacé. *Werk. Wiss. Untersch. Geol. Erdölinst. Gesamtunion*, Leningrad.
- 33) MALAWKINA W.S. (1953). — Complexes sporo-polliniques du Trias supérieur du Jurassique inférieur et moyen dans le « Vorural » occidental et oriental. *Arb. Erdöl. Geol. Inst.*, t. 75, pp. 93-147.

- 34) MINER E.L. (1935). — Palaeobotanical examinations of cretaceous and tertiary coals. *Amer. Midl. Nat.*, t. 16, pp. 585-621.
- 35) NAUMOVA S.N. (1937). — Spores and pollens of the coals of the U.R.S.S. *XVII^e Inter. geol. Congres*, t. I, pp. 353-364.
- 36) NAUMOVA S.N. (1953). — Complexes sporo-polliniques du Dévonien supérieur de la plateforme russe et leur valeur stratigraphique. *Trav. Inst. Sci., géol.*, 143, sér. géol. n° 60, pp. 1-154.
- 37) NILSSON T. (1958). — Über das Vorkommen eines mesozoischen Sapropelgesteins in Schonen. *Lunds Univ. Arsskr.*, N.F., Avd. 2, t. 54.
- 38) PANT D.D. (1954). — Suggestions for the classification and nomenclature of fossil spores and pollen grains. *Bot. Rev.*, t. 20, pp. 33-60.
- 39) PFLUG H. (1953). — Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 95, pp. 60-171.
- 40) PIERCE R.L. (1961). — Lower upper cretaceous plant microfossils from Minnesota. *Minn. Geol. Surv.*, Bull. 22, pp. 1-86.
- 41) POCOCK S.J. et JANSONIUS J. (1961). — The pollen genus *Classopollis* PFLUG. *Micropalaeontology*, vol. 7, n° 4, pp. 439-443.
- 42) POCOCK S.J. (1962). — Microfloral analysis and age determination of strata at the Jurassic-Cretaceous Boundary in the western Canada plains. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 111, Lief 1-3, Stuttgart.
- 43) POTONIÉ H. (1893). — Die Flora des Rothliegenden von Thüringen. *Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.*, N.F., H. IX, t. II, pp. 1-298.
- 44) POTONIÉ R. (1931 a). — Zur Mikroskopie der Braunkohlen I. *Z. Braunkohle*, t. 30, pp. 325-333.
- 45) POTONIÉ R. (1931 b). — Pollenformen II. *S.-B. Ges. nat. Freunde*, n° 1-3, pp. 24-28.
- 46) POTONIÉ R. (1931 c). — Pollenformen aus tertiären Braunkohlen, III, *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, 1931, t. 52, pp. 1-7.
- 47) POTONIÉ R. (1956). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil I : *Sporites*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 23, pp. 1-103.
- 48) POTONIÉ R. (1958). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil II : *Sporites* (Nachträge), *Saccites*, *Aletes*, *Præcolpates*, *Polyplicates*, *Monocolpates*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 31, pp. 1-114.
- 49) POTONIÉ R. (1960). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil III : Nachträge *Sporites*, Fortsetzung *Pollenites*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 39, pp. 1-189.
- 50) POTONIÉ R., IBRAHIM A. et LOOSE F. (1932). — Sporenformen aus den Flözen Aegir und Bismarck der Ruhrgebietes. *N. Jahrb. Min.*, t. 67 B, pp. 438-454.
- 51) POTONIÉ R. et KLAUS W. (1954). — Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges. *Geol. Jahrb.*, t. 68, pp. 517-544.
- 52) POTONIÉ R. et KREMP G. (1954). — Die Gattungen der palaeozoischen *Sporae dispersae* und ihre Stratigraphie. *Geol. Jb.*, t. 69, pp. 111-134, Hannover.
- 53) POTONIÉ R. et KREMP G. (1955-1956). — Die *Sporae dispersae* des Ruhrkarbons, Teil I-III. *Paläontographica*, Abt. B, t. 98, pp. 1-136 ; t. 99, pp. 65-191 ; t. 100, pp. 65-121.
- 54) POTONIÉ R. et VENITZ H. (1934). — Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen Bucht. *Abh. Inst. Paläobot. Pet. Brennst. Steine*, t. 5, pp. 5-54.
- 55) RAATZ G. (1937). — Mikrobotanisch-stratigraphische Untersuchung der Braunkohle des Muskauer Bogens. *Abh. Preuss. Geol. Land.*, N.F., t. 183, pp. 1-48.
- 56) REINSCH P.F. (1881). — Neue Untersuchungen über die Mikrostruktur der Steinkohle des Carbons, der Dyas und Trias. Leipzig.
- 57) REISSINGER A. (1950). — Die « Pollenanalyse » ausgedehnt auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. *Paläontographica*, Abt. B, Bd 90, pp. 99-126.
- 58) ROGALSKA M. (1954). — Spore and Pollen Analysis of the liassic coal of Blanowice in upper Silesia. *Inst. Geol. Bull.*, Warschau, t. 89.
- 59) ROSS N.E. (1949). — On a cretaceous pollen and spore bearing clay deposit of Scania. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, t. 34, pp. 25-43.
- 60) SAMOYLOVICH S.R. (1953). — Pollen and Spores from Permian Deposits of Cherdyn and Aktyubinsk, Ural Region: Paleobotanical Studies, Trans., All-Union Petroleum Res. Geol. Service Inst. (VNIGRI), *New Series*, t. 75, pp. 5-57.
- 61) SCHOPF J.M., WILSON L.R. et BENTALL R. (1944). — An annotated synopsis of paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. III. *Geol. Surv. Rept. Inv.*, t. 91, pp. 1-66.
- 62) SEWARD A.C. (1914). — Antarctic fossil plants. *Nat. Hist. Rep. Brit. Ant.* (« Terra nova ») *Exp.* 1910, t. 1, n° 1, pp. 1-49.
- 63) THIERGART F. (1938). — Die pollenflora der Niderlandsitzer Braunkohle. *Jahrb. Preuss. Geol.*, t. 58, pp. 282-351.
- 64) THOMSON P.W. et PFLUG H. (1953). — Pollen und sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. *Paläontographica*, Abt. B, Bd 94, pp. 1-138.
- 65) WICHER C.A. (1934). — Sporenformen der Flammkohle des Ruhrgebietes. *Arb. Inst. Paläobot. Petrogr. Brennst.*, t. 4, pp. 165-212.
- 66) WILSON L.R. et COE E.A. (1940). — Description of some unassigned plant microfossils. *Amer. Midl. Nat.*, t. 23, pp. 182-186.
- 67) WODEHOUSE R.P. (1933). — Tertiary Pollen. II. The oil shales of the Eocene Green River formation. *Bull. Torrey Bot. Club*, t. 60, pp. 479-524.

EXPLICATION DES PLANCHES (*)

PLANCHE X

- FIG. 1 : *Calamispores nathorstii* HALLE 1908. S.I. N 165.
 FIG. 2 : *Deltoidisporites halii* var. *minor* nov. var. S.I. N 13.
 FIG. 3 : *Deltoidisporites neddeni* POT. 1931. S.I. N 10. Cet échantillon est une forme triplane.
 FIG. 4 : *Undulatisporites major* DANZÉ et LAV. 1963. S.I. N 14.
 FIG. 5 : *Gleicheniisporites* cf. *senonicus* ROSS 1949. S.I. N 161.
 FIG. 6 : *Retusisporites mesozoicus* NAUMOVA 1953. S.I. N 7.
 FIG. 7 : *Trilitisporites variverrucatus* COUPER 1958. S.I. N 28.
 FIG. 8 : *Trilisporites verrucatus* COUPER 1953. S.I. N 32.
 FIG. 9 : *Osmundacidisporites wellmanii* COUPER 1953. S.I. N 17.
 FIG. 10 : *Osmundacidisporites wellmanii* COUPER 1953. S.I. N 14'.
 FIG. 11 : *Raistrickisporites* cf. *grovensis* SCHOPF 1944. S.I. N 33.
 FIG. 12 : *Anemiisporites echinatus* ROSS 1949. S.I. N 161.
 FIG. 13 : *Lycopodiacidisporites pseudofoveolatus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 41.
 a : Spore au grossissement x 500.
 b : Détail de la spore précédente montrant la disposition concentrique des *foveolae*. Gr. x 750.
 FIG. 14 : *Lycopodiacidisporites triangularis* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 42.
 FIG. 15 : *Lycopodiumisporites* sp. S.I. N 77.
 a : Face proximale.
 b : Face distale.
 FIG. 16 : *Foveotriletisporites irregulatus* COUPER 1958. S.I. N 39.
 FIG. 17 : *Dictyisporites bireticulatus* (IBR. 1932) POT. et KR. 1955. S.I. N 162.
 a : Face proximale.
 b : Face distale.

- FIG. 18 : *Incertae sedis*. S.I. N 135.
 FIG. 19 : *Styxisporites reissingeri* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 79.
 FIG. 20 : *Styxisporites reissingeri* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 76.
 FIG. 21 : *Labiacoronisporites minor* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 65.
 FIG. 22 : *Labiacoronisporites minor* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 62.
 FIG. 23 : *Labiacoronisporites minor* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 69.
 FIG. 24 : *Lycosisporites pellucidus* (WICHER 1934) S., W. et B. 1944. S.I. N 61.
 FIG. 25 : *Densisporites sphaerotriangularis* KOSANKE 1950. S.I. N 60.
 FIG. 26 : *Perinopollenites elatoides* COUPER 1958. S.I. N 81.
 FIG. 27 : *Perinopollenites elatoides* COUPER 1958. S.I. N 161.
 FIG. 28 : *Perinopollenites pseudosulcatus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 82.
 FIG. 29 : *Tsugapollenites mesozoicus* COUPER 1958. S.I. N 84.
 FIG. 30 : *Vitreipollenites signatus* LESCHIK 1955. S.I. N 111.
 FIG. 31 : *Pityosporites zapfei* POT. et KL. 1954. S.I. N 96.
 FIG. 32 : *Parvisaccipollenites* sp. S.I. N 134.
 FIG. 33 : *Cedripollenites corsini* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 91.
 FIG. 34 : *Cedripollenites corsini* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 89.
 FIG. 35 : *Piceapollenites alatus* POT. 1931. S.I. N 98.

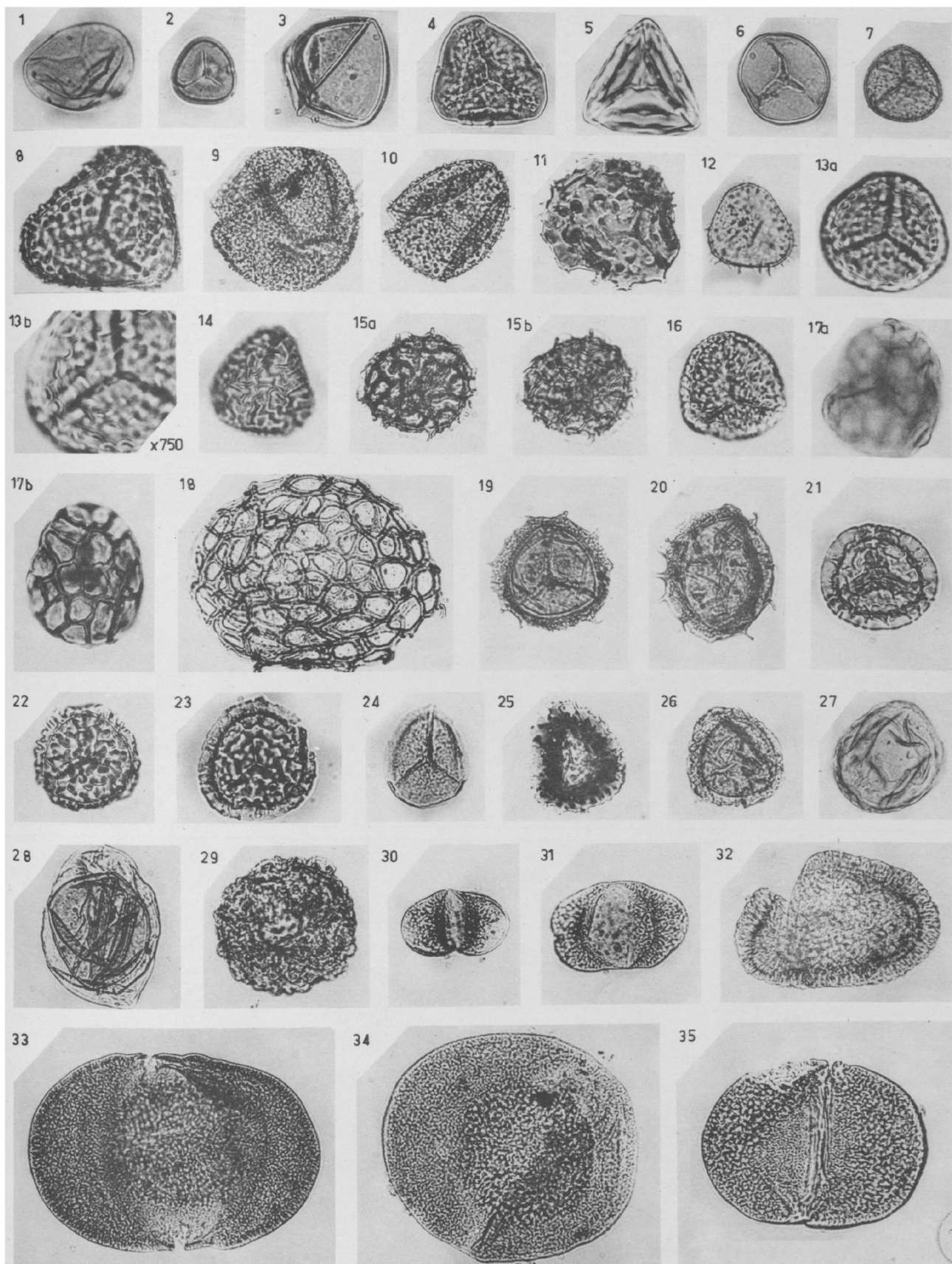
PLANCHE XI

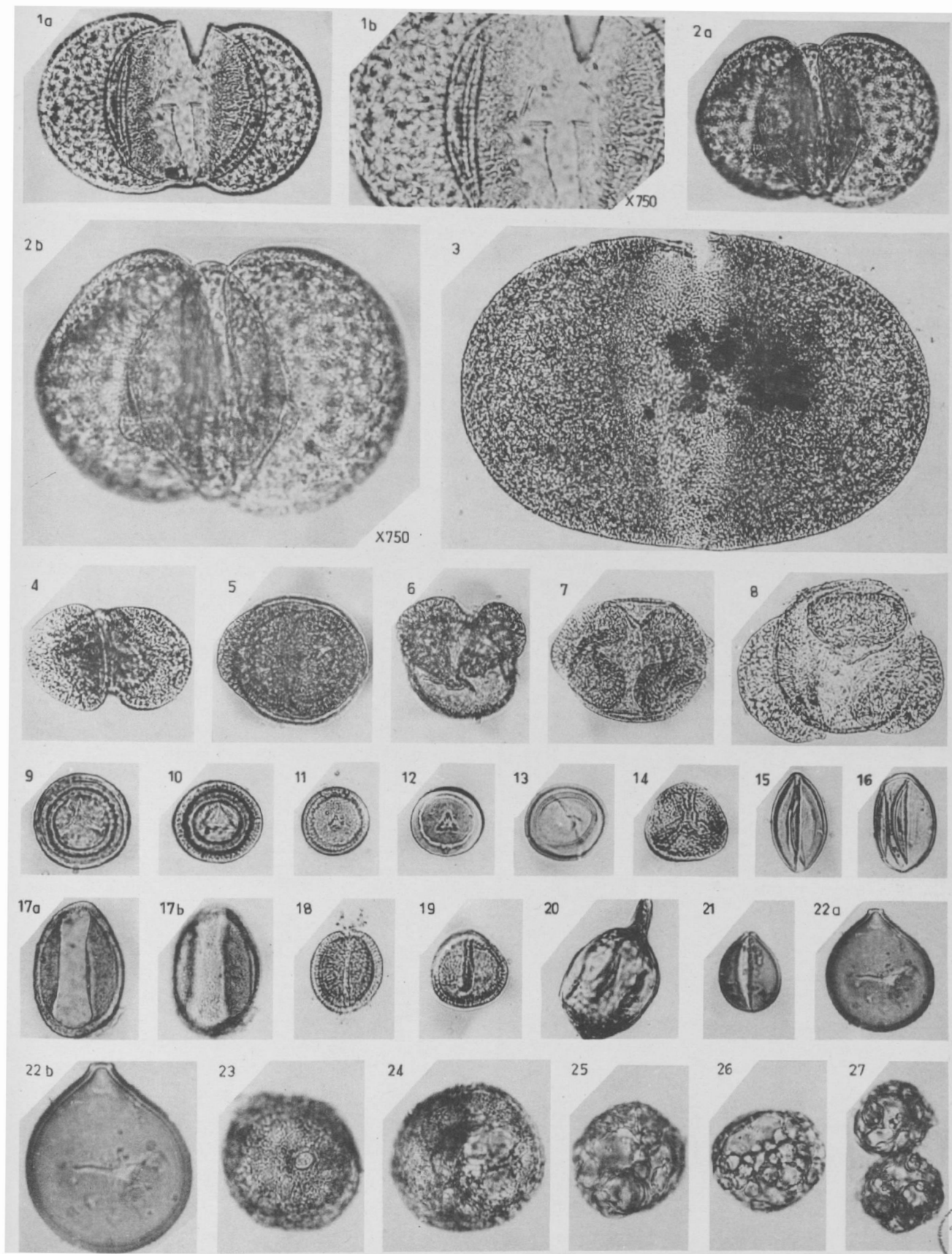
- FIG. 1 : *Incertae sedis*. S.I. N 97.
 a : Pollen au grossissement x 500.
 b : Détail du pollen précédent au grossissement x 750.
 FIG. 2 : *Incertae sedis*. S.I. N 107.
 a : Pollen au grossissement x 500.
 b : Détail du pollen précédent au grossissement x 750.
 FIG. 3 : *Alipollenites giganteus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 103.
 FIG. 4 : *Podocarpidipollenites* sp. S.I. N 110.
 FIG. 5 : *Pinuspollenites labdacus* var. *arcuatus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 112.

(*) Toutes les photographies ont été réalisées au Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille par Monsieur A. Leblanc. Sauf indication contraire, les spores et les pollens des planches X et XI sont au grossissement x 500, ils ont été recueillis à la carrière Napoléon (Ferques, Pas-de-Calais) et ont été isolés et catalogués au Laboratoire de Paléobotanique dans la série N (exemple : S.I. N 1 — spécimen isolé Napoléon, lame n° 1).

- FIG. 6 : *Pinuspollenites labdacus* var. *arcuatus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 114.
- FIG. 7 : *Pinuspollenites labdacus* var. *arcuatus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 117.
- FIG. 8 : *Pinuspollenites* sp. S.I. N 119.
Ce pollen est une forme trisaccate.
- FIG. 9 : *Classopollenites classoides* (PFL. 1953) POC. et JANS. 1961. S.I. N 121.
- FIG. 10 : *Classopollenites classoides* (PFL. 1953) POC. et JANS. 1961. S.I. N 125.
- FIG. 11 : *Classopollenites classoides* (PFL. 1953) POC. et JANS. 1961. S.I. N 120.
- FIG. 12 : *Classopollenites simplex* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 127.
- FIG. 13 : cf. *Classopollenites*. S.I. N 161.
- FIG. 14 : *Classopollenites* sp. S.I. N 124.
- FIG. 15 : (?) *Acuminellapollenites simplex* MALAWKINA 1953. S.I. N 131.
- FIG. 16 : (?) *Acuminellapollenites simplex* MALAWKINA 1953. S.I. N 129.
- FIG. 17 : *Ginkocycadipollenites* sp. S.I. N 161.
a : Photo montrant bien le *colpa*.
b : Photo montrant la forte ornementation de l'exine.
- FIG. 18 : *Reticolpipoollenites crassitectus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 122.
- FIG. 19 : *Reticolpipoollenites crassitectus* DANZÉ-CORS. et LAV. 1963. S.I. N 128.
- FIG. 20 : cf. *Cryptomeriapollenites* KREMP 1949. S.I. N 147.
- FIG. 21 : *Incertae sedis*. S.I. N 145.
- FIG. 22 : *Incertae sedis*. S.I. N 144.
a : Spécimen au grossissement x 500.
b : Détail du spécimen précédent au gross. x 750.
- FIG. 23 : *Incertae sedis*. S.I. N 154.
- FIG. 24 : *Incertae sedis*. S.I. N 159.
- FIG. 25 : *Incertae sedis*. S.I. N 155.
- FIG. 26 : *Incertae sedis*. S.I. N 158.
- FIG. 27 : *Incertae sedis*. S.I. N 156.

————— « » —————





Etude palynologique de quelques échantillons de lignite provenant du Bassin de Thrace (Turquie)

par E. NAKOMAN

(Pl. XII)

I. - Introduction

Avec l'accord de l'Institut d'Etudes et de Recherches Minières de Turquie (M.T.A.), le Docteur R.F. Lebküchner a eu l'amabilité de me confier plus de 400 prélèvements provenant de dix veines de lignite du Bassin de Thrace.

Ce travail consiste en l'analyse palynologique d'une partie de ces échantillons. Il a permis de retrouver plusieurs genres déjà connus et de décrire de nombreuses nouvelles formes.

II. - Etude géologique sommaire du Bassin

Le Bassin de Thrace se situe au Sud-Ouest de la partie européenne de la Turquie. Il est limité à l'Ouest par la frontière grecque, au Sud par la mer Marmara, au Nord par la ville de Edirne et à l'Est par Tekirdag (fig. 1).

D'après les études du Dr R.F. Lebküchner (22), le Tertiaire du Bassin débute par une formation détritique profonde (flysch éocène). Ce flysch est surmonté par l'Oligocène qui se compose de deux séries distinctes :

1) Une série marneuse dans laquelle on rencontre des bancs de grès et quelques veines de lignite lenticulaires.

2) Une série dite de « grès à lignite » où se trouvent dix veines de lignite numérotées de I à X, exploitées dans différentes régions du Bassin.

L'Oligocène du Bassin de Thrace est caractérisé par les fossiles suivants :

Elomeryx woodi COOPER

Elomeryx cf. *porcinus* GERVAIS

Anthracoterium alsaticum TILHOL

Anthracoterium monsuialense DE ZINGO

Anthracoterium magnum CUVIER

Crocodylus sp.

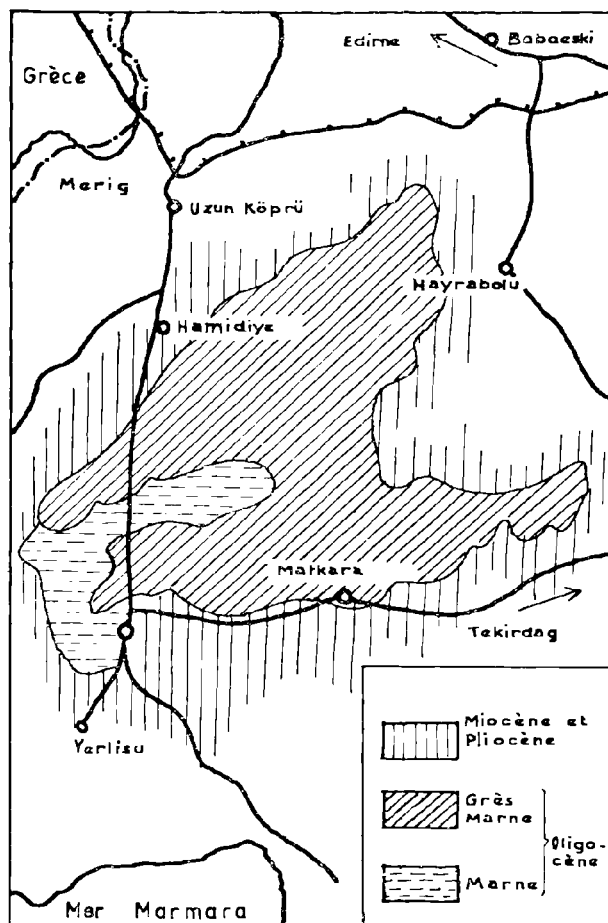


FIG. 1. — Carte géologique montrant les affleurements des terrains tertiaires de la partie étudiée du Bassin de Thrace. (D'après R.F. Lebküchner).

III. - Techniques d'extraction des spores et grains de pollen

Pour extraire des spores et grains de pollen à partir de charbon tertiaire, on a appliqué plusieurs méthodes suivant le degré de carbonisation, le degré d'oxydation à l'air ainsi que la quantité et la nature de composants minéraux secondaires des échantillons.

En général, la macération des charbons tertiaires se compose de deux phases :

— La phase physique consiste à broyer les échantillons afin d'obtenir une poudre homogène. Il est toutefois nécessaire d'éviter le surbroyage qui pourrait accélérer considérablement les réactions chimiques et augmenter le risque d'inflammation des matières charbonneuses.

— La phase chimique a pour but d'oxyder les matières charbonneuses et d'éliminer la partie humique. L'oxydation est réalisée par la liqueur de Schulze. Mais il est indispensable de modifier la proportion habituelle des composants de cette liqueur afin d'obtenir un oxydant moins énergique que celui qui est employé pour les charbons primaires (2 g de chlorate de potasse et 15 cc d'acide nitrique fumant à $D=1,49$ pour les charbons primaires ; 1 g de chlorate de potasse et 10 à 15 cc d'acide nitrique à $D=1,28$ pour les lignites tertiaires du Bassin de Thrace). Le temps d'oxydation varie de 15 à 20 minutes. On arrête cette réaction par lavage de l'acidité de la solution grâce à des centrifugations successives.

Pour la dissociation des matières humiques, le culot est soumis à l'action de la potasse à 4-5 % durant un temps qui varie de 10 à 20 minutes. On peut néanmoins diminuer la durée de cette opération en chauffant la solution à 70° C. Dans ce cas, il est nécessaire de surveiller continuellement la marche de la réaction pour éviter l'ébullition qui peut avoir une action destructrice sur les exines des spores et des grains de pollen. Enfin, on centrifuge plusieurs fois pour dégager les spores et grains de pollen dont la gangue humique vient d'être dissociée. Le culot ainsi obtenu est conservé dans de l'alcool glycérolé.

Pour la préparation de montage, on utilise la gélatine glycérolée.

IV. - Problèmes taxonomiques

Durant les premiers développements de la palynologie, les spores et les grains de pollen ont été classés dans deux grands genres : *Sporites* et *Pollenites*. Les noms spécifiques dérivait des caractères morphologiques de leur exine conservée par la fossilisation. Après les modifications apportées par Ibrahim (15) en 1933 (radical « i » pour les spores trilètes, « o » pour les monolètes, « a » pour les alètes avec la terminaison « sporites »), Simpson (37), pendant ses études sur les charbons tertiaires d'Ecosse, a mis en évidence une autre méthode taxonomique consistant à dénommer ses matériaux fossiles en les comparant avec les genres actuels. Pour préciser l'incertitude de leur affinité, il ajoutait « cf » au nom générique. Dans la littérature palynologique germanique, « cf » s'est traduit en « type » [Thiergart (38)].

La première classification morphographique des spores et grains de pollen tertiaires a été proposée par Erdtman (10) en 1947. Ce système ne tenant compte que de l'apparence morphologique des sporomorphes et des pollenomorphes a été ensuite modifiée par l'introduction des références des familles actuelles. Exemples : *Disaccites* (*Phyllocladidites*) *mauwsoni* COOKSON 1947 (4), *Osmundacidites wellmanii* COUPER 1953 (7).

En 1950, Potonié, Thomson et Thiergart (35) ont entrepris la révision de la classification d'Erdtman. En admettant la présence simultanée d'un système morphographique purement artificiel pour les « formes indéterminées » et d'un autre système dit « naturel » pour les formes dont l'affinité est établie, ils ont noté la nécessité d'une troisième nomenclature dite « semi-naturelle ». Enfin, nous signalons la classification de Thomson et Pflug (40). Cette classification est basée uniquement sur les caractères morphologiques des spores et grains de pollen.

Comme nous venons de voir dans le bref exposé historique, les spores et grains de pollen peuvent être classés suivant le système dit « naturel » (nous admettons le système dit « semi-naturel » comme une partie de la nomenclature naturelle) et le système morphographique.

Le système dit « naturel » est généralement basé sur la similitude des formes fossiles et actuelles. [Un pollen fossile ressemblant à *Quercus* récent serait appelé *Quercoidites* POT., THOMS., THIERG. 1950 (35) ou encore *Quercoidipollenites* POT. 1951

(29)]. Ce système de nomenclature ne tenant qu'à l'appréciation de l'auteur nous paraît dépourvu d'exactitude scientifique et donne souvent des résultats contradictoires. Ainsi l'appartenance botanique de plusieurs espèces de *Lycopodiacidisporites* COUPER dans Carette (23) (spores devant appartenir aux Lycopodiacees) est signalée douteuse ou inconnue. Exemple : *Lycopodiacidisporites keupperi* KLAUS 1960 (23), *Lycopodiacidisporites cerniidites* (ROSS 1949, DELC. & SP. 1955) DANZÉ-CORSIN & LAV. 1963.

R. Potonié, dans son Synopsis des spores dispersés (31, pp. 79-80), donne les descriptions génériques de *Sequoiapollenites* THIERG. 1937 et de *Cryptomeriapollenites* KREMP 1949. Ces deux formes, ayant toutes les deux un *papillus*, ne se distinguent pratiquement pas et leurs génotypes ne sont pas clairement séparés. Sur ce fait, Manum (26, p. 43) propose de grouper les formes ayant des ressemblances avec des grains de pollen de *Cryptomeria*, *Glyptostrobus*, *Metasequoia* et *Taxodium* sous un seul nom générique hétérogène de *Sequoiapollenites* qui, lui seul, devait représenter les grains de pollen provenant de *Sequoia*.

Une telle classification doit pouvoir indiquer l'appartenance de tel ou tel sporomorphe à une telle ou telle plante-mère et ne peut se faire que par la vérification des sporomorphes extraits des fructifications fossilisées. Autrement la parenté naturelle ne peut être fixée par la similitude des formes et reste toujours hypothétique.

Dans le cas où l'affinité naturelle d'une forme est positivement établie, nous admettons l'application de la nomenclature naturelle. Exemple : Mai (24), après avoir isolé les grains de pollen d'une fleur appartenant à un genre de Tiliacée fossile : *Burretia* MAI 1961, établit la parenté naturelle de *Intratrisporopollenites instructus* (R. POT.) PFLUG & TH. 1953 (40) avec la famille des Tiliacées.

Les palynologistes sont toujours tentés d'établir des rapprochements entre les formes fossiles et les spores et grains de pollen récents, ceci surtout pour les formes tertiaires. Mais par suite des déformations et altérations subies lors de la fossilisation et les traitements chimiques de l'extraction, il est souvent très délicat de rétablir la similitude entre les formes fossiles et actuelles. En plus, le grand polymorphisme et le phénomène de convergence de certaines espèces actuelles peuvent donner des résultats erronés lors de leur comparaison avec les matériaux fossiles.

L'impossibilité d'attacher tous les sporomorphes et pollenomorphes dispersés à des familles botaniques nous conduit à employer le système dit « morphographique » qui ne tient compte que des caractères morphologiques (forme, ornementation de l'exine, fente de déhiscence, appareil germinale).

Parmi la nomenclature de la palynologie tertiaire, c'est le travail de P.W. Thomson et H. Pflug (40) qui m'a paru le plus détaillé et le plus soucieux des normes de la nomenclature morphographique. Les espèces nouvelles de grains de pollen ont été dénommées suivant les règles de ces auteurs. Pour les spores, nous avons appliqué pour la première fois la classification de P. Corsin, J. Carette, J. Danzé et J.P. Laveine (6).

V. - Description des formes nouvelles

Pendant l'étude qualitative des échantillons, nous avons rencontré de nombreuses formes déjà connues. Dans le cadre de ce travail, nous ne décrierons que quelques espèces nouvelles.

Groupe SPORITES H. POT. 1893

Division MOLETTES Ibr. 1933

Subdivision AZONOMOLETTES LUB. 1935

Série LAEVIGATO CORS., CAR., DANZ., LAV. 1962

Spores monolètes dont l'exine est lisse ou infra-punctuée.

Genre *LAEVIGATOSPORITES* Ibr. 1933

Génotype : *Laevigatosporites vulgaris* Ibr. 1932, dans Pot., Ibr., Loose (34, p. 448, Pl. XV, fig. 16).

DIAGNOSE : « Spores ayant une seule ligne de déhiscence proximale, de forme ovale, elliptique ou ronde. En vue latérale, souvent en forme de haricot. Exine lisse, fente de déhiscence nette et rectiligne ».

Laevigatosporites proxicrassus nov. sp.

(Pl. XII, fig. 1, 2 et 3)

Holotype : Pl. XII, fig. 1.

Localité : Ahmetpasa, Bassin de Thrace, Veine IV.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Grandes spores monolètes ayant une forme de haricot en vue longitudinale, ovales

et allongées en position équatoriale. Exine présentant un épaississement proximal dans la région du hile. Présence d'une infraponctuation. Marque monolète courte et rectiligne ».

DESCRIPTION : La taille de ces spores est comprise entre 65 et 100 μ . Les dimensions de l'hotype sont de 92 x 56 μ . L'exine infraponctuée est d'épaisseur uniforme dans la région distale. Elle présente un épaississement en forme de croissant dans la région du hile ; ceci se traduit en vue équatoriale par une surface de couleur foncée (Pl. XII, fig. 3).

FRÉQUENCE : Assez commune.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *L. proxicrassus* se différencie d'autres espèces de *Laevigatosporites* par l'épaississement de son exine dans la région du hile.

Laevigatosporites biconcaviformis nov. sp.

(Pl. XII, fig. 4)

Holotype : Pl. XII, fig. 4.

Localité : Karaburçak, Bassin de Thrace, Veine VII.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Spores ayant une forme ovale allongée avec un contour équatorial régulier. Zone proximale et distale étant légèrement concaves. Fente de déhiscence courte et rectiligne. Exine épaisse, à surface entièrement lisse ».

DESCRIPTION : La taille varie de 95 à 110 μ . L'hotype mesure 100 x 65 μ . L'épaisseur de l'exine est de 6 à 8 μ . La surface de la spore est entièrement lisse. La marque monolète atteint la moitié de la longueur de la spore. Le contour équatorial présente un léger rétrécissement dans la région du plan médian.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Par sa grande dimension, par l'épaisseur de son exine, *L. biconcaviformis* peut ressembler à *L. Discordatus* PFL. 1953. Elle en diffère cependant par sa forme plus allongée, son rétrécissement médian et l'absence d'une infragranulation. Elle se distingue de *L. proxicrassus* par son exine mince et uniforme et par son contour équatorial.

Série VERRUCATO CORS., CAR., DANZ., LAV. 1962

Spores monolètes dont l'exine est recouverte par des verrues.

Genre VERRUCATOSPORITES PFL. & TH. 1953

Génotype : *Verrucatosporites (Sporonites) alienus* R. Pot. 1931 (28, p. 556, fig. 1).

DIAGNOSE : « Spores monolètes, ovales, elliptiques ou rondes en vue polaire, en forme de haricot en vue latérale. Surface de l'exine portant des verrues de différentes tailles et formes ».

Verrucatosporites scutulium nov. sp.

(Pl. XII, fig. 5, 6 et 7)

Holotype : Pl. XII, fig. 5.

Localité : Sariyar-günesli, Bassin de Thrace, Veine V.
Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Spores de forme semi-circulaire en vue longitudinale. Zone proximale plane ou légèrement concave, zone distale étant très convexe. Fente de déhiscence courte et rectiligne. Ornementation de l'exine peu dense consistant en des verrues d'aspect anguleux et de grande taille. Face distale ayant une ornementation plus prononcée ».

DESCRIPTION : La taille de cette espèce varie entre 50 et 60 μ . L'hotype mesure 55 μ . La marque monolète atteint le 1/3 de la longueur de la spore. Les verrues mesurent 5 μ de haut et 8 μ de diamètre de base. Cette ornementation présente un aspect anguleux. Les verrues ont une section irrégulière.

FRÉQUENCE : Assez abondante.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *V. scutulium* ressemble par son aspect général à *Polyodiidites cerebri-formis* NAGY 1953 (27) et à *Verrucatosporites alienus* (R. POT.) TH. & PFL. 1953 (40). Mais elle s'en distingue par ses grandes verrues irrégulières d'aspect anguleux.

Division TRILETES
(REINSCH 1881) POT. & KR. 1954

Subdivision AZONOTRILETES LÜBER 1935

Série LAEVIGATI (BENN. & KIDS. 1886) POT. 1956

Spores trilètes ayant une exine lisse ou légèrement infraponctuée.

Genre *CONCAVISPORITES* PFL. 1953

Génotype : *Concavisporites rugulatus* PFL. 1953 dans Th. & Pfl. (40, p. 49, Pl. 1, fig. 22).

DIAGNOSE : « Spores trilètes de forme triangulaire aux sommets arrondis. Fente triradiée souvent ondulée, pouvant être accompagnée d'un *torus* (= kytome). Exine lisse, rarement infraaponctuée ou infragranulée. Zones interradiales toujours concaves ».

REMARQUE : Le genre *Concavisporites* est admis sous réserve, car les déformations survenues au cours de dépôt peuvent être susceptibles de donner un aspect de *Concavisporites* à des spores appartenant à d'autres genres de formes. Nous rencontrons certaines espèces dans des niveaux où l'on ne peut observer aucune autre spore trilète à côtés convexes montrant les mêmes caractères morphologiques (ornementation, épaisseur de l'exine, taille, etc.) que *Concavisporites*.

Concavisporites lebküchneri nov. sp.

(Pl. XII, fig. 8 a et 8 b)

Holotype : Pl. XII, fig. 8.

Localité : Altintas, Bassin de Thrace, Veine VI.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Spores trilètes à symétrie triradiée. Zones interradiales très concaves et ondulées, zones radiales faiblement arrondies à contour régulier. Marque trilète toujours nette, légèrement sinueuse s'élargissant à l'extrémité de ses branches et aboutissant à des boursofflures irrégulières (« pseudo-auricules »). Exine infraaponctuée ».

DESCRIPTION : Ce sont des spores triangulaires aux côtés très concaves. La taille est comprise entre 45 et 55 μ . L'holotype mesure 50 μ . Les branches de la marque en Y sont légèrement ondulées. Elles peuvent être accompagnées par un *torus* peu épais. L'ornementation des boursofflures consiste en des petits tubercules, tandis que le corps de la spore est infraaponctué. L'exine est de 3 μ d'épaisseur.

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *C. lebküchneri* se distingue des autres espèces du genre *Concavisporites* par son contour interradié ondulé et par ses « pseudo-auricules ».

Dédicace : Je dédie cette espèce au Dr R.F. Lebküchner, géologue au M.T.A. qui, par ses nombreuses recherches, a aidé à connaître parfaitement le Bassin de Thrace comme beaucoup d'autres régions de Turquie.

Série GRANULATI DVB. & JACH. 1957

La surface de l'exine de ces spores est granuleuse.

Genre *GRANULATISPORITES* IBR. 1933

Génotype : *Granulatisporites granulatus* IBR. 1933 (15, Pl. 6, fig. 51).

DIAGNOSE : « Spores triangulaires ou trilobées. Surface de l'exine recouverte par des granules bien visibles sur le contour de la spore. Marque trilète nette et rectiligne avec des branches atteignant presque l'équateur ».

Granulatisporites thracius nov. sp.

(Pl. XII, fig. 9 a, 9 b et 9 c)

Holotype : Pl. XII, fig. 9.

Localité : Ahmetpasa, Bassin de Thrace, Veine IV.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Spores triangulaires avec côtés rectilignes ou légèrement convexes. Surface de l'exine recouverte de granules arrondis, fins et très serrés. Fente triradiée très nette avec des branches rectilignes souvent faiblement divisées à leur extrémité, atteignant le contour équatorial ».

DESCRIPTION : La taille de cette espèce peut varier de 45 à 60 μ . L'holotype mesure 50 μ . L'épaisseur de l'exine ne dépasse pas 5 μ . La granulation de l'exine très dense, régulière, est bien visible sur le contour équatorial (Pl. XII, fig. 9 b). Ces granules d'assez grande taille (2-3 μ) sont arrondis à leur extrémité. La marque en Y est accompagnée d'un *torus* dont l'épaisseur augmente vers les extrémités des branches (Pl. XII, fig. 9 a et 9 c).

FRÉQUENCE : Deux exemplaires.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *G. thracius* peut ressembler à *G. ornatus* AGR. 1964 par son contour équatorial triangulaire aux côtés plus ou moins convexes et par ses granules serrés. Elle s'en distin-

gue par sa plus grande taille, par ses éléments d'ornementation plus arrondis et plus grands et par la présence d'un *torus* très épais.

Série MURORNATI POT. & KR. 1954

La surface de ces spores est réticulée.

Genre *CICATRICOSISPORITES*
POT. & GELL. 1933

Génotype : *Cicatricosisporites dorogensis* POT. & GELL. 1933 (33, p. 522, Pl. 1, fig. 1).

DIAGNOSE : « Spores trilètes ayant une forme sphérique ou légèrement triangulaire, avec une sculpture composée de murailles et de stries souvent parallèles entre elles. Contour équatorial régulier et crénelé. Fente de déhiscence triradiée, nette avec des branches rectilignes ».

Cicatricosisporites subverrucosus nov. sp.
(Pl. XII, fig. 10)

Holotype : Pl. XII, fig. 10.

Localité : K. Doganca, Bassin de Thrace, Veine VI.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Spores ayant une forme sphéro-triangulaire. Ornementation formée de côtes d'épaisseur inégale, fortement crénelées, s'interrompant souvent pour former des verrues de section irrégulière. Stries de forme très variable. Marque en Y distincte à branches rectilignes ».

DESCRIPTION : La taille de cette espèce varie de 50 à 70 μ . L'holotype mesure 63 μ . Les murailles ont 2 à 3 μ de haut et 3 à 6 μ de large, tandis que l'épaisseur de son exine est de 3 à 4 μ . Le contour équatorial de la spore est régulier. Les côtes et les stries ne semblent pas avoir un plan d'orientation constant. La fente de déhiscence peut atteindre la moitié du rayon, ses branches portent souvent un *torus* de 5 μ de large. Les surfaces de contact sont plus ou moins lisses.

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *C. subverrucosus* se distingue des autres espèces du même genre par son ornementation.

Subdivision ZONOTRILETES
(WALTZ) POT. & KR. 1954

Série CINGULATI POT. & KLAUS 1954

Cette série comprend les spores trilètes ayant un *cingulum* qui est constitué par un épaissement de l'exine.

Genre *CINGULATISPORITES* TH. 1953

Génotype : *Cingulatisporites levispeciosus* PFL. 1953, dans Th. & Pfl. (40, p. 58, Pl. 1, fig. 16).

DIAGNOSE : « Formes trilètes, triangulaires aux côtés rectilignes, convexes ou légèrement concaves. Marque en Y distincte. Présence d'un *cingulum* plus ou moins épais, n'atteignant souvent que le 1/5 du diamètre maximum de la spore.

Cingulatisporites compositus nov. sp.
(Pl. XII, fig. 11 a et 11 b)

Holotype : Pl. XII, fig. 11.

Localité : Hasköy, Bassin de Thrace, Veine VI.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Spores triangulaires à côtés concaves, munies d'un *cingulum* distinct de 10 μ de large, formé de deux couches. Surface de l'exine du corps central ponctuée, *cingulum* entièrement lisse. Fente de déhiscence faiblement ondulée, atteignant presque le *cingulum* ».

DESCRIPTION : Ce sont des spores de 40 à 50 μ . L'holotype mesure 45 μ . Le contour équatorial est triangulaire. Les côtés sont concaves. Le corps central de la spore est entouré d'un *cingulum* qui est formé de deux zones dont la plus interne mesure 4 μ de large, la zone externe atteignant quant à elle une largeur moyenne de 6 μ . La fente triradiée atteint les 4/5 du rayon de la spore et ses branches sont légèrement ondulées. Le *cingulum* est lisse.

FRÉQUENCE : Rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Cette espèce peut ressembler à *C. levispeciosus* PFL. 1953 (40) par l'aspect bistratifié de son *cingulum*. Mais elle s'en distingue par ses côtés concaves, sa marque en Y légèrement ondulée et son corps central ponctué.

Groupe POLLENITES Pot. 1931

Division BILATERES Pfl. 1953

Cette division comprend les grains de pollen ayant un seul plan de symétrie.

Genre *MONOCOLPOPOLLENITES*

Th. & Pfl. 1953

Génotype : *Monocolpopollenites tranquillus* (Pot.). Th. & Pfl. (40, p. 62, Pl. 4, fig. 27).

DIAGNOSE : « Formes ayant une seule *colpa* rectiligne, droite, divisant le corps du pollen en deux parties latérales. *Colpa* parfois ouverte et, dans ce cas, présence d'épaississement au niveau des lèvres. Contour de ces grains de pollen ovale, elliptique, cylindrique mais jamais réniforme ».

Monocolpopollenites fusus nov. sp.

(Pl. XII, fig. 12 et 13)

Holotype : Pl. XII, fig. 12.

Localité : Ahmetpasa, Bassin de Thrace, Veine IV.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Grains de pollen fusiformes, très allongés, comportant un seul sillon germinal sur la face distale. Sillon atteignant le contour équatorial. Exine épaisse, à surface finement granulée ».

DESCRIPTION : Ce sont des grains de pollen dont la taille est comprise entre 40 et 50 μ . L'holotype mesure 40 μ . Le corps du pollen est fusiforme. La *colpa* rectiligne, dont les bords ne sont pas épaissis, est toujours baillante et elle peut, d'autre part, montrer deux élargissements à ses extrémités. La surface de l'exine est recouverte par de très petits tubercules disposés irrégulièrement.

FRÉQUENCE : Assez rare.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *M. fusus* ressemble à *M. serratus* (Pot. & Ven.) Th. & Pfl. 1953 (40) par l'aspect de son ornementation. Elle s'en distingue par sa forme plus allongée (fusiforme), sa *colpa* toujours ouverte et par ses éléments d'ornementation de plus petite taille.

Monocolpopollenites rarispinosus nov. sp.

(Pl. XII, fig. 14)

Holotype : Pl. XII, fig. 14.

Localité : Karamurat, Bassin de Thrace, Veine IV.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Grains de pollen à contour elliptique, ayant une *colpa* largement ouverte, s'élargissant vers ses extrémités polaires. Exine très mince, portant des épines à disposition plus ou moins régulière ».

DESCRIPTION : Cette espèce mesure de 35 à 45 μ . La taille de l'holotype est de 40 μ . Le corps de pollen est elliptique ; il est divisé en deux parties égales par une *colpa* largement ouverte. Cette *colpa*, rectiligne, s'élargit considérablement vers ses deux extrémités et atteint le contour équatorial. L'exine est très mince. Sa surface est recouverte d'épines qui sont aussi hautes que larges. Leurs extrémités sont arrondies.

FRÉQUENCE : Deux exemplaires.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *M. rarispinosus* se distingue de toutes les autres espèces de *Monocolpopollenites* par la disposition et la forme de ses éléments d'ornementation ainsi que par sa *colpa* très largement ouverte. Quant à *M. fusus* ayant un contour plus ou moins semblable à celui de *M. rarispinosus*, il se distingue de cette dernière par la présence de très petits tubercules et par la forme de son appareil germinal.

Division INAPERTURES Th. & Pfl. 1953

Grains de pollen pouvant avoir un appareil germinal ou non mais celui-ci étant toujours invisible.

Genre *INAPERTUROPOLLENITES* (Pfl.)

Th. & Pfl. 1953

Génotype : *Inaperturopollenites* (*Pollenites magnus dubius*) *dubius* (Pot. & Ven. 1934, 36, p. 17, Pl. 2, fig. 21) Th. & Pfl. 1953.

DIAGNOSE : « Grains de pollen sans appareil germinal visible. Surface de l'exine lisse, granulée ou infraonctuée ».

Section *Incertoidae* TH. & PFL. 1953

DIAGNOSE : « Contour équatorial rond. Exine ayant toujours des éléments d'ornementation (structure ou sculpture) ».

Inaperturopollenites obscurus nov. sp.

(Pl. XII, fig. 15 et 16)

Holotype : Pl. XII, fig. 15.

Localité : Muzali, Bassin de Thrace, Veine II.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Appareil germinal invisible. Contour équatorial circulaire plus ou moins régulier. Exine mince à surface recouverte par des petits granules irréguliers ».

DESCRIPTION : La taille de ces grains de pollen est comprise entre 35 et 45 μ . L'holotype mesure 40 μ . L'exine d'aspect massif mesure 3 μ d'épaisseur. Son ornementation très dense se compose de granules irréguliers qui semblent s'aligner concentriquement. Ceci s'observe surtout près du bord équatorial du pollen. Les grains sont souvent groupés pour former de petits amas. L'exine n'est jamais plissée.

FRÉQUENCE : Assez abondante (surtout dans l'échantillon n° 76 c).

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *I. obscurus* ressemble par sa forme ronde à *I. incertus* TH. & PFL. 1953 (40) et à *I. problematicus*. Mais elle se distingue de ces dernières par la grande densité de sa granulation.

Section *Magnoidae* TH. & PFL. 1953

DIAGNOSE : « Contour équatorial circulaire à l'origine mais souvent déformé par des plis secondaires de l'exine ».

Inaperturopollenites problematicus nov. sp.

(Pl. XII, fig. 17, 18 et 19)

Holotype : Pl. XII, fig. 17.

Localité : Karamurat, Bassin de Thrace, Veine IV.

Etage : Oligocène.

DIAGNOSE : « Pollen rond ou légèrement ovale. Contour équatorial plus ou moins irrégulier. Exine mince légèrement infraponctuée. Surface recouverte

par des plis épais et concentriques. Aucun appareil germinal visible ».

DESCRIPTION : La taille varie entre 50 et 70 μ . L'holotype mesure 50 μ . La surface de l'exine lisse montre des plis de 5 à 10 μ de large. Ces plis forment souvent des courbes concentriques.

FRÉQUENCE : Assez abondante.

EXTENSION STRATIGRAPHIQUE : Oligocène.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : *I. problematicus* a des points communs avec *I. dubius* (POT. & VEN.) TH. & PFL. 1953 (40) et *I. magnus* (POT.) TH. & PFL. 1953 (40). Car ces trois espèces présentent une exine mince souvent plissée et un contour équatorial plus ou moins rond. L'espèce décrite ici se distingue de *I. dubius* et *I. magnus* par ses plis toujours concentriques et bien réguliers.

Organismes indéterminés

(Pl. XII, fig. 20, 21 et 22)

Localité : Ahmetpasa, Bassin de Thrace, Veine IV.

Etage : Oligocène.

DESCRIPTION : Ces organismes ont un contour régulier. La forme générale est quadrangulaire, rarement rectangulaire aux côtés convexes ou exceptionnellement concaves. A chaque angle, en position équatoriale ou sub-équatoriale, se situe un pore. Certaines formes nous ont cependant permis d'observer un cinquième pore situé souvent sur un pli de la membrane (Pl. XII, fig. 22). Ces pores ne paraissent avoir aucune différenciation fonctionnelle ; ils sont simples et leur section est irrégulière. L'ornementation de la surface de l'organisme consiste en des *foveae* disposées irrégulièrement. La taille varie de 25 à 40 μ .

FRÉQUENCE : On les rencontre uniquement dans les échantillons 120 a et 165 en quantité considérable.

RAPPORTS ET DIFFÉRENCES : Ces formes ressemblent à certaines frustules des Diatomées (*Triceratium adriaticum* Kg. dans Macko, 25, Pl. XXVI, fig. 4-7). Mais comme elles résistent à l'action de l'acide fluorhydrique, que leur ornementation ne présente aucune disposition particulière (concentrique ou rayonnante) et qu'elles ne se trouvent que dans les formations lagunaires (les *Triceratidées* sont uniquement marines), l'affinité de ces organismes avec des frustules de Diatomacées ne nous semble pas établie.

VI. - Composition palynologique des veines

A) ETUDE QUANTITATIVE DES ECHANTILLONS MOYENS.

VEINE I.

Exemple : Echantillon moyen n° 169/6456.
Localité : Türkobasi.

Les principales espèces rencontrées sont : *Polyvestibulopollenites verus* (17 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (12 %), *Inaperturopollenites dubius* (10,5 %), *Monocolpopollenites areolatus* (8,5 %), *Laevigatosporites haardti* (8,5 %), *Disulcites kalewensis* (8 %).

Les principales espèces accessoires sont : *Tricolpopollenites cingulum* (7,5 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (6 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (5,5 %), *Triatriopollenites corypheus* (2,5 %), *Inaperturopollenites hiatus* (2 %), *Reticuloidosporites* sp. (2 %), *Verrucatosporites alienus* (1 %).

Les espèces dont le pourcentage est inférieur à 1 % sont : *Rugulatisporites quintus*, *Triatriopollenites rurensis*, *Tricolporopollenites villensis*, *Pityosporipollenites microalatus*, *Tetracolporopollenites* sp.

VEINE II.

Exemple : Echantillon moyen n° 157/6439.
Localité : Kalivya.

Les espèces principales sont : *Tricolporopollenites microhenrici* (22 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (13 %), *Disulcites kalewensis* (16,5 %), *Inaperturopollenites dubius* (12 %), *Polyvestibulopollenites verus* (10 %), *Monocolpopollenites areolatus* (1,5 %).

Les autres espèces dont le pourcentage dépasse 1 % sont : *Laevigatosporites haardti* (6,5 %), *Tricolpopollenites librariansis* (4,5 %), *Tricolporopollenites cingulum* (3 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (1,5 %), *Triatriopollenites corypheus* (1 %).

Les espèces : *Triatriopollenites rurensis*, *Polyporopollenites undulosus*, *Monocolpopollenites cf. zievensis*, *Polyporopollenites stellatus*, *Subtriporopollenites simplex*, *Pityosporipollenites microalatus* sont présentées par des pourcentages inférieurs à 1 %.

VEINE III.

Exemple : Echantillon moyen n° 109/6385.
Localité : Maltepe.

Les espèces dominantes sont : *Tricolpopollenites microhenrici* (26 %), *Polyvestibulopollenites verus* (20,5 %), *Inaperturopollenites dubius* (10 %), *Disulcites kalewensis* (9 %).

Les espèces accessoires sont : *Monocolpopollenites areolatus* (6,5 %), *Laevigatosporites haardti* (6 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (5 %), *Tricolpopollenites librariansis* (3 %), *Rugulatisporites quintus* (2 %), *Tricolporopollenites cingulum* (2 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (1,5 %), *Triatriopollenites corypheus* (1 %).

Les espèces dont le pourcentage n'atteint pas 1 % sont : *Inaperturopollenites hiatus*, *Deltoidisporites dorogensis*, *Verrucatosporites alienus*, *Tricolporopollenites megaxactus*, *Triatriopollenites myricoides*.

VEINE IV.

Exemple : Echantillon moyen n° 165/6452.
Localité : Karamurat.

Les espèces principales sont : *Inaperturopollenites dubius* (26,5 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (12,5 %), *Laevigatosporites haardti* (10,5 %).

Les espèces dont le pourcentage dépasse 1 % sont : *Monocolpopollenites areolatus* (7,5 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (7 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (5,5 %), *Disulcites kalewensis* (4,5 %), *Deltoidisporites dorogensis* (4 %), *Tricolporopollenites cingulum* (3 %), *Triatriopollenites corypheus* (2,5 %), *Polyvestibulopollenites verus* (2 %), *Inaperturopollenites hiatus* (2 %), *Laevigatosporites discordatus* (1,5 %), *Cingulatisporites marxheimensis* (1 %).

Les espèces dont le pourcentage est inférieur à 1 % sont : *Triatriopollenites cf. rurensis*, *Verrucatosporites alienus*, *Polyporopollenites undulosus*, *Verrucatosporites cf. favus*, *Ovoidites ligneolus*.

VEINE V.

Exemple : Echantillon moyen n° 133/6415.
Localité : Hemit.

Les espèces dominantes sont les suivantes : *Disulcites kalewensis* (20 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (15 %), *Polyvestibulopollenites verus* (15 %), *Inaperturopollenites dubius* (11,5 %).

Les principales espèces accessoires sont : *Monocolpopollenites areolatus* (7,5 %), *Laevigatosporites*

haardti (5,5 %), *Triatriopollenites corypheus* (4 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (3,5 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (3 %), *Tricolporopollenites cingulum* (2,5 %), *Tricolpopollenites librarensis* (2 %), *Inaperturopollenites hiatus* (1,5 %), *Triatriopollenites rurensis* (1 %).

Les espèces représentées avec des pourcentages inférieurs à 1 % sont : *Triatriopollenites bituitus*, *Pityosporites microalatus*, *Laevigatosporites discordatus*.

VEINE VI.

Exemple : Echantillon moyen n° 140/6+22.
Localité : Yaylagöne.

Les principales espèces rencontrées sont : *Laevigatosporites haardti* (34 %), *Verrucatosporites favus* (15 %), *Inaperturopollenites dubius* (14 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (8 %).

Les espèces dont le pourcentage dépasse 1 % sont : *Cicatricosisporites dorogensis* (4,5 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (3,4 %), *Deltoidisporites dorogensis* (3,4 %), *Tricolporopollenites cingulum* (3,2 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (2,8 %), *Monocolpopollenites areolatus* (2,2 %), *Triatriopollenites cf. bituitus* (1,8 %), *Triatriopollenites corypheus* (1,6 %), *Polyvestibulopollenites verus* (1 %), *Disulcites kalewensis* (1 %).

Les espèces dont le pourcentage est inférieur à 1 % sont : *Tricolpopollenites librarensis*, *Cingulatisporites marxheimensis*, *Tricolporopollenites iliacus*, *Polyporopollenites stellatus*, *Trivestibulopollenites betuloides*, *Intratrilporopollenites kettigensis*, *Ovoidites* sp., *Tetracolporopollenites* sp.

VEINE VII.

Exemple : Echantillon moyen n° 227/6535.
Localité : Mestanlar.

Les espèces principales sont : *Disulcites kalewensis* (34 %), *Laevigatosporites haardti* (14 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (14 %), *Monocolpopollenites areolatus* (10 %), *Inaperturopollenites emmanensis* (9,5 %), *Polyvestibulopollenites verus* (9 %).

Les principales espèces accessoires sont : *Inaperturopollenites dubius* (4,5 %), *Triatriopollenites corypheus* (2 %), *Monocolpopollenites cf. tranquillus* (1 %), *Deltoidisporites dorogensis* (1 %).

Les espèces avec des pourcentages inférieurs à 1 % sont : *Baculatisporites primarius*, *Polyporopollenites stallatus*, *Tricolpopollenites parmularius*, *Triatriopollenites* sp.

VEINE VIII.

Exemple : Echantillon moyen n° 231/6539.
Localité : Tatarcedit.

Les espèces dominantes sont : *Laevigatosporites haardti* (21 %), *Disulcites kalewensis* (18 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (13 %).

Les espèces dont le pourcentage est supérieur à 1 % sont : *Inaperturopollenites emmaensis* (7 %), *Inaperturopollenites dubius* (6 %), *Inaperturopollenites hiatus* (5 %), *Monocolpopollenites areolatus* (4 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (3 %), *Triatriopollenites corypheus* (3 %), *Tricolporopollenites cingulum* (2 %), *Trilitisporites solidus* (2 %), *Deltoidisporites adriennis* (1 %).

Les espèces dont le pourcentage n'atteint pas 1 % sont : *Tricolporopollenites euphorii*, *Pityosporites microalatus*, *Tricolporopollenites steinensis*, *Triatriopollenites cf. myricoides*, *Triatriopollenites cf. rurensis*.

VEINE IX.

Exemple : Echantillon moyen n° 245/6555.
Localité : Umureu.

Les espèces dominantes sont : *Disulcites kalewensis* (20 %), *Laevigatosporites haardti* (17 %), *Polyvestibulopollenites verus* (16 %), *Inaperturopollenites dubius* (9,5 %).

Les principales espèces accessoires sont : *Tricolpopollenites microhenrici* (7 %), *Inaperturopollenites emmaensis* (6 %), *Monocolpopollenites areolatus* (5 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (3,5 %), *Inaperturopollenites hiatus* (2,5 %), *Tricolpopollenites librarensis* (2 %).

Les espèces dont le pourcentage est inférieur à 1 % sont : *Reticuloidosporites* sp., *Pityosporites microalatus*, *Tricolporopollenites cingulum*.

VEINE X.

Exemple : Echantillon moyen n° 248/6558.
Localité : Kestanbolu.

Les espèces principales sont : *Laevigatosporites haardti* (25 %), *Diculcites kalewensis* (22,5 %), *Polyvestibulopollenites verus* (15,5 %), *Tricolpopollenites microhenrici* (10,5 %).

Les espèces dont le pourcentage dépasse 1 % sont : *Inaperturopollenites emmaensis* (4 %), *Monocolpopollenites tranquillus* (3,5 %), *Inaperturopollenites dubius* (3 %), *Triatriopollenites corypheus* (2,5 %), *Polyporopollenites stellatus* (2,5 %), *Deltoidisporites adriennis* (2 %), *Tricolpopollenites libraris* (2 %).

Les espèces avec des pourcentages inférieurs à 1 % sont : *Tricolporopollenites cingulum*, *Triatriopollenites* cf. *rurensis*, *Polyporopollenites* cf. *validus*.

B) RESULTATS.

Les compositions palynologiques de toutes les veines étudiées sont sensiblement semblables. Les espèces *Inaperturopollenites dubius*, *Diculcites kalewensis*, *Tricolpopollenites microhenrici*, *Polyvestibulopollenites verus*, *Inaperturopollenites emmaensis*, *Laevigatosporites haardti* sont communes et souvent dominantes pour chaque veine.

Polyvestibulopollenites verus et *Inaperturopollenites dubius* présentent des pourcentages très caractéristiques en allant de la veine I à la veine X. Ainsi chaque valeur maximale de leur quantité est succédée par une valeur minimale, ceci en passant d'une veine à l'autre. En outre, à la fréquence maximale de *Inaperturopollenites dubius* correspond une fréquence minimale de *Polyvestibulopollenites verus* et inversement.

Laevigatosporites haardti n'atteint les pourcentages supérieurs à 10 % qu'à partir de la veine V

et sa courbe montre une allure parallèle à celle de *Disulcites kalewensis*, cette dernière ayant son apogée dans la veine IV (30-34 %).

Tricolpopollenites microhenrici présente un pourcentage très élevé dans la veine III (26 %), ailleurs sa fréquence ne dépasse jamais 20 %. Sa courbe étant toujours parallèle à celle de *Polyvestibulopollenites verus*, elle présente des pourcentages supérieurs à ceux de *P. verus* sauf dans les veines I, IX et X où le maximum de *P. verus* correspond à un minimum de *T. microhenrici*.

Inaperturopollenites dubius, ayant son apogée dans la veine IV (26,5 %), est de moins en moins fréquente dans les niveaux supérieurs et dans la veine X elle n'atteint que 3 % (fig. 2).

On rencontre de façon quasi constante *Monocolpopollenites tranquillus* et *Monocolpopollenites areolatus*. Mais leur pourcentage est toujours faible.

Les espèces *Verrucatosporites farvus*, *Verrucatosporites alienus*, *Reticuloidosporites* sp., *Baculatisporites primarius*, *Tricolpopollenites villensis*, *Polyporopollenites stellatus* et *Polyporopollenites undulosus* sont irrégulièrement présentes.

Certaines espèces ne se rencontrent que dans quelques veines seulement. Ce sont : *Deltoidisporites dorogensis* dans les veines III, IV, VI et VII, *Deltoidisporites adriennis* dans les veines VIII et X, *Triatriopollenites myricoides* dans les veines III et VII, *Laevigatosporites discordatus* dans les veines IV et V.

Certaines espèces n'ont été rencontrées que dans une seule veine : *Verrucatosporites scutulum* dans la veine VI, *Trititisporites* cf. *solidus* dans la veine

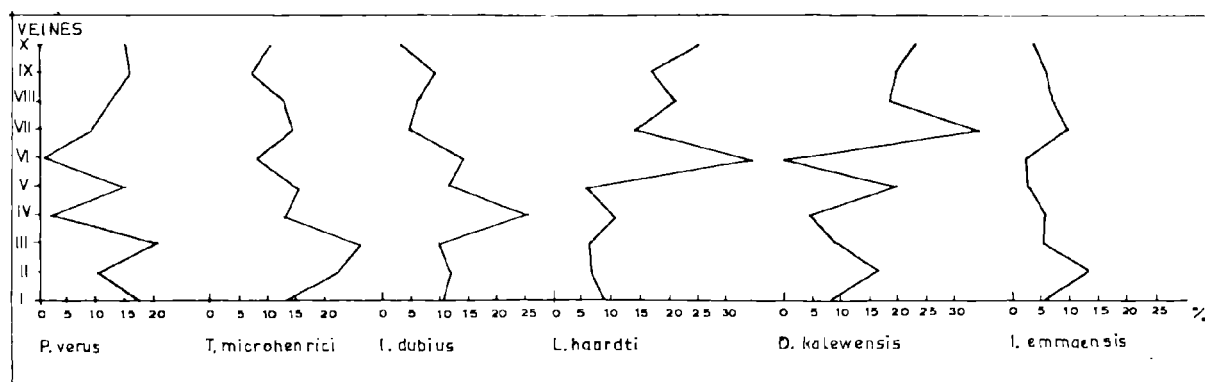


FIG. 2. — Graphiques montrant les variations de fréquence des espèces principales de dix veines étudiées.

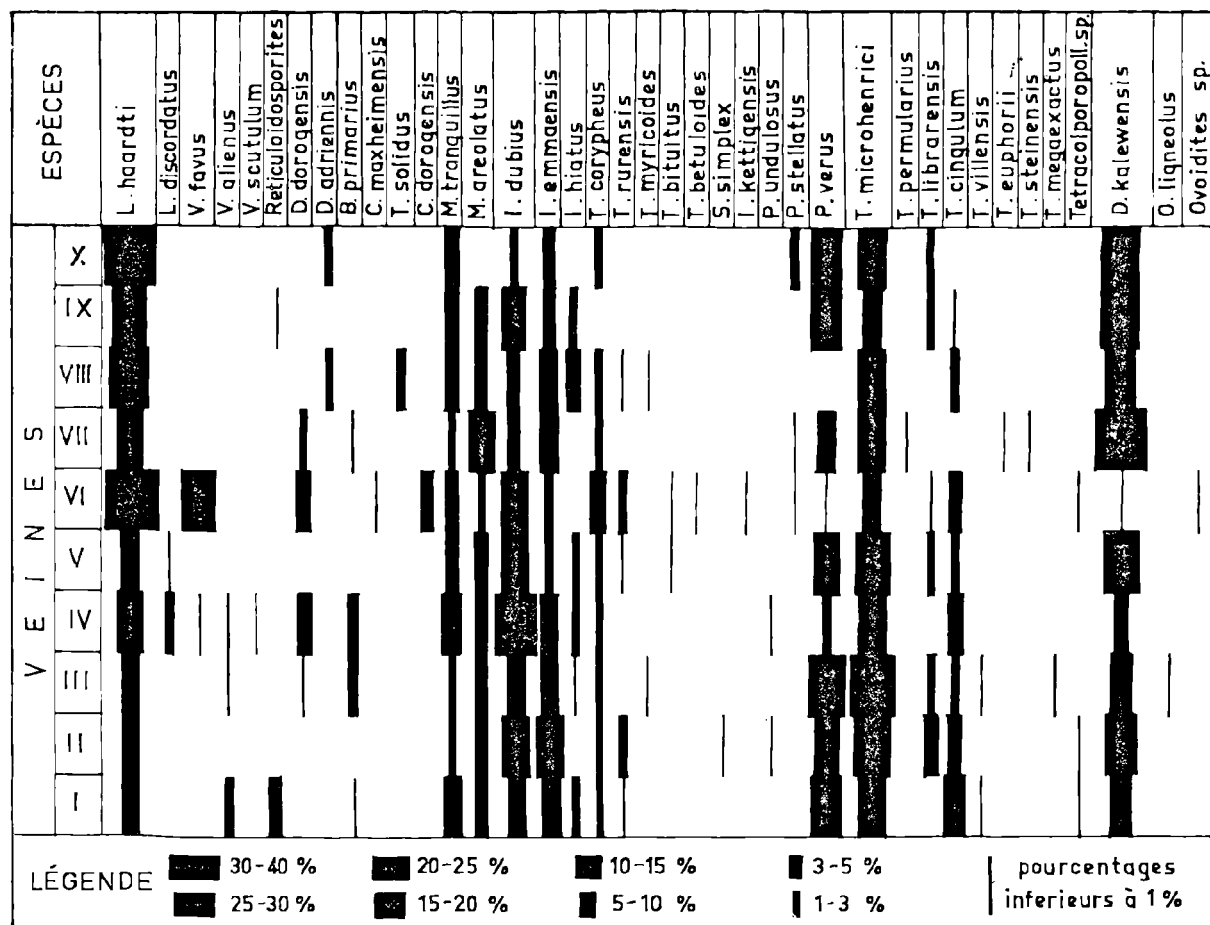


FIG. 3. — Diagramme palynologique des veines.

VIII, *Tricolpopollenites parmularius* dans la veine VII et *Ovoidites liqneolus* dans la veine IV (fig. 3).

VII. - Conclusion

L'étude palynologique des lignites du Bassin de Thrace a permis d'établir des diagrammes palyno-

logiques et de fixer l'extension verticale des spores et grains de pollen rencontrés.

Dans le cadre de ce travail, nous avons présenté 11 formes que nous estimons nouvelles et décrit un organisme indéterminé dont l'affinité jusqu'ici est inconnue.

BIBLIOGRAPHIE

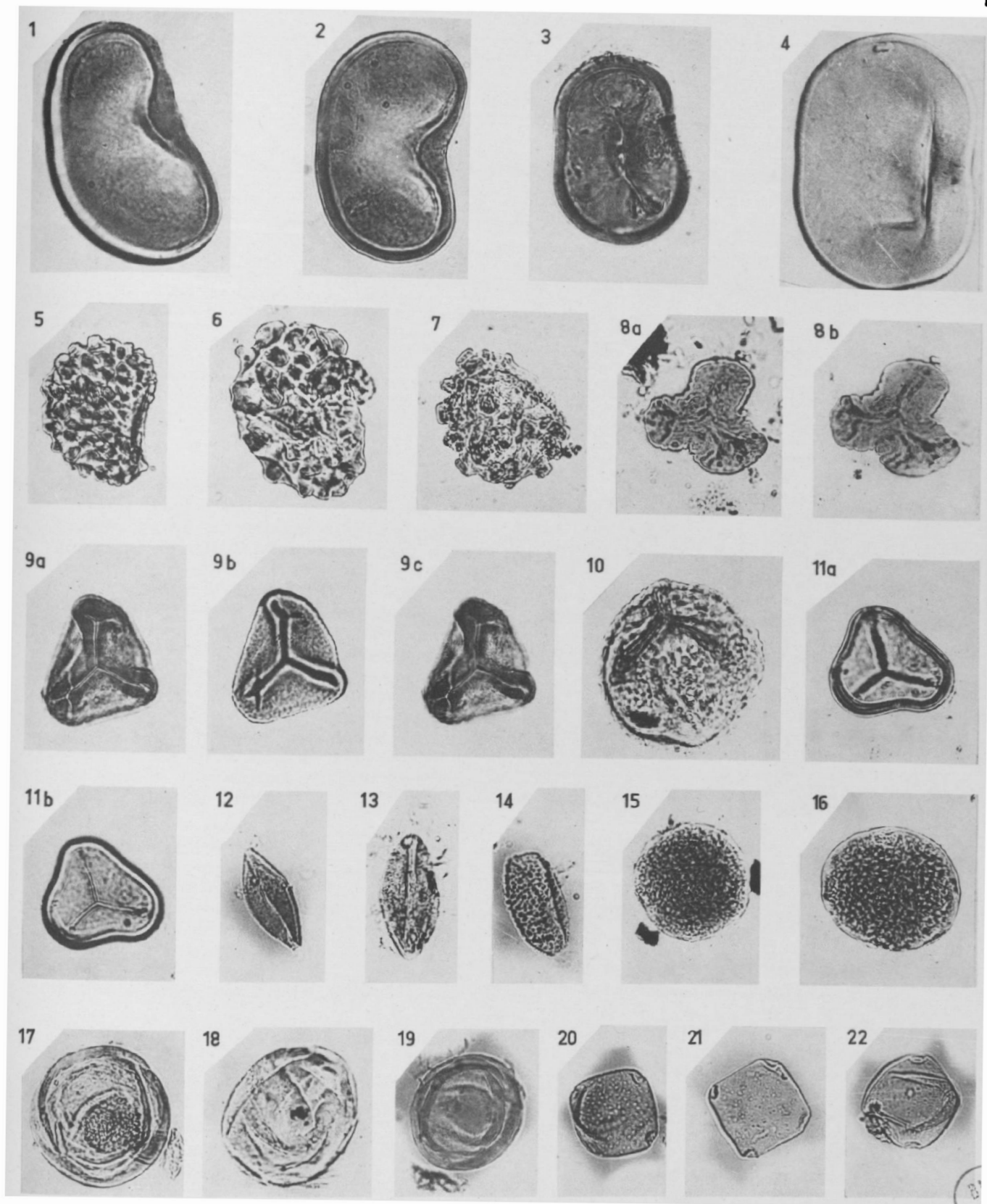
- 1) BRELIE G. (1954). — Anadolu linyitlerinin palinolojik tetkiki hakkinda rapor. Rapp. inéd. M.T.A., Ankara.
- 2) BRELIE G. (1958). — Sporen und pollen im marinen Tertiär der Niederrheinischen. Bucht. *Forsch. Geol. Rheinld. u. Westf.*, I, pp. 185-204, Krefeld.
- 3) CHADEFAUD M. (1960). (dans CHADEFAUD M. et EM-BERGER L.). — Traité de botanique systématique. T. II, Les végétaux non vasculaires, Paris.
- 4) COOKSON J.C. (1947). — Plant microfossils from the lignites of kerguelen archipelago. *B.A.N.Z. Antarctic Res. Expedition, 1929-1931, Report Ser. A, T. 2*, pp. 127-142.
- 5) COOKSON J.C. et PIKE K.M. (1953). — A contribution to the Tertiary Occurrence of the Genus *Dacrydium* in the Australian Region. *Australian Jour. Bot.*, vol. 1, n° 3, pp. 474-484, Melbourne.

- 6) CORSIN P., CARETTE J., DANZÉ J., LAVEINE J.P. (1962). — Classification des spores et des pollens du Carbonifère au Lias. *C. R. Ac. Sc.*, t. 234, pp. 3062-3065.
- 7) COUPER R.A. (1953). — Upper Mesozoic and Cainozoic Spores and Pollen Grains from New Zealand. *New Zealand Geol. Survey, Palcont.*, Bull. 22.
- 8) DEAK H.M. (1959). — Observation concernant le changement de forme des spores trilètes. *Rev. Micropal.*, t. 2, n° 1, pp. 28-30.
- 9) DOUBINGER J. (1959). — Palynologie et Paléobotanique. *Poll. et Spores*, t. I, n° 2, pp. 270-309.
- 10) ERDTMAN G. (1947). — Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. *Svensk. Bot. Tidskr.*, t. 41, n° 1, pp. 104-114.
- 11) ERDTMAN G. (1954). — An introduction to the pollen analysis. *Chron. Bot. Comp.*, Waltham.
- 12) ERDTMAN G. (1957). — Pollen Morphology and Plant Taxonomy. T. 1 et t. 2, *Chron. Bot. Comp.* Waltham.
- 13) HAMMEN T. (1955). — Principios para la nomenclatura palynologica sistematica. *Inst. Geol. Nac. Columbia*, t. 2, n° 2.
- 14) HEURCK H. (1899). — Traité des Diatomées. Anvers.
- 15) IBRAHIM A.C. (1933). — Sporenformen des Aegirhorizontes des Ruhrreviers. Diss. T.H., Berlin.
- 16) KEDVES M. (1960). — Etude palynologique dans le Bassin de Dorog I. *Poll. et Spores*, t. II, n° 1, pp. 89-118.
- 17) KEDVES M. (1961). — Etude palynologique dans le Bassin de Dorog II. *Poll. et Spores*, t. III, n° 1, pp. 100-153.
- 18) KEDVES M. (1962). — Etude palynologique de quelques échantillons du Bassin de Tatabanya. *Poll. et Spores*, t. IV, n° 1, pp. 155-168.
- 19) KREMP G. (1949). — Pollenanalytisch Untersuchung des Miozänen Braunkohlenlagers von Konin an der Warthe. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 90, pp. 53-59, Stuttgart.
- 20) KRUTZSCH W. (1959). — Mikropaläontologische (sporenpaläontologische) Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. *Z. Geol.*, 8, Beih. 21-22, Berlin.
- 21) LAKHANPAL R.N. (1958). — Palynology and taxonomy. *Mém. Ind. Bot. Sect.*, t. I, pp. 19-23, Lucknow.
- 22) LEBKÜCHNER R.F. (1963). — Rapports inédits, archives de M.T.A., n° 3256, 3295, 2983.
- 23) LEVET-CARETTE J. (1963). — Etude de la microflore infraliasique d'un sondage effectué dans le sous-sol de Boulogne-sur-Mer (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, pp. 101-128.
- 24) MAI D.H. (1961). — Über eine fossile Tiliaceen-Blüte und tilioiden Pollen aus dem deutschen Tertiär. *Geologie*, Jahr. 10, Beih. 32, pp. 54-84, Berlin.
- 25) MACKO S. (1959). — Pollen Grains and Spores from Browns Coals in Lower Silesia. *Tr. Soc. Sc. Lettres Wrocław*, Série B, n° 96, Wrocław.
- 26) MANUM S. (1962). — Studies in the Tertiary Flora of Spitsbergen, with Notes on Tertiary Floras of Ellesmere Island, Green and Iceland. *Norsk. Pol. Inst.*, n° 125, Oslo.
- 27) NAGY E. (1963). — Spores et pollens nouveaux d'une coupe de la Briqueterie d'Eger (Hongrie). *Poll. et Spores*, t. V, n° 2, pp. 397-412.
- 28) POTONIÉ R. (1931). — Zur Mikroskopie der Braunkohlen. I. *Z. Braunkohle*, t. 30, pp. 325-333.
- 29) POTONIÉ R. (1951). — Pollen und Sporenformen als Leitfossilien des Tertiärs. *Mikroskopie*, t. 6, pp. 272-383.
- 30) POTONIÉ R. (1956). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil I: *Sporites*. *Beih. Geol. Jahrb.* H. 23, pp. 1-103.
- 31) POTONIÉ R. (1958). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil II: *Sporites* (Nachträge), *Saccites*, *Aletes*, *Praecolpates*, *Polyplicates*, *Monocolpates*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 31, pp. 1-114.
- 32) POTONIÉ R. (1960). — Synopsis der Gattungen der *Sporae dispersae*. Teil III: Nachträge *Sporites*, Fortsetzung *Pollenites*. *Beih. Geol. Jahrb.*, H. 39, pp. 1-189.
- 33) POTONIÉ R. et GELLETICH J. (1933). — Über Pteridophyten-Sporen einer eoziänen Braunkohle aus Dorog in Ungar. *Ges. Nat. Freunde*, t. 33, pp. 517-528, Berlin.
- 34) POTONIÉ R., IBRAHIM A.C. et LOOSE F. (1932). — Sporenformen aus der Flözen Aegir und Bismarck des Ruhrgebietes. *N. Jahrb. Min.*, t. 67 B., pp. 438-454.
- 35) POTONIÉ R., THOMSON P.W. et THIERGART F. (1950). — Zur nomenklature und klassifikation der neogenen *Sporomorphae* (Pollen und sporen). *Geol. Jahrb.*, t. 65, pp. 35-70.
- 36) POTONIÉ R. et VENITZ H. (1934). — Zur Mikrobotanik der miozänen Humdils der niederrheinischen Bucht. *Abh. Inst. Paläobot. Petro. Brennsteine*, t. 5, pp. 5-54.
- 37) SIMPSON J.B. (1936). — Fossil pollen in Scottish coals. *Pro. Roy. Soc. Edinburgh*, 56, pp. 90-180.
- 38) THIERGART F. (1940). — Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. *Sch. Geb. Brennstoff-Geol.*, t. 13, pp. 1-49, Berlin.
- 39) THIERGART F. (1958). — Die Sporomorphen Flora von Rott im Siebengebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 2, pp. 447-456, Krefeld.
- 40) THOMSON P.W. et PFLUG H. (1953). — Pollen und Spores des mitteleuropäischen Tertiärs. *Palaeontographica*, Abt. B, Bd 94, pp. 1-138, Stuttgart.
- 41) WOODHOUSE R.P. (1933). — Oil shales of the Green River formation. *Bull. Torrey Bot. Club*, 60, pp. 479-524.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XII (*)

- FIG. 1 : *Laevigatosporites proxicrassus* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Ahmetpasa, Veine IV, Spore isolée n° 693.
- FIG. 2 : *Laevigatosporites proxicrassus* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Ahmetpasa, Veine IV, Spore isolée n° 756.
- FIG. 3 : *Laevigatosporites proxicrassus* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Ahmetpasa, Veine IV, Spore isolée n° 694.
- FIG. 4 : *Laevigatosporites biconcaviformis* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Karaburçak, Veine VII, Spore isolée n° 235.
- FIG. 5 : *Verrucatosporites scutulium* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Sariyar-Günesli, Veine V, Spore isolée n° 512.
- FIG. 6 : *Verrucatosporites scutulium* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Harmanli, Veine IV, Spore isolée n° 738.
- FIG. 7 : *Verrucatosporites scutulium* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, Spore isolée n° 735.
- FIG. 8 : *Concavisporites lebkuchneri* nov. sp.
a : Holotype, mise au point sur l'exine.
b : Holotype, mise au point sur la marque trilète.
Origine : Bassin de Thrace, Altintas, Veine VI, Préparation A 145 M1.
- FIG. 9 : *Granulatisporites thracius* nov. sp.
a : Holotype, mise au point sur la fente triradiée.
b : Holotype, mise au point sur l'exine.
c : Holotype, mise au point sur *torus*.
Origine : Bassin de Thrace, Ahmetpasa, Veine IV, Spore isolée n° 690.
- FIG. 10 : *Cicatricosisporites subverrucosus* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, K. Doganca, Veine VI, Spore isolée n° 504.
- FIG. 11 : *Cingulatisporites compositus* nov. sp.
a : Holotype, mise au point sur le *cingulum*.
b : Holotype, mise au point sur la fente de déhiscence et l'exine.
Origine : Bassin de Thrace, Hasköy, Veine VI, Spore isolée n° 460.
- FIG. 12 : *Monocolpopollenites fusus* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Ahmetpasa, Veine IV, Pollen isolé n° 698.
- FIG. 13 : *Monocolpopollenites fusus* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Muzali, Veine II, Préparation A 77 M1.
- FIG. 14 : *Monocolpopollenites rarispinosus* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, Préparation B 165 M1.
- FIG. 15 : *Inaperturopollenites obscurus* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Muzali, Veine II, Préparation A 76c M1.
- FIG. 16 : *Inaperturopollenites obscurus* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Muzali, Pollen isolé n° 738 a.
- FIG. 17 : *Inaperturopollenites problematicus* nov. sp.
Holotype.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, Pollen isolé n° 751.
- FIG. 18 : *Inaperturopollenites problematicus* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, Pollen isolé n° 666.
- FIG. 19 : *Inaperturopollenites problematicus* nov. sp.
Origine : Bassin de Thrace, Veine IV, Pollen isolé n° 619.
- FIG. 20 : Organisme indéterminé.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, spécimen isolé n° 663.
- FIG. 21 : Organisme indéterminé.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, spécimen isolé n° 750.
- FIG. 22 : Organisme indéterminé.
Origine : Bassin de Thrace, Karamurat, Veine IV, spécimen isolé n° 734.

(*) Toutes les photos sont réalisées au Laboratoire de Paléobotanique de la Faculté des Sciences de Lille au grossissement x 500, par M. A. Leblanc.



Remarques sur la géologie de la bordure orientale des monts Sicani (Sicile)

par P. BROQUET

Sommaire. — Ce travail concerne la partie orientale des monts Sicani entre San Stefano Quisquina et Cammarata. L'auteur décrit brièvement la série stratigraphique et insiste sur la répartition des niveaux plastiques qui conditionnent le style tectonique de cette chaîne, constituée, dans la région étudiée, d'une unité apparemment autochtone : l'unité du mont Cammarata et d'une unité charriée vers le S à la suite d'un décollement fondamental de couverture au niveau du Trias plastique. D'autres décollements existent dans la série sédimentaire et notamment au niveau du Lias moyen. Cette tectonique de couverture serait d'âge pliocène.

I. - HISTORIQUE

La région étudiée dans cet article était jusqu'ici très peu connue. La première étude est due à Baldacci (1886) à l'occasion du levé de la carte géologique. Cet auteur a fait appel à la macrofaune pour établir la série stratigraphique, or, à l'exception du Trias, la série est pauvre en macrofossiles, il en résulte des erreurs chronologiques et une stratigraphie incomplète. L'imprécision des cartes topographiques utilisées à cette époque, explique l'imperfection des tracés géologiques ; quant à la tectonique, elle n'a pas été abordée. Il faut donc considérer ce travail en fonction de l'époque à laquelle il a été réalisé. Il s'est certainement révélé important à la fin du 19^e siècle mais se trouve très insuffisant à l'heure actuelle. Il n'en demeure pas moins un document digne d'intérêt.

Ensuite, G. Gastany (1956) considère cette chaîne dans un travail de synthèse sur l'ensemble siculo-tunisien, signalant notamment un contact anormal sur le bord méridional des Sicani. En 1956, P. Baggio, étudiant un projet de barrage, fait une reconnaissance géologique très localisée, dans la zone de Castronuovo-di-Sicilia. En 1958, S. Motta relate brièvement un travail réalisé sur les feuilles de Cammarata et San Stefano Quisquina.

II. - STRATIGRAPHIE

(avec la collaboration de MM. Sigal, Durand Delga, M. le Chanoine Dubar et M^{me} Neumann.)

A) Primaire.

La série stratigraphique des monts Sicani débute par un Permien marin. R. Fabiani et L. Trevisan

(1937), ont mis en évidence et décrit ce Permien, qui affleure entre Roccapalumba, Vicari et Lercara Friddi. Il s'agit d'argiles parfois schisteuses, rouges et vertes, renfermant de rares niveaux microbréchiques à Fusulines et quelques minces strates de grès fins, micacés, verdâtres à patine rousse ; ces grès deviennent beaucoup plus épais vers le sommet de la série. Dans les argiles se trouvent des blocs arrondis de calcaires bréchiques ou microbréchiques, gris, riches en Fusulines, ainsi que des blocs de diabases. A l'affleurement, le Permien est généralement chaotique.

Par comparaison avec le Permien tunisien, G. Castany (1956) attribue au Permien inférieur cette formation dénommée « flysch » sur laquelle le Carnien repose en transgression ; celle-ci étant marquée par une brèche observée par R. Fabiani et L. Trevisan (1937).

B) Secondaire.

1) TRIAS : le Trias des Sicani est marin, son faciès est de type mésogéen ; nous y distinguerons deux termes :

a) Un terme inférieur, représenté par des argiles schisteuses foncées contenant quelques niveaux discontinus de calcaires microbréchiques gris. On note dans les argiles d'abondantes plaquettes de beef à cassure cone-in-cone ; indice de phénomènes d'extension provoquant des décollements au sens littéral du terme (A. Bonte, 1952 et M. Durand Delga, 1952). Cette formation qui correspond au « flysch carnien » des anciens auteurs affleure assez peu dans la zone orientale des monts Sicani. On peut la rencontrer à la Portella delle Venere, au S

du Monte Gargiuffé, à la Contrada Madonesi (feuille de Cammarata au 1/25.000, n° 267-IV-NE), à la Contrada Altavilla, au S et au SE du Pizzo San Cono (feuille de San Stefano Quisquina, n° 267-IV-NW). A l'affleurement, ce Trias offre une structure chaotique.

Il convient de souligner que ce Trias argileux correspond au plus ancien niveau plastique apparaissant dans la série stratigraphique, il constitue un niveau de décollement tectonique.

b) Un terme supérieur, formé de calcaires et calcaires dolomitiques, clairs, généralement en petits bancs, à silex blancs à brunâtres en lits ou en nodules. Ces calcaires, dont l'épaisseur atteint 320 m au mont Cammarata, contiennent des brèches intraformationnelles. Ils sont plissés disharmoniquement à la base.

2) JURASSIQUE.

Dans l'état actuel de nos connaissances, nous subdivisons le Jurassique en trois parties :

a) A la base, nous distinguons des calcaires oolithiques, pseudoolithiques, graveleux, que nous attribuons comme S. Motta (1958) au Lias inférieur. Il n'y a pas de faune prouvant un tel âge, mais ces calcaires reposent normalement sur le Trias supérieur et sont antérieurs, comme nous le verrons, au Lias moyen. Ils affleurent notamment sur la bordure orientale du mont Cammarata, à la Contrada il bosco, au S du mont Gemini (feuille de Cammarata) ; à la Contrada Gargiuffé, au NE du Piano Piraini (feuille de San Stefano Quisquina).

b) La partie moyenne est représentée par des marnes rouges dont l'épaisseur totale est faible (15 m sur la bordure orientale du mont Cammarata). Ces marnes reposent transgressivement sur le Trias ou le Lias inférieur et sont attribuées au Lias moyen (Pliensbachien - Carixien) (1). On y rencontre en particulier :

Dentalina sinemuriensis TERQUEM

Marginulina cf. burbachii DREYER

Marginulina gr. constricta TERQUEM et BERTHELIN

Nodosaria cf. setulosa TERQUEM

(1) Nous adressons nos plus vifs remerciements à M. Sigal (I.F.P.) qui a effectué les déterminations micro-paléontologiques signalées dans cet article.

Frondicularia involuta TERQUEM

Frondicularia cf. procera BURBACH

Planularia cf. filosa TERQUEM

Lingulina gr. tenuistriata NOERWANG

Lingulina tenera (BORNEMANN)

Lingulina gr. occidentalis (BERTHELIN)

Lingulina tenera carinata NOERWANG.

Un conglomérat discontinu à Bélemnites (2) marquerait la transgression de ce Lias marneux qui, jusqu'ici, n'avait pas été mis en évidence.

c) La partie supérieure est représentée par des calcaires silicifiés, rouges ou parfois blancs, intercalés de marnes verdâtres et rouges à Bélemnites et *Aptychus* (3). On y rencontre entre autres *Lamellaptychus sp. gr. gillieronii* TRAUTH et *Lamellaptychus sp.* à cachet jurassique supérieur. Cette série épaisse de 20 m en moyenne, est généralement laminée et chaotique.

Au point de vue caractéristiques mécaniques, il convient de souligner que dans le Jurassique existent deux niveaux calcaires encadrant un terme marneux plastique.

Le Dogger et une partie du Malm n'ont jusqu'à présent pas été caractérisés. Sur le terrain, il semble y avoir continuité entre le Lias et le Tithonique. Le problème de l'existence du Dogger et du Malm inférieur reste donc posé ; aucun indice n'ayant permis d'affirmer une lacune ou une discontinuité. Au N des Sicani, R. Fabiani (1926, 1929) a mis en évidence une phase tectonique, avec émissions basaltiques, qu'il attribue au Dogger. Cette phase pourrait avoir eu un écho dans les Sicani où, à la suite d'un soulèvement, elle se serait marquée par une absence de sédimentation ou peut-être par une série très condensée ; mais ceci reste à étayer car aucun indice (conglomérat, surface durcie) ne marque une émergence et il serait possible d'émettre l'hypothèse inverse, c'est-à-dire une omission dans un grand fond. Pour expliquer cette lacune, on pourrait également invoquer l'action des courants marins.

(2) Nous exprimons notre gratitude à M. le Chanoine Dubar qui a déterminé ces Bélemnites, signalant entre autres : *Belemnites (Hastites) milleri* PHILL. ; *Belemnites (Passaloteuthys) bruguieri* D'ORB. ; *Belemnites (Passaloteuthys) apicicurvatus* BLAINV. du Lias moyen.

(3) Nous remercions vivement M. Durand Delga qui a bien voulu déterminer les *Aptychus* signalés dans cet article.

3) CRÉTACÉ.

Le Crétacé inférieur, qui jusqu'ici n'était pas caractérisé, est surtout représenté par des calcaires de teinte claire surmontés par des marnes rouges et vertes, l'ensemble reposant en continuité sur le Jurassique supérieur.

Les *Aptychus* ont permis de caractériser le Berriasien et l'Hauterivien supérieur. Les niveaux calcaires de base ont fourni (3) :

Lamellaptychus beyrichi (OPP.)

Lamellaptychus gr. *beyrichi*

Punctaptychus punctatus (VOLTZ)

Punctaptychus sp.

Cette association est essentiellement caractéristique du Kimméridgien et du Tithonique et ne dépasse pas le Berriasien ; mais on rencontre dans les mêmes couches :

— *Lamellaptychus* cf. *aplanatus* (GILL.)

— *Lamellaptychus mortilleti* (PICR. et LOR.)
var. *longa* TRAUTH.

— *Lamellaptychus* cf. *submortilleti* var. *retro-
flea longa* TRAUTH

qui sont du Néocomien inférieur. Ces associations caractérisent donc le Berriasien.

Les marnes vertes et rouges nous ont fourni en particulier :

— *Lamellaptychus angulocostatus* (PETERS)

— *Lamellaptychus* gr. *angulocostatus*

— *Lamellaptychus angulocostatus* (PETERS) var.
atlantica-radiata TRAUTH.

Cette association caractérise l'Hauterivien supérieur. Dans ces marnes, on rencontre également quelques *aptychus* remaniés : *Lamellaptychus* sp. et *Punctaptychus* sp. du Tithonique-Berriasien inférieur.

Le Crétacé supérieur serait représenté par des calcaires à faciès « scaglia » en général rouges (Motta, 1958) à *Globotruncana*. Il faut être très prudent quant à l'âge de cette formation. Une étude actuellement en cours révèle, parmi les *Globotruncana* du Sénonien supérieur, la présence de *Globorotalia* du Paléocène, ce qui indique des remaniements. On y rencontre entre autres (1) :

— *Globotruncana arca* (CUSHMAN)

— *Globotruncana falsostuarti* SIGAL

— *Globotruncana fornicata* PLUMMER

— *Globotruncana mayaroensis* BOLLI

— *Pseudotextularia varians* (RZEHAČ)

— *Globotruncana contusa* (CUSHMAN)

— *Rugoglobigerina kantkeninoides inflata*
BROENNIMANN

Ces faunes caractérisent le Crétacé supérieur (Maestrichtien supérieur) mais elles sont remaniées puisqu'on les trouve avec des formes du Paléocène (1) :

Globorotalia velascoensis (CUSHMAN)

— » *aequa* (CUSHMAN et RENZ)

— » *angulata* (WHITE)

— » *pseudomenardii* BOLLI

— » cf. *elongata* GLAESSNER

— » *acuta* TOULMIN

— » *abundocamerata* BOLLI

— *Acarinina* cf. *tribulosa* LOEBLICH et TAPPAN

— *Globigerina velascoensis* CUSHMAN

— » *triangularis* WHITE

— » *linaperla* FINLAY.

G. Mascle (1964) cite de tels remaniements, mais signale des affleurements de Sénonien supérieur au massif du Monte Genuardo dans la partie occidentale des Sicani. L'exemple cité ci-dessus a été pris sur la bordure orientale du mont Cammarata à l'E de la Contrada Lèdera. Jusqu'ici, dans la partie orientale de la chaîne, nous n'avons pas encore rencontré de Crétacé supérieur franc.

L'étude stratigraphique du Crétacé tend à révéler une assez importante lacune ; le Paléocène reposant généralement en discontinuité sur le Néocomien. La série de « la Montagnola » (P. Broquet, 1964), qui appartient à une zone paléogéographique située juste au N des Sicani, a révélé un Crétacé calcaire présentant des interstrates de brèches basaltiques avec Orbitolines remaniées. Ces brèches témoignent d'émissions volcaniques qui ont été mises en évidence plus au NE dans les Madonies occidentales où semble manquer le Crétacé supérieur, alors que dans les Madonies orientales, le Turonien est transgressif. Cette instabilité tectonique que l'on peut noter au Crétacé dans les Madonies a peut-être eu pour conséquence, dans la zone étudiée, un soulèvement et une absence de sédimentation ou une sédimentation condensée. Cette hypothèse reste toutefois à confirmer et une étude stratigraphique très détaillée reste à faire.

4) TERTIAIRE.

La stratigraphie du Tertiaire est de plus en plus complexe au fur et à mesure que l'on monte dans la série. En effet, les remaniements de faune se font de plus en plus fréquents et rendent les datations difficiles et hasardeuses. Nous distinguerons jusqu'à preuve du contraire :

— L'Eocène caractérisé à sa partie inférieure par des marnes et calcaires marneux rouges à *Globorotalia* du Paléocène que nous avons cités précédemment. En certains points, on trouve un conglomérat à la base de cette série ; c'est le cas de la zone de Castronuovo di Sicilia et de la Contrada Buonanotte (feuille de San Stefano Quisquina). Ensuite, on rencontre une alternance de calcaires marneux blancs et de marnes blanches à *Globigerina* et *Globorotalia* de l'Eocène inférieur à supérieur (1). A l'Eocène supérieur réapparaissent des marnes rouges.

— L'Oligocène est représenté par des microbrèches à Lépidocyclines et Nummulites, des marnes et calcaires marneux blancs ; puis des marnes grises qui passent à des grès glauconieux du Miocène, où l'on rencontre des débris d'*Eulepidina*, des *Nephrolepidina* et des *Myogypsina* (4). Cette série, épaisse de 50 m en moyenne, doit correspondre à un équivalent latéral du flysch numidien des Madonies.

— Le Miocène se complète ensuite par des marnes gris bleuté très fluantes, tortoniennes et post-tortoniennes, contenant des éléments divers et nombreux, résédimentés. Ces marnes passent à la série « gessosso-solfifère » du Miocène supérieur Pliocène.

III. - TECTONIQUE

Deux types d'accidents se rencontrent dans les Sicani :

- 1° des failles ;
- 2° des chevauchements.

1) Les nombreuses failles que nous avons vues ont des orientations très diverses, parmi lesquelles on peut noter des directions privilégiées :

(4) Selon Madame M. Neumann qui a bien voulu examiner mes lames minces et que je remercie, ces faunes indiqueraient probablement l'Aquitainien supérieur, mais pourraient caractériser le Burdigalien, si les débris d'*Eulepidina* sont remaniés.

- a) direction N-S ; par exemple l'accident situé entre le mont Cammarata et le mont Gemini ;
- b) direction NE-SW ; citons l'accident qui longe les monts Gemini et Gargiuffé et celui qui passe au S du Pizzo della Rondine ;
- c) direction W-E et NW-SE.

Il est difficile de dater avec précision ces accidents qui affectent le Miocène inférieur et moyen (grès glauconieux) mais dont on perd la trace dans les marnes du Miocène supérieur-Pliocène. Il serait intéressant de déterminer si elles se prolongent dans ces séries.

2) Les accidents chevauchants se marquent surtout sur le bord S de la chaîne ; G. Castany (1956) fut le premier à le remarquer écrivant (p. 67) : « les monts Sicani sont limités au S par une ligne de contact anormal W-E (fig. 29)... Le chevauchement, très net à Palazzo Adriano, se poursuit plus à l'E de San Stefano Quisquina à Cammarata ». G. Castany ceinture le mont Cammarata d'un contact anormal. Il signale fort justement que l'âge du chevauchement est post-miocène. Nous avons pu observer ce contact anormal et le suivre de San Stefano Quisquina à la Portella delle Venere ; la série calcaire triasique reposant toujours sur des marnes du Miocène supérieur ; mais il n'en est pas de même sur le pourtour du mont Cammarata, aussi distinguerons-nous une unité chevauchante et une unité autochtone.

a) La bordure méridionale de l'unité chevauchante est constituée par le Pizzo CATERA, la Serra della Moneta, la Contrada Finochiara, le Pizzo dell' Apa, la Contrada Gargiuffé, les monts Gargiuffé et Gemini. Il faut remarquer que la ligne de contact anormal frontal a dans cette zone une orientation N-S (Serra della Moneta) devenant E-W (Contrada Finochiara) puis NE-SW (Pizzo dell' Apa). On constate que la série calcaire et calcaréo-dolomitique du Trias est plissée disharmoniquement à sa base et on peut noter au front de chevauchement quelques lambeaux d'argiles appartenant au terme inférieur du Trias, il s'agit de duplicatures. A la faveur des vallées entaillant profondément la série calcaire, on peut constater que les marnes miocènes passent sous les calcaires triasiques, ce qui se voit par exemple à la Contrada Buonanotte, à l'W du Pizzo dell' Apa.

Nous pensons que le chevauchement vers le S résulte d'un décollement fondamental de la couverture secondaire à la base du Trias. Il en résulte

un système d'écaillés calcaires chevauchantes, dont la couverture est généralement très tectonisée. En effet, on remarque dans la zone précédemment citée à l'exception de la Contrada Gargiuffé, que la couverture postérieure au Lias inférieur a quitté son substrat et se trouve décollée de celui-ci. Elle est généralement très plissée et disloquée, et affleure actuellement au S de ce substrat, reposant anormalement sur les marnes du Miocène supérieur. Ceci peut se constater à l'W de San Stefano Quisquina et au S de la Contrada Grotticelle, à l'W de la Serra della Moneta et environ 4 km au S de celle-ci à la contrada Pietranera où l'affleurement est constitué de blocs de basaltes emballés dans des calcaires marneux rouges où l'on rencontre entre autres :

- *Globorotalia cocoaensis* CUSHMAN
- *Catapsydrax martini martini* BLOW et BANNER
- *Catapsydrax africana* BLOW et BANNER
- *Globigerina yeguaensis* WEINZIERL et APPLIN.

Ces faunes caractérisent (1) l'Eocène supérieur.

Cette couverture postérieure au Lias inférieur est parfois simplement décollée et repose encore sur le Trias-Lias inférieur (c'est le cas de la Contrada Buonanotte) ou parfois renversée au pied de la série calcaire triasique, comme on peut le constater au S des monts Gargiuffé et Gemini.

En conclusion, au décollement fondamental noté à la base du Trias, s'ajoute un second décollement ayant joué dans les séries postérieures aux calcaires du Lias inférieur et notamment au niveau des marnes rouges du Lias moyen. Ceci explique la confusion actuelle et les difficultés à établir une série stratigraphique.

Un décollement supplémentaire semble avoir joué dans le Miocène supérieur-Pliocène, au niveau des séries à gypse et à sel. Il est visible notamment, au Cozzo dei Tre Monaci.

Des décollements mineurs peuvent apparaître localement à des niveaux différents de ceux que nous avons cités. Ces décollements sont généralement différentiels, c'est-à-dire de moins en moins importants au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Dans cette zone, l'âge du chevauchement semble miocène supérieur mais il est très probablement plus récent ; Schmidt di Friedberg (1962) cite sans donner de précisions du « Mésozoïque sur la formation Ribera » d'âge Pliocène inférieur.

L. Glangeaud (1927, 1955) a été le premier à déceler, en Afrique du Nord, l'importance de cette phase, qu'il a appelée phase ponto-plio-quadernaire et généralisée ensuite à la Méditerranée occidentale (A. Caire, L. Glangeaud et C. Grandjacquet 1960, 1961).

b) L'unité autochtone du mont Cammarata est constituée par un vaste dôme anticlinal faillé, dont la série stratigraphique est normale du Trias au Miocène supérieur-Pliocène. On remarque que les couches grésoglaucconieuses du Miocène inférieur et moyen et les strates du substrat triasique ont sensiblement le même pendage. Sur ces grès glauconieux reposent normalement les marnes du Miocène supérieur. Il faut cependant noter quelques ébauches de décollement dans la couverture post-liasique, notamment entre San Giovanni Gemini et Cammarata et à la Contrada Cimino.

Cette unité du mont Cammarata se prolonge par le Cozzo Panepinto, le Pizzo Rossino, la Contrada San Lorenzo. Il faut remarquer que les séries stratigraphiques des unités chevauchantes et autochtones sont semblables jusque dans le détail. Il faut donc admettre que les chevauchements sont réduits. Ces accidents de couverture ont l'allure de vastes écaillés chevauchant vers le S et rapprochant plusieurs unités dont l'une (unité du mont Cammarata) est autochtone.

Le Permien qui affleure actuellement au N de la chaîne des Sicani n'a probablement pas échappé à un écaillage tardif.

Un lambeau d'une série intermédiaire entre les Madonies et les Sicani (P. Broquet, 1964), appelée série de « la Montagnola », se trouve actuellement au pied du mont Cammarata, 2 km à l'E du village de Cammarata. Il émerge des marnes du Miocène supérieur. A notre avis, il ne peut s'agir d'extrusion et en conséquence, nous l'interprétons comme une klippe sédimentaire. A l'E de « la Montagnola » et sur toute la feuille du Pizzo Ficuzza apparaissent de vastes lambeaux de flysch numidien, d'âge miocène inférieur et moyen reposant sur des marnes du Miocène supérieur (5). Ces lambeaux se sont mis en place dans le bassin du Miocène supérieur pendant la sédimentation de celui-ci ; il s'agirait donc également de très vastes klippes sédimentaires. Il faut distinguer ce type de tectonique de celui décrit précédemment sur la bordure orientale des monts Sicani.

(5) Il s'agirait de Messinien selon les déterminations micropaléontologiques de Madame Cita et Mademoiselle Premoli-Silva que nous remercions très vivement.

IV. - CONCLUSION

Par opposition aux chaînes qui se développent plus au N et sont caractérisées par d'épaisses séries flyschoides, les Sicani sont constitués par une série marine épicontinentale, sans flysch. Il s'agit dans la région étudiée, d'une chaîne dont le style tectonique est conditionné par la répartition des niveaux plastiques dans la série stratigraphique. On note sur le front méridional de la partie orientale des Sicani deux unités :

— l'une est autochtone, c'est l'unité du mont Cammarata ;

— l'autre est charriée vers le S, à la suite d'un décollement fondamental de couverture au niveau du Trias plastique. Un second décollement

apparaît au-dessus du Lias inférieur calcaire et un troisième dans la série à gypse et à sel.

Les unités autochtones et charriées présentant des séries stratigraphiques semblables, il faut admettre que dans cette partie orientale des Sicani les charriages sont réduits, les accidents de couverture ayant l'allure de vastes écaïlles.

Par extension, une tectonique du même type peut s'appliquer aux Madonies, qui sont plus complexes que les Sicani :

— les Madonies occidentales sont autochtones ; le Trias plastique n'existant apparemment pas et la série rigide étant très puissante ;

— les Madonies orientales sont charriées et décollées au niveau du Trias plastique. Cette hypothèse a déjà été formulée par Schmidt di Friedberg (1962).

BIBLIOGRAPHIE

- BALDACCI L. (1886). — Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia. *Mem. descr. della Carta Geol. d'Italia*, vol. I, Roma.
- BAGGIO P. (1956). — Osservazioni geologiche nei dintorni di Castronuovo di Sicilia (Alta Valle del Fiume Platani). *Boll. Soc. geol. Ital.*, vol. LXXV, fasc. I, p. 123-134.
- BONTE A. (1952). — Réflexions sur le « beef » à propos d'une note de M. L. David. *C.R. somm. S.G.F.*, n° 7, p. 110-111.
- BROQUET P. (1964). — Sur la découverte d'une série intermédiaire entre les Madonies et les Sicani (Sicile). *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 3800-3802.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960). — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien. *B.S.G.F.*, (7), II, p. 915-938.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1961). — L'orogénèse ponto-plio-quadernaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 145-147.
- CASTANY G. (1956). — Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. *Ann. Mines et Géol. Tunisie*, n° 16, 101 p., 37 fig., 6 tabl., 12 pl.
- DURAND DELGA M. (1952). — Observations complémentaires sur le « beef ». *C.R. somm. S.G.F.*, n° 7, p. 112-113.
- FABIANI R. (1926). — Scoperta di un apparato eruttivo del Giurese medio in Sicilia. *Boll. Ass. min. Sic.*, n° 9.
- FABIANI R. (1929). — Vestigia di vulcanismo e di movimenti tettonici nel Giurese di Sicilia. *Boll. Soc. geol. Ital.*, vol. XLVII.
- FABIANI R. et TREVISAN L. (1937). — Di alcune novità geologiche nel territorio del foglio Termini Imerese (Palermo). *Boll. Soc. Sc. nat. ed ec., Palermo*, vol. 19.
- GLANGEAUD L. (1927). — Contribution à l'étude stratigraphique du Pliocène et du Quaternaire dans la région littorale du Nord de la province d'Alger. *Bull. Soc. hist. nat. Afrique du Nord*, t. XVII, p. 27.
- GLANGEAUD L. (1955). — Déformations plio-quadernaires de l'Afrique du Nord. *Geol. Rundschau*, Bd 43, p. 181-196.
- MASCLE G. (1964). — A propos de l'âge des couches rouges des Monts Sicani (Sicile). *C.R. somm. S.G.F.*, fasc. 4, p. 169-170.
- MOTTA S. (1958). — Appunti preliminari sui rilevamenti geologici effettuati in Sicilia durante il 1956 nella zona dei Monti Sicani del Foglio 267 (Canicattì). *Boll. Serv. geol. Ital.*, vol. 79, p. 439-450.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962). — Introduction à la Géologie pétrolière de la Sicile. *Rev. inst. fr. petr. et Ann. Comb. liq.*, t. 17, p. 635-668.

Sur une cinérite du bassin de l'Ishikari (Japon)

par A. BOUROZ

(Pl. XIII)

Résumé. — Une cinérite en intercalaire dans une couche de houille des mines d'Akabira, dans le bassin oligocène de l'Ishikari (Japon), présente la particularité d'être composée principalement de petits fragments de *Labradorite*. La kaolinite et le quartz, tous deux d'origine secondaire, sont présents en proportion nettement moindre ; il s'y trouve également, mais en teneur beaucoup plus faible, de l'hydro-biotite.

Le bassin houiller de l'Ishikari est situé dans l'île d'Hokkaïdo, la plus septentrionale des grandes îles du Japon ; il est d'âge Paléocène ; son extrême base est rapportée au sommet de l'Eocène, mais la presque totalité des 3 000 m de sédiments qui le composent appartient à l'Oligocène. Il présente deux bandes synclinales à axe N.S. séparées par un bombement laissant affleurer le Mésozoïque (voir fig. 1). Les deux synclinaux se rejoignent vers le Nord en un petit synclitorium où se trouve la Concession d'Akabira à laquelle appartient la couche n° 11 de Bibaï contenant la cinérite étudiée.

L'ensemble de la formation est constitué par des séries schisto-gréseuses de faciès paraliqne, contenant de nombreuses couches de charbon groupées en faisceaux inégalement répartis dans la série. Bien que d'âge oligocène, les couches ne sont pas constituées par des lignites mais par des houilles véritables, la moitié inférieure de la série donnant d'excellentes houilles à coke (25-30 % de M.V.).

Description de la cinérite

Incluse dans la couche n° 11 du faisceau de Bibaï, la cinérite se présente sous forme d'un intercalaire d'environ 3 cm d'épaisseur, de couleur blanchâtre, d'aspect granuleux fin, bien cimenté. La grosseur des grains est variable mais toujours inférieure dans sa plus grande dimension à 0,5 mm. Les cassures se font en direction quelconque par suite d'une absence totale de schistosité. L'épaisseur de la cinérite est très régulière et son contact au charbon, net, sans interpénétration. Elle tranche par sa couleur blanchâtre, d'avec les autres intercalaires de la couche qui sont constitués par des schistes foncés ou noirs, fins, lités, souvent avec

de nombreux filets de charbon interstratifiés. La cinérite présente un léger grano-classement, la partie inférieure (Pl. XIII, 5) présentant des grains en moyenne plus gros que ceux de la partie supérieure (Pl. XIII, 1).

En lame mince, plus de 60 % de la surface du champ est constituée par des fragments de plagioclases présentant fréquemment la mâcle de l'albite. Pour autant que l'état de corrosion avancée des éléments permette les mesures, il semble qu'on se trouve en présence de fragments de labrador. Plus rarement, l'élément feldspathique peut se présenter en nodules plus ou moins réguliers constitués par un agrégat de fines aiguilles enchevêtrées (Pl. XIII, 4). Dans les petites cavernes provoquées par la corrosion à l'intérieur des plagioclases, il y a un remplissage d'une substance cryptocristalline ou microcristalline grise qu'on peut rapporter à la kaolinite (Pl. XIII, 3). La majeure partie de la pâte semble également constituée par de la kaolinite cryptocristalline. Cette kaolinite se présente également en bâtonnets plus ou moins arqués, striés perpendiculairement à l'allongement, soit isolés et assez gros (Pl. XIII, 6), soit plus petits et agrégés en faisceau (Pl. XIII, 2).

Enfin un élément peu abondant mais facilement identifiable est constitué par de petites plages de calcite secondaire provenant vraisemblablement de l'altération de l'anorthite (Pl. XIII, 4). Le quartz paraît pratiquement absent : de très rares, très petits fragments peuvent s'observer et correspondent à beaucoup moins de 1 % de la surface des lames. Quant à l'élément micaé, il paraît faire totalement défaut ; mais, comme nous allons le voir, l'analyse aux rayons X a permis de déceler des quantités non négligeables de quartz et d'hydro-biotite.

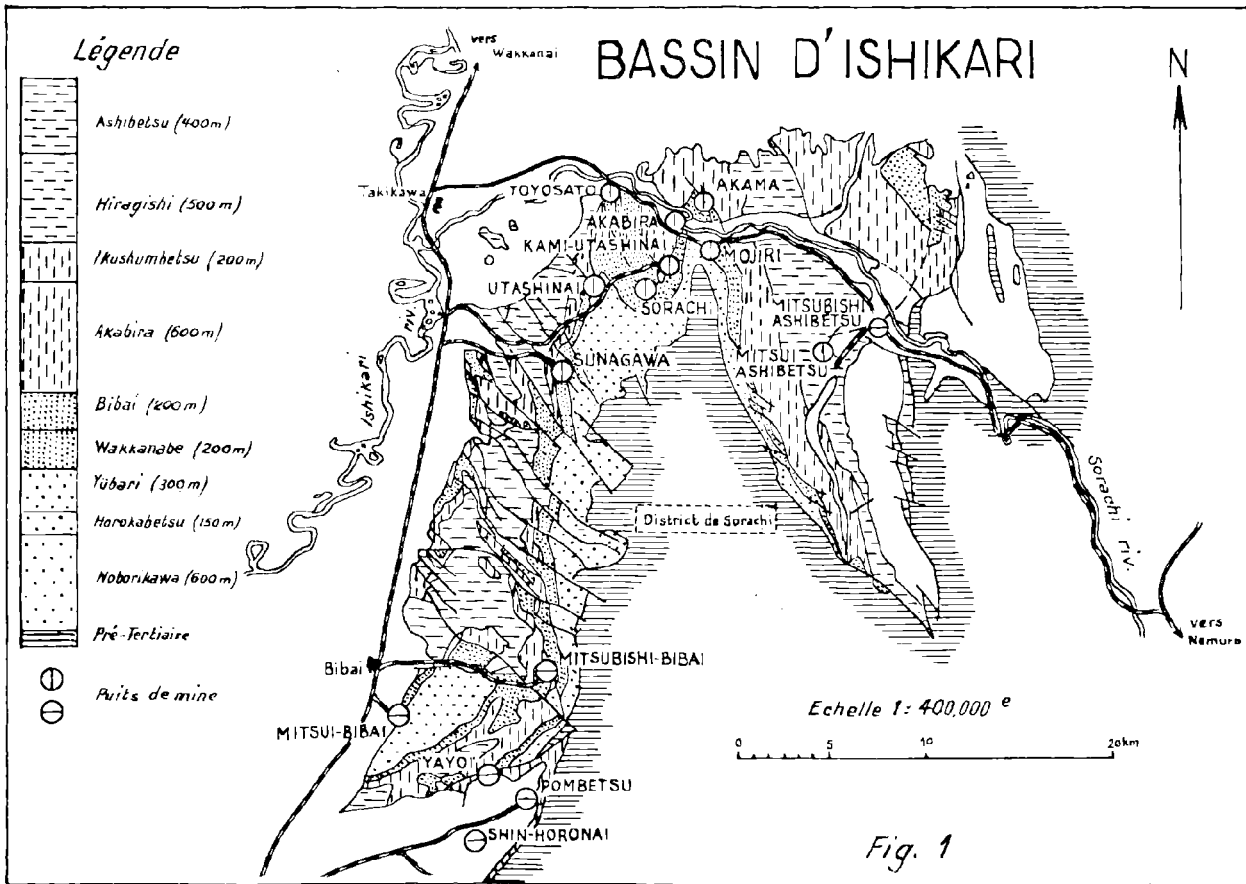


FIG. 1

Analyses physico-chimiques

L'analyse aux rayons X (1) dont nous donnons le diagramme (fig. 2) montre la présence de feldspaths calco-sodiques dans la zone des labradorites en quantité importante, puis viennent en quantités nettement moindres, mais à peu près égales, le quartz et la kaolinite : le quartz se présente donc sous forme cryptocristalline puisque nous avons vu plus haut qu'il est pratiquement absent des lames minces sous forme optiquement identifiable. Il provient vraisemblablement de la silice en excès libérée par l'altération des plagioclases. La kaolinite est nettement présente et souvent bien formée

(1) Les analyses physico-chimiques ont été réalisées au Laboratoire de Physique du C.E.R.C.H.A.R. par Messieurs Alexanian et Tichoux, sous la direction de M. Le Pcuffant, Chef du Service. Nous les en remercions vivement.

comme l'ont montré les lames. Enfin, en quantité nettement inférieure, on trouve de l'hydro-mica sous forme d'hydro-biotite fortement vermiculée (2).

Ces observations permettent de faire une évaluation très approximative du pourcentage des différents composants présents :

Plagioclase	> 60 %
Quartz	15 %
Kaolinite	15 %
Hydro-biotite	< 5 %

On remarque que la calcite est trop peu abondante pour pouvoir être détectée aux rayons X. Par contre, l'hydro-biotite décelée par les rayons X n'est pas identifiable en lame mince.

(2) MM. Alexanian et Tichoux, dans leur analyse indiquent en effet qu'un traitement au chlorure de calcium fait croître l'équidistance de 11,95 à 14,7 Å.

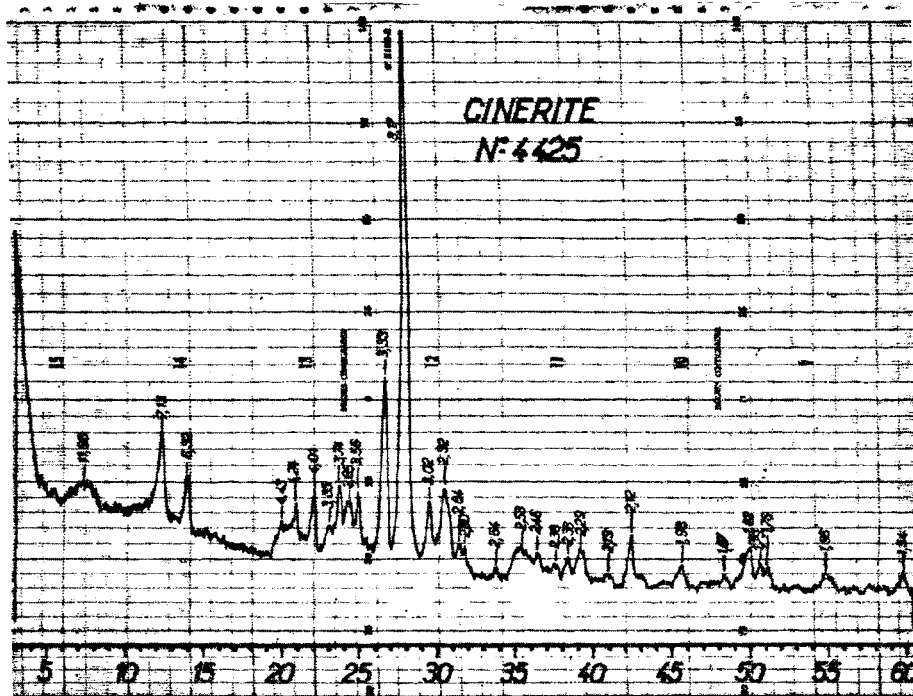


FIG. 2

L'analyse chimique a donné les résultats suivants :

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
55 %	21 %	—	0,5 %	1,6 %	6,2 %	5,15 %	0,3 %

Les teneurs en CaO et Na₂O confirment que l'on se trouve en présence de feldspaths de la série calco-sodique et plus particulièrement qu'il peut s'agir de labradorites. La présence de K₂O, qui s'explique par la présence d'un peu d'hydro-biotite est en beaucoup trop faible teneur pour qu'on puisse admettre une proportion non négligeable d'orthoclases dans la cinérite avant son altération.

Observations générales

Les cinérites sont relativement fréquentes dans les bassins houillers tertiaires japonais et notamment dans celui de l'Ishikari ; les géologues japonais les ont d'ailleurs reconnues en tant que telles depuis longtemps. Nous-même en avons identifié une dans le bassin houiller du Nord de Kyou-Shou (A. Bouroz 1962). Ces cinérites se présentent tantôt en intercalaire dans les couches de houille, tantôt en niveaux plus ou moins individualisés dans les stériles. Si nous avons tenu à décrire celle de la couche 11 de

Bibaï c'est qu'elle présente, parmi tous les niveaux à kaolinite que nous avons étudiés jusqu'ici, un cas extrême, caractérisé par une abondance extraordinaire de fragments de feldspath identifiables et l'absence pratiquement totale de quartz individualisés, ce qui ne permet pas de douter de l'origine cinéritique du niveau. Pour des niveaux à kaolinite plus anciens tels que les tonsteins du Westphalien et du Stéphanien, la période d'altération beaucoup plus longue à laquelle ils ont été soumis ne permet pas toujours de reconnaître, à coup sûr, leur processus de formation. Même si l'opinion généralement admise tend à faire de la plupart de ces niveaux des niveaux d'origine sédimentaire, il suffit quelquefois d'en reprendre l'étude par des procédés d'approche différents et plus minutieux pour s'apercevoir qu'en fait on se trouve bien en présence d'une cinérite ; le cas vient de se produire pour le tonstein O de la veine Wahlshied du bassin de la Sarre (D. Stöffler 1963). D'autres cas analogues ont déjà été signalés (H. Kirsch und D. Hallbauer 1960, J. Kralik 1960, E.H. Francis 1961). Nous-même, dans l'étude pétrographique détaillée que nous venons d'entreprendre à propos des *gores* des bassins Stéphanien du Massif Central français,

nous avons eu la chance de tomber sur des cinérites véritables, particulièrement dans les Cévennes, dont le grano-classement et l'abondance des quartz d'origine volcanique indiscutable sont très significatifs. Par contre, nous avons aussi constaté que d'autres *gores*, dans le bassin des Cévennes et dans celui de Saint-Etienne et notamment dans le Stéphanien B, ont une origine sédimentaire non moins indiscutable : les très fines alternances de bandes de kaolinite pure et de bandes de substances humiques postulant un dépôt extrêmement lent qui s'apparente à celui des schistes carbonneux fins, il ne peut absolument s'agir, dans ce cas, que de processus sédimentaires ou de précipitation chimique. Mais entre ces faciès extrêmes, pour lesquels l'interprétation ne peut faire de doute, on se trouve souvent en présence de niveaux pour lesquels il est difficile de conclure et cela tient à deux ordres de faits : d'abord dans le cas des cinérites, si on se trouve en présence d'un dépôt très éloigné du lieu

de l'émission, seuls ont pu arriver à se déposer des fragments très ténus de verre volcanique, de quartz, de feldspath et de biotite : leur chute dans un milieu humique acide et leur petitesse en ont favorisé l'altération à peu près totale et la disparition de leurs caractères originels ; ensuite, que le dépôt soit cinéritique ou sédimentaire lent (argiles fines), les processus d'altération en milieu acide convergent vers les mêmes minéraux finaux : kaolinite et quartz cristallisé ou non ; de sorte que si l'on ne trouve pas d'arguments du genre, par exemple, de ceux mis en évidence dans sa très belle étude par D. Stöffler, ou d'autres qui restent à trouver, il serait pour le moins imprudent de conclure. Et si l'on voulait conclure tout de même, en mettant en avant une théorie, à défaut de faits observés, on risquerait de se faire rappeler que « *le plus grand dérèglement de l'esprit, c'est de croire les choses par ce qu'on veut qu'elles soient et non par ce qu'on a vu qu'elles sont en effet* ».

BIBLIOGRAPHIE

- BOUROZ A. (1962). — Sur la pluralité d'origine des tonsteins. *A.S.G.N.*, t. LXXXII, p. 77-94, Lille.
- FRANCIS E.H. (1961). — Thin beds of graded kaolinized tuff and tuffaceous siltstone in the Carboniferous of Fife. *Bull. Geol. Surv. of Great Britain*, n° 17, pp. 191-215, London.
- KIRSCH H. et HALLBAUER D. (1960). — Über das vorkommen von sanidin in einem Tonstein des Ruhrkarbons. *N. Jb. Mineral*, M. h. 1960, 3, Stuttgart.
- KRALIK J. (1960). — Príspevek k vyskytu a genési tonsteinu v uhelných panvích-Sborník ved pr. Vys. sk. bank v Ostrowa, Roc VI, C is 7, pp. 775-824, Ostrowa.
- STÖFFLER D. (1963). — Neuere Erkenntnisse in der Tonsteinfrage auf grund sedimentpetrographischer und geochemischer Untersuchungen im Flöz Wahlschied der Grube Ensdorf (Saar). *Beit. zur Min. und Petr.*, 9, pp. 285-312, Tübingen.

EXPLICATION DE LA PLANCHE XIII (3)

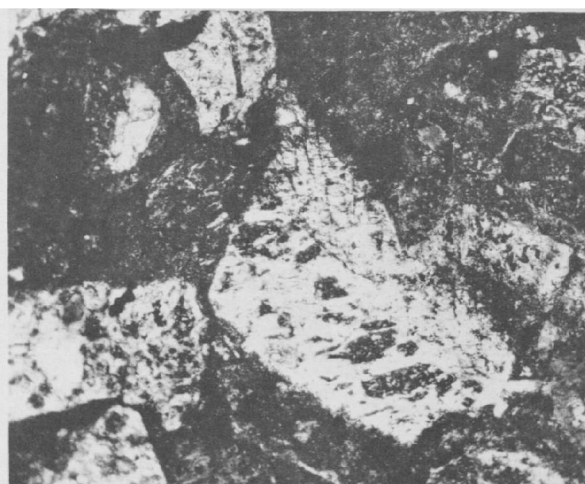
- 1) Partie supérieure du niveau.
 Nombreux plagioclases corrodés.
 Quelques bâtonnets striés de kaolinite.
 Fond cryptocristallin de kaolinite et de quartz.
 L.M. 8924 ppd B - Lumière polarisée x 22.
- 2) Au centre, plagioclase corrodé montrant un remplissage cryptocristallin de kaolinite dans les trous de corrosion.
 Greffée sur la face supérieure du plagioclase, kaolinite en bâtonnets striés jointifs.
 Les autres éléments clairs sont des plagioclases plus ou moins corrodés.
 Deux tout petits quartz vers le milieu tout en bas et dans l'angle droit en haut.
 L.M. 8924 ppd B - L.P. x 85.
- 3) Plagioclases corrodés à cavernes remplies de kaolinite crypto ou microcristalline.
 L.M. 8924 ppd B - L.P. x 85.
- 4) Dans l'angle à gauche, vers le haut, nodule formé d'aiguilles feldpathiques.
 Vers le milieu, à droite et en haut à gauche, plages de calcite.
 Le reste du champ est formé de feldspaths corrodés.
 L.M. 8924 ppd B - L.P. x 85.
- 5) Partie inférieure du niveau.
 Nombreux plagioclases corrodés.
 Quelques nodules formés de petites aiguilles feldpathiques.
 Fond cryptocristallin de kaolinite et de quartz.
 L.M. 8924 ppd C - L.N. x 22.
- 6) Au centre, plagioclase mâclé et corrodé avec mâcles de l'albite.
 A gauche, contre le plagioclase, bâtonnet arqué de kaolinite blanche striée. Dans le reste du champ, plagioclases, dont certains mâclés, tous plus ou moins corrodés. Un nodule à aiguilles feldpathiques en haut à droite.
 L.M. 8924 ppd C - L.P. x 85.

(3) Les photographies ont été réalisées au Laboratoire de Drocourt, par M. A. Leroy.



1

X 22



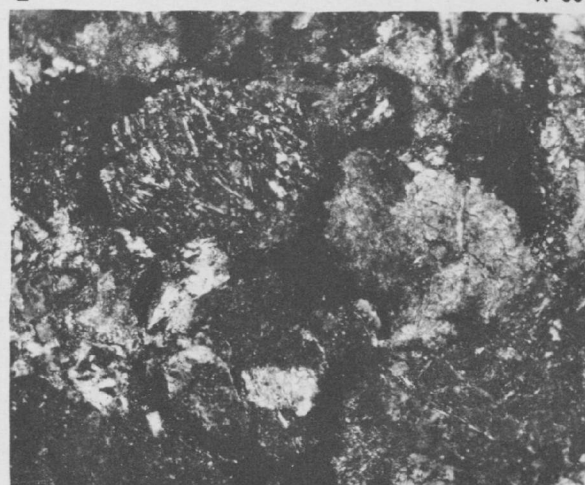
2

X 85



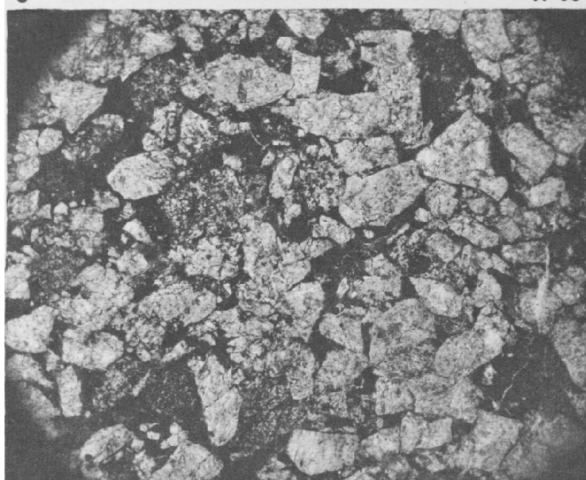
3

X 85



4

X 85



5

X 22



6

X 85

COMMUNIQUÉ

Parmi les nouvelles réalisations de l'Union Nationale des Editeurs-Exportateurs de Publications Françaises, signalons l'édition du Catalogue des Publications Françaises Scientifiques, Techniques, Professionnelles et Agricoles, placé sous le Haut Patronage de M. Alain PEYREFITTE, Ministre de l'Information.

Dans la préface qu'il a bien voulu écrire pour cet ouvrage de plus de 180 pages, M. Alain PEYREFITTE déclare :

« ...j'applaudis tout particulièrement à l'initiative qu'a prise l'Union Nationale des Editeurs-Exportateurs de Publications Françaises qui vient de réaliser le premier catalogue des Publications Scientifiques et Techniques existant dans notre pays. Ce Catalogue, qui donne toutes les indications souhaitables pour savoir ce que représente telle ou telle revue, quel est son contenu, quel domaine elle couvre, sera particulièrement utile et apprécié de ses lecteurs étrangers... ».

Ce Catalogue, sélectif, analytique et alphabétique, de 612 revues, traite des disciplines :

— Mathématiques, Astronomie et Astrophysique, Physique, Sciences et Techniques Nucléaires, Sciences de la Terre, Sciences Naturelles, Chimie Générale et Chimie Physique, Chimie Minérale, Organique et Analytique, Chimie Industrielle et Industries Connexes, Métallurgie, Electricité Appliquée, Electrotechnique, Electronique, Techniques Mécaniques et Thermodynamiques, Matériels et Moyens de Transport, Travaux Publics, Architecture, Bâtiment, Mines et Carrières, Sciences et Techniques Agricoles, Industries Alimentaires, Organisation, Gestion et Economie, Organisation Industrielle.

Il a été tiré à 20.000 exemplaires et sera diffusé à l'étranger auprès de : nos postes Diplomatiques, Culturels et Commerciaux, des Instituts et Centres Français, des Académies, Universités et Facultés, des Instituts Scientifiques et Techniques, des Laboratoires et Bureaux d'Etudes de grandes entreprises, des Libraires et Distributeurs.

Il sera en outre remis aux visiteurs au cours des très nombreuses expositions organisées annuellement par l'U.N.E.E.P.F.

Dans la mesure où l'U.N.E.E.P.F. verra son action se démultiplier, d'autres catalogues par branche professionnelle seront publiés sous les auspices de ses Commissions Spécialisées.

**LE CENTRE DE DOCUMENTATION
DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

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

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

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

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

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

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

Tarif des Abonnements au Bulletin Signalétique

— Année 1961 —

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

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