

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCVII

1977

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOITE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

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

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

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

Article 5.

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

Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1977)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	15,00 F	70,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	15,00 F	75,00 F

FRANCE et ETRANGER : Abonnement des non-membres : 140,00 F.

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXXV (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 140,00 F.
Tomes LXXXVI et suivants (manque XCI) 155,00 F.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (40,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCVII

1977

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOÎTE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1977 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. M. WATERLOT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J.M. CHARLET
<i>Vice-Présidents</i>	M. Ch. DELATTRE M. J.J. FLEURY
<i>Secrétaire</i>	M. J. MANIA
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. COLBEAUX
<i>Directeur de la Publication</i> ...	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M. l'Abbé HEDDEBAUT M. J. PAQUET M. A. DALINVAL M. J. SOMMÉ M. I. GODFRIAUX M. Cl. DESOBRY

A N N A L E S
D E L A
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, Boîte Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5.247

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE ORDINAIRE DU 3 MARS 1977
Présidence de M. M. WATERLOT, Président

La séance débute avec l'élection de trois nouveaux membres. Ce sont :

M. Yves HERVOUET, Université de Rabat, présenté par MM. G. Duée et D. Robillard.

M. Gérard HOUDARD, Communauté Urbaine de Lille, présenté par MM. A. Bonte et J. Mania.

M. Edgard LAVILLE, Université de Rabat, présenté par MM. G. Duée et D. Robillard.

Après avoir présenté M. le Doyen BANKS, de l'Université de Hobart (Tasmanie), M. le Président lui donne la parole et M. BANKS expose à l'assemblée la communication suivante : « Le géosynclinal tasman » (*).

Communication orale

J.M. CHARLET. — Le métamorphisme au contact des granitoïdes.

SEANCE GENERALE EXTRAORDINAIRE DU 14 AVRIL 1977
Présidence de M. M. WATERLOT, Président

En ouvrant la séance, Monsieur M. WATERLOT expose le projet préparé par le Conseil en vue de la création d'une nouvelle série de travaux, indépendante des « Annales » et des « Mémoires ».

Il s'agit là de la possibilité de publier sous forme offset des thèses et ouvrages importants, sous le titre « Publications de la S.G.N. ». Cependant, le quorum n'étant pas atteint, la modification des statuts est reportée à la prochaine séance.

(*) Cette communication ne sera pas intégrée dans les Annales de la Société Géologique du Nord.

SEANCE ORDINAIRE DU 14 AVRIL 1977

Présidence de M. M. WATERLOT, Président

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

M^{me} Marie COEN-AUBERT, Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 31, rue Vautier, à 1040 Bruxelles, présentée par MM. A. Beugnies et M. Coen.

Monsieur COLCHEN, de l'Université de Paris VI, présente ensuite une conférence sur « L'Himalaya » (*).

Communication écrite

E. ELEWAUT et F. ROBASZYNSKI. — Datation, par la méthode K/Ar, de glauconies créacées du Nord de la France et de Belgique.

SEANCE GENERALE EXTRAORDINAIRE DU 12 MAI 1977

Présidence de M. M. WATERLOT, Président

Monsieur M. WATERLOT rappelle le projet de création des « Publications de la S.G.N. » et ouvre la discussion. Après échanges de points de vue, le vote donne les résultats suivants : 13 oui, 2 non, 3 bulletins blancs. La modification des statuts permettant la création de cette nouvelle série est donc adoptée.

SEANCE ORDINAIRE DU 12 MAI 1977

Présidence de M. M. WATERLOT, Président

Après la présentation orale, par MM. ELEWAUT et ROBASZYNSKI, d'une note déposée en Avril, M. DEBOURLE, Ingénieur-géologue, présente un film intitulé « Vallée de l'Ossau, un itinéraire géologique ».

SEANCE ORDINAIRE DU 9 JUIN 1977

Présidence de M. J.M. CHARLET, Premier Vice-Président

Cette séance débute avec l'élection d'un nouveau membre :

M. Bernard COURTIN, Université Lille I, Laboratoire de Géologie dynamique, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq, présenté par MM. P. Celet et J. Ferrière.

(*) Cette conférence ne sera pas publiée dans les Annales.

Communications orales

- A. BEUGNIES, J.P. COLBEAUX, C. DUPUIS, F. ROBASYNSKI et J. SOMMÉ. — Tectonique de Blocs en Belgique et dans le Nord de la France.
J. DIDON et B. HOYEZ. — Le Numidien dans l'arc bético-rifain (*).

Communication écrite

- F. AMEDRO et F. ROBASYNSKI. — *Peroniceras* et faunes associées dans le Nord de la France (**).

SEANCE ORDINAIRE DU 3 NOVEMBRE 1977

Présidence de M. M. WATERLOT, Président

Monsieur le Président donne d'abord quelques informations concernant le 9^e Congrès International de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère. Puis il fait procéder à l'élection d'un nouveau membre :

M. Emile ELEWAUT, Département Géochronologie, 2, Plein Laan, à 1050 Bruxelles, présenté par MM. J.M. Charlet et F. Robaszynski.

MM. AMEDRO et ROBASYNSKI présentent ensuite oralement leur communication écrite déposée lors de la séance de Juin.

Communication orale

- R. ARDAENS. — A propos de la stratigraphie de la vallée de la Bar (Ardennes).

Communications écrites

- L. COUREL, K. SAMRETH, F.K. SEDDOH et P. VETTER. — Biotite altérée transformée en muscovite au cours de la diagenèse.
E. WIGNIOLLE. — Données nouvelles sur la géologie de l'Iti (Grèce continentale).

(*) Communication intégrée dans un prochain fascicule.

(**) Cette communication sera publiée dans le 1^{er} fascicule du tome XCVIII (1978).

Le métamorphisme au contact des granitoïdes entre les vallées de l'Esera et de la Noguera Ribagorzana (Pyrénées centrales espagnoles)

par Jean-Marie CHARLET (*)

Sommaire. — Le métamorphisme en liaison avec les intrusions granitiques, habituellement appelé "métamorphisme de contact", a été étudié dans la région de l'Esera (Pyrénées centrales espagnoles). Il apparaît comme très complexe.

L'évolution des métapélites avec la mise en place des granitoïdes comprend, dans un schéma simplifié, les stades suivants :

- stade 1 - formation d'un grenat riche en almandin en relation avec les intrusions basiques ;
- stade 2 - déstabilisation du grenat almandin durant l'hybridation des roches basiques par une phase granitique ;
- stade 3 - paragenèses à andalousite-biotite et à andalousite largement développées autour des intrusions granitiques.

Durant les stades 1-2, la sillimanite se développe dans les schistes carburés du Gothlandien au voisinage des roches basiques.

En outre, le métamorphisme des calcaropélites donne des paragenèses variées dont la distribution et la chronologie relative ont été étudiées dans cette note (grossulaire, vesuvianite, diopside, hornblende, actinote 1 et actinote 2, wernerite). Enfin, des enclaves surmicacées et des schistes cristallins dans les granites à cordiérite et les filons de microgranite représentent les fragments d'un socle touché par un métamorphisme de type régional (non reconnu jusqu'à présent).

Summary. — Metamorphic zones in the country rocks of granitoid intrusions usually named "contact metamorphism" have been studied in the Esera valley (Central Pyrenees, Spain). This metamorphism appears very complex. Metapelites evolution with granitoid intrusions can be subdivided into the following stages in a simplified scheme :

- stage 1 - formation of almandine rich garnet in relation with basic intrusions ;
- stage 2 - disappearance of almandine-rich garnet during hybridization or contamination of basic rocks by granitic magma ;
- stage 3 - development of andalousite-biotite paragenesis and andalousite paragenesis in a rather large zone around granitic intrusions.

During stages 1-2, formation of sillimanite is extending in the Silurian black shales near the basic rocks.

Besides metamorphism of marls and carbonate rocks gives various paragenesis for which distribution and relative chronology have been studied in this paper (grosularite, vesuvianite, diopside, hornblende, actinote 1 and 2, wernerite). At last various surmicaceous and crystalline schist enclaves in the cordierite granite (leucogranite) and in the microgranite dykes represent fragments of a regional metamorphism area (not discovered till now).

INTRODUCTION

La région de l'Esera s'est avérée particulièrement propice à l'étude du métamorphisme au contact des granitoïdes et ce pour plusieurs raisons :

— développement du métamorphisme dans la séquence calcaropélique du Dévonien favo-

nable à l'apparition d'une grande variété de paragenèses minérales ;

— légère obliquité des couches sur la bordure méridionale du massif granitique de la Maladeta permettant d'observer l'influence progressive du métamorphisme au niveau des différentes assises du Dévonien ;

— existence, dans la partie occidentale du massif granitique de la Maladeta (unité du Nethou), d'une belle structure zonale concentrique (Charlet, 1968, 1972, 1974) qui suggère

(*) Laboratoire de Minéralogie, Faculté polytechnique de Mons, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

Note déposée le 3 Mars 1977.

l'existence d'un métamorphisme complexe en relation avec la mise en place des roches basiques, des granodiorites et des granites à muscovite et cordiérite.

L'abondance des affleurements constitue un facteur supplémentaire déterminant dans le choix de la région étudiée. Grâce, en effet, à toute une série de travaux récents dans la vallée de l'Esera (barrage del Paso Nuevo, construction de la nouvelle route Benasque-Luchon, piste forestière de Vallibierne) ainsi qu'aux excellentes coupes des hautes vallées de Vallibierne et LLauset, j'ai pu effectuer de nombreuses observations nouvelles qui viennent compléter l'étude entreprise depuis une dizaine d'années sur les granitoïdes des Pyrénées centrales espagnoles (Charlet, 1968, 1972, 1974 ; Charlet et Dupuis, 1974).

I. — LA STRATIGRAPHIE

Les formations sédimentaires qui affleurent dans la région étudiée appartiennent au Gothlandien et au Dévonien.

Le Gothlandien est représenté, comme dans toute la chaîne, par les schistes noirs à Monograptidés appelés "schistes carburés", le Dévonien par des calcaires et des schistes.

En l'absence de bons horizons fossilifères, nous utiliserons pour le Dévonien l'échelle lithostratigraphique établie par l'équipe hollandaise du Professeur Zwart (Wennekers, 1968 ; Mey, 1968) avec, de bas en haut :

- la formation de Rueda (D1) généralement constituée de calcaires rubanés (alternance de niveaux carbonatés et de lits pélitiques d'épaisseur centimétrique à décimétrique) ;
- la formation de Castanesa (D2) dont les calcaires massifs gris bleuté forment un ressaut bien visible dans le paysage ;
- la formation de Fonchamina (D3) où dominent les schistes noirs non graphiteux ;
- La formation de Mañanet (D4) avec ses calcaires rubanés, noduleux ou en plaquettes de teintes claires et ses calcschistes versicolores de type "griotte".

II. — LES GRANITOÏDES ET LEURS ENCLAVES

La fig. 1 montre la position des granitoïdes dans les structures qui affectent le Paléozoïque des Pyrénées centrales.

Au nord de la faille du Lys : un domaine touché par le métamorphisme régional basse pression de la région de Bosost (Zwart, 1963). Au sud de la faille du Lys : des séries peu ou pas métamorphiques dans lesquelles apparaissent des granitoïdes en massifs circonscrits (le massif de la Maladeta, d'Eristre, del Cierco).

L'entité occidentale du massif de la Maladeta que je désignais en 1968 sous le nom d'unité du Nethou adopte une disposition en allure concentrique avec au cœur le "granite des Crêtes", dans une zone intermédiaire la "granodiorite sens strict de la Maladeta", à la périphérie des faciès basiques plus ou moins hybridés par une phase granitique (fig. 1, fig. 2).

Le granite des Crêtes à texture porphyroïde et à grain moyen contient de la biotite, de la cordiérite et accessoirement de la muscovite. La granodiorite de la Maladeta à grain moyen renferme de la biotite et de l'amphibole. Dans la zone étudiée, le contact granite des Crêtes - granodiorite n'est pas franc ; il se traduit par une zone de passage épaisse de quelques mètres ou quelques dizaines de mètres facilement repérable sur le terrain.

Les faciès basiques sont chimiquement analogues (tableau I) à ceux qui affleurent dans la partie orientale du massif (fig. 1, région de Tahull).

	Si	Al	FM	C	Alk
CE 63-52	135,2	25,2	43,4	27,9	3,3
CE 68-60	144,6	26,4	42,7	26,9	3,8

Tableau I. — Paramètres de Niggli des faciès basiques de la Maladeta.

CE 68-52 : faciès basique de Tahull.

CE 68-60 : faciès basique de l'Esera.

Analyses effectuées à la Faculté polytechnique de Mons (Analyste : O. Baleine).

Toutefois, ces derniers, plus largement développés, permettent de reconnaître toute une succession pétrographique allant des gabbros à augite et hyperstène aux faciès hybridés (gabbros quartziques ou diorites quartzites). Dans la région de l'Esera, l'hybridation par une phase granitique toujours intense, se marque par :

- la présence sporadique d'un clinopyroxène en relique blindée par une hornblende au

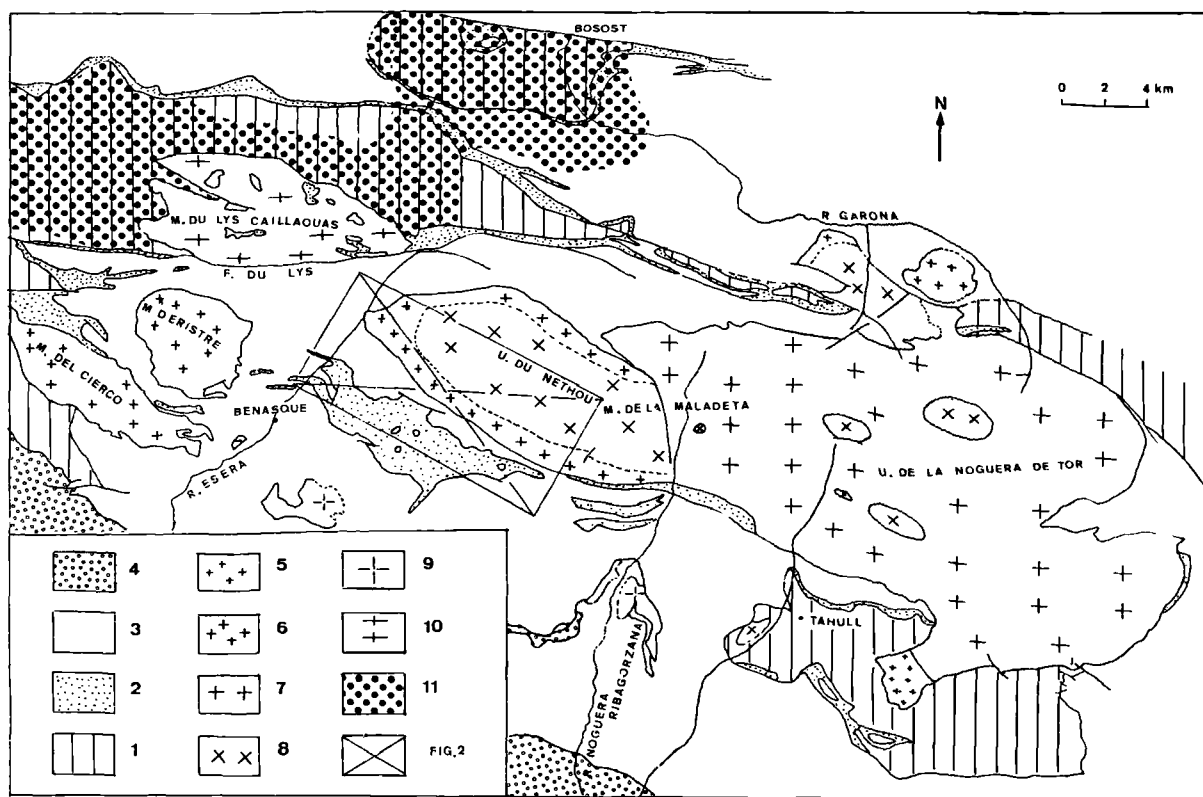


Fig. 1. — Les principaux massifs granitiques des Pyrénées centrales. Esquisse géologique.

1, Cambro-Ordovicien. — 2, Gothlandien. — 3, Dévono-Carbonifère. — 4, Permo-Trias. — 5, Roches basiques. — 6, Granodiorites à grain moyen, à biotite et amphibole — 7, Granites et granodiorites à grain grossier, à biotite et amphibole. — 8, Granites à biotite, cordiérite, muscovite. — 9, Microgranites aphanitiques (type Cerler). — 10, Granites du Lys. — 11, Métamorphisme régional "basse pression".

pléochroïsme variable (vert plus ou moins pâle, brune) ;

- l'apparition de porphyroblastes de feldspaths alcalins très pocilitiques ;
- le développement d'une phase siliceuse (gabbros à diorites quartziques) ;
- le zonage fréquent des plagioclases (labrador An 60-70 au cœur des cristaux, andésine à la périphérie).

Le passage très progressif aux faciès granodioritiques est marqué par une importance croissante de la phase granitique vers le cœur du massif (fig. 2). Les enclaves, de par leur nature et leur distribution, soulignent également la disposition en allure zonaire concentrique de l'Unité du Nethou (fig. 2).

Les enclaves de roches basiques à grain fin sont principalement localisées dans la granodiorite. Peu fréquentes en bordure du massif, elles deviennent abondantes vers la zone de contact avec le granite des Crêtes. Dans la région de Vallibierna, par exemple, on passe d'une densité de 1 à 2 enclaves au mètre carré en bordure de l'unité à une densité de 10 à 20 enclaves au mètre carré à une centaine de mètres du contact avec le faciès à cordiérite. Très localement d'ailleurs, la densité est telle que sur quelques mètres carrés un véritable faciès hétérogène se développe, les enclaves devenant plus abondantes que la matrice (champ d'enclaves). Si dans les faciès granodioritiques les enclaves sont généralement nombreuses et de nature principalement basique, dans le granite

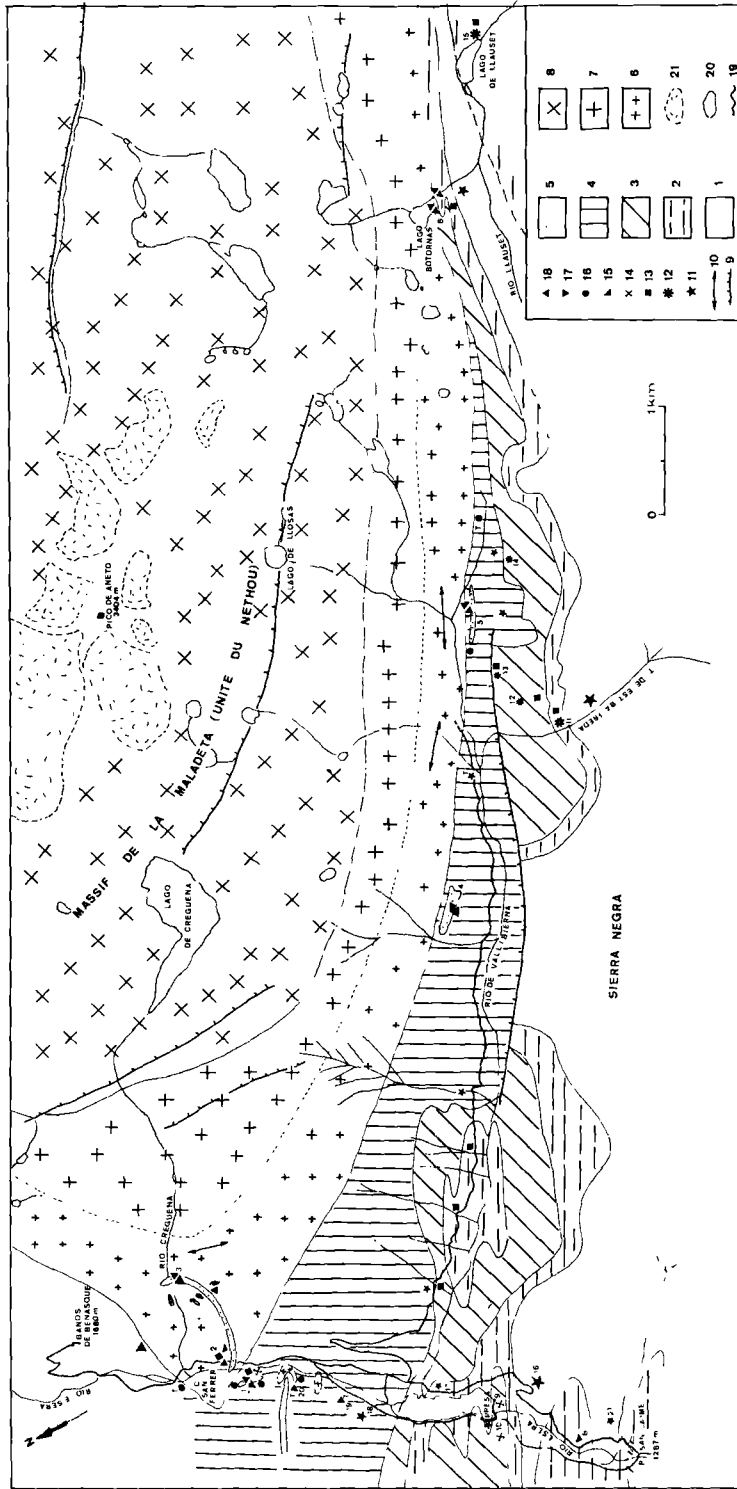


Fig. 2. — Le métamorphisme sur la bordure méridionale de l'Unité du Nethou.
 1, Gothlandien. — 2, Formation D1. — 3, Formation D2. — 4, Formation D3. — 5, Formation D4. — 6, Roches basiques de bordure et granodiorites pauvres en enclaves. — 7, Granodiorites à nombreuses enclaves micro-grenues. — 8, Granite à biotite, cordiérite et muscovite (granite des Crêtes). — 9, Principales failles. — 10, Orientation des faciès de bordure et des enclaves. — 11, Andalouite. — 12, Dipyre. — 13, Amphiboles communes. — 14, Actinote type 2. — 15, Actinote type 1. — 16, Grenat almandin. — 17, Vesuvianite. — 18, Grossulaire, T. Tourmaline. — 19, Routes et pistes forestières. — 20, Lacs. — 21, Glaciers.

des Crêtes, elles sont moins fréquentes et pétrographiquement plus variées. La présence de schistes cristallins et de loupes surmicacées en enclaves dans le granite des Crêtes constitue un trait caractéristique.

Essentiellement distinctes des enclaves de cornéennes, ce sont des roches nettement orientées constituées d'une alternance de lits quartzoplagioclasiques et de lits à biotite, muscovite, cordiérite, sillimanite.

Nous n'insisterons pas dans cette note sur la nature et la disposition des satellites filoniens acides et basiques. Rappelons simplement l'abondance, dans l'unité du Nethou, des filons de microgranite potassique parfois épais de plusieurs dizaines de mètres, intrusifs dans les granitoïdes et que nous avons appelé "microgranite des Crêtes". Un fait nouveau mérite cependant d'être signalé : l'abondance de schistes cristallins en enclaves (paragenèses à biotite - sillimanite - cordiérite - grenat) dans les "microgranites des Crêtes" de la région de Llósas.

Quelques reconnaissances ont également été effectuées dans les massifs d'Eristre et del Cierco. Il semble que les faciès à amphibole y soient les seuls représentés avec des caractères analogues à ceux de la Maladeta (abondance des enclaves basiques à grain fin, absence ou rareté des enclaves de schistes cristallins).

On peut en outre noter la fréquence des satellites filoniens basiques et la rareté des filons acides (microgranites, aplitopégmatites). La comparaison du métamorphisme au contact de l'unité complexe du Nethou et des massifs à structure plus simple des Posets et del Cierco constituera donc un élément intéressant dans la discussion de l'influence respective des différentes phases granitiques sur le métamorphisme.

III. — LE METAMORPHISME AU CONTACT DES GRANITOÏDES

A) Les séquences calcaro-pélimitiques.

1) Les paragenèses à vesuvianite grossulaire.

La vesuvianite est fréquente au contact des granitoïdes pyrénéens (Lacroix, 1897) ; les gisements que nous allons décrire sont cependant nouveaux pour la plupart.

La vesuvianite apparaît sur le *flanc droit de la vallée de l'Esera* au sud du tunnel creusé dans les granitoïdes de la cascade de San Ferrer (point 1).

Elle se développe à la base des calcaires marmoréens de la formation D4 sur les deux flancs d'un petit synclinal au sein des cornéennes à almandin de la formation D3. En taches brunâtres centimétriques, elle apparaît généralement dans des lits grenatiformes de teinte rose pâle. On la rencontre plus rarement isolée sous forme de petits prismes quadratiques. Des bancs à nodules amphibolitiques s'observent également dans les mêmes calcaires de la formation D4.

Un peu au nord du point précédent, le Rio Esera franchit (cascade de San Ferrer) les granitoïdes de l'extrémité occidentale de la Maladeta (diorite à amphibole et biotite fréquemment chloritisée). Une enclave de calcaire, visible dans le ravin du torrent en aval de la cascade de San Ferrer, est constituée d'une tactite rubanée à grenats millimétriques (point 2).

Elle peut se suivre sur le flanc méridional de la vallée de Cregueña où elle est particulièrement bien développée, descendant jusqu'au torrent (rive gauche) à l'altitude de 1.700 m, un peu en dessous de la grande cascade (point 3). Elle est constituée de calcaires rubanés D4 dans lesquels se développent plusieurs niveaux riches en cristaux de grossulaire de taille centimétrique ; restant en relief sur les surfaces exposées à l'altération météorique, leur structure pœcilitique apparaît nettement à l'œil nu, soulignée par l'aspect cellulaire du grenat résultant de la dissolution des plages calcitiques. Si les grenats sont particulièrement fréquents au niveau de l'enclave hectométrique, la vesuvianite y est par contre rare, même dans les horizons les plus siliceux. Nous avons pu l'identifier dans un petit banc à grenat millimétrique sur le flanc ouest de l'éperon que forme l'enclave du Rio Cregueña.

Dans la haute vallée de Vallibierne, la vesuvianite se développe encore dans plusieurs petits synclinaux dans les calcaires D4. Elle est toujours associée au grossulaire. A la Roca Predicadera (point 4), la vesuvianite est rare, par contre les grenats sont abondants, soit en lits massifs de plusieurs décimètres d'épaisseur, soit en cristaux centimétriques isolés dans les calcaires marmoréens. Ce gisement est analogue à celui de l'enclave de Cregueña. Par contre, sur la rive gauche du Rio de Vallibierne, face à Llósas (point 5), la vesuvianite se développe avec un faciès analogue à celui de l'Esera (base des calcaires marmoréens, taches brunâtres dans les lits grenatiformes).

Dans la haute vallée de LLauset, le gisement de vesuvianite du lac de Botornas (point 6) offre un intérêt particulier. La coupe située sous le lac, rive droite du déversoir, montre du nord au sud :

- les faciès de bordure des granitoïdes de la Maladeta,
- une faille tapissée de quartz laiteux,
- les calcaires marmoréens D2 contenant vers la base des lentilles décimétriques de grenatites ; au microscope, la vesuvianite apparaît en inclusions dans le grenat,
- les calcaropélites D1 à nombreux niveaux de vesuvianite brune, en beaux cristaux quadratiques isolés dans la roche ou en taches centimétriques au sein des lits grenatiformes.

On peut noter que les paragenèses à vesuvianite se développent à LLauset dans les formations dévoniennes

D1 et D2 et qu'elles se localisent préférentiellement dans les niveaux les plus siliceux. C'est ainsi que dans les calcaires rubanés D1, les niveaux siliceux à vesuvianite et grenat alternent avec des niveaux carbonatés où seuls de petits cristaux millimétriques de grenat apparaissent.

Les paragenèses à grenat-vesuvianite sont en outre étroitement localisées en bordure du massif; on passe ainsi très vite, en descendant du lac de Botornas, et dans la même formation D1 répétée par un petit pli synclinal, à des paragenèses plus banales à amphibole ou grossulaire.

La distribution du grossulaire débordé donc et parfois assez largement celle des associations vesuvianite-grenat. C'est ainsi que dans la vallée de l'Esera, le grenat apparaît dès le point 7.

Enfin, la vesuvianite semble également très fréquente en bordure des granites del Cierco et d'Eristre. Nous l'avons trouvée au collado de la Ribereta (lac de Barbarisa) dans un gisement déjà décrit par Gourdon (*) et où elle apparaît en taches centimétriques dans les lits grenatifères, dans la vallée d'Eristre où elle adopte des faciès analogues et au lac d'Escarpinosa où elle se développe en beaux cristaux quadratiques.

Propriétés optiques.

Toutes les observations effectuées semblent indiquer l'existence de deux phases successives de cristallisation :

— la première correspond au développement de la vesuvianite et du diopside ; la vesuvianite est en porphyroblastes peu pœcilitiques, de teinte brune et fréquemment zonée, son indice No varie de 1,725 à 1,730 (mesure au point 1) ;

— la seconde correspond à la croissance d'un grossulaire (N = 1,745-1,746) avec de nombreuses inclusions de diopside, idocrase, calcite parfois microcline.

Toutefois, il semble que la cristallisation du grenat ait suivi de peu celle de la vesuvianite. A la périphérie d'un cristal zoné d'idocrase, on voit parfois se développer le grossulaire. En lumière naturelle, l'ensemble a un aspect homogène de teinte brunâtre dont le contour régulier suggère une origine monocristalline mais entre nicols croisés, l'existence de plusieurs phases de cristallisation apparaît nettement. Tout semble donc indiquer que la croissance de l'idocrase a été interrompue et remplacée par le développement partiel du grenat.

Les conditions de stabilité des paragenèses à grossulaire - diopside et idocrase ont été récemment précisées (Ito et Arem, 1970). Le domaine d'équilibre p-T de l'idocrase est très large (400-800° C, 500 bars-10 kbars). Par contre,

la pression partielle en CO₂ joue un grand rôle sur sa stabilisation. Une pression partielle en H₂O élevée (ou faible en CO₂) favorise la formation de l'idocrase en lieu et place du grossulaire.

La présence de la vesuvianite pourrait donc constituer un excellent indicateur de CO₂ dans l'étude des paragenèses en faciès carbonaté.

En conclusion, on peut noter que :

— le développement des grenats en cristaux automorphes (point 3-4) va de pair avec la disparition de la vesuvianite ;

— la vesuvianite semble se localiser préférentiellement dans les faciès un peu plus péliotiques (D1 et base de D4).

2) Les actinotes.

Deux types d'actinotes ont été identifiés dans la vallée de l'Esera : l'une est en prismes courts (type 1), l'autre adopte un faciès asbetiforme très net (type 2).

L'actinote de type 1 se développe très localement dans les calcaires noduleux D1. L'affleurement le plus typique se situe sur la rive gauche de l'Esera, le long de l'ancienne piste des Baños (point 8).

L'actinote de type 2 apparaît au niveau du barrage de l'Esera (point 9-10), dans les calcaires D2. Elle se développe dans de nombreux joints de tension en fibres de plusieurs centimètres perpendiculaires aux faces du joint et est associée à l'épidote, la calcite, le quartz, des sulfures en mouchetures ou en cristaux centimétriques (pyrite, galène). Lors des travaux de la route Benasque-Luchon, j'ai pu découvrir un second gisement particulièrement intéressant, car situé au point 1 où nous avons décrit les paragenèses à vesuvianite-grenat. L'actinote se développe dans un petit accident chevauchant ; les fibres atteignent couramment 15 à 20 cm de longueur, les plus belles ayant même 40 à 50 cm.

Les actinotes étudiées appartiennent toutes aux paragenèses calcite-actinote-épidote, leurs propriétés optiques sont reprises dans le tableau II.

point	Ng	% ferrotremolite	faciès
8	1,64 -1,644	15-20	actinote 1
9	1,644-1,648	20-25	actinote 2
1	1,648-1,650	25-28	actinote 2

Tableau II. — Propriétés optiques des actinotes.

3) Les amphiboles de type hornblende.

Les paragenèses à hornblende commune sont fréquentes dans tous les faciès carbonatés du Dévonien (D1-D2-D4). Bien visible à l'œil nu,

(*) Bulletin de la Société Ramond, 1880.

l'amphibole apparaît soit dans des nodules plus argileux, soit dans des niveaux centimétriques soulignant dans ce dernier cas la stratification.

Microscopiquement, ses propriétés sont assez variables : incolore à pléochroïque (brun à vert), $Ng \wedge c \geq 20^\circ$.

La hornblende verte apparaît parfois au cœur d'un cristal blindé par une actinote incolore dans des roches où l'on peut distinguer deux paragenèses successives : l'une à diopside, grenat, hornblende ; l'autre à épidote-actinote-calcite.

4) Le dipyre.

Les minéraux du groupe des wernérites ne sont pas rares dans la chaîne pyrénéenne (Lacroix, 1897), mais ils sont considérés comme minéraux typiques du métamorphisme pyrénéen (âge fin Crétacé, Ravier, 1959) ; les wernérites présentes dans les calcaires dévoniens offrent ainsi la possibilité de dégager leurs relations génétiques éventuelles avec le métamorphisme hercynien développé au contact des granitoïdes.

Le dipyre apparaît dans les hautes vallées de Vallibierne et de Llauset, ainsi que dans la vallée de la Noguera Ribagorzana. Il est particulièrement bien développé dans les calcaires rubanés D1 qui affleurent notamment le long du chemin qui longe le torrent d'Estiba Freda (point 11). En beaux prismes quadratiques nettement visibles à l'œil

nu, il se localise dans les lits carbonatés qui alternent avec des lits plus siliceux à nodules amphibolitiques. De nombreux niveaux à amphibole et dipyre apparaissent encore dans les calcaires D2 sur le versant septentrional de la Sierra Negra (points 12-13-14) ainsi qu'au lac de Llauset (point 15). Le dipyre se rencontre également dans des conditions de gisement analogues entre le massif d'Eristre et celui del Cierco (coupe de la vallée d'Eristre).

L'étude microscopique montre qu'il s'agit d'un dipyre (sens Winchell) à 50 % de constituant calcique (Ng voisin de 1,57). Il contient de nombreuses inclusions de calcite, quartz, épidote et amphibole (faible pléochroïsme vert ou brun, $Ng \wedge c = 20-22^\circ$).

Les relations entre les zones d'extension du dipyre et les isogrades de métamorphisme mériteraient d'être précisées, mais dans l'état actuel de nos travaux, nous pouvons seulement souligner la fréquence du dipyre dans les faciès carbonatés du Dévonien touchés par le métamorphisme au contact des granitoïdes et son appartenance à une phase tardive des paragenèses.

B) Les séquences pélitiques.

Les séries pélitiques du Dévonien et du Gothlandien de la vallée de l'Esera ont fait l'objet de quelques analyses chimiques (tabl. III) qui ont permis le calcul des paramètres ACF et A'KF en mésonorme et en catanorme (fig. 3).

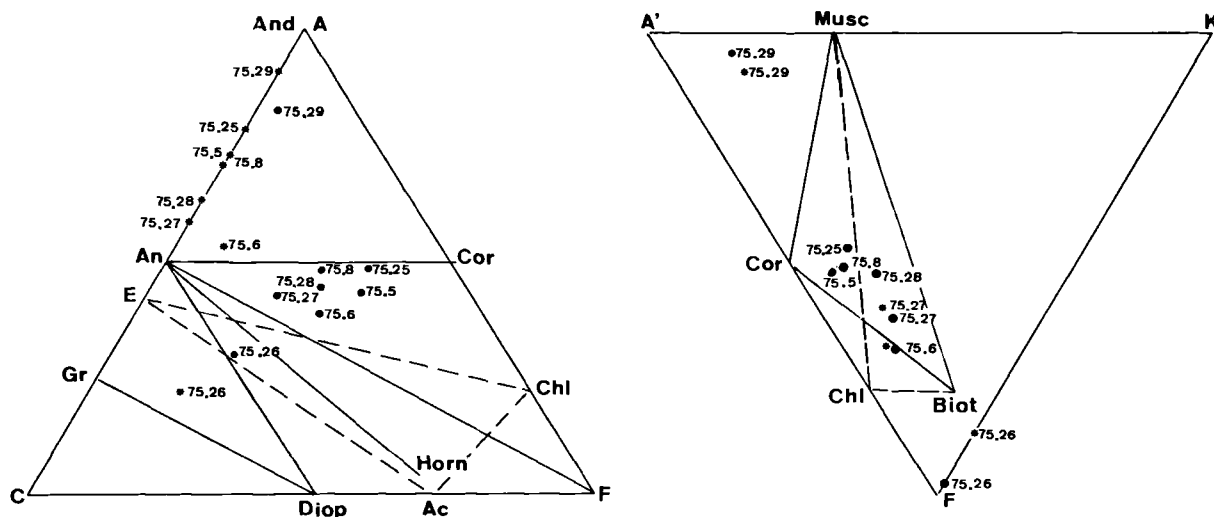


Fig. 3. — Triangles ACF - A'KF.
Points calculés en catanorme : ronds. — Points calculés en mésonorme : étoiles.
(Pour la localisation des prélèvements, voir tableau II et fig. 2).

	CE 75-29	CL 75-28	CE 75-5	CE 75-6	CE 75-27	CE 75-26	CE 75-25	CE 75-8
SiO ₂	60,12	51,36	52,53	51,06	50,45	35,27	53,45	50,74
Al ₂ O ₃	25,01	24,8	23,95	23,51	25,41	16,6	25,31	25,5
TiO ₂	1,33	1,10	1,17	1,09	1,18	0,81	1,15	1,24
FeO	1,25	6,12	7,70	6,78	5,53	5,52	7,20	6,84
Fe ₂ O ₃	1,02	0,17	0,23	0,18	0,83	1,73	0,66	0,72
MnO	tr	tr	tr	0,03	0,02	0,05	0,03	0,03
CaO	1,09	6,47	4,55	8,14	9,31	25,96	3,55	5,77
MgO	0,41	2,48	2,79	3,08	2,13	2,26	2,56	2,22
Na ₂ O	0,94	0,40	0,88	0,82	0,94	0,13	0,94	0,87
K ₂ O	2,71	3,37	3,13	2,10	2,10	0,06	3,55	2,40
P ₂ O ₅	tr	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
H ₂ O	6,4	2,52	3,51	2,24	2,63	10,06*	1,64	3,32

* dont 9,62 de CO₂

Tableau III. — *Chimisme des roches métamorphiques de la vallée de l'Esera (*)*.

- CE 75-29, point 16 schistes à andalousite, Gothlandien.
- CE 75-28, point 17 cornéenne, Dévonien, assise D1.
- CE 75- 5, point 18 cornéenne à andalousite, Dévonien, assise D3.
- CE 75- 6, point 18 cornéenne massive à biotite, Dévonien, assise D3.
- CE 75-27, point 19 cornéenne massive à biotite, Dévonien assise D3.
- CE 75-26, point 19 banc de calcaire fossilifère, Dévonien.
- CE 75-25, point 19 cornéenne à andalousite, Dévonien, assise D3.
- CE 75- 8, point 20 cornéenne à grenat almandin, Dévonien, assise D3.

Les schistes carburés du Gothlandien se distinguent très nettement des pélites du Dévonien, notamment (point 29 à la fig. 3) par une plus grande richesse en alumine et une plus faible teneur en ferro-magnésien. C'est pourquoi nous examinerons séparément les paragenèses dans le Gothlandien et dans le Dévonien.

1) Les paragenèses dans le Gothlandien, les silicates d'alumine.

Compte tenu de leur chimisme particulier, les silicates d'alumine y sont très fréquents, souvent associés d'ailleurs à la muscovite et plus rarement à la biotite et à la cordiérite (tableau IV).

(*) Je remercie tout particulièrement R. Bayart, laboratoire de minéralogie, Faculté polytechnique de Mons, qui s'est chargé de l'exécution des analyses chimiques.

Les schistes carburés du Gothlandien passent dans les zones touchées par le métamorphisme au contact des granitoïdes à des schistes à cristaux millimétriques à centimétriques de chiastolite constituant le faciès métamorphique banal jusqu'au voisinage du contact avec les granitoïdes.

Ce n'est que dans la partie la plus interne de l'aurole, à une centaine de mètres du contact, qu'ils prennent un faciès de cornéenne (coupe de la Noguera Ribagorzana, fig. 1). Dans les cornéennes qui affleurent au niveau de l'ancienne mine de fer au Pont de Moralet (rio Noguera Ribagorzana), nous avons pu reconnaître la présence de sillimanite microscopique dont la cristallisation semble plus précoce que la paragenèse à chiastolite.

2) Les paragenèses dans le Dévonien, les silicates d'alumine et le grenat almandin.

Les pélites du Dévonien prennent, dès le "low grade" métamorphisme, un aspect de cornéenne alors que l'aspect schistes tachetés persiste dans le Gothlandien jusque pratiquement le contact avec les granitoïdes. Le passage des "cornéennes" aux "schistes tachetés" ne coïncide donc pas avec une isograde, certains niveaux de la série sédimentaire semblant avoir été plus propices au développement des "cornéennes". Deux grands types de cornéennes apparaissent dans le Dévonien : l'une (I) à biotite et cristaux millimétriques d'andalousite, l'autre (II) plus massive à biotite et éventuellement cordiérite (tableau IV).

	CE75-29	CE75-28	CE75-5	CE75-6	CE75-27	CE 75-25	CE 75-8
Mu	21,20	9,45	3,32	-	1,19	8,85	0,91
Bi	3,39	22,79	27,21	20,80	19,20	24,49	22,90
Sill	24,74	13,55	19,89	4,86	10,10	21,57	21,47
Cord	-	-	-	11,65	-	-	-
FeO FeO+MgO	0,632	0,584	0,608	0,553	0,593	0,512	0,634

Tableau IV. — *Composition normative des roches métamorphiques de l'Esera*

Mu : muscovite. — Bi : biotite. — Sill : sillimanite.
Cord : cordiérite

- CE 75-29, point 16 schistes à andalousite, Gothlandien.
- CE 75-28, point 17 cornéenne, Dévonien D1.
- CE 75- 5, point 18 cornéenne à andalousite, Dévonien D3.
- CE 75- 6, point 18 cornéenne massive à biotite, Dévonien D3.
- CE 75-27, point 19 cornéenne massive à biotite, Dévonien D3.
- CE 75-25, point 19 cornéenne à andalousite, Dévonien D3.
- CE 75- 8, point 20 cornéenne à grenat almandin, Dévonien D3.

Dès 1968, nous signalions l'existence dans les cornéennes à biotite de la coupe de l'Esera d'un grenat de la série pyrope-almandin ($n = 1,800$ à 5890 \AA , raies X à $2,87$ et $2,57 \text{ \AA}$) à 75-80 % d'almandin (Winchell, 1958). Il apparaît dans des pérites analogues à celles dans lesquelles se développent les paragenèses à biotite et andalousite. L'analogie sur le plan chimique et sur le plan de la composition minéralogique normative ressort des figure 3 et tableau IV. En outre, leur localisation par rapport à un banc de calcaire fossilifère répété par plis et failles permet d'affirmer que les cornéennes à biotite et andalousite passent vers le contact avec les granitoïdes à des cornéennes à grenat almandin.

Les principaux gisements sont situés dans la vallée de l'Esera et la haute vallée de Vallibierne.

Les récents travaux de la route Benasque-Luchon ont dégagé quelques affleurements particulièrement intéressants qui montrent le développement du grenat almandin dans des cornéennes massives de la formation D3 ainsi que ses relations avec la mise en place des roches basiques hybridisées localisées au sud de l'extrémité occidentale de la Maladeta (point 20).

Les cornéennes contiennent de nombreux grenats généralement entourés d'une couronne blanchâtre qui tranche sur le fond sombre de la roche. La zone d'extension des paragenèses à grenat almandin est étroitement localisée en bordure des roches basiques où elle forme une auréole de 20 à 30 m assez largement débordée par les paragenèses à grossulaire sans vesuvianite. Ces dernières apparaissent dans un banc de calcaire fossilifère au sein des cornéennes de la formation D3, répété par plis et failles. La roche basique contient de nombreuses enclaves parmi lesquelles on peut distinguer :

- des enclaves mesocrates riches en amphiboles et provenant probablement de l'évolution des niveaux calcaires encaissants,
- des enclaves plus claires, à grain plus fin où les ferromagnésiens sont représentés par de la biotite en petites lamelles ou plus rarement en plages pœcilitiques largement développées. Dans de nombreux cas, on peut reconnaître l'origine de telles enclaves grâce à leur faciès de cornéennes à grenat almandin plus ou moins assimilées, soulignées par une zone enrichie en minéraux ferromagnésiens ou se réduisant parfois à quelques cristaux de grenat isolés au sein de la roche basique. Les enclaves de cornéennes sont également envahies de filonnets de diorite se terminant parfois par des traînées de biotite ou de pegmatite à micas blancs et tourmaline.

Le long de la même route Benasque-Luchon (point 1), on voit se développer des faciès analogues dans les cornéennes D3, sur les flancs d'un synclinal localisé dans les calcaires de la formation D4 à grossulaire et vesuvianite.

Les mêmes paragenèses à grenat almandin apparaissent encore dans la haute vallée de Vallibierne dans des conditions de gisement identiques.

L'examen au microscope révèle une évolution en deux étapes principales ; une première étape correspondant au développement du grenat dans les cornéennes à biotite, une seconde à sa rétro-morphose dans les roches basiques hybridisées.

La première étape comprend plusieurs stades d'évolution plus ou moins distincts.

Dans un premier stade, le grenat est bordé par une double couronne : vers l'intérieur, un liseré de biotite en disposition tangentielle ; vers l'extérieur, une couronne plus large constituée de granules de quartz et qui ne diffère de la matrice que par un appauvrissement considérable en ferromagnésien. Dans certains cas, le grenat est bien individualisé entouré de sa double auréole, dans d'autres, il forme un agrégat de petits cristaux intimement associés à la biotite et dont le contour est souligné par une couronne quartzeuse assez épaisse.

Les grenats sont très pœcilitiques avec de nombreuses inclusions de minéraux opaques également abondants dans la matrice.

Dans un deuxième stade, la couronne externe de quartz agrégatique recrystallise. Enfin on reconnaît parfois plusieurs stades de croissance marqués au sein du grenat par la disposition en allure tangentielle des inclusions biotitiques.

La deuxième étape correspond à la rétro-morphose du grenat almandin. Elle comprend également plusieurs stades successifs d'évolution.

Dans un premier stade, le grenat est bordé par une couronne de biotite et de quartz intimement associés en disposition radiaire.

Dans un deuxième stade, la couronne s'épaissit, le grenat disparaît complètement et il ne subsiste plus qu'une association en disposition radiaire très nette de lamelles de biotite et de quartz vermiculé. Vers l'extérieur, les lamelles de biotite se désorientent et prennent une allure vaguement tangentielle.

Dans un troisième stade, l'ensemble de la disposition radiaire tend à s'estomper, le contour initial du grenat restant cependant discernable par la morphologie des cristaux (biotite en lamelles allongées) et leur disposition en amas sur le fond plus grenu de la roche.

En conséquence, l'évolution des grenats est étroitement liée à celle de la matrice.

Dans les cornéennes à andalousite, cordiérite, biotite et muscovite, la première étape est la seule que nous ayons pu observer.

Par contre, dans les roches basiques, les grenats atteignent leur dernier stade d'évolution et n'apparaissent bien souvent que sous forme d'amas quartzobiotitique à structure radiaire au sein duquel se développe parfois de la tourmaline. L'apparition de feldspath alcalin à macles quadrillées dans les roches basiques en voie d'hybridation ou à la périphérie des xénocristaux de grenat suggère une réaction de déstabilisation du type grenat almandin + feldspath potassique + eau \rightarrow biotite + quartz + (muscovite).

C) Autres minéraux associés aux faciès métamorphiques des pélites du Dévonien : la tourmaline et les zéolites.

La *tourmalinisation* des cornéennes est fréquente dans l'auréole la plus interne du métamorphisme au contact des granitoïdes. Elle apparaît en aiguilles ou en nodules centimétriques parfois en association avec un mica blanc. Elle décrit une auréole pratiquement parallèle à la limite des zones d'isométamorphisme (fig. 2).

Les zéolites sont assez fréquentes dans les joints des cornéennes massives de la formation D3. De beaux gisements ont été reconnus le long de la nouvelle route Benasque-Luchon (point 7) où les zéolites forment des tapissages fibroradiés de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. J'ai pu distinguer une stilbite : $2V (-) = 40-50^\circ$, extinction subdroite négative, $Nm = 1,494$; une thomsonite : $2V (+) = 40-50^\circ$, $Nm = 1,504$, déterminations confirmées par diffraction X, la stilbite étant parfois associée à un peu de pyrophyllite.

IV. — CONCLUSIONS

S'il est actuellement prématuré de vouloir fixer les conditions thermodynamiques responsables de l'apparition des paragenèses décrites, il est cependant bon d'établir dès maintenant les principaux traits qui caractérisent ce métamorphisme.

A) Relation des granitoïdes avec un métamorphisme à caractère régional.

L'existence d'enclaves de schistes cristallins caractérisées par des paragenèses variées à biotite, muscovite, sillimanite, cordiérite, grenat, feldspath potassique et de loupes surmicacées ayant signification de restites témoignant de la présence d'un socle touché par le métamorphisme régional, socle dont l'existence se manifeste au moment de la mise en place des granites à cordiérite et des satellites filoniens acides.

Est-il en relation avec le métamorphisme régional basse pression qui caractérise le dôme de Bosost au nord de la faille du Lys ?

Dans de telles conditions, quelle est la part prise par la fusion partielle dans la genèse du magma responsable de la mise en place des granites à cordiérite, des microgranites et des aplitepegmatites ?

Voilà toute une série de questions qui mériteraient d'être abordées dans l'optique d'une discussion sur la genèse des granitoïdes de la Maladeta. En tout état de cause, l'abondance des enclaves de schistes cristallins dans les granites à cordiérite et les microgranites de l'unité du Nethou témoigne de l'existence d'un socle métamorphique jusqu'à présent non reconnu dans la région.

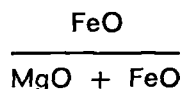
B) Le problème des paragenèses à grenat almandin.

Spatialement, les paragenèses à grenat almandin sont en relation étroite avec les faciès basiques de la bordure méridionale de l'unité du Nethou, ainsi qu'avec les corps basiques hectométriques ou décamétriques de la vallée de l'Esera. En outre, sa présence en xénocristaux dans les roches basiques et sa rétro-morphose au cours des phénomènes d'hybridation par une phase granitisante implique l'existence, antérieurement à la mise en place des granites, d'un métamorphisme en relation probable avec les gabbros de la région de l'Esera. Ce métamorphisme précoce apparaît complexe si l'on en juge par la présence de plusieurs stades de croissance dans les grenats, stades eux-mêmes précédés par une paragenèse à biotite et parfois à cordiérite.

La présence d'un grenat riche en almandin en association avec la cordiérite pourrait nous

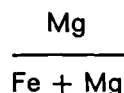
inciter à tenter une interprétation des conditions température-pression.

Si l'on se réfère à l'ouvrage de Winkler (1974) et compte tenu du rapport



on obtient (Winkler, 1974) des pressions de l'ordre de 5-6 kg (profondeur 20 km), valeurs tout à fait incompatibles avec la charge des formations surincombantes lors de la mise en place des granitoïdes. Rappelons à ce propos que la couverture, lors de la mise en place des granites pyrénéens en massifs circonscrits, est peu importante (Charlet, 1968 ; Debon, 1975 ; Leterrier, 1972 ; Zwart, 1968).

Il y a donc lieu d'être très prudent dans l'utilisation des paragenèses grenat cordiérite comme indicatrices de pression. Rappelons notamment les travaux récents de Weisbrod (1974) sur l'influence du rapport



et sur le rôle que le manganèse est susceptible de jouer dans le développement des pyralspites. Soulignons à ce propos la présence de grenats almandins dans les formations métasédimentaires en septa du massif occidental de Causerets (Debon, 1975) et donc dans des conditions de gisements analogues à celles de l'Esera. Nous rejoignons l'analyse effectuée par Debon et faisons nôtres ses conclusions quant aux difficultés d'interprétation de ces paragenèses à la lumière des études expérimentales récentes.

C) Le polymétamorphisme au contact des granitoïdes.

L'existence d'une paragenèse à grenat almandin antérieure à la phase d'hybridation des roches basiques est un premier élément tendant à démontrer l'existence d'un polymétamorphisme au contact des granitoïdes (fig. 4). La présence dans les schistes du Gothlandien de la Noguera Ribagorzana, d'une paragenèse à sillimanite partiellement masquée par le développement ultérieur de l'andalousite, constitue un autre argument qui milite en faveur d'un polymétamorphisme.

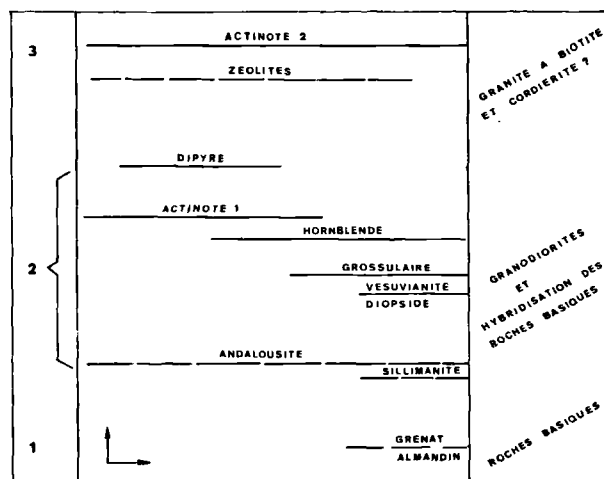


Fig. 4. — Schéma montrant la succession des paragenèses en fonction du temps (axe vertical) et de l'éloignement des granitoïdes (axe horizontal). Les paragenèses en séquences pélitiques sont en pointillés, celles en séquences calcaropélitiques sont en traits pleins.

On peut reconnaître :

1. Une paragenèse à grenat almandin antérieure à la phase d'hybridation des roches basiques.
2. Une succession de phases à mettre en relation avec la mise en place des granitoïdes.
3. Des phases plus tardives dont la position par rapport aux granites à cordiérite reste difficile à établir.

Je pense d'ailleurs que l'apparition du grenat almandin dans les cornéennes du Dévonien et de la sillimanite dans les schistes du Gothlandien sont deux paragenèses contemporaines ou subcontemporaines de la mise en place des roches basiques ; l'une apparaît dans des pélites riches en Fe-Mg, l'autre dans des schistes alumineux.

Ultérieurement, probablement lors de la mise en place des phases granitiques, se développe, en milieu pélitique, un métamorphisme à biotite andalousite autour des granitoïdes de la région de l'Esera. Notons que la présence d'andalousite dans le " low grade metamorphism " (pt 21, vallée de l'Esera) est conforme aux dernières valeurs publiées pour la limite supérieure de stabilité de la pyrophyllite (Winkler, 1974).

L'étude des paragenèses en milieu calcaropélitique permet encore de dégager l'existence de plusieurs phases de métamorphisme. C'est ainsi que la paragenèse à vesuvianite-diopside

est suivie d'une paragenèse à grossulaire plus largement étalée vers le sud (vallée de l'Esera, lac de Botornas). C'est ainsi également qu'aux paragenèses à vesuvianite-diopside-grenat se superpose, au cours d'une phase ultime de déformation, une paragenèse à actinote 2-calcite-épidote-quartz (vallée de l'Esera, point 1). Soulignons enfin que l'observation microscopique révèle une grande complexité dans le développement des différentes phases de métamorphisme : hornblende parfois en relique, blindée par l'actinote 1, etc...

D) Le problème du dipyre.

La présence du dipyre a été signalée depuis longtemps dans les Pyrénées (Lacroix, 1897). Il fut cependant toujours considéré comme un minéral typomorphe du métamorphisme pyrénéen (âge fin Crétacé, Ravier, 1959).

Dans la région de l'Esera, il est en relation étroite avec la mise en place des granitoïdes de la zone axiale et apparaît au cours d'une phase tardive de métamorphisme. Sa présence autour des massifs granodioritiques d'Eristre-El Cierco comme autour du massif plus complexe de la Maladeta ne permet pas de penser que le développement du dipyre est une conséquence de la mise en place des granites à cordiérite. On pourrait cependant envisager que le métamorphisme à dipyre et la mise en place des granites à cordiérite découlent d'un même processus.

CONCLUSIONS GENERALES

Cette note avait principalement pour but de décrire les associations minérales observées dans le Paléozoïque au contact des granitoïdes.

La mise en évidence de toute une série de paragenèses nouvelles, la grande variété d'espèces minérales découvertes à la faveur de la construction des ouvrages d'art de la région de Benaque constitue un acquis qu'il était bon de signaler dans le contexte des recherches actuellement entreprises par nos collègues lillois sur le Paléozoïque des Pyrénées centrales espagnoles. La coupe de la vallée de l'Esera comme celle de la haute vallée de Vallibierne, constitueront des références extrêmement précieuses dans l'étude du métamorphisme.

De cette première étude du métamorphisme au contact des granitoïdes de la région de l'Esera, il ressort que le métamorphisme est complexe, développé en plusieurs phases successives et principalement lié à la mise en place des roches basiques et à leur hybridation par une phase granitisante responsable des faciès granodioritiques.

Il apparaît en outre que le métamorphisme précédant parfois la mise en place des granitoïdes n'en est donc point toujours la conséquence, mais peut en être la cause ou que, tout au moins, les deux phénomènes apparaissent intimement liés à un même processus.

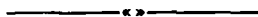
C'est ainsi que la mise en place des granites à cordiérite dont l'origine anatectique fut précédemment discutée (Charlet, 1972), est en relation plus ou moins directe avec un socle touché par un métamorphisme de type régional.

Des faits analogues signalés au cours de ces dernières années par différents auteurs (Von Eller, Laduron, de Béthune, 1972 ; Giret, 1975), témoignent d'une grande complexité dans la mise en place des granitoïdes et dans ce qu'il était coutume d'appeler " le métamorphisme de contact ".

BIBLIOGRAPHIE

- 1) CAPDEVILLA R., CHOUKROUNE P. (1971). — Sur la présence de filons à zéolites et préhnite dans le Secondaire métamorphique de la zone nord-pyrénéenne orientale. *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 277-278.
- 2) CHARLET J.M. (1968). — Etude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVIII, p. 65-75.
- 3) CHARLET J.M. (1972). — Etude géologique et pétrographique du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). *Mémoire présenté au concours de l'Académie Royale de Belgique*.
- 4) CHARLET J.M. (1974). — Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). Congrès des Etudes Pyrénéennes, les 15-21 septembre 1974, *Pireneos* (à paraître).
- 5) CHARLET J.M., DUPUIS Ch. (1974). — Observations nouvelles dans le massif de la Maladeta. Congrès des Etudes Pyrénéennes, les 15-21 septembre 1974, *Pireneos* (à paraître).
- 6) DEBON F. (1975). — Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. *Mémoire n° 33, Sciences de la Terre*, Nancy, 420 pages.

- 7) GIRET A. (1975). — Les formations métamorphiques de la partie orientale du massif de Rostrenen (Massif Armoricaïn). *Bull. Soc. géol. France*, t. 17, n° 4, p. 562-569.
- 8) ITO J., AREM J.E. (1970). — Idocrase : synthesis, phase relations and crystal chemistry. *Amer. Mineralogist*, vol. 55, p. 880-913.
- 9) LACROIX A. (1897). — Minéralogie de la France, Paris.
- 10) LETERRIER J. (1972). — Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). Mémoire n° 23, *Sciences de la Terre*, Nancy, 320 p.
- 11) MEY P.H.W. (1967). — Geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, deel 41, p. 153-220.
- 12) RAVIER J. (1959). — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. Fr.*, nouvelle série, 38, 12, n° 86.
- 13) VON ELLER J.P., LAPANIA E., LADURON D., DE BETHUNE P. (1972). — Les cornéennes de la région de Barr-Andlau (Vosges) : un exemple de polymétamorphisme thermique. *C.R. Ac. Sc., Paris*, t. 274, p. 1248-1250.
- 14) WEISBROD A. (1974). — Etude expérimentale de l'équilibre grenat-cordiérite dans le système Mn-Fe-Al-Si-O-H à 750° C. Implications thermodynamiques et pétrologiques. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallog.*, 97, p. 261-270.
- 15) WENNEKERS J.M.N. (1968). — The geology of the Esera Valley and the Lys - Caillours massif, Central Pyrenees, Spain-France. *Leidse Geol. Med.*, deel. 41, p. 221-267.
- 16) WINCHELL H. (1958). — The composition and physical properties of garnet. *American Mineralogist*, vol. 43, p. 595-600.
- 17) WINKLER H.G.F. (1974). — Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer Verlag*, Berlin. 3^e édition.
- 18) ZWART H.J. (1963). — Metamorphic history of the Central Pyrenees. *Leidse Geol. Med.*, deel 28, p. 321-376.
- 19) ZWART H.J. (1968). — The paleozoic crystalline rocks of the Pyrenees in their structural setting. *Krystalinikum, Tcheosl.*, n° 6, p. 125-140.



Datations par la méthode K/Ar de glauconies crétacées du Nord de la France et de Belgique

par E. ELEWAUT (*) et F. ROBASYNSKI (**)

Sommaire. — Une dizaine d'échantillons glauconieux provenant de l'Aptien, Albien, Cénomanién inférieur et supérieur, Turonien supérieur et Coniacien, sont situés dans les échelles biostratigraphiques et ont été traités à des fins géochronologiques. Les résultats radiométriques et les datations sont discutés et comparés aux données récentes publiées.

Summary. — Recently, a number of investigations definitely improved the knowledge on the stratigraphy of the Cretaceous terranes of Northern France and Belgium. Biostratigraphic correlations with nearby basins became possible by means of zonations based on ammonites, inocerams, as well as benthonic and planktonic microfaunas.

Several samples of glauconite rich sediments, ranging from uppermost Aptian to basal Coniacian, were collected in sections where ample biostratigraphic evidences existed. Extraction of the glauconitic fractions was obtained by disaggregation of the sediments in water, together with wet sieving and magnetic separation. Cleansing the pellets by means of a short ultra sonic treatment (2×5 min) in distilled water, or in a 5% solution of acetic acid, eliminated clay and carbonate particles filling the cracks and fissures. Further purification and homogenization of the glauconites involved sieving, magnetic and heavy liquid separation. Finally, all samples of which, for one reason or another (insufficient purification, oxidation, poor crystallinity), could be expected, have been omitted, no matter how interesting their stratigraphic situation may have been.

Two types of glauconites have been analysed: dark green, lobate pellets, occurring in the detritic sediments of Aptian, Albien and Cenomanian age; and pale green, rounded or elongated pellets, extracted from the chalky sediments of uppermost Cenomanian, Turonian and basal Coniacian origin. Often the surface of the latter glauconites is stained by pyrite. As this light green material is too soft to sustain severe mechanical treatment, pure glauconite fractions for the K-Ar datings were selected by hand under the stereomicroscope.

Heating the samples at 100° C revealed that the total surface of the pale green pellets (10 to 12% sample weight is lost by water desorption) is far greater than that of the dark green ones (only 3% of sample weight lost at 100° C). Thus, one might expect the light green pellets to be more sensitive to diffusion and/or ionexchange. Contrary to our rigorous selection rules, these samples still were analysed because of their good mineralogical and crystal properties.

During the investigations, we found the sample weight to be strongly dependent on changes in the hygrometric conditions of the atmosphere. Thus, if one of both glauconite fractions, on which K and Ar are measured, is heated before weighing, or if both fractions are weighed under different atmospheric conditions, a supplementary error originates due to differences in hygroscopic watercontent; this error may in some cases even be more important than the error on the dating method itself (3%). Still, some tests indicated that, in the present study, this supplementary error does not exceed 1%.

In the cases of the lower Albien (100.3-98.6 Ma) and the middle Albien (100.2-97.6), no distinction can be made between the two samples based on their ages. Biostratigraphic evidences rule out the possibility of lower Albien glauconite being reworked in the middle Albien. Obviously the difference in apparent age of the two samples is inferior to the uncertainty that rests upon the method.

In its totality, the results of the K-Ar age measurements on the Cretaceous glauconites of Northern France are remarkably consistent. The fact that a whole range of glauconites, differing in colour, potassium content, morphology and grain size, were analysed within this study seems to have no effect on the apparent age.

However, the consistency of the ages obtained throughout the European Cretaceous basins (oral communications with Mr. HUNZIKER, KREUZER and ODIN), cannot be regarded as a decisive argument to attribute an absolute time value to the radiometric ages obtained on glauconites. Indeed, glauconite ages remain systematically younger than ages measured on biostratigraphically comparable high temperature rocks. Unfortunately, some uncertainty exists in the correlation between the European Cretaceous and the Western Interior partly due to the endemic character of the ammonite fauna in this North American basin.

(*) Département Géochronologie. Vrije Universiteit Brussel, Pleinlaan 2, B-1050 Brussel.

(**) Faculté Polytechnique de Mons, 9, rue de Houdain, B-7000 Mons.

Note déposée le 14 Avril 1977.

INTRODUCTION

L'évolution rapide des méthodes de datation isotopique durant les dernières années a fourni aux géochronologues de nombreuses données réparties dans toute l'échelle des temps géologiques. Toutefois, quand les datations sont réalisées sur des minéraux de roches magmatiques, il subsiste souvent une incertitude quant à leur situation dans les échelles stratigraphiques sédimentaires classiques. Les mesures radiométriques ne fournissent souvent qu'un âge minimum pour ce type de roche ; divers phénomènes tels que dévitrification, réchauffement ultérieur, altérations variées, peuvent en effet provoquer des pertes du produit de désintégration (argon, strontium, plomb).

C'est ainsi que très tôt dans l'histoire de la géochronologie, on s'est aperçu de l'importance qu'il y avait à tenter d'effectuer une corrélation entre les échelles biostratigraphiques et les datations radiométriques obtenues sur des éléments authigènes provenant de sédiments fossilifères.

A cet égard, l'aspect complémentaire de la biostratigraphie et de la géochronologie, deux disciplines ayant leur part dans l'établissement d'une échelle des temps, est souligné ici. Trop souvent, en effet, le caractère quantitatif de la géochronologie inspire une plus grande confiance et se trouve opposé à celui de la biostratigraphie, plus qualitatif et relatif. Pourtant et malheureusement, un certain nombre de datations isotopiques ne peut être utilisé dans la construction d'une échelle chronostratigraphique des étages à cause, soit de l'imprécision dans la position stratigraphique des échantillons, soit du fait que l'âge radiométrique ne correspond pas à celui du dépôt du sédiment, ou de l'emplacement de la roche magmatique considéré.

Dans cette étude, les glauconies utilisées proviennent de niveaux bien repérés par rapport aux zones paléontologiques, grâce à plusieurs groupes de fossiles.

I. — POSITION STRATIGRAPHIQUE DES PRELEVEMENTS

Dans le Nord de la France et le Hainaut franco-belge, la stratigraphie des terrains crétaés est mieux connue après un certain nom-

bre de travaux récents (Amedro et al., 1976 ; Amedro et Mania, 1976 ; Colbeaux et al., 1975 ; Robaszynski, 1975). Les zonations réalisées sur base d'ammonites, d'inocérames, de microfunes planctoniques et benthiques permettent maintenant d'établir des comparaisons avec les régions voisines (Juignet, 1974 ; Porthault, 1974).

Plusieurs niveaux contiennent de la glauconie et paraissent susceptibles de fournir des indications géochronologiques valables, d'autant qu'en Normandie les résultats préliminaires dégagés par Juignet et al. (1975) semblaient encourageants. Dans ce but, quelques bancs riches en glauconie ont été échantillonnés dans des sections où, le plus souvent, des repères biostratigraphiques incontestables ont pu être mis en évidence. La fig. 1 précise la localisation géographique des sections, tandis que la fig. 2 situe les prélèvements par rapport aux niveaux repères lithologiques et aux zones paléontologiques.

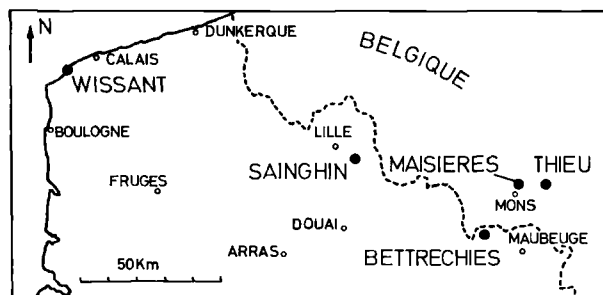


Fig. 1. — Situation géographique des niveaux glauconieux prélevés pour datation radiométrique.

1) Wissant.

L'échantillonnage a été réalisé sur la coupe classique de l'estran (Destombes P. et J.P., 1937 ; Amedro et Mania, 1976) par Amedro, à qui nous devons également les attributions stratigraphiques justifiées par des ammonites.

a) R 23-24. *Partie moyenne de l'Aptien supérieur.*

Le matériel provient d'un niveau de sable argileux vert sombre, très riche en glauconie, n'affleurant que rarement, aux basses marées de vives eaux (Niveau a des Sandgate beds dans la coupe de l'Aptien de Wissant in Amedro et Mania, 1976).

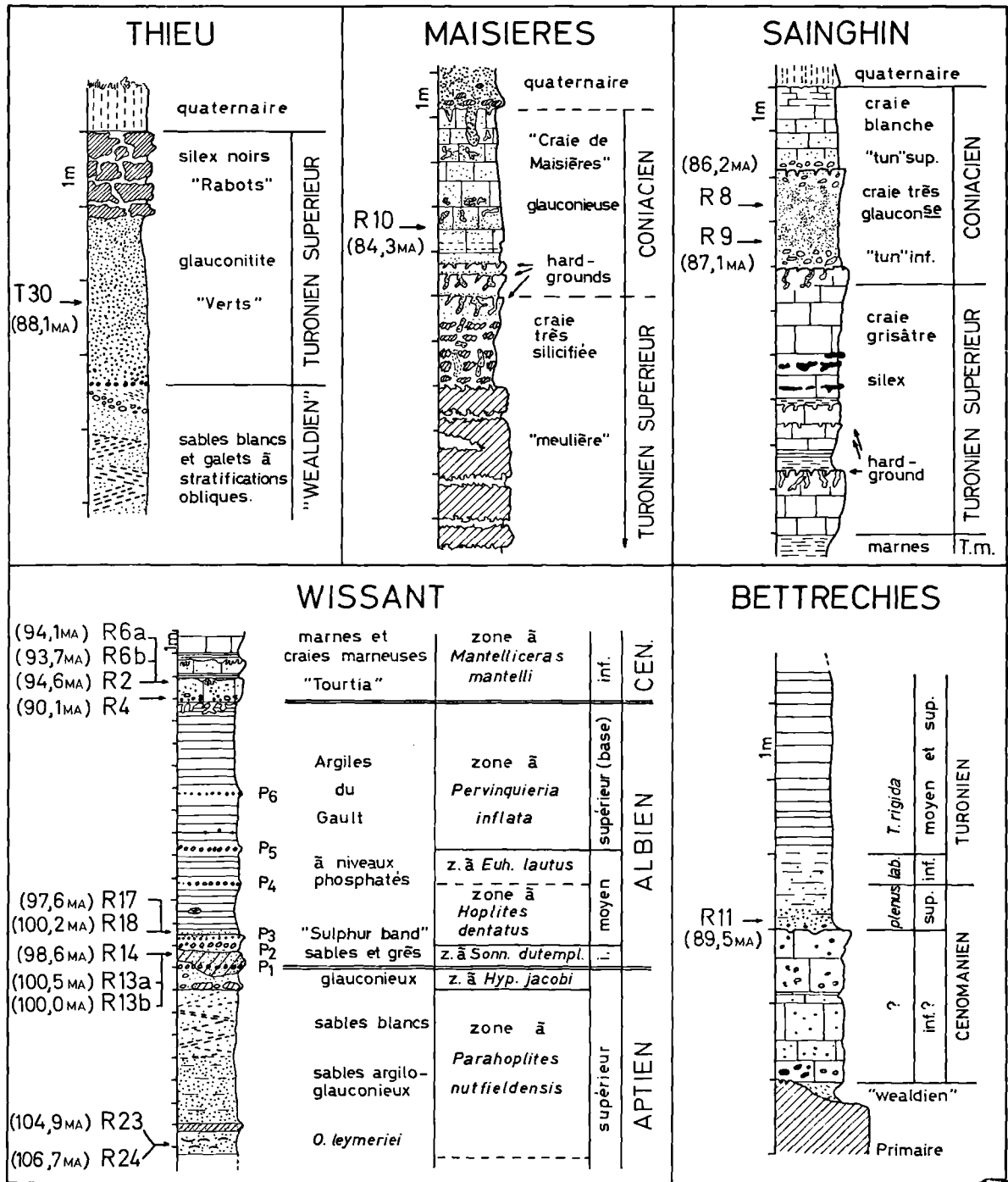


Fig. 2. — Position stratigraphique des échantillons glauconieux datés par la méthode K-Ar.

Dans la faune recueillie, on note de nombreuses *Ostrea leymeriei* Desh. et *Ostrea aquila* Lam. de grande taille auxquelles sont associées des *Arctostrea colubrina*. La lithologie et le contenu fossilifère déterminent un faciès qui est rattaché régionalement à la zone à *Parahoplites nutfieldensis*, partie moyenne de l'Aptien supérieur. Cette attribution est appuyée par deux observations :

1° au-dessus du niveau à *O. leymeriei* et sous le niveau phosphaté P1, la zone à *Hypacanthoplites jacobi* (zone supérieure de l'Aptien supérieur) a été démontrée par la présence d'*Hypacanthoplites* ;

2° sous le niveau à *O. leymeriei* existe probablement une zone élevée de l'Aptien inférieur, puisqu'un *Chelonicer* a été décelé sur l'estran.

b) R 13-14. Sommet de l'Albien inférieur.

Prélevé sur l'estran, l'échantillon provient du sommet très glauconieux des Sables verts, sous le niveau phosphaté P2. Localement, les Sables verts de l'Albien sont cimentés en un grès et la consolidation atteint souvent le sommet de l'Aptien. Le banc étant pauvre en fossiles, son attribution à la partie supérieure de l'Albien inférieur (zone à *Sonneratia dutempleana*, sous-zone à *Cleoniceras floridum*), est justifiée par le contenu en ammonites des niveaux P1 et P2 qui l'encadrent : P1 - partie supérieure de l'Albien inférieur (zone à *S. dutempleana*, sous-zone à *floridum*) avec *Beudanticeras newtoni* Casey, *Douvilleiceras mammillatum* (Schloth.), *Cleoniceras*, *Sonneratia* ; P2 - Albien moyen basal [zone à *Otohoplites raulinianus* (d'Orb.)] avec *Beudanticeras*, *Douvilleiceras*, *Sonneratia*, *Otohoplites*, *Protohoplites*, *Tegoceras*, etc...

c) R 17-18. Albien moyen.

Les argiles du Gault reposent sur le niveau phosphaté P3 par l'intermédiaire d'un lit argilo-glauconieux où a été extrait l'échantillon étudié et qui a fourni de nombreux *Hoplites* du groupe *dentatus-spathi*. Cette association permet de placer le prélèvement vers le milieu de l'Albien moyen [zone à *Hoplites dentatus* (Sow.), sous-zone à *spathi*].

d) R 4, R 2-6. Base du Cénomani

Entre Wissant et le Cran d'Escalles, les falaises et l'estran exposent la base du Cénomani

Trois échantillons ont été prélevés, dont l'un au débouché du chemin de Strouanne sur la plage (R2) et les deux autres au pied du cap Petit Blanc-Nez.

Parmi les nombreux fossiles dégagés du niveau (Amedro et al., 1976), il convient de citer plusieurs groupes :

Ammonites : *Mantelliceras mantelli* (J. Sow.), *M. cantianum* Spath, *Hypoturrillites carcitanensis* (Matheron), *Schloenbachia* gr. *varians*, *Sharpeiceras laticlavum* (Sharpe) ;

Inocérames : *I. crippsi* Mant. ;

Foraminifères : *Rotalipora appenninica* (Renz), *Marssonella ozawai* Cush., *Lingulogavelinella formosa* (Brotz.) ;

Coccolithes : *Lithraphidites alatus*, *Eiffelithus turriseffeli*.

L'association paléontologique conduit à attribuer la craie glauconifère au Cénomani

2) Bettrechies.

R 11. Cénomani

La carrière de la gare de Bellignies-Bettrechies exploite le calcaire givétien sur lequel vient en discordance le Crétacé moyen formé de deux ensembles lithologiques (Robaszynski, 1971).

A la base, sur 1 m à 1,5 m, un calcaire conglomératique, peu glauconieux, recimenté par de la calcite, à rares *Schloenbachia* sp. : c'est le "Sarrazin de Bettrechies".

Ce calcaire supporte des marnes vertes dont la base, sableuse et glauconieuse, contient de minuscules galets vernissés de diverses roches paléozoïques ("Tourtia de Mons") ainsi que des rostrés d'*Actinocamax plenus* (Blainv.) associés à des Foraminifères planctoniques du groupe de *Rotalipora cushmani* (Morrow). Un tel assemblage signe la partie terminale du Cénomani

3) Thieu.

T 30. Turonien supérieur.

Dans la partie nord-orientale du bassin de Mons, les dépôts transgressifs du Turonien reposent en discordance sur des gaizes de l'Albien supérieur et des sables "wealdiens".

Sur le front Nord de l'ancienne carrière du Château Saint Pierre, des glauconitites, épaisses de quelques mètres et azoïques, représentent un faciès latéral de craies glauconieuses ("Verts") et de craies à chailles ("Fortes-

Toises”) que l'on trouve plus à l'Ouest et qui ont livré de rares *Micraster leskei* (Desm.). Les glauconitites sont immédiatement recouvertes par des craies à silex (“ Rabots ”), localement décalcifiées et où, latéralement, nous avons trouvé *Micraster leskei* (Desm.), *Holaster planus* Agass. et *Inoceramus carpathicus* Heinz.

C'est donc par des critères de position géométrique et d'environnement géologique que l'on peut assigner un âge Turonien supérieur aux glauconies de Thieu.

4) Sainghin-en-Mélantois.

R 8-9. Coniacien.

Au SE de Lille une carrière, aujourd'hui comblée, exposait d'une façon très démonstrative le passage du Turonien au Coniacien (Colbeaux et al., 1975). Au-dessus d'une craie grisâtre entrecoupée de hard-grounds et de quelques niveaux de silex vient une craie verte, friable, glauconifère, bioturbée, limitée par deux niveaux à nodules phosphatisés ou “ Tuns ”.

Parmi les macrofaunes et microfaunes dégagées de la craie glauconifère, il est intéressant de citer : *Inoceramus mantelli* de Mercey, *Micraster cor testudinarium* Gold., *Micraster leskei* (Desm.), *Reussella kelleri* Vassil., *Globotruncana* aff. *paraconcavata* (Porth.), *Gavelinella vombensis* (Brotz.).

Par cette association faunique, il semble que l'on puisse attribuer un âge coniacien basal à la craie verte de Sainghin.

5) Maisières.

R 10. Coniacien.

A quelques km au Nord de Mons, une exploitation de “ meulière ” montre encore le passage du Turonien au Coniacien. La carrière est creusée dans une roche très silicifiée, à *Holaster planus* (Turonien supérieur), qui représente un équivalent latéral de la craie à silex cornus (“ Rabots ”). Au-dessus de cette formation, par l'intermédiaire de surfaces perforées, repose la Craie de Maisières, granuleuse, glauconifère, dans laquelle on recueille *Inoceramus mantelli* et une microfaune à *Globotruncana* aff. *paraconcavata*, *Reussella kelleri*, *Gavelinella vombensis*, *Stensioina exsculpta*.

Comme à Sainghin, la craie verte de Maisières indique le début du Coniacien (Robaszynski, 1975).

II. — LA GLAUCONIE EN TANT QUE GEOCHRONOMETRE

Les granules de glauconie, faciles à reconnaître et à séparer, sont les seuls minéraux authigènes abondants dans les sédiments. Leur coexistence avec des éléments biogéniques a tout de suite attiré l'attention des géochronologues.

Les premières datations par la méthode K-Ar, publiées en 1955 (Wasserburg et al.; Lipson), précèdent de peu celles établies à partir des taux de Rb-Sr (Cormier et al., 1956). Bien que les premiers résultats aient été prometteurs, on s'est aperçu rapidement que la plupart des datations sur glauconies (K-Ar ou Rb-Sr) étaient systématiquement de 2 à 20 % plus jeunes que celles obtenues à partir de roches cristallines d'âge équivalent (Hurley et al., 1960; Evernden et al., 1961; Obradovich, 1964). Un certain nombre de travaux ont été menés en vue d'éclaircir ce phénomène.

Hurley et al. (1960) font état d'un enrichissement continu en potassium induit par une évolution diagénétique de type agradant. Suivant Evernden et al. (1961), une augmentation de pression et de température avec l'enfouissement provoquerait la perte d'une partie de l'argon radiogénique par diffusion.

Plus tard, Obradovich (1964) démontre que les déficits en produits radiogéniques (Ar, Sr) ne peuvent être causés par un enrichissement continu en K et Rb. De plus, sachant que les taux de diffusion du strontium et de l'argon sont différents, la concordance qui existe souvent entre les âges Rb/Sr et K/Ar semble contradictoire avec l'hypothèse de la diffusion.

Selon Kats et al. (1973), qui reprennent l'idée de Hurley et al. (1960), l'inclusion de potassium dans le réseau cristallin bien après la sédimentation serait la principale cause du rajeunissement.

Après des expériences d'attaque différée aux acides, Thompson et Hower (1973) concluent qu'une partie du potassium est localisée dans certains sites cristallins d'où l'argon peut facilement s'évader.

Odin (1975) souligne l'importance d'une étude sédimentologique et minéralogique préalable dans le choix des échantillons et dans l'interprétation des résultats. Pour lui, une glauconie contenant moins de 7 % de K₂O ne doit pas

être datée car elle donne souvent des âges entachés d'une trop grande erreur (Odin, 1976). Pour d'autres auteurs (Van Hinte et al., 1975), une bonne cristallinité (10 Å) qui implique une haute teneur en potassium, est due à une recristallisation diagénétique accompagnée d'une perte d'argon.

On constate donc que les critères de sélection retenus par l'un ou l'autre auteur sont diamétralement opposés. Les glauconies à haute teneur en potassium sont à rechercher pour les uns, à éviter pour les autres.

III. — LES ECHANTILLONS

1) Préparation.

En raison de la très grande sensibilité de la glauconie à l'altération atmosphérique, tous les échantillons utilisés dans cette étude ont été extraits d'affleurements dont l'état de fraîcheur paraissait indiscutable. Chaque fois, plusieurs kg de sédiments ont été prélevés avec beaucoup de soin afin d'éviter d'éventuelles contaminations.

La connaissance de l'histoire géologique régionale permet d'admettre que les roches étudiées n'ont pas subi d'enfouissement profond ni d'élévation de température importante. Les techniques de séparation et de purification des glauconies ont été à peu près identiques pour tous les échantillons. Aucun d'entre eux n'a dû être broyé pour libérer la glauconie ; une simple désagrégation à l'eau distillée, avec ou sans l'aide d'un traitement aux ultra-sons (max. 5 mn), a suffi dans tous les cas.

Après tamisage par voie humide, la fraction comprise entre 100 et 500 microns est séchée, puis passée au séparateur magnétique pour en isoler la glauconie. Les granules verts ainsi obtenus sont ensuite nettoyés des particules argileuses ou carbonatées qui encombrant les craquelures superficielles. Le plus souvent, un léger traitement aux ultra-sons (2 x 5 mn) dans de l'eau distillée est satisfaisant ; mais dans le cas où la quantité de carbonates est plus importante (R 13, R 14 ; R 17, R 18), on applique une phase supplémentaire de nettoyage aux ultra-sons pendant 5 à 10 mn dans une solution à 5 % d'acide acétique. Après lavage et séchage, les granules sont homogénéisés par un tamisage suivi d'un deuxième passage au séparateur magnétique.

n° éch.	granulométrie	% K	⁴⁰ Ar radiogénique %		AGE APPARENT	POSITION STRATIGRAPHIQUE
R 10	100 à 250 μ	6.30	90.77	21.19	84.3 ± 2.8	CONIACIEN basal
R 8	"	6.29	72.70	21.65	86.2 ± 3.6	
R 9	"	6.18	91.95	21.48	87.1 ± 2.8	
T 30	> 150 μ	6.57	88.42	23.17	88.1 ± 3.0	TURONIEN supérieur
R 11	100 à 250 μ	6.66	81.08	23.82	89.5 ± 3.3	CENOMANIEN terminal
R 2	150 à 500 μ	6.98	92.24	26.42	94.6 ± 3.1	CENOMANIEN basal
R 6	"	7.12	92.84	26.80	94.1 ± 3.0	
R 4	"	7.40	51.14	26.68	93.7 ± 5.5	
R 17	250 à 500 μ	6.68	91.67	26.10	97.6 ± 3.6	ALBIEN moyen
R 18	100 à 250 μ	6.50	92.23	26.10	100.2 ± 3.3	
R 13	250 à 500 μ	6.41	90.55	25.80	100.5 ± 3.3	ALBIEN inférieur
R 14	100 à 250 μ	6.49	87.35	25.68	100.0 ± 3.4	
R 24	250 à 500 μ	5.20	85.52	22.27	106.7 ± 3.7	APTIEN supérieur basal
R 23	100 à 250 μ	5.25	85.29	22.08	104.9 ± 3.7	

Tableau I. — Données analytiques des glauconies étudiées. (Pour les échantillons R 17-18, R 13-14, R 24-23, il s'agit à chaque fois de deux fractions glauconitiques d'un seul prélèvement).

Dans l'échantillon T 30, les grains oxydés ont d'abord été éliminés par séparation densimétrique. Puis, un passage pendant 30 mn dans de l'eau agitée par ultra-sons a enlevé toute trace d'altération superficielle sur la fraction non oxydée, ne laissant que les noyaux frais des granules.

2) Habitus.

Deux types d'éléments glauconieux ont fait l'objet de cette étude.

- Le premier type, constitué de grains mamelonnés, de couleur vert olive (R 23-24) à vert foncé (R 2, 4, 6), est lié aux sédiments détritiques de l'Aptien, Albien et Cénomaniens inférieurs. Les craquelures superficielles retiennent souvent des particules carbonatées argileuses faciles à éliminer.
- Dès le Cénomaniens supérieur, on trouve en abondance, principalement dans les sédiments crayeux, des granules très arrondis, ou allongés, de couleur vert pâle, formant le deuxième type.

Le nettoyage de ces grains a posé des problèmes délicats, d'autant que beaucoup d'entre eux montrent une surface tachetée de pyrite, ce qui les rend inutilisables. De ce fait, et à cause de leur friabilité (désagrégation complète après 20 mn aux ultra-sons), les granules destinés à la datation ont été sélectionnés à la main sous un stéréomicroscope.

L'étuvage à 100° C des glauconies des deux types a montré que celles appartenant aux faciès crayeux ont une surface interne beaucoup plus grande que celles provenant des faciès détritiques. T 30 et R 9 perdent respectivement 10,8 % et 12,4 % de leur poids après le départ de l'eau hygroscopique à 100° C, tandis que R 2, R 6 et R 17 accusent des pertes de poids de 3 %, 2,8 % et 3,5 % quand ils sont soumis aux mêmes conditions.

Théoriquement, la grande surface interne des granules vert pâle du deuxième type devrait rendre la glauconie plus sensible aux échanges ioniques et à la diffusion d'argon. Dans ce cas cependant, tenant compte de la bonne qualité minéralogique et du haut degré de pureté atteint, nous nous sommes écartés de la règle consistant à éliminer dès le départ tout échantillon (même très intéressant du point de vue de sa position stratigraphique) suspect de donner pour une raison ou pour une autre (purification insuffisante, oxydation, faible cristallinité...) des résultats non fiables.

IV. — LES TECHNIQUES ANALYTIQUES

Les mesures d'argon ont été réalisées à l'Institut de Minéralogie et de Pétrographie de l'Université de Berne par la méthode de dilution isotopique. L'appareillage consiste en une ligne d'extraction et de purification de l'argon (Purdy et al., 1976) liée directement au spectromètre de masse Varian GD 150 (Purdy, 1972).

L'extraction est réalisée par fusion sous vide de 150 à 250 mg de glauconie, à l'aide d'un four à induction. Au stade de la purification on utilise du titane spongieux et un mélange Cu-CuO. L'argon purifié est ensuite introduit dans le spectromètre de masse accompagné d'un traceur isotopique constitué par ³⁸Ar enrichi (> 99, 98 %). Ce dernier est étalonné avec la muscovite standard USGS P 207 ayant un titre en ⁴⁰Ar radiogénique de $28,15 \times 10^{-8}$ cm³/g STP (Standard Temperature and Pressure).

L'erreur analytique est estimée à 3 % dans les cas où la teneur en argon atmosphérique est négligeable ; quand celle-ci devient sensible, l'erreur augmente selon le rapport

$$\frac{\text{volume } ^{40}\text{Ar rad} \times 3}{\% \text{ Ar radiogénique}}$$

Les teneurs en potassium ont été mesurées par fluorescence X au Laboratoire du Musée royal de l'Afrique Centrale à Tervuren. Plusieurs standards ont été utilisés aux fins d'étalonnage. Des mesures répétées sur la biotite KAW 4B ont donné une moyenne de $9.53 \% \pm 0.05 \%$ de K₂O. Dans cette étude, chaque échantillon a été analysé au moins trois fois.

D'après les résultats de plusieurs datations répétées sur des standards et des échantillons, l'erreur analytique sur l'âge isotopique est estimée à 3 % (2 σ). Il semble donc que l'erreur sur la détermination de l'argon soit la plus importante à prendre en considération.

On a constaté, au cours des phases techniques de préparation, que le poids d'un échantillon de glauconie pouvait varier de manière importante en fonction de la quantité d'eau adsorbée et par là, indirectement, de l'état hygrométrique de l'atmosphère du laboratoire. Le fait ne prêterait pas à conséquence si les teneurs en argon et en potassium étaient déterminées à partir de la même prise ; ce n'est malheureusement pas le cas pour la méthode potassium-argon "classique" telle que nous l'avons utilisée. La constatation n'est pas nouvelle, mais trop souvent les auteurs de datations radiométriques ne fournissent aucune précision sur l'influence que ce phénomène peut avoir sur leurs résultats. Il est clair à nos yeux que si l'une ou l'autre des deux parties aliquotes de glauconie utilisée pour la détermination du potassium ou de l'argon a été séchée à l'étuve avant pesée, ou si les deux parties aliquotes sont pesées sous des conditions atmosphériques différentes, le résultat de la mesure de l'âge n'est pas significatif.

Du fait que l'argon et le potassium n'ont pas été déterminés dans le même laboratoire, nous étions dans l'impossibilité d'éliminer complètement le paramètre hygrométrique. Pourtant, les contrôles effectués dans le cas présent indiquent une erreur supplémentaire n'excédant pas 1 % (en plus des 3 % déjà mentionnés).

Les résultats des analyses ont été rassemblés dans le tableau I. Les âges indiqués ont été calculés avec les constantes suivantes :

$$\lambda_1 = 0,575 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$$

$$\lambda_2 = 4,905 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$$

$$^{40}\text{K}/\text{K} = 0,0118 \%$$

Par souci de faciliter les comparaisons, les datations publiées dans les travaux antérieurs ont été recalculées selon ces mêmes constantes.

V. — DISCUSSION DES RESULTATS

1) Examen des données.

Les âges isotopiques mesurés pour les deux échantillons R 13-14 (100,3-98,6 Ma) de l'Albien inférieur et R 17-18 (97,6-100,2 Ma) de l'Albien moyen, ne peuvent être distingués les uns des autres. Sur le terrain, les deux niveaux glauconieux ne sont séparés que par 10 à 20 cm de sédiments, mais les données biostratigraphiques démontrent un hiatus important (absence de plusieurs sous-zones). Ainsi pourrait-on penser à un remaniement de la glauconie de l'Albien inférieur dans l'Albien moyen. Pourtant le niveau phosphaté P3 et les argiles sableuses qui le recouvrent ne contiennent aucune ammonite remaniée de l'Albien inférieur (P2 et sables glauconifères sous-jacents). La différence d'âge réelle entre les deux niveaux est probablement trop faible pour apparaître dans les mesures. Nous sommes clairement ici à la limite des possibilités de résolution de la méthode.

Pour le Cénomaniens inférieur de Wissant, trois résultats sont très voisins : R 2 (94,6) et

R 6 (94,1 ; 93,7). Par contre, R 4 (90,1) donne un âge apparent nettement plus jeune. Pourtant les trois prélèvements viennent d'un même banc échantillonné en des points séparés de quelques centaines de mètres au maximum. Par ailleurs, les arguments biostratigraphiques, nombreux dans le cas présent, assurent sans ambiguïté le caractère isochrone du banc. L'écart entre les résultats obtenus sur R 4 et R 2-R 6 est révélateur d'une aberration puisque supérieur à la valeur critique établie suivant $1.960 \times \sigma (1/n_1 + 1/n_2)^{1/2}$ (Lamphere et Dalrymple, 1967), où n_1 et n_2 représentent le nombre de datations pour les deux échantillons. Ainsi les 90,1 Ma de R 4 ne peuvent être considérés comme significatifs pour le Cénomaniens basal de Wissant, bien que par ailleurs nous ne soyons pas en mesure d'expliquer une telle anomalie. Les hypothèses que l'on pourrait avancer sont nombreuses mais l'existence d'un seul échantillon fournissant des résultats par trop singuliers ne doit pas remettre en question l'ensemble des données.

Ayant discuté ces quelques problèmes de dispersion des résultats, il est clair que, dans l'ensemble, la géochronologie régionale fondée sur les glauconies reste très cohérente et le tableau II permet de s'en convaincre. Même le fait qu'il existe deux types de granules glauconieux, liés à des faciès sédimentaires différents, ne rompt pas cette cohérence.

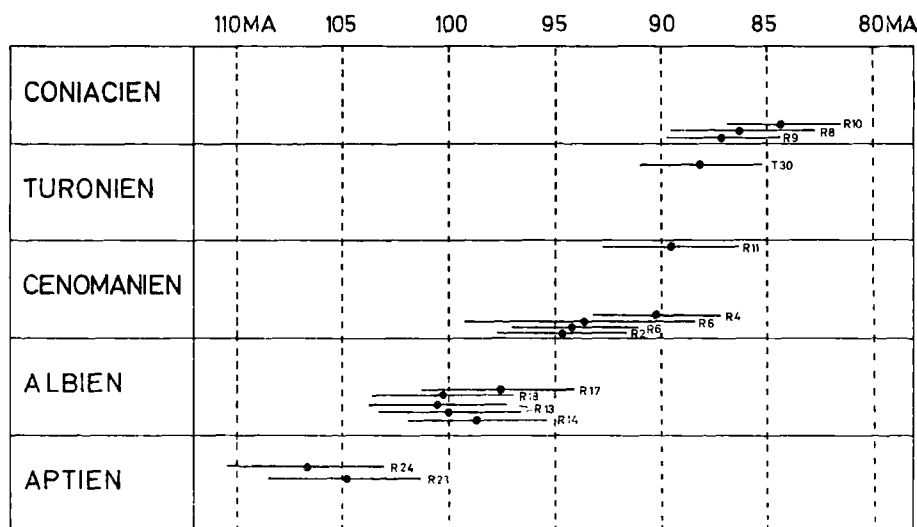


Tableau II. — Ages radiométriques en fonction de la position stratigraphique.

En particulier, on notera l'absence de relation entre l'âge apparent et le taux de potassium ou encore entre l'âge apparent et la surface interne (cette dernière estimée indirectement sur la base de l'eau adsorbée). C'est là une observation intéressante, en contradiction avec certaines prédictions pessimistes relatives à l'influence de ces facteurs sur le comportement géochronologique de la glauconie. Certes, un contrôle de la pureté des grains et une sélection ont été opérés mais il n'en reste pas moins que les glauconies analysées présentent toute une gamme de propriétés : couleur, forme, consistance, dimensions des grains, eau adsorbée, etc... qui n'influencent en aucune manière le résultat géochronologique.

Dans le tableau II, l'échelle verticale est arbitraire. Cependant, elle met en évidence la faible durée apparente du Turonien par rapport aux autres étages.

2) Comparaison avec d'autres travaux.

Le tableau III rassemble les datations obtenues sur des glauconies du Nord de la France (cette étude) et de Normandie (Juignet et al., 1975 ; Odin, 1976) ainsi que sur des bentonites des Etats-Unis (Obradovich et Cobban, 1975). Les données sont comparées à l'échelle adoptée au Symposium de Londres " Phanerozoic Time Scale " (R.St.J. Lambert, 1971).

Il appelle plusieurs remarques.

Les niveaux glauconieux du Crétacé des bassins européens sont actuellement en cours d'étude et les résultats paraîtront bientôt. Néanmoins, des échanges de vues avec MM. Hunziker, Kreuzer et Odin ont révélé que les datations isotopiques sur des glauconies bien repérées stratigraphiquement sont remarquablement comparables.

Pourtant, cette homogénéité au plan régional et même européen n'est pas un argument décisif pour démontrer la validité absolue des datations sur matériel glauconieux. En effet, les âges restent systématiquement plus jeunes que ceux mesurés sur des minéraux de haute température. Mais il faut signaler que dans le cas des bentonites du Western Interior des Etats-Unis, les corrélations biostratigraphiques avec les bassins européens restent imparfaites : « *In the Cretaceous of the North American Middle West, the Ammonites are endemic and cannot be fitted*

étages \ auteurs	glauconie Nord-de la France ELEWAUT - ROBASZYNSKI 1977	glauconie Normandie JUGNET - HUNZIKER - ODIN 1975	bentonite West Int.(U.S.A.) OBRADOVICH- COBBAN 1975	PHANEROZOIC TIME SCALE 1971
SANTONIEN				
CONIACIEN	84,3-86,2-87,1		88,2	83,0
TURONIEN	sup. 88,1 moy. — inf. —		89,2	87,0
CENOMANIEN	sup. 89,5 m. — inf. 94,6- { 94,1 193,7 }	GL.O = 94,3 97,4-96,8-95,3	91,2 92,3	90,0
ALBIEN	sup. — moy. { 97,6 100,2 } inf. { 98,6 100,0 }	99,5 98,4-98,1 97,3 ? 99,6		
APTIEN	sup. { 104,9 106,7 } inf. —			109,0

Tableau III. — Comparaison des données géochronologiques récentes pour le Crétacé moyen.

precisely to the European sequence » (Casey, 1964).

Cependant, dans cette comparaison des âges isotopiques obtenus à partir des glauconies européennes et des bentonites d'Amérique du Nord, il est clair que la durée du Cénomanién (environ 5 Ma) et du Turonien (2 à 3 Ma) exprimée par nos mesures, s'accorde parfaitement avec les résultats d'Obradovich et Cobban.

CONCLUSION

Pour obtenir des datations radiométriques pouvant faire l'objet de comparaisons, il est nécessaire de prélever les glauconies dans des niveaux non altérés, bien connus au plan de la biostratigraphie et de standardiser au mieux toutes les phases préparatoires et analytiques

A l'avenir, et dans la mesure du possible, on peut envisager la possibilité d'échantillonner plusieurs fois un même niveau dans des gisements différents (affleurement naturel, carrière vive, sondage, etc...) et réaliser plusieurs data-

tions sur chaque prélèvement. Cette méthode permettrait de disposer d'un grand nombre de valeurs qui rendrait compte de leur répartition statistique.

C'est en se pliant à ces multiples contraintes que l'on peut espérer réduire l'incertitude pesant sur les mesures et obtenir des datations comparables entre elles. Un autre problème plus complexe subsistera pourtant : celui de la corrélation des âges issus des glauconies, d'une part, et des minéraux de haute température, d'autre part. Les écarts existant entre les deux groupes de données ne permettent pas d'affirmer le caractère absolu des âges radiométriques provenant de glauconies.

Néanmoins, on remarque dans le cas présent, la cohérence interne remarquable des résultats (un seul âge apparent sur seize faisant exception) en dépit des différences de propriétés minéralogiques des échantillons.

REMERCIEMENTS

Cette étude a pu être menée grâce à un subside de l'I.R.S.I.A. qui a permis à l'un d'entre nous (E. E.) de développer la partie géochronologique.

Nous remercions en outre :

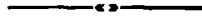
- MM. DUREZ et DELVIGNE (Musée royal de l'Afrique Centrale à Tervuren), pour le soin avec lequel ils ont établi les analyses de potassium ;
- le "Schweizerische National Fonds", pour nous avoir donné la possibilité de réaliser nos mesures d'argon au Laboratoire de Minéralogie et de Pétrographie de Berne ;
- MM. HUNZIKER, KREUZER et ODIN, pour les discussions constructives ;
- les membres du Laboratoire de Géochronologie de la V.U.B., dirigé par le Professeur PASTEELS ;
- M. F. AMEDRO, pour nous avoir fourni les échantillons et les indices biostratigraphiques de l'Apvien-Albien.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet P.I.C.G. n° 133 (U.N.E.S.C.O. - I.U.G.S.).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AMEDRO F., DAMOTTE R., MANIVIT H., ROBASYNSKI F., SORNAY J. (1976). — Echelles biostratigraphiques dans le Cénomaniens du Boulonnais. *Géol. Médit.* (à paraître).
- 2) AMEDRO F., MANIA J. (1976). — L'Apvien du Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 207-216.
- 3) CASEY R. (1964). — The Cretaceous Period. In: *The Phanerozoic Time-Scale. A Symposium. Geol. Soc. London*, t. 1203, p. 193-202.
- 4) COLBEAUX J.P., DEBRABANT P., LEPLAT J., ROBASYNSKI F. (1975). — Les craies de Sainghin-en-Mélantois (Nord). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCV, p. 17-35.
- 5) CORMIER R.F., HERZOG L.F., PINSON W.H. HURLEY P.M. — (1956). — Rubidium-strontium age determinations on the mineral glauconite. *Bull. Geol. Soc. Am.*, t. 67, p. 1681-1682.
- 6) DESTOMBES P. et J.P. (1937). — Note sur le Gault de Wissant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXII, p. 98-121.
- 7) EVERNDEN J.F., CURTIS G.H., OBRADOVICH J., KISTLER R. (1961). — On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the K-Ar method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 23, p. 78-99.
- 8) GODFRIAUX I., SIGAL J. (1969). — Les Foraminifères de la Craie de Maisières et de la Craie de St Vaast. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, t. 78, p. 187-190.
- 9) HURLEY P.M., CORMIER R.F., HOWER J., FAIRBAIRN H.W., PINSON W.H. Jr. (1960). — Reliability of glauconite for age measurement by K-Ar and Rb-Sr methods. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, t. 44, n° 11, p. 1793-1808.
- 10) JUIGNET P. (1974). — La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. *Thèse, Caen*, 806 p., 174 fig., 28 pl.
- 11) JUIGNET P., HUNZIKER J.C., ODIN G.S. (1975). — Datation numérique du passage Albien-Cénomaniens en Normandie. Etude préliminaire à l'argon. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 280, p. 379-382.
- 12) KATS M.Y., SHUTOV V.D., DRITS V.A., SHANIN L.L., ARAKELYANTS M.M. (1973). — Factors controlling anomalous radiometric age values of glauconite. *Dok. Akad. Nauk. SSSR*, t. 219, p. 194-197.
- 13) LAMBERT, R. St.-J. (1971). — The pre-Pleistocene Phanerozoic Time-Scale ; a review. In: *The Phanerozoic Time-Scale : a supplement. Geol. Soc. London, spec. Pub.*, 5, p. 9-31.
- 14) LAMFHERE M.A., DALRYMPLE G.B. (1967). — K-Ar and Rb-Sr measurements on P. 207, the U.S.G.S. inter-laboratory standard muscovite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 31, p. 1091.
- 15) LIPSON J. (1956). — K-Ar dating of sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 10, p. 11.
- 16) OBRADOVICH J.D. (1964). — Problems in the use of glauconite and related minerals for radioactivity dating. *Ph. D. Thesis, Univ. California, Berkeley*.
- 17) OBRADOVICH J.D., COBBAN W.A. (1975). — A time-scale for the late Cretaceous of the Western Interior of North America. *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, n° 5, p. 31-54.
- 18) ODIN G.S. (1975). — Les glauconies : constitution, formation, âge. *Thèse Doctorat d'Etat, Paris*.

- 19) ODIN G.S. (1976). — Commentaires sur la datation des glauconies du Crétacé supérieur du Limbourg. *Geologie en Mijnbouw*, t. 55, n° 1-2.
- 20) ODIN G.S. (1976). — La glauconite GL-O, étalon interlaboratoires pour l'analyse radiochronométrique. *Analisis*, t. 4, n° 6, p. 287-291.
- 21) PORTHAULT B. (1974). — Le Crétacé supérieur de la "Fosse vocontienne" et des régions limitrophes. Thèse, Lyon.
- 22) PURDY J.W. (1972). — The Varian Mat GD 150 for argon analyses in connection with K-Ar dating. *Eclogae Geol. Helv.*, t. 65/2, p. 317-320.
- 23) PURDY J.W., JAEGER E. (1976). — K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. *Memori Instit. Geol. Min. Univ. Padua*, t. 30.
- 24) ROBASZYNSKI F. (1971). — Les Foraminifères pélagiques des "Dièves" crétacées aux abords du golfe de Mons. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCI, p. 31-38.
- 25) ROBASZYNSKI F. (1975). — Approche biostratigraphique du Cénomano-Turonien dans le Hainaut franco-belge et le Nord de la France. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice* (à l'impression).
- 26) ROBASZYNSKI F. (1975). — Le Turonien et la limite des temps turono-coniaciens dans le Nord de la France et le Hainaut belge. *3^e Réunion Ann. Sc. de la Terre*, Montpellier.
- 27) THOMPSON G.R., HOWER J. (1973). — An explanation for low radiometric ages from glauconite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 37, p. 1473-1491.
- 28) VAN HINTE J.E., ADAMS J.A.S., PERRY D. (1975). — K-Ar ages of Lower-Upper Cretaceous Boundary at Orphan Knoll (Labrador Sea). *Can. Journ. Earth Sci.*, t. 12, p. 1484-1491.
- 29) WASSERBURG G.I., HAYDEN R.I., JENSEN K.J. (1956). — ^{40}Ar - ^{40}K dating of igneous rocks and sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, t. 10, 153-165.



Tectonique de Blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France

par J.P. COLBEAUX (*), A. BEUGNIES (**), Ch. DUPUIS (**), F. ROBASZYNSKI (**)
et J. SOMMÉ (***)

Sommaire. — La confrontation d'une carte tectonique et de quelques cartes isopiques pour diverses périodes du Phanérozoïque a conduit l'équipe des auteurs à circonscrire certains secteurs au comportement tectonique homogène à l'échelle choisie.

De cette façon, est née l'idée de comparer plus précisément l'extension des aires de sédimentation et des secteurs limités par des zones faillées à l'aide de cartes paléogéographiques au 1/500.000 pour des périodes régulièrement distribuées sur l'échelle des temps.

Il se dégage ainsi deux entités majeures :

- au Nord, le Bloc Brabançon, constitué des Sous-Blocs Campine, Brabant-Nord et Brabant-Sud ;
- au Sud, le Bloc Ardennais constitué des Sous-Blocs Artois, Somme-Picardie, Meuse-Sambre, Ardenne.

Les deux blocs sont séparés par la Zone de Cisaillement Nord-Artois qui a joué par intermittence depuis le Famennien au moins, jusqu'à nos jours.

En ce qui concerne leur comportement :

- le Bloc Brabançon subit une tendance à l'émersion du Paléozoïque au Maastrichtien ;
- le Bloc Ardennais subit une tendance à l'émersion du Trias à nos jours ;
- la période d'inversion prend place au cours du Mésozoïque.

Summary. — The comparison between a tectonic map and some isopic maps for various Phanerozoic periods leads the author's team to delimit regions having an homogeneous tectonic comportment.

For that it was necessary to compare more precisely the extension of sedimentary areas and districts delimited by faulting zones with paleogeographic maps (1/500.000^e) for periods regularly distributed on the time-scale.

Thus two large units appear :

- at North, the Bloc Brabançon settled of Campine, Brabant-Nord and Brabant-Sud Sous-Blocs ;
- at South, the Bloc Ardennais settled of Artois, Somme-Picardie, Meuse-Sambre and Ardenne Sous-Blocs.

The two major Blocks are separated by the zone de cisaillement Nord-Artois which worked intermitently since the Famennian at least till to-day

With respect to their behaviour :

- the Bloc Brabançon supports a tendency to emersion since the Paleozoic to the Maastrichtian ;
- the Bloc Ardennais supports a tendency to emersion since Triassic to now ;
- the reversal period take place during the Mesozoic.

INTRODUCTION

La confrontation d'une carte tectonique et de quelques cartes isopiques pour diverses périodes du Phanérozoïque (Colbeaux, Beugnies, Dupuis, Robaszynski, 1977) a conduit l'équipe

des auteurs à circonscrire certains secteurs au comportement tectonique homogène à l'échelle choisie.

Ainsi est née l'idée de comparer plus précisément l'extension des aires de sédimenta-

(*) U.E.R. des Sciences de la Terre, Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq (France).

Note déposée le 15 Octobre 1977.

(**) Faculté Polytechnique de Mons, 7000 Mons (Belgique).

(***) Institut de Géographie, Université des Sciences et Techniques de Lille, 59650 Villeneuve d'Ascq (France).

tion et des secteurs limités par des zones faillées à l'aide de cartes paléogéographiques au 1/500.000 pour des périodes régulièrement distribuées sur l'échelle des temps.

I. — TECTONIQUE

A) Présentation de la carte tectonique.

Les travaux suivants ont permis l'établissement de la carte tectonique (fig. 1) :

- partie française : Auffret, Colbeaux (1977) ; Bouroz (1956) ; Caulier (1974) ; C.F.P. et al. (1965) ; D'Arcy, Roux (1971) ; Queriére et al. (1971) ; carte de Charleville-Mézières au 1/320.000 ; cartes au 1/50.000 du secteur étudié ;
- partie belge : Beugnies (1976) ; Legrand (1968) ; carte géologique de Belgique au 1/500.000 ;
- partie hollandaise : De Ridder, Lensen (1960) ; Heybroeck (1974) ; Sesóren (1976).

La diversité des documents utilisés explique que certaines zones (Boulonnais) apparaissent plus complexes que d'autres (Brabant).

Seule la Faille du Midi a été retenue comme accident chevauchant hercynien. Les autres failles représentées sont sub-verticales et affectent soit les assises primaires seules, soit les assises primaires et secondaires.

Les failles subverticales peuvent être regroupées en cinq grands ensembles qui sont, du Nord au Sud :

a) *La Zone Faillée prolongement oriental du Graben du Rhin (Illies, 1972) au-delà du Point Triple de Francfort (Burke, Dewey, 1973).*

Ce système faillé semble avoir pris naissance au Permien, puis avoir été réactivé au Jurassique-Crétacé, à l'Oligocène et au Miocène. Il a un caractère cisailant dextre (De Ridder, Lensen, 1960) et est le siège de structures mineures en horst et graben.

b) *La Zone Faillée Nord-Brabant, à la hauteur d'Anvers.*

Elle présente des failles en échelon (cisaillement dextre) qui affectent des terrains primaires et secondaires.

c) *La Zone Faillée Sud-Brabant, à la hauteur de Bruxelles.*

Elle est peu individualisée et se composerait de failles en échelon qui affectent les terrains primaires et secondaires. Des séismes ont leurs épicentres alignés sur cette zone.

d) *La Zone de Cisaillement Nord-Artois, de forme arquée, allant du Cap Gris-Nez au NE de Liège.*

Ses composantes principales, la Faille Lille-Dunge-Ness (Auffret, Colbeaux, 1977) et Faille Bordière du Massif du Brabant (Legrand, 1968) ont un caractère cisailant dextre et le décrochement horizontal est de 6 km environ (11 km pour l'ensemble de la Zone de Cisaillement Nord-Artois). Nous montrerons (Chapitre II) que la Faille Bordière est individualisée dès la fin du Famennien. Elles ont vraisemblablement eu des rejeux tardi-hercyniens, fin Jurassique à Crétacé moyen et Eocène.

La Zone de Cisaillement Nord-Artois (Colbeaux, 1974) est soulignée par des axes gravimétriques et des zones de gradient élevé (fig. 2), par des séismes à hypocentres généralement peu profonds (10-15 km) dont les mécanismes au foyer (Ahorner, 1970) indiquent un rejeu actuel cisailant dextre. Enfin, elle semble superposée à un accident de socle mettant en contact des zones de la croûte d'épaisseur différente : 20 km sous le Brabant, 60 km sous l'Ardenne (Jones, 1956).

e) *La Zone Faillée Montreuil-Bassurelle.*

Son importance a été révélée par les études effectuées en Manche (Auffret, Colbeaux, 1977), elle a un caractère cisailant et affecte des terrains secondaires.

Sur les cinq zones d'accidents mises en évidence, deux sont primordiales : la Zone Faillée du Graben du Rhin et la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

B) Définition des Blocs et Sous-Blocs.

En 1974, Colbeaux définissait un Bloc Austrasien limité par la Zone de Cisaillement Nord-Artois, le Graben du Rhin et l'accident structural suggéré par l'anomalie magnétique du Bassin

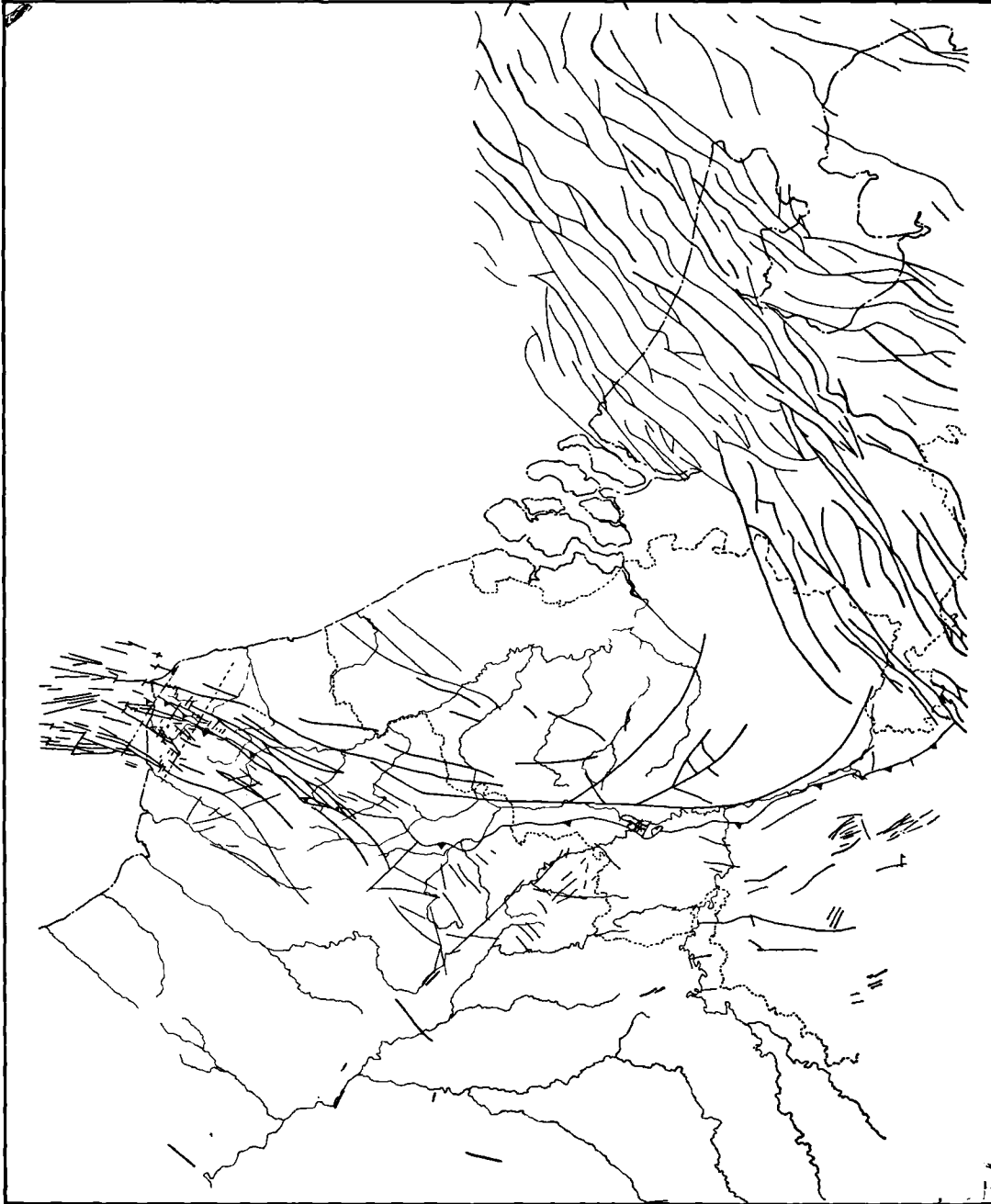


Fig. 1. — Carte tectonique du Nord de la France et de la Belgique.
Trait noir bordé de triangles : faille du Midi. — Trait fort : faille sub-verticale affectant au moins les terrains secondaires. — Trait fin : faille sub-verticale connue comme n'affectant que les terrains primaires.

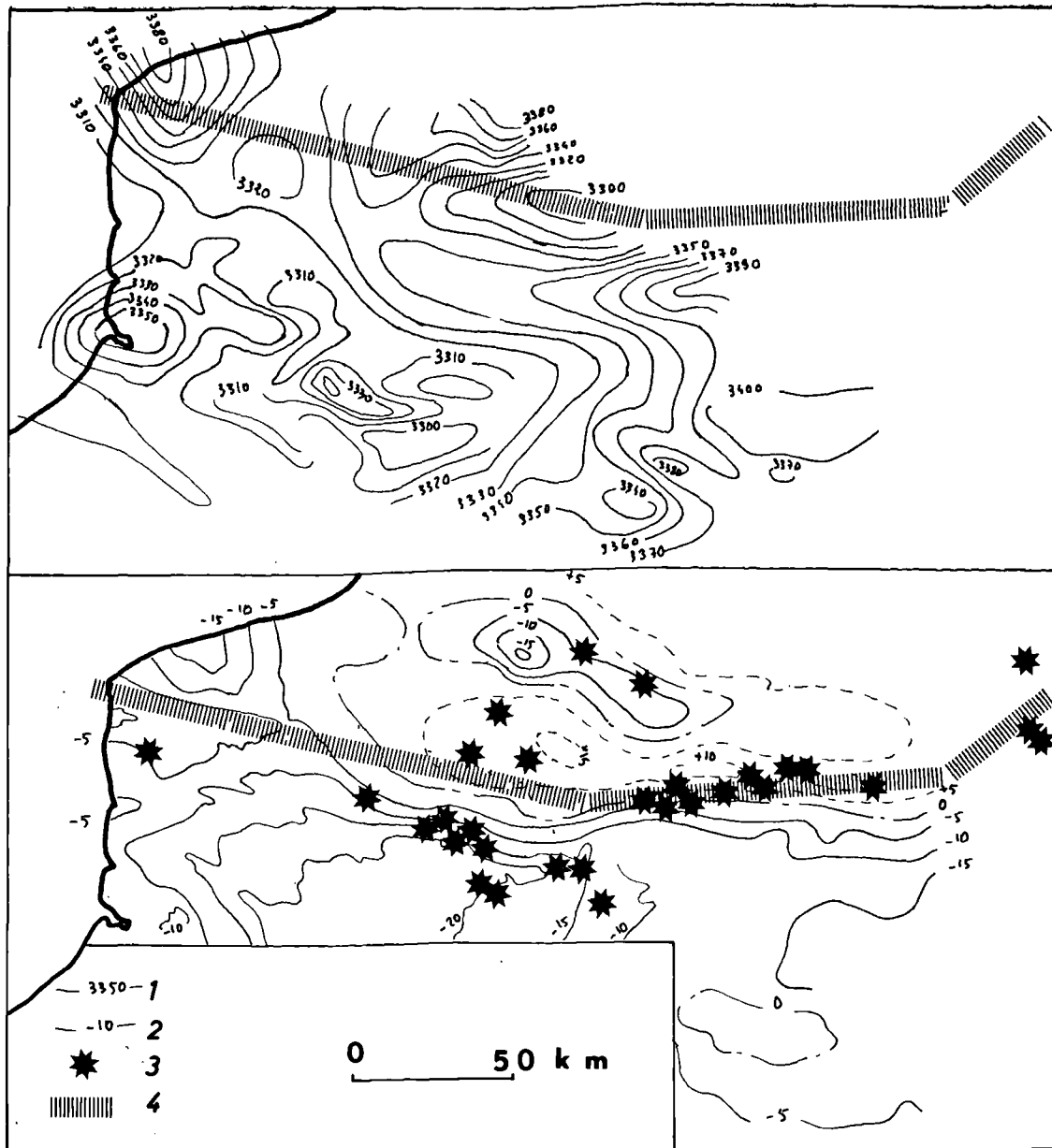


Fig. 2. — Données géophysiques et sismiques relatives à la Zone de Cisaillement Nord-Artois.
1 : courbe isanomale en gamma. — 2 : courbe isozone en mgal. — 3 : séismes (Ahorner, 1970 ;
De Montessus de Ballore, 1906). — 4 : Zone de Cisaillement Nord-Artois.

de Paris. Avec la mise en évidence de la Faille Bray-Vittel, Autran et al., en 1976, baptisaient Bloc Ardennais la partie Nord du Bloc Austrasien, divisant la partie Sud en deux blocs : le Bloc Armoricaïn et le Bloc Vosges-Auvergne.

Nous proposons, dans le Nord de la France et en Belgique (fig. 3), l'individualisation des Blocs et des Sous-Blocs suivants (*) :

(*) Dans le texte, les termes Artois et Ardenne non précédés de "Sous-Bloc" sont pris dans leur acception géographique.

Zone Faillée du Graben du Rhin

Bloc Brabançon :

Sous-Bloc Campine

Zone Faillée Nord-Brabant

Sous-Bloc Brabant-Nord

Zone Faillée Sud-Brabant

Sous-Bloc Brabant-Sud

Zone de Cisaillement Nord-Artois

Bloc Ardennais :

Sous-Bloc Artois

Zone Faillée Montreuil-Bassurelle

Sous-Bloc Somme-Picardie

Faïlle du Vermandois ?

Sous-Bloc Meuse-Sambre

Faïlle ?

Sous-Bloc Ardenne

Faïlle Bray-Vittel

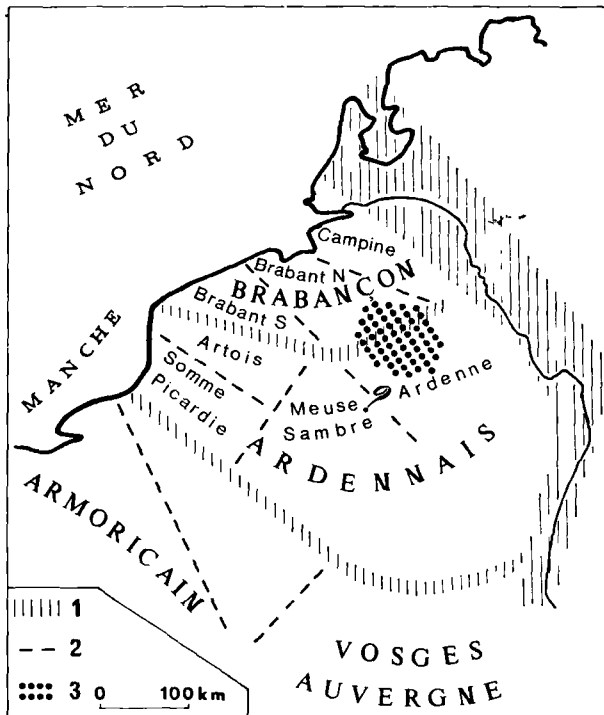


Fig. 3. — Les Blocs et Sous-Blocs du Nord de la France et de la Belgique.

1 : limite des blocs. — 2 : limite de sous-bloc. — 3 : Le Seuil des Hautes Faunes.

II. — PALEO GEOGRAPHIES SUCCESSIVES AU PALEOZOIQUE

A) Cambrien.

Au cours du *Cambrien inférieur* (fig. 4), la sédimentation, essentiellement terrigène, donne lieu à une succession de faciès qui bordent vers le Sud le continent septentrional, soit :

— un faciès arkosique et grauwackeux (arkose de Tubize),

— un faciès quartzfeldspathique bien développé dans la partie occidentale du Massif de Rocroi et dans le massif de Stavelot,

— un faciès quartzitique,

— un faciès quartzophylladeux.

Des études sédimentologiques ont montré une double alimentation du bassin en éléments terrigènes, les uns en provenance du continent septentrional largement dominants dans le Brabant, les autres issus d'un continent méridional, beaucoup plus fréquents dans les massifs de la Haute Ardenne. La puissance des dépôts, de 100 à 250 m dans les massifs de la Haute Ardenne et supérieure à 1.000 m dans le Brabant, témoigne d'une subsidence plus accusée du domaine brabançon.

Au cours du *Cambrien supérieur* (fig. 5), le bassin brabançon émerge et la sédimentation, essentiellement nourrie de matériaux terrigènes, se cantonne dans le bassin de la Haute Ardenne dont la subsidence croît vers le Sud (Beugnies, Dumont et al., 1977).

B) Ordovicien.

Avec la *transgression trémadocienne*, la mer réoccupe le domaine brabançon où la sédimentation est systématiquement plus active que dans le bassin méridional.

Au cours du *Caradocien* (fig. 6), la Haute Ardenne se soulève à la suite d'un raccourcissement Nord-Sud caractérisant la phase taconique de l'orogénèse calédonienne. Ses effets, progressivement atténués vers le Nord, se traduisent par un bombement suivi d'une discordance au Caradocien supérieur dans la bande condrusienne et d'un relèvement du domaine brabançon responsable de la sédimentation néritique généralisée.

La phase de distension qui met fin aux mouvements taconiques provoque l'effacement

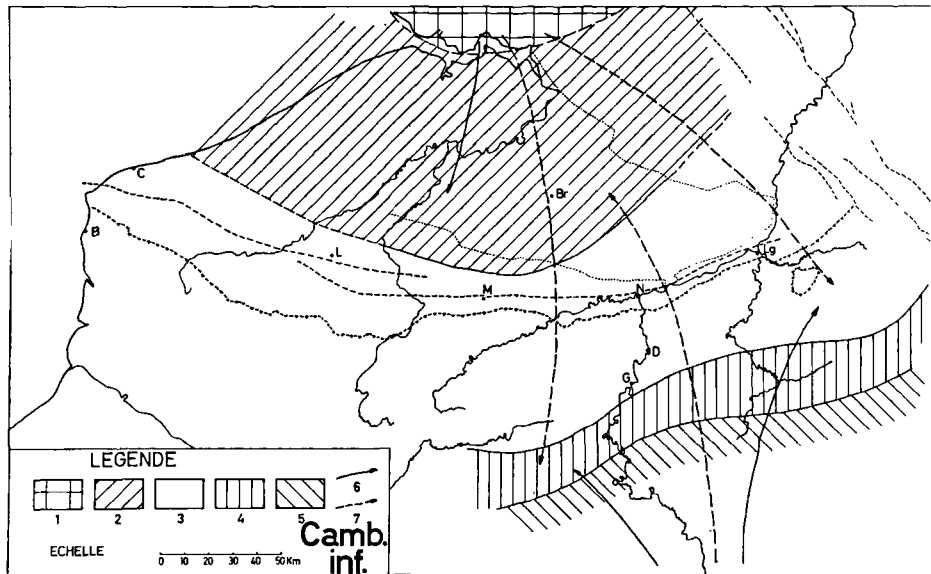


Fig. 4. — Cambrien inférieur.

- 1, zone émergée. — 2, faciès arkosique grossier. — 3, faciès quartzo-feldspathique. — 4, faciès quartzitique. — 5, faciès quartzo-phylladeux. — 6, polarité des apports principaux. — 7, polarité des apports secondaires. — B, Boulogne. — Br, Bruxelles. — C, Calais. — D, Dinant. — G, Givet. — L, Leuze. — Lg, Liège. — M, Mons. — N, Namur.

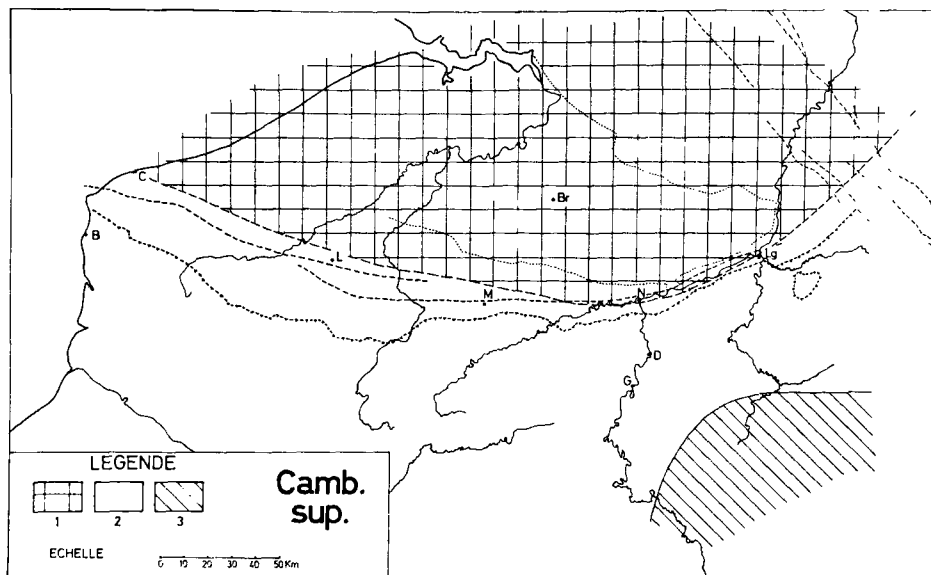


Fig. 5. — Cambrien supérieur.

- 1, zone émergée. — 2, faciès quartzitique et phylladeux. — 3, faciès phylladeux dominant.

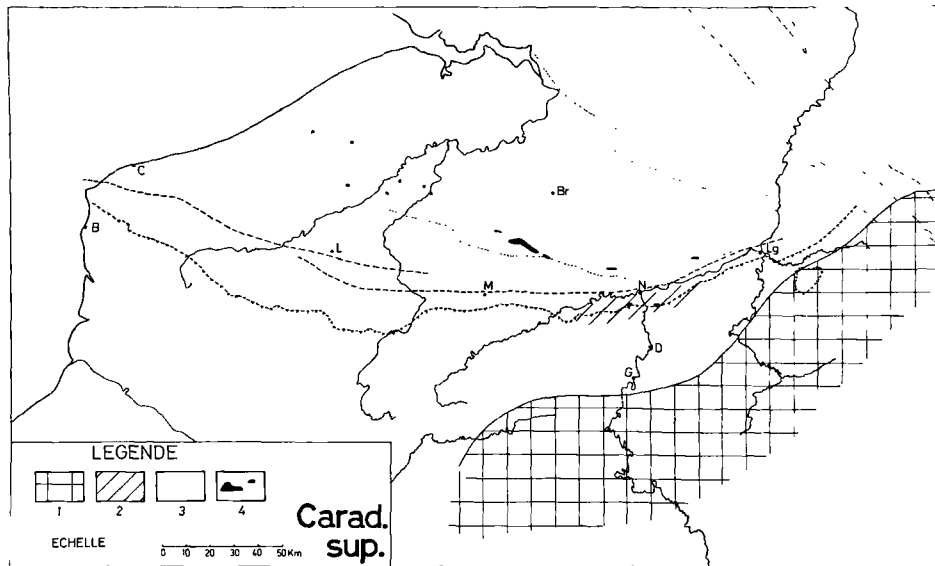


Fig. 6. — Ordovicien - Caradocien supérieur.

- 1, zone émergée. — 2, zone où le Caradocien supérieur est discordant sur le Caradocien inférieur. — 3, zone où il n'y a pas de discordance intracaradocienne. — 4, coulée de lave reconnue.

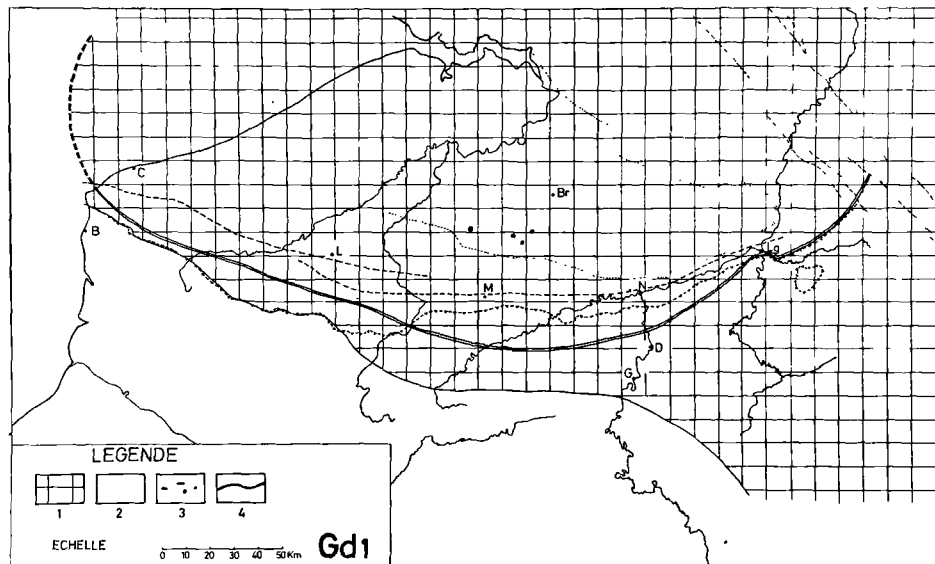


Fig. 7. — Silurien - Gedinnien inférieur.

- 1, zone émergée. — 2, zone occupée par la mer. — 3, intrusions microdioritiques tardicalédoniennes. — 4, limite méridionale du domaine affecté par la phase brabançonne de la tectonique calédonienne.

du " pli de fond " du Condroz et la fissuration du socle ; celle-ci permet la montée d'un magma tholéitique et son épanchement superficiel sous l'aspect d'éruptions volcaniques sous-marines ou aériennes, à caractère dacitique à rhyolitique, particulièrement nombreuses au Caradocien supérieur (Beugnies, 1963, 1964 ; Corin, 1965 ; Legrand, 1965, 1967, 1968 ; Martin, 1968, 1969, 1969a, 1973 ; Martin, Michot, Vanguetaine, 1970 ; Michot, 1931, 1934, 1954 ; Vanguetaine, 1973).

C) Silurien.

Vers la fin du Ludlowien, le Brabant et sa marge condrusienne se soulèvent au cours de la phase brabançonne de l'orogénèse calédonienne dominée par une contrainte de compression à polarité Nord-Sud. Les mouvements calédoniens s'achèvent avec l'affaissement du Brabant méridional accompagné d'intrusions tarditectoniques sous forme de pipes, dykes, sills et laccolites de microdiorite quartzifère.

Au *Gedinnien inférieur* (fig. 7), le continent brabançon confine la mer à la partie sud-occidentale de l'Ardenne. Vers l'Ouest, dans le Pas-de-Calais, la sédimentation poursuit, en parfaite concordance, les séries siluriennes non plissées tandis que vers le Sud (Rocroi, Givonne), la mer transgresse sur le domaine taconique pénéplané. Ce n'est qu'au *Gedinnien supérieur* qu'elle atteindra la bordure du domaine brabançon (Asselberghs, 1946 ; Beugnies, 1964 ; Bonte, 1969 ; Bultynck, 1972 ; Corin, 1965 ; Legrand, 1961, 1967, 1968 ; Martin, 1968, 1969 ; Michot, 1934, 1954).

D) Dévonien.

1) *Dévonien inférieur.*

Du *Gedinnien supérieur à la fin de l'Emsien* (fig. 8), la mer occupe le Bassin de Dinant et même, une aire restreinte de la partie orientale de l'actuel Synclinorium de Namur au pourtour du domaine brabançon émergé.

L'épaisseur des dépôts, essentiellement terrigènes, dépasse 5.000 m en Ardenne méridionale et se réduit à 1.800 m vers la bordure septentrionale du bassin. La répartition des faciès à l'Emsien supérieur illustre bien les traits dominants de la paléogéographie : formations rouges, fréquemment grésos-conglomératiques au Nord (faciès burnotien) passant à des

arénopélites au Sud où la présence de sédiments carbonatés dans les zones centrale et occidentale témoigne d'un ralentissement déjà sensible des actions érosives exercées sur le continent en voie de pénéplanation. Le massif de Stavelot, partiellement émergé à l'Emsien supérieur, fournit lui aussi des matériaux terrigènes au bassin à l'origine des faciès quartzophylladeux de l'Eifel (Asselberghs, 1946 ; Graulich, 1963, 1963a, 1975a ; Lecompte, 1967).

2) *Dévonien moyen.*

Au *Couvinien* (fig. 9), la partie de l'Ardenne qui s'étend au Nord de la Faille du Midi, appartient au continent des Vieux Grès Rouges, à l'exception d'une bande de 50 km de long au bord Sud du Synclinorium de Namur, entre Aisémont et Naninne. Sur le continent, des dépôts rouges grésos-conglomératiques à débris de végétaux colmatent des creux du paléorelief comme à Tournai, Ronquières, Booschot.

Vers l'Ouest, dans le Boulonnais, la mer n'a pas atteint le Bassin de Namur où le Poudingue de Caffiers, jalonnant la transgression, est réputé d'âge givétien.

Les dépôts marins s'ordonnent du Nord au Sud en :

— un faciès conglomératique en bordure du rivage,

— un faciès schisteux et schisto-gréseux englobant un niveau d'hématite oolithique, plus largement étalé dans la partie orientale de l'Ardenne,

— un faciès calcaro-terrigené couvrant les parties centrale et occidentale du Synclinorium de Dinant et recélant dans la région de Couvin, un biostrome à stromatopores.

La zone de subsidence maximum couvre la région de Couvin-Wellin où l'épaisseur des sédiments oscille entre 800 et 1.000 m. Par contre, la région orientale témoigne d'une réduction sensible de la subsidence soulignée par l'épaisseur relativement faible des dépôts (généralement inférieure à 300 m), à faciès schisto-gréseux dominant, passant même vers le Nord-Ouest à des formations conglomératiques littorales. Couvrant la totalité du Bassin de la Vesdre et la partie nord-orientale du Bassin de Dinant, cette aire moins subsidente que nous désignons sous le nom de " Seuil des Hautes Fagnes " se poursuit assez loin vers l'Eifel où l'épaisseur des dépôts couviniens n'excède pas 500 m.

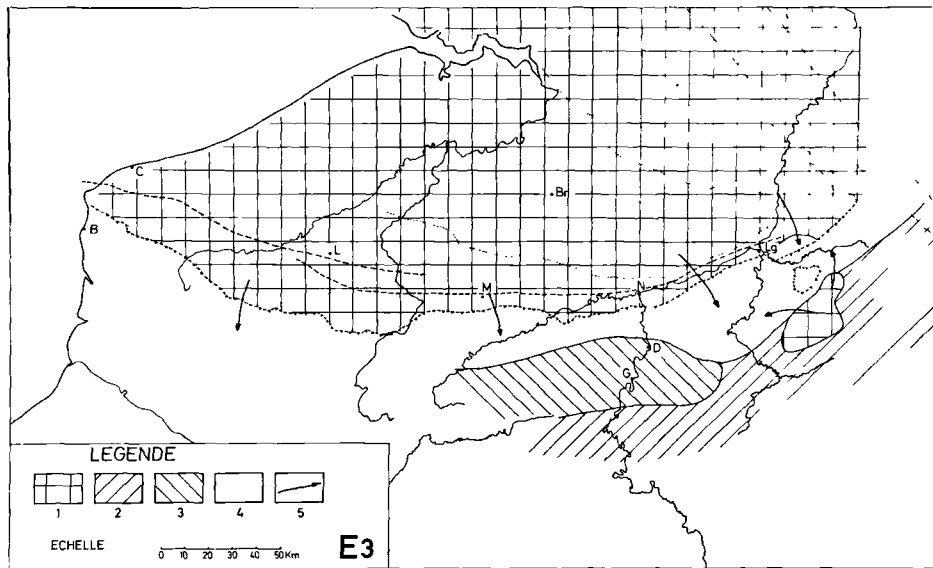


Fig. 8. — Dévonien inférieur - Emsien supérieur.
1, zone émergée. — 2, faciès quartzophylladeux de l'Eifel. — 3, faciès calcaro-terrigné.
4, faciès schisto-gréseux rouge (Burnotien). — 5, polarité des apports.

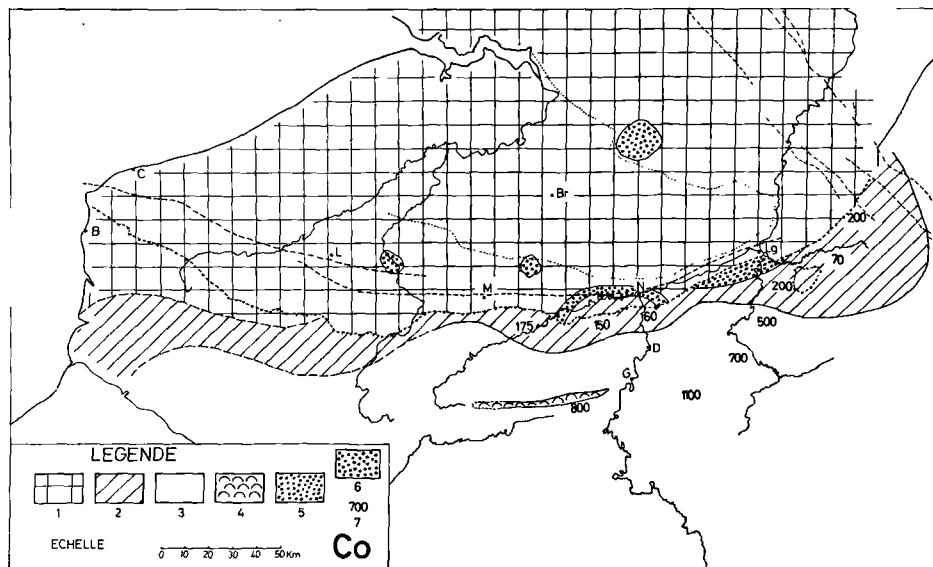


Fig. 9. — Dévonien moyen - Couvinien
1, zone émergée. — 2, faciès schisto-gréseux — 3, faciès schisto-calcaire. — 4, biostrome
à stromatopores du Co2b. — 5, faciès conglomératique littoral. — 6, grès conglomératique
et conglomérats pourprés d'origine continentale. — 7, épaisseur en m de l'étage.

A droite dans le figuré 2, la zone située autour de l'épaisseur 70 m forme le
"Seuil des Hautes Fagnes".

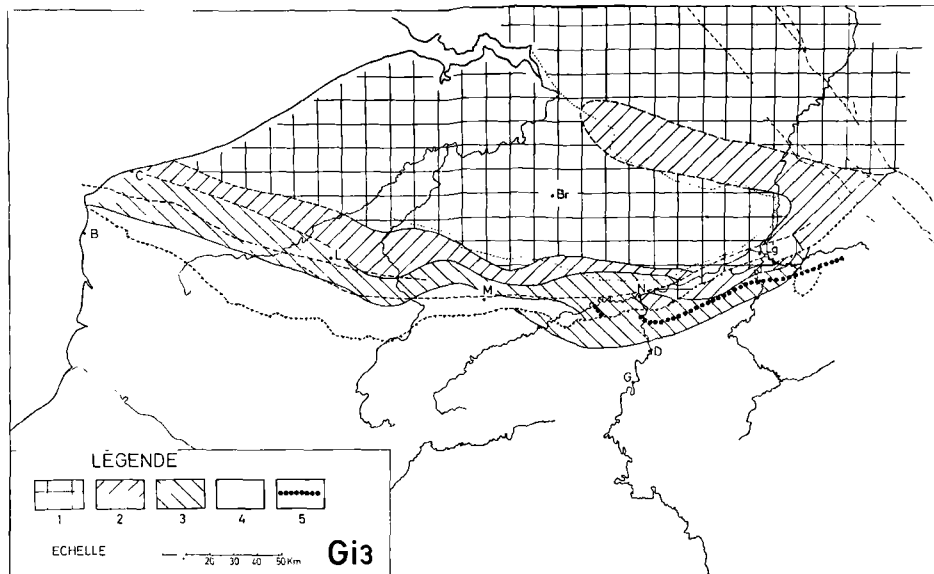


Fig. 10. — Dévonien moyen - Givétien supérieur.

1, zone émergée. — 2, faciès terrigène comportant généralement des conglomérats à la base. — 3, faciès calcaro-terrigène. — 4, faciès calcaire. — 5, limite d'extension méridionale du niveau d'hématite oolithique.

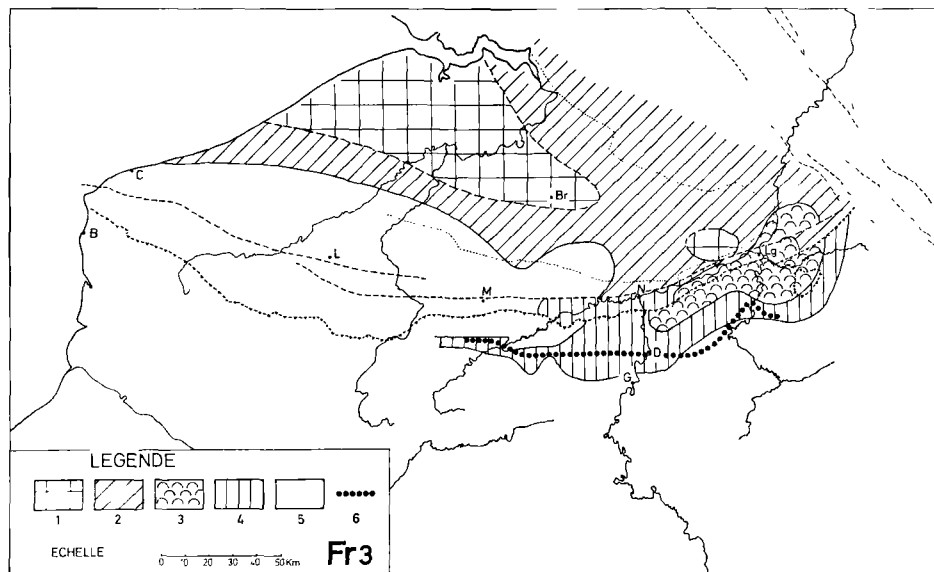


Fig. 11. — Dévonien supérieur - Frasnien supérieur.

1, zone émergée (au Nord) et zone où il y a lacune du Frasnien supérieur (au Sud). — 2, faciès des schistes à brachiopodes. — 3, biostrome à *Phillipsastrea*. — 4, faciès péri-récifal à brachiopodes et *Phillipsastrea*. — 5, faciès des schistes à goniatites. — 6, limite méridionale des biohermes à *Phillipsastrea*.

Le Seuil des Hautes Fagnes, dans le prolongement oriental du Massif brabançon, apparaît, dès le Couvinien et à l'échelle des Rhénides, comme une région charnière entre les bassins plus subsidés de Dinant (Ardenne) et de la Lenne (Massif rhénan) où l'épaisseur des sédiments atteint 2.000 m (Bultynck, 1970 ; Lacroix, 1974, 1974a ; Lecompte, 1967, 1970 ; Legrand, 1964, 1968 ; Tsien, 1971, 1972, 1977).

Au *Givétien supérieur* (Formation de Fromelennes), la transgression vers le Nord jalonnée par des grès et conglomérats pourprés épiconcontinentaux et littoraux apparaît plus nettement marquée ; la mer recouvre l'actuel Bassin de Namur et occupe le bassin de la Campine (fig. 10).

Toutefois, le Seuil des Hautes Fagnes manifeste toujours une tendance à l'émersion ; dans le Bassin de Namur, le rivage se maintient au méridien de Naninne tandis que dans le Bassin de Dinant le littoral n'a guère changé depuis la fin du Couvinien. Parmi les dépôts marins, on distingue du Nord au Sud d'abord une ceinture calcaro-terrigène relativement étroite, puis un large développement des faciès calcaires comportant plusieurs épisodes récifaux. Un niveau d'hématite oolithique, pratiquement confiné au faciès calcaro-terrigène, souligne la proximité du rivage au large du cap brabançon. On enregistre toujours la subsidence maximale dans la région méridionale du Bassin de Dinant, depuis Couvin jusqu'à Wellin, où l'épaisseur de la Formation de Fromelennes dépasse la centaine de mètres. La prédominance des faciès construits traduit un ralentissement considérable des actions érosives sur le continent brabançon pénélané (Asselberghs, 1936 ; Bonte, 1969 ; Brice, Bultynck et al., 1976 ; Coen-Aubert, 1969, 1973, 1974 ; Coen-Aubert et Coen, 1974a ; Coen, 1974 ; Deionghé, 1973 ; Graulich, 1975 ; Lacroix, 1974, 1974a ; Lecompte, 1967, 1970 ; Legrand, 1964, 1967, 1968 ; Tsien, 1971, 1972, 1977 ; Wallace, 1969).

3) *Dévonien supérieur.*

Au *Frasnien supérieur* (fig. 11), la mer s'étend plus largement encore vers le Nord, comme en témoignent les pélites à brachiopodes sur le pourtour actuel du Massif du Brabant, tant au Sud (versant namurois) qu'au Nord (versant campinois). La lacune du *Frasnien supérieur* dans la région de Huccorgne résulte en fait des mouvements épirogéniques éotournaisiens qui

ont conduit à l'arasement des dépôts jusqu'au niveau des calcaires mésofrasnien. La distribution des faciès reste conforme à l'existence d'un continent septentrional et du Seuil des Hautes Fagnes. Sur ce dernier, les faibles profondeurs ont favorisé l'implantation d'un important biostrome de calcaire à *Phillipsastrea* ceinturé par des sédiments péricéfalux à brachiopodes et nodules de calcaire à *Phillipsastrea*. Autour de l'aire continentale, la sédimentation garde un caractère néritique accusé (schistes à brachiopodes) mais les apports terrigènes plus importants interdisent la présence des coraux. Vers le large, les dépôts néritiques font place à des faciès plus profonds représentés par des schistes à brachiopodes, gastéropodes et goniatites. Dans le Bassin de Dinant se développent encore des biohermes de "marbre rouge à *Phillipsastrea*" dont la zone d'extension est limitée vers le Sud au plateau continental (Asselberghs, 1936 ; Beuquies, 1976 ; Bonte, Colbeaux et al., 1974 ; Brice, Bultynck et al., 1976 ; Coen, 1970, 1974 ; Coen-Aubert, 1970, 1973, 1974 ; Coen-Aubert et Coen, 1974a ; Lacroix, 1974, 1974a ; Lecompte, 1967, 1970 ; Legrand, 1964 ; Tsien, 1971, 1972, 1977 ; Wallace, 1969).

Au cours du *Famennien* (fig. 12), on assiste à un épisode sédimentaire régressif essentiellement terrigène amorcé dès le Frasnien supérieur et qui met fin, momentanément, au régime calcaire. Il s'inscrit comme la résultante d'une montée du continent qui culminera au début du Tournaisien au cours d'une phase épirogénique. En conséquence, la limite septentrionale actuelle des dépôts famenniens apparaît pratiquement comme une limite d'érosion éotournaisienne.

La sédimentation débute par un épisode essentiellement pélitique (Schistes de la Famenne) couvrant le *Famennien inférieur* et se poursuit par les dépôts de plus en plus arénacés, arkosiques et grossiers du *Famennien supérieur* (Psammites du Condroz).

Les pélites du *Famennien inférieur*, partout déposées en milieu néritique (schistes à brachiopodes) recèlent, sur le Seuil des Hautes Fagnes, plusieurs horizons d'hématite oolithique vers le sommet de la biozone à *Camartoechia dumonti* y indiquant des conditions plus littorales.

Dans le Bassin de Dinant plus subsidé, la région mosane, caractérisée par ses dépôts

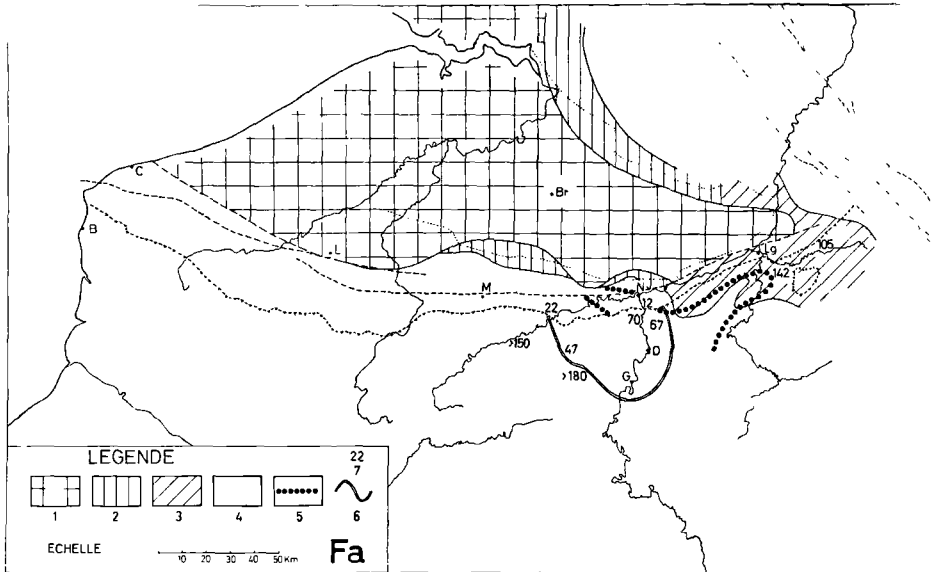


Fig. 12. — Dévonien supérieur - Famennien.

1, zone où il y a lacune totale du Famennien. — 2, zone où il y a lacune du Famennien supérieur uniquement. — 3, zone où les grès du Famennien supérieur renferment la faune ichtyologique du continent des Vieux Grès Rouges. — 4, zone où les séries famenniennes sont complètes et à faciès marin. — 5, limite méridionale des niveaux à hématite oolithique de la biozone à *Camarotoechia dumonti*. — 6, limite d'extension de la zone à subsidence réduite. — 7, épaisseur en m des dépôts du Famennien inférieur.

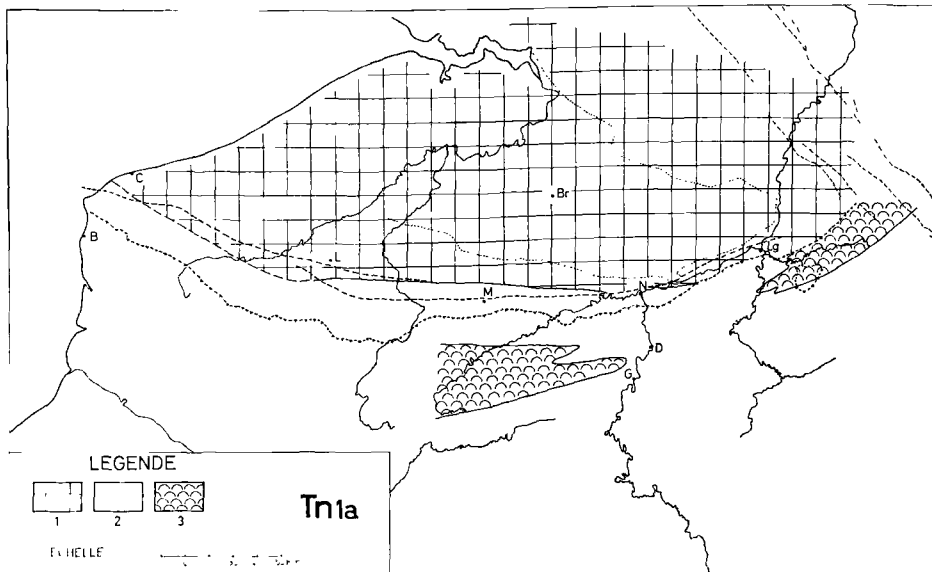


Fig. 13. — Carbonifère - Tournaisien inférieur Tn1a.

1, zone où il y a lacune du Tn1a. — 2, faciès schisto-calcaire. — 3, faciès construit à coraux et stromatopores.

moins épais et plus arénacés, semble correspondre à une zone davantage soumise aux courants.

Au *Famennien supérieur*, le Seuil des Hautes Fagnes, plus rapidement comblé, prend un caractère littoral souligné par la répétition des niveaux d'évaporites dolomitiques, la fréquence des végétaux flottés et l'apparition d'une faune ichtyologique comportant plusieurs espèces typiques du "Continent des Vieux Grès Rouges".

A l'échelle des Rhénides, le Seuil des Hautes Fagnes sépare des bassins sédimentaires où les conditions de dépôt sont différentes : à l'Est (bassin rhénan), dominant les faciès à céphalopodes, à l'Ouest (bassin ardennais) les faciès à brachiopodes (Austin, Conil et *al.*, 1970 ; Asselberghs, 1936 ; Becker, Blen et *al.*, 1974 ; Beugnies, 1965, 1973, 1976 ; Bonte, 1969 ; Bouckaert, Streel, Thorez, 1968 ; van Leckwijck et Ancion, 1956 ; Legrand, 1964 ; Paproth et Streel, 1970 ; Streel, 1973 ; Thorez, 1969 ; Wallace, 1969).

E) Carbonifère.

La succession des phénomènes au cours du *Tournaisien inférieur* nous oblige à distinguer un épisode précoce (Tn1a) correspondant aux "Schistes et Calcaires d'Etrœungt" et un épisode plus tardif (Tn1b) contemporain des "Calcaires d'Hastières".

Au cours du Tn1a (fig. 13), la sédimentation redevient progressivement plus calcaire, de sorte qu'à la fin de la période, une frange récifale à coraux et stromatopores s'installe dans l'Avesnois et une autre dans la région de Verviers.

Elles s'amenuisent et disparaissent vers la région mosane caractérisée, comme au Famennien, par un important apport terrigène. Dans le Bassin de Namur, les dépôts calcaro-terrigenes du Tn1a ne sont connus qu'au flanc sud-occidental ; vers l'Est, ils se réduisent rapidement. Comparativement à la limite d'érosion des formations famenniennes, celle du Tn1a occupe une situation encore plus méridionale.

Au cours du Tn1b (fig. 14), la sédimentation essentiellement calcaire dans le Bassin de Dinant et sur le flanc sud-occidental du Bassin de Namur, devient nettement plus terrigène vers le Nord et vers l'Est où les faciès gréseux sont fréquents et localement soulignés par un niveau conglomératique (Tournai, Leuze, Feluy). Ces

formations arénacées bien datées sont nettement transgressives, reposant tantôt sur les calcaires mésofrasnien (vallée de la Méhaigne), tantôt sur le Famennien (bord Nord-Ouest du Bassin de Namur), tantôt sur les calcaires Tn1a (Wépion). Notons enfin, qu'au Sud de la Faille Bordière à l'Est de Namur, le Tournaisien inférieur indifférencié est représenté par des dolomies.

C'est au cours du Tournaisien inférieur et plus précisément vers la fin du Tn1a que se manifeste la *première phase épirogénique* dominée par le soulèvement du Massif brabançon au Nord de la Faille Bordière dont le jeu vertical d'une ampleur de 200 m environ, conduit à l'arasement total des séries famenniennes au Nord (vallée de la Méhaigne) et à leur préservation au Sud (plus de 170 m à Huy). Sur le socle pénéplané, la transgression de la mer au Tn1b permet de dater la phase épirogénique d'une époque antérieure au Tn1b et postérieure au Famennien supérieur (Austin, Conil et *al.*, 1970 ; Bouckaert et Conil, 1970 ; Chabot, 1970 ; Conil, 1958, 1964, 1966, 1973 ; Conil, Groessens et *al.*, 1975 ; Paproth et Streel, 1970 ; Streel, 1973).

Au cours du *Viséen inférieur (V1a)* (fig. 15), la mer transgresse une nouvelle fois vers le Nord et envahit profondément le Bassin de la Campine où les formations atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. La subsidence de la fosse du Tournaisis, déjà esquissée au cours du Tn1b, se poursuit. Le Seuil des Hautes Fagnes manifeste toujours ses effets : il émerge au Nord et à l'Est de Liège tandis que vers le Sud-Est il est largement recouvert par des formations bréchiques (brèche de l'Ourthe et de la Vesdre).

Tout autour de la zone émergée, les dépôts témoignent de conditions littorales et d'émersions temporaires : turbidites oolithiques, calcaires crinoïdiques, coulées de brèches, niveaux conglomératiques et phénomènes karstiques. En dehors des zones littorales, la sédimentation éoviséenne est surtout caractérisée par des faciès de précipitation (oolithes et dolomies) ou encrinitiques dont la faune à brachiopodes souligne le caractère néritique. Toutefois, dans les aires plus profondes du Dinantais, se développe un faciès de laçon représenté par des calcaires noirs (Marbre noir de Denée et de Salet) (Bléss, Bouckaert et *al.*, 1976 ; Bonte, 1969 ; Bouckaert, Conil et *al.*, 1971 ; Conil, 1958, 1963, 1966, 1967, 1973 ; Conil, Groessens et *al.*, 1975 ; Dejonghe,

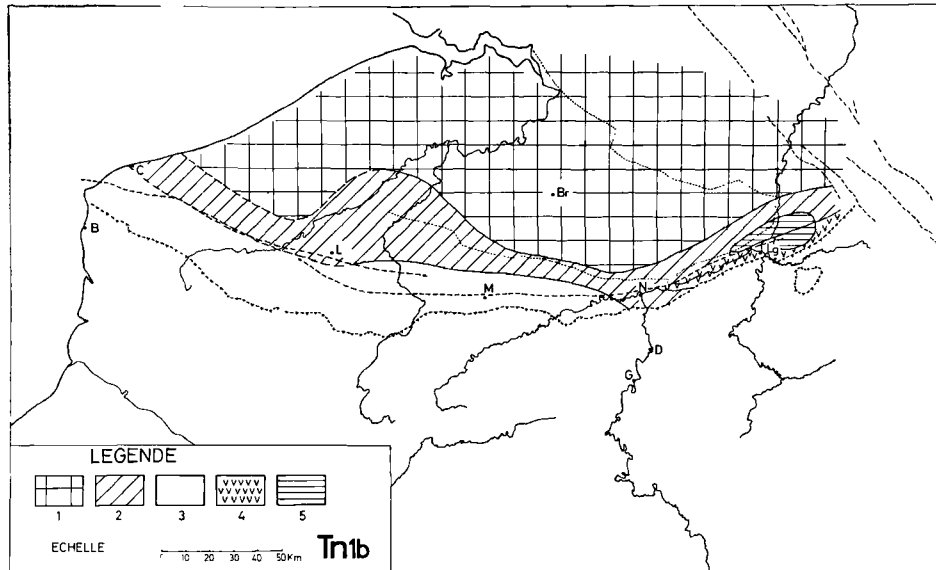


Fig. 14. — Carbonifère - Tournaisien inférieur Tn1b.
1, zone émergée. — 2, faciès gréseux. — 3, faciès calcaire. — 4, zone où le Tn1b indifférencié est sous un faciès dolomitique. — 5, zone où il y a lacune totale du Tournaisien.

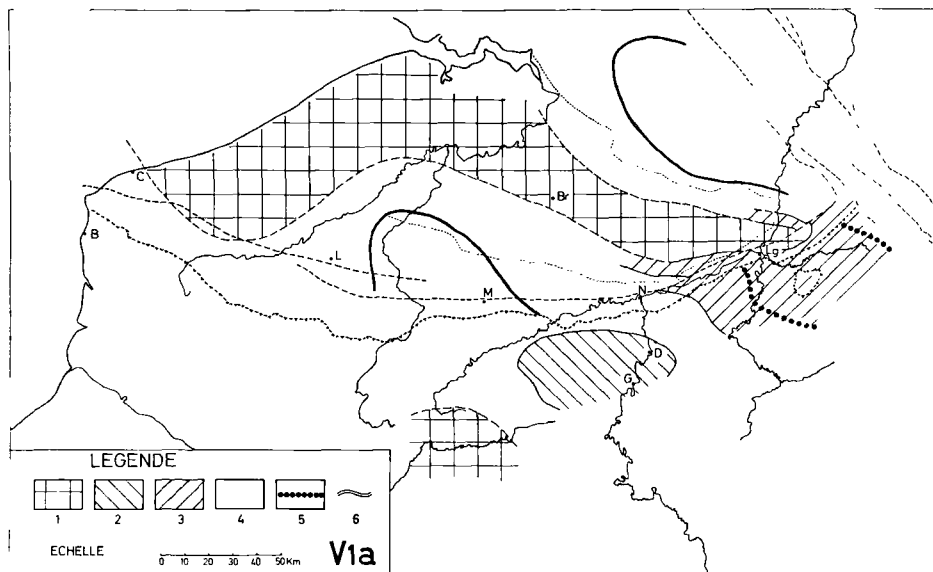


Fig. 15. — Carbonifère - Début du Viséen inférieur.
1, zone émergée. — 2, faciès de lagon (Marbre noir de Denée et de Salet). — 3, faciès littoral (brèches, conglomérats, horizons karstiques). — 4, faciès "normal" (encrinites, calcaires oolithiques et dolomies). — 5, limites nord et sud de la Brèche de l'Ourthe et de la Vesdre. — 6, limite d'extension des zones plus subsidées du Tournaisien et de la Campine.

Delmer, Groessens, 1976 ; Groessens, 1974 ; Groessens, Conil, Lees, 1973 ; Hoyez, 1971 ; Malpica, 1973 ; Marlière, 1966 ; Overlau, 1966 ; Pirlet, 1967a, 1967b).

Au cours du Viséen moyen et supérieur (fig. 16), la mer occupe toujours largement l'Ardenne, du Bassin de Dinant à celui de la Campine par delà le domaine brabançon qui joue le rôle de haut-fond. La succession des paléogéographies permet toutefois de préciser un certain nombre d'événements qui s'inscrivent comme des manifestations précoces de l'orogénèse hercynienne. Pour les illustrer, nous avons tenté de dégager les grands traits paléogéographiques au cours de l'épisode inaugurant la zone à *Productus giganteus* ou V3a, principalement caractérisé par la "Grande Brèche" (V3a β), calcaire massif constitué par une brèche polygène à ciment calcaire gris ou rouge.

Bien représentée dans les parties centrale et occidentale des Bassins de Namur et de Dinant, la "Grande Brèche" correspond, à l'Est, à un calcaire lité et rubané d'origine algaire. L'extension de ce dernier est limitée vers l'Est par suite d'une émergence tardiviséenne antérieure au V3c en allure transgressive sur des couches de plus en plus anciennes d'Ouest en Est. Dans le Bassin de la Campine, des formations datées du V3a réapparaissent à Turnhout et à Halen, mais très réduites (26 et 20 m) et sous un faciès de calcaire bréchoïde dont les faunes remaniées témoignent de la proximité d'un rivage.

Dans la partie centrale du Synclinorium de Dinant ainsi que dans le Lambeau de poussée de Landelies au flanc sud du synclinorium de Namur, la "Grande Brèche" repose par contact ravinant sur une série calcaire amputée des termes supérieurs du Viséen moyen, ce qui implique une émergence mésoviséenne antérieure à la formation de la brèche.

La "Grande Brèche" semble donc résulter d'une phase d'intumescence mésoviséenne qui a soulevé la partie centrale du Bassin de Dinant et son prolongement dans le Bassin de Namur à Landelies ainsi que la zone occidentale du Bassin de la Campine.

Ce n'est que plus tard que le soulèvement migrera vers la zone axiale du Brabant et le Seuil des Hautes Fagnes au cours d'une troisième phase tardiviséenne (Beugnies, 1976 ; Bless, Bouckaert et al., 1976 ; Bouckaert, Conil

et al., 1971 ; Bourguignon, 1951 ; Conil, 1958, 1963 ; Hoyez, 1971 ; Michot, Gerards et al., 1963 ; Overlau, 1966 ; Pirlet, 1964, 1967, 1968, 1969, 1972).

F) Remarques.

Au terme de la précédente analyse, il est possible de dégager certains traits fondamentaux du géodynamisme paléozoïque de la région considérée.

1) La permanence du Seuil des Hautes Fagnes.

Au cours du cycle hercynien, le Seuil des Hautes Fagnes joue un rôle permanent de haut-fond souligné par :

— des émergences partielles à l'Emsien supérieur et au Viséen supérieur,

— des faciès franchement littoraux au Couvinien, au Givétien, au Famennien et au Viséen inférieur,

— l'implantation de franges récifales au Frasnien supérieur et au Tournaisien inférieur.

C'est encore dans sa zone axiale que se localise le soulèvement de l'Ardenne vers la fin du Viséen.

2) La tendance au soulèvement du Bloc Brabançon.

Le Bloc Brabançon montre, à maintes reprises, une nette tendance au soulèvement qui le confine le plus souvent au rôle d'aire émergée solidaire du continent septentrional. C'est ainsi que le Brabant connaît un régime continental :

— au Cambrien supérieur,

— pendant toute la durée du Dévonien inférieur où il appartient au Continent des Vieux Grès Rouges,

— au cours du Couvinien et du Givétien, dont les seuls dépôts témoins sont des conglomérats pourprés d'origine continentale,

— au Namurien et au Westphalien où il conditionne la nature et la répartition des sédiments houillers.

Lors des phases de déformation, il réagit constamment dans le sens d'un soulèvement, notamment :

— vers la fin du Silurien, au cours de la phase brabançonne de l'orogénèse calédonienne,

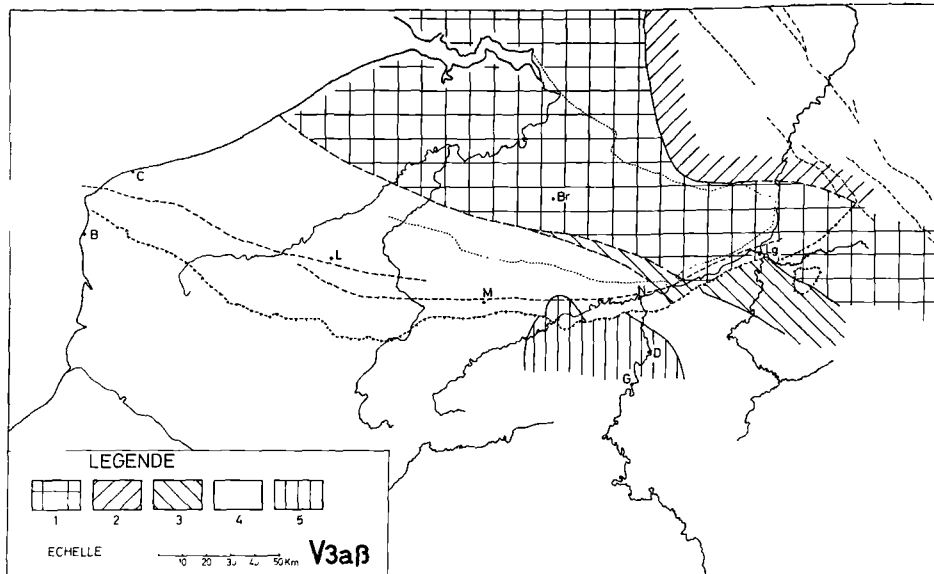


Fig. 16. — Carbonifère - Début du Viséen supérieur (V3aβ).

- 1, zone où il y a lacune du V3a. —
- 2, faciès bréchoïde réduit à faune remaniée. —
- 3, faciès des calcaires rubanés d'origine algaire. —
- 4, faciès de la Grande Brèche.
- 5, zone où la Grande Brèche repose sur des séries mésoviséennes lacunaires.

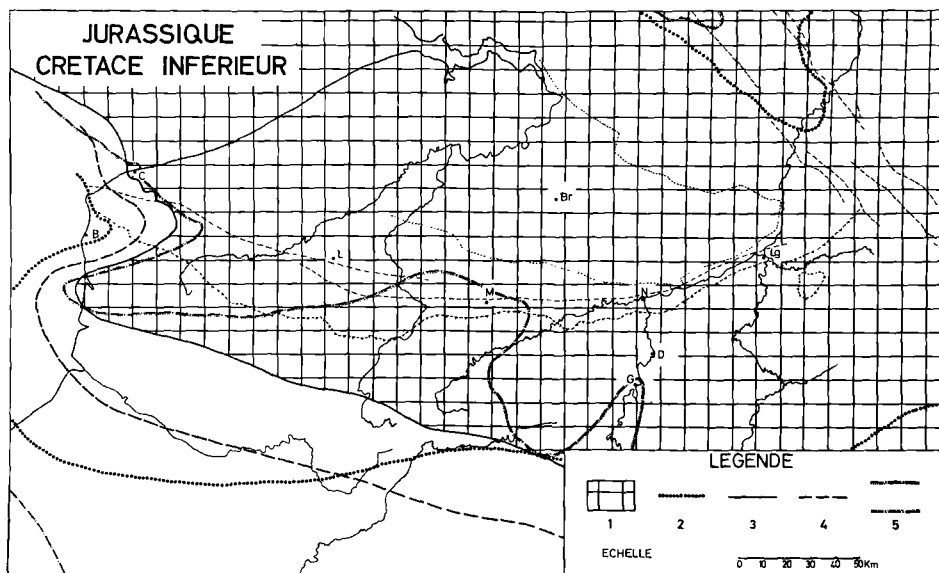


Fig. 17. — Jurassique - Crétacé inférieur.

- 1, continent probable au Jurassique moyen. —
- 2, limite d'extension actuelle du Lias —
- 3, limite d'extension actuelle du Bathonien. —
- 4, limite d'extension actuelle du Kimméridgien. —
- 5, zone de dépôts continentaux du type "Hastings Facies" au Crétacé inférieur.

— au Tournaisien inférieur lorsqu'il se soulève de plus de 200 m au niveau de la Faille Bordière,

— au Viséen supérieur lors d'une phase épirogénique dont les effets les plus marqués jalonnent sa zone axiale.

III. — PALEO GEOGRAPHIES SUCCESSIVES AU MESOZOIQUE

A) Trias-Jurassique.

Après l'accumulation des sédiments continentaux du Westphalien sur les bordures du Bloc Brabançon, s'édifie la chaîne hercynienne. Elle est alors soumise à une longue période d'érosion pendant une grande partie du Permien. Alors qu'à cette époque, sont déjà déposés dans la future Mer du Nord les conglomérats, grès et sels permien du Rotliegendes et du Zechstein (Pegrum et al., 1975), des failles normales et inverses de direction générale NW-SE commencent à indiquer la naissance du Graben du Rhin au Nord de la Campine (Heybroeck, 1974). Ces mouvements se poursuivront jusqu'au Tertiaire.

Ainsi, dès le *Trias*, des sédiments rouges à faciès germanique sont conservés dans la zone basse du futur Graben du Rhin et sur la bordure septentrionale de la Campine (Forir et al., 1903 ; Stainer, 1942 ; Autun, 1954).

C'est au *Jurassique inférieur* que réapparaissent des conditions marines avec la transgression généralisée de la mer liasique. Celle-ci envahit progressivement la partie méridionale du Bloc Ardennais mais laisse émergés l'Artois et le Bloc Brabançon (Gosselet, 1903, 1905 ; Pruvost, 1922 ; Leroux et Pruvost, 1935 ; Bonte, 1938).

Au *Jurassique moyen*, la mer a progressé légèrement sur le Bloc Ardennais, mais la transgression marque une pause qui se traduit par l'élaboration de nombreux hard-grounds dans les faciès calcaires oolithiques du Boulonnais. Un retrait de la mer est amorcé au *Jurassique supérieur* et se termine par une émergence généralisée au Purbeckien (Leroux et Pruvost, 1935).

Pendant toute la période jurassique (fig. 17), le Bloc Brabançon constitue une zone haute émergée mais le Graben du Rhin et la frange septentrionale du Sous-Bloc de la Campine sont

abordés par la mer liasique. L'occupation de ces domaines n'est que momentanée puisqu'on note l'absence de dépôts du Jurassique moyen et supérieur au fond du golfe du Rhin (Stainier, 1942 ; Heybroeck, 1974 ; Rat, 1974).

B) Crétacé.

1) Crétacé inférieur.

Des conditions continentales s'installent pendant tout le Crétacé inférieur sur les Blocs Ardennais et Brabançon (fig. 17). On retrouve ici la zone haute Londres-Brabant-Hautes Fagnes (équivalent au Continent des Vieux Grès Rouges au Dévonien) qui repousse tout à fait vers le Nord la mer boréale.

Le Boulonnais, la Somme, le Sud de l'Artois, le Bassin de Mons et ses prolongements vers le Bassin parisien, le Nord du Graben du Rhin sont néanmoins le lieu de dépôts continentaux du type "*Hastings facies*" (Allen, 1967). Il faut signaler que c'est la première fois depuis le Paléozoïque que des taux assez importants de subsidence se manifestent dans ce qui deviendra le Bassin de Mons. On connaît en effet des accumulations d'au moins 100 m de sédiments argilo-sableux "*wealdiens*" sur le flanc Nord du Bassin (Marlière, 1946).

2) Crétacé moyen.

La transgression du Crétacé moyen s'établit dès l'Aptien et s'engage franchement sur la partie occidentale du Bloc Ardennais à l'Albien (Marlière, 1954 ; Petit, 1955). Après une courte régression, la mer *cénomano-turonienne* s'étale jusque sur le Brabant Sud et recouvre le Bloc Ardennais sauf le Sous-Bloc Ardennes (Robaszynski, 1975, 1976).

Les contours actuels des dépôts cénomaniens et turoniens montrent l'existence des golfes de Mons et Maubeuge (Marlière, 1965). La carte des *isopaques du Cénomaniens* (fig. 18) indique que ces golfes sont soulignés vers l'Ouest par une série de zones subsidentes ou "*cuves*", où l'épaisseur des marnes est nettement plus importante. A noter que les "*cuves*" du Bassin de Mons s'alignent pratiquement sur la Zone de Cisaillement Nord-Artois.

Un axe subsidant assez net, un peu oblique par rapport à la vallée de l'Authie, marque la partie sud de l'Artois occidental tandis qu'un seuil souligne la limite orientale Artois-Somme (Caulier, 1974 ; Robaszynski, 1977).

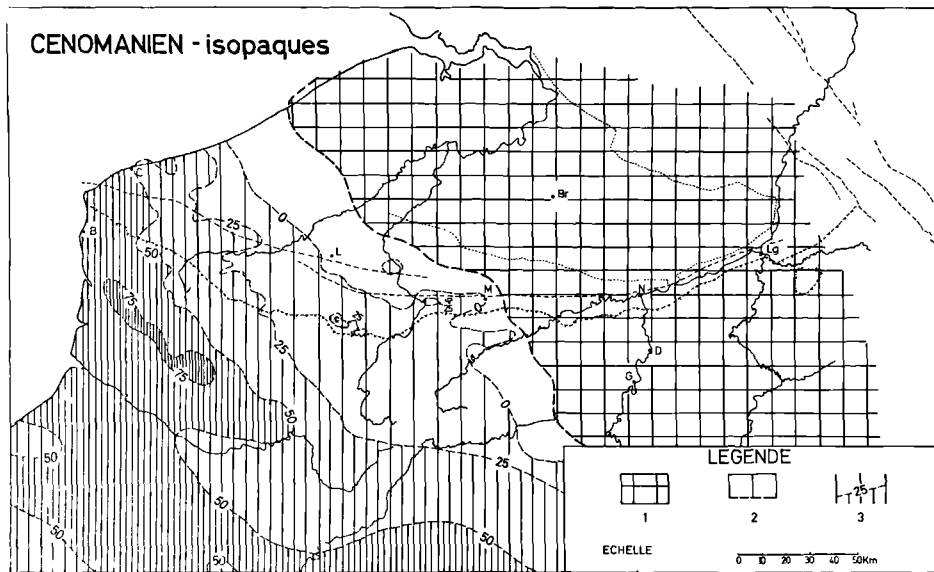


Fig. 18. — Crétacé moyen - Cénomanién (isopaques).
 1, continent probable au Cénomanién supérieur. — 2, épaisseur du Cénomanién : de 0 à 25 m.
 3, isopaque de 25 m.

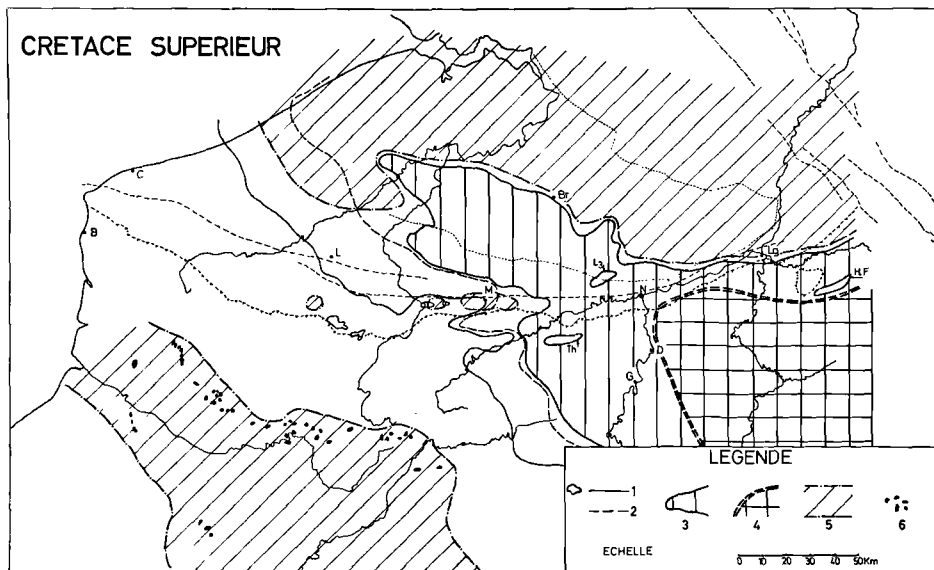


Fig. 19. — Crétacé supérieur.
 1, limite d'extension actuelle du Cénomanién et "cuves" à subsidence marquée. — 2, limite probable du continent au Cénomanién. — 3, surface dépourvue de Crétacé actuellement. — 4, continent probable du Campanien. — 5, extension actuelle de la craie Campanienne. — 6, gisements de craie phosphatée "campaniens". — Outliers crétacés : Th. = Thudinie ; Lz = Lonzée ; H.F. = Hautes Fagnes.

3) Crétacé supérieur.

C'est seulement au Campanien que la mer de la craie envahit le Nord du Bloc Brabançon (fig. 19). La limite d'extension actuelle du Crétacé supérieur sur le socle paléozoïque met en évidence une surface sans dépôt suivant un axe NW-SE qui évoque la réapparition de la zone haute Brabant Nord - Seuil des Hautes Fagnes déjà bien individualisée au Dévonien moyen (Chap. II, D, 2). Le continent devait se situer vers la partie orientale du Bloc Ardennais. Il est probable que la zone haute précédemment définie ait été partiellement recouverte par la mer campanienne mais, dans ce cas, l'épaisseur des dépôts devait être très faible puisque, dès le début de l'Eocène, le Paléozoïque du Brabant Nord est émergé pour fournir en partie le matériel détritique du Landénien.

Quelques aires de sédimentation subsistent localement dans le domaine considéré (Marlière, 1954). La première concerne la Glauconie de Loncée au NW de Namur et recèle des lambeaux de craie glauconifère datée du Coniacien-Santonien (Moorkens, 1967). La seconde est située en Thudinie au SE de Mons et doit être rapportée au Campanien-Maastrichtien (Leriche, 1935, 1948). La dernière forme des placages d'âge Crétacé supérieur indéterminé sur les Hautes Fagnes, au SE de Liège.

L'extension actuelle du Campanien délimite deux bassins d'accumulation de craie à Belemnites séparés par le Bloc Artois et son prolongement vers le SE (Gosselet, 1881 ; Marlière, 1954).

Au Sud, s'étend un bassin de craie blanche dont la bordure septentrionale expose de nombreux gîtes phosphatés (De Mercey, 1887, 1891 ; Broquet, 1973), tandis qu'au Nord, le Sous-Bloc de la Campine recèle des craies détritiques devenant plus pures à l'Ouest et probablement en relation au Sud de la ride du Brabant Nord avec des craies à Belemnites de Carvin, de Valenciennes et du Bassin de Mons (Dehée 1926 ; Bonte et al., 1964).

Les deux bassins ont dû communiquer par le NW, au niveau du Boulonnais (?), et on peut imaginer que l'Artois était ou émergé, ou recouvert par une très faible tranche d'eau à l'époque campanienne. Il semble d'ailleurs que dès ce moment une surélévation se manifeste en Artois qui s'accroît au Maastrichtien, puis à l'Eocène.

C) Remarques.

1) La destinée continentale du Bloc Brabançon.

Avec un héritage acquis pendant la période hercynienne, le Bloc Brabançon a une destinée continentale pendant tout le Mésozoïque. Au Campanien seulement, les *Sous-Blocs Brabant Sud* et *Campine* réalisent des zones plus basses envahies par la mer de la Craie. Pourtant, même au plus fort de la transgression, la partie centrale du Brabant Nord, prolongée vers le SE par le Seuil des Hautes Fagnes, a certainement rejoué comme une zone haute, voire émergée.

2) Permanence de la zone haute ardennaise. Premières manifestations de l'Artois.

Dans le Bloc Ardennais, l'Artois et l'Ardenne ont un comportement de zones hautes pendant la plus grande partie du Mésozoïque.

L'Artois ne forme une zone basse qu'au Jurassique moyen et au Crétacé moyen.

L'Ardenne n'est recouverte de temps à autre que dans sa partie méridionale et seulement sous une faible tranche d'eau. Ce sont surtout les *Sous-Blocs Somme-Picardie* et *Meuse-Sambre* qui apparaissent le plus clairement et le plus souvent comme zones basses.

IV. — PALEOGEOGRAPHIES SUCCESSIVES AU TERTIAIRE

(moins le Néogène)

A) Paléocène.

Au terme de la régression fini-crétacée, au *Dano-Montien*, l'Artois et l'Ardenne sont largement exondés, séparant deux bassins, l'un au cœur du Bassin de Paris, l'autre au Nord de la Zone de Cisaillement Nord-Artois. Dans cette dernière région, des témoins de la mer du Paléocène inférieur, dépendance possible des bassins dano-montiens nordiques, subsistent dans le Sud du Bloc Brabançon de part et d'autre du Sous-Bloc Brabant Nord (Bassin de Mons, Limbourg).

Mais la mer ne reprendra largement possession de la région considérée qu'au cours du Landénien qui verra se réunir à nouveau le bassin nordique et le Bassin de Paris (fig. 20). A

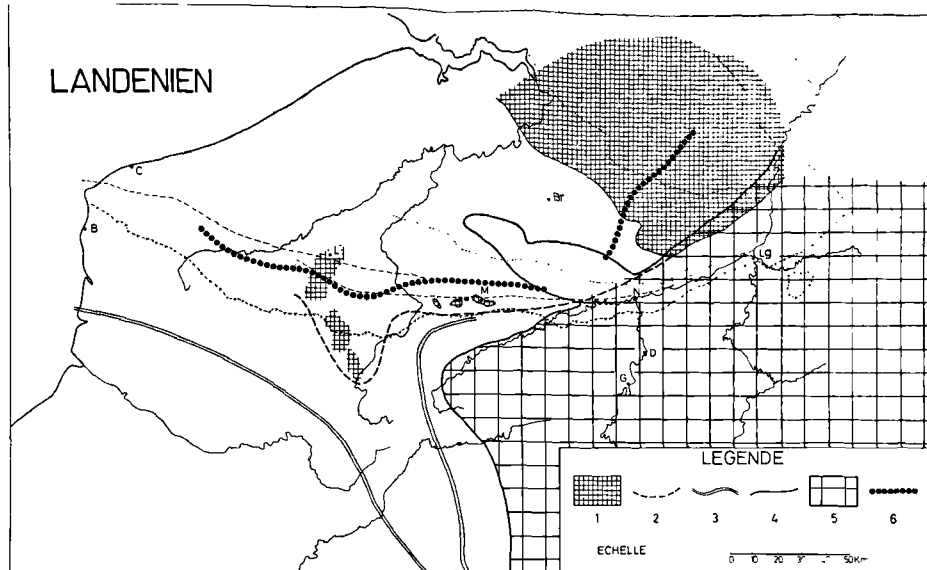


Fig. 20. — Paléocène - Landénien.

1, extension des principaux témoins du "Heersien" = Landénien I (Infra-Landénien).
 2, limite possible de la transgression infra-landénienne. — 3, extension sud du faciès "tuffeau" et argile (= Landénien II). — 4, extension du Landénien supérieur. — 5, zone émergée au Landénien III. — 6, limite Nord des faciès continentaux au Landénien terminal.

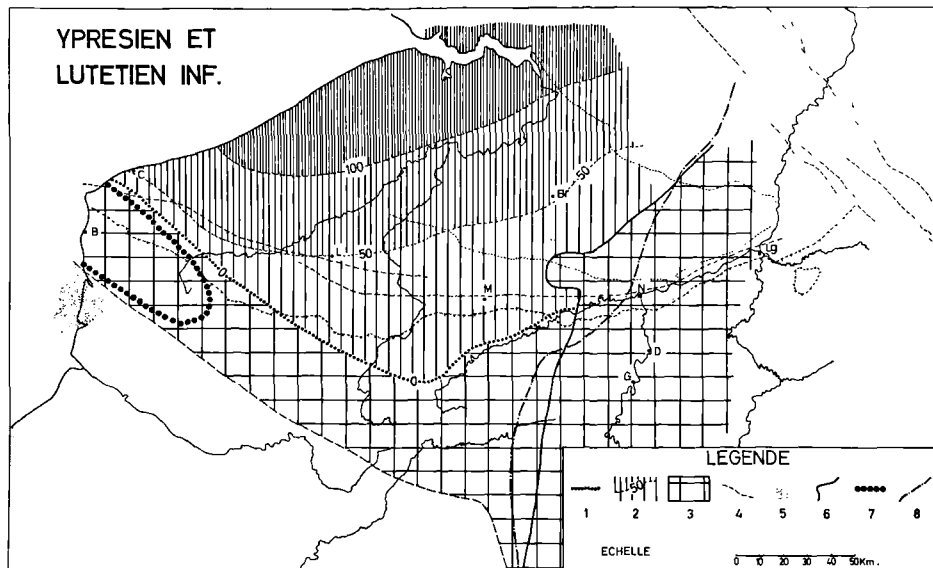


Fig. 21. — Yprésien et Lutétien inférieur.

1, limite de l'Argile des Flandres. — 2, isopaques de l'Argile des Flandres. — 3, zone émergée à l'Yprésien inférieur. — 4, extension du Sparnacien laguno-continental. — 5, faciès laguno-marin du Sparnacien. — 6, limite Est du Cuisien. — 7, haut-fond au Cuisien et au Lutétien inférieur. — 8, limite Est du Lutétien inférieur.

la suite de Leriche (1903), nous retiendrons la division en trois "zones" :

- Landénien I à *Cyprina morrissi*,
- Landénien II à *Pholadomya oblitterata*,
- Landénien III à *Cyprina scutellaria*.

Le Landénien I, qui correspondrait au Heersien en Belgique (Gulinck et Hacquaert, 1954 ; Gulinck, 1965), est conservé surtout dans la partie Nord-Est du pays (Marne de Gelinden, Sables d'Orp). Il est également présent dans le Bassin de Mons (Marlière, 1969). On lui rapporte, dans le Nord de la France, le Tuffeau de Carvin (Leriche, 1937) et le Tuffeau de Fives (Leriche, 1903). En outre, *Cyprina morrissi* aurait été reconnue au Nord de Cambrai (Leriche, 1925).

La transgression venant du Nord-Est a contourné le Sous-Bloc Brabant Nord qui a dû rester partiellement émergé, pour progresser ensuite à partir du Nord-Ouest (Fourmarier, 1954 ; Gulinck et Hacquaert, 1954), notamment dans le Bassin de Mons (Marlière, 1969) et esquisser un golfe au niveau du Cambrésis.

Le Landénien II se caractérise par l'omniprésence du faciès "tuffeau" plus ou moins associé au faciès argileux. La "mer des tuffeaux" dépasse vers le Sud l'axe de l'Artois (Briquet, 1904 ; Feugueur, 1963), dont l'influence sur la sédimentation ne se traduit que par une diminution des épaisseurs du Nord vers le Sud (Sommé, 1975). Dans le Cambrésis, le golfe amorcé au Landénien I s'hypertrophie et dépasse Laon (Leriche, 1912).

Le Landénien III est exclusivement sableux (Sables de Doormal et de Orsmael, Grès de Landen en Belgique ; Sables d'Ostricourt dans le Nord de la France ; Sables de Bracheux dans le Bassin de Paris), la transgression, qui atteint alors son maximum, se développe surtout vers le Sud-Ouest en dépassant la limite Sud du Sous-Bloc Artois. A l'Est, la frontière du domaine marin progresse peu et s'établit au pied des Ardennes, le long d'une ligne Meuse-Sambre.

Au Landénien terminal, la mer est rejetée au Nord de l'axe Artois-Ardenne. Le Bloc ardennais dans son ensemble, est le siège d'une sédimentation continentale variée : fluviatile (Sables du Quesnoy), lagunaire ou fluvio-marine (Leriche, 1928 ; Feugueur, 1963 ; Sommé, 1975). C'est probablement au cours de cette période que l'érosion a privé une partie du Brabant de sa couverture de Landénien marin (Fourmarier, 1954).

B) Eocène (*).

Le Sous-Bloc Artois sépare encore à l'Yprésien inférieur le bassin nordique du Bassin Parisien. Au Nord, une sédimentation marine argileuse se généralise (Argile d'Orchies, Argile d'Ypres) limitée par l'Artois et la Sambre. Au Sud d'une ligne jalonnée par l'estuaire de la Canche, le Vermandois et le Santerre (Leriche, 1909 ; Celet, 1969) s'installe le vaste domaine laguno-continental du "Sparnacien" où une influence marine se dessine à l'Ouest (formations laguno-marines de Varengeville et de St-Josse - St-Aubin) (Dubois, 1921 ; Feugueur, 1963).

A l'Yprésien supérieur (fig. 21), la mer franchit le détroit du Cambrésis et envahit le Bassin de Paris. Le Brabant s'efface comme le montrent les isopaques de l'Argile des Flandres (Argiles d'Orchies et de Roubaix) (Feugueur, 1963 ; Fourmarier, 1954), tandis que le Haut-Artois et le Haut-Bouloonnais semblent jouer le rôle d'un haut-fond (Sommé, 1975). La sédimentation se diversifie, les argiles se cantonnent surtout dans le Nord (Argile de Roubaix, Argile de Roncq) alors que les sablons prédominent vers le Sud (Sables de Mons-en-Pévèle, Sables de Cuise, etc...). Au Sud, le domaine marin dépasse quelque peu la Seine, à l'Est, il se stabilise sur les franges de l'Ardenne.

Au Lutétien inférieur (Bruxellien), se reproduit une paléogéographie fort comparable à celle qui régnait à l'Yprésien supérieur. La mer, où se développent les faciès carbonatés (Calcaire Grossier, sables calcaireux et grès calcaires), submerge une dernière fois l'Artois (Leriche, 1912 ; Pomerol, 1967) sans doute à partir de la zone basse Cambrésis-Avesnois, le Haut-Artois et le Haut-Bouloonnais conservant leur caractère de haut-fond (Blondeau, 1965). Le Brabant manifeste encore une tendance à la surrection comme l'indique le caractère ravinant du Bruxellien dans cette région.

A partir du Lutétien moyen (Ledien) (fig. 22), le soulèvement de l'Artois, prolongement occidental de la surrection plus ample du massif ardennes-rhénan et de la partie orientale du Bassin de Paris (Pomerol, 1965 ; Blondeau et Pomerol, 1964) sépare le Bassin de Paris du

(*) Les corrélations utilisées entre les Bassins belge et parisien sont celles proposées par Blondeau, Cavellier, Feugueur et Pomerol en 1965.

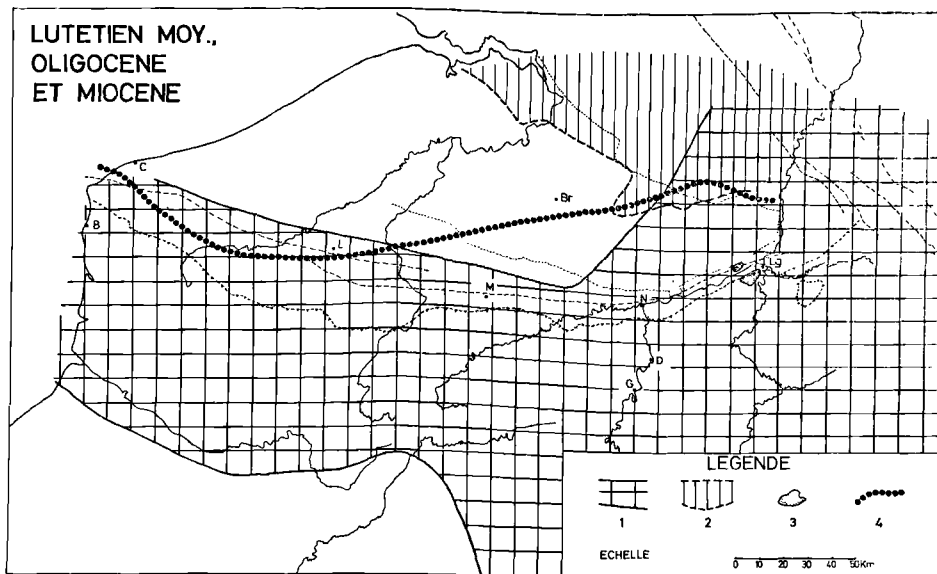


Fig. 22. — Lutétien moyen, Oligocène, Miocène supérieur.

1, zone émergée au Lutétien moyen (Ledien au N). — 2, extension du Rupélien (Stampien).
3, Extension du Chattien de Bonnelles. — 4, limite sud de la mer au Miocène supérieur.

bassin belge. Le domaine exondé s'arrête au Nord au niveau de l'alignement Monts de Flandre - Collines de Renaix et au Sud au-delà de la Somme. A l'*Eocène supérieur*, un dispositif comparable se reproduira (Bartonien, Assien) (Gulinck, 1965 ; Pomerol, 1965, 1967).

C) Oligocène.

Au *Rupélien (Stampien)*, le domaine continental s'accroît de part et d'autre de l'Artois, au Nord-Est, il incorpore le Brabant ; la sédimentation est alors reléguée dans le Sous-Bloc Campine, matérialisant le jeu des failles du Nord-Est de la Campine et du Limbourg (Fourmarier, 1954). Cette influence déborde, semble-t-il, jusque sur le Bloc Ardennais (*Chattien de Bonnelles*) (Calembert et Gulinck, 1966 ; Sierakowski, 1970). Au Sud, l'invasion des sables *stampiens* ne dépasse pas le Pays de Bray (Pomerol, 1967).

D) Remarques.

1) Destinée continentale du Bloc Ardennais.

La permanence du *continent ardennais* est le fait majeur autour duquel s'organise la paléogéographie du Tertiaire : stabilité du rivage qui

oscille au Nord de la Meuse du Montien à l'*Eocène supérieur*, persistance d'une bande à vocation littorale de part et d'autre de la Sambre du Landénien au Lutétien inférieur.

2) Individualisation de l'Artois.

Dans le prolongement du Bloc Ardennais, l'*Artois*, avant d'émerger définitivement au Lutétien moyen, est omniprésent du Montien au Lutétien inférieur. Mais, instable surtout dans la partie qui le connecte à l'Ardenne (Sous-Bloc Meuse-Sambre), il s'efface régulièrement pour laisser communiquer les bassins belge et parisien (Landénien, Yprésien supérieur, Lutétien inférieur). Il s'ensuit que la *Zone de Cisaillement Nord-Artois* présente deux parties différentes de part et d'autre de la zone d'envoyage du Cambésis (*partie orientale du Sous-Bloc Artois et Sous-Bloc Meuse-Sambre*), l'un stable à l'Est, l'autre plus instable à l'Ouest.

Le *Sous-Bloc Brabant Nord* joue un rôle mineur et son influence s'estompe régulièrement du Landénien à l'*Eocène supérieur*. Enfin le *Sous-Bloc Campine* se révèle surtout à l'*Oligocène*.

V. — QUATERNAIRE

A) Les littoraux pléistocènes.

Après la régression de la fin du Miocène supérieur, le bassin méridional de la mer du Nord, au Sud du Bloc Brabançon, appartient au domaine continental durant une grande partie du Pléistocène ancien (fig. 23). Les littoraux sont alors de nouveau cantonnés dans la région anversoise selon une ligne NW-SE qui marque la limite de l'aire subsidente néerlandaise (Zagwijn, 1974 ; Paepe et Sommé, 1975).

Dans le Nord de la France et le SW de la Belgique, les dépôts marins littoraux quaternaires les plus anciens sont attribuables au "Complexe cromérien" du Pléistocène moyen. Ils sont représentés par la Formation de Loon, sables marins coquilliers à faune icénienne,

récemment découverte dans la plaine maritime près de Gravelines à 20 m de profondeur sous le colmatage marin holocène (Vanhoorne, Leplat, Sommé, inédit). La Formation d'Herzeele (Sommé, 1975 ; Paepe et Sommé, 1975 ; Paepe et *al.*, 1977) dont la partie supérieure est d'âge holsteinien, occupe jusqu'à l'altitude de 13 m le golfe pléistocène de l'Yser de part et d'autre de la frontière belge.

Les Formations de Loon et d'Herzeele prouvent donc l'existence à différentes périodes, du Pléistocène moyen d'un domaine marin dont la configuration géographique est proche de l'actuelle. Ces données sont en accord avec celles de la côte boulonnaise (Wissant, Pointe aux Oies, à Wimereux) et avec, en particulier, l'hypothèse d'un âge pléistocène moyen pour la falaise fossile de Sangatte (Sommé, 1975). Cela ne laisse aucun doute sur l'ancienneté pléisto-

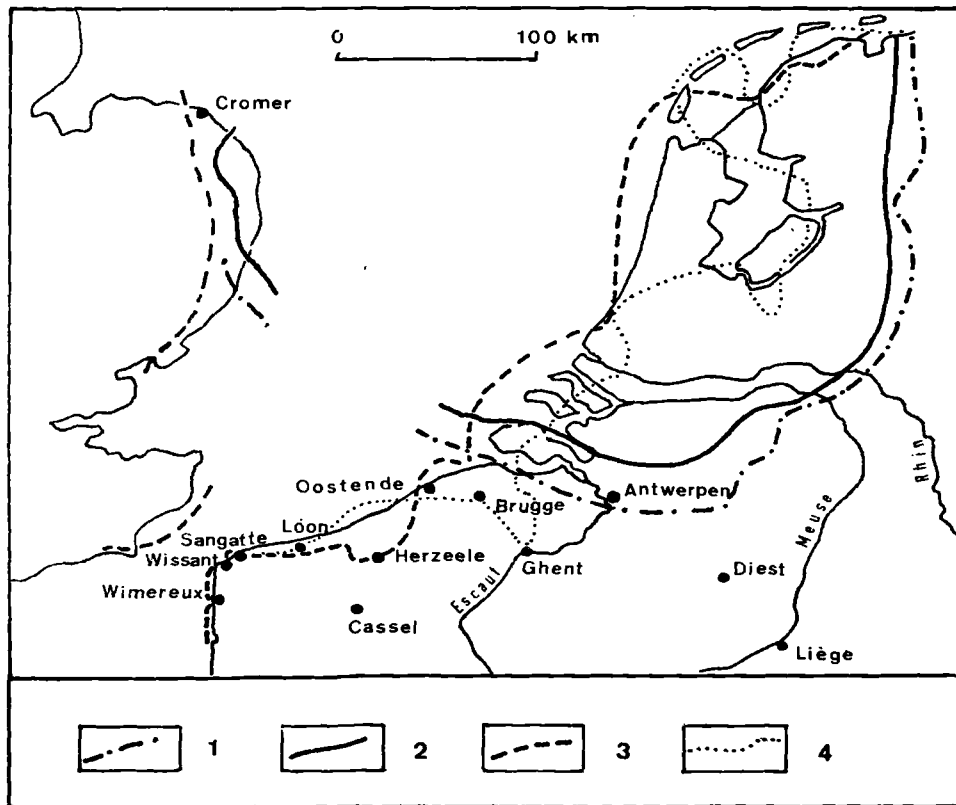


Fig. 23. — Littoraux pléistocènes de la Mer du Nord.

- 1, Pliocène (Reuvérien). — 2, Pléistocène ancien (Tiglien). — 3, Pléistocène moyen ("Cromérien" et/ou Holsteinien). — 4, Pléistocène récent (Eemien).

cène de l'existence du Pas-de-Calais. Le retour à des conditions marines interglaciaires dans la partie méridionale du bassin de la mer du Nord qui correspond à un changement dans la direction des transgressions (fig. 23) ne peut être lié qu'à un facteur tectonique qui affecte le Bloc Brabançon. Dans le détail des limites des transgressions se manifeste l'individualisation des sous-Blocs avec l'inversion qui s'opère de part et d'autre d'une ligne Ostende-Gistel.

La paléogéographie des littoraux pléistocènes de la mer du Nord met donc en évidence le rôle essentiel joué par le Bloc Brabançon, son effacement occidental au début du Pléistocène moyen selon un schéma déjà connu au Tertiaire et le comportement différentiel des Sous-Blocs Brabant Sud, Brabant Nord et Campine.

B) La morphologie et la néotectonique.

L'analyse de l'évolution géomorphologique continentale du Nord de la France fournit aussi

la preuve d'une influence néotectonique entrant dans le cadre de cette tectonique de blocs. Le fait majeur du relief est la distinction entre le Bas-Pays et le Haut-Pays dont la limite peut être schématiquement représentée par l'isohypse de 80 m (fig. 24). L'auréole de hauteurs qui constitue le Haut-Pays correspond au Bloc Ardennais avec ses subdivisions ardennaise et artésienne.

En Artois, la tendance au soulèvement paraît continue depuis le Néogène comme l'attestent les boutonnières et la série de cônes de piémont (fig. 25). Parallèlement, un vaste mouvement de soulèvement différentiel a affecté au Quaternaire l'ensemble de l'Ardenne et sa frange sud par rapport à la région Nord (Macar, 1971, 1976). Le style de l'évolution tectonique du Bas-Pays semble par contre caractérisé par des pulsations avec inversion locale des mouvements, notamment entre le Quaternaire ancien et le Quaternaire moyen.

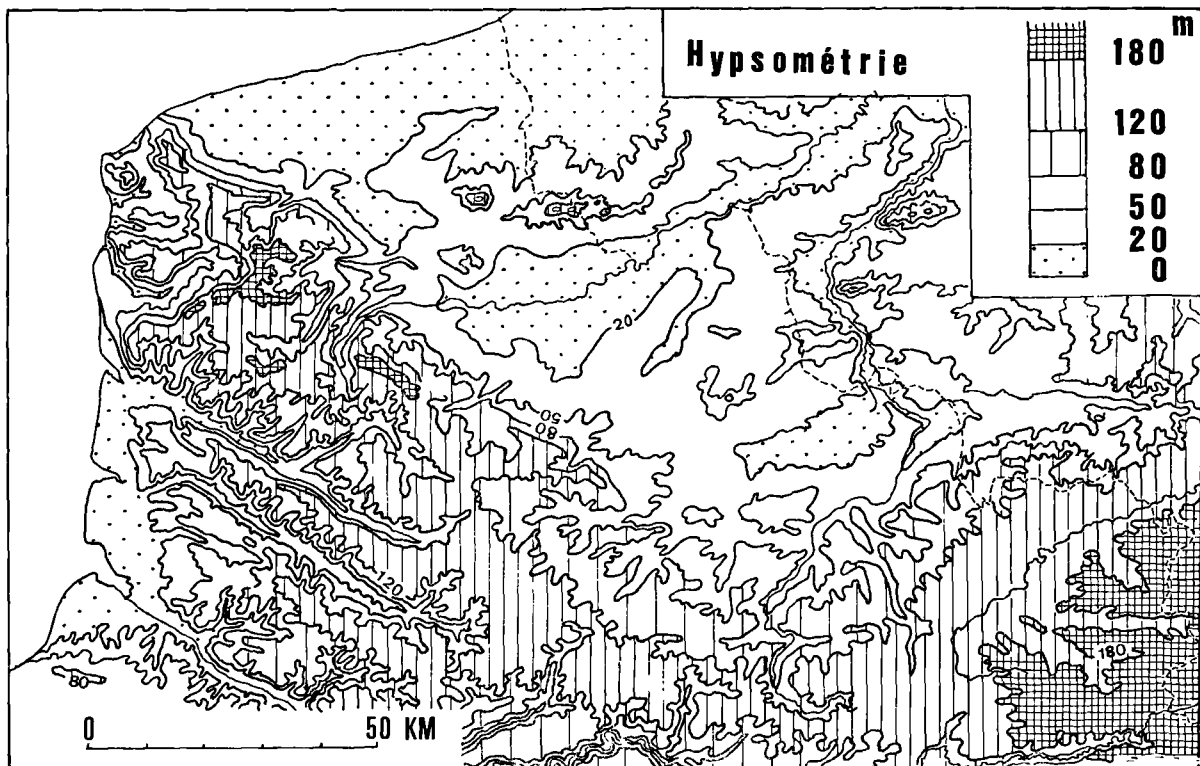


Fig. 24. — Carte hypsométrique de la Région du Nord de la France.

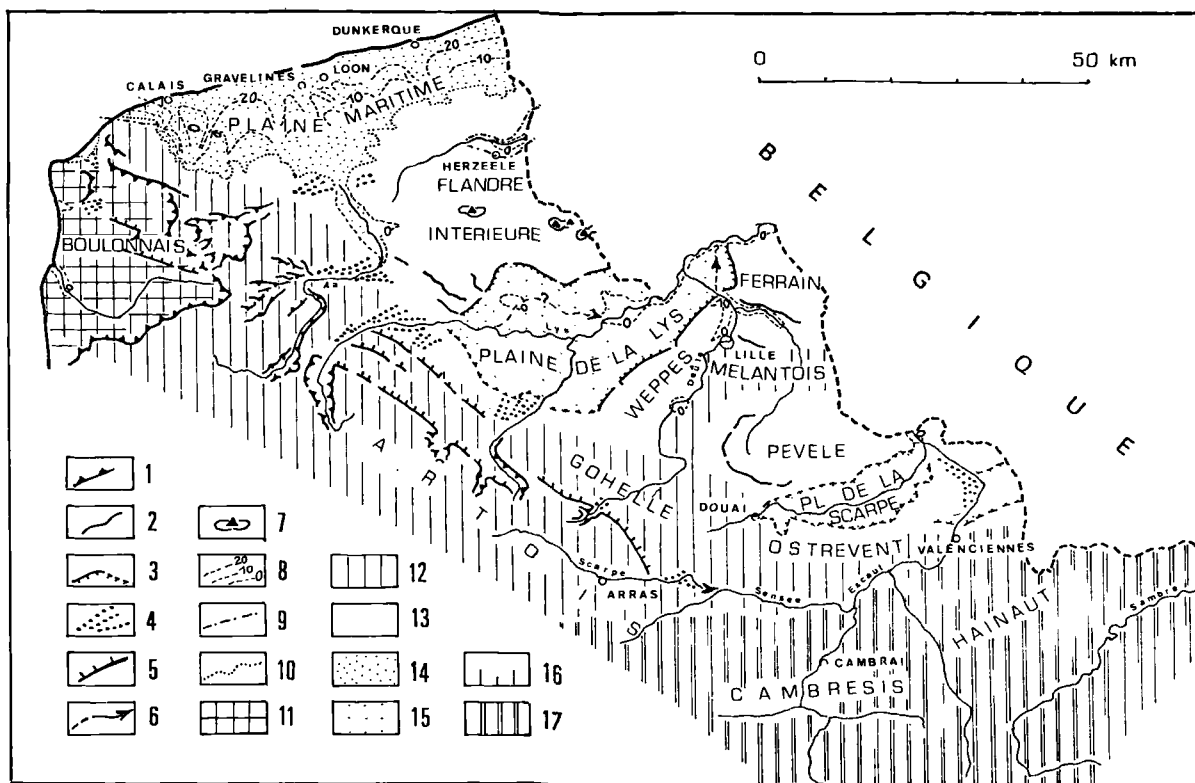


Fig. 25. — Esquisse géomorphologique du Nord de la France.

1 : Cuestas et versants de boutonnières. — 2 : Talus monoclinaux d'argile yprésienne. — 3 : Talus des Plaines de la Lys et de la Scarpe : a, bien marqués ; b, peu marqués. — 4 : Cônes de formations fluviales pléistocènes. — 5 : Escarpements liés aux failles artésiennes. — 6 : Ancien écoulement pléistocène des rivières. — 7 : Monts de Flandre (Diestien). — 8 : Isobathes de la base du Quaternaire sous le 0 NGF. — 9 : Extension des formations marines pléistocènes. — 10 : Extension des formations marines holocènes. — 11 à 13 : Substrat antéquatenaire. — 11 : Jurassique. — 12 : Crétacé. — 13 : Eocène. — 14 : Formations de la Plaine maritime. — 15 : Zone de transition sablo-limoneuse. — 16 : Zone limoneuse occidentale. — 17 : Zone limoneuse orientale.

Le rôle de la néotectonique dans le compartimentage morpho-structural du Bas-Pays a surtout été mis en évidence dans le Mélandois et les Plaines de la Lys et de la Scarpe (fig. 26).

Les anomalies d'épaisseur enregistrées dans les alluvions de la vallée de l'Escaut à Antoing ont fait considérer comme probable un soulèvement du Mélandois depuis l'époque du creusement maximum du talweg (Cornet, 1925 ; Stevens, 1938 ; Waterlot, 1948 ; Gulinck et Legrand, 1969 ; Macar, 1971). Le soulèvement serait de 5 à 6 m, indiquant que la vallée récente est antécédente (Tavernier et De Moor, 1974).

La même conclusion a été tirée de critères analogues pour la vallée de la Deûle à la tra-

versée du horst du Mélandois au Sud de Lille (Bonte, 1957 ; Waterlot, 1969 ; Sommé, 1967). L'épaisseur des formations alluviales n'est que de 12 m à Haubourdin alors qu'en amont, elle atteint 17 m aux Ansereuilles et qu'en aval, elle augmente rapidement jusqu'à près de 30 m au confluent de la Deûle et de la Marque, au niveau de "paléocreux" affectant le Secondaire et(ou) le Tertiaire. Comme le profil de fond de la vallée s'élève à la cote + 7 dans l'axe du horst alors qu'il se tient à + 2 et + 1 au Nord et au Sud, le soulèvement serait ainsi de l'ordre de 5 m depuis le creusement maximum qui doit se placer au Saalien. Au Nord de Lille, dans les vallées de la Deûle et de la Marque, on constate encore un approfondissement anormal (— 10 m

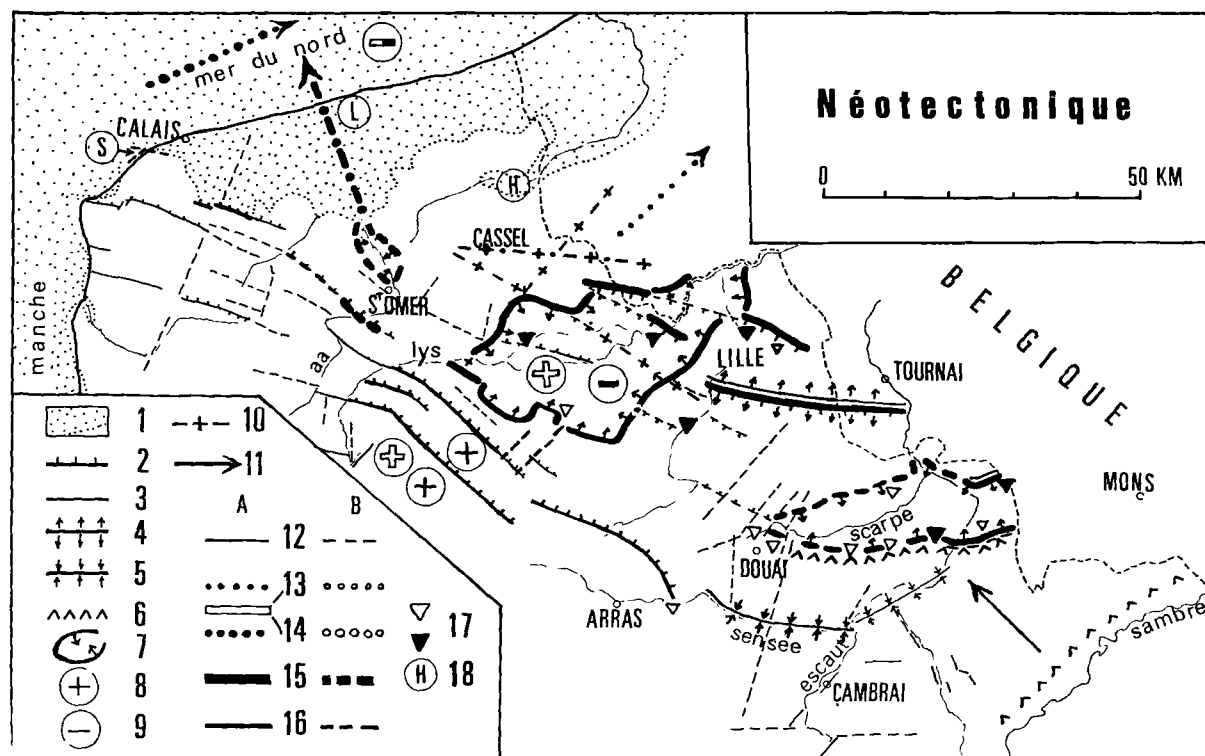


Fig. 26. — Esquisse néotectonique du Nord de la France.

1 : Domaine des transgressions marines pléistocènes et holocènes. — 2 : Failles. — 3 : Faille ou fracture. — 4 : Anticlinal. — 5 : Synclinal. — 6 : Flexure. — 7 : Zone de subsidence. — 8 : Soulèvement. — 9 : Affaissement. — 10 : Axe d'inversion. — 11 : Mouvement de bascule. — 12 à 17 : Age des mouvements : A, certains ou probables ; B, supposés. — 12 : Cénozoïque indéterminé. — 13 : Néogène. — 14 : Pléistocène ancien. — 15 : Quaternaire moyen et récent. — 16 : Quaternaire indifférencié. — 17 : "Paléocreux" : a, affectant le Crétacé et/ou le Tertiaire ; b, affectant aussi le Quaternaire. — 18 : Localités-type : H, Herzelee ; L, Loon-Plage ; S, Sangatte.

à Wambrechies) qui tendrait à faire admettre une tendance à l'affaissement au Nord de l'axe du Mélançois, et immédiatement au Sud de la faille de Bailleul qui commande le talus du Ferrain (fig. 26).

La "Plaine de la Lys" (Gosselet, 1894 et 1920) dont l'originalité résulte du caractère géométrique complexe de son dessin, recoupant à l'emporte-pièces le relief environnant, rehaussé et confirmé par sa morphologie fossile et par la forme de son talus bordier, constitue une autre preuve de la néotectonique depuis le Pléistocène ancien. L'explication faisant appel au jeu combiné de la tectonique et de l'érosion (Paepe, 1963, 1965 ; Sommé, 1967, 1975), bien que discutée (Tavernier et De Moor, 1974), rend mieux compte des anomalies que la simple

explication fluviale (Dubois, 1925) contredite par la structure et les caractères des dépôts quaternaires.

La Plaine de la Scarpe reproduit un schéma géographique assez comparable au précédent. L'hypothèse d'une influence néotectonique dans cette région comprise entre la retombée artésienne et le Mélançois à l'aplomb du bassin houiller où ont été mis en évidence de nombreux "Paléocreux", trouve son fondement dans la similitude de ses caractères structuraux avec ceux du bassin subsident de la Haine (Marlière, 1970 ; Waterlot, 1948).

Il apparaît donc que la zone de suture (Zone de Cisaillement Nord-Artois) entre les Blocs Ardennais et Brabançon est particulièrement le siège de phénomènes néotectoniques. Ce trait structural majeur, sensible dès le Cambrien, a

rejoué tout au long des temps géologiques et son influence se fait sentir encore à l'heure actuelle.

C) Remarques.

Entre le Quaternaire ancien et le Quaternaire moyen, le changement de direction des transgressions marines avec la formation du bassin méridional de la mer du Nord montre le rôle essentiel joué par le *Bloc Brabançon*, son effacement occidental et le comportement différentiel des *Sous-Blocs Brabant Nord* et *Brabant Sud*.

Parallèlement, l'évolution géomorphologique continentale révèle une activité néotectonique qui est particulièrement sensible dans le compartimentage morphostructural de la zone de suture entre les *Blocs Ardennais* et *Brabançon* (*Zone de Cisaillement Nord-Artois*).

VI. — COMPORTEMENT DES BLOCS STRUCTURAUX AU COURS DU PHANEROZOÏQUE

Commentaire du tableau I et de la figure 27

Au cours du Paléozoïque, le Bloc Brabançon se présente comme une terre émergée (sauf au Cambrien inférieur et au Caradocien), le Bloc Ardennais est recouvert par la mer (sauf au Caradocien, à l'Emsien et au Couvinien). Le Seuil des Hautes Fagnes, prolongement oriental du Sous-Bloc Brabant Nord, marque son influence dans la sédimentation dès le Givétien. Alors que la phase orogénique calédonienne est marquée par le soulèvement des Blocs Brabançon et Ardennais, la Zone de Cisaillement Nord-Artois a joué par intermittence (Faille Bordière) notamment au Tournaisien inférieur. Ce jeu s'est toujours soldé par un soulèvement du Bloc Brabançon par rapport au Bloc Ardennais.

Au cours du Secondaire, le Bloc Brabançon émerge, le Bloc Ardennais manifeste la même tendance dans sa partie occidentale. Le Seuil des Hautes Fagnes influe à nouveau sur la sédimentation au Campanien. Le Secondaire apparaît comme une période d'inversion de comportement des Blocs entre le Paléozoïque et le Tertiaire.

Au cours du Tertiaire, les Blocs Brabançon et Ardennais se singularisent une nouvelle fois et c'est le Bloc Ardennais qui, cette fois, est exondé.

ETAGE	BLOC		Brabançon			Ardennais			
	SOUS BLOC		Compiègne	Brabant N	Brabant S	Artois	Somme Picardie	Sambre Oise	Ardenne
CAMBRIEN	< / >		Quadrillé	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
CARADOCIEN	>		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
GEDINNIEN	<		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
EMSIEN	>		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
COUVINIEN			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
GIVETIEN	>		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
FRASNIEN			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
FAMENNIEN			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
TOURNAISIEN	<		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
VISEEN	< / >		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
TRIAS			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
LIAS			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
JURASSIQUE	> / <		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
CRETACE	< / >		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
CAMPANIEN			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
MAESTRICHTIEN			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
HEERSIEN			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
LANDENIEN 2			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
LANDENIEN 3			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
Landénien terminal			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
YPRESIEN	< / >		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
LUTETIEN	< / >		Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
OLIGOCENE			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc
NEOGENE			Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc	Blanc

Tableau I. — Interprétation schématique des diverses paléogéographies en termes de Blocs et Sous-Blocs.

Quadrillé : zone continentale. Blanc : zone épicontinentale ou de sédimentation peu profonde. Traits horizontaux : zone de sédimentation profonde. Points noirs : zone à sédimentation continentale ou lagunaire.

N.B. Dans l'avant-dernière colonne, lire « Meuse Sambre » et non « Sambre Oise ».

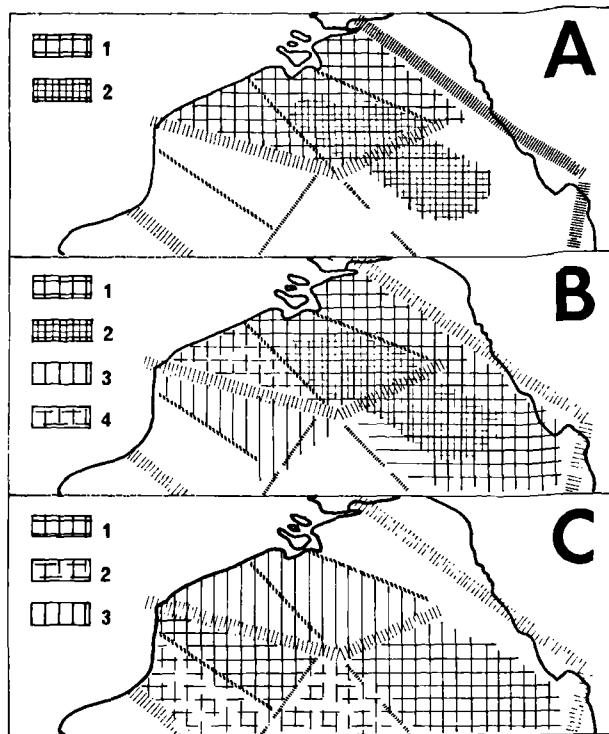


Fig. 27. — Interprétation schématique des différentes paléogéographies en termes de Blocs, Sous-Blocs et Seuil des Hautes Fagnes.

- A. Primaire : 1, zone haute anté méso-Dévonien. — 2, zone haute post méso-Dévonien.
- B. Secondaire : 1, zone haute. — 2, zone plus haute. — 3, zone haute post-Campanien. — 4, zone alternativement haute et basse.
- C. Tertiaire : 1, zone haute. — 2, zone alternativement haute et basse. — 3, zone haute Oligocène.

Dans le détail, les sous-blocs définis (Chap. I, fig. 3) présentent des périodes alternantes d'émergence et d'immersion. A ce point de vue, le Sous-Bloc Meuse-Sambre, à la charnière des Sous-Blocs Artois et Ardennes, apparaît comme très mobile.

Au cours du Quaternaire, les Blocs Ardennais et Brabançon gardent leur individualité, comme en témoignent les phénomènes néotectoniques qui jalonnent la Zone de Cisaillement Nord-Artois (Chap. V).

CONCLUSION

L'analyse des paléogéographies successives a suggéré le découpage d'une partie de la croûte de l'Europe Occidentale en Blocs structuraux dont le dynamisme a réglé l'histoire de la sédimentation pendant au moins le Phanérozoïque.

Il se dégage ainsi deux entités majeures :

- au Nord, le Bloc Brabançon, constitué des Sous-Blocs Campine, Brabant Nord et Brabant Sud ;
- au Sud, le Bloc Ardennais, constitué des Sous-Blocs Artois, Somme-Picardie, Meuse-Sambre, Ardenne.

Les deux Blocs sont séparés par la Zone de Cisaillement Nord-Artois qui a joué par intermittence depuis le Famennien au moins jusqu'à nos jours.

En ce qui concerne leur comportement, le Bloc Brabançon subit une tendance à l'émergence au Paléozoïque au Maastrichtien ; le Bloc Ardennais subit une tendance à l'émergence du Trias à nos jours ; la période d'inversion prenant place au cours du Mésozoïque.

BIBLIOGRAPHIE

- A) CARTES
- 1) Carte géologique de la France, 1/320.000^e, Lille-Dunkerque (8-3), Charleville-Mézières (9). Editions du B.R.G.M.
 - 2) Carte géologique de Belgique, 1/500.000^e. Atlas de Belgique, Pl. 8.
 - 3) Cartes géologiques de la France, 1/50.000^e. Editions du B.R.G.M., Orléans. Nos 5 à 189.
- B) TECTONIQUE
- 4) AHORNER L. (1970). — Seismo-tectonic relations between the graben zones of the Upper and Lower Rhine Valley. Graben problems, International Upper Mantel Project, Scientific Report, n° 27. p. 155-166, 5 fig.
 - 5) AUFFRET J.P., COLBEAUX J.P. (1977). — Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche Orientale. Bull. Soc. Géol. France (à paraître).
 - 6) AUTRAN A., GERARD A., WEBER Ch. (1976). — La carte gravimétrique de la France. Exemples d'utilisation géologique. Bull. Soc. Géol. France, 7^e série, t. 18, p. 1119-1132.
 - 7) BEUGNIES A. (1976). — Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne Belge). Ann. Soc. Géol. Nord, t. XCVI, p. 27-74, 14 fig., 1 carte, 2 annexes.
 - 8) BOUROZ A. (1956). — Contribution à l'étude des failles épicrocées de l'Artois. Ann. Soc. Géol. Nord, t. LXXVI, p. 51-62, 4 fig., 4 pl. h.-t.
 - 9) BURKE K., DEWEY J.F. (1973). — Plume-generated triple junctions : key indicators in applying plate tectonics to old rocks. Jour. of Geol., Vol. 81, n° 4, p. 406-433, 12 fig.
 - 10) C.F.P. (M.), COPESEP, R.A.P., S.N.P.A. (1965). — Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord, t. LXXXV, p. 273-281, 3 pl. h.-t.
 - 11) CAULIER P. (1974). — Etude des faciès de la Craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. Thèse 3^e cycle, ronéotypée, Université de Lille.

- 12) COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement nord-artois. *C.R. Ac. Sc.*, t. 278, p. 1159-1161, 1 fig.
- 13) COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. (1977). — Permanence de traits structuraux arqués dans le Nord de la France et en Belgique. 5^e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. Rennes, 19-22 avril 1977, p. 159.
- 14) D'ARCY D., ROUX J.C. (1971). — Carte du toit des Dièves en Picardie. *Bull. B.R.G.M.*, section 1, n° 2, p. 43-46, 1 carte.
- 15) De MONTESSUS de BALLORE (1906). — La science séismologique. Les tremblements de terre. 1 vol. in-8° raisin, 579 p., 222 fig. et cartes. A. Collin.
- 16) DE RIDDER N.A., LENSEN G.J. (1960). — Indirect evidence for transcurent faulting and some examples from New Zealand and the Netherlands. *Technical Bulletin of the Institute for Land and Water Management Research*, n° 15, p. 1-13, 16 fig.
- 17) HEYBROEK P. (1974). — Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. en Miljnbouw*, vol. 53, p. 43-50, 3 fig., 2 pl. hors-texte.
- 18) ILLIES J.H. (1972). — The Rhine graben rift system-plate tectonics and transform faulting. *Geophysical Surveys*, n° 1, p. 27-60, 21 fig.
- 19) JONES L. (1956). — Pesanteur, in *Atlas de Belgique*, du Comité National de Géographie, 16 p., Pl. V.
- 20) LEGRAND R. (1968). — Le massif du Brabant. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. de Belgique*, n° 9, 148 p., 9 fig., 5 pl. h.-t.
- 21) QUERIERE (de la) P., ROUX J.C., TIRAT M. (1971). — Carte du toit de la craie sous le recouvrement tertiaire dans le Sud de la Picardie (Aisne-Oise). *Bull. B.R.G.M.*, section 1, n° 2, p. 47-50, 1 carte.
- 22) SESOREN A. (1976). — Lineament analysis from erts (Landsat) images of the Netherlands. *Geologie en Miljnbouw*, vol. 55, p. 61-67, 5 fig.
- C) PALEOZOÏQUE**
- 23) AUSTIN R., CONIL R., DOBLY G., LYS M., PAPROTH E., RHODES F.H.T., STREEL M., UTTING J. et WEYER D. (1970). — Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook-Head (Irlande) au Bohlen (D.D.R.). *Coll. Str. Carb.*, Liège, 1969, p. 167-177.
- 24) ASSELBERGHS E. (1936). — Le Dévonien du bord nord du bassin de Namur. *Mém. Inst. Géol. Un. Lv.*, vol. 10, p. 229-327.
- 25) ASSELBERGHS E. (1946). — L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Un. Lv.*, vol. 14.
- 26) BECKER G., BLESS M.J.M., STREEL M. et THOREZ J. (1974). — Palynology and ostracode distribution in the Upper Devonian and basal Dinantian of Belgium and their dependence on sedimentary facies. *Med. R. Geol. D.N.S.*, t. 25, n° 2, p. 9-98.
- 27) BEUGNIES A. (1963). — Essai d'interprétation géodynamique du magnétisme de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 171-193.
- 28) BEUGNIES A. (1964). — Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *R.G.P.G.D.*, vol. 6, n° 4, p. 269-277.
- 29) BEUGNIES A. (1965). — Contribution à l'Étude du Famennien du bord nord du bassin de Dinant. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, vol. 88, p. 411-450.
- 30) BEUGNIES A. (1973). — Contribution à l'étude du Famennien du bord sud du synclinorium de Namur. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIII, p. 147-155.
- 31) BEUGNIES A. (1976). — Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne Belge). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 27-74.
- 32) BEUGNIES A., DUMONT P., GEUKENS F., MORTELMANS G. et VANGUESTAINE M. (1976). — Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 263-274.
- 33) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., BOUZET Ph., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMARET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P.J., MESSIN J.P.M.Th., PAPROTH E., PIRLET H., STREEL M., VAN AMEROM H.W.J. et WOLF M. (1976). — Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Med. R. Ged. Dienst*, n.s., vol. 27, n° 3, p. 81-195.
- 34) BONTE A. (1969). — Le Boulonnais in *Géologie du Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 23-46.
- 35) BONTE A., COLBEAUX J.P., HOYEZ B. et LETHIERS F. (1974). — Les « Schistes d'Hydrequant » (Dévonien supérieur du Bas-Boulonnais) : nouvelles observations. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIV, p. 117-121.
- 36) BONTE A. et WATERLOT G. (1968). — Trois forages au Primaire, au Nord de Lille. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVIII, p. 83-88.
- 37) BOUCKAERT J. et CONIL R. (1970). — Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère dans la vallée de la Dendre ; découverte de conodontes à Brugelette. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 79, p. 1-4.
- 38) BOUCKAERT J., CONIL R., DELMER A., GROESSENS E., MORTELMANS G., PIRLET H., STREEL M. et THOREZ J. (1971). — Aperçu géologique des formations du Carbonifère belge. *Ser. géol. Prof. paper*, n° 2.
- 39) BOUCKAERT J., STREEL M. et THOREZ J. (1968). — Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, vol. 91, p. 317-336.
- 40) BOURGUIGNON P. (1951). — Étude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, vol. 74, p. 105-211.
- 41) BRICE D., BULTYNCK P., COLBEAUX J.P., LETHIERS F., MISTIAEN B., ROHART J.C. et BIGEY F. (1976). — Une nouvelle coupe dans le Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 135-155.
- 42) BULTYNCK P. (1970). — Révision stratigraphique et paléontologique de la coupe-type du Couvinien. *Mém. Inst. Géol. Un. Lv.*, n° 26.
- 43) BULTYNCK P. (1971). — Rapport sur la limite du Silurien-Dévonien et sur les limites entre les différents étages du Dévonien inférieur dans les Ardennes. *Serv. Géol. Belg., Cons. Géol.*, doc. n° 6.
- 44) CHABOT A. (1970). — Description d'un sondage effectué à Gages au voisinage de la limite dévono-carbonifère. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 79, p. 5-10.
- 45) COEN M. (1970). — Stratigraphie du Frasnien de la grotte de Remouchamps (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, vol. 93, p. 73-79.
- 46) COEN M. (1974). — Le Frasnien de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 97, p. 67-103.
- 47) COEN-AUBERT M. (1969). — Le Givétien et le Frasnien inférieur de Pepinster. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 92, p. 383-395.
- 48) COEN-AUBERT M. (1970). — Le Frasnien dans la région des Surdents (Massif de la Vesdre). *Ann. Soc. Géol., Belg.*, vol. 93, p. 383-395.
- 49) COEN-AUBERT M. (1973). — Le Givétien et le Frasnien de la Vallée du Hoyoux. *Serv. Géol. Belg., prof. paper*, n° 6.
- 50) COEN-AUBERT M. (1974). — Le Givétien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. *Ac. R. Belg., Cl. Sc.*, Mém. 18-2.
- 51) COEN-AUBERT M. et COEN M. (1974a). — Le Givétien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse, de Tailfer à Yvoir (bord nord du bassin de Dinant). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 97, p. 499-524.
- 52) CONIL R. (1958). — Recherches stratigraphiques sur les Terrains dinantiens dans le bord nord du bassin de Namur. *Ac. r. Belg. Cl. Sc.*, Mém. 14, 5, 1959.
- 53) CONIL R. (1963). — Interprétation micropaléontologique de quelques sondages de Campine. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 72, p. 1-13.
- 54) CONIL R. (1964). — Localités et coupes-types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Ac. R. Belg., Cl. Sc.*, Mém. 15, 4, 1964.
- 55) CONIL R. (1966). — Le Calcaire Carbonifère depuis le Tria jusqu'au V2a. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 90, p. 687-726.
- 56) CONIL R. (1967). — Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 90, p. 413-429.
- 57) CONIL R. (1973). — Intérêt de certaines coupes de l'Avesnois dans la séquence classique du Dinantien. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIII, p. 169-175.

- 58) CONIL R., GROESSENS E., LEJEUNE M., PEL J. et TSIEN H.H. (1975). — 2^e Symp. int. coraux et récifs coralliens fossiles, Paris. Exc. C. Livret-guide (Serv. géol. Belg.).
- 59) CONIL R., LYS M. et MAUVIER A. (1964). — Critères micropaléontologiques essentiels des formations-types du Carbonifère (Dinantien) du bassin franco-belge. 5^e Cong. int. Str. Géol. Carb., Paris, 1963, C.R., p. 325-332.
- 60) CORIN Fr. (1965). — Atlas des roches éruptives de Belgique. *Serv. Géol. Belg.*, Mém. n° 4.
- 61) DEJONGHE L. (1974)). — Le sondage de Boussu. *Serv. Géol. de Belg.*, Prof. Paper, n° 3.
- 62) DEJONGHE L., DELMER A. et GROESSENS E. (1976). — Découverte d'anhydrite dans les formations antémuriennes du sondage de Saint-Ghislain. *Bull. Ac. r. Belg. Cl. Sc.*, p. 80-83.
- 63) GRAULICH J.M. (1963). — Excursion du 15 juin 1963. - Visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, vol. 86, p. 589-598.
- 64) GRAULICH J.M. (1963a). — Les résultats du sondage de Soumagne. *Ann. Mines Belg.*, p. 248-251.
- 65) GRAULICH J.M. (1963b). — La phase sudète de l'orogène varisque dans le Synclinorium de Namur à l'Est du Samson. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 71, p. 181-199.
- 66) GRAULICH J.M. (1975). — Le sondage de Hermalle-sous-Argenteau. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. paper, n° 4.
- 67) GRAULICH J.M. (1975). — Le sondage de Boland. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. paper, n° 9.
- 68) GROESSENS E. (1974). — Distribution des conodontes dans le Dinantien de la Belgique. Int. Symp. on belgian microp. limits, Namur. *Serv. Géol. Belg.*, publ. 17.
- 69) GROESSENS E., CONIL R. et LEES A. (1973). — Problèmes relatifs à la limite du Tournaisien et du Viséen en Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 82, p. 17-50.
- 70) HOYEZ B. (1971). — Le Viséen du Boulonnais : analyse et corrélation séquentielles. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 113-128.
- 71) LACROIX D. (1974). — Sur la stratigraphie du Mésodévonien et du Frasnien au bord sud du synclinorium de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 97, p. 11-21.
- 72) LACROIX D., (1974a). — Le Mésodévonien et le Frasnien à Dave. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. paper, n° 5.
- 73) van LECKWIJCK W. et ANCIEN Ch. (1956). — A propos de la bordure septentrionale du synclinorium de Namur et de ses horizons d'oligiste oolithique : existence d'une lacune stratigraphique entre Frasnilien et Tournaisien à l'Est de la bande silurienne de Landenne-sur-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 79, mém. 3-39.
- 74) LECOMPTE M. (1963). — Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France. *Int. Symp. Dev. Syst., Alberta Soc. Petrol. Geol.*, vol. 2.
- 75) LECOMPTE M. (1970). — Die Riffe im Devon der Ardenne und ihre Bildungsbedingungen. *Geologica et Pal.*, 41, p. 25-71.
- 76) LEGRAND R. (1961). — Mise à jour de la légende stratigraphique du Gothlandien inférieur du Massif du Brabant. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 70, p. 186-195.
- 77) LEGRAND R. (1964). — Coupe résumée du forage de Booschot. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 72, p. 407-409.
- 78) LEGRAND R. (1965). — Mise au point concernant l'Ashgillien en Belgique. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 73, p. 191-192.
- 79) LEGRAND R. (1967). — Ronquières. - Documents géologiques. *Serv. Géol. Belg.*, Mém. n° 6.
- 80) LEGRAND R. (1968). — Le Massif du Brabant. *Serv. Géol. Belg.*, Mém. n° 9.
- 81) MALPICA R. (1973). — Etude micropaléontologique du Viséen de Chockier. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 96, p. 219-232.
- 82) MARLIERE R. (1966). — Le Viséen de la Petite Dendre et le captage de Ligne-Aubechies. *Bull. Soc. Belge Géol.* vol. 74, p. 221-240.
- 83) MARTIN Fr. (1968). — Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. *Inst. R. Sc. Nat. Belg.*, Mém. 160.
- 84) MARTIN Fr. (1969). — Ordovicien et Silurien belges : données nouvelles apportées par l'étude des Acritarches. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 77, p. 175-181.
- 85) MARTIN Fr. (1969a). — Sur l'âge des schistes de la bande calédonienne de Sambre-et-Meuse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, vol. 92, p. 241-242.
- 86) MARTIN Fr (1973). — Ordovicien supérieur et Silurien inférieur à Deerlyk (Belgique). *Inst. R. Sc. Nat. Belg.*, Mém. 174.
- 87) MARTIN Fr., MICHOT P. et VANGUESTAINE M. (1970). — Le Flysch caradocien d'Ombret. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, vol. 93, p. 337-362.
- 88) MICHOT P. (1931). — Une discordance à la base du Caradocien dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse. *Ac. R. Belg. Cl. Sc.*, vol. 17, n° 6, p. 823-826.
- 89) MICHOT P. (1934). — La stratigraphie du Silurien de la bande de Sambre-et-Meuse. *Ac. R. Belg. Cl. Sc.*, Mém. 13.
- 90) MICHOT P. (1954). — Le Silurien in « *Prodrome d'une description géologique de la Belgique* ». Liège, p. 39-71.
- 91) MICHOT P., GERARDS J., MONTY C. et PIRLET H. (1963). — Sédimentologie des formations viséennes du Synclinorium de Namur, dans la Vallée de la Meuse. 6^e Congr. int. sédim. Belg. et P.B., exc. G.
- 92) MORTELMANS G. (1952). — Observations nouvelles sur les « porphyroïdes » caradociens de la gare d'Hennuyères. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 61, p. 176-197.
- 93) OVERLAU P. (1966). — La sédimentation viséenne dans l'Ouest du Hainaut belge. *Thèse Univ. Cath. Louvain*.
- 94) PAPROTH E. et STREEL M. (1970) — Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien-Carbonifère entre les faciès litto-aux ardennais et les faciès bathyaux rhénans. *Coll. Str. Carb.*, Liège, 1969, p. 365-398.
- 95) PIRLET H. (1964). — La sédimentation rythmique de la partie inférieure du V3a dans le bassin de Namur : les relations entre le Dinantien et le Namurien de Namèche à Moha. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 86, p. 461-468.
- 96) PIRLET H. (1967). — Mouvements épigénétiques dévono-carbonifères dans la région de Visé : la carrière de « la Folie » à Bomboye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 90, p. 103-117.
- 97) PIRLET H. (1967a). — Mouvement épigénétique au sein du Viséen inférieur V1 dans la partie centrale du synclinorium de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 90, p. 255-260.
- 98) PIRLET H. (1967b). — Nouvelle interprétation des carrières de Richelle : le Viséen de Visé. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 90, p. 299-328.
- 99) PIRLET H. (1968). — La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoriums de Namur et de Dinant. *Ac. R. Belg., Cl. Sc.*, Mém., 2^e s., t. 17, f. 4.
- 100) PIRLET H. (1968a). — La tranchée de Berneau à Visé et la sédimentation dévono-carbonifère dans la région de Visé. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 90, p. 751-765.
- 101) PIRLET H. (1969). — Sur l'âge et la signification tectonique de la brèche de Bouffioux. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 92, p. 123-130.
- 102) PIRLET H. (1972). — La « Grande Brèche » viséenne est un olistostrome. Son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 95, p. 53-134.
- 103) STREEL M. (1973). — Corrélations palynologiques dans le Tournaisien du synclinorium de Namur. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 82, p. 397-415.
- 104) THOREZ J. (1969). — Sédimentologie du Famennien supérieur dans le synclinorium de Dinant. *Thèse de Doct., U. Lg.*, Liège, p. 1-226.
- 105) TSIEN H.H. (1971). — The middle and Upper Devonian Reef-Complexes of Belgium. *Petrol. Geol. Taiwan*, vol. 8, p. 119-173.
- 106) TSIEN H.H. (1972). — Middle Devonian and Frasnian Stratigraphy of Belgium. *Serv. Géol. Belgique*, Conseil Géologique, doc. n° 7.
- 107) TSIEN H.H. (1977). — Paléogéographie du Dévonien moyen et du Frasnien de l'Europe occidentale et développement des récifs en Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, p. 57-66.

- 108) TSIEN H.H., DRICOT E., MOURAVIEFF A.N., BOUCKAERT J. (1973). — Le Frasnien de la coupe de Taiffer. *Serv. Géol. Belg.*, Prof. paper, n° 11.
- 109) VANGUESTAINE M. (1973). — Etude palynologique du Cambro-Ordovicien de Belgique et de l'Ardenne française. *Thèse Doct.*, Faculté des Sciences, Liège.
- 110) WALLACE P. (1969). — The sedimentology and paleoecology of the Devonian of the Fergues in lier, northern France. *G. H. Géol. Soc. Lond.*, vol. 125, p. 83-124.
- 111) C.F.P. (M.), COPESEP, R.A.P, et S.N.P.A. (1965). — Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXV, p. 273-280.

D) MESOZOIQUE

- 112) ALLEN P. (1967). — Origin of the Hastings Facies in North-Western Europe. *Proceed. Geol. Assoc.*, vol. 78, p. 27-106.
- 113) ANTUN P. (1954). — Le Permien, le Trias et le Jurassique du Nord-Est de la Belgique. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, p. 377-384.
- 114) BONTE A. (1938). — La série liasique du puits de Rouvroy-sur-Audry (Ardennes). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXIII, p. 40-51.
- 115) BONTE A. et al. (1964). — La craie phosphatée dans le Nord et le Pas-de-Calais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIV, p. 41-42.
- 116) BROQUET P. (1973). — La craie phosphatée en Picardie. Perspectives d'avenir de la prospection. *Ann. Scientifique Univ. Besançon*, vol. 3, n° 20, p. 143-152.
- 117) CAULIER P. (1974). — Etude des faciès de la Craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. *Thèse 3^e cycle*, ronéotypée. Université de Lille.
- 118) DEHEE R. (1926). — La Craie à Belemnites (craie de Meudon) à la Fosse St-Aybert des Mines de Thivencelles. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LI, p. 137-140.
- 119) DE MERCEY N. (1887). — La craie phosphatée à Belemnites quadrata dans le Nord de la France. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, t. 15, p. 719-725.
- 120) DE MERCEY N. (1891). — Remarques sur les gîtes de phosphate de chaux de la Picardie. *Bull. Soc. géol. France*, t. 19, p. 854-876.
- 121) FORIR H., HABETS A., LOHEST M. (1903-1906). — Etude géologique des sondages exécutés en Campine. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, vol. 30 et 21, 15 pl.
- 122) GOSSELET J. (1881). — Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. Fasc. 2, terrains secondaires, p. 167-278 et planches. Lille.
- 123) GOSSELET J. (1903). — Un sondage à Merlimont (P.-de-C.). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXII, p. 138-145.
- 124) GOSSELET J. (1905). — Les sondages du littoral de l'Artois et de la Picardie. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXIV, p. 75-99, 1 pl., 3 fig.
- 125) GULINCK M., J.H. v. VOORTHUYSEN. (1961). — Guide d'excursions. 7^e Colloque européen de Micropaléontologie (Pays-Bas et Belgique).
- 126) HEYBROECK P. (1974). — Explanation to tectonic maps of the Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, vol. 53, p. 43-50, 3 fig., 2 pl. h.-t.
- 127) LEGRAND R. (1951-1952). — Carte géologique et hypsométrique du socle paléozoïque de la Belgique, complétée par les allures générales du Crétacé. *Bull. Soc. Belge. de Géol.*, vol. 59, p. 318-341.
- 128) LERICHE M. (1935). — Sur le Crétacé supérieur du Hainaut et du Brabant. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, vol. 58, p. B-118-140.
- 129) LERICHE M. (1948). — Quelques observations nouvelles sur le Crétacé de Thudinie. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, vol. 71, p. B-240-247.
- 130) LEROUX E. et PRUVOST P. (1935). — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LX, p. 70-99.
- 131) MARLIERE R. (1946). — Deltas wealdiens du Hainaut. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, vol. 55, p. 69-101.
- 132) MARLIERE R. (1954). — Le Crétacé. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, p. 417-444.
- 133) MARLIERE R. (1965). — Les connexions du bassin crétacé de Mons au Bassin de Paris. *Bull. Ac. Royale de Belgique, Cl. Sc.*, p. 604-615.
- 134) MOORKENS T.L (1967). — Quelques Globotruncanidés et Rotaliporidés du Cénomanién, Turonien et Coniacien de la Belgique. *Proceed. of 1st intern. conf. on plankt. microfossils*. Leiden, E.J. Brill, p. 435-459, 3 pl.
- 135) PEGRUM R.M. et al. (1975). — Geology of the North-West European continental shelf. Vol. 2. The North Sea, 225 p., Graham Trotman Dudley Ltd. London.
- 136) PETIT R. (1955). — La surface du Gault dans le département de la Somme. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXV, p. 22-51, 1 pl.
- 137) PRUVOST P. (1922). — L'existence du Lias en profondeur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVII, p. 32-49.
- 138) RAT P. (1974). — Visages de la France entre l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine. In J. Debelmas. *Géologie de la France*, t. 1, Doin, Paris.
- 139) ROBASZYNSKI F. (1975). — Approche biostratigraphique du Cénomanién : schémas paléogéographiques. Colloque sur le Cénomanién. *Ann. Mus. Hist. Nat., Nice* (sous presse).
- 140) ROBASZYNSKI F. (1977). — In Amedro et al. — Echelles biostratigraphiques dans le Cénomanién du Boulonnais. *Geol. Méditerr.* (sous presse).
- 141) ROBASZYNSKI F. (1977). — In Rat P. — La France au Cénomanién : schémas paléogéographiques. Colloque sur le Cénomanién. *Géol. Méditerr.* (sous presse).
- 142) ROBASZYNSKI F. (1977). — Les gisements de phosphate. In *Notice explicative de la carte métallogénique de l'Europe* (Section Belgique, Pays-Bas, Luxembourg).
- 143) STAINIER X. (1942-1943). — Le Jurassique, le Triasique et le Permien de la Campine. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, Vol. 66, p. B163-207.
- 144) WHITTAKER A. (1975). — A postulated post-Hercynian rift valley system in southern Britain. *Geol. Mag.*, vol. 112, p. 137-149.

E) CENOZOIQUE

TERTIAIRE (moins le Néogène)

- 145) BLONDEAU A. (1965). — Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique. *Thèse Sc.*, Paris, 465 p., 130 fig., 10 cartes, 50 ph.
- 146) BLONDEAU A., CAVELIER C., FEUGUEUR L., POMEROL Ch. (1965). — Stratigraphie du Paléogène du bassin de Paris en relation avec les bassins avoisinants. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e série, t. 7, p. 200-221, 8 tabl.
- 147) CAIEMBERT L. et GUILINCK M. (1954). — L'Oligocène. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, p. 495-531.
- 148) CELET P. (1969). — Géologie du Cambrésis et des régions environnantes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, 1, p. 91-102.
- 149) DUBOIS G. (1921). — Etude des faciès thanétien et sparnacien du Landénien à Saint-Josse-sur-Mer et Saint-Aubin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLVI, p. 79-133.
- 150) FOURMARIER P. (1954). — La tectonique. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, p. 724-733.
- 151) FEUGUEUR L. (1963). — L'Yprésien du Bassin de Paris. Essai de monographie stratigraphique. *Mém. pour servir à l'explic. de la Carte géol. détaillée de la France*, Paris, 568 p., 8 pl. ph., 9 pl. h.-t.
- 152) GULINCK M. (1965). — Aperçu sur les dépôts éocènes de la Belgique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^e série, t. 7, p. 222-227, 2 fig.
- 153) GULINCK M. et HACQUAERT A. (1954). — L'Eocène. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Liège, p. 451-493, 4 tabl.
- 154) LERICHE M. (1903). — Sur les horizons paléontologiques du Landénien marin du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXII, p. 239-252.
- 155) LERICHE M. (1909). — Les vestiges de la mer yprésienne entre la Flandre et l'île-de-France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXXVIII, p. 421-428, 1 fig., 1 pl. h.-t.

- 156) LERICHE M. (1912). — L'Eocène des bassins parisien et belge. *Bull. Soc. Géol. France*, 4^e série, t. 12, p. 716-724, 5 pl.
- 157) LERICHE M. (1928). — Sur la répartition des faciès lagunaires et fluviaux du Landénien dans le bassin belge et parisien. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 38, p. 69-91, 1 fig.
- 158) MARLIERE R. (1969). — Les faciès et l'extension du Heersien dans le bassin de Mons. *Bull. Soc. Géol. de Belgique*, vol. 92, p. 51-77
- 159) POMEROL Ch. (1965). — Les sables de l'Eocène supérieur (Lédien et Bartonien) des bassins de Paris et de Bruxelles. *Mém. pour servir à l'expl. de la carte géol. détaillée de la France*, Paris, 214 p., 75 fig, 6 pl., 3 tabl.
- 160) POMEROL Ch. (1967). — Esquisse paléogéographique du Bassin de Paris à l'ère tertiaire et aux temps quaternaires. *R.G.P.G.D.*, vol 9, p. 55-85, 15 fig.
- 161) POMEROL Ch. (1973). — Stratigraphie et Paléogéographie. Ere Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). Doin, édit, 269 p., 235 fig.
- 162) SIERAKOSKI G. (1970). — Etude sédimentologique des sables tertiaires de la région de Bonnelles (Liège). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, vol. 93, p. 491-508.
- 163) SOMME J. (1975). — Les plaines du Nord de la France et de leur bordure. Etude géomorphologique *Thèse de Doctorat d'Etat*, Université de Paris I.
- F) QUATERNAIRE**
- 164) BONTE A. (1957). — Observations sur le Dôme du Mélançois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXVII, p. 154-163.
- 165) CORNET J. (1925). — La Haine, l'Escaut et le Dôme du Mélançois. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, vol. 48, p. B105-113.
- 166) DUBOIS G. (1925). — Note sur la plaine de la Lys aux environs d'Armentières et observations sur la nature et l'âge de cette plaine. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. L, p. 97-107.
- 167) GOSSELET J. (1894). — Cours de géographie physique : Plaine de la Lys, pays de Weppes, pays de Ferrain, pays de Courtrai. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XXII, p. 38-53.
- 168) GOSSELET J. (1920). — La Plaine de la Lys (mém. posth.). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLV, p. 146-166.
- 169) GULINCK M. et LEGRAND R. (1969). — La nappe aquifère franco-belge du calcaire carbonifère. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 78, p. 235-251.
- 170) MACAR P. (1971). — La néotectonique de la Belgique. Essai de synthèse. In *Etudes sur le Quaternaire dans le monde. VIII^e Congrès INQUA*, Paris (1969), 2, p. 803-812, 2 fig.
- 171) MACAR P. (1976). — Les mouvements épirogéniques décelables en Belgique. L'aide de la Géomorphologie. In *Géomorphologie de la Belgique*, Homm. au Prof. Macar, Liège, p. 93-106, 5 fig.
- 172) MARLIERE R. (1970). — Géologie du Bassin de Mons et du Hainaut : un siècle d'histoire. *Ann. Soc. Géol. Nord, Rapp. Trav. Cent.*, t. XC, p. 171-189, 4 fig., 1 tabl.
- 173) PAEPE R. (1963). — Bouw en oorsprong van de vlakke van de Leie. *Thèse*, Ghent, 225 p.
- 174) PAEPE R. (1965). — Evolution morphologique de la Plaine de la Lys et des Monts de Flandre. *Bull. Soc. Belge Géol.*, vol. 74, p. 1-18, 8 fig.
- 175) PAEPE R. et SOMME J. (1975). — Marine Pleistocene transgressions along the flemish coast (Belgium and France). Quaternary Glaciations in the Northern hemisphere. *I.G.C.P.*, Proj. 73/1/24, report n° 2, 1974, Prague, p. 108-116, 3 fig.
- 176) PAEPE R., SOMME J. et TUFFREAU A. (1977). — Quaternaire du Nord de la France et du Sud de la Belgique : Paléogéographie, stratigraphie, Paléolithique. *Livret-guide de l'excursion A.F.E.Q.*, Lille, 130 p., 70 fig.
- 177) SOMME J. (1967). Tectonique récente dans la région de Lille (Pays de Weppes et Mélançois occidental). *Rev. Géom. Dyn.*, Paris, p. 55-65, 4 fig.
- 178) SOMME J. (1975). — Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Paris, 790 p., 185 fig. h.-t.
- 179) STEVENS C. (1938). — Le relief de la Belgique. *Mém. Inst. Géol. Un. Louvain*, t. XII, p. 37-428, 126 fig. 39 ph., atlas.
- 180) TAVERNIER R. et DE MOOR C. (1974). — L'évolution du Bassin de l'Escaut. In *L'évolution quaternaire des bassins fluviaux de la Mer du Nord méridionale. Cent. Soc. Géol. Belg.*, Liège, p. 159-231, 7 fig.
- 181) WATERLOT G. (1948). — A propos d'affaissements actuels du sol : quelques précisions dans la vallée de la Haine française. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXVIII, p. 2-12.
- 182) WATERLOT G. (1969). — Aperçu géologique de la région de Lille. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIX, p. 67-77, 4 fig.
- 183) ZAGWIJN W.H. (1974). — The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. *Boreas*, vol. 3, p. 75-97, 10 fig.

A propos de la stratigraphie et de l'hydrogéologie de la vallée de la Bar (Ardennes, France)

par Régis ARDAENS (*)

(Planche LVI)

Sommaire. — L'auteur présente une mise au point stratigraphique des séries jurassiques et crétacées de la vallée de la Bar. Des apports paléontologiques ont permis de préciser l'âge de certains niveaux du Jurassique (en particulier dans le Bathonien et l'Oxfordien). L'aspect microscopique des faciès a également été abordé.

Une présentation des différents horizons aquifères est donnée dans cette note. Les premières études hydrogéologiques, relatives à la nappe des alluvions de la Bar, sont exposées (bilan et faciès hydrochimique).

Summary. — Some complementary stratigraphical informations are pointed out the Jurassic and Cretaceous sequences of the Bar valley. Palaeontological discoveries have allowed the author to precise some jurassic stratigraphy (Bathonian and Oxfordian). Then a microscopical study of the different facies has been carried on.

A presentation of the different aquifers is made in this article, as well as new hydrogeological data (balance sheet and water chemistry) from the alluvium aquifer of the river Bar.

I. — CADRE GEOGRAPHIQUE DU SECTEUR ETUDIE

La Bar prend sa source dans la région d'Harricourt, au SE de Mézières. Affluent de la rive gauche de la Meuse, elle conflue avec celle-ci en aval de Donchery à 8 km de Sedan (fig. 1A).

Au Quaternaire ancien, cette rivière était tributaire de l'Aire, affluent rive droite de l'Aisne (fig 1A). L'"Aire-Bar" a été ensuite détournée par l'Aisne au profit de la Seine (Davis, 1895 et Macar, 1945). Il reste de nombreuses traces de cette capture, la plus remarquable est le "brusque coude de l'Aire, au niveau du village de Grandpré" (Tilloy, 1946), visible sur la carte géographique de la fig. 1A.

S'écoulant dans une direction générale Sud-Nord, la Bar recoupe les formations géologiques du Lias au Crétacé inférieur de la bordure septentrionale du Bassin de Paris (fig. 1B).

II. — LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

Après l'orogénèse hercynienne, l'Ardenne a été rabotée par l'érosion. Les dépôts des mers épicontinentales jurassiques sont transgressifs et discordants sur le "socle" paléozoïque. Pendant le Crétacé, la mer transgresse épisodiquement le môle ardennais émergé. Aucun sédiment tertiaire n'a été reconnu dans le secteur étudié. Dès le Pliocène et au cours du Quaternaire, la région étudiée est soumise à des conditions périglaciaires qui entraînent le dépôt de "limons loessiques" et des phases de creusement et de remblaiement fluviales (Tricart, 1949 et Miart, 1955). La morphologie actuelle des Ardennes est le résultat du "cycle d'érosion" plio-quaternaire. Nous envisagerons chronologiquement et successivement les différentes séries sédimentaires mésozoïques. Pour chaque étage, nous présenterons une coupe stratigraphique synthétique qui résume l'état actuel des connaissances (fig. 2 à fig. 8). L'analyse des formations récentes ne sera pas envisagée.

(*) Laboratoire de Géologie Dynamique, Université des Sciences et Techniques de Lille.

Note déposée le 14 Octobre 1977.

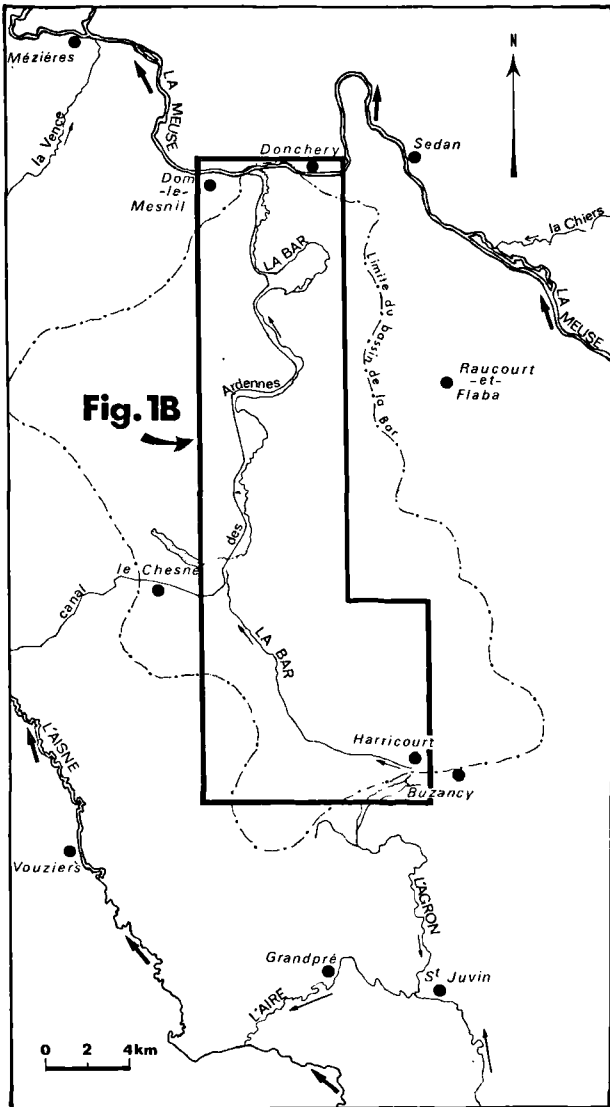


Fig. 1A. — Situation géographique du secteur étudié.

Fig. 1B. — Carte géologique de la vallée de la Bar (d'après Ardaens, 1976, D.E.A.).

Légende. — 1 : Gisement fossilifère (décrit dans le texte). — 2 à 4 : Formations récentes : 2, colluvions ; 3, alluvions anciennes (A) et modernes ; 4, limons loessiques. — 5 à 7 : Crétacé : 5, Albien supérieur (gaize) ; 6, Albien inférieur et moyen ; 7, Wealdien. — 8 à 17 : Jurassique. — 8 à 10 : Oxfordien : 8, supérieur ; 9, moyen ; 10, inférieur. — 11 : Callovien. — 12 à 15 : Bathonien : 12, supérieur ; 13, termes de passage ; 14, moyen ; 15, inférieur. — 16 et 17 : Bajocien : 16, supérieur ; 17, inférieur et moyen. — 18 et 19 : Lias : 18, Toarcien ; 19, Domérien.

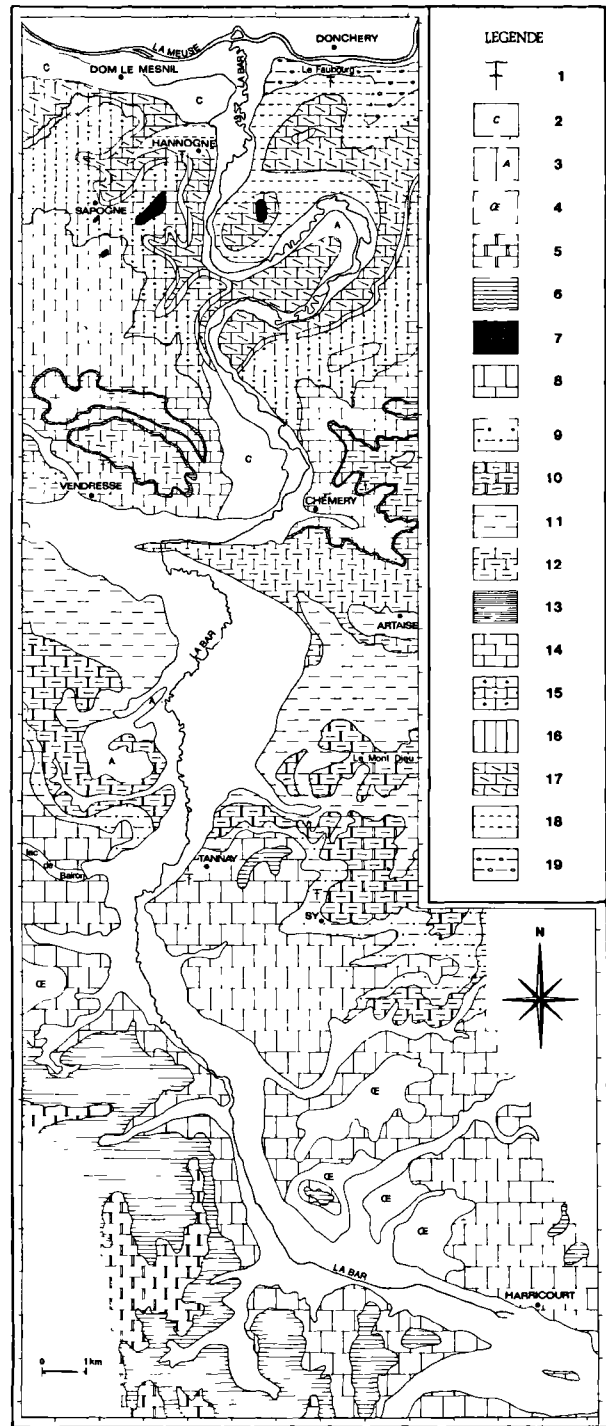


Fig. 1B

A) LE JURASSIQUE.

1) Le Lias.

Il est essentiellement marneux (fig 2 - LA et LB). Les premiers dépôts reconnus par Delépine (1921 et 1922), Dubar (1922-1923) et Bonte (1941), sont d'âge domérien.

a) Le Domérien.

1) Les "marnes à ovoïdes" du Domérien inférieur (LA 1).

Elles se composent d'argiles gris-bleuté, micacées, contenant de nombreux nodules ovoïdes calcaireux. A la base de la série, épaisse d'environ 60 m, il existe de nombreuses

petites intercalations de bancs lumachelliques riches en *Astarte striato-sulcata* (biosparites à gravelles) (*).

Au lieu-dit "le Faubourg", au sud de Donchery (fig. 1B), ces argiles ont fourni par lavage de nombreux Foraminifères et des Ostracodes dont *Gramanella apotolescini*, *Pseudohealdia* sp., *Ogmoconda* sp., *Klinglerella* sp. (**).

2) Le Domérien supérieur (LA 2).

Il est formé de sables argilo-calcaires à la base. Ceux-ci sont surmontés de calcaires gréseux jaunâtres, un peu ferrugineux (intrasparites gréseuses). Cet ensemble est ici épais de 30 m.

b) Le Toarcien.

Il se présente sous la forme d'une couche d'environ 60 m d'argiles bleuâtres, bitumineuses, contenant des intercalations décimétriques de calcaires à grain fin (Bonte, 1941 et fig. 2-LB). Il affleure très mal, cependant nous avons pu l'observer en un endroit. Dans le talus de la route Sedan-Vouziers, à 1,600 km au SE de Donchery (fig. 1A), on voyait le Toarcien qui a fourni :

— un moule externe d'*Hildoceras semipolitum* Buckman, Ammonite caractéristique de l'extrême sommet de la zone "à *Bifrons*" (Mouterde et al., 1971) ;

— des bancs décimétriques et lenticulaires de calcaires fins, gris-bleu, présentant des structures de *septaria* et de "cone in cone".

Il y a une lacune de sédimentation au sommet du Lias et à la base du Dogger. Ceci est confirmé dans la vallée de la Bar par l'absence de zones à "*Variabilis*" jusqu'à "*Aalensis*" du Toarcien supérieur et des dépôts aaléniens (Bonte, 1941).

2) Le Dogger.

La série débute au Bajocien inférieur. Au cours du Dogger, nous pouvons mettre en évidence deux épisodes calcaires, à savoir le

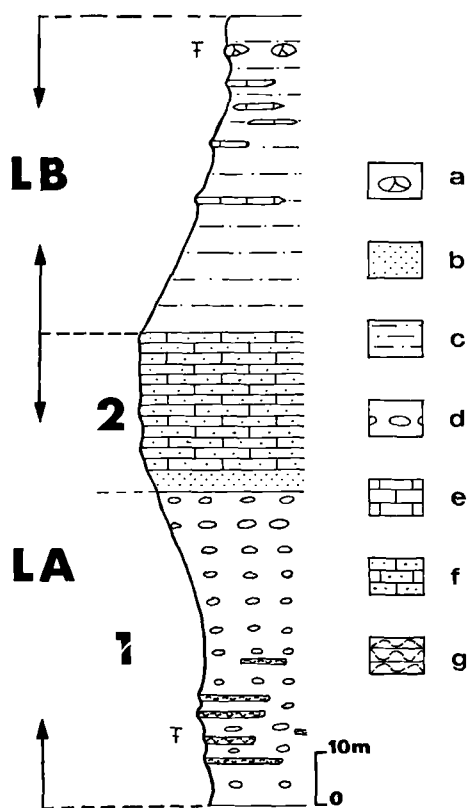


Fig. 2. — La série liasique de la vallée de la Bar. a, *Septaria*. — b, Sables. — c, Argile silteuse. — d, "Marnes à ovoïdes". — e à g, Calcaires : e) à grain fin ; f) gréseux ; g) lumachelle.

Sigles : LA 1 à 2 : Domérien : 1) inférieur ; 2) supérieur. LB : Toarcien.

(*) J'indiquerai souvent, entre parenthèses, le microfaciès observé en lame mince. La nomenclature utilisée est celle qui a été proposée par Elf Aquitaine en 1975, inspirée par Folk.

(**) Je remercie très vivement les spécialistes qui m'ont donné les précisions paléontologiques relatives aux faunes jurassiques : M^{me} F. Dépêche (Ostracodes), MM. H. Tintant et D. Marchand (Céphalopodes), M^{me} A. Rollet, MM. B. Laurin, J.C. Fischer (Brachiopodes), M^{me} L. Beauvais (Madréporaires), M^{me} G. Termier (Gastéropodes), M. J. Roman (Echinodermes).

Bajocien moyen et le Bathonien, séparés par les marnes à *Ostrea acuminata* du Bajocien supérieur (fig. 3, 4 et 5).

a) Le Bajocien.

1) Le Bajocien inférieur (fig. 3 D1).

Il est formé à sa base de sables calcaires jaunâtres qui emballent des blocs lenticulaires de calcaires gréseux (intramicrites gréseuses à grains de quartz détritiques anguleux). Ceux-ci sont surmontés de quelques bancs de calcaires gréseux. Les fossiles sont rares ; nous pouvons noter cependant la présence de Foraminifères et d'Algues (Dasycladacées).

La découverte par Bonte (1941) d'une faune d'Ammonites fixerait l'âge de la transgression bajocienne, dans la vallée de la Bar, à la zone à "Sauzei" [ceci devant se confirmer (*)].

2) Le Bajocien moyen (fig. 3 D2).

Il est essentiellement constitué de 40 m de calcaires jaunâtres bioclastiques (biosparites gréseuses). La faune, peu abondante, se compose d'Ammonites (*), de Lamellibranches et d'Echinodermes. A Hannogne (3 km au SE de Dom-le-Mesnil) (fig. 1B), ces niveaux ont fourni *Ostrea* sp. et des Echinodermes : *Hemipedina* aff. *perforata* (Wright).

Le sommet de ces calcaires est marqué par une surface taraudée et durcie (fig. 3) ; celle-ci a pu être mise en évidence dans les carrières de Dom-le-Mesnil et d'Hannogne (fig. 1B).

3) Le Bajocien supérieur (fig. 3 D3).

Nous pouvons distinguer deux niveaux, l'un calcaire, l'autre marno-calcaire.

a) Les calcaires à *Ostrea acuminata* : ce sont des lumachelles rougeâtres très dures, riches en *Ostrea acuminata* Sowerby. Ce niveau épais de quelques mètres, excellent repère cartographique, a pu être suivi dans toute la vallée de la Bar.

(*) A 2,500 km au SSE de Donchery (fig. 1B), une série de calcaires marneux à oolithes ferrugineuses, surmontant les calcaires gréseux (datés par Bonte de la zone à "Sauzei"), vient d'être mise en évidence grâce à la réfection des talus de la route nationale Sedan-Vouziers. Ces niveaux oolithiques ont fourni une belle faune, en particulier d'Ammonites (*Teloceras* et *Dorsetensia*), caractérisant la zone à "Humphriesanum", sous-zone à "Blagdeni" du Bajocien (Mouterde et al., 1971) (à publier).

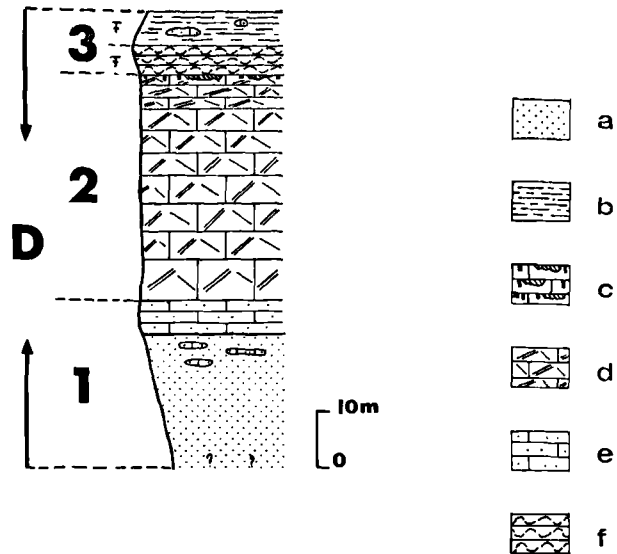


Fig. 3. — La série bajocienne de la vallée de la Bar.
a, Sable. — b, Marne. — c à f, Calcaires : c) à surface perforée et durcie ; d) bioclastique ; e) gréseux ; f) lumachelle.
Sigles : D 1 à 3 : Bajocien : 1) inférieur ; 2) moyen ; 3) supérieur.

b) Les marnes à *Ostrea acuminata* : elles sont formées de marnes brunâtres, d'épaisseur variable (10 à 15 m). Des intercalations lenticulaires de calcaires gréseux y sont fréquentes. Un prélèvement, à Hannogne (fig. 1B), a fourni par lavages :

- des débris d'*Ostrea acuminata* Sowerby ;
- des morceaux d'Echinodermes ;
- des Foraminifères (une telle faune a été étudiée par Garrot et al., 1959) ;
- des Ostracodes : *Olygocythereis* cf. *fullonica*, *Pseudoprotocythere bessinensis*, *Glyptocythere malzi*, *Eoschlundea batei*, *Protocythereidea* ? aff. *erassa*, *Monoceratina* sp., *Parariscus bathonicus*.

b) Le Bathonien.

On distingue quatre ensembles essentiellement calcaires (fig. 4 et 5, D4 à D7). Nous avons adopté, pour la commodité de reconnaissance sur le terrain, les subdivisions utilisées et décrites dans la thèse de Fischer (1969). Ce sont : le Bathonien inférieur ("Oolithe miliaire") ; le Bathonien moyen ("calcaires pseudo-oolithiques") ; des termes de transition ("calcaires marno-crayeux") ; le Bathonien supérieur ("calcaires marneux").

1) *Le Bathonien inférieur (D4).*

La série, épaisse de 40 m, est formée de calcaires oolithiques blanchâtres (oobiosparites gréseuses) et de calcaires détritiques (pelmicrites et sparites gréseuses). Cet ensemble correspond à l' "oolithe miliare" définie par Piette (1885)(*). A Sapogne, au nord de la vallée (fig. 1B), ces niveaux ont fourni des restes de végétaux.

2) *Le Bathonien moyen (D5).*

Ce sont des calcaires où prédominent la couleur blanche et les faciès pseudo-oolithiques. Au sein de cet ensemble, épais de 60 m, nous avons pu mettre en évidence des éléments repères qui sont (fig. 4 D5 et fig. 5) :

- la présence aux deux-tiers de la série d'un niveau à *Blastochaetetes bathonicus* Fischer, très nombreux, et de petite taille (1 à 10 cm) ;
- l'existence au sommet du Bathonien moyen d'un niveau à *Blastochaetetes bathonicus* Fischer, de grande taille (20 à 30 cm) (fig. 5 A).

Ces organismes, découverts pour la première fois dans les Ardennes par Fischer en 1965, ont été rattachés aux Hydrozoaires (Lafuste et Fischer, 1971). De tels niveaux-repères sont connus dans l'Aisne (Lethiers, 1968).

La faune de ces calcaires est assez riche, à Chémery (fig. 1B), les calcaires blancs ont fourni les fossiles suivants (fig. 5 B et C) :

- un Hydrozoaire : *Blastochaetetes bathonicus* Fischer ;
- des Lamellibranches : *Fimbria lajoyei* (d'Archiac), *Pterocardia pesbovis* (d'Archiac), *Jurassicardium axonense* (Cossmann), *Lima (Plagisotoma) hellica* (Cossmann et d'Orbigny), *Parallelodon hirsonensis* (d'Archiac) ;
- des Gastéropodes : *Nerinea* sp., *Dicroloma* sp., *Purpurroidea minax* (Piette) ;
- des Madréporaires : *Stercophyllia tenuiradiata* (De Fromental et Fery), *Trocacea cupuloides* nov. sp., *Chomatoseris (Anabacia) orbulites* (Lamoureux) ;
- des Brachiopodes : *Burmhynchia turgida* Buckman, *Epithyrus onoxica* Arkwell.

3) *Les calcaires marno-crayeux à Isjuminella decorata* (Schloteim) (D6).

Cet ensemble, d'épaisseur variable, est formé de calcaires marno-crayeux et de lumachelles à *Isjuminella decorata* (Schlot.) (fig. 5).

Ce niveau est remarquable de par sa constance depuis Origny-en-Thiérache (Aisne) jus-

(*) Nous devons utiliser ce terme avec une certaine réserve, les faciès microdétritiques se substituent le plus souvent aux faciès oolithiques francs (Fischer, 1969 et Ardaens, 1976, D.E.A.).

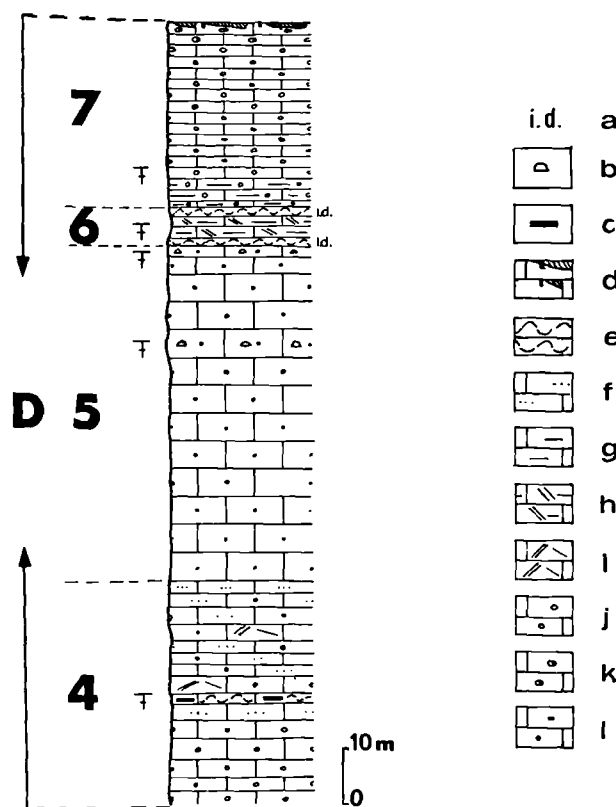


Fig. 4. — La série bathonienne de la vallée de la Bar. a, *Isjuminella decorata* — b, *Blastochaetetes bathonicus*. — c, Débris végétaux. — d à l, Calcaires : d) à surface durcie et perforée ; e) lumachelle ; f) gréseux ; g) marneux ; h) marno-crayeux ; i) bioclastique ; j) oolithique ; k) à oolithes ferrugineuses ; l) pseudo-oolithique. Sigles : D4 à 7 : Bathonien : 4) inférieur ; 5) moyen ; 6) termes de passage ; 7) supérieur.

qu'à Bulson (Est de la vallée de la Bar), où il disparaît (Fischer, 1965b). Bonte et al. (1963) ont proposé de rattacher ces niveaux au Bathonien supérieur, à cause de la présence d'*Orbitammina elliptica* (d'Archiac) (**). Fischer (1969) fait remarquer que ce Foraminifère caractérise aussi la partie terminale du Bathonien moyen, et considère de ce fait ces calcaires comme des termes de transition entre le Bathonien moyen et le Bathonien supérieur.

(**) Je n'ai pas, pour ma part, retrouvé de trace de ce fossile dans la vallée de la Bar.

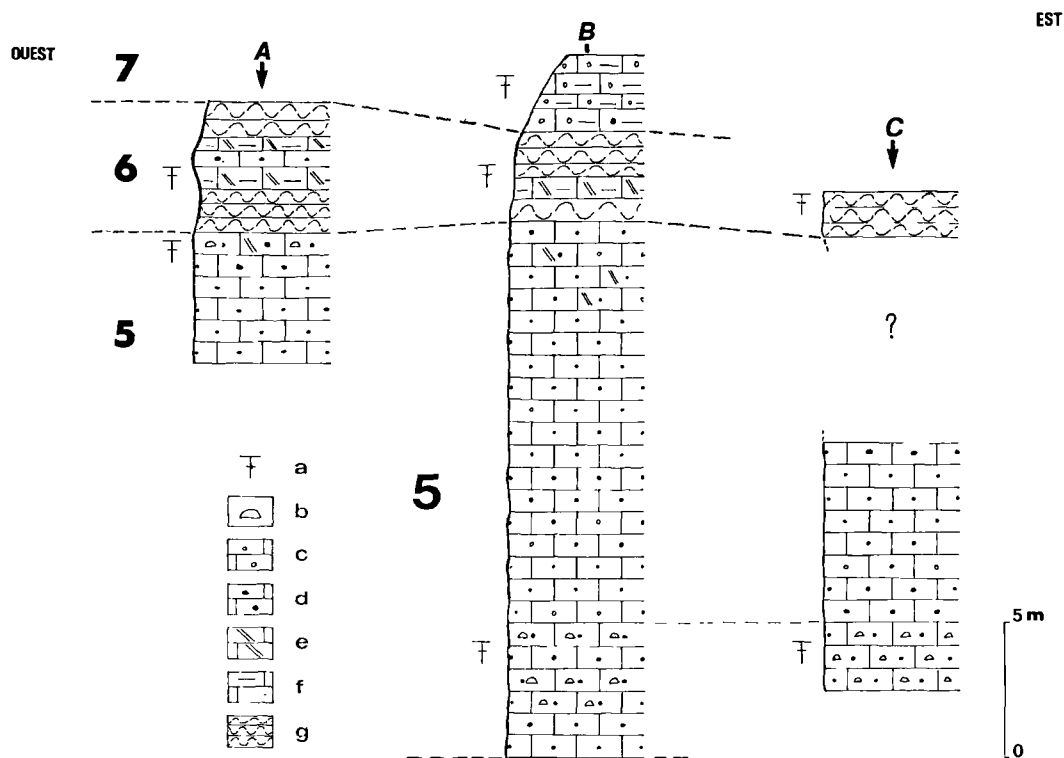


Fig. 5. — Corrélatons entre les coupes stratigraphiques dans le Bathonien à Vendresse (A) et à Chémery (B et C).

a, Gisement fossilifère. — b, *Blastochaetetes bathonicus*. — c à g, Calcaires : c) oolithiques ; d) pseudo-oolithiques ; e) crayeux ; f) marneux ; g) lumachelle à *Isjuminella decorata*.

Sigles : 5 à 7, Bathonien : 5) moyen ; 6) termes de passage ; 7) supérieur.

A : Vendresse, carrière du "four à chaux". — B et C : Chémery : B) "La Grande Carrière" (d'après Fischer, 1969) ; C) "Ravin de la Castille".

4) Le Bathonien supérieur (D7).

Il se compose de 40 m de calcaires marno-oolithiques, à oolithes ferrugineuses vers le sommet (oosparites franches et oosparites graveleuses). A Chémery (fig. 1B), ces niveaux fossilifères ont fourni :

- des Echinodermes : *Nucleolites amplus* (Agassiz), *Nucleolites triangularis* (Cotteau) ;
- des Brachiopodes : *Eudesia cardium* Deslongchamps, *Rhynchonelloidella elegantula* (Bouch et Deslongchamps), *Kallirhynchia exalta* Buckman, *Kallirhynchia morieri* Davidson, *Burmithynchia idonea* Buckman, *Cererithyris intermedia* (Sowerby), *Dictyothyris coartata* (Parkinson), *Obovothyris obovata* (Sowerby).

Le sommet de la série est marqué par une surface durcie à encroûtements ferrugineux, incrustée d'Ostréidés (fig. 4), tout comme au Bajocien moyen.

3) Le Malm.

Le Malm regroupe une série de couches à faciès bien différenciés (fig. 6 et 7). Les dépôts sont marneux, calcaro-marneux et marno-siliceux au Callovien, à l'Oxfordien inférieur et moyen. Des épisodes récifaux leur succèdent à l'Oxfordien supérieur : ce sont ceux du Rauracien-Argovien. Enfin, au Séquanien, les faciès redeviennent calcaro-marneux uniformes.

a) Le Callovien.

Il repose sur la dalle taraudée et incrustée du Bathonien supérieur. Nous avons pu mettre en évidence, à Artaise et au Mont Dieu (fig. 1B), la série suivante épaisse de 60 m. De bas en haut, nous distinguons (fig. 6 M1 A à C) :

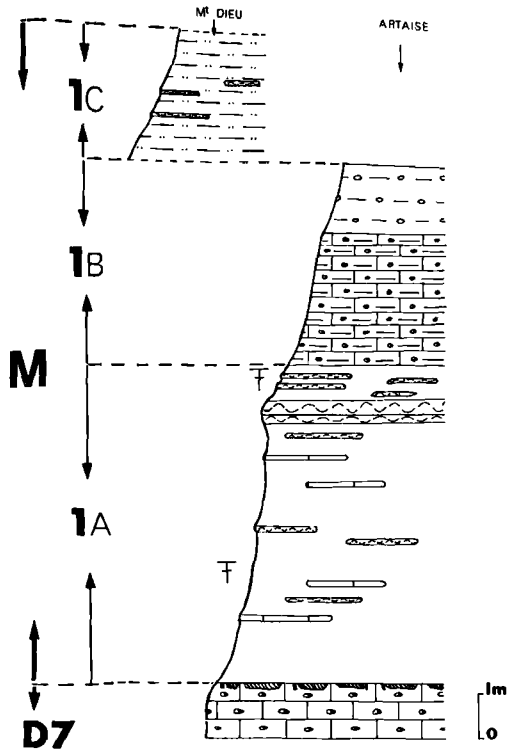


Fig. 6. — La série calloviennne de la vallée de la Bar. a, Gisement fossilifère. — b à d, Argiles : b) grises ; c) sableuses ; d) à nodules. — e à i, Calcaires : e) à grain fin ; f) à surface taraudée et durcie ; g) à oolithes ferrugineuses ; h) marneux et marnes à oolithes ferrugineuses ; i) lumachelle.

Sigles : D7, Bathonien supérieur. — M1 et Callovien : A, B, C ; commentaires dans le texte.

— une alternance d'argiles grisâtres et de calcaires gris, fins, en plaquettes centimétriques (M1 A). A Artaise, ces argiles ont livré :

- des Trigonies ; un fragment d'*Indosphinctes* sp., Ammonite caractérisant la zone à "Calloviense" du Callovien inférieur (Mouterde et al., 1971) ;
- des Ostracodes dont : *Praeschuleridea caudata*, *Progonocythere juglandica*, *Lophocythere* gr. *bradiana*, *Cytherelloidea chouvillensis*, *Parariscus bathonicus* ;
- des marnes et calcaires marneux à oolithes et galets ferrugineux (M1 B).

Ceux-ci sont surmontés (fig. 6, 1B) d'argiles à nodules limoneux. Dans les niveaux à oolithes et galets ferrugineux, Corroy (1932) a mis en évidence, dans la vallée de la Vence (fig. 1A), une riche faune de Céphalopodes qui avait permis de préciser l'âge de la série ;

— des argiles grises, sableuses, contenant des petits niveaux lumachelliques à Ostréides (M1 C) : au Mont Dieu ces argiles, par lavages, ont également livré des Ostracodes dont *Cytherella* sp., *Praeschuleridea caudata*, *Lophocythere* gr. *bradiana*, *Crucicythere cruciata*.

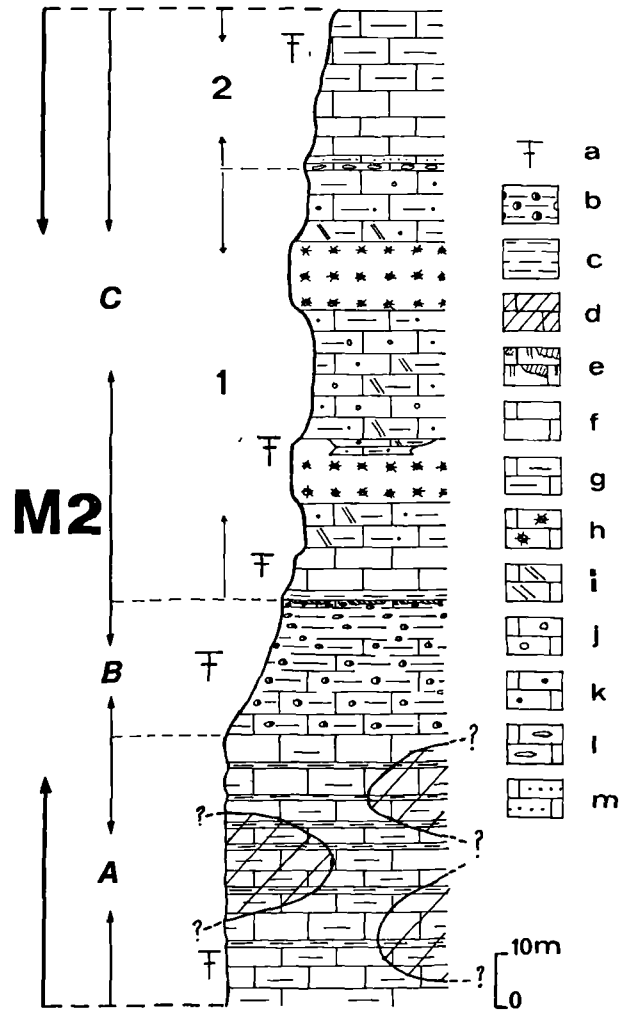


Fig. 7. — La série oxfordienne de la vallée de la Bar. a, Gisement fossilifère. — b et c, Marnes : b) à oolithes ferrugineuses ; c) grises. — d, Silicification secondaire (extension hypothétique). — e à m, Calcaires : e) à surface durcie et perforée ; f) à grain fin ; g) marneux ; h) à poly-piers ; i) crayeux ; j) oolithique ; k) pseudo-oolithique ; l) pisolitique ; m) gréseux.

Sigles : M2A à C, Oxfordien : A) inférieur ; B) moyen ; C1 et 2) supérieur ; 1 : Rauracien-Argovien ; 2 : Séquanien.

b) L'Oxfordien.

1) *L'Oxfordien inférieur* (fig. 7 - M2A). Epais d'une cinquantaine de mètres, il est formé de calcaires gris et de marnes. Localement, se trouvent intercalés des bancs d'une roche siliceuse, formée par une concentration d'organismes siliceux ovoïdes appelés "spicules globuleux" par Cayeux (1929). Les anciens auteurs avaient ainsi coutume d'appeler ces niveaux la "gaize oxfordienne". En raison de sa répartition non homogène dans la série, et pour ne pas la confondre avec la gaize crétacée, nous n'avons pas conservé cette appellation. Les calcaires sont affectés de phénomènes de silicification secondaire. La faune est composée :

- de Brachiopodes : *Rhynchonella Thurmannella obtrita* (Defrance) ;
- d'Ammonites : *Quendstedtoceras (Lamberticeras) lamberti* (Sowerby), appartenant au sommet de la zone à "*Lamberti*", du Callovien supérieur (Marchand, 1970). (D'après cette précision paléontologique, nous constatons que la base des calcaires gris ferait encore partie du Callovien, d'autres découvertes devraient venir confirmer ou infirmer cette observation).

2) *L'Oxfordien moyen* (fig 7 - M2B). Il se compose de 25 m de calcaires marneux oolithiques (oosparites) et de marnes à oolithes ferrugineuses. La série se termine par un horizon durci, incrusté de serpules et de galets ferrugineux. La découverte dans ces niveaux d'une importante faune, à Sy (fig. 1B), nous a permis de préciser avec exactitude l'âge de la série (Ardaens, 1976 D.E.A. et Ardaens et al., 1977). Ils contiennent :

- des Ammonites (Pl. LVI) : *Cardioceras (Cardioceras) aff. cordatum* (Sowerby) v. *costicordatum* (Arkell) ; *Cardioceras (Cardioceras) aff. cordatum* v. *angusticordatum* (Arkell) ; *Cardioceras (Cardioceras) aff. persecans* (Buckman) ; *Cardioceras (Cardioceras) aff. cordatiforme* (Arkell) ; *Cardioceras (Cardioceras) aff. ashtonense* (Arkell) ; *Cardioceras (Cardioceras) highmoori* (Arkell) ; *Cardioceras (Scoticardioceras) excavatum* (Sowerby) v. *laevigata* (Boden) ; *Cardioceras (Scoticardioceras) delicatum* (Buckman) ; *Cardioceras (Subvertebriceras) zenaidae* (Ilovasky) ; *Cardioceras (Subvertebriceras) densiplicatum* (Boden) ; *Cardioceras (Vertebriceras) cf. dieneri* (Neuman) ; *Cardioceras (Vertebriceras) vertebrale* (Sowerby) v. *alta* (Boden) ; *Cardioceras (Cawtoniceras) cawtonense* (Blake et Hudleston) ; *Evaspidoceras ovale* (Neuman) ; *Trimarginites henrici* (d'Orbigny) ; *Perisphinctes (Arisphinctes) sp.* (détermination en cours) ; *Aspidoceras catena* (Sowerby) ;
- des Nautilites : *Paracoenoceras hexagonum* (Sowerby) ;
- des Brachiopodes : *Rhynchonella Septaliphoria arduennensis* (Opel), "*Zeillera*" *bucculenta* (Sowerby) ; *Terebratula Gallienithyris galliennei* (d'Orbigny), *Thurmannella acuticosta* (Childs) ;

- des Echinodermes : *Nucleolites scutatus* (Lamarck) ; *Hypoclypeus gibberulus* (Agassiz), *Polydiadema sp.* ; *Millericrinus horridus* (d'Orbigny) ;
- des Gastéropodes : *Bourguetia cf. striata* Sowerby ; *Pleurotomaria cf. buchiana* d'Orbigny ; *Cylindrites excavatus* Morris et Lycett ; *Pseudomelania cf. proceras* Deslongchamps ;
- des Lamellibranches : *Plicatula tubifera* (Lamarck) ; *Pecten sp.* ; *Ostrea sp.* ; *Pholadomya sp.*

Les Ammonites citées ci-dessus (ainsi que les Brachiopodes) sont représentatives de la zone à "*Plicatilis*" et plus précisément de la sous-zone à "*Vertebrale*", appartenant à la base de l'Oxfordien moyen (Mouterde et al., 1971). Du point de vue paléogéographique, ces formes vivaient au Jurassique dans la province subboréale (Ardaens et al., 1977).

3) *L'Oxfordien supérieur* (fig. 7 - M2C). Nous avons regroupé dans ce sous-étage, les faciès récifaux et périrécifaux du Rauracien-Argovien et les calcaires marneux à Astartes du Séquanien. L'épaisseur de l'Oxfordien supérieur est de 120 m.

a) *Le Rauracien-Argovien* (M2 C1). Dans l'ensemble, il est représenté par des niveaux récifaux noyés dans des calcaires marnocrayeux et/ou pseudo-oolithiques. La base de cette série est représentée par quelques mètres de calcaires fins et de marnes, reposant sur la surface durcie de l'Oxfordien moyen. A Tannay (fig. 1B), les niveaux récifaux ont livré :

- des Polypiers : *Allocoeniopsis sp.*, *Montlivaltia sp.*, *Thecosmilia trichotoma* (Goldfuss) ;
- des Lamellibranches : *Diceras arietinum* ;
- des C stéropodes : *Phasianella sp.*, *Nerinea sp.*
- des Echinodermes : *Paracidaris florigemma* (Phillips), *Diplopodia arduennensis* (Cotteau), *Hemicidaris cf. crenularis* (Lamarck), *Phymechinus mirabilis* (Agassiz) ;
- une Algue rouge : *Solenopora jurassica* (Nich), marqueur pour la stratigraphie locale (Bonte, 1939).

A 1 km au Nord-Ouest d'Harricourt (fig. 1B), un petit affleurement montre le sommet de la série, franchement marneux. On y trouve :

- des Ammonites : *Perisphinctes (Indosphinctes) sp.* ;
- des Gastéropodes : *Leptomaria nov. sp.* ;
- des Brachiopodes : *Terebratula bauhini* Etallon.

b) *Le Séquanien* (M2 C2) débute par un niveau de calcaires gréseux, micro-conglomératiques (biomicrites gréseuses et/ou biomicrites gréseuses et graveleuses), bien visible sur la colline au Sud du Lac de Bairon (fig. 1B). La

série se poursuit par des calcaires marneux gris-bleuté, renfermant des passées lumacheliques à Astartes.

B) LE CRETACE.

Au cours du Crétacé inférieur, la région reste émergée. Les dépôts jurassiques sont surmontés en légère discordance stratigraphique par ceux de l'Albien inférieur (Bonte, 1941). Le Crétacé supérieur n'est pas connu dans le secteur étudié (fig. 1B).

1) Le Wealdien.

Au Crétacé inférieur, jusqu'à l'Albien se déposent dans la vallée de la Bar des sédiments continentaux (Wealdien). On retrouve ceux-ci piégés dans le paléokarst qui s'est développé dans les calcaires jurassiques.

Le Wealdien peut s'observer dans les environs de Sapogne (fig. 1B), conservé dans des restes de poches de dissolution, dans les calcaires du Bathonien (fig. 8 C1) (*). Il est composé d'argiles sableuses riches en oxydes de fer, ce qui leur donne un aspect bariolé. Ces niveaux ont été assimilés au Wealdien par comparaison avec ceux décrits par Delépine (1925) et signalés plus à l'Ouest sur la feuille de Renwez à 1/50.000 (Bonte, 1955).

2) L'Albien.

Deux ensembles de nature lithologique différente composent la série albienne : ce sont tout d'abord des sables et argiles pour ses parties inférieure et moyenne, et, de la gaize pour sa partie supérieure (fig. 8 C2).

a) L'Albien inférieur et moyen (C2 A).

Il est formé de quelques mètres de sables verdâtres plus ou moins glauconieux et argileux, contenant des nodules phosphatés et surmontés d'argiles, qui n'ont pas jusqu'ici fourni de faune dans la région étudiée.

b) L'Albien supérieur (C2 B).

Il est caractérisé par une roche poreuse, légère, siliceuse et glauconieuse. En lame mince, c'est une gaize typique (variété de spongolite)

(*) A Sapogne, près du cimetière, une petite carrière montre une zone de dissolution à parois verticales correspondant probablement à une poche remplie d'argiles bariolées.

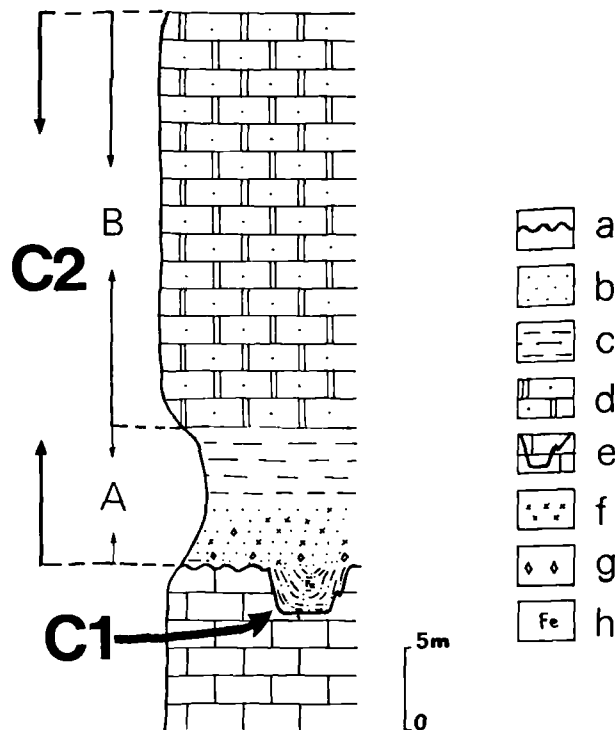


Fig. 8. — Le Crétacé de la vallée de la Bar : Wealdien et Albien.

a, Figure de transgressivité. — b, Sable. — c, Argile. — d, Gaize. — e, Calcaire jurassique karstifié. — f, Glauconie. — g) Nodule phosphaté. — h, Fer.

Sigles : C 1, Wealdien en poche dans les calcaires jurassiques. — C 2A et B, Albien : A) inférieur et moyen ; B) supérieur.

composée de spicules d'Eponges en calcédoine, de glauconie, de quartz détritiques, le tout noyé dans une mésostase formée d'opale. L'épaisseur de la gaize, affleurant dans le Sud-Est du secteur parcouru (fig. 1B) peut atteindre 30 m.

III. — CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUES

Nous avons donc pu mettre en évidence dans la vallée de la Bar, une série stratigraphique composée d'une succession de niveaux perméables et imperméables. Ceux-ci ont un rôle important au point de vue hydrogéologique et guident la morphologie (Voisin, 1969). Toutes les couches plongent faiblement (quelques degrés vers le SW) ; cependant Fischer (1961) et

Waterlot (1962) ont pu mettre en évidence des ondulations anticlinales au sein des assises mésojurassiques.

Des précisions paléontologiques nouvelles, nous ont permis d'affiner la stratigraphie locale, ce sont :

— dans les calcaires pseudo-oolithiques du Bathonien moyen (fig. 4 D5), *Blastochaetetes bathonicus* Fischer, Hydrozoaire de grande taille, caractérisant leur sommet ;

— dans les calcaires marno-crayeux du Bathonien (fig. 4 et fig. 5 D6), le niveau-repère à *Isjuminella decorata* (Schloteim) reconnu dans toute la vallée de la Bar ;

— la découverte d'une faune d'Ammonites (Pl. LVI) caractéristique de la zone à "*Plicatilis*" (sous-zone à "*Vertebrata*"), base de l'Oxfordien moyen (fig. 7 M2B) ;

— dans les faciès du Rauracien-Argovien, *Solenopora jurassica* Nich, marqueur local, découvert dans de nouveaux affleurements (fig. 7 M2C).

IV. — REMARQUES HYDROGEOLOGIQUES

Dans la région étudiée, plusieurs nappes aquifères sont différenciées dans : les alluvions de la Bar, les calcaires, de l'Oxfordien supérieur, de l'Oxfordien inférieur, du Bathonien et du Bajocien. Il existe aussi quelques petits horizons aquifères dans le Domérien supérieur ainsi que dans l'Albien, mais leur intérêt est secondaire.

Nous avons procédé, d'octobre 1975 à avril 1976, à des observations piézométriques et à des analyses d'eau (*) (Ardaens, D.E.A., 1976). Les résultats sont très brièvement résumés dans cette publication, en insistant principalement sur ceux relatifs à la nappe alluviale de la Bar, dont c'est la première ébauche d'étude.

A) PIEZOMETRIE.

Nous avons établi une carte piézométrique à 1/50.000 en octobre 1975. A partir de celle-ci, nous avons pu, mettre en évidence l'allure générale

des écoulements dans la vallée de la Bar et, le drainage de différentes nappes par la rivière puis, calculer le gradient hydraulique des nappes. Pour celle des alluvions, il est très faible : 1/1000 en amont de la vallée et à la hauteur de Tannay (fig. 1B) ; 3/1000 au niveau du confluent avec la Meuse. Pour celles des calcaires jurassiques, il est élevé, de l'ordre de 2/100.

B) BILAN DES NAPPES.

Des corrélations entre les valeurs de la pluviométrie, de la "pluie efficace" calculée par ordinateur (**) selon la méthode de Thornthwaite (Castany, 1968), et les variations piézométriques nous ont montré que :

— pendant la période comprise entre décembre 1975 et mars 1976, les précipitations ont entraîné une recharge de toutes les nappes ;

— le coefficient d'emmagasinement (S %) des alluvions de la Bar, (formées de galets calcaires aplatis, de granulométrie variable, surmontés d'une couche argilo-limoneuse), est d'environ 10 %, ce qui est représentatif d'un aquifère à (S %) moyen (Castany, 1968).

C) CHIMISME.

1) Caractéristiques des eaux des différentes nappes.

Nous avons prélevé des échantillons d'eau dans les différentes nappes, ceci nous a permis de tenter de les classer (d'après Castany, 1968) par rapport à quelques ions. Nous avons obtenu les résultats suivants pour chaque aquifère :

a) *Nappe de l'Oxfordien supérieur* : les eaux sont de minéralisation moyenne (résistivité comprise entre 2.280 et 3.500 ohms/cm) et assez dures [Titre hydrotimétrique (TH) atteignant 36°]. Les quantités de sulfates sont faibles (de 10 à 40 mg/l) ;

b) *Nappe de l'Oxfordien inférieur* : sa minéralisation est moyenne (2.000 à 3.500 ohms/cm), les eaux sont douces (TH 19°) à assez dures (TH 24°). Les sulfates sont faiblement représentés (15 à 55 mg/l) ;

(*) Mesures de résistivité, de titre hydrotimétrique, de concentration en sulfates des eaux et analyses de type I (Analyses n°s 898, 899, 900), réalisées par le Laboratoire Départemental de Contrôle des eaux des Ardennes.

(**) Au C.I.T.I. (Centre interuniversitaire de traitement de l'Information de l'Université de Lille I). Je remercie très vivement M. J. Mania de s'être occupé de la quantification de mes données piézométriques.

c) *Nappes du Bathonien et du Bajocien* : les eaux sont moyennement minéralisées (1.600 à 3.000 ohms/cm), et assez dures (TH de 20 à 32°). La concentration en sulfates est faible (14 à 54 mg/l) ;

d) *Nappe des alluvions de la Bar* : la minéralisation est peu accentuée (des échantillons donnent même, en amont de la vallée, des résistivités supérieures à 5.000 ohms/cm). Les eaux sont assez dures (TH de 22 à 32°) à moyennement douces (TH entre 14 et 22°) et il y a peu de sulfates (15 à 60 mg/l).

2) **Faciès hydrochimique de la nappe alluviale.**

Trois analyses physicochimiques de type I ont montré que :

— le faciès des eaux est bicarbonaté calcique ;

— leur chimisme est donc influencé directement par celui des nappes avoisinantes ;

— pour tous les anions et cations analysés, ces eaux ne dépassent jamais les limites de potabilité (figurées dans Lemoine, 1974).

D) **CONCLUSIONS DE L'ETUDE HYDROGEOLOGIQUE.**

Les résultats concernant les nappes du Dogger et du Malm confirment les données déjà établies (*). C'est l'étude hydrogéologique préliminaire des alluvions de la Bar (Ardaens, 1976, D.E.A.) qui a apporté des résultats intéressants. Nous avons pu montrer que le coefficient d'emménagement des alluvions est notable (10 %). Lorsque nous connaissons la géométrie exacte de l'aquifère, il sera aisé de calculer le volume d'eau contenu dans ces alluvions.

Du point de vue physico-chimique, les eaux de la nappe alluviale sont potables et de bonne qualité. En conséquence, les alluvions de la Bar peuvent être considérées comme un réservoir à préserver.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARDAENS R. (1976). — La vallée de la Bar (Ardennes) : cadre géologique et données hydrogéologiques. *D.E.A. Lille*, 97 p.
- 2) ARDAENS R., LAURIN B., MARCHAND D. (1977). — L'Oxfordien moyen de la région de Sy (Ardennes, France). Précisions stratigraphiques, paléontologiques et paléogéographiques. *C.R. Ac. Sc.*, t. 285, série D, p. 299-302.
- 3) BONTE A. (1939). — Sur quelques nouveaux gisements à Solénopores en France. *B.S.G.F.*, t. IX, p. 164-166.
- 4) BONTE A. (1941). — Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris. *Bull. Carte géol. de France*, n° 205, t. XLII, 440 p., 67 fig.
- 5) BONTE A. (1955). — Callovien-Bathonien de Signy-l'Abbaye. Sables wealdiens et landéniens (Feuille Renwez à 1/50.000). *Bull. Carte géol. de France*, n° 246, t. LIII, p. 14-16.
- 6) BONTE A. (1961). — Les concrétions siliceuses de l'Oxfordien-Argovien des Ardennes. Le problème de la silice des roches sédimentaires. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXI, p. 101-104.
- 7) BONTE A., BROQUET P., CELET P. (1963). — Observations sur le Bathonien de Bucilly (Aisne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 195-196.
- 8) CASTANY G. (1968). — Prospection et exploitation des eaux souterraines. Dunod, Edit., 718 p.
- 9) CAYEUX L. (1929). — Les roches sédimentaires de France. Les roches siliceuses. *Mém. Expl. Carte Géol. France*, 774 p., 30 pl.
- 10) CORROY G. (1932). — Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris. *Mém. Expl. Carte Géol. France*, 263 p., 62 fig., 29 pl.
- 11) DAVIS W.M. (1895). — La Seine, la Meuse et la Moselle. *Ann. Géogr. Paris*, (5), p. 25-49, 5 fig., 1 carte.
- 12) DELEPINE G. (1921). — Feuille de Mézières à 1/80.000. *Bull. Carte Géol. de France*, n° 143, t. XXV, p. 55-64.
- 13) DELEPINE G. (1922). — Contribution à la connaissance des terrains jurassiques de la feuille de Mézières. *Bull. Carte Géol. de France*, n° 145, t. XXV, p. 139-163, 9 fig., 1 pl.
- 14) DELEPINE G. (1925). — Pierre de Stonne, Caillou de Beaumont et dépôts wealdiens sur la feuille de Mézières. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XLIX, p. 130-148, 3 fig., 1 pl.
- 15) DUBAR G. (1922-23). — Contribution à l'étude du Lias de la feuille de Mézières. *Bull. Carte Géol. de France*, n° 152, t. XXVII, 42 p., 9 fig.
- 16) ELF-AQUITAINE (1975). — Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés : 1) éléments d'analyse. *Elf-Aquit., Centre Rech. Boussens*, 174 p., 61 pl.

(*) D'après les archives de la D.D.A. des Ardennes à Charleville.

- 17) FISCHER J.C. (1961). — Sur le système des ondulations jurassiques au SW du massif ardennais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXI, p. 35-45, 1 fig., 1 pl.
- 18) FISCHER J.C. (1965a). — Découverte d'un niveau-repère à "Chaetetelidae" dans le Bathonien moyen des Ardennes. *C.R. Ac. Sc.*, t. 260, p. 6641-6643, 2 fig.
- 19) FISCHER J.C. (1965b). — Nouveaux gisements à "Rhynchonella" decorata. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, t. 55, p. 31-37.
- 20) FISCHER J.C. (1969). — Géologie, paléontologie et paléoécologie du Bathonien du Sud-Ouest du massif ardennais. *Mém. Museum Nation. Hist. Nat.*, série C, Sciences de la Terre, fascicule unique, t. XX, 319 p., 73 fig., 9 tabl., 21 pl.
- 21) GARROT M., LACASSAGNE R., NOUET G. (1959). — Caractères micro-stratigraphiques du Dogger des Ardennes et liaison avec certains sondages de Normandie. *Revue micropaléont.*, Paris, vol 1., n° 4, p. 208-216, 3 fig., 1 pl.
- 22) LEMOINE B. (1974). — Essai de classification et de cartographie de la qualité chimique des eaux souterraines. *Rapport B.R.G.M.*, Service Géologique National, 404 A.M.E., 37 p.
- 23) LAFUSTE J., FISCHER J.C. (1971). — Sur la présence de fibres à bosselures chez les *Chaetetidae* (Cnidaires) du Paléozoïque et du Mésozoïque. *C.R. Ac. Sc.*, t. 272, p. 1488-1490, 5 fig., 1 pl.
- 24) LETHIERS F. (1968). — Contribution à la stratigraphie du Bathonien dans les départements de l'Aisne et des Ardennes entre Martigny et Aous:e. *D.E.S. Fac. Sc. Lille*, 1 br. ronéot., 21 x 27, 75 p.
- 25) MACAR P. (1945). — L'étrange capture de la Meuse par la Bar. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXVIII, p. 198-213, 2 fig.
- 26) MARCHAND D. (1970). — Les *Quenstedtoceras* de la zone à "*Quenstedtoceras lamberti*" en France. *Thèse 3^e cycle*, Dijon, 136 p., 62 fig.
- 27) MIART E.J. (1955). — Le phénomène de cryoturbation. Les fentes en coin dans les carrières de Verpel. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, t. 44, p. 18-19.
- 28) MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMIS S., GABILLY J., MANGOLD C., MATTEI J., RIOULT M., THIERRY J., TINTANT H. (1971). — Les zones du Jurassique en France. *C.R. somm. S.G.F.*, Fasc 2, p. 75-102.
- 29) PIETTE E. (1885). — Observations sur les étages inférieurs du terrain jurassique dans les départements des Ardennes et de l'Aisne. *B.S.G.F.*, t. XII, p. 1083-1122, 31 pl.
- 30) TILLOY R. (1946). — Les rivières de l'Argonne au Quaternaire. *B.S.G.F.*, t. XVI, p. 77-90, 5 fig.
- 31) TRICART J. (1949). — Les nappes alluviales de la Meuse. Feuille de Stenay à 1/50.000. *Bull. Carte Géol. de France*, n° 226, t. XLVII, p. 11-18, 2 fig.
- 32) VOISIN L. (1969). — Cuesta et glaciaire à Dom-le-Mesnil. *Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes*, t. 59, p. 57-58.
- 33) WATERLOT G. (1962). — Les ondulations jurassiques du Sud-Ouest du massif ardennais, répliques posthumes des orogénèses calédonienne et hercynienne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXI, p. 149-151, 1 fig.

EXPLICATION DE LA PLANCHE LVI

Ammonites caractéristiques de la biozone à "*Plicatilis*" (sous-zone à "*Vertebrata*") de l'Oxfordien moyen de Sy (Ardennes) (*)

Fig. 1 à 10 et 12. — *CARDIOCERAS*.

1 et 4. - *Cardioceras (Subvertebriceras) zenaidae* (Ilovasky). Gr. = 1/3.

4a : vue du bord externe ;

4b : vue latérale.

2. - *Cardioceras (Cardioceras) aff. cordatum* (Sowerby). Gr. Nat.

3. - *Cardioceras (Cardioceras) highmoori* (Arkwell). Gr. = 1/3.

5. - *Cardioceras (Scoticardioceras) delicatum* (Buckman). Gr. = 1/3.

6. - *Cardioceras (Cardioceras) aff. cordatum* (Sowerby) v. *angusticordatum* (Arkwell). Gr. = 1/3.

6a : vue antérieure ;

6b : vue latérale.

7. - *Cardioceras (Vertebriceras) cf. dieneri* (Neuman). Gr. Nat.

8. - *Cardioceras (Scoticardioceras) excavatum* (Sowerby). Gr. Nat.

9. - *Cardioceras (Scoticardioceras) densiplicatum* (Boden). Gr. Nat.

10. - *Cardioceras (Cardioceras) aff. persecans* (Buckman). Gr. Nat.

12. - *Cardioceras (Cardioceras) aff. cordatiforme* (Arkwell). Gr. Nat.

Fig. 11. — *TRIMARGINITES*.

Trimarginites henrici (D'Orbigny). Gr. Nat.

11a : vue du bord externe ;

11b : vue latérale.

Fig. 13. — *EUASPIDOCERAS*.

Euaspidoceras ovale (Neuman). Gr. Nat.

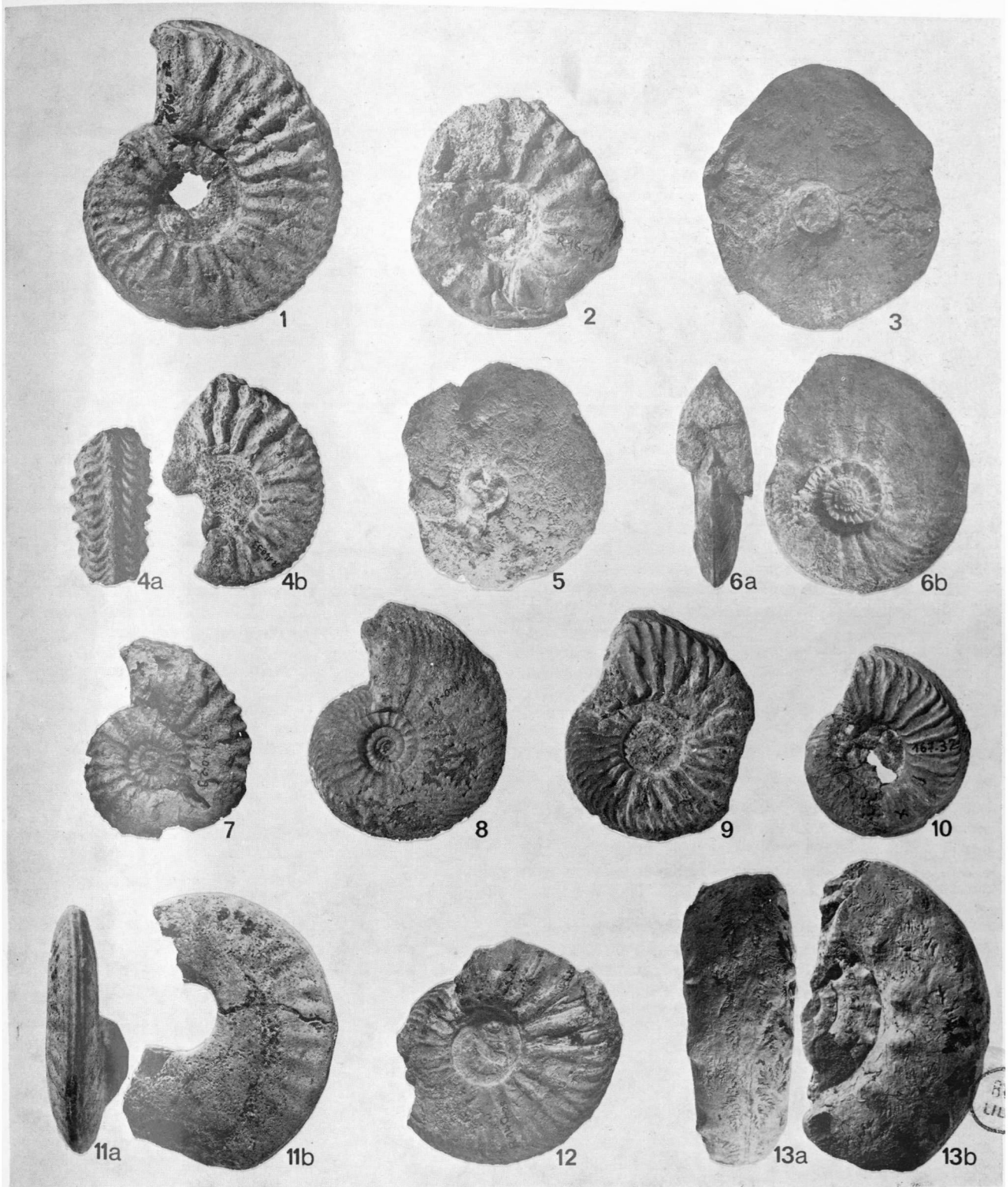
13a : vue du bord externe ;

13b : vue latérale.

(*) Déterminations D. Marchand (Université de Dijon, Institut Sciences de la Terre).

Photos J. Carpentier.

Collection de l'auteur déposée au Laboratoire de Géologie dynamique de Lille 1.



Biotite altérée transformée en muscovite au cours de la diagenèse

Cas des grès et silts du bassin houiller de Blanzky-Montceau (Saône-et-Loire, France)

par Louis COUREL (*), Kheng SAMRETH (*), F. Komlanvi SEDDOH (**), et Pierre VETTER (***)

(Planche LVII)

Sommaire. — De la muscovite de néogénèse apparaît au cours de la diagenèse, associée à des carbonates, dans la matrice des grès et silts formant les intercalaires stériles du charbon dans le bassin houiller de Blanzky-Montceau (Saône-et-Loire, France). De grands cristaux de muscovite semblent en particulier provenir de la muscovitisation des produits phylliteux de l'altération de la biotite.

Summary. — Authigenic muscovite, associated with carbonates, forms during diagenesis in the matrix of sandstones and siltstones which are interbedded with coal layers, in the carboniferous basin of Blanzky-Montceau (Saône-et-Loire, France). Big crystals of muscovite, particularly, seem to be the result of muscovitization of a clayey material derived from the alteration of biotite.

Une étude pétrographique des matériaux détritiques gréseux et silteux intercalés dans la série houillère du bassin de Blanzky-Montceau, a montré l'importance des transformations diagenétiques (Samreth, 1976). Dans les formations étudiées, les éléments détritiques sont souvent intimement mélangés aux débris organiques charbonneux qui sont très fréquents dans la matrice.

Les niveaux grossiers sont particulièrement riches en micas et feldspaths. Ces derniers sont très altérés, essentiellement en kaolinite et il est hautement probable qu'une part importante de cette altération s'est produite après le dépôt, dans un milieu rendu très acide et réducteur par l'abondance de la matière organique.

Dans de tels niveaux grossiers, nous avons observé, à côté de muscovite détritique héritée, la muscovitisation totale de cristaux préalablement altérés de biotite primaire et plus généralement la néogénèse omniprésente de petits cristaux de muscovite dans la matrice.

(*) Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon et laboratoire associé au CNRS n° 157, 6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon (France).

(**) Université du Bénin, B.P. 1515 Lomé (Togo), et laboratoire associé n° 157.

(***) Charbonnages de France, 9, avenue Percier, 75008 Paris (France).

Note déposée le 30 Juin 1977.

1) Muscovitisation de cristaux altérés de biotite.

L'évolution minéralogique des cristaux de biotite est reconstituée à partir de l'observation de formes considérées comme des étapes dans l'histoire des transformations subies par la biotite. De très nombreuses préparations microscopiques ont été étudiées pour justifier l'ordre proposé ci-dessous pour le déroulement des phénomènes :

— perte de couleur et perte de biréfringence de la biotite avec exsudation d'oxydes opaques dans les plans de clivage (Pl. LVII, fig. 1 et 2) ;

— apparition de petite muscovite fibreuse dans les plages altérées de la biotite, les fibres plus ou moins enchevêtrées étant le plus souvent orientées parallèlement aux clivages, sans que cela soit obligatoire (Pl. LVII, fig. 3 et 4) ;

— cristallisation de grande muscovite régulière, conservant la forme primitive de la biotite, avec toutefois des résidus colorés, le plus souvent au centre du minéral et des oxydes de fer qui témoignent de l'origine de ces muscovites que l'on peut ainsi dans la plupart des cas distinguer des muscovites primaires héritées. La présence de micropaillettes de muscovite indique qu'il ne s'agit pas d'une simple décoloration de biotite mais de véritables muscovites secondaires.

Les difficultés d'interprétation de cette évolution sont nombreuses. Il peut sembler "audacieux" d'établir une filiation entre des formes considérées comme des étapes dans la transformation de minéraux, qui ont subi une longue histoire depuis la roche mère jusqu'à la diagenèse. Il y a de bonnes raisons pourtant de penser que cette muscovitisation ne peut être attribuée à des transformations de la biotite dans la roche mère originelle, mais apparaît lors de la diagenèse.

— La muscovitisation, lorsqu'elle intéresse des fragments de roche, est en effet toujours plus accentuée à leur bordure.

— Cette muscovitisation concerne la biotite de tous les types pétrographiques représentés, qu'ils soient éruptifs ou métamorphiques; elle s'est donc produite dans le sédiment et pas dans le socle originel.

— La muscovitisation se produit manifestement au sein de la matrice et se trouve associée à un écartement des paquets de feuillet de biotite en présence de carbonates: calcite, dolomite et sidérose (Pl. LVII, fig. 5).

2) Néogenèses de muscovite dans la matrice.

De nombreux petits cristaux de muscovite fibreuse, flexueuse ou en éventail apparaissent noyés dans la matrice ou corrodent à leur périphérie les minéraux primaires altérés et particulièrement les feldspaths (Pl. LVII, fig. 6). Le caractère authigène de ces cristaux et leur liaison avec la matrice et les carbonates qui s'y développent sont manifestes.

Les observations pétrographiques en lames minces ont donc montré que les néogenèses de muscovite sont très fréquentes dans les grès et silts du bassin houiller de Blanzky. Dans les niveaux fins, où la biotite est absente car tout a fait instable, les petits cristaux authigènes de muscovite se reconnaissent très bien. Dans les niveaux grossiers, à ces petites formes semblent s'ajouter de grandes sections de muscovite ayant remplacé les produits phylliteux d'altération de biotites primaires dont elles ont gardé la forme originelle.

Une telle muscovite serait donc héritée à l'état de biotite et aurait acquis sa nouvelle structure au cours de la diagenèse.

3) Etude diffractométrique.

Une étude diffractométrique a été entreprise pour tenter de caractériser minéralogiquement

les micas observés en lames minces (tabl. I). Les analyses ont porté sur les niveaux où la biotite est encore présente, c'est-à-dire les grès grossiers et conglomératiques où le "passage" de la biotite à la muscovite semble le plus évident. Les grès ont été broyés et les micas triés sous la loupe stéréoscopique, séparés en micas colorés du type biotite et micas incolores du type muscovite. Parmi les seconds, certains sont totalement incolores et limpides, d'autres sont plus "sales" et contiennent des taches d'oxydes opaques. Dans cette étude, le tri n'a pas été poussé plus loin; les diffractogrammes reflètent donc la composition des mélanges de minéraux. Il faut, bien entendu, en tenir compte dans l'interprétation.

Les diffractogrammes se situent entre deux pôles extrêmes: biotite fraîche et pure, d'une part, et muscovite pure, d'autre part. La biotite pure est caractérisée par l'intensité de ses raies, qui sont dans l'ordre d'importance, en Å: 3,3; 10; 2,5; 2. Il n'y a pratiquement pas de pic à 5Å. La raie 060 n'a pu être mise en évidence clairement mais le rapport d'intensité 002/001 inférieur à 0,13 et le plus souvent à 0,1 indique qu'il s'agit bien de phyllites trioctaédriques (tabl. I). La muscovite pure est également caractérisée par l'intensité de ses raies, qui sont dans l'ordre d'importance, en Å: 3,3; 10; 2,5; 2. Il n'y a pratiquement pas de pic à 5Å. La raie 060 n'a pu être mise en évidence clairement mais le rapport d'intensité 002/001 inférieur à 0,13 et le plus souvent à 0,1 indique qu'il s'agit bien de phyllites trioctaédriques (tabl. I). La muscovite pure est également caractérisée par l'intensité de ses raies, qui sont dans l'ordre d'importance, en Å: 3,3; 10; 2,5; 2. Il n'y a pratiquement pas de pic à 5Å. La raie 060 n'a pu être mise en évidence clairement mais le rapport d'intensité 002/001 inférieur à 0,13 et le plus souvent à 0,1 indique qu'il s'agit bien de phyllites trioctaédriques (tabl. I).

	plan	d (Å)	intensité	Rapport intensité 002 sur divers échantillons 001
	001	10,039	F	
échantillon MAI	002	5,006	m	0,73
	003	3,335	T.F.	0,77
	004	2,492	f	0,81
muscovite	005	1,997	T.F.	0,90
	060 ?	1,515	t.f.	1,06
	001	10,037	F	
échantillon MAI	002		pratiquement nulle	0,02
	003	3,348	T.F.	0,03
	004	2,512	t.f.	
biotite	005	2,010	t.f.	

Tableau I.

Deux échantillons ont été sélectionnés comme particulièrement représentatifs.

L'échelle d'intensité des raies est la suivante: du plus fort au plus faible: T.F., F., m., f., t.f.

Les minéraux en poudre ont été orientés par pression sur plaque de verre.

Conditions expérimentales: diffractomètre RIGAKU, vitesse de rotation du goniomètre: 1°/minute; constante de temps sur l'enregistreur: 0,5 sec.; vitesse de déroulement du papier: 1 mm/minute.

térisée par l'intensité de ses raies qui sont dans l'ordre d'importance : 3,3 ; 10 ; 2 ; 5 ; 2,5. La raie 060 n'a pu être mise en évidence nettement mais le rapport d'intensité 002/001 toujours supérieur à 0,73 et une fois à 1 indique qu'il s'agit de phyllites dioctaédriques.

Entre les deux se placent les biotites altérées et les muscovites contenant des minéraux argileux. Aux feuillets micacés sont associés de la chlorite, des interstratifiés mica-vermiculite et de la kaolinite.

4) Interprétation.

L'interprétation des résultats d'analyses diffractométriques à la lumière des observations faites au microscope polarisant, indique que les mélanges analysés sont composés de cristaux de biotite altérés puis transformés en muscovite. Les équidistances à 12 Å de type interstratifié I-V ou à 7 Å - 14 Å de type chlorite pourraient être attribuées à la persistance de traces de l'altération préexistante à la muscovitisation. En ce qui concerne la présence de kaolinite, il pourrait s'agir de cristaux issus de la matrice ou de l'altération des feldspaths et piégés dans les espaces interpaquets de feuillets (Seddoh, 1972, 1973, 1975). L'interprétation des diagrammes comme représentant un mélange de biotite décolorée et altérée et de muscovite devrait être exclue, car elle ne semble pas compatible avec les observations en plaques minces et à la loupe stéréoscopique. A notre avis, la muscovite à taches d'oxydes de fer est bien une ancienne biotite altérée, mais transformée en muscovite et ayant acquis de ce fait un réseau dioctaédrique. Dans un seul cas où elle a pu être observée, la diffraction sur les plans 060 dans une muscovite interprétée comme provenant d'une biotite, s'est révélée plus proche de celle d'un mica dioctaédrique mais assez étalée. Une mesure approximative de l'angle 2V de ces muscovites se situerait en général autour de 30°.

Il est nécessaire en conclusion d'insister sur l'importance des phénomènes géochimiques qui peuvent se produire dans la matrice des formations détritiques riches en matière organique, associées aux dépôts de charbon. La néogénèse de carbonate-apatite dans le bassin de Decize avait déjà attiré notre attention sur ce point (Courel et al., 1977).

Dans les niveaux grossiers du bassin de Blanzay, les minéraux primaires : biotites et feldspaths, sont très rapidement déstabilisés et altérés en phyllites, particulièrement en kaolinite à laquelle sont associés des interstratifiés illite-vermiculite. Très rapidement, de la muscovite de néogénèse se développe dans ce milieu, associée à des carbonates et de la silice. Muscovite et carbonates semblent intimement associés, tandis que la silice serait peut-être légèrement postérieure.

Dans les niveaux fins, silto-argileux, la proportion de la muscovite et des argiles de type 2/1 s'accroît par rapport à la kaolinite relativement moins importante, tandis que la biotite a totalement disparu. Les carbonates sont représentés essentiellement par de la sidérose et la silice est très rare. C'est dans la matrice de ces niveaux fins que les néogénèses de muscovite semblent les plus fréquentes.

L'apparition massive de la muscovite dans un milieu de diagenèse où la kaolinite était apparemment prépondérante au préalable, reste à expliquer. Doit-on invoquer l'abondance du potassium libéré par l'altération des feldspaths ou la décomposition des végétaux, ou bien une modification des conditions physicochimiques du milieu, particulièrement sensible dans les niveaux fins riches en matrice où les circulations diagénétiques étaient ralenties. Bouroz (1963) avait déjà insisté sur l'importance de l'illite-muscovite dans les stériles des bassins houillers mais en faisait des produits d'altération de la muscovite alors que nous interprétons la muscovite comme un minéral de néogénèse.

La matrice apparaît ainsi comme un terrain d'échange privilégié entre ions comme l'ont déjà fait remarquer de nombreux auteurs (voir Dapples, 1967 ; Fuchtbauer, 1974...). Ceci est sans doute lié à la richesse géochimique de cette matrice, à la faible vitesse de circulation des fluides qui permet des échanges approfondis et surtout aux particularités physicochimiques, du fait de l'abondance des matières organiques. Le pH est ainsi fortement abaissé et le potentiel redox très réducteur. Des comparaisons avec les milieux comparables actuels comme les mangroves seraient très utiles (voir Baltzer, 1975). Il est en effet remarquable de voir commencer la muscovite dans un stade diagénétique encore superficiel et ceci doit évidemment être attribué au caractère très particulier de ce genre de milieu.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BALTZER F. (1975). — Un modèle néocalédonien de sédimentation et de diagenèse littorales. *IX^e Congrès International de sédimentologie*, Nice, 1975, thème 5, p. 39-44.
- 2) BOUROZ A. (1963). — Les composants pétrographiques principaux des schistes houillers et leur signification sédimentologique. *V^e Congrès International de Stratigraphie et Géologie du Carbonifère*, Paris, compte rendu, p. 289-305.
- 3) COUREL L. FEUILLEE P., SEDDOH F.K., STORZ J.M. et VETTER P. (1976). — Données sédimentologiques et pétrographiques sur le Houiller de La Machine (Nièvre) ; importance de la diagenèse. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 217-224.
- 4) DAPPLES E.C. (1967). — Diagenesis of sandstones. In *Developments in sedimentology*, 8, Elsevier, Amsterdam. p. 91-125.
- 5) FÜCHTBAUER H. (1974). — Sediments and sedimentary rocks. Part II. *Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung*, Stuttgart.
- 6) SAMRETH K. (1976). — Etude pétrographique et sédimentologique sur le détritique du Carbonifère du Bassin de Blanzay. *Thèse 3^e cycle*, Université de Dijon, 102 p., V pl.
- 7) SEDDOH F.K., ROBERT M. (1972). — Intérêt de l'utilisation du microscope électronique à balayage pour l'étude des micas et de leur évolution (évolution expérimentale et dans le milieu naturel). *Bull. Soc. franç. Minéral., Cristallogr.* 95, p. 75-88.
- 8) SEDDOH F. (1973). — Altération des roches cristallines du Morvan (granites, granophyres, rhyolites) ; étude minéralogique, géochimique et micromorphologique. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, n° 1, 384 p., XIII pl. photo, V cartes.
- 9) SEDDOH F.K. et PEDRO G. (1975). — Aspects micro-géochimiques de l'altération superficielle. Application à l'étude de l'évolution des minéraux dans les arènes granitiques. *Cahiers ORSTOM*, sér. Pédol., vol. XIII, n° 1, p. 7-25.

EXPLICATION DE LA PLANCHE LVII

Tous les échantillons photographiés proviennent de la carrière de la Sorme : Stéphanien du bassin de Montceau-les-Mines (Saône-et-Loire, France).

Fig. 1. — L.N. ; Ma17 ; biotite décolorée sur les bords et néogenèses de petits cristaux de muscovite dans les zones décolorées.

Fig. 2. — L.N. ; Ma17 ; muscovite contenant des zones foncées qui représentent des résidus de biotite et présence d'oxydes opaques.

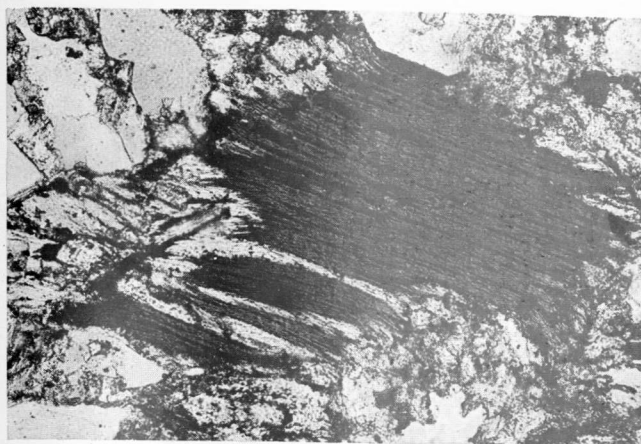
Fig. 3. — L.N. ; Ma1 : ancienne biotite presque totalement décolorée (des résidus plus colorés de biotite). La muscovite de néogenèse se présente sous forme de fibres plus ou moins parallèles à l'allongement.

Fig. 4. — L.P. ; idem ; voir les zones à faible biréfringence représentant la biotite décolorée ancienne.

Fig. 5. — L.P. ; Ma17 ; carbonates (c) de la matrice, écartant les paquets de feuilletés de la biotite (B).

Fig. 6. — L.P. ; Ma17 ; muscovite de néogenèse en éventail corrodant un feldspath (F).

« »



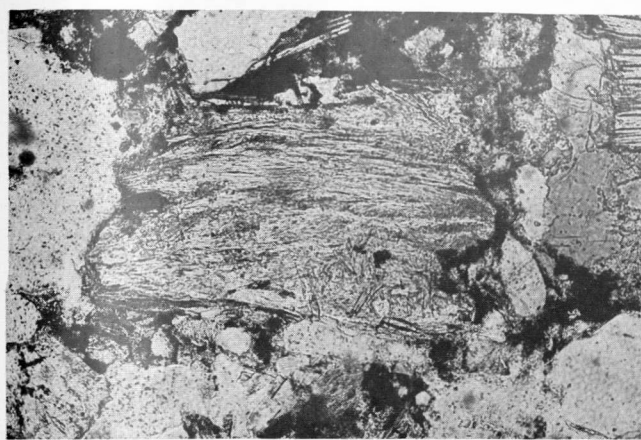
0,5 mm

1



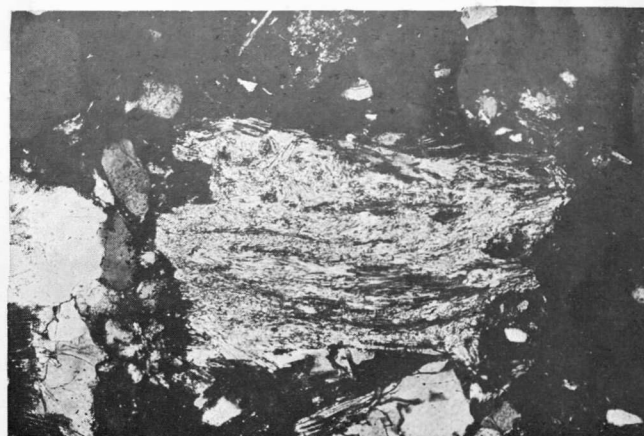
1 mm

2



1 mm

3



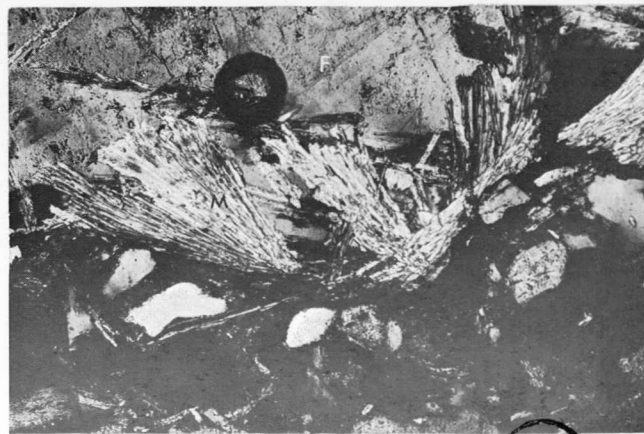
1 mm

4



0,5 mm

5



0,5 mm

6

BUS

Données nouvelles sur la géologie du massif de l'Iti (Grèce continentale)

par Eric WIGNIOLLE (*)

Sommaire. — L'édifice structural du massif de l'Iti résulte de la superposition de nombreuses unités allochtones sur un soubassement pindique et parnassien. Il convient d'envisager une mise en place polyphasée de ces unités au Tertiaire. L'étude de cette région a permis de mettre en évidence, à côté de séries appartenant aux zones du Pinde, du Parnasse et pélagonienne déjà connues, l'existence d'une série béotienne s'étageant entre le Tithonique-Berriasien et le Cuisien et d'une série calcaire-siliceuse montrant de nombreuses analogies avec les séries maliaques d'Othrys.

L'étude pétrographique et géochimique de la matrice et des blocs du mélange jurassique de la série pélagonienne a permis de proposer un schéma interprétatif de cette formation en liaison directe avec la mise en place des ophiolites au Jurassique terminal.

Summary. — The structure of the Iti mountains results from the superposition of many allocthonous units on a pindic and parnassian basement, probably during several tectonic phasis. The study of this country enable to show, beside previously known series belonging to the pindic, parnassian and pelagonian zones, a beotian serie of Tithonian-Berriasian to Cuisian age and a calcareous and siliceous serie showing many analogies with maliac series of the Othrys mountains.

The petrographical and geochemical study of the matrix and the blocks issuing from the pelagonian jurassic melange enables to set up an interpretative model of this formation in relationship with the ophiolites overthrusting during late Jurassic.

Le massif de l'Iti s'étend, en Grèce continentale méridionale, entre la vallée du Sperchios au Nord, et le massif du Kiona au Sud. Il est bordé à l'Est par le massif du Kallidromon et à l'Ouest par les collines du Pinde oriental.

Au sein de l'édifice structural des Hellénides, ce massif se situe à la limite des zones externes et des zones internes. En effet, sur un soubassement d'affinités pindique et parnassienne vient se superposer un ensemble d'unités allochtones appartenant aux zones béotienne, pélagonienne et peut-être maliaque (fig. 1).

Le secteur a d'abord été étudié par Celet (1962). Il y reconnaît la superposition d'une unité subpélagonienne sur un soubassement parnassien et pindique. Le massif a ensuite été cartographié par les équipes des professeurs Katsikatsos et Papastamatiou (1960, 1967). Plus récemment, Koch et Nicolaus (1969), étudiant la bordure occidentale du massif, rattachent

l'ensemble des terrains y affleurant à la sous-zone ultrapindique.

Les résultats présentés ici résument les travaux effectués dans le cadre d'un D.E.A. et d'une thèse de 3^e cycle (Wigniolle, 1975, 1977).

I. — STRATIGRAPHIE

Différentes zones isopiques ont été reconnues dans le massif de l'Iti. Cependant, du fait de la tectonique tangentielle tertiaire, les séries sont souvent cisailées et se trouvent donc dissociées en plusieurs ensembles.

A) Séries des zones externes.

1) La série de type Vardoussia.

La série du Vardoussia a été interprétée par Celet (1959) comme le passage entre la zone du Pinde et la zone du Parnasse. Dans le massif de l'Iti, la série d'affinité pindique présente de nombreuses analogies avec les faciès du Vardoussia.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille, U.E.R. Sciences de la Terre, Laboratoire de Géologie dynamique, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq.

Note déposée le 5 Octobre 1977.

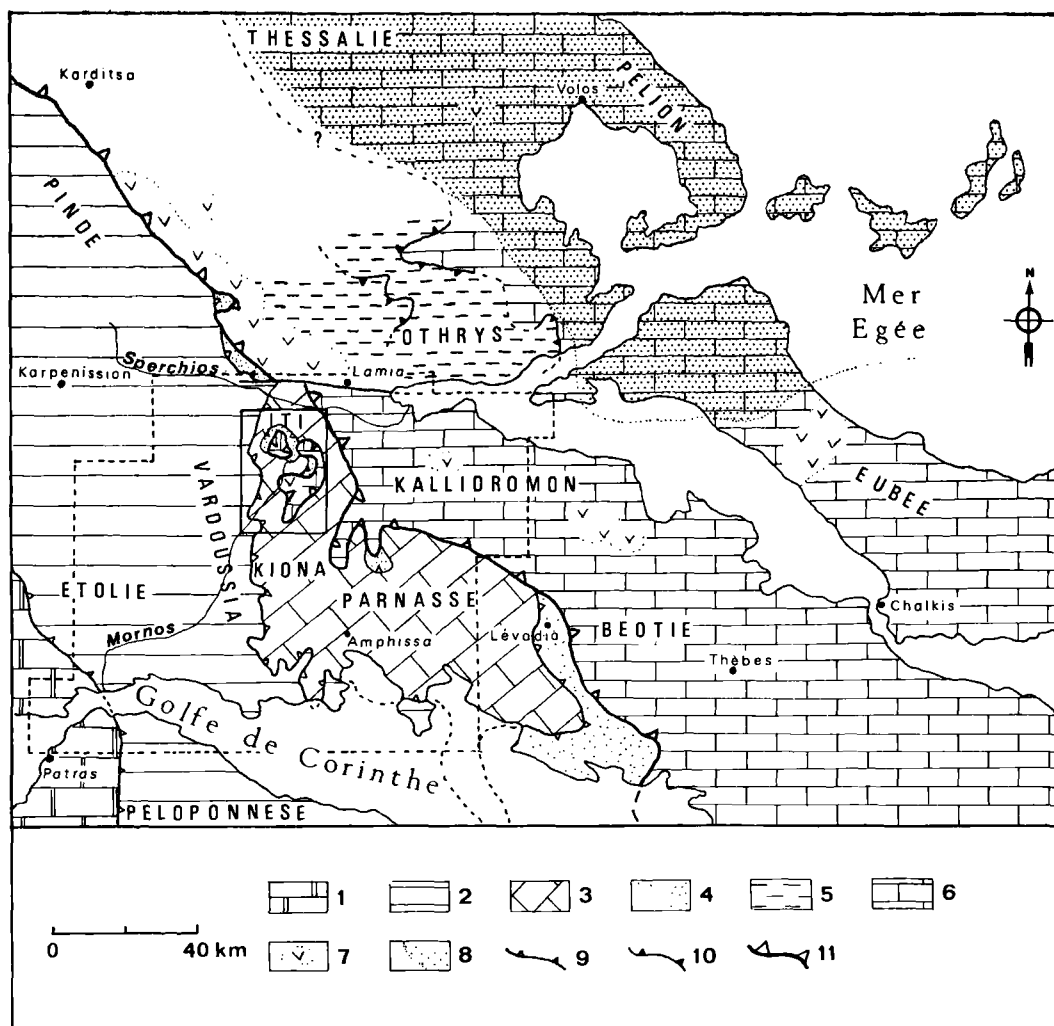


Fig. 1. — Situation du secteur étudié.

1, Zone du Gavrovo. — 2, Zone du Pinde. — 3, Zone du Parnasse. — 4, Zone béotienne. — 5, Zone maliaque. — 6, Zone pélagonienne. — 7, Principaux massifs ophiolitiques. — 8, Limite du métamorphisme alpin. — 9, Contact tectonique tertiaire. — 10, Contact tectonique anté-Crétacé supérieur. — 11, Chevauchement des zones internes. — Cadre en pointillé : secteur étudié par Celet (1962). — Cadre en trait continu : secteur étudié.

On y reconnaît trois ensembles disjoints (fig. 2 et 3, coupe A) situés dans la partie occidentale du massif :

— un ensemble calcaire débutant par des calcaires bréchiques auxquels se superposent des calcaires à silex, microbréchiques puis marneux. Ces derniers sont datés du Tithonique à Berriasien moyen par : *Calpionella alpina* Lor., *Crassicollaria parvula* Rem., *Calpionella elliptica* (Cad.), *Tintinnopsella carpathica* (Mur. et Fil.), *Remaniella cadischiana* (Col.), *Calpionellopsis ferasini* (Cat.) ;

— des brèches calcaires à *Hedbergella* sp. d'âge Albien probable ;

— un ensemble débutant par des calcaires microbréchiques bien lités contenant *Cuvillierina* cf. *vallinsis* (Ru. de Ga.) de l'Yprésien. A ces calcaires succèdent des marnes schisteuses rouges ayant livré : *Globorotalia pseudomenardii* Bol., *Globorotalia marginodentata* Sub., *Globorotalia* Mac Kannai Whi., *Globorotalia* cf. *aequa* (Cus. et Re.). Cette association donne un âge Paléocène terminal à llerdien. La série se termine par une épaisse formation de flysch grésopélique.

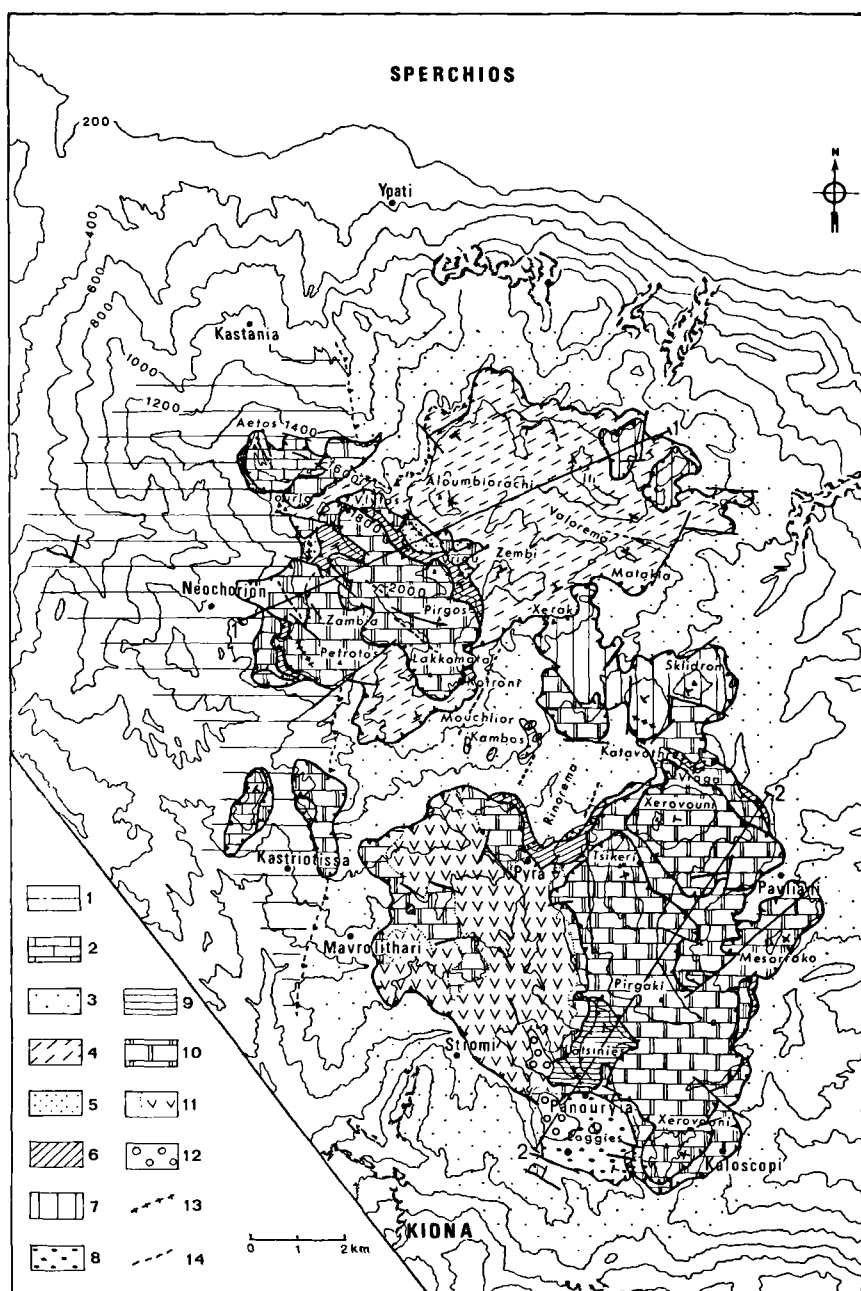


Fig. 2. — Carte géologique schématique du secteur étudié.
 Série du Pinde de type Vardooussia : 1, Flysch et calcaires tertiaires. - 2, Calcaires jurassiques et crétacés. — Série du Parnasse : 3, Flysch et calcaires tertiaires. — Série béotienne : 4, Série de l'Iti. - 5, Série du Vlytos. - 6, Flysch berriasien. — Crétacé conglomératique des zones internes : 7, Formations albo-aptiennes. - 8, Série de Panouryia. — Série maliaque (?) : 9, Calcaires et radiolarites. — Série pélagonienne : 10, Calcaires et mélange jurassiques supérieurs. - 11, Ophiolites. — 12, Néogène. — 13, Axe anticlinal. — 14, Axe synclinal.

L'ensemble de ces observations rejoint celles effectuées par Koch et Nicolaus (1969) en l'ti et par Beck (1975) en Etolie.

2) La série du Parnasse.

La série du Parnasse est essentiellement représentée par son flysch tertiaire. Ce dernier affleure dans une grande partie du secteur oriental du massif. Cependant, sur les bordures septentrionale et méridionale apparaît le sous-bassement de ce flysch (fig. 2). On y observe de bas en haut (fig. 3, coupe B) :

- des calcaires gris microbréchiques bien lités renfermant une microfaune d'âge Cuisien : *Distichoplax biserialis* Diet., *Cuvillierina cf. vallinsis* (Ru. de Ga.), *Discocyclina* sp. ;
- des marnes schisteuses rouges, parfois verdâtres. Dans le Nord du massif, elles sont d'âge Cuisien : *Globorotalia cf. aragonensis* (Nu.), *Globorotalia spinuloinflata* Ban., *Globigerina senni* (Bec.). Dans le Sud, les microfaunes sont ilderiennes : *Globorotalia marginodentata* Sub., *Globorotalia aequa* Cus. et Re., *Globorotalia subbotinae* Mor. ;
- un flysch grésopélitique qui s'enrichit progressivement en niveaux conglomératiques vers le sommet.

La bordure septentrionale du massif de l'ti a déjà été étudiée par Papastamatiou (1960) et Celet (1962). Les âges trouvés pour les couches de passage au flysch par ces auteurs diffèrent quelque peu de ceux donnés ici.

3) La série béotienne.

La série béotienne est bien représentée dans le massif de l'ti. Le flysch tithonique-berriasien notamment affleure en de nombreux points dispersés dans tout le domaine étudié. Les niveaux crétacés et tertiaires n'existent que dans la partie nord, autour du mont l'ti (fig. 2). La série se compose de bas en haut (fig. 3, coupe C) :

- d'une alternance flyschôide de calcaires microbréchiques, de grès en plaquettes, de pélites gréseuses et de calcaires marneux. Les niveaux datés sont le Tithonique-Berriasien avec les *Aptychus* (*Lamellaptychus beyrichi* Op., *Lamellaptychus submortilleti* Tra.) et les Calpionelles [*Calpionella alpina* Lor., *Calpionellopsis oblonga* (Cad.), *Calpionellites darderi* (Col.), *Calpionella elliptica* Cad., etc...], le Cénomancien (*Planomalina buxtorfi* Gan., *Rotalipora appenninica* Re., *Praeglobotruncana stephani* Gan.), le Turonien [*Globotruncana helvetica* Bol., *Globotruncana renzi* (Gan.)] et le Coniacien-Santonien (*Globotruncana angusticarinata* Gan., *Globotruncana coronata* Bol.) ;
- des brèches calcaires grossières à nombreux débris de roches vertes et radiolarites dans lesquelles s'intercalent des lits de calcaires marneux fins du Coniacien-Santonien à *Globotruncana angusticarinata* Gan., *Globotruncana coronata* Bol., et *Globotruncana sigali* Rei ;

— d'une barre de calcaires massifs, microbréchiques à bréchiques le plus souvent, fins parfois. Dans leur partie supérieure, ces calcaires sont datés du Campanien-Maestrichtien (Orbitoididés, *Globotruncana stuarti* de Lap., *Globotruncana contusa* Cus., *Globotruncana arca* Cus.) ;

— des marnes schisteuses rouges contenant quelques intercalations de calcaires bréchiques à Nummulites. Ces marnes sont datées du Paléocène terminal-Ilerdien inférieur (*Nummulites fraasi* de la Har., *Nummulites deserti* de la Har., *Globorotalia marginodentata* Sub., *Globorotalia pseudomenardii* Bol., *Globorotalia Mac Kannai* Whi., *Globorotalia aequa* Cus. et Re.). Latéralement, ces marnes passent à des grès grossiers qui, localement, peuvent devenir franchement conglomératiques ;

— d'une épaisse série de flysch grésopélitique reposant sur les marnes comme sur les grès. Dans la partie sommitale de ce flysch s'intercalent de nombreuses lentilles de calcaires bréchiques contenant une abondante microfaune de Nummulites étagée entre l'Ilerdien et le Cuisien supérieur [*Nummulites cf. praecursor* (de la Har.), *Nummulites gr. deserti* (de la Har.), *Nummulites planulatus* Lam., *Nummulites nitidus* de la Har., *Nummulites distans* Des., *Nummulites partschi* de la Har.].

Les niveaux à *Aptychus* avaient déjà été signalés par Koch et Nicolaus (1969) qui les rattachaient à la sous-zone ultrapindique. Plus récemment, grâce aux datations précises par les Calpionelles et à la faveur des découvertes effectuées en Béotie et dans les Gérénées, ces couches ont pu être attribuées à la zone béotienne (Celet et al., 1976 ; Blehaut, 1975).

Les faciès du flysch tithonique à coniacien-santonien du massif de l'ti sont analogues à ceux de même âge connus dans la zone bosniaque (Blanchet, 1966, 1970) ou la zone béotienne (Clément, 1971, 1972 ; Celet et Clément, 1971). Cependant, les séries décrites jusqu' alors ne dépassaient pas le Sénonien. Dans le massif de l'ti, la série béotienne s'étend jusqu'au Cuisien. Le sillon béotien s'est donc développé, au moins au niveau du massif de l'ti, depuis le Tithonique-Berriasien jusqu' à l'Eocène inférieur (Cuisien). Il se situait en bordure de régions affectées par les mouvements anté-Crétacé supérieur (zones maliaque et pélagonienne) et recevait les produits de destruction résultant de l'érosion des différents orogènes. La sédimentation terrigène s'est interrompue au Campanien-Maestrichtien (dépôt de calcaires) et au Paléocène (lacune de sédimentation).

B) Séries des zones internes.

Pour les zones internes, plutôt que d'utiliser les termes de zones subpélagonienne et péla-

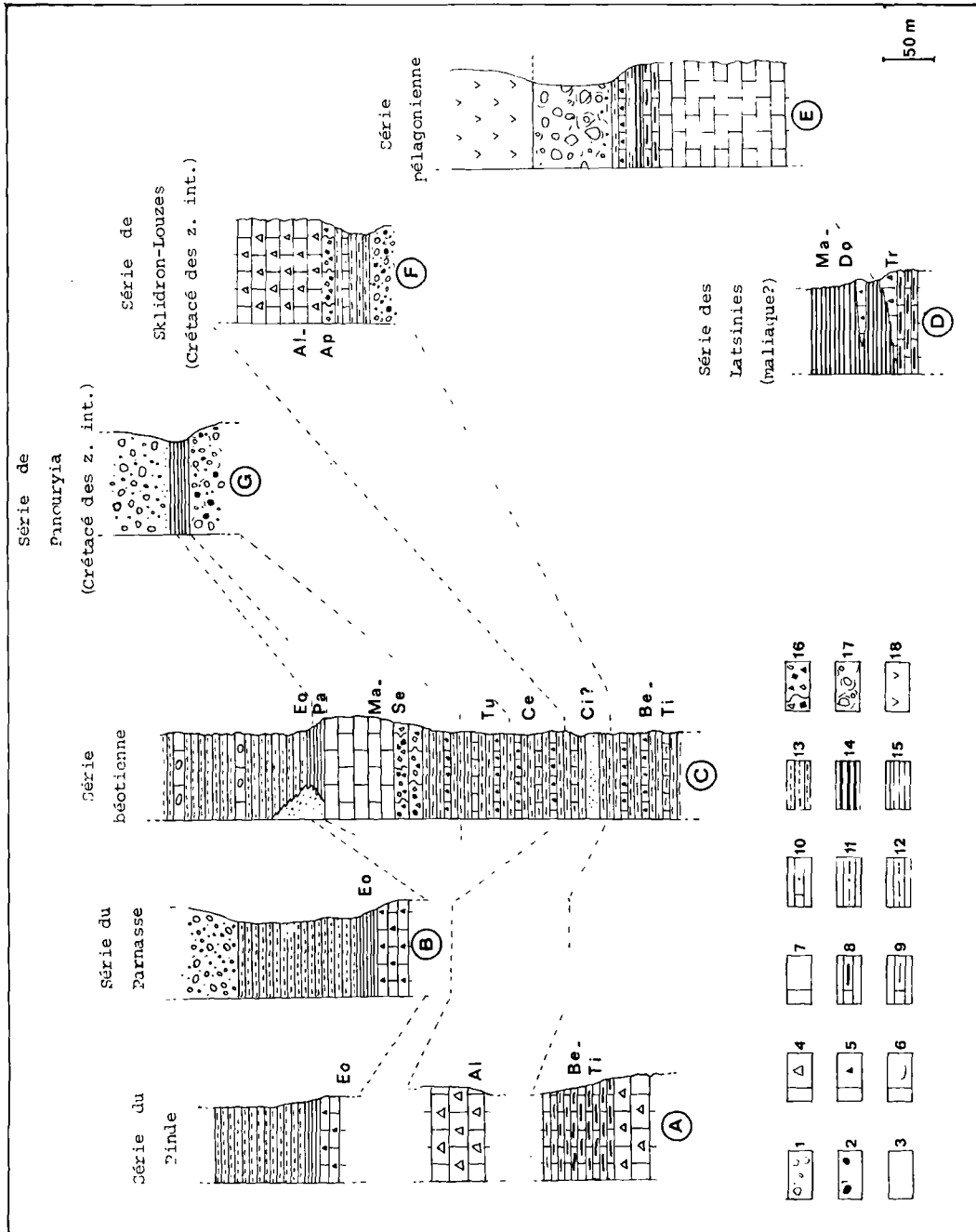


Fig. 3. — Profils stratigraphiques schématiques des différentes séries du massif de l'Ilti.
 1, Conglomérats gréseux. — 2, Conglomérats marneux. — 3, Grès. — 4, Calcaires bréchiques. — 5, Calcaires microbréchiques. — 6, Calcaires à Nummulites. — 7, Calcaires massifs. — 8, Calcaires à silex. — 9, Calcaires marneux. — 10, Calcaires gréseux. — 11, Marnes gréseuses. — 12, Pérites. — 13, Flysch. — 14, Radriolarites. — 15, Marnes schisteuses. — 16, Brèches calcaires. — 17, Mélange. — 18, Ophiolites.
 Tr: Trias. — Do: Dogger. — Ma: Malm. — Ti: Tithoniqua. — Be: Berriasien. — Ci: Crétacé inférieur. — Ap: Aptien. — Al: Albien. — Ce: Cénomanién. — Tu: Turonien. — Se: Sénonien. — Ma: Maestrichtien. — Pa: Paléocène. — Eo: Eocène.

gonienne de Aubouin (1958), nous emploierons les termes de zones maliaque et pélagonienne définies récemment par Ferrière (1976) en Othrys.

1) La série de type maliaque.

Dans le sud du Massif, au niveau de la région des Latsinies, au Nord du village de Panouryia, affleure une série calcaro-siliceuse d'un caractère particulier (fig. 2). On note la superposition suivante (fig. 3, coupe D) :

- des calcaires à lits de silex, de teinte claire, surmontés ou non par des brèches calcaires. Ces calcaires ont pu être datés du Carnien terminal à Norien supérieur par les Conodontes : *Neospathodus hernsteini* (Most.), *Crioniodina excavata* Mosh., *Epigondolella abneptis* (Huck.), *Epigondolella postera* (Kor. et Most.), *Epigondolella bidentata* (Mosh.), *Neohindeodella triassica triassica* (Mue.), *Epigondolella permica* (Hay.), *Chirodella dinodoides* (Tat.) ;
- des radiolarites rouges bien litées en bancs décimétriques séparés par des interlits pélitiques. Des bancs de brèches calcaires à éléments de radiolarites et de roches effusives et contenant *Protopenelopis striata* Weyn. du Dogger-Malm s'intercalant par endroits.

L'âge et les faciès de cette série présentent des analogies avec les séries maliaques décrites au Nord du Sperchios (Ferrière, 1974, 1976) où l'on observe au Trias-Jurassique l'association des faciès calcaires et siliceux. La série des Latsinies, dans le Massif de l'Iti, pourrait représenter un jalon au Sud du Sperchios de la zone isopique maliaque. Jusqu'à présent, cette série est la seule de ce type qui ait été décrite au sud du Sperchios ; mais étant donné sa faible extension stratigraphique, un doute demeure quant à cette attribution.

2) La série pélagonienne.

Les terrains d'appartenance pélagonienne sont largement représentés sur tout l'ensemble du massif de l'Iti (fig. 2) où ils forment de vastes unités allochtones. De bas en haut, la série présente la succession suivante (fig. 3, coupe E) :

- des calcaires massifs, d'abord assez fins et de couleur foncée, puis microbréchiques et gris, enfin de nouveau fins et de teinte sombre. La base de cette formation a pu être datée de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur par *Alveosepta jaccardi* Schr. Le reste de la série est rapporté au Kimméridgien-Portlandien (*Cladocoropsis mirabilis* Fel., *Parurgonina caelinensis* Cuv. et al., *Labyrinthina mirabilis* Weyn., *Kilianina* sp., *Conicospirillina basilienensis* Moh., *Pseudoclypeina cf. cirici* (Rad.), *Nauti-loculina oolitica* Moh. ;
- des calcaires à silex, microbréchiques, bien lités ;
- une formation radiolaritique à la base, calcaro-siliceuse et pélitique vers le sommet. Certains niveaux contiennent

de nombreux Radiolaires, analogues à ceux trouvés en Eubée (Baumgartner et Bernoulli, 1976), qui indiquent le Jurassique terminal-Crétacé basal ;

- une formation chaotique à débris de roches variées, appartenant entre autre au cortège ophiolitique. Cette formation est désignée sous le nom de "Mélange" ;
- les ophiolites.

3) Le Crétacé des zones internes.

a) La série des Sklidron-Louzes.

Dans la partie centrale du massif de l'Iti affleure une série conglomératique et flyschôide qui présente la superposition suivante (fig. 2 et fig. 3, coupe F) :

- un conglomérat riche en galets de serpentine et de jaspes rouges, qui contient de très nombreux exemplaires de Rudistes et de Gastéropodes ;
- une formation flyschôide marno-gréseuse datée de l'Aptien terminal-Albien par *Globigerinelloides algerianus* Cus. et Ten. et *Ticinella* sp. ;
- une épaisse formation de brèches calcaires dont les niveaux de base ont livré : *Globigerinelloides algerianus* Cus. et Ten., *Ticinella* sp. et *Hedbergella* sp., qui marquent la limite Aptien-Albien. Les niveaux supérieurs ont livré des *Nezzazata* sp. rapportées à l'Albien.

La succession des faciès permet de comparer cette série aux séries crétacées transgressives des zones internes ; cependant, l'âge aptien-albien est peu fréquent pour ce type de série (Aubouin et al., 1970). Il faut également noter qu'en Iti la série crétacée de Sklidron-Louzes, décollée, forme une unité allochtone.

b) La série de Panouryia.

Dans la partie méridionale du massif de l'Iti, au Sud du village de Panouryia affleure une série d'un caractère particulier (fig. 2). De bas en haut, on observe (fig. 3, coupe G) :

- un conglomérat marno-gréseux riche en galets de roches éruptives, de grès et de calcaires. Il contient également une abondante faune de Rudistes, Gastéropodes et Polypiers, étagée entre le Cénomaniens et le Campanien. Ce conglomérat est le "conglomérat fossilifère de *Dremisa*", de Celet (1962) ;
- des marnes roses, schisteuses, avec des intercalations de calcaires marneux. Ces marnes ont livré : *Globorotalia pseudomenardii* Bol., *Globorotalia marginodentata* Sub., *Globorotalia aequa* Cus. et Ren., *Globorotalia velascoensis* (Cus.), *Globorotalia oclusa* Loe. et Tap., d'âge Paléocène terminal-lherdien ;
- des grès passant rapidement à un conglomérat gréseux très grossier.

Une telle série n'a pas d'équivalent dans le massif de l'Iti et ses régions avoisinantes. Dans le Kallidromon (Celet, 1962), la Locride (Dégardin, 1971) et l'Othrys (Ferrière, 1974), la couver-

ture transgressive sur les ophiolites d'âge Crétacé supérieur débute souvent par des conglomérats fossilifères. Mais à ceux-ci font suite de puissantes séries calcaires bréchiques. De plus, le flysch éocène y est particulièrement bien développé. Il paraît donc difficile d'attribuer avec certitude la série de Panourya à une des zones définies dans les Hellénides. Une origine interne est possible, mais encore douteuse dans l'état actuel des connaissances.

II. — LE MELANGE

Le mélange, intercalé entre les ophiolites (non étudiées ici) et les calcaires néritiques du Malm (zone pélagonienne), est largement représenté dans le massif de l'Iti. Il s'agit d'une formation chaotique contenant des blocs éruptifs, sédimentaires et métamorphiques divers emballés dans une matrice pélitique. Le terme de mélange, utilisé pour désigner cette formation, est donc employé ici avec la définition que lui a donné Hsu (1968).

A) Position stratigraphique.

Le mélange apparaît comme une formation stratigraphique succédant normalement aux couches flyschoïdes superposées aux calcaires néritiques du Malm. Au passage entre la série flyschoïde et le mélange, on note l'arrêt de l'alternance des calcaires et des pélites qui laissent place à des pélites brunes qui s'enrichissent progressivement en éléments exogènes. Ceux-ci, d'abord de petite taille, atteignent rapidement le mètre. La formation est ensuite chevauchée par les ophiolites.

Le mélange n'a pu être daté directement. Les calcaires du soubassement sont d'âge kim-méridgien-portlandien, tandis que les couches flyschoïdes ont été rapportées au Jurassique terminal-Crétacé basal. Les niveaux terminaux du mélange n'ont pu être datés.

B) La matrice.

Sur le terrain, la matrice apparaît essentiellement comme étant de nature pélitique et siliceuse. En quelques endroits, elle est de composition gréseuse.

Les argiles de la matrice ont été étudiées par analyse diffractométrique. Les constituants se sont révélés être principalement l'illite et la

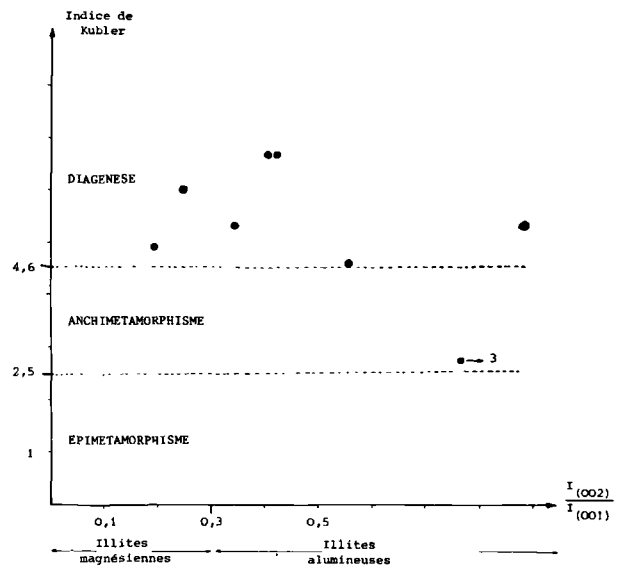


Fig. 4. — Nature et composition des illites du mélange.

montmorillonite, accessoirement la chlorite et la kaolinite. L'étude des pourcentages des différents minéraux argileux (Johns et al., 1954 ; Biscaye, 1965) a permis de mettre en évidence la prédominance de l'illite dans tous les cas.

Sur le diagramme de la fig. 4 est représenté le degré de métamorphisme de l'illite (indice de Kubler) en fonction de la nature de l'illite (indice d'Esquevin). Il apparaît que l'essentiel des illites se regroupe dans le domaine diagénétique. Un métamorphisme, même faible, n'affecte donc pas la matrice du mélange.

C) Les éléments exogènes.

1) Morphologie.

La taille des blocs est très variable : elle est comprise entre le centimètre et la centaine de mètres ; leur dimension moyenne est d'ordre métrique. Leur forme est généralement sub-arrondie, parfois franchement anguleuse. Dans tous les cas, la matrice épouse intimement la forme et la surface de ces blocs.

2) Nature des blocs.

Celle-ci est très variée ; elle peut être sédimentaire, éruptive ou métamorphique.

Les plus abondantes des roches sédimentaires sont les calcaires micritiques à silex. Ils ont livré des Conodontes du Trias. Parmi les

roches siliceuses détritiques, on observe des grès quartziques et des grauwackes. Enfin, les blocs siliceux sont essentiellement constitués de radiolarites rouges bien litées.

Les roches éruptives sont surtout des roches basiques et ultrabasiques pouvant appartenir à la séquence ophiolitique : serpentines, gabbros, dolérites, diabases, basaltes et spilites amygdalaires. Il a également été trouvé un bloc de granophyre sodique de taille décamétrique. Les essais de datation absolue sur ce bloc ont montré un enrichissement très faible en Sr^{87} radiogénique qui ne permet pas de donner un âge à ce granophyre (*).

Parmi les roches métamorphiques, peu abondantes en général, les amphibolites sont les plus fréquentes. Un bloc de micaschiste et un bloc de quartzophyllade ont également été observés.

Des analyses chimiques effectuées sur les roches éruptives ont permis de distinguer l'ensemble des gabbros, dolérites et basaltes de celui des spilites et diabases. En effet, reportés sur un diagramme chimico-minéralogique de de La Roche (de La Roche, 1966 ; de La Roche et al., 1974), les points représentatifs du premier groupe appartiennent au domaine tholéitique, tandis que ceux du second groupe se situent dans le domaine alcalin (fig. 5).

D) La genèse du mélange.

1) Origine des blocs exogènes.

La plupart des éléments sédimentaires (calcaires, radiolarites...) contenus dans le mélange peuvent provenir de séries pélagiques de type maliaque dont pourraient également être issues les pélites de la matrice.

Parmi les roches éruptives, celles à tendance tholéitique (gabbros, basaltes et dolérites) et les péridotites serpentinisées ont une origine ophiolitique indubitable. Les roches à tendance alcaline (spilites et diabases) semblent plutôt provenir des termes effusifs volcano-sédimentaires triasiques dont le caractère alcalin a été démontré en Othrys (Hynes, 1974). Enfin, le bloc de granophyre peut provenir des termes de différenciation ultime des ophiolites qui présentent des faciès semblables (Moores, 1969 ;

(*) Ces essais ont été effectués dans le laboratoire de M. Vialette (Clermont-Ferrand), que je remercie vivement.

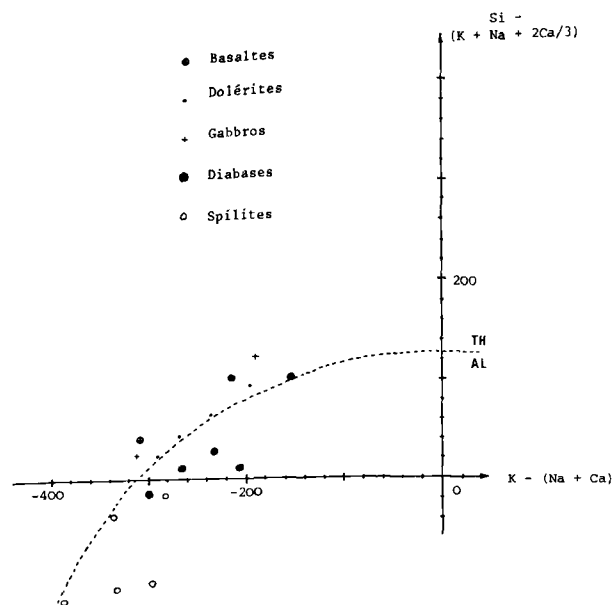


Fig. 5. — Diagramme de De la Roche des éléments éruptifs du mélange.

Terry, 1974). Son origine au niveau des granites intrusifs des zones internes est également envisageable : zone pélagonienne (Godfriaux, 1965 ; Yarwood et Aftalion, 1976), zone du Vardar (Mercier, 1966).

Les amphibolites contenues dans le mélange paraissent provenir de la transformation des gabbros ; leur origine est donc à associer à celle des roches éruptives basiques. Quant aux autres roches métamorphiques, il peut s'agir de roches paléozoïques métamorphisées à une époque anté-Mésozoïque, ou de roches métamorphisées lors des phases tectoniques anté-Crétacé supérieur des zones internes.

L'origine de la plupart des blocs exogènes du mélange doit donc être recherchée aux niveaux des séries de type maliaque et dans le complexe ophiolitique ; cependant, certains types de roches posent encore des problèmes.

2) Formation du mélange.

Les mélanges sont des formations décrites depuis longtemps et de nombreux mécanismes de formation ont été invoqués pour expliquer leur mise en place : origine tectonique (Bailey et Mac Callien, 1950 ; Mercier et Vergely, 1972), origine mixte (de Graciansky, 1973 ; Gansser, 1974), olistostrome (Abbate et al., 1970 ; Dimitri-

levic et Dimitrijevic, 1973 ; Celet, 1976), formation au niveau d'une zone de subduction (Hsu, 1971 ; Maxwell, 1974 ; Blake et Jones, 1974 ; Karig et Sharman, 1975).

Dans le massif de l'Iti, le mélange s'est révélé être très lié aux ophiolites par la présence de nombreux blocs ophiolitiques en son sein et par sa position structurale sous la nappe ophiolitique. Aussi semble-t-il possible de lier la genèse du mélange à la mise en place des ophiolites.

La présence du soubassement stratigraphique du mélange, l'absence presque totale de contacts tectoniques observés entre les blocs et la matrice et l'absence de métamorphisme, tant au sein de la matrice qu'au niveau des blocs, empêchent de conférer à cette formation une origine purement tectonique ou une origine au niveau d'un prisme d'accrétion.

Si les ophiolites représentent des lambeaux de croûte océanique mis en place tectoniquement au Jurassique terminal (Dercourt, 1970 ; Bernoulli et Laubscher, 1972), le modèle génétique suivant peut être proposé : lors de l'obduction des ophiolites, il y aurait fragmentation de

la croûte océanique, rabotage de quelques lambeaux de la croûte continentale (fig. 6) et resédimentation de ces blocs à l'avant de la nappe ophiolitique. Cette dernière, poursuivant son avancée, chevauche ensuite le mélange ainsi formé. Ce schéma interprétatif est l'un de ceux proposés récemment (Celet et al., 1976) pour expliquer la formation du mélange jurassique dans les Dinarides et les Hellénides. Etant donné qu'il est nécessaire de faire intervenir des phénomènes tectoniques (mise en place des ophiolites) pour expliquer la genèse du mélange, celui-ci répond à la définition d'une formation à klippes sédimentaires (Broquet, 1973).

III. — TECTONIQUE

L'édifice actuel du massif de l'Iti résulte essentiellement d'un empilement d'unités allochtones charriées sur un soubassement de flyschs tertiaires du Pinde et du Parnasse. On peut distinguer deux ensembles d'unités allochtones (fig. 2) : l'un dans le secteur septentrional centré autour du Pirgos, l'autre dans le secteur méridional autour du Pirgaki.

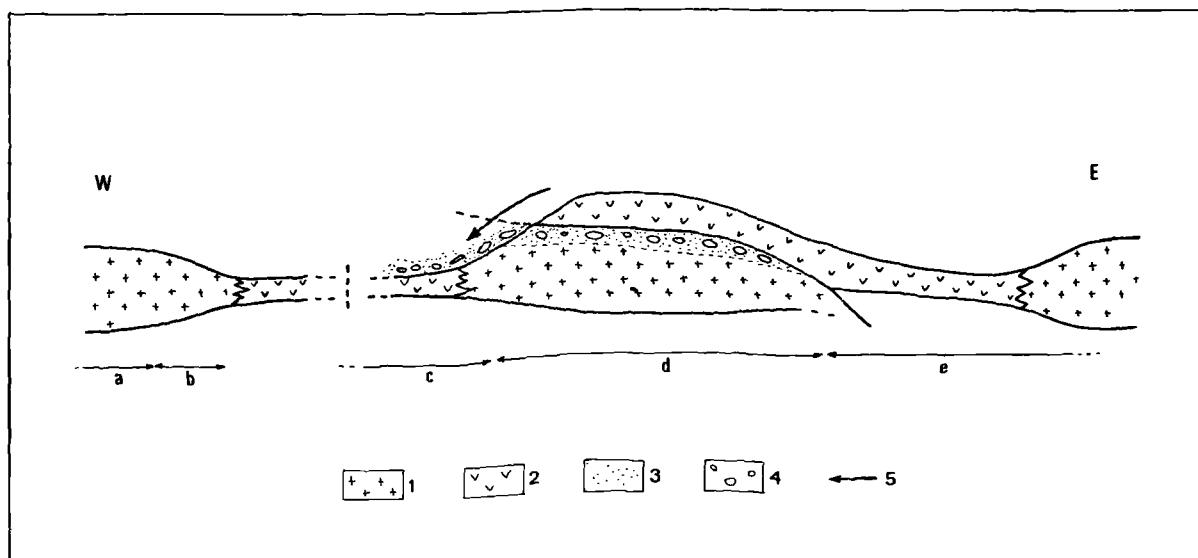


Fig. 6. — Schéma interprétatif de la genèse du mélange (d'après Celet et al., 1976, modifié).

1, Croûte continentale. — 2, Croûte océanique. — 3, Matrice terrigène. — 4, Blocs exogènes. — 5, Sens des apports détritiques. — a, Zone du Parnasse. — b, Zone béotienne. — c, Zone maliaque. — d, Zone pélagonienne. — e, Zone du Vardar.

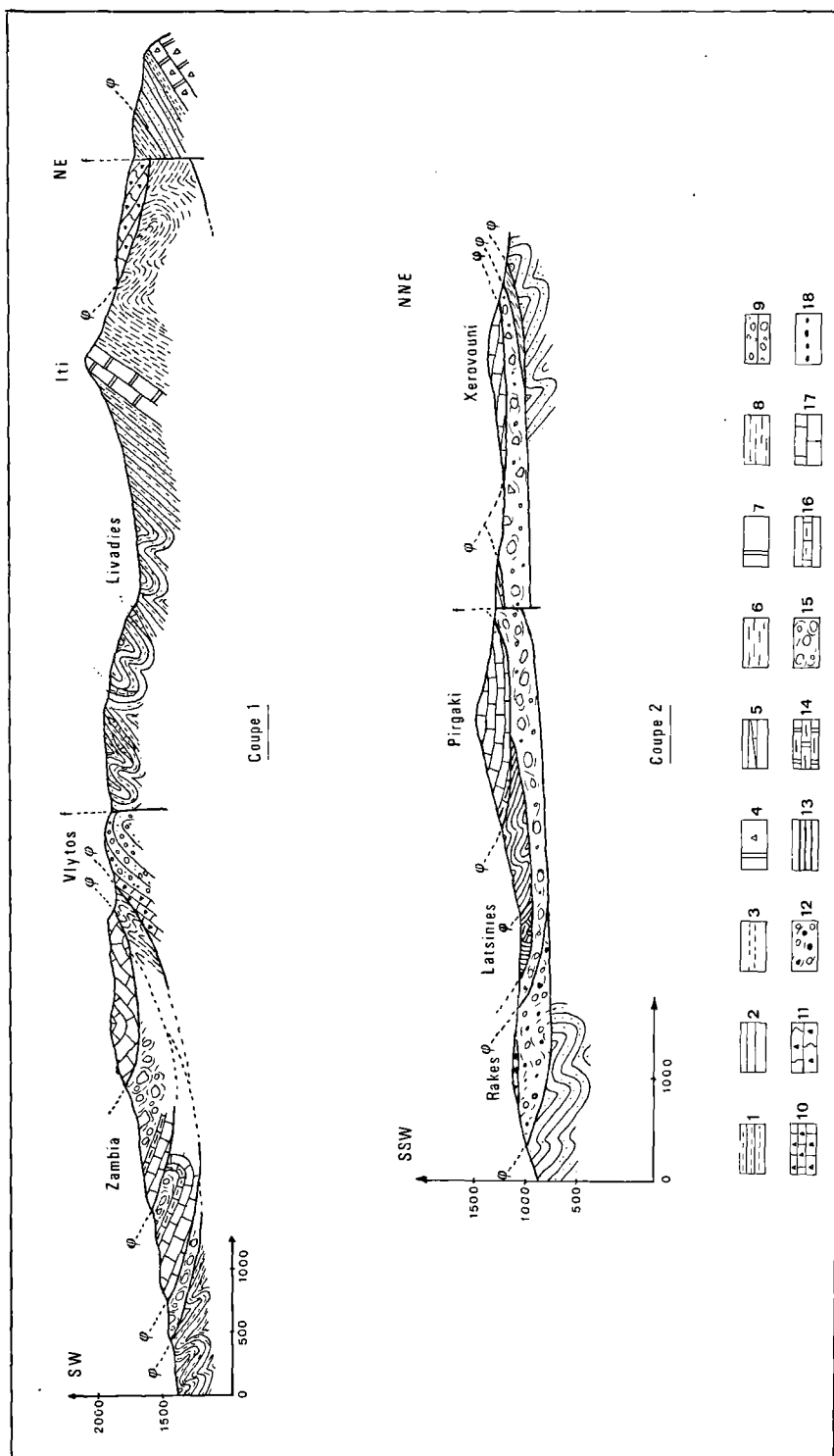


Fig. 7. — Coupes tectoniques (localisation sur la fig. 2).
 Série du Pinde de type Vardoussia : 1, Flysch tertiaire. — Série du Parnasse : 2, Flysch tertiaire. - 3, Marnes schisteuses. - 4, Calcaires bréchiques. — Série béotienne : 5, Flysch à Nummulites. - 6, Marnes schisteuses. - 7, Calcaires. - 8, Flysch crétacé. - 9, Conglomérats du Vlytos. - 10, Calcaires du Vlytos. — Crétacé congglomératique des zones internes : 11, Brèches calcaires. - 12, Série de Panouryia. — Série des Latsinies (zone mallaque ?) : 13, Radiolarites. - 14, Calcaires à silex. — Série pélagonienne : 15, Mélange. - 16, Calcaires à silex - 17, Calcaires massifs jurassiques. — Formations récentes : 18, Conglomérats.

Dans le secteur septentrional, on observe (fig. 7, coupe 1), sur un soubassement autochtone relatif du Pinde ou du Parnasse, un empilement d'unités allochtones béotiennes ou pélagoniennes. Par endroits, les unités béotiennes sont en série inverse (Vlytos). Les unités pélagoniennes occupent le sommet de l'édifice structural. Le front occidental des unités allochtones se complique en un système d'écailles.

Dans le secteur méridional (fig. 7, coupe 2), sur un soubassement de flysch tertiaire du Parnasse, se superposent des unités béotienne, maliaque (?) et pélagonienne. Il faut noter que l'unité des Latsinies (maliaque ?) apparaît coincée entre le mélange et les calcaires pélagoniens et qu'il convient de la considérer comme une klippe sédimentaire. Enfin, certaines unités pélagoniennes (mélange, calcaires du Pírgaki) se présentent en série inverse.

L'ensemble de ces unités s'est mis en place au Tertiaire ; cependant l'analyse structurale des différentes unités et du soubassement a montré qu'il convenait d'envisager une mise en place polyphasée de ces unités. En effet, il y aurait superposition :

- d'une phase de direction axiale N 70-80,
- d'une phase de direction axiale N 150-170 à déversement vers l'Ouest-Sud-Ouest (direction dinarique).
- d'une phase de direction axiale N 120-140 à déversement vers le Nord-Est.

La phase de direction N 70-80 semble antérieure à celle de direction N 150-170. Par manque d'informations, il n'est pas possible de

situer par rapport aux deux autres la phase de direction N 120-140 qui affecte également le soubassement des unités.

CONCLUSIONS

L'étude du massif de l'iti a révélé sa position privilégiée au sein des Hellénides.

La structure actuelle de ce massif résulte d'un empilement d'unités allochtones appartenant aux zones béotienne, maliaque (?) et pélagonienne charriées sur un soubassement d'affinité parnassienne et pindique. Il convient d'envisager une mise en place polyphasée de ces unités au Tertiaire.

Les principaux apports stratigraphiques se situent au niveau des séries des zones béotienne et maliaque. La série béotienne a pu être datée du Tithonique-Berriasien jusqu'au Cuisien. Dans les Dinarides s.l., les séries bosniaques ou béotiennes n'étaient connues à ce jour que jusqu'au Sénonien. La série des Latsinies, qui présente des analogies de faciès et d'âge avec les séries de type maliaque, pourrait représenter le jalon le plus méridional de telles séries au sein des Hellénides.

L'étude du mélange de la série pélagonienne a permis d'en préciser les caractères. L'absence de métamorphisme, la présence d'une semelle stratigraphique et l'abondance des blocs ophiolitiques (de tendance soit tholéitique, soit alcaline) ont conduit à envisager une genèse du mélange directement liée à la mise en place des ophiolites au Jurassique terminal.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1970). — Olistostromes and olistoliths. *Sediment Geol.*, vol. 4, p. 521-557.
- 2) 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. Fr.* (6), t. VIII, p. 731-749.
- 3) AUBOUIN J., BONNEAU M., CELET P., CHARVET J., CLEMENT B., DEGARDIN J.M., DERCOURT J., FERRIERE J., FLEURY J.J., GUERNET C., MAILLOT H., MANIA J., MANSY J.L., TERRY J., THIEBAULT F., TSOFLIAS P., VERRIEZ J.J. (1970). — Contribution à la géologie des Hellénides : le Gavrovo, le Pinde et la zone ophiolitique subpélagonienne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XC, p. 277-306.
- 4) BAILLEY E.B., MAC CALLIEN W.J. (1950). — The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Nature*, vol. 166, p. 938-940.
- 5) BAUMGARTNER P.O., BERNOULLI D. (1976). — Stratigraphy and Radiolarian Fauna in a Late Jurassic-Early Cretaceous Section near Achaldi (Evvoia, Eastern Greece). *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 96, p. 601-626.
- 6) BECK C. (1975). — Etude géologique des formations allochtones du synclinorium est-étolique (Grèce continentale). *Thèse 3^e cycle*, Lille, 123 p.
- 7) BERNOULLI D., LAUBSCHER H. (1972). — The Palinspatic Problem of the Hellenides. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 65, p. 107-118.

- 8) BISCAYE P.E. (1965). — Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 76, p. 803-832.
- 9) BLAKE M.C., JONES D.L. (1974). — Origin of Franciscan Melange in Northern California. *Soc. Eco. Paleon. Miner. spec. pub.*, n° 19 (M. Kay), p. 345-357.
- 10) BLANCHET R. (1966). — Sur l'âge tithonique-éocénacé d'un flysch des Dinarides internes en Bosnie. Le flysch de Vranduk (Yougoslavie). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 401-402.
- 11) BLANCHET R. (1970). — Données nouvelles sur le flysch bosniaque : la région de Banja Luka, Bosnie septentrionale (Yougoslavie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XII, p. 659-663.
- 12) BROQUET P. (1973). — Olistostrome-olistolite et klippe sédimentaire. *Ann. Scient. Univ. Besançon*, (3), p. 45-53.
- 13) CELET P. (1959). — Sur la géologie de la Grèce méridionale : remarque sur le massif du Vardoussia. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXIX, p. 70-85.
- 14) CELET P. (1962). — Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. Geol Pays Hell.*, t. XIII, 446 p.
- 15) CELET P. (1976). — A propos du mélange de type "volcano-sédimentaire" de l'Iti (Grèce méridionale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XVIII, p. 299-307 et *Coll. Int. C.N.R.S.*, Paris, n° 244, p. 103-111.
- 16) CELET P., CLEMENT B. (1971). — Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud : l'unité du flysch béotien. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 43.
- 17) CELET P., CLEMENT B., FERRIERE J. (1976). — La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 69, p. 577-599.
- 18) CELET P., FERRIERE J., WIGNIOLLE E. (1976). — Le problème de l'origine des blocs exogènes du mélange de type volcano-sédimentaire au Sud du Sperchios et dans le massif de l'Othrys. *Coll. A.T.P. Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords*, Montpellier (à paraître).
- 19) CELET P., CADET J.P., CHARVET J., FERRIERE J. (1976). — Volcano-sedimentary and volcano-detritic phenomena of mesozoic age in Dinarid and Hellenid ranges : a comparison. 25^e Congrès C.I.E.S.M., Split, "Histoire structurale des bassins méditerranéens", Ed. Technip (à paraître).
- 20) CLEMENT B. (1971). — Découverte d'un flysch éocénacé en Béotie (Grèce continentale). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 272, p. 791-792.
- 21) CLEMENT B. (1972). — Sur une nouvelle interprétation tectonique du Sud-Ouest des monts Gérénées (Grèce continentale). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCII, p. 171-175.
- 22) DEGARDIN J.M. (1971). — Etude géologique de la région d'Atalanti, Locride, Grèce continentale. *D.E.A.*, Lille, 134 p.
- 23) DERCOURT J. (1970). — L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XII, p. 261-317.
- 24) DIMITRIJEVIC M.D., DIMITRIJEVIC M.N. (1973). — Olistostrome Melange in the Yugoslavian Dinarides and Late Mesozoic Plate Tectonics. *Journ. Geol.*, vol. 81, p. 328-340.
- 25) FERRIERE J. (1974). — Etude géologique d'un secteur des zones helléniques internes subpélagonienne et pélagonienne (massif de l'Othrys, Grèce continentale). Importance et signification de la période orogénique anté-Crétacé supérieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVI, p. 543-562.
- 26) FERRIERE J. (1976). — Sur la signification des séries du massif de l'Othrys (Grèce continentale) : la zone isopique maliaque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 121-134.
- 27) GANSSER A. (1974). — The Ophiolitic Melange, a World Wide Problem on Tethyan Examples. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 67, p. 479-507.
- 28) GODFRIAUX I. (1965). — Etude géologique de l'Olympe (Grèce). Thèse, Lille. *Ann. Geol. Pays Hell.*, t. XIX, 282 p.
- 29) GRACIANSKY P.C. (de) (1973). — Le problème des "Coloured Melanges" à propos de formations chaotiques associées aux ophiolites de Lycie occidentale (Turquie). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, vol. XV, p. 555-566.
- 30) HSU K.J. (1968). — Principles of Melanges and their Bearing on the Franciscan Knoxville Paradox. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 79, p. 1063-1074.
- 31) HSU K.J. (1971). — Franciscan Melange as a Model for Eugeosynclinal Sedimentation and Underthrusting Tectonics. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 76, n° 5, p. 1162-1170.
- 32) HYNES A. (1974). — Igneous Activity at the Birth of Ocean Basin in Eastern Greece. *Can. Journ. Earth Sc.*, vol. 11, p. 842-853.
- 33) JOHNS W.D., GRIM R.E., BRADLEY W.F. (1954). — Quantitative Estimations of Clay Minerals by Diffraction Methods. *Journ. Sed. Petro.*, vol. 24, p. 242-251.
- 34) KARIG D.E., SHARMAN G.F. (1975). — Subduction and Accretion in Trenches. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 86, p. 337-389.
- 35) KOCH K.E., NICOLAUS H.J. (1969). — Zur Geologie des Ostpindosflyschbecken und Seiner Umrandung. *Inst. Geol. Subs. Res. Athènes*, vol. 9.
- 36) LA ROCHE H. (de) (1966). — Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches : modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *C.R. Ac. Sc. Paris*, D, t. 262, p. 1665-1668.
- 37) LA ROCHE H. (de), ROCCI G., JUTEAU T. (1974). — Essai de caractérisation chimique des associations spililitiques. *Springer-Verlag*, G.C. Amstutz ed., p. 39-58.
- 38) MAXWELL J.C. (1974). — Anatomy of an Orogen. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 85, p. 1195-1204.

- 39) MERCIER J. (1966). Paléogéographie, orogénèse, métamorphisme et magmatisme des zones internes des Hellenides en Macédoine (Grèce): vue d'ensemble. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. VIII, p. 1020-1049.
- 40) MERCIER J., VERGELY P. (1972). — Les mélanges ophiolitiques de Macédoine (Grèce): décrochements d'âge anté-Crétacé supérieur. *Zeit. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 123, p. 469-489.
- 41) MOORES E.M. (1969). — Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. *Geol. Soc. Am. sp. pap.*, p. 1-74.
- 42) PAPASTAMATIOU J.M. (1960). — La géologie de la région montagneuse du Parnasse-Kiona-Oeta. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. II, p. 398-408.
- 43) TERRY J. (1974). — Ensembles lithologiques et structures internes du cortège ophiolitique du Pinde septentrional (Grèce) Construction d'un modèle pétrogénétique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, p. 204-213.
- 44) WIGNIOLLE E. (1975). — Contribution à l'étude géologique de la région centrale du massif de l'Iti (Grèce continentale). *D.É.A.*, Lille. 94 p.
- 45) WIGNIOLLE E. (1977). — Contribution à l'étude géologique du massif de l'Iti (Grèce continentale). *Thèse 3^e cycle*, Lille, 239 p.
- 46) YARWOOD G.A., AFTALION M. (1976). — Field Relations and U-Pb Geochronology of a Granite from the Pelagonian Zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XVIII, p. 259-264 et *Coll. Int. C.N.R.S., Paris*, n° 244,, p. 63-68.



ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Liste des fascicules disponibles en vente séparée jusqu'à épuisement du stock (*)

			Le fascicule
Tome IX	(1881-82)	fascicules 1, 2, 4 et 5	36,00 F.
Tome XI	(1883-84)	fascicules 1, 4	48,00 F.
Tome XIII	(1885-86)	fascicules (1-2), 3, 4, 6	36,00 F.
Tome XIV	(1886-87)	fascicules 1, (2-3), 4	48,00 F.
Tome XV	(1887-88)	fascicules 1, 2, (5-6)	48,00 F.
Tome XVI	(1888-89)	fascicules 1, 5, 6	36,00 F.
Tome XVII	(1889-90)	fascicules 4, 5, 6	36,00 F.
Tome XVIII	(1890)	fascicule 3	48,00 F.
Tome XIX	(1891)	fascicules 2, (3-4), (5-6)	48,00 F.
Tome XXII	(1894)	fascicule 3	48,00 F.
Tome XXIII	(1895)	fascicules 1, 4	48,00 F.
Tome XXVI	(1897)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXVII	(1898)	fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XXVIII	(1899)	fascicules 1, 3, 4	48,00 F.
Tome XXIX	(1900)	fascicules 2, 4	48,00 F.
Tome XXX	(1901)	fascicules 1, 2, 3, 5	36,00 F.
Tome XXXI	(1902)	fascicules 1, 3, 4	48,00 F.
Tome XXXII	(1903)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXXIII	(1904)	fascicules 2, 3	48,00 F.
Tome XXXIV	(1905)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XXXV	(1906)	fascicule 4	48,00 F.
Tome XXXVI	(1907)	fascicule 4	48,00 F.
Tome XXXVII	(1908)	fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome XXXVIII	(1909)	fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome XL	(1911)	fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XLI	(1912)	fascicules 1, 2, 4	48,00 F.
Tome XLII	(1913)	fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome XLIII	(1914)	fascicules 2, (3-4)	56,00 F.
Tome XLV	(1920)	fascicule 2	48,00 F.
Tome XLIX	(1924)	fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome L	(1925)	fascicule 2	86,00 F.
Tome LI	(1926)	fascicules 2, 3, 4	48,00 F.

(*) Les Annales de la Société géologique du Nord sont normalement en vente par tomes entiers (voir tarif couverture). Cependant un certain nombre de fascicules sont actuellement disponibles et seuls vendus séparément. Selon la décision du Conseil du 11 avril 1974 leur prix varie en fonction de celui du volume complet.

			Le fascicule
			—
Tome LII	(1927) fascicule 1	72,00 F.
Tome LIII	(1928) fascicule 2	48,00 F.
Tome LIX	(1934) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LX	(1935) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXI	(1936) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXII	(1937) fascicule 1	86,00 F.
Tome LXIII	(1938) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXIV	(1939) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVI	(1946) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVII	(1947) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXVIII	(1948) fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome LXIX	(1949) fascicule 2	86,00 F.
Tome LXXI	(1951) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXIV	(1954) fascicules 1, 3	56,00 F.
Tome LXXV	(1955) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXVI	(1956) fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXVIII	(1958) fascicules 2, 3	56,00 F.
Tome LXXIX	(1959) fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXX	(1960) fascicules 2, 4	48,00 F.
Tome LXXXI	(1961) fascicules 1, 2	56,00 F.
Tome LXXXII	(1962) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXIII	(1963) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXIV	(1964) fascicules 2, 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXV	(1965) fascicules 3, 4	48,00 F.
Tome LXXXVI	(1966) fascicules 1, 2, 3	54,00 F.
Tome LXXXVII	(1967) fascicules 1, 2, 3	54,00 F.
Tome LXXXVIII	(1968) fascicules 1, 2, 4	54,00 F.
Tome LXXXIX	(1969) fascicules 1, 2, 4	54,00 F.
Tome XC	(1970) fascicules 2, 3, 4	54,00 F.
Tome XCI	(1971) fascicule 4	54,00 F.
Tome XCII	(1972) fascicules 1, 2, 3	54,00 F.

FASCICULES SPECIAUX

Fascicule « Géologie du Nord de la France » (Tome LXXXIX, fascicule 1)	55,00 F.
Fascicule « Centenaire de la S.G.N. » (Tome XC, fascicule 4)	80,00 F.
Fascicule « Rupture des roches et massifs rocheux » (Tome XCV, fascicule 3)	55,00 F.
Fascicule « Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (Tome XCVI, fascicule 4 et Tome XCVII, fascicule 1)	200,00 F.

Étude géologique des Dinarides
le long de la structure transversale Split-Karlovac
(Yougoslavie)

par **Jean CHOROWICZ**

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

PUBLICATION N° 1

331 pages avec nombreuses figures
10 planches photographiques hors-texte
1 carte géologique au 1/200.000

PRIX DE VENTE : 130,00 F.

au siège de la S.G.N., B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq

Cette importante contribution intéresse un secteur des Dinarides externes compris entre l'Adriatique et le Bassin Pannonique du méridien de Split.

Après un aperçu historique bibliographique, la deuxième partie de l'ouvrage est consacrée à une description stratigraphique très complète accompagnée de profils et tableaux synthétiques.

Le troisième chapitre, consacré à la tectonique, met en évidence le rôle tectonique de la structure transversale et comporte une abondante illustration.

Enfin, la dernière partie du travail retrace l'évolution paléogéographique et replace la ligne structurale Split-Karlovac dans un contexte de tectonique globale permettant de proposer une interprétation originale des rapports entre les éléments du système alpine-carpatho-dinarique.

MEMOIRES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Tome I :	
Mémoire N° 1. - Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	280,00 F.
Mémoire N° 2. - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p.	210,00 F.
Mémoire N° 3. - R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	30,00 F.
Tome II. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice</i>, 1882	épuisé
Tome III. — Ch. BARROIS, <i>Faune du Calcaire d'Erbray</i>, 1889	épuisé
Tome IV :	
Mémoire N° 1. - J. GOSSELET, <i>Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	75,00 F.
Mémoire N° 2. - L. CAYEUX, <i>Etude micrographique des terrains sédimentaires</i> , 590 p., 10 pl.	épuisé
Tome V. — M. LERICHE, <i>Etude des Poissons fossiles du Nord de la France et régions voisines</i>, 1906 ..	épuisé
Tome VI :	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutierii</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	72,00 F.
Mémoire N° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune silurodévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2	280,00 F.
Mémoire N° 3. - V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	130,00 F.
Tome VII :	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	85,00 F.
Mémoire N° 2. - A. CARPENTIER, <i>Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France</i> , 1913	épuisé
Tome VIII :	
Mémoire N° 1. - G. DUBOIS, <i>Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France</i> , 1923	épuisé
Mémoire N° 2. - Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	100,00 F.
Tome IX :	
Mémoire N° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	360,00 F.
Mémoire N° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	80,00 F.
Tome X :	
Mémoire N° 1 - A. CARPENTIER, <i>La flore wealdienne de Féron-Glègeon (Nord)</i> , 1927	épuisé
Mémoire N° 2. - J.W. LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	150,00 F.
Tome XI. — A. DUPARQUE, <i>Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais</i>, 1934	épuisé
Tome XII. — D. LE MAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancois</i>, 1934, 268 p., 18 pl.	280 00 F.
Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i>, 1963, 145 p., 11 pl.	210,00 F.
Tome XIV. — G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés du Siluro-Dévonien de Liévin</i>, 1966, 23 p., 5 pl.	70,00 F.

ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I (Terrains primaires), Fascicule II (Terrains secondaires), Fascicule III (Terrains tertiaires)	épuisés
Fascicule IV (Terrains quaternaires)	24,00 F.
Carte géologique du Département du Nord au 1/320 000° (par J. GOSSELET, M. LERICHE, H. DOUXAMI)	35,00 F.
Ecorché géologique infra-mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M.), COPESEP et S.N.P.A.)	35,00 F.

SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques	25,00 F.
Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie	25,00 F.
Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie	25,00 F.
Série IV. — Pétrographie des Houilles	25,00 F.
Série V. — La flore houillère. 1° Les plantes à feuilles de Fougères	25,00 F.
Série VI. — Les étapes de la Préhistoire	25,00 F.

Les membres bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.
Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

SOMMAIRE

Tome XCVII

3^{me} trimestre

	Pages
J.M. CHARLET. — Le métamorphisme au contact des granitoïdes entre les vallées de l'Esera et de la Noguera Ribagorzana (Pyrénées centrales espagnoles)	165
E. ELEWAUT et F. ROBASZYNSKI. — Datations par la méthode K/Ar de glauconies crétacées du Nord de la France et de Belgique	179
J.P. COLBEAUX, A. BEUGNIES, Ch. DUPUIS, F. ROBASZYNSKI et J. SOMMÉ. — Tectonique de Blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France	191
R. ARDAENS. — A propos de la stratigraphie et de l'hydrogéologie de la vallée de la Bar (Ardennes, France)	223
L. COUREL, K. SAMRETH, F.K. SEDDOH et P. VETTER. — Biotite altérée transformée en muscovite au cours de la diagenèse. Cas des grès et silts du bassin houiller de Blanzy-Montceau (Saône-et-Loire, France)	235
E. WIGNIOLLE. — Données nouvelles sur la géologie du massif de l'Iti (Grèce continentale)	239