

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 5 (2^me série), Fascicule 1
parution 1997

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

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 l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

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

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 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 fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

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.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)..... 200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI)..... 270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV 330,00 F H.T.
Tome CVI 385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX) 50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX) par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) 29,00 F H.T.
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.)..... 50,00 F H.T.

(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 (80,00 F), soit un total de 120,00 F.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 160,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 5 (2^me série), Fascicule 1
parution 1997

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1996 —

<i>Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. M. DEBUYSER
	M. A. BLIECK
<i>Conseillers</i>	M. N. CRAMPON
	M. J.F. DECONINCK
	M. G. DASSONVILLE
	M. J. FERRIÈRE
	M. B. MISTIAEN
	M. J. SOMMÉ
<i>Secrétaire</i>	M. O. AVERBUCH
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. LEDESERT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 1996 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 1996 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

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, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 03 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

INTRODUCTION

Ce premier fascicule de l'année 1997 regroupe :

- Quatre communications (*) présentées lors d'une séance spécialisée ayant pour thème "La Structure des Bassins Houillers franco-belge et ses relations avec la faille du Midi".
- Une communication sur la Palynologie du Dévonien terminal - Carbonifère inférieur en Algérie (**)
- Une communication sur des roches métabasiques de Grèce (***)

Il est donc essentiellement constitué par les résultats des travaux de cette séance spécialisée de Décembre 1995, à laquelle ont assisté 30 à 40 participants. Présidée par M. N. Crampon Professeur, Université d'Artois, elle a été animée par M. Robazynski Professeur, Faculté Polytechnique de Mons.

Après des présentations très claires et parfaitement illustrées, ces travaux ont donné lieu à des discussions et des échanges d'idées particulièrement intéressants.

(*) Notes déposées entre Février et Septembre 1996.
(**) Note déposée en Décembre 1996.
(***) Note déposée en Juillet 1996.

SÉANCE SPÉCIALISÉE SUR LES BASSINS HOUILLERS DU NORD DE LA FRANCE ET DU SUD DE LA BELGIQUE, RAPPEL HISTORIQUE

par Jacques CHALARD(*)

Je remercie la Société géologique du Nord, en la personne de son Président M. N. Crampon, ainsi que MM. J.F. Deconinck et F. Robaszynski, de me donner la parole aujourd'hui en me permettant d'ouvrir ces débats.

J'y suis d'autant plus sensible que c'est pour moi un anniversaire : le cinquantenaire de ma première publication à la S.G.N. concernant la faille plissée de Vicoigne. C'était très exactement, le 19 décembre 1945.

Je voudrais associer à ces remerciements ceux que je dois à M. A. Delmer, ancien directeur du Service géologique de Belgique, expert entre tous pour les questions de géologie houillère, dont l'action discrète, mais si efficace, a été pour beaucoup dans l'organisation de cette séance.

Enfin je m'en voudrais de ne pas signaler la présence aujourd'hui de Melle E. Paproth, ancien directeur du Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, universellement connue en particulier pour tout ce qui concerne le Carbonifère et le Dévonien. Sa visite nous honore grandement.

La délimitation des frontières a toujours été un sujet épineux. En ce qui concerne notre région, notre ami regretté R. Marlière, notait naguère que le tracé actuel de la frontière franco-belge, héritier des guerres de Louis XIV, délimitait avec précision l'extension vers l'Ouest, telle qu'elle était connue à l'époque *en affleurement*, du bassin houiller charbonnier de Mons. Conception à courtes vues des diplomates de l'époque qui, bien sûr, ignoraient tout de la géologie, conception qui devait être rapidement démentie par les faits, le bassin houiller s'étendant en France, sous les terrains crétacés, bien au-delà de la zone d'affleurement.

C'est ce qu'avait compris le viconte J. Désandrouin, originaire de Charleroi, en venant audacieusement planter le premier puits, en France, dans la région de Fresnes en 1720. L'exploitation s'est d'abord développée, de proche en proche, de façon empirique, et ce n'est qu'un siècle plus tard que l'on commença à situer le bassin houiller dans son contexte géologique, et à prendre conscience de sa délimitation, au sud, par la Faille du Midi.

L'existence de cette faille est pressentie en Belgique par C. Plumet (1849), en France par Dufresnoy et E. de Beaumont (1841), mais avec un rejet vertical. Il en va de même pour J. Gosselet (1860) et E. Dormoy (1862). Il faudra attendre les

observations magistrales, en Belgique, de F. Cornet et A. Briart (1863) pour reconnaître qu'il s'agit d'une faille faiblement pentée grâce à laquelle "le Grès rouge a été soulevé et poussé vers le Nord en glissant sur le terrain houiller". Cependant ce n'est que progressivement que l'on acceptera cette idée : en 1874 J. Gosselet figure encore une Faille du Midi inclinée à 45°, mais l'apport de Marcel Bertrand, en 1894, sera décisif pour faire adopter la notion de charriage.

Viennent alors diverses explications de la structure du bassin, difficile à décrypter en l'absence d'une stratigraphie précise : les critères basés sur les teneurs en matières volatiles sont battus en brèche par ceux de la paléobotanique. A cette période correspondent en France les travaux de N. Boulay (1876), R. Zeiller (1886) et plus tard ceux de A. Carpentier (1907).

Apparaît alors l'ère de la stratigraphie fine avec A. Rénier en Belgique et Ch. Barrois en France, et la découverte des "strates marines" qui allaient fournir un cadre plus précis à cette stratigraphie.

Il faudrait citer tous les géologues et paléontologistes qui y ont prêté la main, de P. Fourmarier, A. Rénier, F. Stockmans, F. Demanet, X. Stainier et bien d'autres en Belgique, à P. Bertrand, P. Pruvost, P. Corsin, A. Bouroz en France.

Citons également la pétrographie des charbons, puis la palynologie qui eurent leur heure de gloire mais ne répondirent pas entièrement aux espérances que l'on avait mises en elles pour la corrélation fine des couches de charbon ; corrélations fines auxquelles la découverte et l'étude des tonstein (Chalard 1951) allaient apporter une aide substantielle.

Quant à la tectonique ! La région frontière accumule toutes les complications et chacun y va de son interprétation. Il faudra tout le talent de J. Hugé (1946-47) dans son étude intitulée "Le Massif de Boussu" pour clarifier la question en distinguant les faits, les interprétations et en proposant un essai de synthèse.

Toutefois, en dépit d'une stratigraphie de plus en plus "pointue", la géométrie de la région frontière continue à donner lieu à des interprétations disparates ; ceci en raison de la dilution des travaux miniers dans la région, travaux qui sont séparés par de grandes zones de terrains stériles, ou accidentés, ou non explorés, et où tout est possible, dilution

(*) 65 rue d'Arleux, 59500 DOUAI.

conjuguée à la complication réelle de la structure. D'où de multiples tentatives d'explications successives (et parfois contradictoires chez le même auteur), faisant l'objet en France des travaux de A. Bouroz et de ses collaborateurs, et en Belgique ceux de A. Delmer. On ne compte plus dans les cinquantes dernières années les failles apparues ou disparues, baptisées, débaptisées, rebaptisées, au gré des publications, travaux si nombreux que je n'entreprendrai pas de les énumérer.

J'avais entendu dire bien souvent, au cours de ma carrière, que la structure du bassin ne serait élucidée qu'avec l'extraction de la dernière gaillette. Eh bien ! c'était pécher par optimisme : la dernière gaillette est extraite ... et les problèmes demeurent.

A moins que M. A. Delmer et les autres participants, dans les exposés qui vont suivre, ne nous apportent des éclaircissements peut-être définitifs ...

BIBLIOGRAPHIE(*)

- BARROIS Ch. (1912). — Étude des strates marines du terrain houiller du Nord. *Ét. gîtes min. Fr.*, 1ère part., Paris, impr. nat.
- BERTRAND M. (1894). — Études sur le Bassin houiller du Nord. *Ann. Mines*, 9ème série, V : 549-635.
- BOULAY N. (1876). — Le terrain houiller du Nord de la France. *Thèse*, Caen.
- BOUROZ A. (1940). — Faciès et massifs de végétation dans la formation houillère du Nord de la France. *Thèse*, Lille.
- CARPENTIER A. (1907). — Contribution à l'étude du bassin houiller de Valenciennes. *Ann. Soc. géol. Nord*, XXXVI : 45-63.
- CHALARD J. (1951). — Tonstein du Bassin houiller du Nord de la France. *3ème Congr. strat. géol. Carbonifère*, 73-77, Heerlen.
- CORNET F. et BRIART A. (1863). — *Soc. des Anc. El. Ecole sp. Com., Ind., Mines du Hainaut*, 11è bull., 1864.
- CORSIN P. (1932). — Guide paléontologique dans le terrain houiller du Nord de la France. *Travaux et mémoires de l'Univ. de Lille*, 5, 1932.
- DELMER A. (1977). — Le Bassin du Hainaut et le sondage de St Ghislain. *Prof. Paper*, Bruxelles, 143.
- DORMOY E. (1862). — Note concernant l'allure générale du bassin houiller du Nord de la France. *Bull. Soc. géol. France*, 2ème sér., 19 : 22.
- DUFRESNOY et E. de BEAUMONT (1841). — *Expl. Carte géol. France*, I : 773, fig. 71.
- GOSSELET J. (1860). — Observations sur les terrains primaires de la Belgique et du Nord de la France. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII, 2ème sér. : 18.
- HUGÉ J. (1946 et 1947). — Le massif de Boussu. *Assoc. Ing. Fac. Pol. Mons*, 4ème fasc. 1946, 1er et 2ème fasc. 1947.
- MARLIÈRE R. (1949). — La valeur humaine des Sciences géologiques. *Ext. du discours prononcé le 23 septembre 1949 à l'occasion de la séance solennelle d'ouverture des cours 1949-1950*.
- PLUMAT C. (1849). — Carte des concessions houillères du Couchant de Mons. In VANDERMAELEN. *Établissement géographique de Bruxelles*.
- PRUVOST P. et BERTRAND P. (1932). — Quelques résultats des récentes explorations géologiques du bassin houiller du Nord de la France. *Rev. ind. min.*, mémoires, 282 : 365.
- RÉNIER A. (1921). — Les gisements houillers de la Belgique, relations internationales de tectonique. *Ann. Mines Belgique*, XXII.
- ZEILLER R. (1886-88). — Bassin houiller de Valenciennes. *Ét. gîtes min. Fr.*, texte et atlas, Paris.

(*) Remarque : pour une bibliographie plus récente sur le sujet, voir l'article de M. Delmer, p. 14-15.

STRUCTURE TECTONIQUE DU BASSIN HOULLER DU HAINAUT

Tectonic structure of the Hainaut coal-basin

par André DELMER (*)

Résumé. — Trois unités structurent le bassin houiller du Hainaut : un Grand Massif Superficiel allochtone sur des Massifs Imbriqués subautochtones. l'ensemble étant recouvert par le Massif du Midi allochtone. Entre le Grand Massif Superficiel et les Massifs Imbriqués, une Nappe Faillée très caractéristique s'étend entre la frontière française jusqu'à delà de Namur.

On discute de l'allure de la faille du Midi entre l'anse de Valenciennes et celle de Jamioulx.

On avance quelques arguments en faveur d'une origine septentrionale du Grand Massif superficiel.

Abstract. — Three units compose the Hainaut coal-basin : a large allochthonous superficial unit, resting on imbricated sub autochthonous units, the whole being covered by the allochthonous Massif du Midi. Between the large allochthonous superficial unit and the imbricates subautochthonous units, a very typical imbricate structure extends from the French frontier to Namur.

We discuss the aspect of the Midi Thrust between the cove of Valenciennes and these of Jamioulx.

We put forewards some arguments for a northern source of the large autochthonous superficial unit.

I. — LE BASSIN HOULLER, DU BORINAGE A LA SAMBRE

1) Structure générale

Le tronçon de bassin houiller étudié dans cette note est représenté très schématiquement en plan à la figure 1 et en coupe tout aussi schématique à la figure 2.

Ces deux figures mettent en évidence l'existence de trois grandes unités structurales qui sont:

Un "Grand Massif Superficiel", allochtone, lequel repose sur:

Une série de "Massifs Imbriqués" que séparent des failles inverses de rejet modéré, c'est-à-dire mesurable; l'ensemble de ces massifs imbriqués constitue le "subautochtone";

Enfin, le Massif du Midi couvre au sud ces deux ensembles.

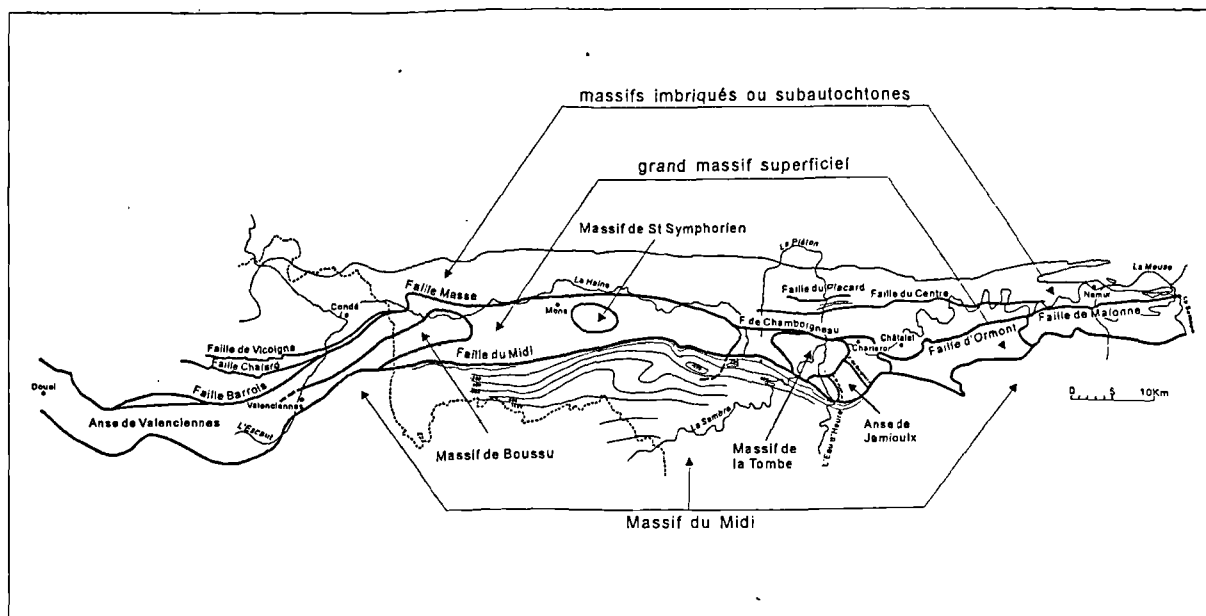


Fig. 1. — Les unités du bassin houiller du Hainaut.
Fig. 1. — The structural units of the Hainaut coal-basin.

(*)16, Av.Col.Daumerie, 1160 Bruxelles-Belgique

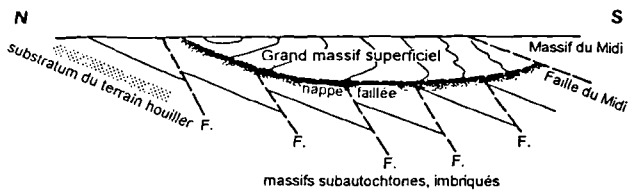


Fig. 2. — Coupe schématique à travers le bassin houiller.
Fig. 2. — Schematic section through the coal-basin.

Au contact du Grand Massif Superficiel et des Massifs Imbriqués, les roches sont dérangées, glissées, quelquefois altérées en argile. Reconnues depuis longtemps en certains points, ces roches dérangées sont bien décrites par Renier (1919, p.902) qui les désigne par "zone failleuse".

Revenant sur le sujet en 1948, Renier parle de nappe failleuse et la décrit à travers tout le Hainaut jusqu'à Châtelet. Elle est, écrit-il "sans doute la particularité la plus marquante de la moitié occidentale du bassin houiller du Hainaut". Suite à une remarque pertinente de Marlière (1950), je parle de "Nappe Faillée", encore que ce terme n'est pas adéquat ainsi que nous le verrons plus loin. Quel que soit le nom qu'on lui donne, cette Nappe Faillée se suit depuis la frontière française jusqu'à Namur au moins.

Tandis que la succession stratigraphique du Grand Massif Superficiel monte jusqu'à plus de mille mètres dans le Westphalien C, celle des Massifs Imbriqués ne s'étend pas très haut dans le Westphalien B et n'atteint que très exceptionnellement son sommet.

De l'ouest vers l'est, le Grand Massif Superficiel diminue d'importance et ne renferme plus de gisement houiller exploitable au delà de Châtelet; il disparaît aux environs de Huy. La figure 2 se transforme peu à peu en la figure 3.

Les coupes réelles reprises aux figures 4, 5, 6 et 7 sont là pour donner raison à la conception schématisée plus haut.

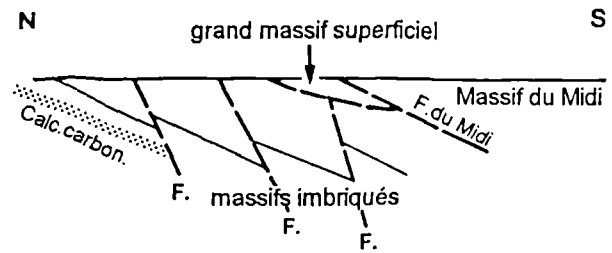


Fig. 3. — Allure du bassin houiller à l'Est de Châtelet.
Fig. 3. — General setting of the coal-basin, east of Châtelet.

Cette structure simple dans son ensemble mais complexe dans le détail se suit sur plus de 50 km et si elle a mis tant de temps à être reconnue, c'est que sa justification fait appel à des phénomènes non exclusivement tectoniques. D'autre part, tant que les exploitations n'avaient pas traversé, suffisamment au sud, le Grand Massif Superficiel pour atteindre, sous lui, les Massifs Imbriqués, on profitait de la Nappe Faillée pour y faire courir les failles inverses des Massifs Imbriqués de façon à les amener en surface. Le bassin houiller apparaissait comme un seul ensemble imbriqué (Schuppenstruktur). C'est ainsi que le représente Fourmarier (1944) en un schéma reproduit ici figure 8, bien que, dans une telle structure, les failles inverses sont parallèles entre elles.

Cependant, quelques ingénieurs des mines avaient une vue plus réaliste. La figure 6 non datée (environs de 1920) et non signée désigne sous le nom de "faille supérieure de Marcinelle-Nord", (dite aujourd'hui Faille de Chamborgneau) la limite inférieure du Grand Massif Superficiel contre laquelle viennent buter les failles inverses des Massifs Imbriqués.

Ruelle (1922) et dès 1912, Cambier, exprimaient des opinions que les géologues en place ne reçurent pas. Ainsi, bien que faisant erronément jouer à la Faille du Centre le rôle de sole du Grand Massif Superficiel, Cambier estimait "cette faille plus importante même que la faille

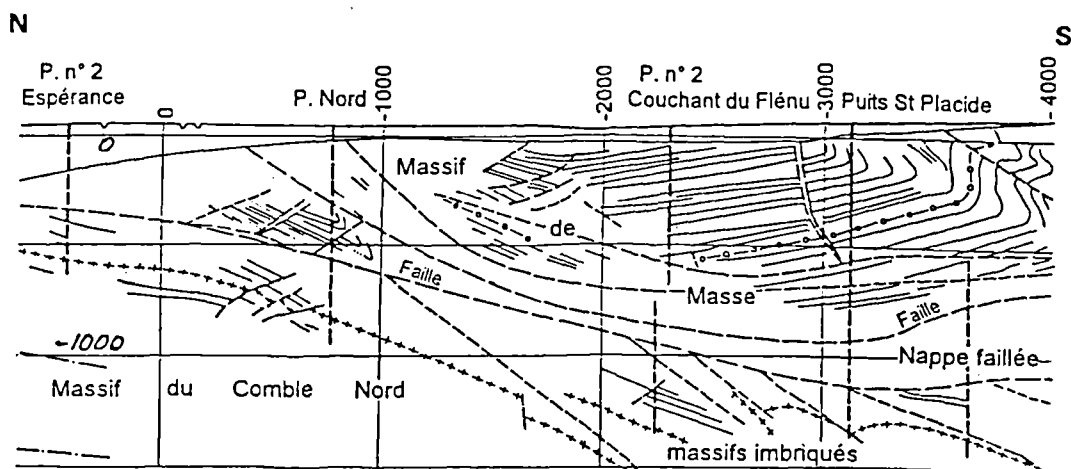


Fig. 4. — Extrait d'une coupe à travers le Borinage (Delmer, 1977).
Fig. 4. — Part of a section through the Borinage
(alternated circle - bar : Maurage Horizon = Rimbert ; crosses : Quaregnon Horizon = Poissonnière).

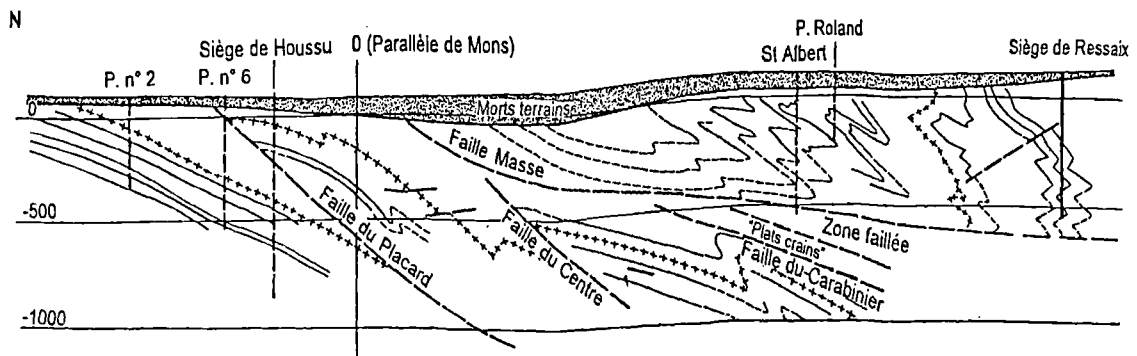


Fig. 5. — Extrait d'une coupe à travers le Centre (Marière, 1950).

Fig. 5. — Part of a section through the Centre.

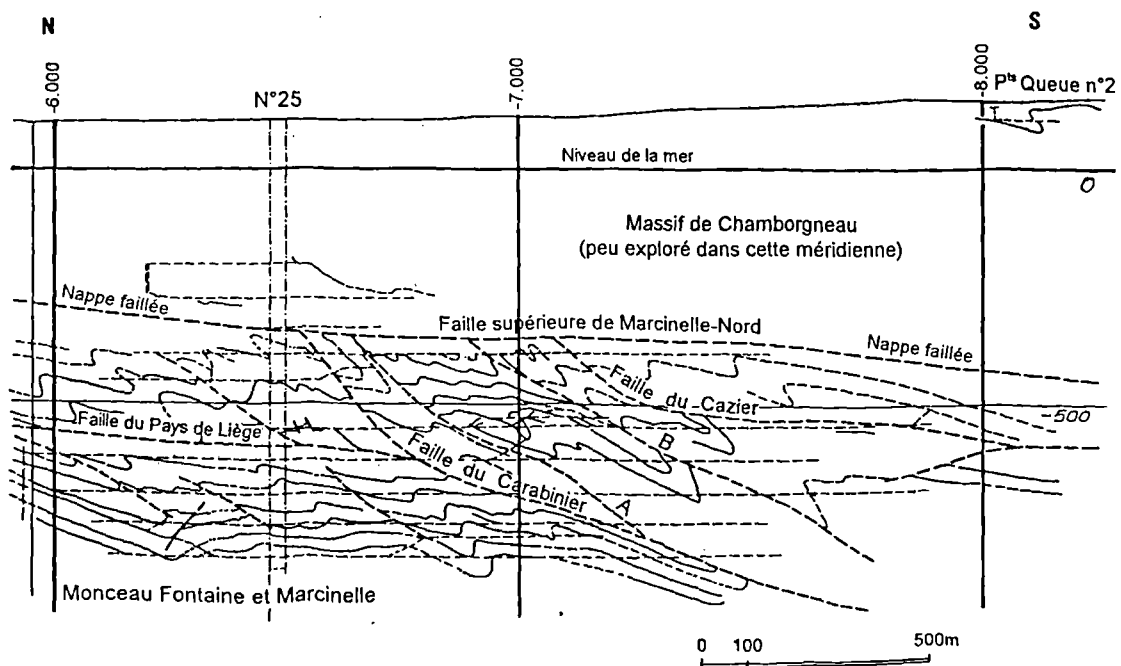


Fig. 6. — Coupe à travers le bassin de Charleroi (anonyme, 1920 ?).

Fig. 6. — Section through the Charleroi basin (anonymous, 1920 ?).

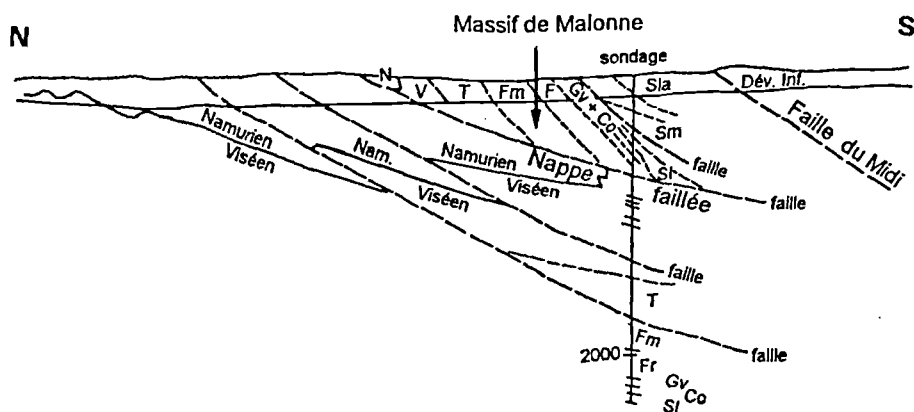


Fig. 7. — Coupe par Namur et le sondage de Wépion (d'après Graulich, 1961).

Fig. 7. — Section through Namur and Wépion boring.

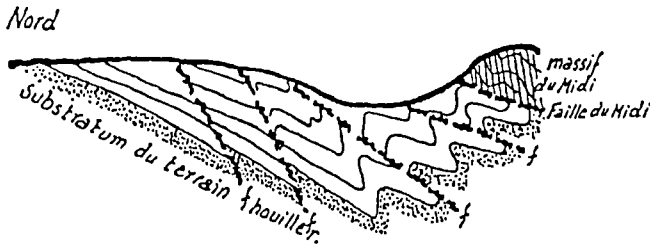


Fig. 8. — Schéma de la disposition du bassin houiller de Sambre-Meuse (d'après Fourmarier, 1944).

Fig. 8. — General setting of the Sambre-Meuse coal-basin.

eifélienne" puisque, écrivait-il, "elle sépare le massif profond, le seul en place, et jusqu'ici en grande partie inconnu, d'un immense massif charrié du Sud au Nord".

2) Implications qu'une telle structure impose.

a. — La structure décrite schématiquement aux figures 1 et 2 entraîne les conséquences suivantes. Les Massifs Imbriqués devaient nécessairement être structurés avant l'arrivée du "Grand Massif Superficiel". C'est donc que, pendant un certain laps de temps, les Massifs Imbriqués ont été soumis à érosion, altération et déformation.

L'érosion est attestée par la faible extension verticale des dépôts sédimentaires dans les Massifs Imbriqués. Peut-être trouverait-on les produits de cette érosion dans le conglomérat de Roucourt.

L'altération se déduit des descriptions que Stainier (1937) et Renier (1942) donnent de la nappe faillée. On y trouve des termes tels que "schiste transformé en argile", "enduits rougeâtres", "variation désordonnée de la teneur en matières volatiles", "glissements enduits de pholélite", etc.

Et enfin, puisque cette nappe faillée est plus épaisse dans les cuves que sur les dômes, c'est qu'une déformation a provoqué des "brèches de pente".

b. — Le "Grand Massif Superficiel" porte des noms différents suivant les régions : Massif de Masse, M. des dressants renversés d'Anderlues - Fontaine-l'Évêque, M. de Chamborneau, M. d'Ormont, M. de Malonne, tous limités par des failles comme indiqué dans la figure 9 dessinée suivant la conception communément admise laquelle ces tronçons sont autant de massifs indépendants charriés les uns sur les autres et se relevant vers l'est de façon à faire affleurer leur base suivant une direction transversale. Nous estimons qu'il s'agit au contraire d'un seul "Grand Massif Superficiel" déboîté par des glissements rotationnels dans le sens de l'ennoyage, c'est-à-dire que nous remplaçons le schéma de la figure 9 par celui de la figure 10.

La figure 11 donne une vue perspective d'un glissement rotationnel.

On retrouve dans les failles transversales les deux caractéristiques géométriques de ces glissements rotationnels :

Le rejet des failles augmente du sud vers le nord (Stainier, 1937, p. 121) ;

La direction du gisement varie brusquement au passage de ces accidents transversaux. Topiques à cet égard sont les tracés entre Sart-St-Laurent et Buzet que nous donne P. Michot (1944) reproduits à la figure 12.

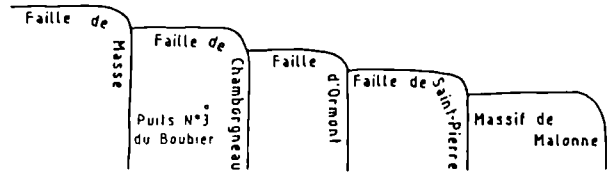


Fig. 9. — Conception suivant laquelle le puits n°3 du Boubier devait traverser successivement les Massifs de Chamborneau, d'Ormont et de St-Pierre (Renier, 1932).

Fig. 9. — Concept like the shaft nb3 Boubier has to cross successively the Massifs of Chamborneau, Ormont and St-Pierre.

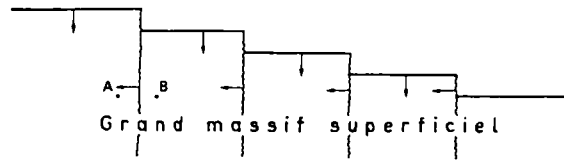


Fig. 10. — Les failles transversales sont des failles rotationnelles à rejet croissant vers le nord.

Fig. 10. — The transverse faults are rotational faults with throws increasing towards the North.

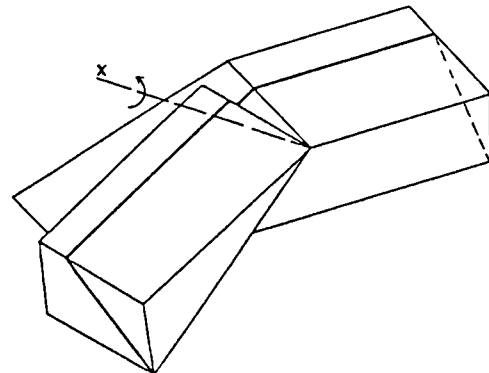


Fig. 11. — Vue perspective d'une faille rotationnelle.

Fig. 11. — Perspective view of a rotational fault.

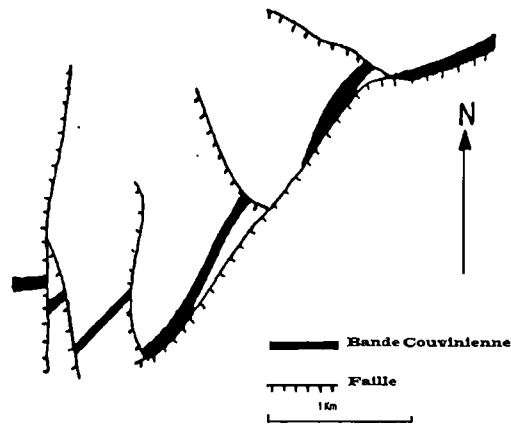


Fig. 12. — Failles rotationnelles entre Sart-St Laurent et Buzet (Michot, 1944).

Fig. 12. — Rotational faults between Sart-St Laurent and Buzet.

Dans l'ancienne conception, les divers tronçons du "Grand Massif Superficiel" sont désignés par le nom de la faille qui est censée les limiter inférieurement. Fait exception à cette règle le massif renversé d'Anderlues - Fontaine-l'Evêque et cela en raison de l'imbroglio qui règne dans les relations tectoniques entre ce bassin houiller du Centre et celui de Charleroi. Un travail ultérieur fera le point de nos connaissances à ce sujet en définissant ce qu'on sait exactement des failles de Jamioux (Fourmarier, 1920) et de Borgnery (Smeysters, 1900).

II. — ALLURES DE LA FAILLE DU MIDI

1) De l'anse de Valenciennes à l'anse de Jamioux

Nous abordons tout autre chose maintenant, quoique lié à ce qui précède par une même justification. L'affleurement de la Faille du Midi présente deux ondulations caractéristiques: en France, l'anse de Valenciennes dite aussi anticlinal de Marchiennes et en Belgique, au sud de Charleroi, l'anse de Jamioux. Entre ces deux anses, l'affleurement de la Faille du Midi a une allure fortement convexe vers le nord pour former ce que Stainier appelait le synclinal de Bracquegnies.

Les extrémités de cette avancée dessinent deux petites saillies que Stainier désignait par cap des Estinnes à l'est et cap d'Elouges à l'ouest.

Or, dans l'intervalle compris entre l'anse de Valenciennes et celle de Jamioux, trois caractéristiques retiennent l'attention.

a. — La Faille du Midi y possède une inclinaison bien moindre qu'à l'extérieur de cet intervalle. C'est, d'ailleurs, ce qui a justifié les recherches de "l'extension méridionale des bassins houillers en Hainaut". Cette observation va de pair avec l'élargissement des bandes du Dévonien inférieur dans le Massif du Midi (Fourmarier, 1919). Ainsi, pour aller du Gedinnien au Famennien, il faut 7 kilomètres à Jamioux, 11 km à Binche et 15 km à Ciply. A l'est de Châtelet, l'inclinaison des terrains du massif de Dinant se fait plus raide et, à Andenne, il n'y a plus que 2 km entre le Gedinnien et le Famennien.

b. — Dans ce même intervalle, ce sont les terrains du Namurien et du Westphalien qui, dans le Grand Massif Superficiel, bordent la trace superficielle de la Faille du

Midi, tandis qu'en dehors de cet intervalle, ce sont les terrains plus anciens: Dinantien, Dévonien, Silurien.

c. — Les massifs exotiques de Crespin-Boussu, de St-Symphorien et de la Tombe gisent précisément dans ce même intervalle, où ils sont conservés dans des dépressions (fig.1).

2) Interprétation par halocinèse

Ces quelques observations trouvent une explication satisfaisante si on veut bien admettre l'influence d'une halocinèse sous forme de dissolution en profondeur des évaporites que renferment le Calcaire carbonifère et peut-être aussi le Dévonien.

Le Grand Massif Superficiel est logé principalement dans ce qu'on appelle le synclinal du Flénu. Or ce pli n'a pas une origine tectonique. Il n'a en effet aucune continuité et s'interrompt sur le seuil de Jemappes.

La figure 14 est une coupe est-ouest passant par la concession du Grand Hornu; elle prouve une descente du terrain houiller de 1000 mètres alors que la dépression épipaléozoïque fermée de Boussu n'a que 400 mètres de profondeur. C'est donc qu'avant même l'époque wealdienne, le sol était déjà descendu de 600 mètres. A elle seule, cette observation suggère la présence de halite, dissoute hâtivement dès que le calcaire affleure, à côté de l'anhydrite dont la dissolution se produit encore à l'heure actuelle.

C'est au regretté Legrand (1961) que nous devons d'avoir compris la relation géométrique qui lie les déformations d'un plan horizontal et celles d'un plan incliné, suite à un affaissement en profondeur.

La figure 16 illustre le cas théorique par une situation réelle.

A Charleroi, où il n'y a pas de morts-terrains, la même règle s'applique lorsqu'on compare la déformation d'une couche de houille à celle d'une faille généralement plus pentée qu'elle. C'est donc que les dissolutions responsables du modelé du relief paléozoïque dans l'Ouest du Hainaut ont agi de la même façon à l'est.

L'halocinèse se manifeste de nombreuses façons, nous citons brièvement:

- les failles ouvertes (dites "ruements" chez les borains) ;
- les puits naturels, (Delmer & Van Wichelen, 1980) ;

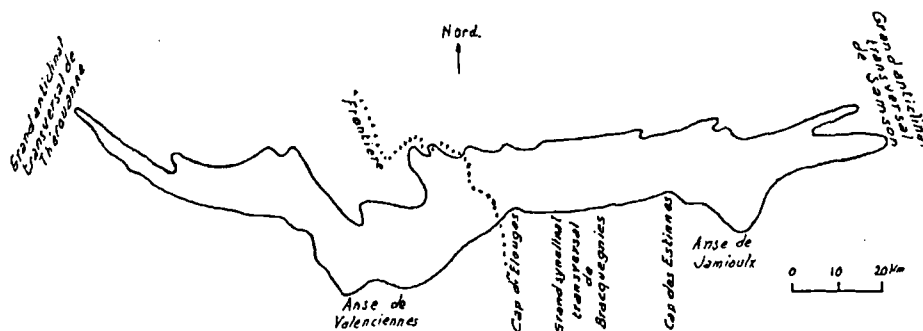


Fig. 13. — Schéma d'ensemble des gisements houillers à l'ouest du Samson (Stainier, 1928, fig.3).

Fig. 13. — General sketch of the coal-basin, West of the Samson river.

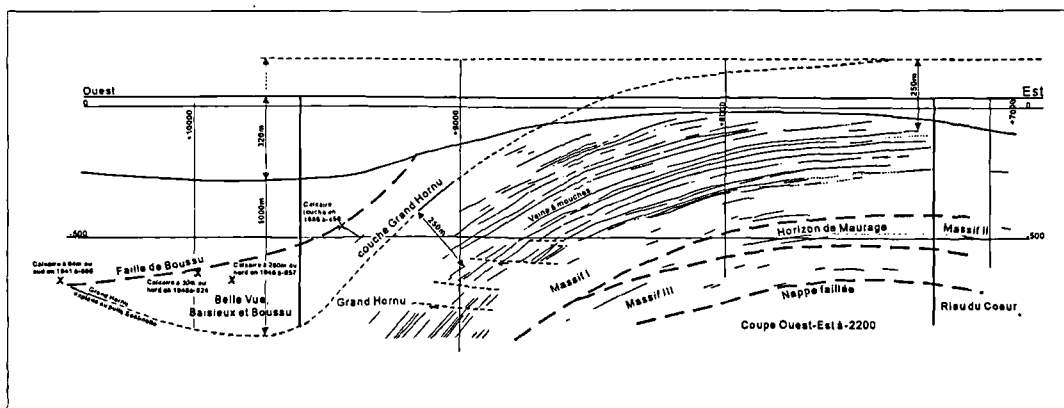


Fig. 14. — Coupe ouest-est par le parallèle -2200.

Fig. 14. — West-East section at the -2200 parallel.

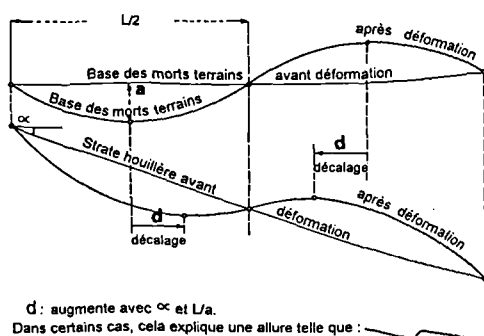


Fig. 15. — Ecart entre les "extrêmes" dans la base des morts-terrains et dans le bassin houiller (les hauteurs sont exagérées), selon Legrand, 1961.

Fig. 15. — Shifting of deformation maxima in the overburden and in the coal basin (heights exaggerated).

- les cheminées cylindriques de grand diamètre (Delmer & Van Wichelen, 1980, p. 55 et Delmer *et al* 1981 p. 195 à 197) ;
- les grabens parallèles au synclinal du Flénu là où il est fortement encaissé (fig. 17) ;
- le modelé de la surface du terrain houiller en cuves groupées de façon aléatoire en jalonnant le "synclinal du Flénu" ;
- la Nappe Faillée connue jusqu'à Namur; elle prouve des instabilités mécaniques et n'est pas, comme on l'a dit, la coalescence des failles inverses des Massifs Imbriqués ;
- le Grand Massif Superficiel venu se loger dans le sillon borain ;

- la faible inclinaison de la Faille du Midi entre les anses de Valenciennes et de Jamioux est due à la dissolution et/ou au bourrage des évaporites du sud vers le nord provoquant: un affaissement tardif du Massif du Midi, les déformations extrêmes de l'anhydrite du sondage de St-Ghislain et une épaisseur démesurée, 2550 mètres, du calcaire carbonifère dans ce même sondage. D'après notre conception, les anses de Valenciennes et de Jamioux ne sont pas des anticlinaux transversaux. Pour ce qui est de l'anse de Jamioux, Renier (1942) peut écrire: "on ne relève aucune trace de dôme dans le massif chevauché" ;

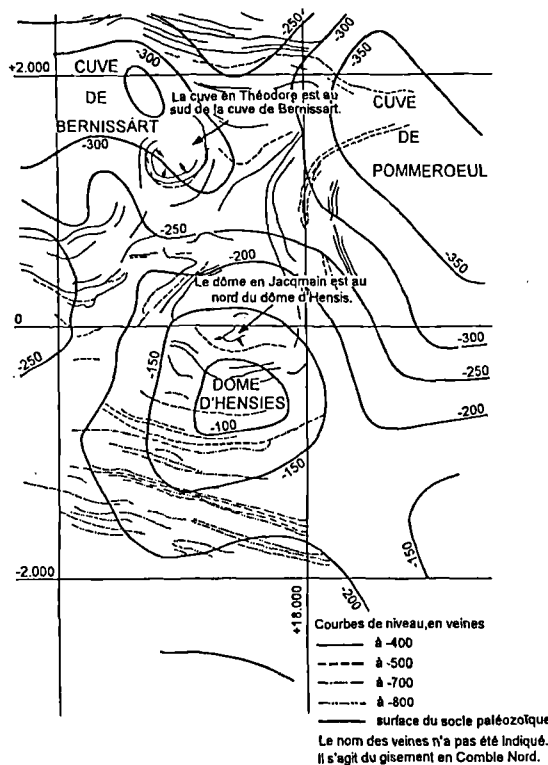


Fig. 16. — Situation réelle des décalages (cf fig.15) à Hensies-Pommeroeul.

Fig. 16. — True example of the shifting (cf fig.15) at Hensies-Pommeroeul.

- les massifs exotiques de Crespin-Boussu, de St-Symphorien et de la Tombe ont été arrachés à la bordure méridionale du Grand Massif Superficiel et, par glissement gravitaire, sont venus se bloquer dans une cuve.

La figure 18 reproduit une partie de la coupe publiée par Stainier (1913) passant par le puits Espinoy de Fort-Taille; elle montre le rejet très faible (inférieur à 500 mètres) de la Faille de la Tombe. Ce rejet augmente considérablement vers l'ouest, c'est-à-dire vers Fontaine-l'Évêque.

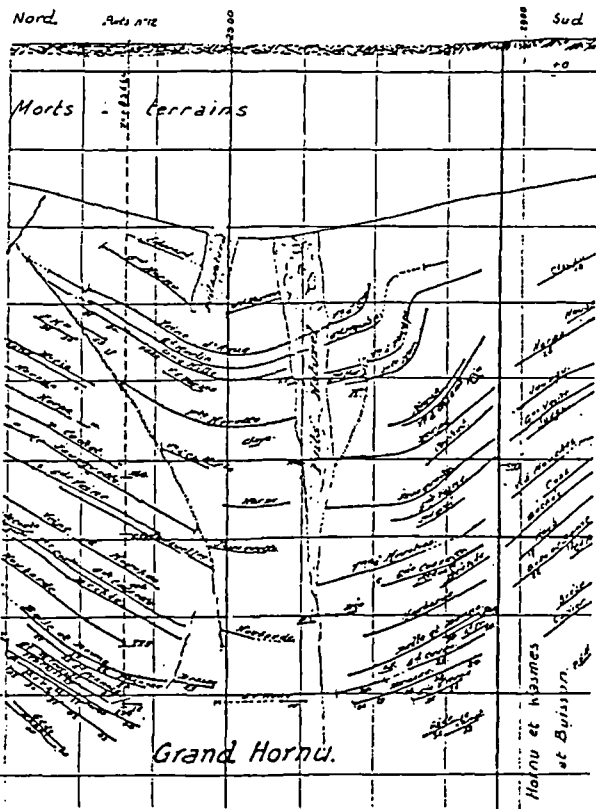


Fig. 17. — Coupe au méridien +8900 montrant la transformation du synclinal du Flénu en graben et son association à un puits naturel.

Fig. 17. — Section by the meridian +8900 showing the Flénu synclinal becoming a graben associated to a natural well.

3) L'origine du Grand Massif Superficiel

Il va sans dire que le Massif de la Tombe ne repose pas sur le Massif du Carabinier mais bien sur le "Grand Massif Superficiel" dont il est détaché. L'anticlinal du Carabinier n'existe pas, ainsi que l'a prouvé le creusement d'un long bouveau sud à 850 m à partir du puits Espinoy. De même, la faille dite d'Ormont sur la coupe de Stainier ne peut conserver ce nom. La mise au point de la tectonique de la région joignant le bassin du Centre avec celui de Charleroi fait l'objet d'un mémoire en cours de rédaction.

La même conception appliquée au Massif de Boussu nous conduit à faire du Massif de Masse le prolongement du Massif de Denain, tous deux faisant partie du Grand Massif Superficiel. C'est exactement la thèse défendue dès 1948 par notre confrère Chalard. L'avoir écouté à cette époque nous eût fait gagner beaucoup de temps. Peut-on donner au Massif de Denain l'épithète de "Grand Massif Superficiel" ? Dans l'affirmative, cela revient à prouver que le Massif de Denain flotte sur un ensemble de Massifs Imbriqués, lesquels prolongeraient vers le sud le Massif d'Anzin.

Enfin, d'où provient le "Grand Massif Superficiel" ? Il est tout aussi difficile de l'imaginer venant du sud que glissant du nord par gravité. Si nous préférons cette dernière hypothèse qui fait venir le "Grand Massif Superficiel" du nord où il reposait sur le Massif du Brabant, ce n'est pas seulement par esprit de contradiction, mais en raison des arguments ci-après dont aucun, faut-il y insister, n'est péremptoire.

a. — Le Grand Massif Superficiel ne renferme pas de Dévonien inférieur. Pour être connu depuis 150 ans, ce fait n'en est pas moins étonnant pour un massif provenant de 50 à 60 km au sud de son emplacement actuel (Raoult, 1986). André Dumont (1848) ne s'y était pas trompé, lui qui comparait la coupe du puits dit du Saint-Homme avec la coupe découverte à Horrues (sud de Soignies).

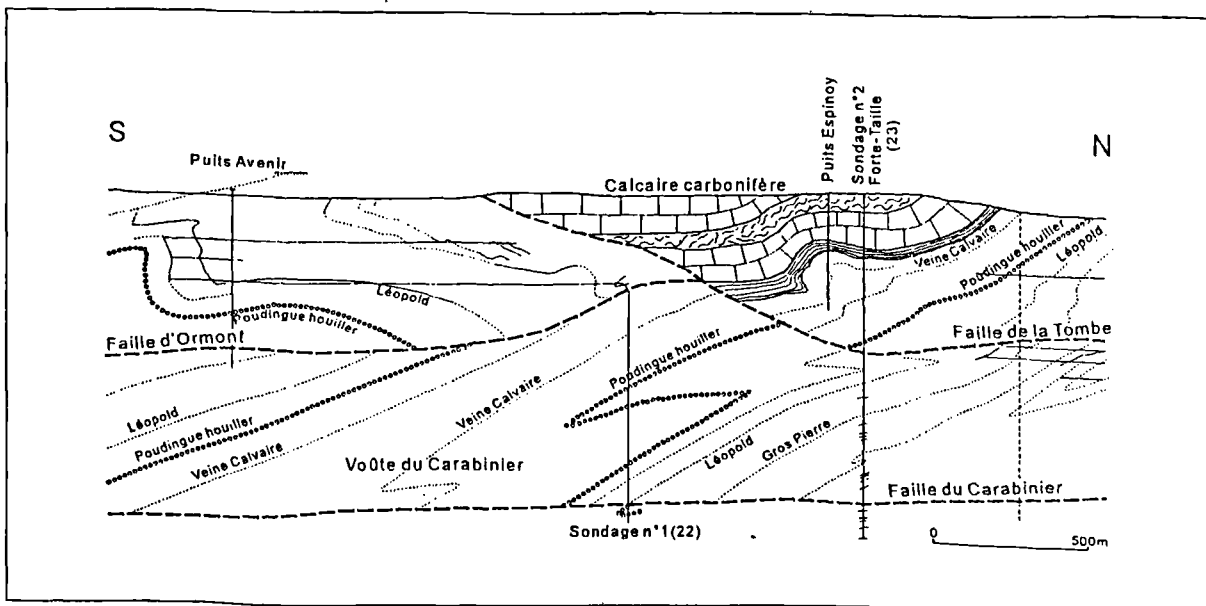


Fig. 18. — Extrait d'une coupe par le puits Espinoy (d'après Stainier, 1913).

Fig. 18. — Part of a section by the Espinoy shaft.

b. — Dans le Massif du Borinage, les épaisseurs du Westphalien B et du Westphalien C sont énormes tout comme le sont les épaisseurs du Namurien et du Westphalien A dans le subautochtone où les épaisseurs augmentent vers le nord.

c. — Le degré d'évolution des houilles du Grand Massif Superficiel est très faible; il tranche sur celui des houilles des Massifs Imbriqués subautochtones. On comprendrait mal ce fait si le Grand Massif Superficiel provenait du sud par-dessous le Massif du Midi.

d. — On connaît dans le Centre, l'intersection de la Faille de Masse, limite inférieure du massif superficiel, avec la Faille du Midi. A vouloir faire venir le Grand Massif Superficiel du sud, on est amené à faire replonger la Faille de Masse vers le sud, c'est-à-dire à faire cisailer le Massif de Masse par le Massif du Midi, c'est peu réaliste.

e. — Une coupe tracée entre les sondages de St-Ghislain et de Jeumont révèle une profondeur du sillon évaporitique de 2000 mètres. La surélévation concomitante du Massif du Brabant fait de la gravité un moteur suffisant pour expliquer le glissement vers le sud de la couverture du Massif du Brabant.

f. — Etudiant la longueur des traces de fission sur apatite, Van Den Haute & Vercoetere, 1989 me fournissent un nouvel argument lorsqu'ils sont conduits à supposer une couverture sédimentaire d'au moins 3000 mètres sur le Massif du Brabant.

g. — La teinte rouge des brèches viséennes dans le Massif de Boussu, dans celui de la Tombe et dans celui d'Ormont témoigne d'une oxydation qu'un glissement gravitaire explique.

Graulich (1954) signale la traversée à 1000 mètres de profondeur, sous le Massif de Malonne, au sondage de Wépion, d'une grotte tapissée de concrétions de calcite fibroradiée et rubanée, avec poche d'hématite et de limonite. Ces phénomènes de dissolution et surtout d'oxydation ont parfaitement pu se produire à faible profondeur sous le sol avant l'arrivée du Massif de Malonne.

h. — Nous avons déjà insisté sur la profonde subsidence qui a provoqué l'auge évaporitique, capable de recevoir le "Grand Massif Superficiel". Becq-Giraudon (1983) n'écrit-il pas justement : "Tout se passerait donc comme si, au sein du bassin, était apparu un fossé d'effondrement actif pendant le Westphalien supérieur".

i. — Le Silurien de la bande de Sambre-et-Meuse appartient au "Grand Massif Superficiel" et viendrait donc du Massif du Brabant où il se trouvait au-dessus du front de schistosité contrairement au siluro-ordovicien du Brabant resté en place. L'argument de nécessité que Fourmarier utilisait en 1934 pour imaginer une extension du Dévonien inférieur sur le Massif du Brabant tombe évidemment.

Des arguments de microtectonique devraient être plus probants encore mais développer ici ce que j'en connais nous entraînerait fort loin.

Je dois à la vérité de rappeler que, dès 1955, le regretté Alexandre Wéry formulait déjà cette hypothèse en s'appuyant sur des arguments d'évolutions diagénétiques des houilles et la présence d'un karst profond.

Nous avons voulu insister dans cette note sur l'importance de l'halocinèse dont les effets se superposent à ceux de la tectonique. En tenant compte des effets de la dissolution, la structure tectonique des bassins houillers du Hainaut devient plus cohérente.

BIBLIOGRAPHIE

- BECQ-GIRAUDON J.-F. (1983). — Synthèse structurale et paléogéographique du Bassin Houiller du Nord. *Mém. B.R.G.M.*, Paris, n°123.
- CAMBIER R. (1912). — Etude sur les failles du Bassin houiller belge dans la région de Charleroi. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.XLIII, M.81-148.
- CHALARD J. (1948). — Faille Barrois et Cran de Retour dans le groupe de Valenciennes. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.LXXI, B.419-435.
- DELMER A. (1977). — Le Bassin du Hainaut et le sondage de St-Ghislain. *Professional Paper*, Bruxelles, n° 143.
- DELMER A. & VAN WICHELEN P. (1980). — Répertoire des puits naturels connus en terrain houiller du Hainaut. *Professional Paper*, Bruxelles, n° 172.
- DELMER A., LECLERCQ V., MARLIÈRE R. & ROBASZYNSKI F. (1981). — La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t.CI, 189-206.
- DUMONT A. (1848). — Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. *Mém. Acad. roy. Belg.*, Bruxelles, t.LXIII 113-117.
- FOURMARIER P. (1919). — Rapport sur le travail : observations sur le bord nord du bassin de Dinant entre les méridiens d'Acoz et de Binche par R. Anthoine. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.XLII, M.89-91.
- FOURMARIER P. (1920). — La tectonique du bassin houiller du Hainaut. Les failles des districts de Charleroi et du Centre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.XLII 170-217, pl IV.
- FOURMARIER P. (1944). — Eléments de Géologie, 4^e édition, Liège (voir p. 186).
- GRAULICH J.-M. (1954). — Une grotte traversée par le sondage de Wépion à 100 m de profondeur. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t.LXIII, 113-117.
- GRAULICH J.-M. (1961). — Le sondage de Wépion. *Mém. Expl. Cartes géologiques et minières de la Belgique*, Bruxelles, n°2.
- LEGRAND R. (1961). — L'épeirogenèse, source de tectonique, d'après des exemples choisis en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, Leuven, t.XXII, 1-66.
- MARLIÈRE R. (1950). — Le district houiller du Centre. Description géologique générale. *Ann. Mines Belgique*, Bruxelles, t.XLIX, 146-153.
- MICHOT P. (1944). — Structure du Dévonien bordant au nord la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Buzet et Sart-Saint-Laurent. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.LXVIII, B.67-75.
- RAOULT J.-F. (1986). — Le front varisque du nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. *Rev. géol. dyn. & géogr. phys.*, Paris, 27, 247-268.
- RENIER A. (1919). — Les gisements houillers de la Belgique (4^{ème} suite). Chapitre X. *Ann. Mines Belgique*, Bruxelles, t.XX, 871-975, pl. V-VI. (voir p. 952).
- RENIER A. (1932). — Contribution à l'étude de la bordure méridionale du bassin houiller de Charleroi et de la Basse-Sambre. Description de la coupe du puits n°3 du Charbonnage du Boubier à Bouffloux. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, Bruxelles, t.XLI, 268-338, pl IV-V.

- RENIER A. (1942). — Contribution à l'élucidation de la notion de direction en géologie: comment se combinent plissements et charriages. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.LXV, 173-212.
- RENIER A. (1948). Quelques particularités du bassin houiller du Hainaut. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.LXXI, B319-330 (voir p. B326).
- RUELLE H. (avec Denuit J.). (1922). — Vue d'ensemble sur la tectonique du Bassin du Centre et du Borinage. *Revue universelle des Mines*. Liège, t.XIV, 295-307.
- SMEYSTERS J. (1900). — Etude de la constitution de la partie orientale du bassin houiller du Hainaut. *Ann. Mines de Belgique*, Bruxelles, t. V, 29-112, 205-245, 233-396, 2 pl.
- STAINIER X. (1913). — Structure du bord sud des bassins de Charleroi et du Centre d'après les récentes recherches. Première partie. *Ann. Mines de Belgique*, Bruxelles, t. XXIX, 273-312, 2 pl.
- STAINIER X. (1928). — Matériaux pour l'étude du bassin de Namur. Quatrième partie. L'extrémité ouest du bassin de Mons. *Ann. Mines de Belgique*, Bruxelles, t. XXIX, 81-193 (voir p. 133).
- STAINIER X. (1937). — Coupe des sondages n°3, de Gozée (n°24), et n° 4, de Jamioulx (n°26). *Bull. Soc. belge géol., Paléont., Hydrol.*, Bruxelles, t.XLVII, 84-136.
- VAN DEN HAUTE P. & VERCOUTERE C. (1989). — Apatite fissiontrack evidence for a mesozoic uplift of the brabant massif. Preliminary results. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Liège, t.112, 443-452.
- WÉRY A. (1955). — Sur la constitution lithologique de quelques charbons du bassin houiller d'Andenne. *Publ. Ass. Etud. Paléont.*, Bruxelles, t.21, 229-259, 2 pl.

UNE COUPE STRUCTURALE MÉRIDIENNE SYNTHÉTIQUE DANS LE PALÉOZOÏQUE DE LA RÉGION DE CRESPIN-BOUSSU (HAINAUT FRANCO-BELGE)

A synthetic N-S section in the Paleozoic of the Crespin-Boussin area
(French-Belgian Hainaut)

par Luciane LICOUR(*) et David PÉRILLEUX(*)

Résumé. — La réinterprétation de deux coupes géologiques exécutées de part et d'autre de la frontière franco-belge dans le houiller du Nord de la France et du Couchant de Mons permet d'esquisser une coupe synthétique le long de cette même frontière.

Abstract. — A global cross-section along the Belgo-French border has been established on the base of the analysis of the both side coal basin. The interpreted structure is essentially founded on the Belgian model.

A la faveur de recherches bibliographiques sur la structure du bassin houiller franco-belge menées parallèlement sur les parties française et belge, respectivement par chacun des auteurs, nous nous sommes aperçus qu'une frontière politique pouvait être la source de nombreuses distorsions géologiques artificielles. En effet, si les données de part et d'autre sont identiques, les interprétations des géologues sont parfois divergentes, selon qu'elles font appel à l'une ou l'autre des conceptions existantes.

Dans un premier temps nous examinerons deux coupes extraites de la littérature (leurs traces, AB et CD, sont reportées sur la figure 1), l'une en Belgique (a, fig. 2, d'après Delmer, 1995), l'autre en France (b, fig. 3, d'après Bouroz *et al.*, 1961). Celles-ci ont servi de base pour proposer une coupe synthétique le long de la frontière (d, fig. 2), fondée sur l'analyse et la délimitation des grandes unités tectoniques identifiées sur les deux premières coupes.

I. — UNE COUPE EN BELGIQUE

En Belgique, la coupe de référence a été redessinée à partir des documents de Delmer (sous presse). Elle est orientée Nord-Sud et passe par les sondages HP25, HP24, HP15, HP14, HP41 (dit du Ragoda, le plus méridional), ainsi que par les sièges des Sartis et Louis Lambert. Sur cette coupe, on distingue, selon la nomenclature définie par Delmer (*op. cit.*), le Massif de Boussu et le Massif du Borinage (formant ensemble le Grand Massif Superficiel), la Nappe Faillée et enfin le Comble Nord qui se poursuit en profondeur, vers le Sud, par les Massifs Imbriqués (a, fig.2).

(*)Faculté Polytechnique de Mons (Service de Géologie Fondamentale et appliquée), 9 rue de Houdain, MONS 7000, Belgique

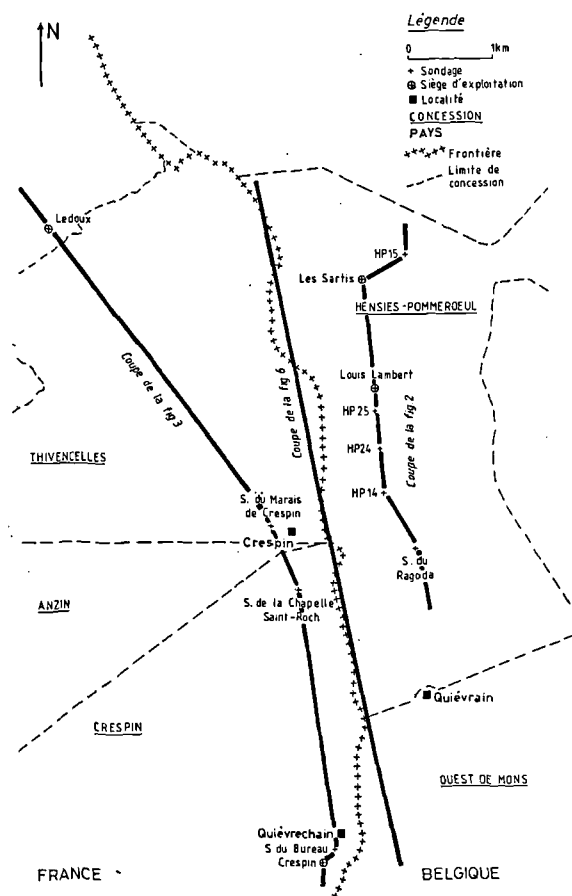


Fig. 1. — Puits, sondages et tracé des coupes

Fig. 1. — Shafts, exploration drillings and cross sections

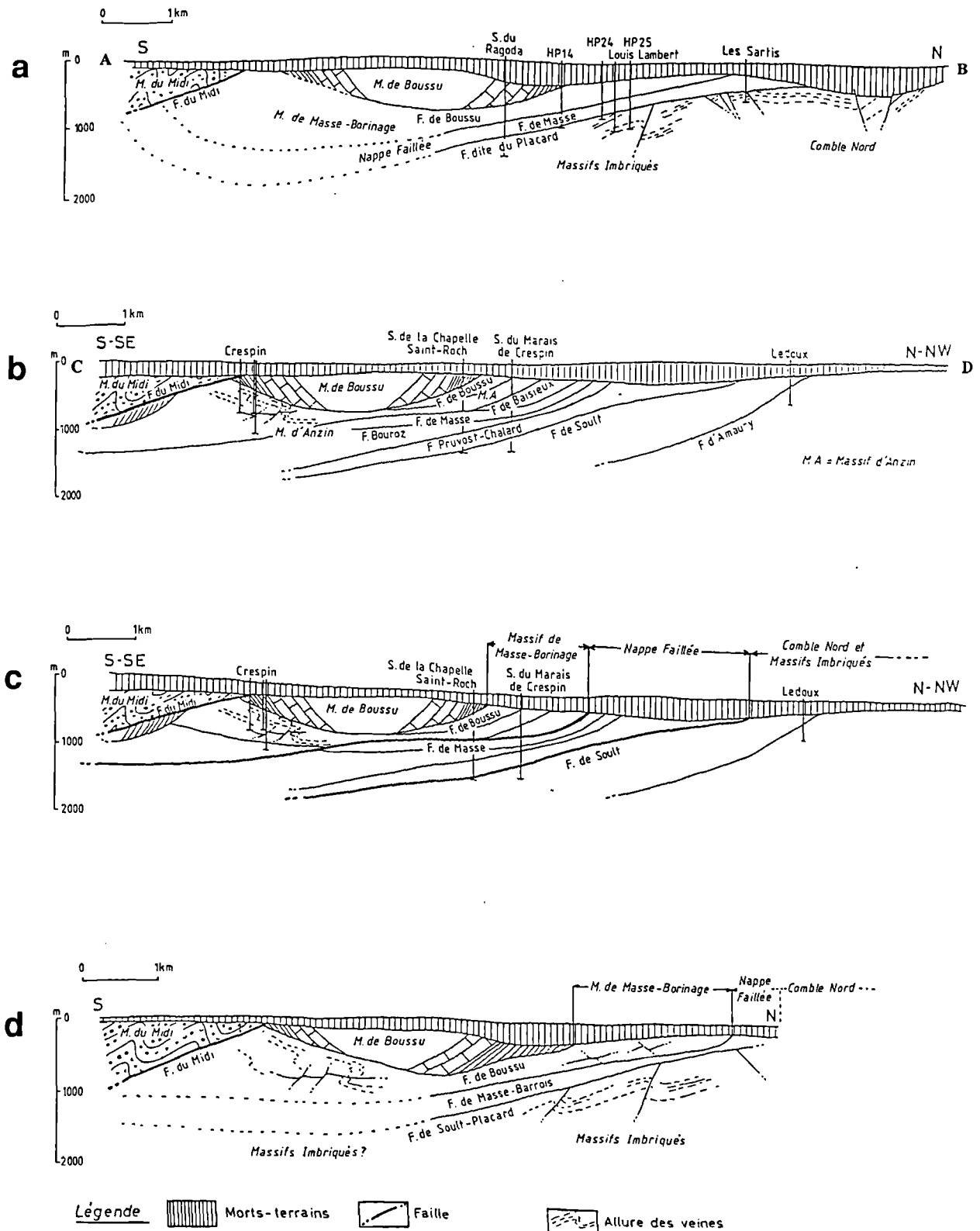


Fig. 2. — a : Coupe synthétique dans le bassin houiller du Couchant de Mons (d'après Delmer, 1995)
 b : Coupe synthétique dans le bassin houiller du Nord de la France (d'après Bourouz et al., 1961)
 c : Coupe synthétique dans le Houiller du Nord de la France interprétée d'après les relations tectoniques (b, fig. 3).
 d : Coupe synthétique à la frontière franco-belge

Fig. 2. — a : Synthetic cross section across the 'Couchant de Mons' coal basin (according to Delmer, 1995)
 b : Synthetic cross section across the North of France coal basin (according to Bourouz et al., 1961)
 c : Synthetic cross section across the North of France coal basin build on the basis of the tectonic relations described on fig. 4b
 d : Synthetic cross section at the borderline between Belgium and France

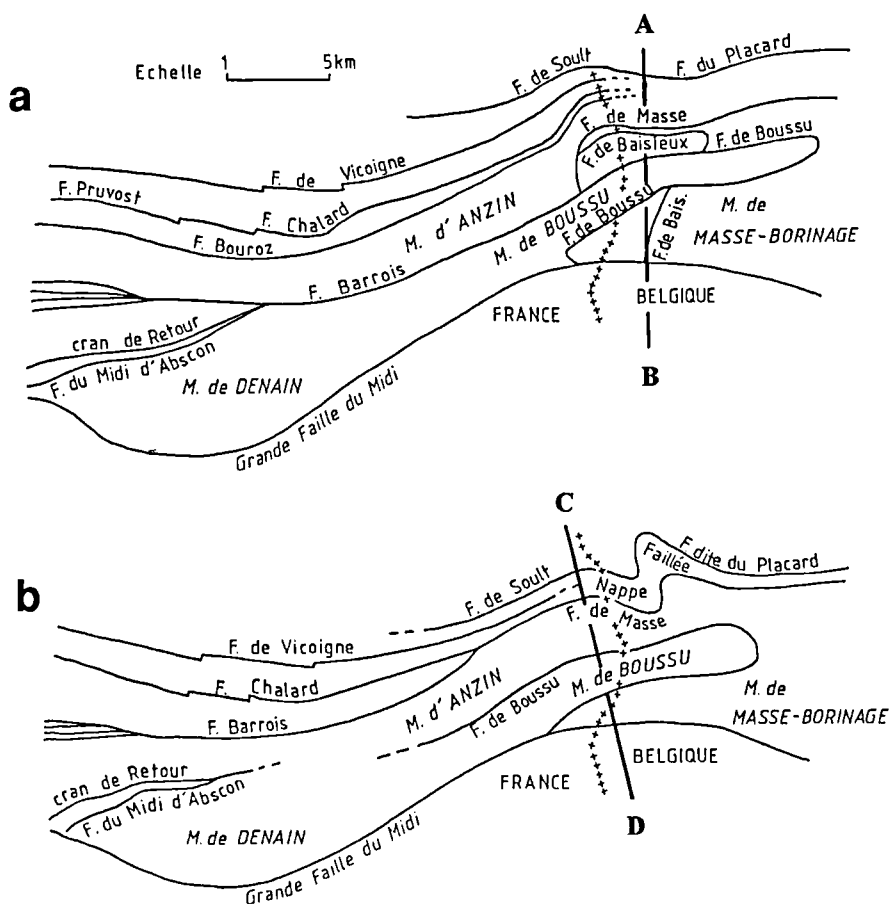


Fig. 3. — Deux hypothèses de relations tectoniques entre les bassins du Nord de la France et du Couchant de Mons
 a. — Redessinée d'après Bouroz et al., 1961
 b. — Redessinée d'après Delmer, 1992

Fig. 3. — Two hypothesis of tectonic relations between 'Couchant de Mons' and North of France coal basins
 a. — Redrawn according to Bouroz et al., 1961
 b. — Redrawn according to Delmer, 1992

Dans la partie nord, les sondages sont nombreux autour de la coupe. Ils sont le reflet de l'intensité de l'exploitation et de la prospection qui ont eu lieu dans cette région. La grande densité d'information permet de visualiser précisément l'allure des couches de houille et des failles inverses. Aucun sondage n'a traversé la partie sud.

Le Massif de Boussu (en klippe) est reconnu dans sa partie nord grâce au sondage du Ragoda et du sondage HP 14 qui ont traversés des terrains d'âge namurien et anté-namurien sous les morts-terrains, avant de pénétrer dans le houiller productif. Son extension vers le Sud n'est pas connue avec précision.

Le Massif du Borinage s'étend sur une grande partie de la coupe. Il est en contact avec les morts-terrains de part et d'autre du Massif de Boussu. Dans la région du puits Louis Lambert les terrains sont fortement faillés, ce qui rend difficile la reconnaissance et l'identification des étages stratigraphiques. On verra qu'il n'en est apparemment pas de même en France. Enfin aucune information n'est disponible sur le Massif du Borinage à proximité de la Faille du Midi.

La Nappe Faillée comporte des terrains d'âges Westphalien A et B. Sa puissance est supposée limitée par

deux failles plates à pendage sud (la Faille de Masse et la faille appelée improprement la Faille du Placard par continuité vers l'Est dans le Bassin du Centre). La Nappe Faillée affleure dans la partie nord du bassin sous les morts-terrains post-paléozoïques. Au Sud, à proximité de la Faille du Midi, Delmer fait remonter cette Nappe Faillée et donc la faille dite Faille du Placard (elle limite la Nappe Faillée vers le bas) qui rejoindrait la Faille du Midi vers la profondeur de -900 mètres (Delmer, sous presse, coupe à 19.000 m à l'Ouest de la Tour de Mons).

II. — UNE COUPE EN FRANCE

La coupe b, figure 2 est redessinée à partir d'une publication de Bouroz *et al.*, présentée en 1961 à la Société Géologique du Nord, et intitulée : "La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge". Elle passe par les fosses d'exploitation de la concession de Crespin, les sondages de la Chapelle Saint-Roch et du Marais de Crespin et le siège Ledoux.

Le Massif du Midi (c'est-à-dire la partie septentrionale de la Nappe de Dinant) recouvre le gisement de Crespin et

l'extrémité sud du Massif de Boussu déterminant ainsi la "demi-fenêtre" de Crespin. Le gisement houiller exploité à Crespin (essentiellement dans le Westphalien C) repose sur un ensemble d'unités superposées limitées par des failles plates. Certaines failles paraissent avoir une importance majeure : la Faille de Masse, la Faille Bouroz, la Faille Pruvost-Chalard, et la Faille de Soult. Plus au Nord, la fosse Ledoux traverse la Faille d'Amaury. Une "faille en cuillère" (la Faille de Baisieux) entre le Massif de Boussu et la Faille de Masse découpe l'allochtone houiller en deux unités distinctes.

Les observations provenant des sondages de Crespin et des exploitations de Crespin permettent de visualiser (cette fois au Sud) l'allure des veines de houille et des failles dans l'unité supérieure de l'allochtone houiller (au dessus de la Faille de Baisieux).

III. — COMPARAISONS ET COUPE SYNTHÉTIQUE

Sur les deux coupes de part et d'autre de la frontière franco-belge, on remarque deux entités à peu près identiques : vers le haut, le Massif de Boussu structuralement élevé et, au plus profond, le houiller para-autochtone. Mais, quant aux unités placées entre ces entités, l'homologie n'apparaît pas clairement entre le Massif du Borinage et la Nappe Faillée en Belgique d'une part et les nombreuses écaïlles superposées définies en France d'autre part. En effet, les failles limitant ces écaïlles, dont la coalescence formerait la Nappe Faillée en Belgique, sont apparemment reconnues avec netteté en France, et peuvent être suivies avec précision jusqu'à une distance très réduite de la frontière. De là l'interprétation française, qui prolonge ces failles en maintenant leur individualité, tout en précisant qu'elles sont séparées par des "zones failleuses". En Belgique, au contraire, sur base des décryptages des coupes des puits et sondages régionaux, on peut observer qu'il est impossible d'établir un ordre hiérarchique des accidents. On regroupe donc l'ensemble sous le vocable de "Nappe Faillée".

Les deux cartes hypothétiques présentées figure 3 (Delmer, sous presse) posent essentiellement le problème de la poursuite en France de la Faille de Masse (sommet en Belgique de la Nappe Faillée) et de l'homologie du Massif de Denain en France et du Massif de Boussu en Belgique.

Pour les français, la Faille de Masse de direction est-ouest en Belgique s'arrête à la frontière pour prendre une direction nord-sud vers le front varisque. Pour les belges, au contraire, elle se prolonge en France par la Faille Barrois.

Nous proposons de faire jouer à la Faille de Soult le rôle de la Faille du Placard en Belgique, puisque cette homologie est commune aux deux interprétations, et de conserver à la Faille de Masse une fonction identique à celle qu'elle assume en Belgique, c'est à dire de limiter vers le haut la Nappe Faillée, en accord avec la conception défendue par Chalard (1948).

Ces résultats sont représentés en c figure 2. Il s'agit d'une réinterprétation de la coupe de la figure 3 selon ces dernières remarques. Ainsi, les terrains houillers sont séparés en trois unités : les Massifs Imbriqués, limités par la Faille de Soult, la Nappe Faillée, comprise entre cette dernière et la Faille de Masse, et le Massif de Masse-Borinage, entre la Faille de Masse et le Massif de Boussu, déjà reconnu comme tel dans l'interprétation initiale (b, fig. 2).

En confrontant la coupe française réinterprétée et la coupe belge, nous pouvons chercher à établir une coupe synthétique passant par la frontière (d, fig. 2).

Il est déjà possible de situer les unités structurales communes aux deux interprétations : la Nappe de Dinant, le Massif de Boussu, le Comble Nord. La position de la Faille de Masse au sein de la zone intermédiaire regroupant la Nappe Faillée et le Massif du Borinage est déduite de la position qu'elle occupe sur les deux autres coupes, c'est à dire entre les Massifs Imbriqués subautochtones et le Massif Superficiel allochtone.

La partie nord du Massif du Borinage est sans doute fort complexe, puisque du côté français on s'accorde à y reconnaître l'existence de failles et qu'en Belgique on ne voit que des séries de terrains "dérangés", sans parvenir à individualiser de failles.

En ce qui concerne la Nappe Faillée, on remarque deux approches différentes. Dans l'interprétation française plusieurs failles y seraient nettement individualisées tandis que dans l'interprétation belge cette unité structurale apparaît trop complexe pour extrapoler et corrélérer les accidents. Trancher entre ces deux interprétations nécessiterait des données complémentaires aussi bien en France qu'en Belgique. En l'absence de nouvelles données, nous avons choisi la seconde hypothèse, pour les raisons invoquées ci-dessus, et plus particulièrement pour la raison que toutes les failles sont de même ordre, aussi bien les failles nommées (en France) que celles des "zones failleuses" qui les séparent.

En bref, notre réinterprétation conduit :

- à prolonger largement en France la Nappe Faillée limitée par deux accidents plats, la Faille de Masse-Barrois et la Faille du Placard-Soult entre le para-autochtone et le Grand Massif Superficiel ;

- à supposer la présence des Massifs Imbriqués à une profondeur voisine de 1300 mètres sous l'allochtone à grandes plateaux et simplement tectonisés par des failles inverses à faible rejet.

Notre conviction paraît confirmée par la relecture et le récent retraitement des données du profil sismique M146 (Storme, 1996).

Remerciements. — Nous tenons à remercier Messieurs Charlet, Dupuis et Robaszynski pour leurs judicieux conseils lors de la rédaction du présent article.

BIBLIOGRAPHIE

BECQ-GIRAUDON J.-F. (1983). — Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais - *Mémoire BRGM n°123*.

BOUROZ A. (1959). — Contribution à l'étude tectonique du massif de Denain-Crespin-Boussu - *Ann. Soc. géol. Nord*, 79, 129-159.

- BOUROZ A. (1969). — Le Carbonifère du Nord de la France - *Ann. Soc. géol. Nord*, 89, 47-65.
- BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A., STIÉVENART M. (1961). — La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge - *Ann. Soc. géol. Nord*, 81, 173-220.
- BOUROZ A., CHALARD J., STIÉVENART M. (1951). — Sur les relations tectoniques du bassin de Valenciennes et du Couchant de Mons - *Ann. Soc. géol. Nord*, 71, 58-79.
- CHALARD J. (1940-45). — La faille de Vicoigne du terrain houiller du Nord de la France - *Ann. Soc. Géol. Nord*, 65, 177-196.
- CHALARD J. (1948). — Faille Barrois et Cran de Retour dans le groupe de Valenciennes - *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 71, 419.
- DELMER A. (1949). — Géologie minière des bassins houillers belges, vol. II : Le district houiller du Couchant de Mons - *Ann. Mines Belg.*, 48, 261-264.
- DELMER A. (1977). — Le massif de Masse, témoin d'une tectonique salifère en Hainaut - *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 86, 45-49.
- DELMER A. (1986). — Relations tectoniques entre le gisement houiller du Nord français et celui du Borinage - *Ann. Soc. géol. Nord*, 105, 11-114.
- DELMER A. (sous presse). — Les gisements houillers du Borinage, Vol. I et II - *Prof. Papers, Min. Aff. Econ. Bruxelles*, 500 p.
- HUGÉ J. (1946). — Le massif de Boussu - *Fac. Polytech. Mons, travail de fin d'études (inédit)*.
- RENIER A. (1934). — Recherches sur la tectonique massif du Borinage (bassin houiller du Hainaut belge) - *Bull. Soc. Bel. Géol.*, T. 44, pp 385-401.
- STORME M. (1996). — Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier recoupant le bassin houiller franco-belge - *Rapport de Stage, FPMs*, 45 p (inédit).

NOUVEAUX CONCEPTS TECTONIQUES DANS LE SYNCLINORIUM DE VERVIERS (EST DE LA BELGIQUE)

New tectonic concepts in the Verviers Synclinorium (Eastern Belgium)

par Martin LALOUX (*)(**), Léon DEJONGHE (*)(**), Pierre GHYSEL (*)(**), Luc HANCE (*) & Jean-Louis MANSY (****)

Résumé. — La révision des cartes géologiques Fléron-Verviers et Limbourg-Eupen dans l'Est de la Belgique remet en question les tracés, les conceptions antérieures et les modèles récents qui sont confrontés en introduction. Trois coupes géologiques principales illustrent un style structural particulièrement complexe. La chronologie de la déformation a pu être reconstituée, elle s'écarte sensiblement des modèles en rampes et plats. L'amorce du plissement et les failles qui lui sont associées (rampes, failles plissées, failles de chevauchement mineures) sont les premiers mouvements à considérer. Avec l'accentuation du plissement, ces déformations précoces sont reprises dans des plis de plus grande longueur d'onde. Très schématiquement, l'image est celle d'une grande structure anticlinale déversée qui culmine au droit du Massif de Stavelot, suivie au nord par un vaste synclinal. Lors de la phase ultime de resserrement varisque, ces structures majeures seront ensuite tronquées et déplacées par de multiples failles hors-séquence. La faille de Theux et la faille d'Eupen sont des accidents tardifs.

Abstract. — *The revision of the geological maps Fléron-Verviers and Limbourg-Eupen in Eastern Belgium brings new insight on the tectonics of this area. Old ideas and recent models are discussed. Three geological cross sections illustrate the structural complexity of this area. A chronological sequence of deformation is proposed. It differs considerably from the ramp-flat thrust model. The incipient folding and associated faults (ramps, folded faults, minor thrust faults) are the first movements to be considered. Increase of the folding incorporated these early deformations in longer wavelength folds. Schematically, a major overturned anticline culminates above the Stavelot Massif. Northwards, a large syncline developed. During the last Variscan shortening phase, the major structures were broken and transported by numerous out-of-sequence faults. Theux fault and Eupen fault appeared as late features.*

I. — INTRODUCTION

Située dans la partie occidentale du Massif Schisteux Rhénan, le Sud de la Belgique constitue un terrain d'étude privilégié pour la compréhension des dislocations liées au raccourcissement varisque. La faille de charriage du Midi, mise en évidence par Cornet & Briart dès 1863, et ses prolongements ou relais orientaux, faille Eifelienne (Malherbe, 1873, 1880), faille des Aguesses-Asse et faille d'Aachen en sont les manifestations frontales les plus évidentes (fig. 1). Ces accidents séparent l'Allochtone ardennais au sud du Parautochtone brabançon au nord (Meilliez & Mansy, 1990).

L'Allochtone ardennais est composé d'un substratum cambro-silurien sur lequel reposent en discordance des formations sédimentaires dévono-carbonifères. L'axe de l'anticlinorium de l'Ardenne, présentant une concavité vers le nord-ouest, est matérialisé par l'affleurement des massifs calédoniens de Rocroi, de Serpont et de Stavelot. Ceux-ci séparent le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel au sud, des Synclinorium de Dinant et de Verviers au nord. Le Synclinorium de Verviers est limité au sud par le Massif de Stavelot et au nord, par la faille des Aguesses-Asse-Aachen.

Une zone de relais d'envoyage sépare le Synclinorium de Dinant, à envoiage ouest, du Synclinorium de Verviers, à envoiage est (Graulich *et al.*, 1984).

Durant les 20 dernières années, des campagnes de prospection sismique et des sondages profonds ont abouti à une meilleure connaissance de la structure profonde de l'Allochtone ardennais. L'apport principal de la sismique est d'avoir montré la continuité latérale d'un réflecteur puissant, plat, s'enracinant bien au sud des massifs calédoniens ardennais. La coïncidence entre l'émergence de ce réflecteur et la trace de la faille de Midi-Aachen (Clément, 1963; Cazes *et al.*, 1985; Durst, 1985) justifie pleinement la notion d'Allochtone ardennais. Pour l'Est de la Belgique, le profil sismique Dekorp 1a (Bless *et al.*, 1990; Anderle *et al.*, 1991) en est une bonne illustration, mais sa faible résolution améliore peu la compréhension des structures superficielles.

La plupart des travaux récents sur la partie centrale (Raoult & Meilliez, 1986, 1987; Meilliez & Mansy, 1990; Khatir *et al.*, 1992; Le Gall, 1992) et orientale (Fielitz, 1992; von Winterfeld & Walter, 1993; Hollmann & Walter, 1995) de l'Allochtone ardennais mettent en exergue

(*) Service géologique de Belgique, rue Jenner, 13, B1000 - Bruxelles.

(**) Université Catholique de Louvain, Place L. Pasteur, 3, B1348, Louvain-La-Neuve.

(***) Université Libre de Bruxelles, Faculté des Sciences, avenue F.D. Roosevelt, 50, B1000 Bruxelles.

(****) Labo. Dynamique Sédimentaire et Structurale, URA 719 CNRS, Tectonique et sédimentation, Université des Sciences et Technologie de Lille, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

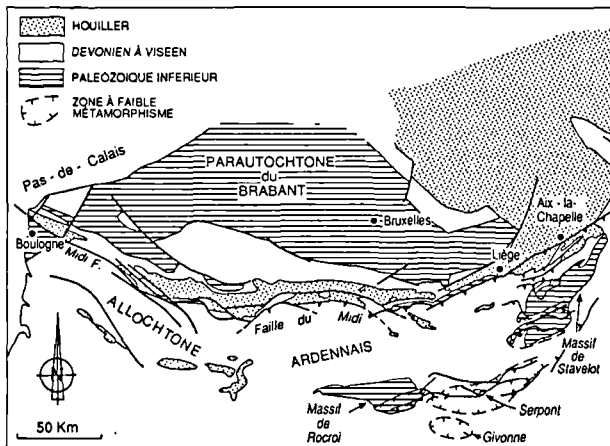


Fig. 1. — Les principales unités structurales de la Belgique et des régions limitrophes.

Fig. 1. — Main structural units of Belgium and adjacent areas.

l'importance du rôle joué par la structuration sédimentaire de la série dévono-carbonifère de l'Ardenne en phase de distension. En revanche, les modèles de déformation illustrent des conceptions qui diffèrent sensiblement d'un auteur à l'autre, en particulier la notion de socle relatif. Celui-ci n'étant pas indéformable, le contact avec sa couverture discordante n'est pas une discontinuité cinématique régionale (Meilliez *et al.*, 1994). Celle-ci se situe plutôt au sein des roches péliques de la partie inférieure de la série éodévonienne. Ce modèle est différent de celui qui est inspiré des montagnes Rocheuses ou des Appalaches (Price & Mountjoy, 1970; Elliott, 1976; Boyer & Elliot, 1982). Là, les séries compétentes conditionnent la déformation et le raccourcissement est essentiellement la résultante des déplacements suivant les chevauchements qui se développent en séquence et sont associés à la formation de plis.

Ces conclusions (Meilliez & Mansy, 1990) reposent sur l'étude de la partie centrale de l'Allochtonne ardennais dont la vallée de la Meuse constitue la coupe de référence. Elles ne s'appliquent pas toujours aux séries carbonatées de l'Avesnois où Khatir *et al.* (1992) associent les plis à des failles en plats et rampes.

La partie orientale de la Belgique constitue une zone excentrée par rapport à celle des coupes de référence de l'Avesnois et de la vallée de la Meuse. Par la richesse des affleurements et la complexité des structures liées à des dislocations pelliculaires, elle s'avère complémentaire. La bande dévono-dinantienne, limitée au sud par le Massif de Stavelot et au nord par le Houiller exploité, permet une vision d'ensemble du fait de son étroitesse. L'importance des failles de charriage y est plus évidente qu'ailleurs comme en témoigne la présence de la Fenêtre de Theux, célèbre en Belgique pour les discussions qu'elle a suscitées.

De plus, de nombreux forages profonds ont amélioré les connaissances structurales de ce secteur. Ils ont été réalisés à deux époques bien distinctes :

- au début du 20^e siècle, par les sociétés charbonnières (Melen: Fourmarier, 1911; Pépinster 1 et 2, Juslenville: Fourmarier, 1913) ;

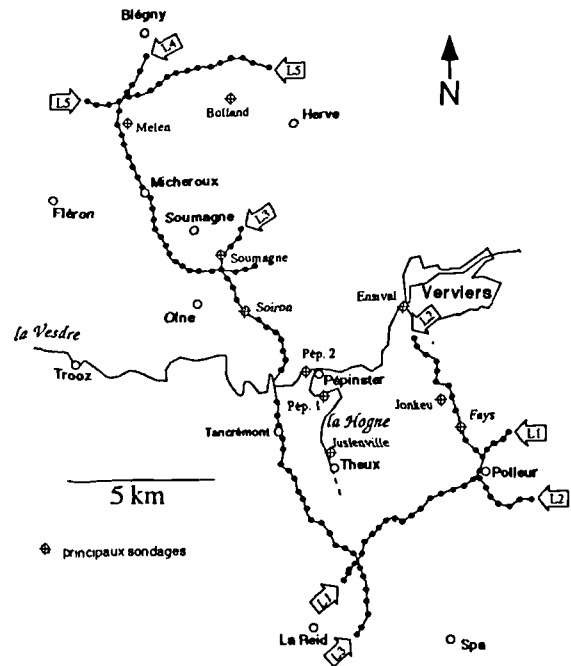


Fig. 2. — Plan de situation des profils sismiques L1 à L5 de la sismique Liège et des sondages profonds.

Fig. 2. — Location of the seismic profiles L1 to L5 (Liège seismic survey) and deep boreholes.

- à partir des années 1950, par le Service géologique de Belgique (Enzval: Graulich & Vandenvn, 1973 ; Bolland: Graulich, 1975 ; Soumagne: Graulich, 1977a ; Soiron: Graulich, 1977b ; Fays: Graulich, 1979a ; Jonkeu: Graulich *et al.*, sous presse).

La campagne sismique "vibroscis" réalisée au sud et à l'ouest de Verviers, en 1979, pour le Service géologique de Belgique, a permis d'apporter d'autres précisions intéressantes (Dejonghe *et al.*, 1989). De profondeur moyenne - 3,8 std, soit environ 11 km - cette sismique offre une meilleure résolution que le profil DEKORP. Cinq profils sismiques couvrent judicieusement les secteurs clés de la région (fig. 2).

Les conceptions récentes sur les structures profondes de cette région (Graulich, 1984; Michot, 1988, Dejonghe *et al.*, 1989; Fielitz, 1992; von Winterfeld & Walter, 1993; Hollmann & Walter, 1995) reposent pour une grande part sur ces données et ne reflètent pas de progrès sensibles dans la compréhension des structures en surface par rapport aux anciens tracés cartographiques. Or, les données de surface du Massif de la Vesdre constituent une clé pour l'interprétation des structures profondes et fournissent les éléments nécessaires pour établir une chronologie de la déformation. Les cartes géologiques à 1:40.000 couvrant la région ont été publiées à la fin du siècle passé (Dewalque, 1895, Forir, 1898). Leur révision a été récemment effectuée par des levés à l'échelle du 10.000 (L.D., P.G., L.H., M.L., 1995). Ces cartes donnent un nouvel éclairage à cette région géologiquement si complexe et imposent des contraintes plus rigoureuses dans les parties superficielles des coupes géologiques. Conjuguées aux données des sondages profonds et des profils sismiques, dont certains inédits, elles débouchent sur une interprétation originale.

Trois nouvelles coupes géologiques réparties dans le Synclinorium de Verviers entre Limbourg et Soumagne sont commentées dans ce travail. Ce sont d'est en ouest les coupes de: Jalhay-Limbourg, Polleur-Ensival et Theux-Wergifosse.

II. — LES DONNÉES ANTÉRIEURES ET LES DIVERS MODELES PROPOSES

La zone étudiée s'étend sur deux grands domaines structuraux majeurs :

- au sud-est, le Massif de Stavelot avec des roches datées du Cambrien à l'Ordovicien, affectées par les orogènes calédoniennes et varisques. A l'est de la zone, il est charrié sur sa couverture par la faille d'Eupen (Geukens, 1984, 1986) ;

- au nord-ouest, reposant en discordance sur les précédents, les terrains dévono-carbonifères, de plus en plus jeunes vers le nord-ouest. Ils sont affectés par l'orogène varisque et font partie du Synclinorium de Verviers.

Défini par Graulich *et al.* (1984), ce synclinorium, limité par la faille de charriage des Aguesses-Asse au nord, est structuré en trois domaines qui sont du nord au sud : le Massif de Herve, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux (fig. 3). Selon Graulich *et al.* (1984), la faille de charriage nommée suivant les tronçons considérés et d'ouest en est, faille de Magnée, faille de Soumagne et faille de Soiron sépare le Massif de Herve, au nord, du Massif de la Vesdre, au sud. Cette faille se raccorde en profondeur à la faille de Theux et délimite vers le bas le Massif de la Vesdre

qui est donc une nappe de charriage. C'est le substratum du Massif de la Vesdre qui réapparaît au sud dans la Fenêtre de Theux.

Le Synclinorium de Verviers chevauche le Synclinorium de Liège par la faille de charriage des Aguesses-Asse. Cette conception n'est pas partagée par Michot (1980,1988 et 1989). Le désaccord porte sur l'importance qu'il faut accorder à la faille des Aguesses-Asse: charriage majeur ou chevauchement interne au Synclinorium de Herve (Michot). Les différents points de vues sur la question ont été développés par Coen (1986, 1989), Graulich (1986), Graulich & Dejonghe (1986), Michot (1980, 1988, 1989) et dépassent le cadre de ce travail.

La structuration du Synclinorium de Verviers ne ressort pas encore clairement des premiers tracés détaillés (à 1:40000) caractérisés par le faible nombre de failles représentées. Bien plus, un certain nombre de failles longitudinales sont interprétées comme de simples failles verticales avec affaissement d'un des deux panneaux (voir l'explication de Forir, 1901, pour la faille de Theux).

L'évolution des idées sur la tectonique régionale est intrinsèquement liée aux travaux de P. Fourmarier. Il va introduire et développer les notions de charriages et de nappes tectoniques en plusieurs modèles qui marquent l'évolution conceptuelle de ses idées dont un historique figure dans Michot (1988). Dès 1905, Il démontre que la faille de Theux est une faille de charriage qui limite à la base une unité charriée, le Massif de la Vesdre, et isole au sud une fenêtre tectonique, la Fenêtre de Theux (Fourmarier, 1905, 1906 et fig. 4). Cette hypothèse sera confirmée quelques

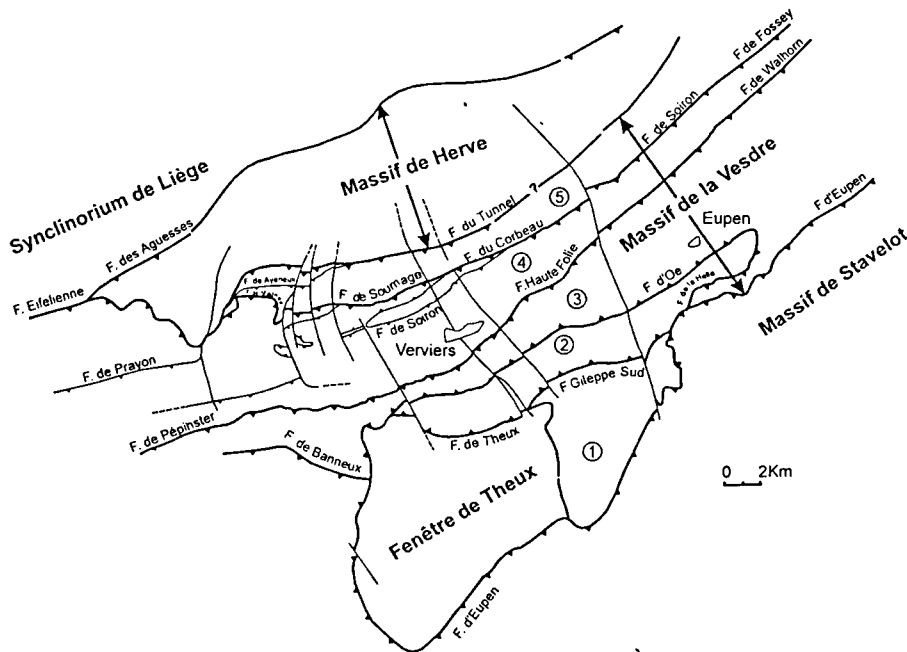


Fig. 3. — Carte structurale schématique du Synclinorium de Verviers. avec indication des unités structurales qui composent le Massif de la Vesdre : 1. Unité de Jalhay; 2. Unité de la Gileppe; 3. Unité de Goé; 4. Unité de Forêt-Andrimont; 5. Unité du Tunnel.

Fig. 3. — Structural map of the Verviers Synclinorium with indication of the structural units of the Vesdre Massif: 1. Jalhay Unit; 2. Gileppe Unit; 3. Goé Unit; 4. Forêt-Andrimont Unit; 5. Tunnel Unit.

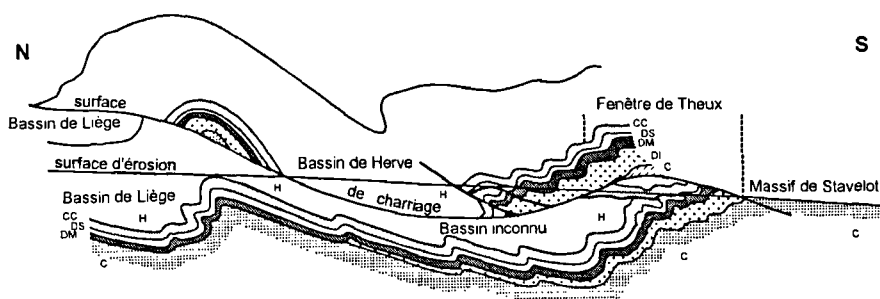


Fig. 4. — Coupe schématique de l'Est de la Belgique d'après Fourmarier (1907, fig. 11) - H : Houiller; CC : Calcaire carbonifère; DS : Dévonien supérieur; DM : Dévonien moyen; DI : Dévonien inférieur; C : Cambro-Silurien

Fig. 4. — Sketch cross-section of Eastern Belgium after Fourmarier (1907, Fig. 11). H. Namurian-Westphalian; CC. Carboniferous limestone; DS. Upper Devonian; DM. Middle Devonian; DI. Lower Devonian; C. Cambrian-Silurian

années plus tard par les sondages de Pépinster, implantés au nord du tracé de la faille de Theux, qui montrent la présence de Namurien sous le Dévonien de l'unité charriée (Fourmarier, 1913) puis, par après, par les sondages réalisés par le Service géologique de Belgique.

Fourmarier va mettre en évidence la présence d'autres fenêtres tectoniques (Soiron, Olne) et l'existence de plusieurs générations de failles :

- des failles longitudinales de chevauchement simples liées génétiquement aux plis (généralement des plis-failles) ;
- des failles longitudinales de chevauchement cisailantes, car non liées génétiquement aux plis qu'elles découpent en plusieurs endroits (failles à pente sud et nord, comme la faille de Theux, voir aussi Fourmarier & Dubrul, 1958; Fourmarier & Aderca, 1956, 1958) ;
- des failles transversales normales et tardives (voir aussi Fourmarier & Kolatchevsky, 1933; Fourmarier & Aderca, 1955, 1956, 1958).

Les observations de Fourmarier et de ses collaborateurs seront complétées par les travaux d'Asselberghs (1927, 1944), d'Aderca (1932), de Geukens, (1956, 1962, 1986), de Graulich (1955, 1969, 1975b, 1976) et de Hance *et al.* (1989).

Parallèlement à ces travaux de terrain, les exploitations charbonnières situées au nord de l'unité charriée (Massif de Herve) vont aussi fournir de nombreuses données complémentaires. Les synthèses de Humblet (1941) sur le Bassin de Liège et de Chaudoir & Ancion (1950) et Chaudoir (1951) sur les gisements de la région résument plus d'un siècle d'observations et montrent aussi clairement l'existence de plusieurs générations de failles :

- des failles de chevauchement plates et ensuite plissées avec les couches qu'elles décalent (Humblet, 1941; Fourmarier, 1945)(fig. 4) ;
- des failles de chevauchement inclinées de 30 à 60°, très rarement plissées, hormis localement, qui, pour certaines, découpent les plis ;
- des petites failles cisailantes de faible rejet, sub-horizontales ou à faible pente vers le nord, qui découpent les plis ;
- des failles longitudinales de décrochement, découpant les 3 types précédents ;
- des failles transversales avec des composantes décrochantes et normales (Ancion & Evrard, 1957).

Les coupes sériees soulignent les intenses phénomènes de dysharmonie de plissement existant dans le Namuro-Westphalien, notamment d'importants phénomènes de déformations et d'épaississement des charnières ainsi que des veines de charbon d'allure régulière surmontant des veines intensément plissées et faillées (Ledouble, 1905, p.556).

Sans entrer dans les détails, trois modèles permettent de résumer les diverses interprétations actuelles. Hormis les controverses déjà signalées, les désaccords portent essentiellement sur l'allure des formations carbonifères présentes dans le nord de la Fenêtre de Theux. Les analyses biostratigraphiques de Delmer & Graulich (1959), pour le Namurien et de Coen *et al.* (1982), pour le Tournaisien-Viséen montrent que la quasi totalité des couches carbonifères sont en position inverse (Coen, 1989). Cette interprétation contredit celle de Fourmarier (1906 à 1969) et de Michot (1988) qui ne reconnaissent pas le retournement des formations carbonifères.

1) Le modèle en pli-couché

Ce modèle a été proposé par Fourmarier dès 1934 pour expliquer les couches qu'il considère comme inverses dans la fenêtre (flanc inverse ondulant autour de l'horizontale d'un pli couché d'ampleur locale). Ce flanc inverse a été prolongé par Graulich (1963c) vers le nord pour englober d'une part toutes les couches de la Fenêtre, considérées comme retournées, et, d'autre part, celles situées immédiatement sous la faille de Theux dans les sondages de Pépinster et de Soiron donnant ainsi au pli une ampleur régionale. Cette interprétation d'un grand pli couché cisailé par la Faille de Theux a dans la suite été reprise par Klein (1977), Geukens (1981)(fig. 5) et Coen (1983, 1989) suivant des processus de mise en place différents.

Graulich (1963c) estime que la structure est le résultat du décollement gravitaire de la couverture dévono-carbonifère lors de la surrection du Massif de Stavelot. Cette couverture se serait plissée sous son propre poids "avec des plis couchés prenant ainsi l'allure d'un énorme slumping" (op.cit; p.595). L'accélération du processus aurait induit le cisaillement des structures par des grands failles plates (comme la faille de Theux). La coupe de Graulich (1984)(fig. 5) constitue la dernière illustration de cette conception après plusieurs autres essais publiés antérieurement. Elle montre la superposition de 4 unités séparées par des grandes failles légèrement concaves et mises en place suivant une séquence contraire

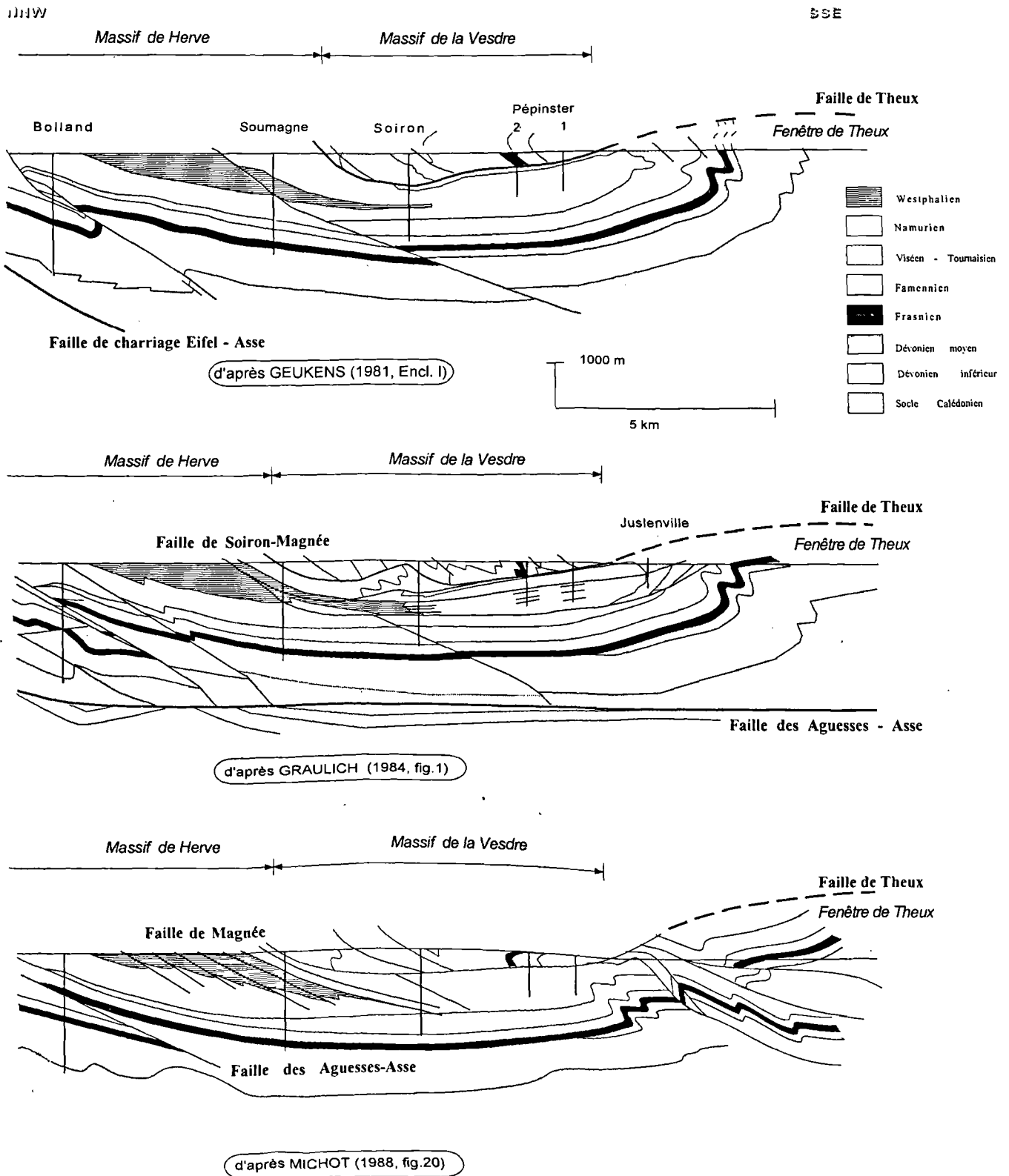


Fig. 5. — Relations entre les unités structurales au nord du Massif de Stavelot d'après les conceptions de Geukens (1981), Graulich (1984) et Michot (1988).
Fig. 5. — Relationship between the structural units north of the Stavelot Massif after Geukens (1981), Graulich (1984) and Michot (1988).

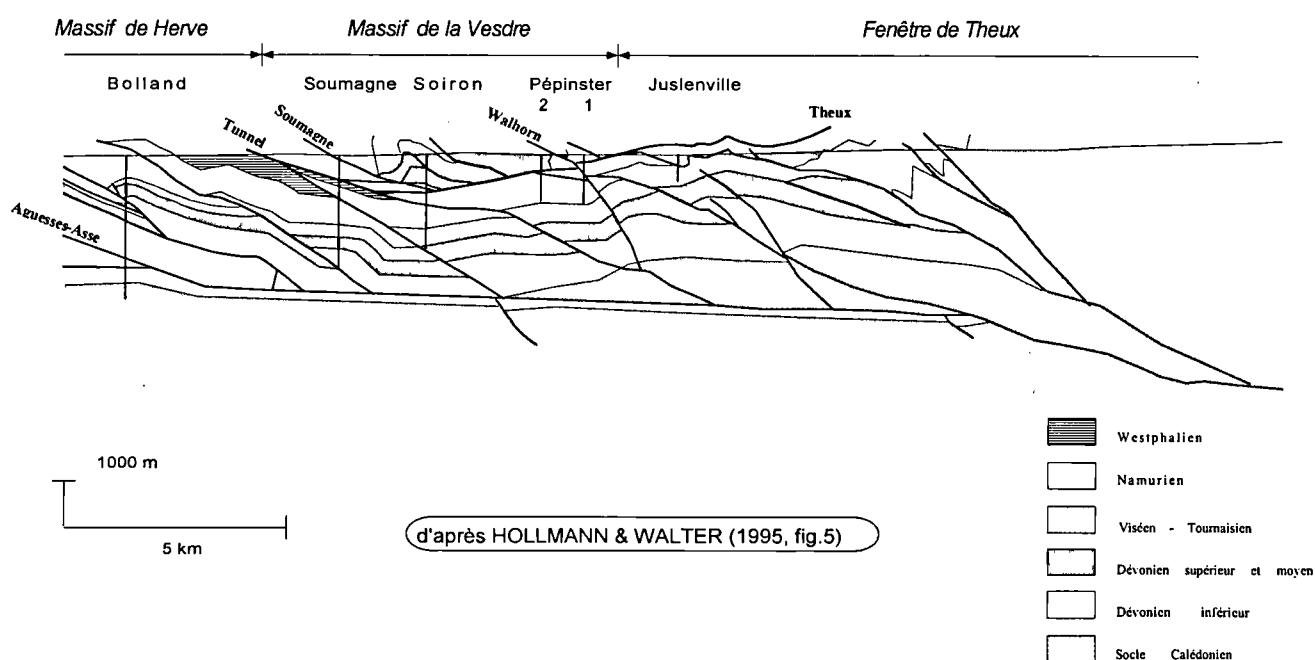


Fig. 6. — Coupe équilibrée du Synclinorium de Verviers d'après Hollmann & Walter (1995).

Fig. 6. — *Balanced cross section of the Verviers Synclinorium after Hollmann & Walter (1995).*

(les unités supérieures étant les plus récentes) :

- une unité glissée et limitée à sa base par la faille de Theux et son émergence septentrionale ;
- une unité à couches renversées limitée par la faille de Jusleville ;
- une unité à plis couchés ou fortement déversés ;
- une unité formant un grand synclinorium dont le Massif de Herve, au nord de l'unité charriée constitue le flanc nord et les terrains dévoniens du sud de la Fenêtre de Theux, le flanc sud.

A l'opposé, Klein (1977, 1980) postule le rôle d'une dysharmonie de raccourcissement entre le socle calédonien et la couverture dévono-carbonifère lors de l'orogénèse varisque, par réactivation des plis calédoniens. Ce processus induirait des surfaces de cisaillement horizontales et le retournement complet des couches (pli-couché).

2) Le modèle en structures imbriquées découpées par des failles hors-séquence.

Fourmarier n'a jamais admis que la totalité des couches de la Fenêtre de Theux soit retournée, ni prolongé le flanc inverse sous la faille de Theux loin vers le nord, comme le suggère Graulich. Il a toujours donné à son pli couché de Jusleville une ampleur locale (Fourmarier, 1969). De même, il a rejeté l'hypothèse gravitaire considérant que la structure était le résultat du cisaillement par des failles hors-séquences d'une structure plissée et faillée déjà formée. Ces cisaillements auraient eu pour effet de créer des plis complexes de faible ampleur et même de les retourner entièrement. De nombreuses observations supplémentaires l'ont conduit à introduire de plus en plus de complications tectoniques dans son modèle.

Réfutant le grand pli couché pour des raisons de géologie régionale et partant de cette hypothèse, Michot (1988)(fig. 5) développe un modèle plus simple que ceux de Fourmarier avec la présence d'une structure imbriquée, cisailée postérieurement par des failles hors-séquences affectant les structures déjà formées. Il postule, lui aussi, que le retournement des couches, admis en partie, est le résultat du cisaillement tardif par la faille de Theux.

3) Le modèle en rampes et plats.

Hollmann & Walter (1995)(fig. 6) ont proposé un modèle basé sur les conceptions classiques de la tectonique actuelle. S'ils conservent les unités tectoniques décrites précédemment, ils s'écartent sensiblement des conceptions admises jusqu'ici. Ils proposent un modèle de déformation en séquence normale où le premier événement est la mise en place de l'unité charriée du fait de sa position élevée. Il est suivi par l'écaillage en structure imbriquée de l'unité sous-jacente qui émerge au nord de l'unité charriée. Lors de cet écaillage, la faille de Theux, très précoce, joue le rôle de toit d'un duplex ("hinterland dipping duplex"). Elle est plissée mais non faillée. Hormis une exception (faille de Walhorn), il n'y a pas de failles hors-séquence. Le retournement des couches constaté dans la fenêtre est interprété comme le résultat de la présence d'une autre faille plissée ("subwindows of another folded fault", p.99).

III. — LES NOUVELLES DONNEES

1) Cadre lithostratigraphique

La surface cartographiée couvre environ 320 km². Les terrains s'étagent depuis le Cambrien jusqu'aux alluvions

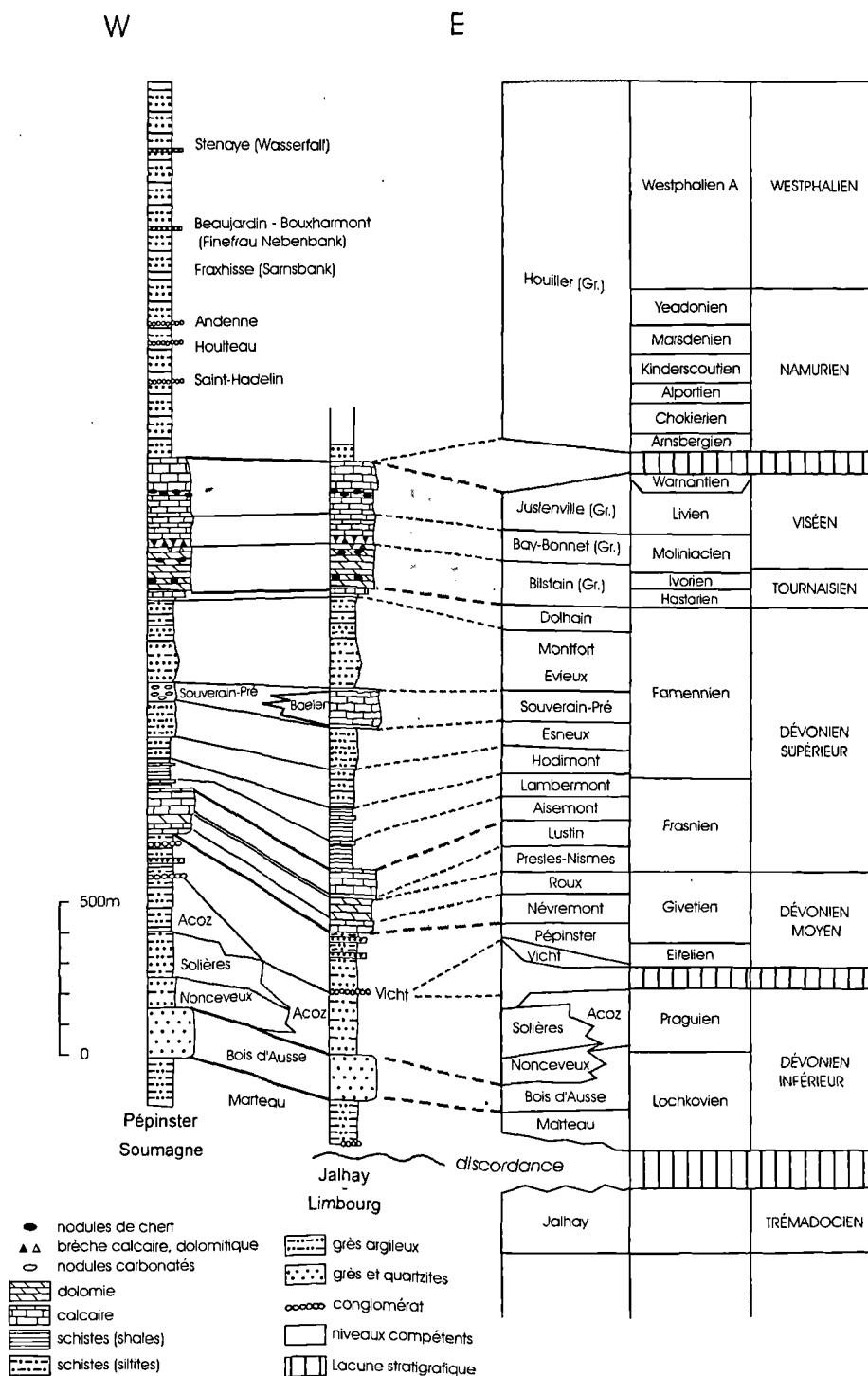


Fig. 7. — Colonne lithostratigraphique du Synclinorium de Verviers.

Fig. 7. — Lithostratigraphic column of the Verviers Synclinorium.

actuelles mais nous nous limiterons ici à la structure interne du Synclinorium de Verviers et à l'intervalle Dévonien inférieur-Westphalien caractérisé par d'importantes variations latérales de faciès et d'épaisseur (fig. 7).

Le Dévonien inférieur repose en discordance sur les formations cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot. Bien qu'exclusivement silicoclastique, cette série éodévonnaise ne présente pas une compétence uniforme.

Très schématiquement, on peut considérer que les Formations de Marteau et d'Acoz sont à dominante de siltites et donc relativement peu compétentes. Quelques barres gréseuses, parfois décamétriques et généralement lenticulaires y sont incorporées. A l'opposé, la Formation du Bois d'Ausse est à dominante grés-quartzitique et très compétente. Avec une épaisseur de l'ordre de 110 à 150 m et une continuité latérale remarquable, elle constitue un bon marqueur de la déformation. Les Formations de Nonceveux

et de Solières sont constituées d'alternances lithologiques en proportion équivalente de grès-quartzites et de siltites-shales.

Après une lacune qui ampute le sommet du Praguien, l'Emsien et une partie, voire la totalité de l'Eifelien (Hance *et al.*, 1989, 1992), la sédimentation du Dévonien moyen débute par le Conglomérat de Vicht qui constitue un remarquable marqueur et dont l'épaisseur varie de 1,5 à plus de 30 m. Il est surmonté par la Formation de Pépinster (70 à 300 m) à dominante de siltites bordeaux au sein desquelles les niveaux gréseux ont un développement variable d'un endroit à l'autre.

A son sommet, la Formation de Pépinster amorce la sédimentation carbonatée du Givetien et du Frasnien (Coen-Aubert, 1974; Kasig & Neumann-Maljkau, 1969). Les conditions régressives qui prévalent au cours du Famennien produisent une épaisse série terrigène, hormis localement la présence du monticule micritique de Baelen (100 à 150 m d'épaisseur), équivalent latéral du faciès classique de la Formation de Souverain-Pré, formé de nodules calcaires décimétriques dans une matrice silto-gréseuse. (Dreesen *et al.*, 1985). Après la réinstallation progressive des conditions marines au cours du Famennien terminal (Formation de Dolhain), prend place l'épisode carbonaté du Tournaisien-Viséen (Swennen, 1986).

Après une lacune de dépôt ou d'érosion qui ampute la majeure partie du Warnantien (hormis localement dans la Fenêtre de Theux, Pirlet, 1976; Coen *et al.*, 1982), et la totalité du Pendleien, s'installe la série namuro-westphalienne.

Quatre niveaux compétents constituent l'ossature des structures, ce sont :

- la Formation du Bois-d'Ausse (110-150 m) ;
- les formations carbonatées giveto-frasniennes (de 60 à 250m d'ouest en est) ;
- le Membre de Baelen à développement très localisé (100-150 m) ;
- les formations carbonatées tournaisiennes et viséennes (425 m environ).

2) Schéma structural

Le Synclinorium de Verviers est schématiquement organisé en bandes orientées SW-NE, plissées et faillées, depuis le Dévonien inférieur, discordant sur le Cambrien au SE, jusqu'au Westphalien exploité par les charbonnages au NW (fig. 8). Les plis sont, en règle générale, ouverts à aigus, dissymétriques, déjetés à déversés vers le NW ou le N-NW et, généralement, faiblement ennoyés vers le SW ou le NE. Excepté dans le Namuro-Westphalien, une schistosité de pression-dissolution, grossièrement parallèle au plan axial des plis, en éventail convergeant vers leur coeur, affecte les niveaux les plus argileux de la série. Certains plis très serrés dans le Houiller du Massif de la Vesdre montrent cependant, localement, une schistosité de même type (voir fig.18). Elle s'exprime souvent par un clivage grossier dans les charnières des grands plis affectant les calcaires giveto-frasnien (Fourmarier, 1940).

Le Massif de la Vesdre est limité au sud par le Massif de Stavelot ou la Fenêtre de Theux. Classiquement, il a été limité au nord par la faille de Magnée-Soumagne-Soiron. Dans ce travail, nous proposons de changer cette limite nord et de la placer à la faille du Tunnel qui, dans notre

interprétation, constitue le charriage frontal du Massif de la Vesdre. En outre, nous proposons de subdiviser le Massif de la Vesdre en 5 unités limitées par des failles de chevauchement majeures (fig. 3) :

— L'Unité de Jalhay (unité 1 de la figure 3) expose un large synclinal ordovicien bordé au NW par une bande de Dévonien inférieur. La faille d'Eupen en constitue la limite méridionale. Les failles de Theux et de Gileppe sud en délimitent respectivement les frontières ouest et nord. La faille Gileppe sud (Fourmarier & Aderca, 1956, 1958; Graulich, 1960) est une faille de chevauchement à pente nord qui met en contact anormal des couches ordoviciennes sur la Formation d'Acoz du Dévonien inférieur. On la suit entre le lac de la Gileppe et Jehanster où elle est recoupée par la faille de Theux. Au niveau du lac de la Gileppe, cette faille présente un pendage de 22° vers le nord ;

— L'Unité de la Gileppe (unité 2 de la figure 3) est encadrée au nord par la faille d'Oe (Asselberghs, 1927) à inclinaison nord, et au sud, par la faille de la Helle à inclinaison sud. Ces deux failles se raccordent à l'est d'Eupen. La faille d'Oe est recoupée par la faille de Theux au sud de Pépinster et celle de la Helle par la faille d'Eupen au sud d'Eupen ;

— L'Unité de Goé (unité 3 de la figure 3) est une nappe limitée à sa base au sud par les failles d'Oe-Helle et au nord par une faille nommée suivant les tronçons, faille de Walthorn (Fourmarier, 1905; Fourmarier & Dubrul, 1958), faille de Renoupré (Coen-Aubert, 1970), faille de Haute-Folie (Hance *et al.*, 1989) et faille de Pépinster (Fourmarier, 1927, 1941, 1943). Une ondulation de la faille d'Oe y détermine la localisation de plusieurs petites fenêtres tectoniques à Membach, à Goé et à Stembert. Au droit de l'autoroute E42 Verviers-Saint-Vith, la faille de Haute-Folie circonscrit également une petite fenêtre (Hance *et al.*, 1989) (fig. 11). C'est encore le cas à l'ouest de Pépinster dans le vallon du ruisseau du Fond des Trois Bois. Dans la transversale de Pépinster, l'unité de Goé est tronquée à sa base par la faille de Theux. L'anticlinal d'Heusy et le synclinal de Goé-Limbourg en sont les éléments majeurs à l'est de Pépinster. L'anticlinal de Fraipont appartient à l'unité de Goé à l'ouest de Pépinster ;

— L'Unité de Forêt - Andrimont (unité 4 de la figure 3) est limitée par une faille à pente sud qui, selon les tronçons et d'ouest en est, est nommée faille de Magnée (Fourmarier, 1905) - faille de Soumagne (Graulich, 1963a) - faille du Corbeau (Fourmarier, 1904) et faille de Soiron. Cette faille est la limite septentrionale du Massif de la Vesdre selon les auteurs. La présence de fenêtres (Soiron et Olne) traduit une structure complexe avec l'existence de sous-unités limitées par des failles ondulantes (Fourmarier, 1928) ;

— L'Unité du Tunnel (unité 5 de la figure 3) constitue l'unité frontale du Massif de la Vesdre. Elle est comprise entre la faille précédente au sud et la faille du Tunnel (Fourmarier, 1910) au nord. La faille d'Ayeneux (Graulich, 1976) subdivise l'unité en deux termes distincts. Au nord, les couches plissées du Westphalien basal reposent par l'intermédiaire de la faille du Tunnel sur la partie supérieure du Westphalien exploité du Massif de Herve. Au sud, les couches du Namurien supérieur dessinent de nombreux petits plis dysharmoniques parmi lesquels émergent des structures anticlinales et synclinales plus importantes. Les archives minières montrent que la faille du Tunnel constitue la faille de charriage frontal du Massif de la Vesdre.

Le Massif de Herve n'est bien connu que par les travaux miniers. Humblet (1941), Chaudoir & Ancion (1950) et Chaudoir (1951), dans leurs travaux de synthèse, en ont décrit les caractéristiques générales. Dans le domaine géographique étudié, les couches à faible pendage Sud - SE définissent le flanc normal d'un grand pli ennoyé vers l'ouest, le Namurien supérieur affleurant à l'est de la feuille. Vers l'ouest, la structure s'approfondit et se complique par la présence de failles inverses importantes découpant l'unité en une série d'écaillés imbriquées.

Seule l'extrémité septentrionale de la Fenêtre de Theux affleure dans la zone étudiée. Au SE, les couches du Dévonien inférieur, moyen et supérieur s'enfoncent vers le nord, sous la faille de Theux. La zone au sud de Pépinster est une des régions tectoniques les plus discutées en Belgique comme en témoignent les nombreux travaux qui lui ont été consacrés (voir historique dans Michot, 1988). Les couches carbonifères au sud de Pépinster sont complètement retournées et dessinent un antiforme synclinal à coeur namurien dont le flanc sud est très faiblement incliné vers le sud (Delmer & Graulich, 1959, Coen *et al.*, 1982; Coen, 1989).

Le Synclinorium de Verviers est affecté par des failles transversales plus tardives. Elles décalent les plis, les failles longitudinales et les formations crétacées et superficielles comme l'ont montré Forir (1906), Graulich (1959, 1969) et Demoulin (1988). Elles sont parallèles au linéament appelé Verviers-Trier par Dvorak (1973), interprété comme une dislocation transversale profonde passant approximativement au droit de la ville de Verviers, et aux divers linéaments révélés par l'analyse de photos satellitaires (Vandenvin, 1977).

Tous les éléments du réseau de failles transversales sont orientés approximativement dans une direction NNW-SSE, parallèle à la direction des diaclases principales relevée dans toutes les formations. Ce n'est toutefois pas le cas dans le Houiller, au NW, où elles adoptent une orientation nord-sud puis NNE-SSW. Ces failles sont liées au système d'effondrement du graben du Rhin-Roermond. Elles semblent avoir démarré au Permien et ont été réactivées à différentes périodes du Mésozoïque et du Cénozoïque (Colbeau, 1977). Certaines étaient encore actives au cours du Quaternaire récent ou le sont encore aujourd'hui, comme en témoignent l'activité sismique d'octobre 1989 à avril 1990 et les caractéristiques du tremblement de terre de Malmédy, le 12 mai 1985 (Camelbeek, 1990; Bless *et al.*, 1991). Leur rejet est composite avec des composantes décrochantes (dans le Paléozoïque) et normales (dans tous les terrains). Certaines, dont le déplacement en extension a été appréciable, ont servi de caisse à des minéralisations plombo-zincifères (Dejonghe & Jans, 1983; Dejonghe *et al.*, 1993).

Le soulèvement du Massif de Stavelot au cours du Tertiaire a également modifié l'allure acquise à l'issue de l'orogénèse varisque. Ce mouvement ne s'est déclenché qu'après le Rupélien (Oligocène) dont les dépôts ont été reconnus sur le plateau des Hautes-Fagnes. L'étude détaillée du Crétacé supérieur a permis d'en estimer l'ampleur relative à environ 500 m (Gullentops, 1987; Bless *et al.*, 1990).

IV. — COUPES GEOLOGIQUES

Les coupes géologiques commentées ci-après sont localisées sur la carte structurale (fig. 8) et implantées de

manière à éviter tout accident transversal. Hormis la plus occidentale d'entre-elles, leur but est principalement d'illustrer la structure interne du Massif de la Vesdre.

D'après les observations répertoriées dans la littérature et nos propres observations, il apparaît que les principales failles de chevauchement sont hors-séquence, c'est à dire qu'elles tronquent des structures déjà plissées et faillées. Cette relation a été prise en compte pour obtenir un équilibre le plus cohérent possible des coupes proposées. Cet équilibre est toutefois relatif en raison :

- de l'absence de point de référence clair en position autochtone ;
- de la présence d'une schistosité localement bien développée qui traduit un raccourcissement ;
- des contrastes lithologiques qui induisent des dysharmonies de plissement importantes, les plis n'étant relativement isopaques que dans les niveaux les plus compétents, exempts de schistosité ;
- des modifications progressives des directions de transport au cours de la déformation.

1) Coupe Jalhay - Limbourg

C'est la coupe (fig. 9) la plus orientale et elle n'est contrainte que par les données de surface. Elle illustre les relations structurales entre les unités structurales de Jalhay, de la Gileppe, de Goé et de Forêt-Andrimont. Nous ne disposons suivant cet axe d'aucune information sur la structure des couches situées sous la faille de Theux.

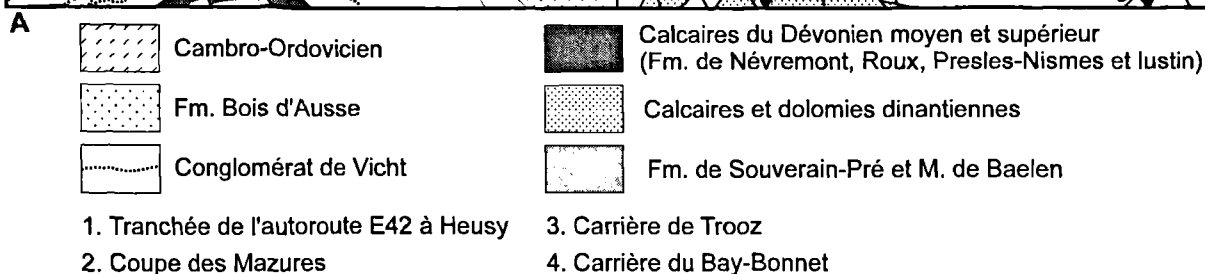
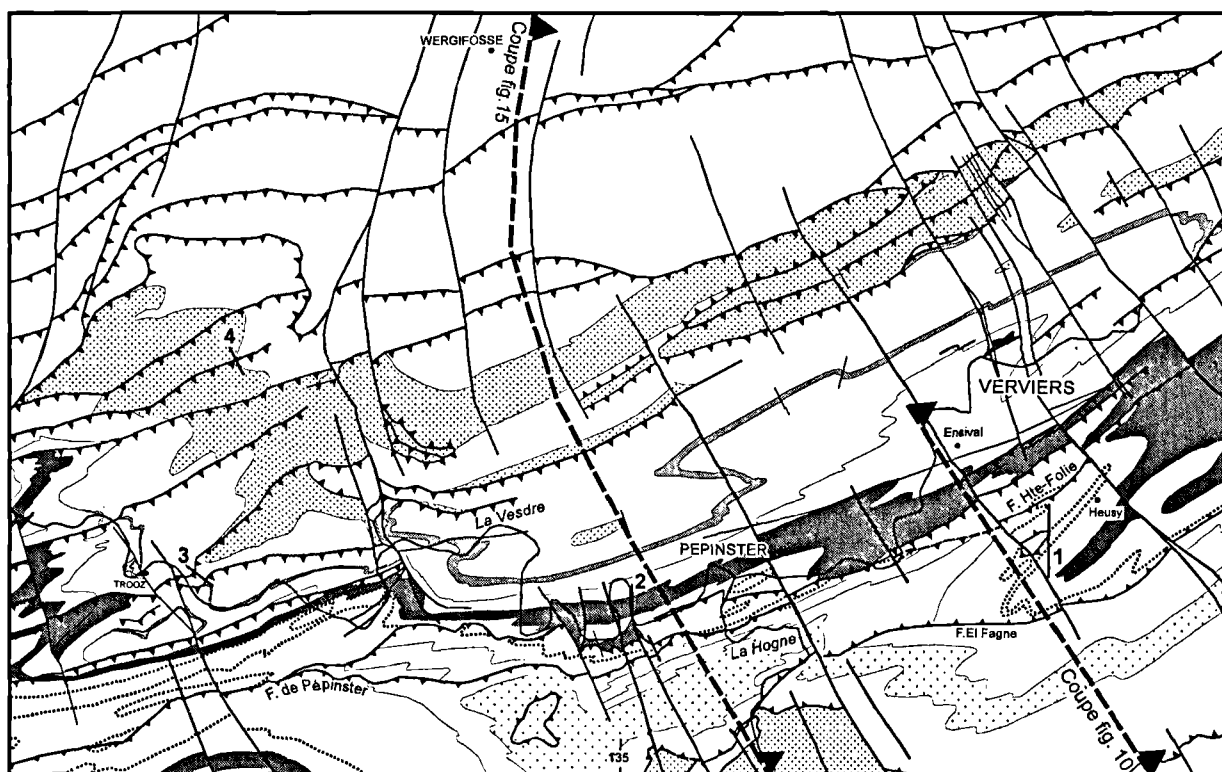
— *L'Unité de Goé, limitée à sa base par la faille d'Oe-Walhorn*

L'équilibre relatif et les relations déduites des levés conduisent à relier les failles d'Oe, au sud, et de Walhorn, au nord, qui limitent vers le bas une nappe dénommée "Unité de Goé" (unité 3, fig. 9). La structure majeure en est le synclinal de Goé dont le coeur est occupé par le Membre de Baelen (monticule micritique, Formation de Souverain-Pré). Il se singularise par sa forme en pli ouvert relativement symétrique. C'est le résultat de l'ennoyage car les observations montrent que l'ensemble forme vers l'est un pli de plus en plus déjeté vers le nord. En outre, on observe néanmoins une nette accentuation de la déformation vers le nord tandis qu'au sud les allures sont plus tranquilles.

Au droit de la coupe, la Formation de Pépinster constitue les deux lèvres de la faille d'Oe, laissant à penser que cette faille n'a qu'une importance mineure. Les contraintes latérales et l'équilibre de la coupe permettent toutefois d'en apprécier l'ampleur et de lui attribuer un rejet de l'ordre de 1000 m. À l'ouest et à l'est de la coupe, la faille de Walhorn est bien repérée par le contact anormal d'unités stratigraphiques bien distinctes. La partie septentrionale de l'Unité de Goé se singularise par des tronçons de failles qui se relaient. Ces failles impliquent toutes des couches péliques du Frasnien supérieur et du Famennien. Ce sont des satellites de la faille de Walhorn. Le rejet frontal de l'Unité de Goé est donc le rejet cumulé de ce réseau de failles.

— *L'Unité de La Gileppe et l'Unité de Forêt-Andrimont*

Au sud de la faille d'Oe, la bande occupée par le Dévonien inférieur et appartenant à l'Unité de la Gileppe (unité 2, fig. 9) a une largeur de 2 km. Elle est constituée par



des couches à large dominante pélitique (Formations de Marteau et d'Acoz) entre lesquelles s'individualise la Formation du Bois d'Ausse (gréso-quartzitique). Au sud, les couches décrivent de larges ondulations qui passent vers le nord à des plis en chaise déjetés vers le nord. Le raccord de l'unité de la Gileppe (unité 2, fig. 9) à celle de Forêt-Andrimont s'opère sous l'Unité de Goé (unité 3, fig. 9). Il est nécessaire de passer progressivement des plis déjetés de la partie nord de l'Unité de la Gileppe aux dressants renversés et faillés qui affleurent au nord de la faille de Walhorn. Ce passage s'opère vraisemblablement par un anticlinal majeur. Un synclinal déversé à coeur de dolomies tournaisiennes et viséennes lui fait suite au nord.

— L'Unité de Jalhay

Elle expose au sud de la faille Gileppe Sud le synclinal ordovicien de Jalhay, recouvert en discordance par les couches du Dévonien inférieur (unité 1, fig. 9). Les formations de Marteau, du Bois d'Ausse et d'Acoz ont été reconnues à l'affleurement avec des allures conformes à celles observées au même niveau relatif à l'ouest de la Gileppe. Les failles pincées entre la faille de Theux et la faille de Gileppe Sud dans la pointe nord de l'unité ont été déduites de l'équilibrage de la coupe. Les relations cartographiques latérales montrent que la faille Gileppe Sud est recoupée par la faille de Theux à Jehanster (voir fig. 8).

2) Coupe Polleur- Ensival

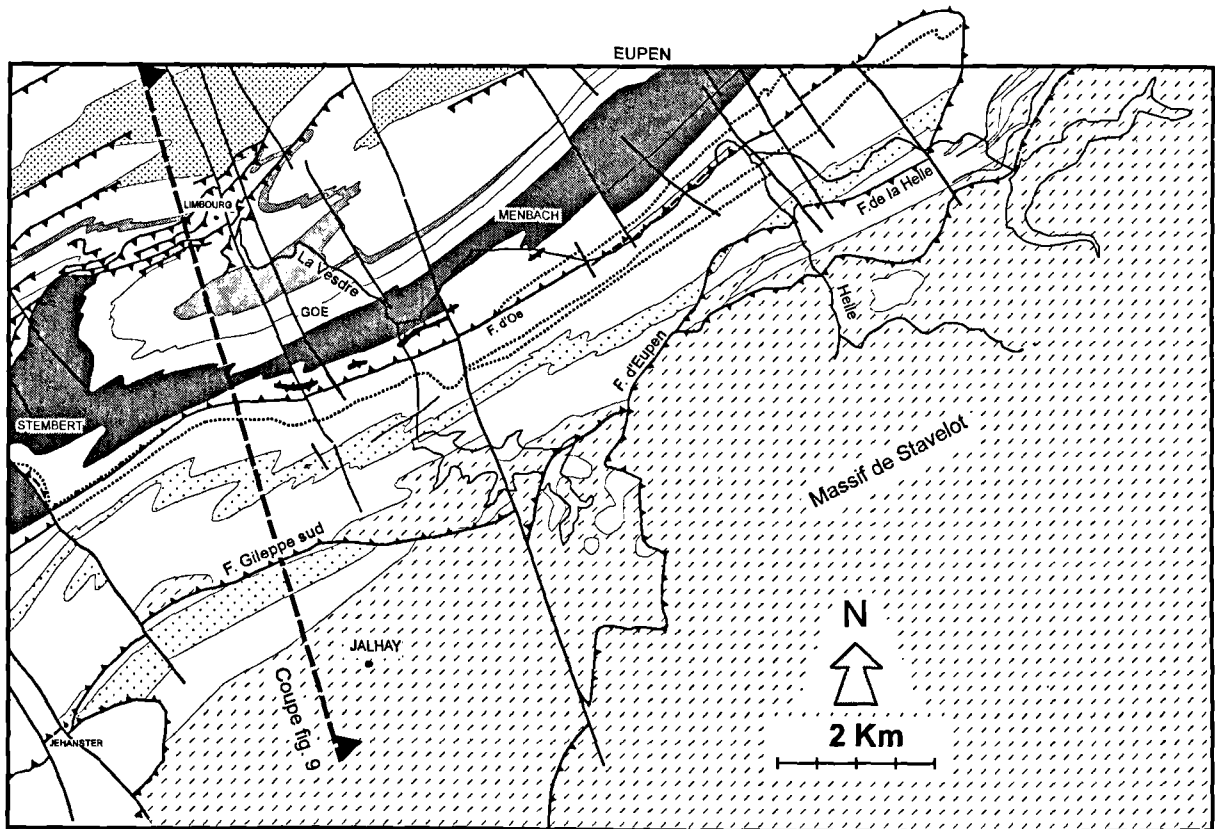
Au sud de Verviers, les données géologiques obtenues par la construction de l'autoroute E42 Verviers-Saint-Vith, complétées par celles de sondages profonds et d'une prospection sismique (fig. 10), fournissent les contraintes principales pour l'élaboration d'une coupe détaillée de la partie méridionale du Massif de la Vesdre. Cette coupe illustre l'empilement de 3 unités structurales, de haut en bas :

— L'Unité de Goé limitée à sa base par la faille d'Oe-Haute-Folie

Les structures majeures en sont le synclinal de Goé (unité 3, fig. 10), dont le coeur est occupé par la Formation de Pépinster et l'anticlinal d'Heusy qui lui fait suite au nord, à coeur de Dévonien inférieur. Du sud vers le nord, on assiste au renversement du flanc nord de l'anticlinal d'Heusy. Les plis ont un faible ennoyage vers l'est.

— L'Unité de la Gileppe et l'Unité de Forêt-Andrimont qui en est le prolongement par dessous l'Unité de Goé

Les allures relativement tranquilles observées dans le Dévonien inférieur au sud doivent se raccorder à la série en dressants renversés qui affleure au nord de l'Unité de Goé (unité 2, fig. 10). On est donc amené à dessiner un



B

Fig. 8. — Carte géologique simplifiée du Synclinorium de Verviers entre Prayon et Eupen. A. Carte 135 Fléron-Verviers (IGN 42/6-7). - B. Carte 136 Limbourg-Eupen (IGN 43/5-6).

Fig. 8. — Simplified geological map of the Verviers Synclinorium between Prayon and Eupen. A. Map 135 Fléron-Verviers (IGN 42/6-7). - B. Map 136 Limbourg-Eupen (IGN 43/5-6).

anticlinal, pratiquement au droit de celui d'Heusy. Un synclinal affecté par des plis secondaires et faillé lui fait suite au nord (unité 4, fig. 10). Les données de l'autoroute E42 à Heusy (fig. 11) sont capitales pour établir le raccord sous l'Unité de Goé.

— L'unité parautochtone sous la faille de Theux

La partie supérieure de la série dévonienne en plateaux (Formations de Dolhain et d'Evieux-Montfort), repérée lors de l'étude des fondations du viaduc de Polleur sur l'autoroute E42 dans la Fenêtre de Theux (Graulich, 1979b), a également été recoupée par les sondages de Fays et de Jonkeu (fig. 12). La faille qui provoque la répétition de la série dévono-carbonifère dans le sondage de Jonkeu est importante. Nous la désignons sous le nom de faille de Jonkeu. Sa connection directe avec un accident connu en surface n'est cependant pas établie. La comparaison avec la coupe de Theux-Wergifosse nous incite toutefois à y voir le prolongement de la faille d'Oneux (Fourmarier, 1901; fig. 15). Un raccord entre les sondages de Jonkeu et d'Ensival distants de 3,7 km est suggérée comme hypothèse de travail. Comme c'est le cas dans la transversale de Theux-Wergifosse, la série dinantienne (Gr. de Bilstain, Gr. de Bay-Bonnet, Gr. de Jusleville) doit décrire un anticlinal déversé dont le flanc inverse est étiré par des cisaillements à pente nord qui se raccordent pour former la faille de Jusleville. Dans cette hypothèse, la faille de Jusleville

doit s'amortir rapidement en profondeur, ce que semble confirmer le profil sismique.

Un rejet de l'ordre de 900 m a été affecté à la faille d'Oe-Haute-Folie dans cette transversale. En plus des contraintes géométriques, cette valeur est bien nécessaire pour répercuter les changements de faciès importants observés dans la série éodévonienne. Ces changements apparaissent de façon plus évidente en déplaçant l'Unité de Goé de 900 m vers le sud de manière à annuler le jeu de la faille d'Oe-Haute-Folie. Du nord au sud, les Formations de Solière et de Nonceveux disparaissent progressivement au profit de la Formation d'Acoz. Ce passage s'opère également vers l'est, au méridien de Stembert (Hance *et al.*, 1992).

a) La tranchée de l'autoroute E42 à Heusy - Synthèse des données

Cette coupe a fait l'objet d'une description détaillée par Hance *et al.* (1989). Nous ne reprendrons ici que les éléments essentiels en mettant l'accent sur les traits structuraux majeurs (fig. 11).

Les observations effectuées dans la tranchée, d'une longueur de plus de 800 m et profonde localement de plus de 25 m, ont été complétées par les données de forages de reconnaissance. Malgré l'aspect broussailleux des talus dans certaines zones, il n'y a pratiquement aucun hiatus

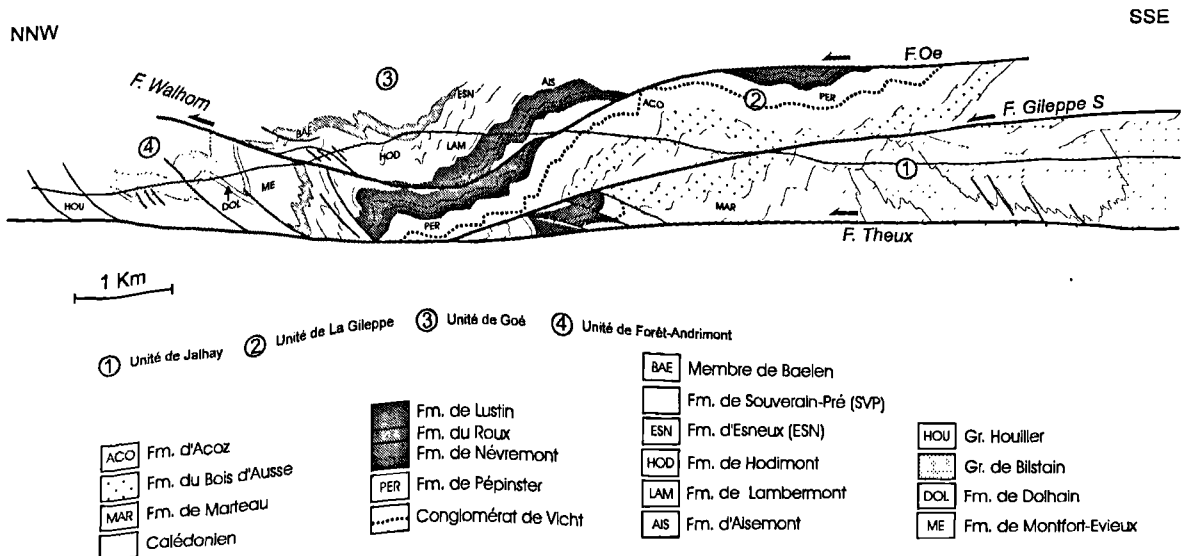


Fig. 9. — Coupe de Jalhay-Limbourg.
Fig. 9. — Jalhay-Limbourg cross-section.

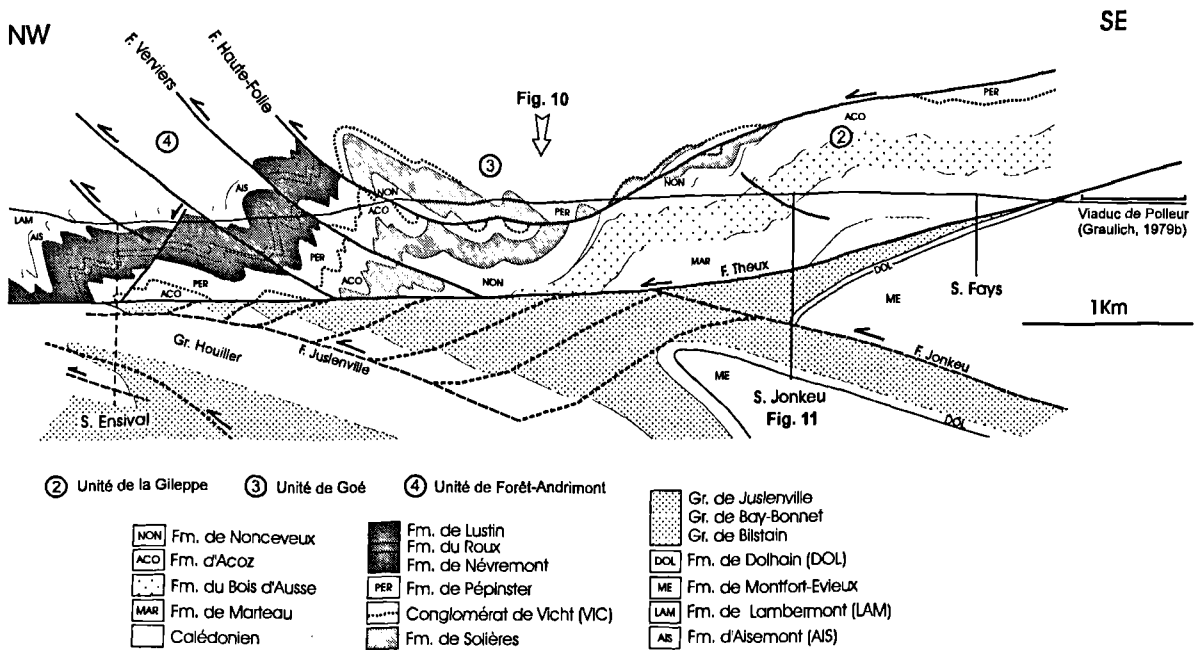


Fig. 10. — Coupe de Polleur-Ensival.
Fig. 10. — Polleur-Ensival cross-section.

d'observation. Les principaux termes lithologiques des faciès terrigènes ont été rencontrés dans une succession où alternent des niveaux de compétence très différente. La coupe se localise au voisinage de la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen qui débute par le Conglomérat de Vicht. A ce niveau, les datations palynologiques de P. Steemans ont permis de mettre en évidence une lacune stratigraphique qui affecte la partie supérieure du Praguien, l'Emsien, l'Eifelien et la partie inférieure du Givetien (Hance *et al.*, 1989; Hance *et al.*, 1992).

D'un point de vue structural, la tranchée recoupe en plusieurs points la faille de Haute-Folie qui délimite à sa base l'Unité de Goé et qui a pu être raccordée, vers l'ouest, à la faille de Pépinster, et vers l'est, à la faille de Walhorn. Dans la tranchée, cette faille présente de larges ondulations qui circonscrivent localement une fenêtre. Elle tronque les plis de façon évidente, tant au mur qu'au toit et est donc hors-séquence. Les deux unités en contact ayant, dans le tronçon dégagé par la tranchée, une composition globalement équivalente, le rejet paraît localement décarné. Il n'en est rien et les contraintes

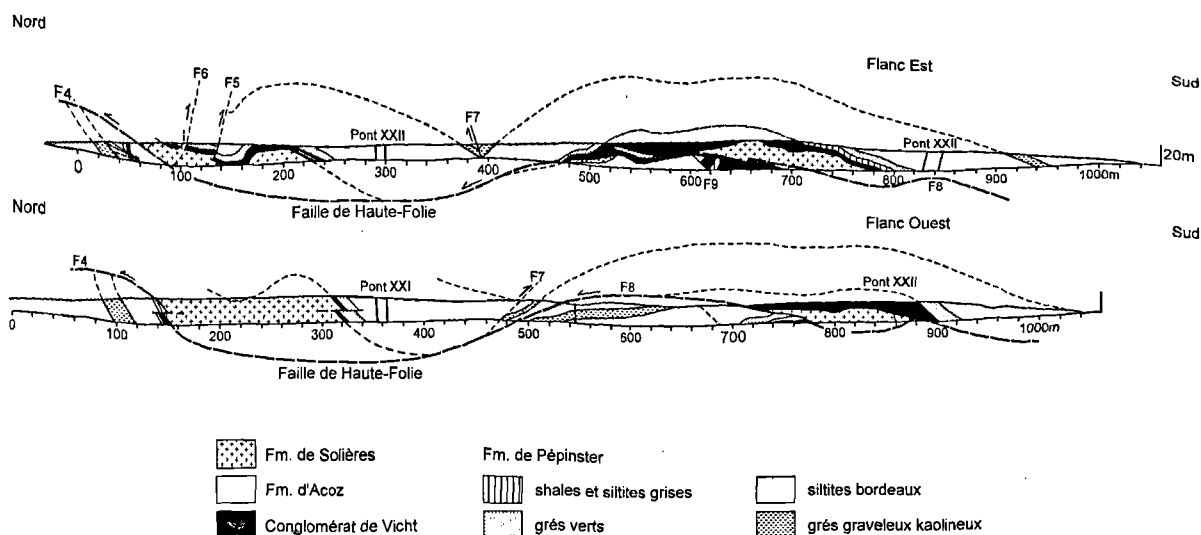


Fig. 11. — Coupe de l'autoroute E42 Verviers - Saint-Vith à Heusy (d'après Hance *et al.*, 1989). Un contexte plus général de cette coupe est donné à la figure 10. Localisation, voir figure 8A.

Fig. 11. — Roadcut of the motorway E42 Verviers - Saint-Vith near Heusy (after Hance *et al.*, 1989). The regional geological context is given in figure 10. Location, see figure 8A.

géométriques de la coupe imposent un rejet minimum de 750 m, qui est la distance comprise entre l'affleurement septentrional de la faille de Haute-Folie et le pont XXII, au droit duquel affleure encore le Conglomérat de Vicht sous la faille. Cette importance est confirmée par la présence de deux formations différentes sous le Conglomérat de Vicht, de part et d'autre de la faille de Haute-Folie. Il s'agit dans l'Unité de Goé, de la Formation de Solières et dans l'unité inférieure, de la Formation d'Acoz. Au front de l'Unité de Goé, les plis sont déversés vers le nord, tandis que vers le sud les allures sont beaucoup plus tranquilles, subparallèles à la faille de chevauchement. Dans l'Unité de Forêt-Andrimont, le déversement des plis s'accroît vers le nord, ce qui se traduit par le renversement des couches à l'extrémité septentrionale de la tranchée, avec cisaillement du dressant constitué par le Conglomérat de Vicht.

b) Les données de sondage

Trois sondages (Fays, Jonkeu, Ensival-Lambermont) ont recoupé la faille de Theux et constituent des éléments clés de la coupe.

1°) Le sondage de Fays (Graulich, 1979a,b; Boonen & Van Steenwinckel, 1980)

Ce sondage a été implanté dans le Massif de la Vesdre, à 400 m environ au nord de l'affleurement de la faille de Theux et a atteint une profondeur de 349,65 m. Il débute dans les couches de la Formation de Marteau qui inclinent de 30 à 10° vers le nord avec une schistosité de 60° vers le sud. La faille de Theux a été recoupée entre 122,60 et 126,65 m. Sous la faille de Theux, le sondage a traversé une série inclinant de 5 à 15° vers le nord et composée comme suit :

De 126,65 à 141,85 : Formation des Dolomies de la Vesdre (Groupe de Bilstain) (ou dolomitisation par la faille de Theux).

De 141,85 à 149,50 : Formation de Landelies (Groupe de Bilstain) localement dolomitisée.

De 149,50 à 155,30 : Formation de Pont d'Arcole (Groupe de Bilstain).

De 155,30 à 166,05 : Formation d'Hastière (Groupe de Bilstain).

De 155,30 à 189,20 : Formation de Dolhain.

De 189,20 à 349,65 : Formations d'Evieux et de Montfort.

2°) Le sondage de Jonkeu

Le sondage de Jonkeu (fig. 12) a été exécuté à l'initiative du Service géologique de Belgique, sur l'axe du profil sismique L2 (fig. 2), afin de calibrer le profil sismique et de mieux comprendre la structure des massifs séparés par la faille de Theux. Quelques informations relatives au Dévonien inférieur sont dues à Steemans (1989) et Hance *et al.* (1989). La série éodévonnaise et la série dévono-carbonifère en contact par la faille de Theux ont été décrites en détail, respectivement par Vandeven et Graulich (inédit).

La faille de Theux a été recoupée par le sondage à une profondeur de 413 m. Elle met en contact les couches du Dévonien inférieur (Formations du Bois d'Ausse et de Marteau) avec une série dolomitique carbonifère, traversée sur plus de 550 m. L'interprétation de cette série dolomitique a très longtemps posé problème par manque de repères lithologiques. La comparaison avec les données d'affleurement permet aujourd'hui de proposer une coupe du sondage qui rend bien compte des allures générales observées sur le profil sismique L2.

Le massif sus-jacent à la faille de Theux appartient à une plateaux à pendage nord, affectée par des plis en chaise. Les dressants ne sont renversés que très localement. Deux failles d'importance relativement mineure affectent la partie supérieure de la coupe. Ces failles, qui ne sont séparées que d'une vingtaine de mètres, ont été confondues sur les documents plus synthétiques.

Sous la faille de Theux, la série essentiellement dolomitique correspondant au Groupe de Bilstain (Formation d'Hastière, Formation de Pont d'Arcole,

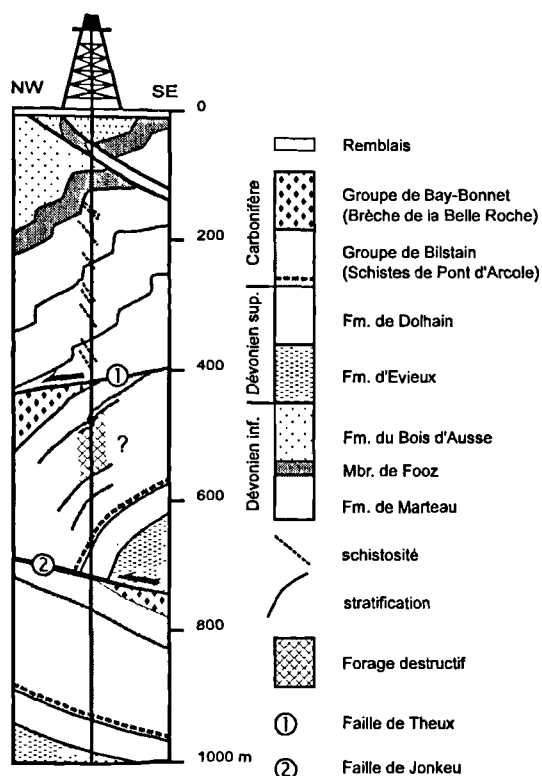


Fig. 12. — Coupe géologique du sondage de Jonkeu (d'après les descriptions de Graulich et Vandenvén, inédit).

Fig. 12. — Cross-section of the Jonkeu borehole (after descriptions of Graulich & Vandenvén, unpublished).

Formation de Landelies et Formation des Dolomies de la Vesdre) est redoublée par une faille traversée vers 714 m, dénommée ici faille de Jonkeu. Faute de données biostratigraphiques précises, cette interprétation repose essentiellement sur la reconnaissance des Schistes de Pont d'Arcole qui constituent un bon repère lithostratigraphique. D'après la coupe du sondage, la série comprise entre la Formation de Dolhain et le Groupe de Bay-Bonnet aurait une épaisseur de l'ordre de 200 m, compatible avec les données d'affleurement. Entre la faille de Jonkeu et la faille de Theux, les couches ont été dessinées avec un pendage nord, de façon à les raccorder avec les affleurements de la Fenêtre de Theux, à l'endroit du viaduc de Polleur (Graulich, 1979b). Sous la faille de Jonkeu, la plateaux sud est déduite de l'interprétation du profil sismique. Aucune valeur de schistosité n'a pu être relevée sous la faille de Theux.

3°/ Le sondage d'Ensival - Lambermont (Graulich & Vandenvén, 1973; Coen-Aubert, 1974)

La faille de Theux a été recoupée à la profondeur de 448 m. Elle met en contact une série supérieure constituée des Formations de Lambermont à Pépinster (polarité normale, dessinant un pli en chaise) et une série inférieure plissée et faillée, composée des Formations de Lives, Seilles (Groupe de Jusleville) et du Groupe Houiller. Graulich & Vandenvén (1973) y voient, comme aux sondages de Pépinster, la superposition entre un ensemble à polarité inverse (Viséen et Namurien) et un ensemble à polarité normale par l'intermédiaire de la faille de Jusleville à 520,30 m.

b) Les données sismiques

Cinq profils de sismique réflexion couvrent la région comprise entre Liège et Verviers (Dejonghe, Graulich & Hance, 1989). Les profils L2 (fig. 13), L3 et L4 sont transverses à la direction générale des couches (et des axes de plis) et parallèles à la direction générale du raccourcissement et renferment une information géologique plus riche. Seuls le profil L3 et une partie du profil L4 sont interprétés par Dejonghe *et al.* (*op. cit.*) qui traitent également des aspects techniques. Le profil L2, qui s'étend sur environ 7 km entre Sart et Verviers, se confond avec celui de la coupe Ensival-Polleur et nous intéresse plus particulièrement. Ce profil recoupe la partie NE de la Fenêtre de Theux et suit à peu de chose près le tracé de l'autoroute E42 Verviers-Saint-Vith. Les sondages de Fays et de Jonkeu implantés à peu de distance du tracé du profil sismique L2 ont recoupé la faille de Theux. Au sud de celle-ci, les données du viaduc de Polleur (Graulich, 1979b) donnent des contraintes supplémentaires précises. L'interprétation de la partie superficielle du profil est dès lors relativement aisée, bien que le niveau de référence des temps soit à la cote + 150, soit 150 à 200 m sous la surface topographique.

Le réflecteur ① très net au nord du sondage de Jonkeu, entre 0,2 std et 0,3 std, peut être attribué à la faille de Theux. Dans cette hypothèse, les réflecteurs ② et ③ correspondraient respectivement à la faille de Jusleville et au toit des calcaires viséens. Le doublet de réflecteurs ④, très net dans la partie sud du profil entre 0,48 et 0,7 std, peut être prolongé jusqu'au nord du sondage de Jonkeu où il serait recoupé par la faille de Theux. Nous l'attribuons à une faille de chevauchement importante, recoupée dans le sondage de Jonkeu avec répétition de la série dévono-carbonifère.

D'autres réflecteurs moins nets traduisent des contacts lithologiques. Pour les réflecteurs ⑤ et ⑥, il s'agirait respectivement du toit des grès fameniens et de celui des calcaires frasniens. Nous situons ce dernier à environ 0,44 std sous le sondage de Jonkeu. Dans la partie nord du profil, au-dessus de 0,3 std, la ligne ⑦ à faible inclinaison vers le nord, sépare un faciès supérieur à nombreux réflecteurs courts et nets d'un faciès inférieur à très faible densité de réflecteurs. C'est le contact entre la Formation du Bois d'Ausse à dominante grés-quartzitique nette et la Formation de Marteau, nettement plus pélitique. Une zone pauvre en réflecteurs surmonte le doublet ④ dans la partie sud du profil. Son toit se situe entre 0,25 std et 0,32 std. Elle est attribuée à des formations cambro-ordoviciennes. La ligne notée ⑧ dans la partie inférieure du profil est le toit approximatif d'une zone plus riche en réflecteurs.

Le pli déversé à flanc inverse étiré visible sous la faille de Jusleville dans la coupe la plus occidentale n'a pas été repéré. Tout au plus assiste-t-on à un relèvement des allures au nord du sondage de Jonkeu. C'est bien dans cette zone que devrait se placer cette structure majeure de la Fenêtre de Theux. Sur la base des faciès sismiques, l'interprétation du profil L2 nous incite à prolonger loin vers le sud, sous la faille de chevauchement ④, la plateaux formée par les dolomies du Groupe de Bilstain et traversée par le sondage de Jonkeu. Le rejet de la faille de chevauchement ④, déduit de l'interprétation sismique, serait de l'ordre de 2,8 km. Le réflecteur correspondant a également été repéré sur le profil L1 (fig. 14), orienté NE-SW et qui croise le profil L2 dans la Fenêtre de Theux. Il y est subhorizontal sur près de 4 km à l'est du profil L2 et vers 0,35 std.

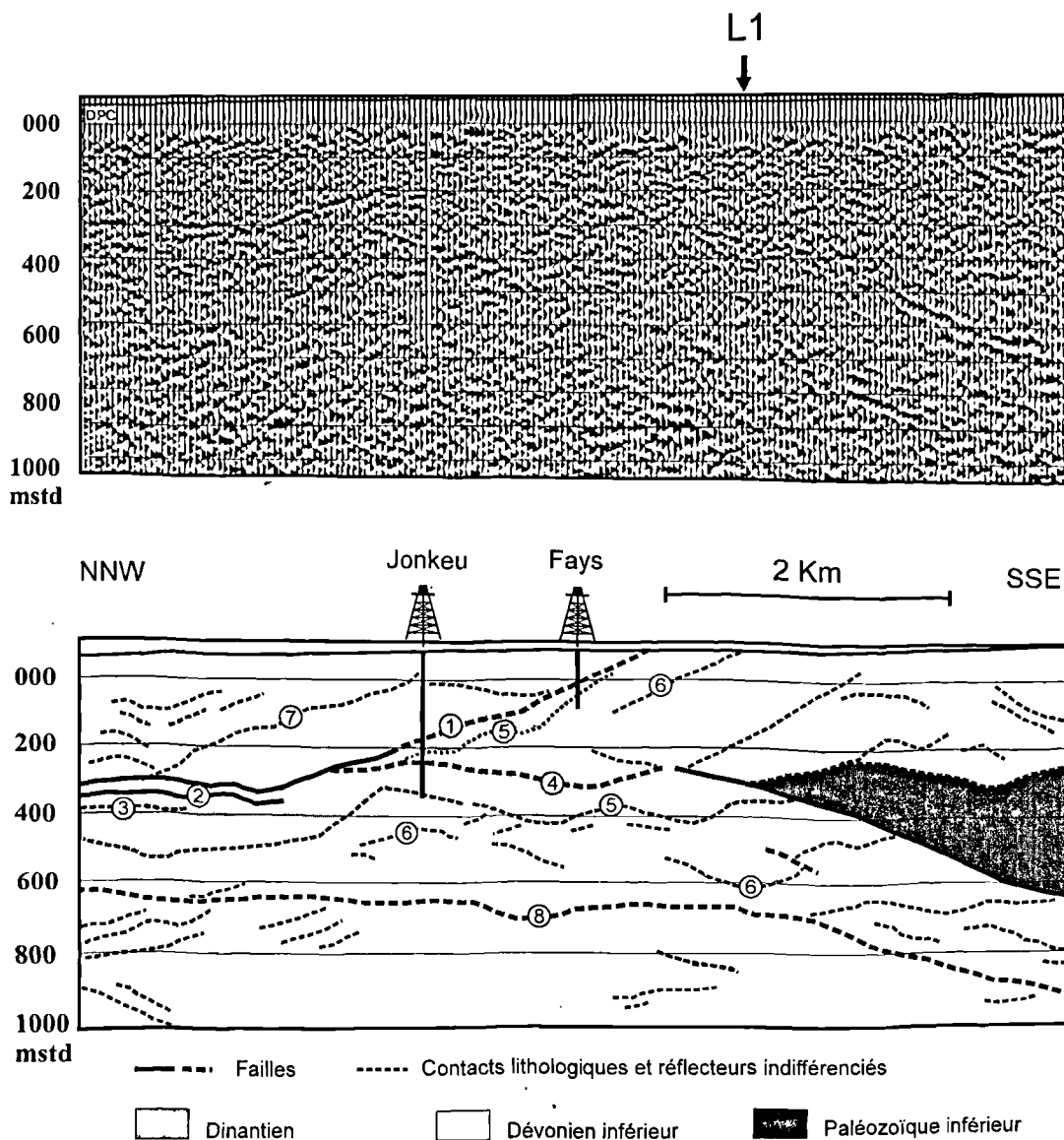


Fig. 13. — A. Profil sismique L2. - B. Interprétation du profil sismique L2. 1. Faille de Theux; 2. Faille de Jusleville; 3. Toit des calcaires dinantiens; 4. Faille de Jonkeu; 5. Toit des grès fameniens; 6. Toit des calcaires du Dévonien moyen et supérieur; 7. Base de la Formation du Bois d'Ausse; 8. Toit d'une zone à forts réflecteurs.

Fig. 13. — A. L2 seismic profile. - B. Interpretation of the L2 profile. 1. Theux fault; 2. Jusleville fault; 3. Top of the Dinantian limestones; 4. Jonkeu fault; 5. Top of the Famennian sandstones; 6. Top of the Upper-Middle Devonian; 7. Bottom of the Bois d'Ausse Formation; 8. Top of a zone with strong reflectors.

3) Coupe Theux-Wergifosse

Cette coupe (fig. 15) est contrainte par les données de surface, les sondages profonds de Soumagne (2528,28 m), de Soiron (2000 m), de Pépinster 2 (1005,51 m), de Pépinster 1 (1004 m) et de Jusleville (584,90 m), les données minières (puits des Halles et des Xhawirs, charbonnages de Herve-Wergifosse, travers-banc sud à -525 m et sondages intérieurs), et le profil sismique L3 (Dejonghe *et al.*, 1989). Pour faciliter la lecture, seuls ont été représentés les ensembles compétents, le conglomérat de Vicht, et deux horizons repères dans le Westphalien (Beujardin - Bouxharmont et Stenaye). La structure sous-jacente à l'ensemble Tournaisien-Viséen de la partie inférieure de la coupe n'a pas été figurée car son

interprétation dépasse le cadre de ce travail. Signalons tout de même que ces niveaux sont marqués par l'absence des formations du Dévonien moyen et la réduction drastique d'épaisseur du Frasnie calcaire reposant sur la Formation d'Acoz dans le sondage de Soumagne (voir 3.2). Le sondage de Soumagne a été représenté avec l'inclinaison qu'il a dans l'axe de la coupe.

Deux accidents majeurs, la faille de Theux au sud, à faible pente vers le nord, et la faille du Tunnel au nord, à faible pente vers le sud définissent une vaste nappe. C'est le Massif de la Vesdre, amendé ici en ce qui concerne sa limite nord (comme Hollmann & Walter, 1995). Au sein de cette nappe on distingue les unités suivantes, du sud vers le nord;

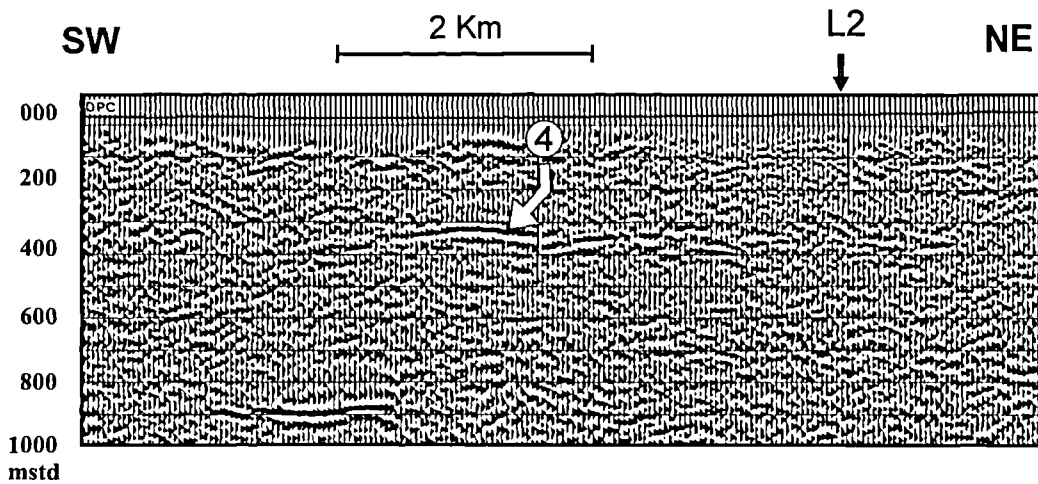


Fig. 14. — Profil sismique L1 avec indication du point d'intersection avec le profil sismique L2. Le réflecteur 4 correspond au réflecteur 4 - Faille de Jonkeu - du profil L2.

Fig. 14. — L1 seismic profile. Intersection point with L2 seismic profile is indicated. Reflector 4 is equivalent to reflector 4 (Jonkeu fault) of L2 seismic profile.

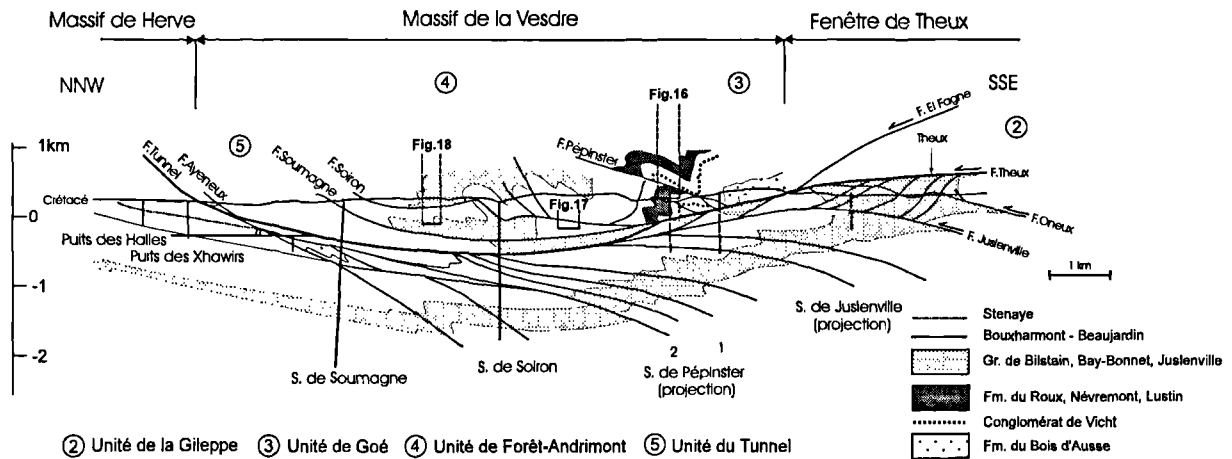


Fig. 15. — Coupe de Theux-Wergifosse.

Fig. 15. — Theux-Wergifosse cross-section.

— L'Unité de Goé limitée par la faille de Pépinster

Seule subsiste la partie frontale de cette unité. La faille de Goé étant recoupée par la faille de Theux au sud de Pépinster (fig. 8), il faut admettre que la partie basale de cette unité est tronquée par la faille de Theux au niveau de la coupe (unité 3, fig. 15). L'unité est caractérisée par l'anticlinal dévonien inférieur de Fraipont (équivalent de celui d'Heusy sur les coupes précédentes).

— L'Unité de Forêt-Andrimont limitée au nord par la faille de Soumagne

La présence de fenêtres relativement importantes en surface (Soiron, Olne) traduisent la complexité de cette unité (unité 4, fig. 15). Ces fenêtres s'ouvrent au sein d'un grand anticlinal à coeur famennien et sont limitées par une faille plissée nommée faille de Soiron, à pente sud, au sud (Fourmarier, 1904) et faille d'Henrister, à pente nord, au

nord (Forir, 1898). Leurs structures internes sont bien visibles dans diverses anciennes carrières à l'est de l'axe de la coupe. La faille de Soiron a été traversée par le sondage de Soiron, sous 271,20 m de couches famenniennes formant le flanc nord du petit synclinal au sud. On se situe dans le prolongement de la Fenêtre de Soiron qui montre ici un ensemble formé de couches des formations de Seilles, Lives (Groupe de Jusleville) et Moha (Groupe de Bay-Bonnet) plissées en un couple synclinal - anticlinal, dissymétrique et fortement déversé vers le nord. La faille de Soiron cisaille le flanc inverse du synclinal. Cette faille de Soiron subdivise l'unité en deux sous-unités comme l'a montré Fourmarier (1928) (fig. 3 et fig. 8). Son rejet est de l'ordre de 1000 m au niveau des fenêtres. Ce rejet va en diminuant vers le sud car on n'observe aucune trace d'un tel déplacement dans la bande calcaire giveto-frasnienne sous la faille de Pépinster qui n'est affectée que d'accidents de moindre importance. Nous avons opté de répartir le rejet constaté au nord entre ces diverses failles de

chevauchement. L'existence d'une faille longitudinale qui abaisse le panneau nord au nord de la faille de Pépinster peut, de plus, constituer un indice de l'existence d'une zone de décollement importante au sein des schistes frasnien-famenniens, ce que semblent indiquer les tracés cartographiques. La structure entre la faille de Soiron et la faille basale de l'unité charriée a été déduite des relations cartographiques latérales et de l'équilibrage.

Un rejet de l'ordre de 1500 m a été attribué à la faille de Soumagne, différente dans la coupe de la faille de Soiron. A l'est les deux failles se confondent ou l'une (faille de Soumagne) tronque l'autre.

— *L'Unité du Tunnel limitée au nord par la faille du Tunnel*

Elle est découpée en deux par la faille d'Ayeneux (unité 5, fig. 15). Au sud, s'étale le Namurien supérieur (Marsdenien-Yeadonien) dessinant des plis dysharmoniques parmi lesquels émerge le couple anticlinal-synclinal recoupé par le sondage de Soumagne. Au nord, la veine Beaujardin-Bouxharmont marque le dressant d'un pli.

Un rejet de l'ordre de 3000 m peut être attribué à la faille du Tunnel.

— *Le Massif de Herve.*

La coupe illustre les particularités de la partie centrale de l'unité sur la feuille. La régularité des plateaux est interrompue par des petits plis secondaires aigus, dissymétriques, déversés vers le nord et faillés (flanc court vertical à retourné). Il n'y a pas de schistosité.

— *La Fenêtre de Theux*

Les couches dessinent un antiforme synclinal à coeur houiller complexe suivi par des couches viséennes et tournaisiennes en position renversée jusqu'à Theux où a lieu le retournement des couches (Coen *et al.*, 1982, Coen, 1989). L'analyse stratigraphique relativement détaillée de ces auteurs permet d'expliquer la grande ampleur de ce flanc retourné par la présence de failles longitudinales, parallèles à la faille de Theux, à pente nord, dont l'effet est d'abaisser les panneaux nords. Cet ensemble faiblement incliné, hormis localement, est limité vers le bas par la faille de Jusleville (Fourmarier, 1901 sensu Graulich, 1963a,b) dont l'effet est de superposer les unités renversées aux unités normales. Cette unité renversée peut être suivie jusqu'au sondage de Soiron où la faille de Jusleville se confond avec la faille basale de l'unité charriée.

Au sud de Theux, la faille d'Oneux (Fourmarier, 1901), plissée, marque le contact entre ces couches retournées et les structures méridionales de la fenêtre dessinant des plis réguliers.

— *La jonction entre le Massif de Herve et la Fenêtre de Theux sous la nappe charriée du Massif de la Vesdre*

Les sondages et le profil sismique montrent que la partie inférieure de cette unité est caractérisée par des couches inclinant faiblement vers le sud et organisées en écaillés imbriqués. Cette structure est similaire à celle rencontrée dans le Massif de Herve vers l'ouest. La jonction entre cette structure et celles de la fenêtre a été rencontrée au sondage de Jusleville. La partie supérieure de l'unité, telle qu'elle est révélée par les relations entre les sondages de Soumagne et de Soiron et le gisement charbonnier exploité nous oblige, pour équilibrer la coupe, à structurer l'ensemble par des

failles qui tronquent les plis (présence d'une lame de Westphalien en plateaux au sondage de Soiron coincée entre deux niveaux namuriens entre 1232,7 et 1260,35 m; présence de couches supérieures du gisement exploité en plateaux entre du Namurien supérieur et la veine Bouxharmont-Beaujardin au sondage de Soumagne entre 610,35 et 719,50 m). L'équilibrage de cet ensemble a été réalisé à l'aide des principaux horizons à goniatites du Namurien repérés dans les sondages de Soiron, Soumagne, Pépinster 1 et 2 et dans la Fenêtre de Theux.

a) *Les données de terrain*

Après avoir étudié les coupes à l'échelle plurikilométrique, on s'intéressera à trois exemples significatifs des structures rencontrées dans les divers niveaux stratigraphiques. Ce sont du sud-est au nord-ouest, la coupe du promontoire des Mazures, située le long de la Vesdre à environ 1,5 km à l'ouest de Pépinster, la coupe de la carrière de Trooz, située le long de la Vesdre à l'est de Trooz et la coupe de la carrière du Bay-Bonnet, située entre Trooz et Fléron. Elles sont toutes situées dans l'Unité de Forêt-Andrimont.

1) *La coupe des Mazures*

Un promontoire rocheux (A et B, fig.16; loc. pt. 2, fig. 8) isolé au coeur d'un méandre de la Vesdre expose une série plissée et faillée constituée par les Formations de Pépinster, de Névremont, du Roux et de Lustin (Dévonien moyen et sup.). Un premier anticlinal à flanc nord vertical, voire légèrement déversé, à coeur constitué par des lithologies pélitiques de la Formation de Pépinster, est bordé par des couches calcaires de la Formation de Névremont. Cet ensemble constitue le soubassement de la tour des Mazures. Y fait suite au nord un second anticlinal nettement plus déversé et formé par les couches principalement carbonatées des Formations du Roux et de Lustin. Il est encadré par deux chevauchements qui escamotent les plis synclinaux.

Dans un cadre plus régional, la coupe qui en résulte (A, fig. 16), exprime le déversement croissant des plis successifs accompagnés pour chacun d'eux d'une inflexion de leur surface axiale, plus marquée en périphérie que dans le coeur du pli, jusqu'à la rupture du pli par faille de chevauchement. L'ensemble de ces plis est structuré par l'unité carbonatée compétente au-dessus d'une surface de décollement formée dans les horizons moins compétents des séries pélitiques des Formations d'Acoz et de Pépinster.

2) *La carrière de Trooz*

La carrière illustre l'intense dysharmonie des plis dans les couches principalement grésoschisteuses et dolomitiques des Formations de Montfort, d'Evieux et de Dolhain (Famennien sup.) au coeur du synclinal de Trooz (A et B, fig.17; loc. pt. 3, fig. 8). Ce dernier est affecté par deux chevauchements hors-séquence importants : l'un, au nord, rompt le flanc normal à hauteur des premiers horizons calcaires de la Formation de Dolhain ; l'autre, au sud, cisaille les dressants en amenant la Formation de Souverain-Pré sur celle d'Evieux. Le rejet total est estimé par reconstruction entre 400 et 600 m.

3) *La carrière du Bay-Bonnet*

L'illustration se situe au coeur d'un synclinal et au contact des calcaires du Groupe de Jusleville (Viséen sup.)

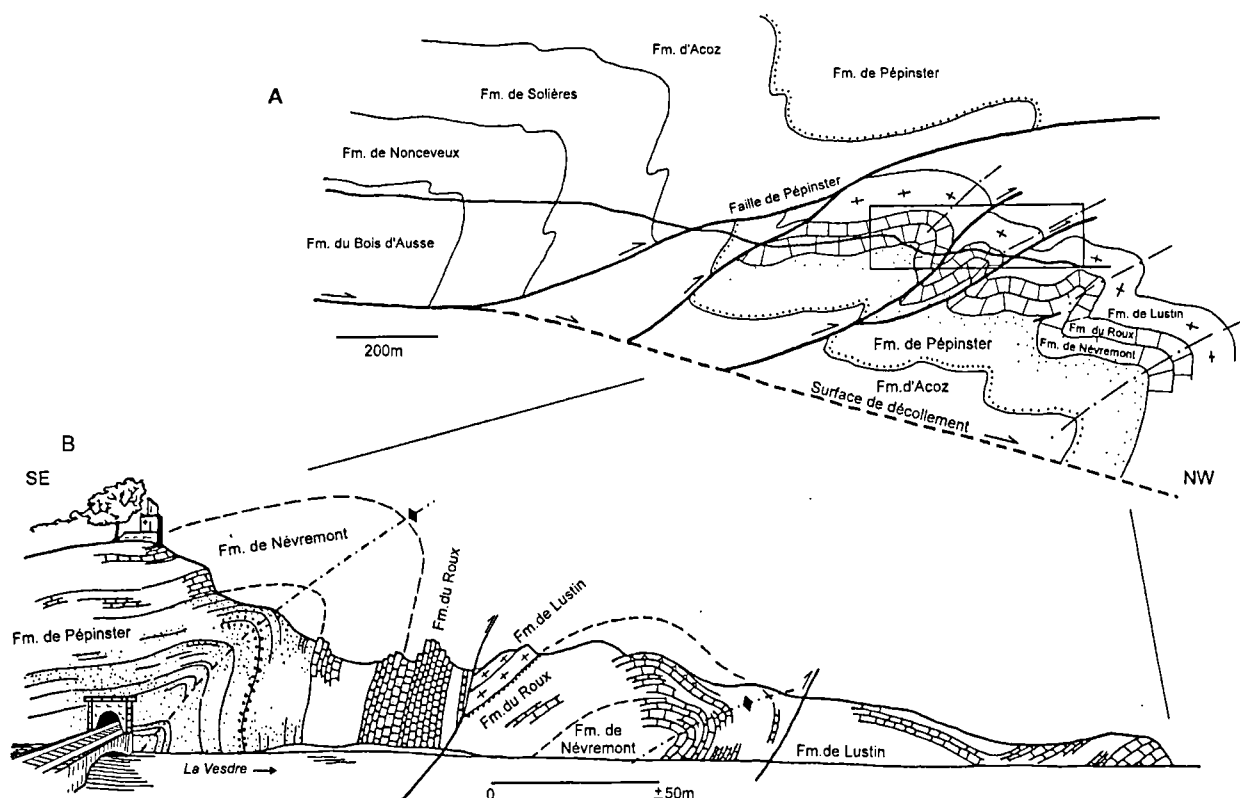


Fig. 16. — Coupe des Mazures. A. Vue d'ensemble. - B. Détail de la partie NW de la coupe.

Fig. 16. — Mazures section. A. General view. - B. Detailed drawing of NW part of the section.

et des schistes du Groupe Houiller (Namurien) (fig. 18 et 19 ; loc. pt. 4, fig. 8). Les bancs calcaires sont affectés par quelques rampes mineures précoces contemporaines des premières phases de la déformation varisque. Leur plissement est probablement lié à un resserrement ultérieur associé à une schistosité des niveaux namuriens essentiellement marquée au coeur du synclinal.

b) Les données de sondages

1) Le sondage de Jusleville (Fourmarier, 1913; Graulich, 1983, 1984; Michot, 1988)

Implanté dans la Fenêtre de Theux, ce sondage, tout comme ceux de Pépinster, date du début du siècle. Foré en partie au trépan (jusqu'à 354 m), il n'en subsiste que la description de Fourmarier (1913). L'interprétation admise par tous les auteurs est qu'il montre la superposition entre un ensemble Tournaisien-Viséen (Groupes de Bilstain, Bay-Bonnet, Jusleville) renversé et un ensemble Viséen moyen (Groupe de Jusleville) en position normale, très faiblement incliné en moyenne, et affecté de dislocations secondaires. Quelques mètres de schistes très tendres (entre 311,80 et 315,85 m) soulignent ce contact. Ils marquent le passage de la faille de Jusleville.

2) Le sondage de Pépinster 1 (Fourmarier, 1913; Graulich, 1963b, c, 1984; Michot, 1988)

Sous la faille de Theux, recoupée à la profondeur de 209 m, le sondage a traversé un ensemble de couches du Viséen (9 m) puis du Namurien. L'inclinaison des couches est très faible, hormis quelques petites tranches fortement inclinées (sur max. 30 m) qui témoignent, par leurs caractéristiques,

de la présence de petits plis et de failles. Graulich (1963b) interprète cet intervalle comme une superposition d'un ensemble renversé sur un ensemble à polarité normale par l'intermédiaire de la faille de Jusleville (540 m). C'est l'hypothèse retenue.

3) Le sondage de Pépinster 2 (Fourmarier, 1913; Graulich, 1963b, c, 1984; Michot, 1988)

La faille de Theux a été traversée à la profondeur de 350 m sous des couches à forte inclinaison rapportées aux Formations de Nèvreumont à Aisemont (renversées). Les couches namuriennes sous-jacentes montrent la même allure qu'au sondage de Pépinster 1 et Graulich en fait la même interprétation (faille de Jusleville à 405 m). Les niveaux repères biostratigraphiques sont cependant plus abondants.

4) Le Sondage de Soiron (Graulich, 1963c, 1977, 1984; Michot, 1988)

Le sondage a découpé plusieurs unités séparées par des failles importantes :

- une partie supérieure formée de couches des Formations d'Évieux et de Montfort formant le flanc nord du petit synclinal de Touvoie, au sud du sondage ;
- la faille de Soiron (241,20 m) ;
- le prolongement de la Fenêtre de Soiron, visible en surface à l'est ;
- la faille de Magnée-Soumagne (583,25 m) qui limite au nord l'Unité de Forêt - Andrimont ;
- une série comportant la Formation de Seilles (Groupe de Jusleville) et la partie inférieure du Namurien en position renversée ;

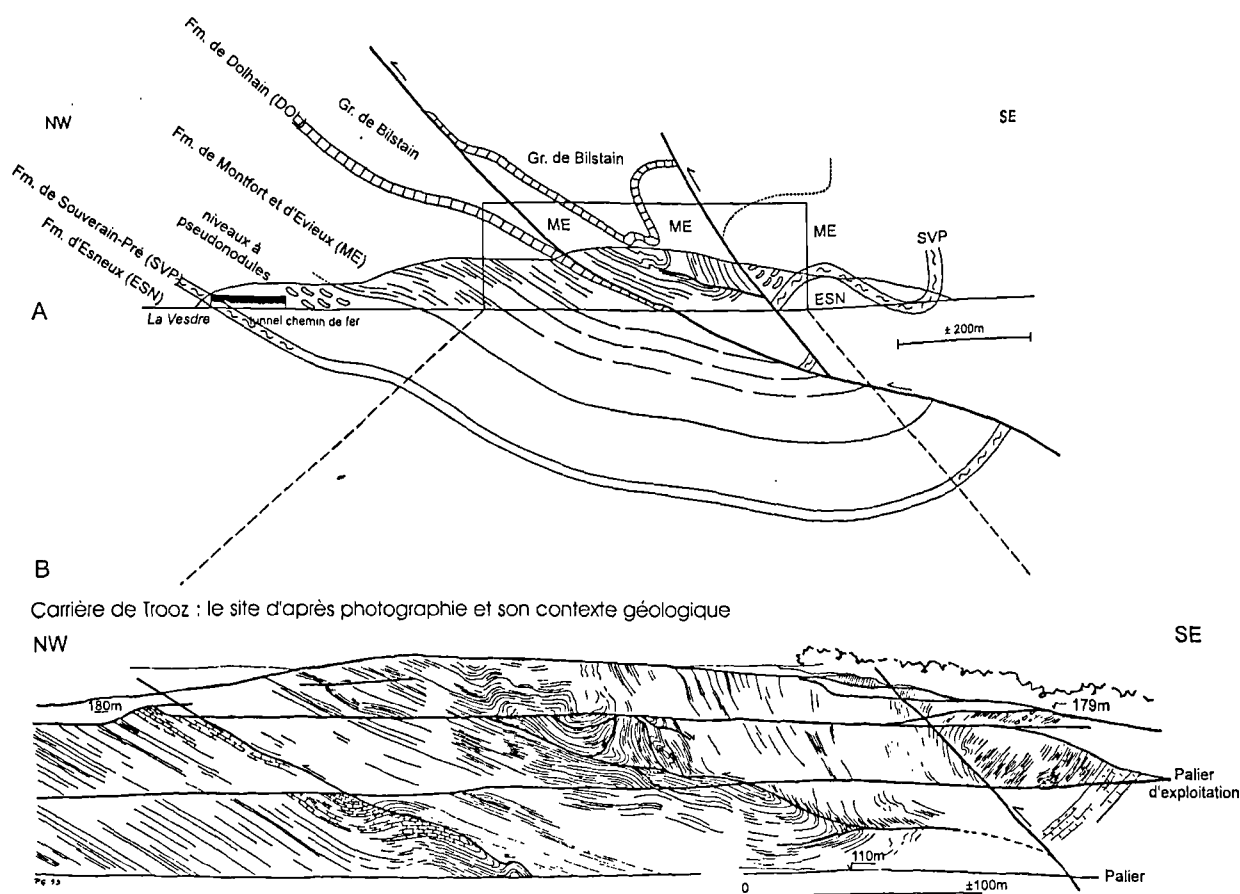


Fig. 17. — A. Coupe synthétique à l'est de Trooz. ME : Formations de Montfort et d'Evieux.
B. Coupe détaillée de la carrière de Trooz d'après photographie.

Fig. 17. — A. Schematic section east of Trooz. ME : Montfort and Evieux Formations.
B. Drawing of the Trooz quarry after photographs.

- la faille basale de la nappe charriée (778,94 m) ;
- des couches du Namurien supérieur (Marsdenien-Yeadonien) dessinant un couple anticlinal-synclinal de grande dimension, dissymétrique et fortement déversé vers le nord. Dans le détail, cette structure est compliquée par la présence de nombreuses petites failles provoquant de multiples redoublements des horizons repères ;
- un ensemble westphalien inférieur faiblement incliné (1232,7 et 1260,35 m) ;
- un série à inclinaison faible (de 5 à 10°) et à polarité normale allant du Namurien (Kinderscoutien) au Famennien supérieur avec des fortes variations d'épaisseur et de faciès par rapport aux données de surface. Notamment, le sommet du Viséen est constitué par la partie sommitale de la Formation de Lives (Groupe de Jusleville, Livien) et la Formation de la Brèche de la Belle-Roche n'existe pas (base du Groupe de Bay-Bonnet, Moliniacien).

5) Le Sondage de Soumagne (Graulich, 1963a et c. 1977, 1984; Michot, 1988)

Comme le sondage précédent, celui-ci a découpé plusieurs unités séparées par des failles importantes :

- les couches du Namurien supérieur (Marsdenien-Yeadonien) formant le flanc inverse de l'anticlinal visible en surface ;

- la faille de Soumagne (178,45 m) qui limite l'unité de Forêt - Andrimont ;
- une série namurienne supérieure (Marsdenien-Yeadonien) dessinant un couple anticlinal-synclinal de grande dimension et fortement déversé vers le nord. Cette structure est compliquée par la présence de nombreuses petites failles provoquant de multiples redoublements des horizons repères dans le dressant ;
- la faille basale de la nappe charriée (faille du Tunnel qui limite l'Unité du Tunnel à 610,35 m) ;
- des couches de la partie supérieure du gisement exploité (Westphalien) faiblement inclinées (610,35 - 719,50 m) ;
- un ensemble plissé et faillé comportant la veine Beaujardin-Bouxharmont. Il se raccorde facilement au gisement exploité au nord (719,50 - 963,00 m) ;
- une série à inclinaison faible (de 3 à 15°) et à polarité normale allant de la base du Westphalien au Dévonien inférieur avec des fortes variations d'épaisseur et de faciès par rapport aux données de surface.

Signalons que :

- le sommet du Viséen, presque entièrement dolomitisé est attribué au Livien (partie inférieure de la Formation de Lives, Groupe de Jusleville) ;

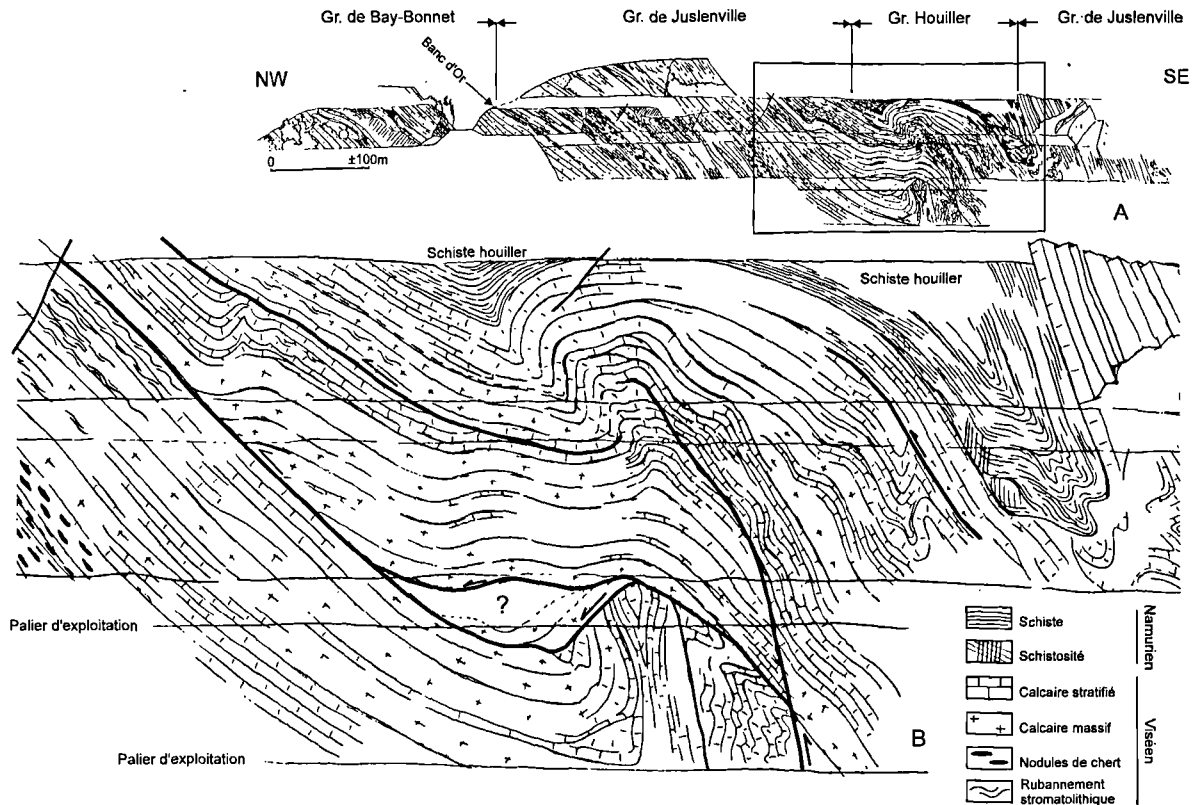


Fig. 18. — Carrière de Bay-Bonnet.. A. Vue d'ensemble. - B. Détail de la déformation dans le coeur du synclinal.

Fig. 18. — Bay-Bonnet quarry. A. General view. B. Deformations in the core of the syncline.

- comme à Soiron, la Formation de la Brèche de la Belle-Roche n'existe pas ;

- le Frasnien calcaire n'est représenté que par quelques mètres (entre 2161,58 et 2158 m) qui reposent sur des grès et siltites attribués à la Formation d'Acoz (Dévonien inférieur).

c) *Les données minières*

Les archives des charbonnages de Herve-Wergifosse contiennent des coupes et des descriptions des puits de mine (Halles, Xhawirs), des galeries et des sondages intérieurs. Ces données permettent de tracer sur l'axe de la coupe la structure du gisement exploité (Westphalien) jusqu'à environ 500 m au nord du sondage de Soumagne (travers banc à -525 m et sondages intérieurs partant de cette galerie).

d) *Les données sismiques*

Le profil L4 et la partie nord du profil L3 ont été publiés par Dejonghe *et al.*, (1989) et interprétés par ces mêmes auteurs et Hollmann & Walter (1995). La calibration du profil dans sa partie nord d'après les données du sondage de Bolland (fig. 5) s'avère néanmoins délicate en raison de la position trop éloignée du sondage par rapport à l'axe du profil sismique (fig. 2). Une nouvelle interprétation est en

cours; elle fait appel aux données du sondage de Melen (Fourmarier, 1910; Graulich, 1955) proche de l'axe du profil et à de meilleures contraintes d'affleurement. Elle ne remettra cependant pas en question les allures générales qui se dégagent du profil à savoir :

- la netteté des réflecteurs assimilés au Dévono-Dinantien de l'unité parautochtone sous la faille de Theux; d'allure subhorizontale, cette série est organisée en structure imbriquée ;

- la présence d'un réflecteur profond dont l'émergence septentrionale aboutit dans la zone d'affleurement de la faille des Aguesses - Asse que nous assimilons à cet accident.

4) **Conclusions**

Les nouveaux tracés cartographiques et les coupes qui en découlent illustrent une histoire tectonique complexe. Les modèles proposés précédemment ne cadrent pas avec l'ensemble des observations et ne peuvent être appliqués globalement. En particulier, ils s'accordent sur le fait que les failles présentes dans l'unité charriée sont, dans leur majorité, liées à l'accident basal et ils ne tiennent pas compte des failles de charriage à pente nord mises en évidence par Asselberghs (1927, 1944), Fourmarier & Aderca (1956,1958) et Graulich (1960).

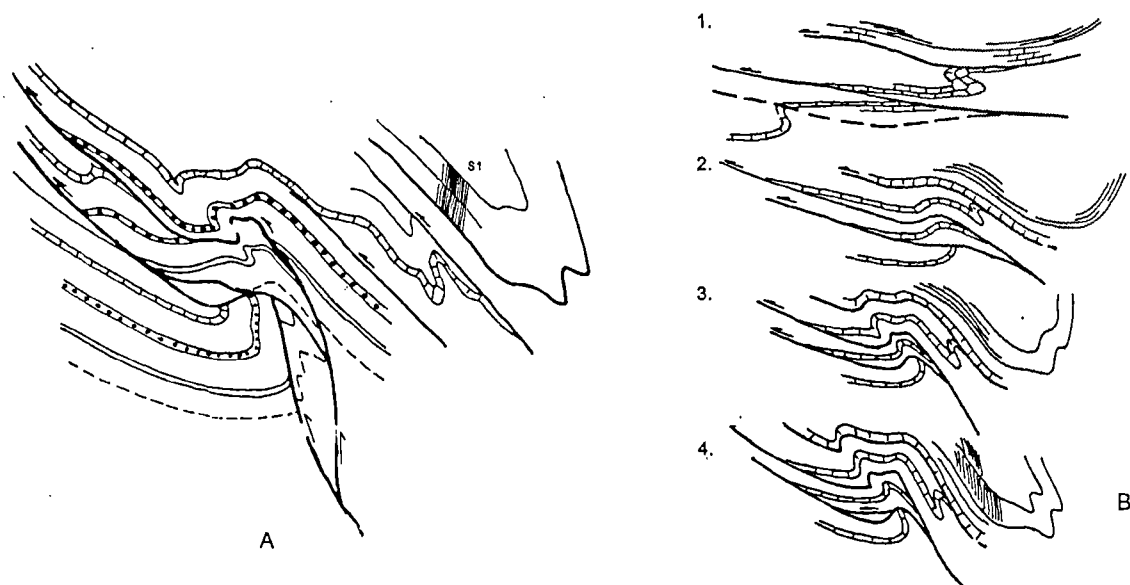


Fig. 19 : Carrière de Bay-Bonnet. A. Schématisation de la figure 18B. - B. Essai de reconstitution de la structure.

Fig. 19. — Bay-Bonnet quarry : A. Main elements of figure 18B. - B. Tentative reconstitution of successive deformations.

Le modèle pli-couché se heurte au fait que nulle part dans la région, à quelque échelle que ce soit, on n'observe de tels plis en affleurement. Le modèle en structures imbriquées, cisailées par des failles hors-séquence ne reflète que partiellement les conclusions stratigraphiques émises pour les couches retournées de la Fenêtre de Theux. Le modèle en rampes et plats ne s'accorde pas avec les nombreuses observations signalées depuis 1905 selon lesquelles de nombreuses failles découpent des plis préexistants. Ces conceptions sont similaires à celles proposées par von Winterfeld & Walter (1993) pour une zone plus orientale en Allemagne. Ce modèle n'apporte pas d'explication satisfaisante aux couches retournées de la Fenêtre de Theux et aux relations stratigraphiques du Namuro-Westphalien observées dans les sondages de Soumagne et de Soiron.

Les structures observées résultent d'une succession de déformations continues et discontinues. La chronologie a pu en être retracée dans les grandes lignes.

L'amorce du plissement et les déformations qui lui sont associées sont les premiers mouvements à considérer. Dans le Houiller du parautochtone, ce sont les failles de chevauchement plates et plissées, connues des mineurs sous le nom de plat-crains plissés (Ledouble, 1905 ; Humblet, 1941). Ces premières manifestations frontales s'accompagnent de pli-failles et de failles mineures de chevauchement. Ces accidents se retrouvent aussi bien dans le Massif de la Vesdre que dans le parautochtone sous-jacent. La distribution des déformations est bien entendu conditionnée par la lithologie et la répartition des niveaux compétents qui induisent les décollements principaux.

Avec l'accentuation du plissement, les déformations précoces sont reprises dans des plis de plus grande longueur d'onde. Très schématiquement, l'image est celle d'une grande structure anticlinale dysharmonique et déjetée vers le

nord au droit du Massif de Stavelot, suivie au nord par un vaste synclinal. Lors de la phase ultime de resserrement varisque, ces structures majeures seront ensuite tronquées et déplacées par de multiples failles hors-séquence. Elles ont pu être observées dans les carrières de Bay-Bonnet et de Trooz. Une schistosité affecte préférentiellement les lithologies les plus pélitiques. Très bien marquée dans le Dévonien, elle existe aussi localement dans le Namuro-Westphalien (fig. 18 ; Aderca, 1960).

La faille de Theux, d'allure très plate, tronque toutes les unités y compris les failles de Walhorn-Pépinster, Soiron ou Magnée. Dès lors, contrairement aux opinions admises jusqu'à présent, les grands accidents supérieurs ne lui sont pas nécessairement liés génétiquement.

La faille d'Eupen définie sur la feuille 43/4 Eupen (fig. 12) serait encore plus tardive selon les travaux de Geukens (synthèse *in* Geukens 1986) puisqu'elle recoupe la faille de Theux au sud de la Fenêtre de Theux. Ce serait une des dernières failles du système.

Remerciements. — C'est à la suite des nombreux travaux de J.M. Graulich sur le Dévonien supérieur et sur le Carbonifère du Massif de la Vesdre que la révision de la carte géologique de Fléron-Verviers et la compréhension structurale globale de cette région a pu aboutir. Nous lui dédions ce travail. Il nous est très agréable également de remercier F. Geukens qui est l'auteur des tracés de toute la partie calédonienne et dont les critiques toujours constructives sont appréciées. Nous témoignons également notre reconnaissance à R. Walter et G. Hollmann pour l'intérêt qu'ils ont accordé à nos travaux et pour nous avoir transmis un document dont la figure 6 est la reproduction simplifiée. De nombreux échanges de vue avec P. Steemans et le secours de ses datations palynologiques nous ont été particulièrement utiles dans le Dévonien inférieur. Deux d'entre nous (P.G. et M.L.) dépendent directement du programme de révision de la carte géologique de Wallonie financé par la Région Wallonne. Enfin, c'est au savoir-faire de F. Babun que nous devons beaucoup de figures.

BIBLIOGRAPHIE

- ADERCA B., (1932). — Tectonique du synclinorium de la Vesdre au Nord-Est de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 55: M37-72.
- ADERCA B., (1960). — Schistosité de dislocation (dans le bassin houiller méridional de la Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 83: 102-113.
- ANCION C. & EVRARD E., (1957). — Contribution à l'étude des failles Monty, Mouhy et d'Ostende dans la partie orientale du Massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, LXXX: B477-488.
- ANDERLE H. J. R. B., BORTFELD R., BOUCKAERT J., BÜCHEL G., DOHR G., DÜRBAUM H. J., DURST H., FIELITZ W., FLÜH E., GUNDLACH T., HANCE L., HENK A., JORDAN F., KLÄSCHEN D., KLÖCKNER M., MEISSNER R., MEYER W., ONCKEN O., REICHERT C., RIBBERT K. H., SADOWIAK P., SCHMINCKE H. U., SCHMOLL J., WALTER R., WEBER K., WEIHLRAUCH U. & WEVER T., (1991). — Results in the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys. J. Int.*, 106: 203-227.
- ASSELBERGHS E., (1927). — Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. *Bull. Soc. belge Géol.*, XXXVII: 123-143.
- ASSELBERGHS E., (1944). — L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XIII: 145-212.
- BLESS M. J. M., BOUCKAERT J., CAMELBEEK T., DEJONGHE L., DEMOULIN A., DUPUIS C., FELDER P. J., GEUKENS F., GULLENTOPS F., HANCE L., JAGT J. W. M., JUVIGNE E., KRAMM U., OZER A., PISSART A., ROBASZYNSKI F., SCHUMACKER R., SMOLDEREN A., SPAETH G., STEEMANS P., STREEL M., VANDENVEN G., VANGUESTAINE M., WALTER R. & WOLF M., (1991). — The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 113/2: 53-73.
- BOONEN P. & VAN STEENWINKEL W., (1980). — Le Tournaisien du sondage de Fays et la paléogéographie du Tournaisien inférieur dans la région de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 103: 183-195.
- BOYER E. & ELLIOTT, D., (1982). — Thrust systems. *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 66: 1196-1230.
- CAMELBEEK T., (1990). — L'activité séismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de séismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 112/2: 347-365.
- CAZES M., TOREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GOLDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., PHAM V. N. & RAOULT J. F., (1985). — Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France: premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, (8)1 (6): 925-941.
- CHAUDOIR H., (1951). — Étude géologique du bassin houiller de Liège. Le Massif de Herve. Région occidentale. *Ass. Etude Paléont. Strat. Houillères*, 8, 66p.
- CHAUDOIR H., & ANCION C., (1950). — Étude géologique du bassin houiller de Liège. Le Massif de Herve. Région orientale. *Ass. Etude Paléont. Strat. Houillères*, 6, 80p.
- CLÉMENT J., (1963). — Résultats préliminaires des campagnes géophysiques de reconnaissance dans le permis de recherche "Arras-Avesnes" de l'association SHELL Française-PCRB-SAFREP. Objectifs de forage profond de Jeumont-Marpent n°1. *Ann. Soc. géol. Nord*, 83, 237-241.
- COEN M., (1986). — Réponse à Paul Michot *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: 33-54.
- COEN M., (1989). — Coupe à travers les massifs renversés du nord la Fenêtre de Theux, *Bull. Soc. belge Géol.*, 98: 27
- COEN M., CONIL R. & DERYCKE C., (1982). — Datations et polarités dans le Dinantien de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 105: 131-134.
- COEN-AUBERT M., (1970). — Le Frasnien dans la région des Surdents (Massif de la Vesdre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 93: 383-395.
- COEN-AUBERT M., (1974). — Le Givetien et le Frasnien du massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Mem. Acad. roy. Belgique*, XVIII/2: 146p.
- COLBEAU J.P., BEUGNIES A., DUPUIS C., ROBASZYNSKI R. & SOMME J., (1977). — Tectonique de bloc dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, 97: 191-222.
- CORNET F. L., & BRIART A., (1863). — Communication relative à la Grande Faille qui limite au sud le Bassin Houiller belge. *Publ. Soc. Anc. Élèves École Mines Hainaut*, 11
- DEJONGHE L., GRAULICH J. M. & HANCE L., (1989). — Les enseignements d'une campagne sismique conduite entre Liège et Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, 98: 29-36.
- DEJONGHE L. & JANS D., (1983). — Les gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique. *Chron. Rech. Minière. BRGM, Orléans*, 470: 3-24.
- DEJONGHE L., LADEUZE F. & JANS D., (1993). — Atlas des gisements plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Mém. Explic. Cartes Géol. Min. Belgique* 33: 483 p.
- DELMER A., & GRAULICH J. M., (1959). — Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par la découverte de niveaux à goniatites. *Bull. Soc. belge Géol.*, LXVII: 425-453.
- DEMOULIN A., (1988). — Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du Massif Ardennais. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 110: 209-216.
- DEWALQUE G., (1901). — Limbourg-Hestreux-Brandehaeg: Feuille 136 de la carte géologique de Belgique (échelle du 40 000), Inst. Cartogr. Militaire, Bruxelles
- DREESEN R., BLESS M., CONIL R., FLAIS G. & LASCHET C., (1985). — Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the "Marbre rouge à crinoïdes de Baelen" (late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 108: 311-359.
- DURST H., (1985). — Interpretation of a reflection-seismic profile across the north-eastern Stavelot-Venn Massif and its northern foreland. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 171: 441-446.
- DVORAK J., (1973). — Die Quergliederung des Rheinischen Schiefergebirges und die Tektogenese des Siegener Antiklinorium. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 143: 132-152.
- ELLIOTT D., (1976). — The energy balance and deformation mechanism of thrust sheets. *Royal Soc. London Philos. Trans.*, ser. A, 283: 289-312.
- FIELITZ W., (1992). — Variscan transpressive inversion in the northwestern central Rhenohercynian belt of western Germany. *J. Struct. Geol.*, 14/5: 547-564.
- FORIR H., (1898). — Fléron-Verviers: Feuille 135 de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, Inst. Cartogr. Mil., Bruxelles
- FORIR H., (1901). — Le Massif de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 28: M75-92
- FORIR H., (1906). — Le Pays de Herve. Essai de géographie physique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 33: M163-171.
- FOURMARIER P., (1901). — Le bassin dévonien et carbonifère de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 27: M27-53.
- FOURMARIER P., (1904). — Le prolongement de la faille eifélienne à l'est de Liège. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 31, M 107-136.
- FOURMARIER P., (1905). — La limite méridionale du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl.*, Liège, 479-495.

- FOURMARIER P., (1906). — La structure du Massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 33, M109-138.
- FOURMARIER P., (1907). — La tectonique de l'Ardennes. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 34: M 15-123.
- FOURMARIER P., (1911). — Le sondage de Melen. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 38: M 105-131.
- FOURMARIER P., (1913). — Les résultats des recherches par sondages au sud du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 39: M587-682.
- FOURMARIER P., (1928). — Observations sur la nappe de Soiron du massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 51: B343-347.
- FOURMARIER P., (1934). — Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. Ses enseignements dans le domaine de la géologie générale. *Ann. Soc. géol. Belgique Mem. in 4° 1933-1934*, 198p.
- FOURMARIER P., (1940). — La schistosité dans le massif de la Vesdre. In *Publ. Congrès Liège Assoc. franç. Avan. Sc., 63e session, 1939.*, 485-489.
- FOURMARIER P., (1941). — Faille de Soiron et faille de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 64: B65-71.
- FOURMARIER P., (1943). — La faille de Pépinster dans le Ry de Mosbeux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 66: B148-150.
- FOURMARIER P., (1945). — "Plats crains" et Failles cisailantes dans l'ouest du bassin de Liège. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 68(B114-125).
- FOURMARIER P., (1958). — Louveigné-Spa: Feuille 148 de la carte géologique de Belgique à 1/25 000. *Inst. Cartog. Militaire, Bruxelles*.
- FOURMARIER P., (1969). — Remarques au sujet de la partie nord de la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 92: B131-158
- FOURMARIER P., & ADERCA B., (1955). — Les failles transversales dans la région de la Gileppe. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique, 5ème série, XLI*: 540-550.
- FOURMARIER P. & ADERCA B., (1956). — Note complémentaire sur la géologie des environs du lac de la Gileppe. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique, 5ème série, XLII*: 19-20.
- FOURMARIER P. & ADERCA B., (1958). — Les failles de la Gileppe. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 81: 543-568.
- FOURMARIER P. & DUBRUL L., (1958). — La faille de Walhorn, son prolongement vers l'ouest, sa signification tectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 81: 345-358.
- FOURMARIER P., & KOLATCHEVSKY V., (1933). — Faille de Dison et faille de Verviers. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 56: B87-92.
- GEUKENS F., (1981). — Cross sections through the Belgian Variscan Massif. *Geol. en Mijn.*, 60(1): 45-48.
- GEUKENS F., (1984). — Hercynische invloed op noord en zuidrand van het Massief van Stavelot. *Med. Kon. Ac. Wet. Klk. Wet.*, 46:1-21.
- GEUKENS F., (1986). — Carte géologique du Massif de Stavelot au 1:100 000e (approximativement), jointe à sa publication, *AardK. Meded.*, 3
- GEUKENS F., (1986). — Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardk. Meded.*, 3: 15-30.
- GRAULICH J. M., (1955). — La faille Eifelienne et le Massif de Herve. Ses relations avec le Bassin Houiller de Liège. *Mém. Exp. Cartes Géol. Min. Belgique*, 1:36p.
- GRAULICH J. M., (1959). — Sur le prolongement méridional du graben de la Minerie (Pays de Herve). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 83: B55-61.
- GRAULICH J. M., (1960). — Observations sur la faille "Gileppe Sud". *Bull. Soc. belge Géol.*, 69: 15-23.
- GRAULICH J. M., (1963a). — Les résultats du sondage de Soumagne. *Ann. Mines Belgique*, 1963/2:248-251.
- GRAULICH J. M., (1963b). — Les sondages de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 86(3): B165-178.
- GRAULICH J. M., (1963c). — Excursion du 15 juin 1963, visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 86: B589-598.
- GRAULICH J. M., (1969a). — Autoroute Battice-Verviers. La tranchée de Dison et les fondations du pont i-IX. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1969/1: 28p.
- GRAULICH J. M., (1969b). — La géologie de l'autoroute Liège-Aachen entre Herve et La Sautte (Clermont). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1969/5: 62p.
- GRAULICH J. M., (1975). — La géologie de l'autoroute Battice-Verviers: tronçon Dison-Verviers (1re partie). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1975/7: 20p.
- GRAULICH, J.M., (1975b). — Le sondage de Bolland. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1975/9: 38p.
- GRAULICH J. M., (1976). — Le Massif de Saint-Hadelin. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1976/5: 54p.
- GRAULICH J. M., (1977a). — Le sondage de Soumagne. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1977/2: 55p.
- GRAULICH J. M., (1977b). — Le sondage de Soiron. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1977/3: 44p.
- GRAULICH J. M., (1979a). — Le sondage de Fays (Polleur). *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1979/2: 16p.
- GRAULICH J. M., (1979b). — Les sondages d'étude des fondations du viaduc de Polleur. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1979/10: 34 p.
- GRAULICH J. M. (1983). — Itinéraire 3 des guides géologiques régionaux (Belgique). ROBASZYNSKI F. & DUPUIS C. Ed.
- GRAULICH J. M., (1984). — Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pépinster 2 et Jusleville. *Commentaires. Bull. Soc. belge Géol.*, 93: 45-49.
- GRAULICH J. M., (1986). — Réponse à Monsieur Paul Michot au sujet de son article sur la faille des Aguesses-Asse et le sondage de Porcheresse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: 27-31.
- GRAULICH J. M. & DEJONGHE L., (1986). — Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, 95: 35-43.
- GRAULICH J. M., & VANDENVEN G., (1973). — Le sondage d'Ensival-Lambermont. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1973/7: 31p.
- GRAULICH J. M., DEJONGHE L. & CNUUDE C., (1984). — La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93: 79-82.
- GULLENTOPS F., (1987). — The Maastrichtian sea level rise. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 109/2: 363-365
- HANCE L., DEJONGHE L. & STEEMANS P., (1992). — Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 115/1: 119-134.
- HANCE L., DEJONGHE L., GRAULICH J.-M. & STEEMANS P., (1989). — Géologie de l'autoroute E42 Verviers-Saint-Vith à Heusy et à Ensival. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1989/2: 56 p.
- HENRY J., (1983). — Méthodes modernes de géologie de terrain. 2a manuel d'analyse structurale. *Ed. Technip*, Paris, 184 p.
- HOLLMANN G. & WALTER R., (1995). — The Variscan deformation front between Stavelot - Venn Anticline and Brabant Massif - a balanced cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, (1995, H2): 92 - 104.
- HUMBLET E., (1941). — Le Bassin houiller de Liège. *Revue Universelle des Mines*, 17(12): 357-377.
- KASIG W. & NEUMANN-MAHLKAU P., (1969). — Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, 8: 327-388.

- KHATIR A., MANSY J. L. & MEILLIEZ F., (1992). — Structuration varisque en Ardenne occidentale: une hiérarchisation des niveaux de décollement. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 314 II: 319-324.
- KLEIN Cl., (1977b). — L'intérêt tectogénique de la Fenêtre de Theux (Ardenne belge). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 284, D: 1155-1158.
- KLEIN C., (1980). — L'intérêt tectogénique de la discordance post-calédonienne en Ardenne. Les notions d'héritité mécanique et d'induction tectonique. *Bull. Soc. belge Géol.*, 89/1: 1-54.
- LEDOUBLE O., (1905). — Notice sur la constitution du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl.*, Liège, 553-594.
- LE GALL B., (1992). — The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data. *J. Struct. Geol.*, 14/5: 547-564.
- MALHERBE R., (1873). — Le système houiller de la Province de Liège. *Mem. Acad. roy. Belgique*.
- MALHERBE R., (1880). — Carte générale des Mines, Bassin houiller de Liège, Echelle du 20 000e par FLAMACHE, MALHERBE & CLAES, Institut Cartographique Militaire, Bruxelles.
- MEILLIEZ F. & MANSY J. L., (1990). — Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: Le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. France*, VI,1: 177-188.
- MEILLIEZ F., FIELITZ W., LADURON D., MANSY J. L. & MANBY J. L., (1994). The deep structure of the Ardennes Variscan thrust belt from structural and ECORS seismic data: Discussion. *J. Struct. Geol.*, 16(3): 431-432.
- MERLE O., (1994). — Nappes et chevauchements, *Ed. Masson*, Paris, 137p.
- MICHOT P., (1980). — Belgique. Introduction à la géologie générale in 26ème Congr. Géol. Intern. - Livret-guide, Paris: 483-576.
- MICHOT P., (1988). — Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 110: 101-188.
- MICHOT P., (1989). — Synclinorium de Herve versus "Synclinorium de Verviers". Faille des Aguesses-Asse, chevauchement ou grand charriage. *Bull. Soc. belge Géol.*, 98/1: 7-25.
- PIRLET H., (1976). — A propos de l'âge du marbre noir de Theux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 98: 347-351
- PRICE R.A. & MOUNTJOY E.W., (1970). — The geological structure of Southern Canadian Rockies, in de Jong, K.A. & Scholten, R. eds, Gravity and tectonics: *Geological Survey of Canada Memoir* 336, 221p.
- RAOULT J.-F. & MEILLIEZ F., (1986). — Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon de méridien de Dinant. *Ann. Soc. géol. Nord*, 105: 97-109.
- STEEMANS P., (1989). — Étude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Mém. Exp. Cartes Géol. Min. Belgique*, 27: 453p.
- SWENNEN R., (1986). — Lithochemie of Dinantian carbonates in the Vesdre Basin (Verviers synclinorium, E-Belgium) and its relations to paleogeography, lithology, diagenesis and Pb-Zn mineralizations. *Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. & Sch. Kunsten Belgi'*, Kl. Wet., 48/2: 66-108.
- VANDENVEN G., (1977). — Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS - 1 (Landsat 1). *Bull. Soc. belge Géol.*, 86/1: 51-56.
- WINTERFELD C. v. & R. WALTER, (1993). — Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges - Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1993, H 5:305-320.

PALYNOLOGIE DU DEVONIEN TERMINAL-CARBONIFERE INFERIEUR DANS LE SUD-EST DU BASSIN D'ILLIZI (SAHARA ALGERIEN). POSITION DES PREMIERES LYCOSPORES DANS LA SERIE STRATIGRAPHIQUE

PALYNOLOGY OF THE UPPERMOST DEVONIAN-LOWER CARBONIFEROUS IN THE SOUTH-EAST OF THE ILLIZI BASIN (ALGERIAN SAHARA). THE FIRST APPEARANCE OF LYCOSPORES IN THE STRATIGRAPHICAL SERIES

par Farida-Fatna ABDESSELAM-ROUIGHI(*) et Robert COQUEL(**)

(Planches I à III)

Résumé. — Les travaux palynologiques relatifs au Carbonifère inférieur de la plate-forme saharienne ont démontré l'existence d'une microflore viséenne différente de celle d'Europe occidentale. Dans les bassins d'Illizi (Sahara algérien) et de Rhadamès (Libye occidentale) la présence tardive des *Lycospora* (fin Viséen) avait été mise en évidence (Attar *et al.*, 1980, Massa *et al.*, 1980). Ce résultat, fondamental pour toute datation palynologique du Carbonifère inférieur du domaine saharien, a été contesté par Strel & Loboziak (1994). Pour ces auteurs la biostratigraphie du Viséen d'Illizi et de Rhadamès n'est pas correcte. Ils considèrent que les niveaux où ont été notés les premières lycosporites appartiennent au Viséen basal et non au Viséen terminal.

L'étude palynologique (Coquel & Massa, 1993) du sondage A1-37 (Libye orientale, Cyrénaïque) correctement daté par microfaune (Vachard *et al.*, 1993) a confirmé les résultats obtenus dans les bassins d'Illizi et de Rhadamès.

L'apparition des lycosporites fin Viséen est un fait bien établi sur la plate-forme saharienne.

La microflore des sondages BN1 et GTD1 réalisés dans le SE du bassin à proximité des coupes-types du Carbonifère a été étudiée. Dans le sondage GTD1, le Réservoir F2 est d'âge famennien terminal-strunien. Dans le sondage BN1, les premières lycosporites ont été identifiées un peu en-dessous du niveau-repère à *Collenia* supérieur, daté Viséen terminal. Une nouvelle espèce : *Emphanisporites delicatus* nov. sp. est décrite.

Abstract. — The palynological data on the Lower Carboniferous Saharan platform have shown the presence of a Visean microflora clearly different of those of Western Europe.

In the Illizi (Algerian Sahara) and Rhadamès basin (Western Libya), a late appearance of *Lycospora* (uppermost Visean) have been demonstrated (Attar *et al.*, 1980, Massa *et al.*, 1980). This fundamental result of all datation on the Saharan platform has been challenged by Strel and Loboziak (1994). For these authors the biostratigraphy of the Visean is not well established in the Illizi-Rhadamès basins, and for us, the first appearance of *Lycospora* in the Illizi-Rhadamès basin indicates lowermost Visean not uppermost Visean.

The microflora of A1-37 borehole (Eastern Libya, Cyrenaica) well dated by microfauna (Vachard *et al.*, 1993) has been studied. This work (Coquel & Massa, 1993) confirms the results obtained in the Illizi-Rhadamès basins.

The first appearance of *Lycospora* in the uppermost Visean is well established on the Saharan platform.

Two boreholes (BN1 and GTD1) located in the south-east of Illizi basin, near the Carboniferous type sections have been studied. In the GTD1 borehole, the age of the F2 Reservoir is uppermost Famennian-Strunian. In the BN1 borehole, the lycosporites appear just below the Upper *Collenia* level dated uppermost Visean.

A new species : *Emphanisporites delicatus* nov. sp. is described.

I. — INTRODUCTION

Le bassin d'Illizi, situé dans le Sahara oriental algérien couvre une superficie d'environ 100000 km² (fig. 1). Il est limité par l'important massif du Hoggar au Sud, le môle de Tihemboka à l'Est, le haut fond d'Ahara au Nord et le môle d'Amguid El Biod à l'Ouest. Les séries paléozoïques

affleurent largement dans la zone méridionale du bassin où elles ont fait l'objet de nombreuses études par les géologues pétroliers vers les années 1956-1960.

Peu de temps après le Colloque de Stratigraphie saharienne consacré au Carbonifère (1959), les résultats stratigraphiques essentiels concernant le Carbonifère du

(*) SONATRACH, Centre de Recherche et de Développement, Avenue du 1er Novembre - 35000 Boumerdès - ALGERIE.

(**) Université des Sciences et Technologies de Lille, U.F.R. des Sciences de la Terre - URA CNRS 1365 - Laboratoire de Paléobotanique - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex - FRANCE.

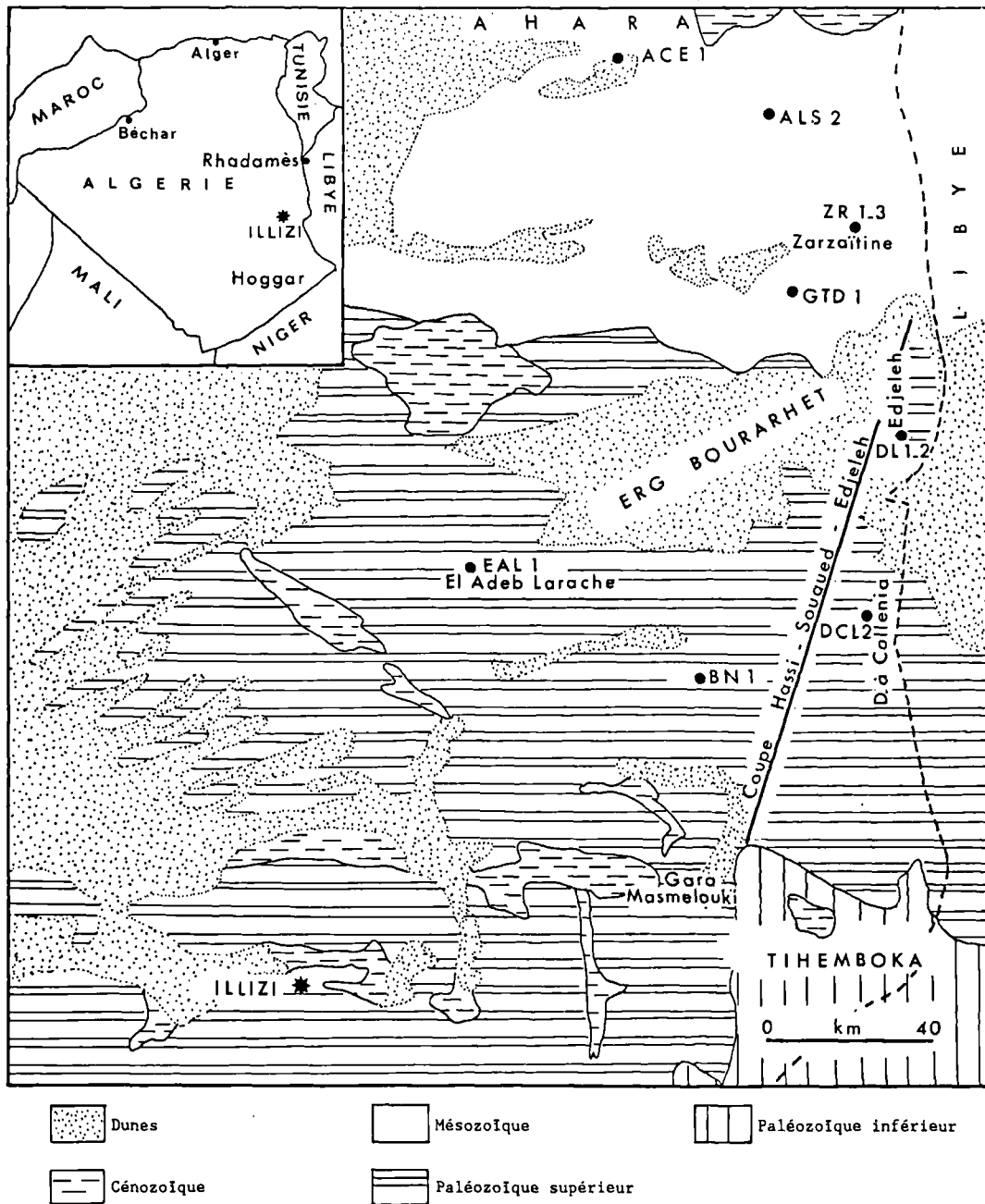


Fig. 1. — Bassin d'Illizi. Carte géologique schématique. Position des sondages.

Fig. 1. — Illizi basin. Schematic geological map. Position of boreholes.

bassin d'Illizi étaient publiés. Parmi ces publications citons : Dubois (1960). Plus récemment, dans le cadre d'un ouvrage sur le Carbonifère d'Afrique du Nord, Legrand-Blain (1985) a présenté une synthèse des connaissances acquises sur le bassin d'Illizi. Ce travail, ainsi que ceux de Attar *et al.* (1980) et de Coquel & Latrèche (1989) consacrés à la palynologie, nous serviront de référence.

Apparition des Lycospores sur la plate-forme saharienne.

Les études palynologiques publiées par Attar *et al.* (1980) et Massa *et al.* (1980), respectivement sur les

bassins d'Illizi et de Rhadamès avaient mis en évidence une arrivée tardive, fin Viséen, de *Lycospora pusilla* dans ces deux bassins, alors qu'en Europe occidentale ce taxon apparaît au voisinage immédiat de la limite Tournaisien-Viséen (Clayton *et al.*, 1977a). A Illizi, les premières Lycospores ont été identifiées dans la partie inférieure de la Formation d'Assékaïf (fig. 2). A Rhadamès elles l'ont été à la base de l'Unité à *Collenia*. Ce résultat fondamental pour toute datation palynologique sur la plate-forme saharienne a été contesté par Streeel & Loboziak (1994). Pour ces auteurs, le cadre biostratigraphique utilisé pour mener à bien les études palynologiques dans le Viséen n'est pas correct. En

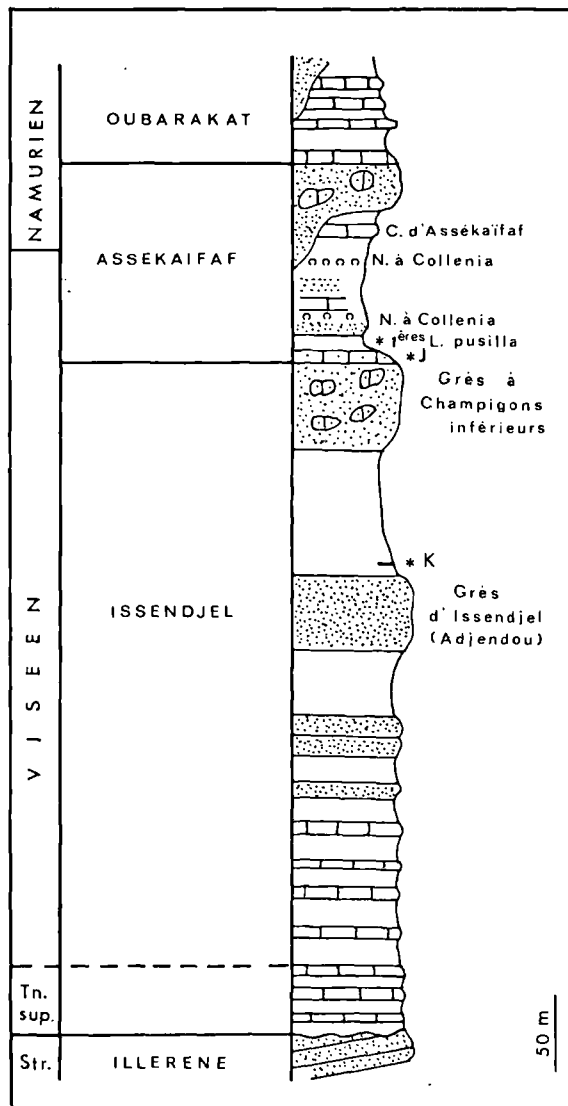


Fig. 2. — Coupe-type du Carbonifère inférieur du Bassin d'Illizi (d'après Legrand-Blain, 1980, 1985). Position des premières *Lycospora pusilla*

Fig. 2. — Carboniferous type section in the Illizi Basin (after Legrand-Blain, 1980, 1985). Position of the first *Lycospora pusilla*.

ce qui concerne cet étage, leur conclusion est la suivante : "Most of the Viséan must be condensed or missing close to the *Collenia* Horizon" (p. 269). A propos de l'apparition des *Lycospora*, ils écrivent : "This first appearance of *Lycospora* might therefore be situated in the lowermost Viséan. Consequently, in the absence of confirmed lower and middle Viséan miospore assemblages, without *Lycospora*, a belated first occurrence of this genus in North Africa is not supported by available data" (p. 269). Ce résultat ne peut être accepté pour la plate-forme saharienne. Leur analyse critique se limite aux bassins d'Illizi et de Rhadamès, aucune mention dans leur travail en ce qui concerne le sondage A1-37 de la Cyrénaïque dont les principaux résultats étaient publiés (Vachard *et al.*, 1993 ; Coquel & Massa, 1993).

Les critiques de Streel et Loboziak concernent plus particulièrement les déterminations de Goniates viséennes

et les corrélations lithologiques. Les déterminations de certaines Goniates de la Formation d'El Hariga du Sud-Oranais (secteur Béchar) figurées par Pareyn dans sa thèse (1961) seraient inexactes. Il s'agit notamment de *Bollandoceras* (*Beyrichoceras*) *hodderense*. S'appuyant sur des travaux de Riley, Streel et Loboziak écrivent : "He thinks (pers. commun., 1993) that Pareyn was incorrect to assign the matériel referred to as *B. hodderense* to *Beyrichoceras*. Examination of the description has lead Riley to believe that they may be examples of *Dzhaprakoceras*, *Bollandoceras* or *Beyrichoceratoides*. Associated to *Muensteroceras*, all these genera indicate (Riley, 1990b) a lowermost Viséan (équivalent to V1a or lower part of the Moliniacian) age". (p. 269). Nous avons contacté Riley au sujet des Goniates de la Formation d'El Hariga, celui-ci nous a fait part de ses remarques, et nous tenons à l'en remercier. Effectivement, certaines formes figurées par Pareyn posent problème. Il est probable (selon Riley) qu'aucune *Bollandoceras hodderense* ne soit présente dans le matériel figuré. En ce qui concerne *Dzhaprakoceras* (*Muensteroceras*) *subglobosum* (pl. 8, fig. 27-28 in Pareyn), le matériel relativement mal conservé ne permet pas une identification correcte (selon Riley). Actuellement, les données disponibles sur la faune S2b de la Formation d'El Hariga suggèrent un âge V1a-V1b/V2a (selon Riley). L'interprétation de Streel et Loboziak qui rapportent l'association uniquement au V1a est trop restrictive, mais elle cadre parfaitement avec leur conclusion.

Le travail de Pareyn a été réalisé dans le Sahara occidental algérien et non dans le secteur d'Illizi distant de plus de 1 000 km. A Illizi, le niveau K situé au toit des grès d'Issendjel (fig. 2) renferme, d'après Dubois *et al.* (1959), une faune à Goniates identique à celle du S2b de Pareyn : "*Beyrichoceras hodderense*, *B. hodderense*, var. *vallense*, *B. redesdalense*, *B. eg. obtusum*, *Munsteroceras* cf. *subglobosum*" (Dubois *et al.*, 1959, p. 3323). Cette faune a été rapportée à l'intervalle fin Viséen inférieur-base Viséen supérieur. Malheureusement aucune description, ni figuration, n'ont été publiées. Il n'est donc guère possible de confirmer ou d'infirmer les déterminations des Goniates du niveau K. Néanmoins, se basant sur les résultats de leur analyse critique des faunes de Goniates du secteur de Béchar, Streel et Loboziak attribuent le niveau K d'Illizi au Viséen basal (V1a). Leur conclusion ne constitue qu'une hypothèse.

Ces auteurs n'ont pas mentionné le travail de Lys (1986) qui au cours de sa thèse a réétudié du matériel du Carbonifère d'Illizi. Dans le niveau J situé 150-200 m au-dessus du niveau K (fig. 2) le genre *Archaediscus* est présent. Son apparition bien calée à l'échelle mondiale indique un âge qui ne peut être plus ancien que Moliniacien moyen (zone moyenne du V1b) (Conil *et al.*, 1976 ; Vachard *et al.*, 1993). Les premières Lycospores sont identifiées un peu au-dessus de ce niveau (fig. 2). C'est à dire qu'au plus bas, leur apparition se situerait dans un Moliniacien moyen. Quelques dizaines de mètres au-dessus du banc J, les faciès carbonatés se développent avec des horizons à *Collenia* dont l'âge Viséen terminal ne fait pas l'objet de contestations. Il faut dès lors admettre, si l'on suit les conclusions de Streel et Loboziak, l'existence de séries condensées ou (et) de lacunes dans la Formation d'Assékaïfaf (Illizi) et également au sommet de la Formation M'Rar -base de l'Unité à *Collenia* (Rhadamès). Aucun fait ne vient encore corroborer cette hypothèse, séries condensées ou (et) lacunes.

En ce qui concerne les corrélations lithologiques, elles seraient, si l'on en croit ces auteurs, peu fiables dans l'ensemble Illizi-Rhadamès : "This example illustrates not only very poor lithological correlation..." (p. 269). Ceci n'est pas exact et traduit une méconnaissance de la géologie régionale. Les corrélations lithologiques ont fait l'objet d'études précises étant donné leur importance pour l'exploration pétrolière. Pour s'en convaincre, il suffit de consulter les documents de synthèse effectués vers les années 1960-1965, qui indiquaient déjà clairement les principaux niveaux repères et lacunes dans les séries dévoniennes et carbonifères, tant à l'affleurement qu'en subsurface. A ce titre le sondage BN1 revêt un grand intérêt, les principaux niveaux-repères connus à l'affleurement ont été identifiés.

Actuellement, aucun fait ne corrobore dans l'ensemble Illizi-Rhadamès la conclusion de Streef et Loboziak concernant l'apparition des lycosporés dans des horizons qu'ils attribuent au Viséen basal.

En Cyrénaïque (Libye orientale) les travaux palynologiques (Loboziak & Clayton, 1988) ont été établis hors de tout cadre biostratigraphique. Ces auteurs ne mentionnent pas la présence de *Lycospora pusilla*. Par la suite, le sondage A1-37, bien daté par microfaune (Vachard *et al.*, 1993) a fait l'objet d'une étude palynologique (Coquel & Massa, 1993). La microflore carbonifère de ce sondage est celle classiquement observée sur la plate-forme saharienne. Les premières *Lycospora pusilla* ont été mises en évidence à 2231-2223 m dans un intervalle rapporté par microfaune au Viséen supérieur (biozone CCY -4/3)

L'étude du sondage A1-37 a confirmé, s'il en était encore besoin, les résultats palynologiques antérieurement acquis sur la plate-forme saharienne, en particulier l'arrivée tardive de *Lycospora pusilla*.

Signalons pour clore ce chapitre consacré à l'apparition des lycosporés, un travail de Clayton (1995) sur le Carbonifère inférieur d'Arabie Saoudite. Il y signale l'absence de *Lycospora pusilla* dans une microflore présentant d'étroites similitudes avec celles décrites dans le Namurien basal, bien daté de Rhadamès (Coquel *et al.*, 1988).

II. — ETUDE PALYNOLOGIQUE

Les deux sondages étudiés, BN1 et GTD1, sont situés dans le Sud-Est du bassin, à faible distance du môle de la Tihemboka (fig. 1). L'intérêt principal de ces sondages bien carottés réside dans leur position géographique. Implantés à proximité des coupes classiques de terrain, en particulier celle de Hassi-Sougued-Edjeleh (*in* Dubois, 1960 ; coupe 6, fig. 1) des corrélations précises entre affleurements et subsurface ont été établies. La série étudiée correspond à l'intervalle Dévonien terminal-Namurien basal.

Les échantillons analysés, argilites, argilites silteuses et parfois aussi des grès argileux, proviennent de carottes et également de déblais de forages. Au total, 71 échantillons ont été étudiés. Les pourcentages en Carbone Organique Total (C.O.T.) sont peu élevés dans les argilites du Carbonifère, dans le sondage BN1 ils demeurent inférieurs à 1,2 % (1,16 % à 293 m). Par contre, de forts taux ont été notés dans les argilites du Dévonien supérieur (GTD1 ; 4,8 % à 1531 m) qui constituent dans le bassin d'Illizi des roches mères.

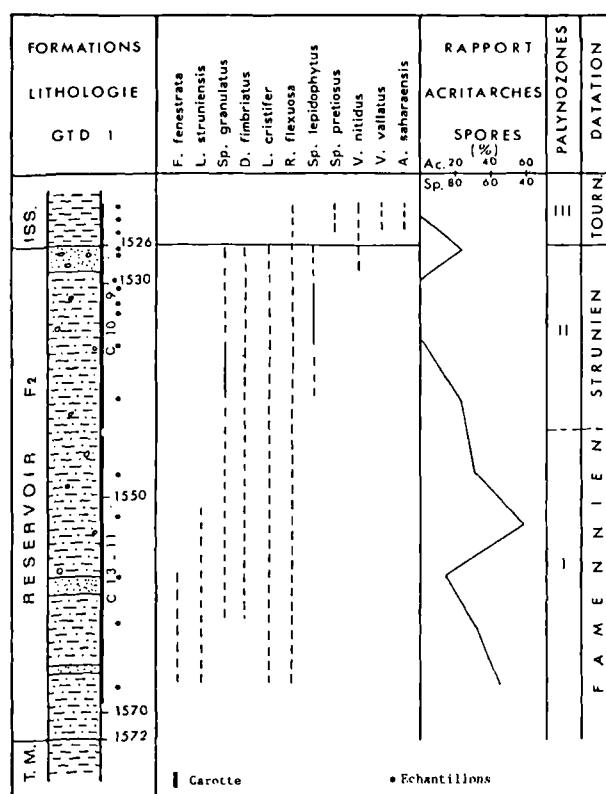


Fig. 3. — Sondage GTD1. Répartition des principaux taxons.

Fig. 3. — GTD1 borehole. Distribution of selected taxa.

La microflore, abondante et diversifiée, se compose de spores (micro- et mégaspores), de grains de pollen, d'acritarches, de Tasmanacées et de Botryococcacées (Pl. I à III). Dans quelques préparations Chitinozoaires et Scolécodontes ont été observés. La microflore s'interprète aisément en fonction des résultats déjà publiés sur la plate-forme saharienne. L'identification des palynozones établies dans le bassin d'Illizi par Attar *et al.* (1980) et Coquel & Latrèche (1989) n'a pas posé de difficultés particulières.

1) Réservoir F2 - Complexe argilo-gréseux

La formation régressive, connue sous le nom de Formation d'Illerène au niveau des affleurements, est complexe. Son épaisseur est très variable : 14,90 m à BN1, 46 m à GTD1. Elle comprend trois faciès principaux : argileux, gréseux et oolithique (oolithes ferrugineuses). Ce dernier faciès est très mal représenté à GTD1 où argilites et argilites silteuses prédominent (fig. 3). Pour dater cette formation, pauvre en macro- et microfaune, les études palynologiques se sont avérées d'un grand intérêt, car elle est diachrone à l'échelle du bassin (Attar *et al.*, 1980). Dans le Sud, le Complexe argilo-gréseux est essentiellement Famennien, plus au Nord, sur le môle d'Ahara, il est en grande partie Strunien.

La microflore montre dans cette formation d'importantes modifications quantitatives et qualitatives. 13 échantillons prélevés dans les carottes 13 à 9 ont été analysés dans le sondage GTD1. Deux palynozones ont été reconnues :

a) *PALYNOZONE I* (Attar *et al.*, 1980)

Elle a été mise en évidence dans l'intervalle 1567,50 m-1547,50 m.

Verruciretusispora famenensis, *Auroraspora-Perotrilites* spp. et *Punctatisporites* spp. sont les taxons les plus communs. Signalons également la présence de *Cymbosporites famenensis*, *Pustulatisporites gibberosus*, *Emphanisporites magnus*, *Leiotriletes struniensis*, *Ancyrospora capillata*, *Lagenosporites granulatus*, *Rugospora flexuosa* et *Lophozotriletes cristifer*.

Spelaeotriletes granulatus et *Dictyotriletes fimbriatus* sont particulièrement rares: elles n'ont pas été observées à 1567,50 m (niveau le plus bas).

Quelques *Geminospora lemurata* et *Samarisporites triangulatus* ont été notées. Il s'agit probablement de formes remaniées.

Le phytoplancton est essentiellement représenté par les Acritarches qui sont abondants et variés (40 à 45 % à 1567,50 m), par contre les Tasmanacées sont rares.

Bien que les techniques de préparation ici mises en oeuvre n'étaient pas parfaitement adaptées pour les Chitinozoaires, ils ont cependant été rencontrés dans les niveaux inférieurs. Il s'agit de *Fungochitina fenestrata*.

Age : Rapporté au Dévonien supérieur par les pétroliers, l'âge de la base du Réservoir F2 a pu être précisé. Nous nous plaçons dans un Famennien supérieur et plus précisément dans le Fa2c de la nomenclature belge.

b) *PALYNOZONE II* (Attar *et al.*, 1980)

Elle a été mise en évidence dans l'intervalle 1540 m-1526,25 m.

Elle correspond à la biozone de *Spelaeotriletes lepidophytus*. Très rare à 1540 m (moins de 1 %), elle voit ses pourcentages augmenter très rapidement pour atteindre 10-15 % dans sa zone d'abondance (1535,50 m-1531 m). Ensuite, débute sa phase de régression (1 à 2 % à 1529,65 m). Faute de matériel, nous n'avons pu localiser avec précision la base de la biozone de cette spore qui doit se situer entre 1547,50 m-1540 m. *Spelaeotriletes granulatus* constitue le second taxon d'intérêt biostratigraphique de cette série. Abondant à 1540 m et 1535,50 m (plus de 15 %), ses pourcentages baissent rapidement, à 1529,65 m elle est devenue rare (environ 1 %).

A l'exception de *Vallatisporites pusillites*, *Verrucosporites nitidus* et des mégaspores lagéniculées, les autres taxons identifiés dans cette palynozone étaient déjà présents dans les niveaux sous-jacents.

Les Acritarches sont en déclin ; cependant à 1526,50 m et 1526,25 m, ils sont à nouveau abondants (20-25 %). Dans un contexte globalement régressif, ce bref accroissement de la population des Acritarches traduit une influence marine plus accusée.

Age : de 1540 m à 1526,25 m. La série appartient au Strunien.

2) **Formation d'Issendjel**

Il s'agit d'une puissante formation transgressive de nature argilo-gréseuse. Elle a été étudiée dans le sondage

BN1 qui a recoupé toute la formation (595,50 m- 152 m), ainsi que dans le sondage GTD1 (fig. 3 et 4). En ce qui concerne ce dernier, nos investigations ont porté sur les niveaux de la base qui sont rarement carottés (C9 ; 1526-1522 m).

La Formation d'Issendjel, essentiellement argileuse à la base, montre dans sa zone moyenne et supérieure un développement des faciès gréseux. A BN1 l'un d'entre eux, situé entre 232,50 m et 193,50 m, correspond aux grès d'Adjendou, équivalent latéral des grès d'Issendjel. Rappelons que c'est au toit de ces grès (niveau K) qu'une faune de goniatites rapportée à la limite Viséen moyen-Viséen supérieur avait été trouvée. Ce niveau-repère a été reconnu dans le sondage BN1. Il se situe entre 190 m et 185 m. Quelques minces niveaux gréso-calcaires sont également présents. L'un d'entre eux, situé à la base de la série (BN1 ; 565 m), marque pour les pétroliers la limite Tournaisien-Viséen. Il s'agit d'une limite lithologique, les Brachiopodes récoltés (Productidés, Spiriféridés) au niveau de la coupe toute proche de Hassi-Sougued-Edjeleh (= coupe Gara Mas Melouki-Erg Bourharet *in* Chanut 1959) ne permettent pas de positionner avec précision la limite, ce qu'indiquaient d'ailleurs les rapports pétroliers. Dans le bassin d'Illizi, et également dans celui de Rhadamès, faute d'arguments paléontologiques, la base du Viséen demeure imprécise.

Dans le sondage BN1, 43 échantillons régulièrement répartis dans la série, depuis la carotte 10 (592,40 m) jusqu'au déblai de forage prélevé à 154 m ont été analysés. Les spores sont largement dominantes. Cependant dans les niveaux inférieurs (592,40 m à 479 m), les Acritarches sont communs, parfois abondants (20-25 % à 591 m). Par la suite, ils n'atteindront qu'exceptionnellement 2 %. Bien que toujours rares, des Botryococcacées ont été notées dans toutes les préparations.

Deux palynozones ont été identifiées (BN1) :

a) *PALYNOZONE III* (Attar *et al.*, 1980)

Dans le sondage BN1 elle a été mise en évidence depuis la carotte 10 (592,40 m-586,40 m) jusque dans la carotte 9 (497,10 m- 488 m).

Vallatisporites vallatus constitue l'espèce caractéristique de cette palynozone, dans laquelle sont également présentes *Spelaeotriletes pretiosus* et *Umbonatisporites baculatus*, deux espèces guides du Tournaisien-Viséen inférieur. Ces trois espèces sont toujours rares.

Les formes les plus communes appartiennent à l'ensemble *Auroraspora-Perotrilites* spp. et aux spores trilètes lisses.

Parmi les autres espèces identifiées citons : *Raistrickia clavata*, *Retusotriletes incohatus*, *Pustulatisporites gibberosus*, *Verrucosporites nitidus*, *Spelaeotriletes arenaceus*, *Rugospora minuta*, *Grandispora echinata* et *Vallatisporites communis*.

Aratrisporites saharaensis (= *Grandispora balteata* Playford *in* Attar *et al.*, 1980) a été observée dans la carotte 10 où elle est très rare. Il en est de même dans les déblais de forage prélevés entre 586,40 m-558 m. Une soixantaine de mètres plus haut (carotte 9) se situe leur acmé (15-20 % à 497,10 m).

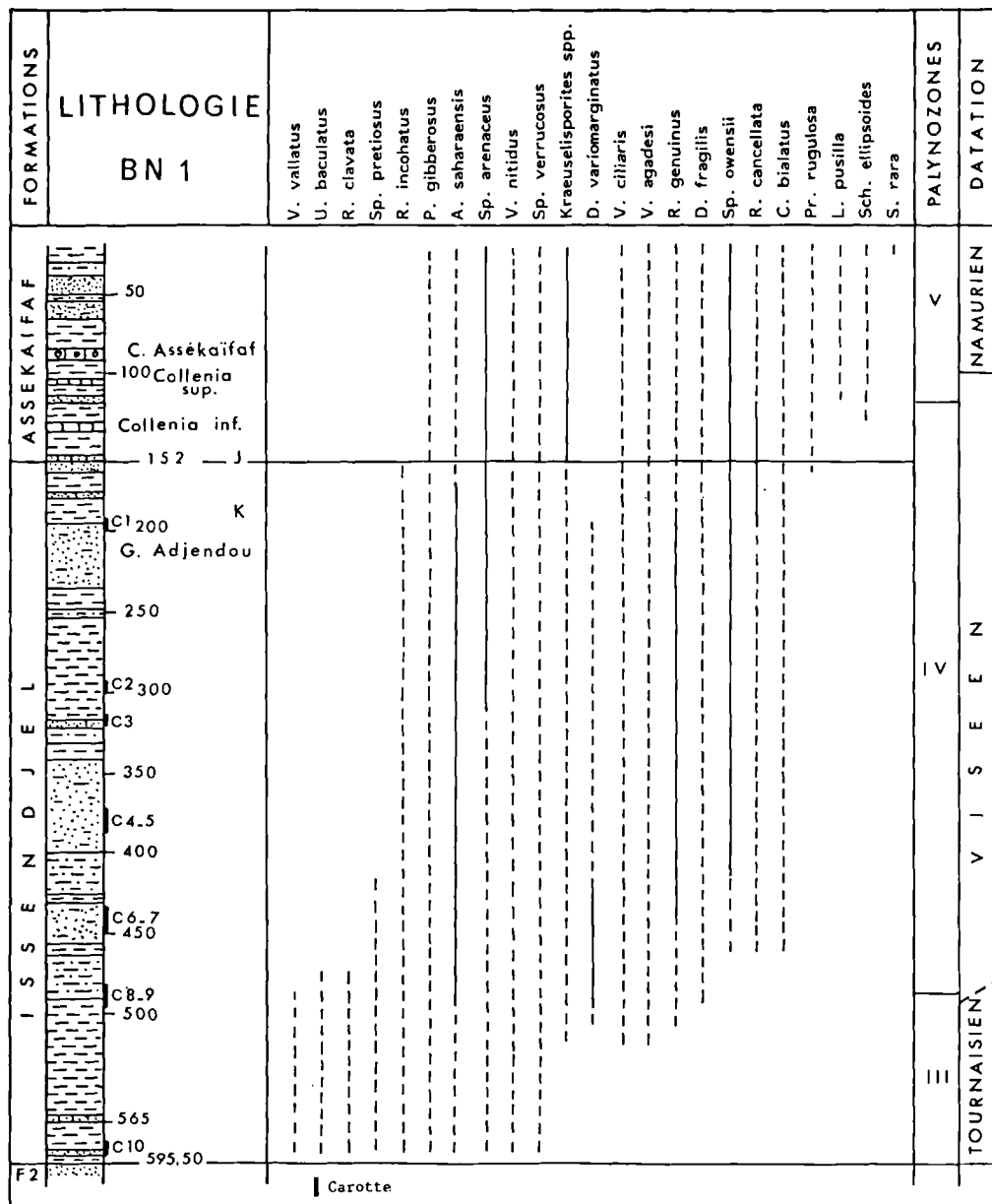


Fig. 4. — Sondage BN1. Répartition des principaux taxons.

Fig. 4. — BN1 borehole. Distribution of selected taxa.

Les premières *Densosporites variomarginatus*, *Radiizonates genuinus* et *Camptozonotriletes cyrenaicus* ont été observées à partir de la base de la carotte 9 (497,10 m).

Des formes remaniées du Dévonien moyen et supérieur sont fréquentes. Il s'agit en particulier de *Grandispora libyensis*, *Geminispora lemurata* et de Chitinozoaires.

Age : L'association décrite est typiquement tournaissienne. *Lophozonotriletes cristifer* et *Dictyotriletes fimbriatus* encore communes à la base du Tournaisien dans les sondages du môle d'Ahara (Attar *et al.*, 1980 ; Coquel & Latrèche, 1989) n'ont pas été observées. Il est probable que la carotte 10 (592,40 m-586,40 m) se place dans un

Tournaisien supérieur (Tn3). Malheureusement l'extrême base de la Formation d'Issendjel n'a pu être étudiée, ce qui correspond à une lacune d'environ 3 m.

Dans le voisinage de la limite Tournaisien-Viséen deux événements palynologiques importants se produisent : extinction de *Vallatisporites vallatus* et début de l'épibole de *Aratrisporites saharaensis*. Dans la carotte 9 (497,10 m-488 m) ont été identifiées les dernières *vallatus*, et les *saharaensis* sont abondantes. La limite Tournaisien-Viséen doit se situer vers 500 m-480 m et non à 565 m comme l'indiquent les documents pétroliers. Le choix fait par les géologues pour placer la limite à 565 m était d'ordre pratique, le banc de calcaire gréseux constituant un repère lithologique.

En ce qui concerne le sondage GTD1, les trois échantillons de la carotte 9 compris entre 1526 m et 1524 m montrent une microflore identique à celle de la carotte 10 de BN1.

b) PALYNOZONE IV (Attar *et al.*, 1980)

Elle a été reconnue dans BN1 depuis la carotte 9 (488 m-479,10 m) jusque dans le cutting à 129 m situé à la base de la Formation d'Assékaïfaf.

Sur un plan palynologique la Formation d'Issendjel correspond pratiquement à la zone d'abondance de *Aratrisporites saharaensis* qui constitue le principal taxon d'intérêt biostratigraphique. Dans cette zone elle dépasse parfois les 30 % de l'ensemble des spores (30 à 35 % - C6 à 435,50 m). Dans la carotte 1 (200 m-191 m), bien qu'étant toujours dans sa zone d'abondance, ses pourcentages ont diminué ils sont compris entre 5 et 10 %. Le déblai de forage à 154 m marque la fin de sa période d'abondance.

Parmi les autres taxons intéressants pour la datation citons : *Spelaeotriletes arenaceus*, *Radiizonates genuinus*, *Vallatisporites agadesi*, *Spelaeotriletes owensii* ainsi que *Densosporites variomarginatus*. Cette dernière espèce, commune à la base de la palynozone, devient très rare vers le haut de la série, elle n'a plus été observée au-delà de la carotte 1 (200 m-191 m). Signalons également une plus grande fréquence de *Reticulatisporites cancellatus* au sommet de la Formation d'Issendjel, ainsi que l'apparition de *Prolycospora rugulosa*, spore non signalée dans l'étude de Attar *et al.* (1980).

A plusieurs reprises des spores dévoniennes remaniées ont été notées : *Grandispora riegelii* (C6 à 437,40 m), *Spelaeotriletes lepidophytus* (C6 à 435,50 m).

3) Formation d'Assékaïfaf et d'Oubarakat

Le sondage BN1 a recoupé la Formation d'Assékaïfaf (152 m-8,50 m) et la base de la Formation d'Oubarakat qui affleure dans le secteur de la Butte Noire.

En ce qui concerne la Formation d'Assékaïfaf c'est une formation argilo-gréseuse avec intercalations de niveaux calcaires dont des niveaux à *Collenia*. La limite inférieure a fait l'objet de discussions. On a longtemps considéré que la Formation d'Assékaïfaf débutait avec le Niveau inférieur à *Collenia*. Cette limite aisée à repérer dans le Sud-Est du bassin est beaucoup plus délicate à définir dans le Nord et le centre du bassin où les faciès à *Collenia* sont très peu développés et souvent même absents (Attar *et al.*, 1980). Aussi actuellement on considère que le niveau calcaire situé juste au toit des Grès à Champignons inférieurs marque la base de la Formation d'Assékaïfaf (niveau J de la C.E.P.). A BN1 il s'agit d'un calcaire bioclastique gréseux (152 m). Trois autres niveaux calcaires avaient été identifiés dans le sondage par les géologues de la SN Répal. Il s'agit du Niveau inférieur à *Collenia* (135,50 m), du Niveau supérieur à *Collenia* (102,50 m) et la Dalle du calcaire d'Assékaïfaf (91 m-87 m). La Formation d'Assékaïfaf est à rapporter au Viséen terminal-Namurien basal. La limite Viséen-Namurien se situe quelques mètres au-dessus du Niveau supérieur à *Collenia*.

Fin Viséen, base du Namurien marquent la mise en place d'une nouvelle microflore en Afrique du Nord. Dans le bassin d'Illizi, les changements microfloristiques se produisent dans la Formation d'Assékaïfaf.

Dans cette formation qui n'a pas été carottée, nous avons mis en évidence les palynozones IV (sommet) et V de Attar *et al.* (1980). N'ayant travaillé que sur cuttings (12 cuttings), la limite entre les deux palynozones, placée à l'apparition de *Lycospora pusilla* (Attar *et al.*, 1980) ne peut ici être très précise. Elle se situe entre le Niveau J et le Niveau inférieur à *Collenia*.

A BN1, les premières lycosporites ont été identifiées un peu plus haut dans la série stratigraphique. Elles ont été notées à partir de 121 m, niveau situé entre les deux horizons à *Collenia*. Elles demeurent extrêmement rares et n'ont pas été observées dans toutes les préparations. Le deuxième fait palynologique important concerne *Aratrisporites saharaensis*. Dès la base de la Formation d'Assékaïfaf, cette spore est rare, elle est parfois même absente dans les cuttings compris entre 102 m et 23 m. Un autre fait intéressant à signaler concerne les *Kraeuselisporites*. Elles sont communément observées, en particulier *Kraeuselisporites* sp. A (*in* Owens *et al.*, 1976). Dans le déblai de forage à 134 m, deux *Schopfipollenites ellipsoides* ont été identifiées. Leur présence dans cet échantillon résulte peut-être de retombées, mais étant donné l'implantation du sondage, il peut s'agir de sédiments de la Formation d'Assékaïfaf ou encore de l'extrême base de la Formation d'Oubarakat. Lors de leur étude, Attar *et al.* (1980) n'avaient pas noté la présence de ce pollen praecolpate dans la Formation d'Assékaïfaf, les premières formes avaient été localisées à la base de la formation sus-jacente d'Oubarakat dans le Namurien inférieur. Un seul exemplaire de *Schulzospora campyloptera* a été identifié (32 m). Il s'agit d'une espèce particulièrement rare sur toute la plate-forme saharienne où ses premiers représentants sont localisés dans un Viséen terminal (Coquel *et al.*, 1988).

Recoupé sur moins de 10 m, l'ensemble basal argilo-gréseux à intercalations calcaires de la Formation d'Oubarakat n'a pu être étudié. Aucun déblai de forage n'était disponible.

4) Lacune fin Dévonien-Carbonifère basal

Cette étude n'a pas été entreprise pour le sondage BN1 non carotté dans la partie supérieure du Réservoir F2-extrême base de la Formation d'Issendjel. C'est une stampe d'un peu plus de 12 m qui ne pouvait être étudiée que sur déblais de forage. Étant donné les rapides changements dans les compositions palynologiques au sommet du Complexe argilo-gréseux (Coquel & Latrèche, 1989), il n'était guère utile d'entreprendre une étude palynologique dont les résultats se seraient avérés peu fiables.

L'importance de la lacune fin Dévonien-base Carbonifère est rarement aisée à mettre en évidence dans les sondages. A cela plusieurs raisons. Les niveaux sommitaux du Réservoir F2 correspondent généralement à des bancs d'oolithes ferrugineuses ou encore à des bancs de grès. Dans ces faciès défavorables à la palynologie, la microflore, très mal conservée, ne peut en général être correctement identifiée. Quant aux niveaux argileux de l'extrême base de la Formation d'Issendjel, ne présentant pas d'intérêt pour la recherche pétrolière, ils n'ont été que très rarement carottés. L'étude de leur microflore est assez délicate, les spores sont bien souvent rares et de fossilisation déficiente, en outre des formes remaniées du Dévonien supérieur sont fréquentes, ce qui n'est pas toujours aisé à mettre en évidence. Il nous faut également ajouter que les

particularités des microflores sahariennes rendent difficile l'utilisation des échelles établies en Europe occidentale (Clayton *et al.*, 1977a ; Higgs *et al.*, 1988), et qu'une certaine prudence s'impose.

Les résultats les plus précis concernent le môle d'Ahara où l'étude de sondages particulièrement bien carottés (ALS2 et ACE1) a montré que dans ce secteur le passage Dévonien-Carbonifère se faisait sans discontinuité majeure de sédimentation et que la limite entre ces deux systèmes se situait vers le sommet du Réservoir F2 (Coquel & Latrèche, 1989).

Sur le môle de la Tihemboka et son prolongement vers le Nord, la situation est toute différente. Dans le secteur du Dôme à *Collenia* (Coquel & Latrèche, 1989) et dans le secteur d'Edjeleh (Attar *et al.*, 1980), le Réservoir F2 est d'âge famennien, le Strunien n'y est pas représenté. Quant aux niveaux de base de la Formation d'Issendjel, leur âge demeure peu précis. Dans le secteur du Dôme à *Collenia* le Tournaisien est présent, à Edjeleh le premier niveau analysé, situé à environ 3 m au toit du Réservoir F2, a été daté Viséen. Le Tournaisien serait absent à Edjeleh. Signalons que les corrélations lithologiques établies par les pétroliers indiquaient également une lacune du Tournaisien.

Une cinquantaine de kilomètres plus au Nord, dans la région de Zarzaitine, les sondages ZR1-3 (*in* Attar *et al.*, 1980 ; Coquel & Latrèche, 1989) et GTD1 montrent de grandes similitudes. Le Réservoir F2 est d'âge famennien supérieur-strunien. Dans ce dernier sondage le Strunien paraît complet. Si lacune il y a au sommet du Strunien, elle est très réduite. Quant aux niveaux tournaisiens de la base de la Formation d'Issendjel, ils sont encore très pauvres en *Aratrisporites saharaensis*, ce qui exclut un âge tournaisien terminal. Dans le secteur de Zarzaitine, la lacune fin Dévonien-base Carbonifère est nettement plus réduite qu'à Edjeleh situé une cinquantaine de kilomètres plus au Sud où l'influence du môle de Tihemboka est plus manifeste.

Remarque : La découverte par Chanut & Simandoux (1958) d'une faune à Brachiopodes dans l'extrême Sud du bassin (Gara Masmelouki) avait permis à ces auteurs "de

conclure à l'existence d'une zone de passage Dévonien-Carbonifère équivalente au niveau d'Etroeungt" (p. 300). La position géographique de ce gisement situé à une cinquantaine de kilomètres à l'Ouest de la Tihemboka (fig. 1), cadre mal avec un âge strunien pour les niveaux gréseux de la fin du Dévonien. En effet, la phase régressive qui affecte le Dévonien terminal se manifeste plus tôt dans le Sud du bassin qui voit l'installation des faciès gréseux au Famennien et non au Strunien (Attar *et al.*, 1980). L'étude palynologique du sondage BN1 (Abdesselam-Rouighi, travail en cours) qui occupe une position méridionale a confirmé les conclusions des auteurs précédents. L'âge du gisement de la Gara Masmelouki reste incertain car les déterminations anciennes n'ont pas été révisées. Il nous paraît probable que dans l'extrême Sud du bassin, au niveau des affleurements, il y ait lacune du Strunien. Ce qui a été rapporté à cet étage pourrait correspondre à du Famennien (Fa2a-Fa2c).

5) Genre *Emphanisporites* Mc Gregor

Longtemps considéré comme caractéristique du Dévonien, le genre *Emphanisporites* est en fait encore présent dans le Carbonifère inférieur (Clayton *et al.*, 1977b). Dans le bassin d'Illizi Attar *et al.* (1980) signalent que des *Emphanisporites* ont été identifiées à différentes reprises dans le Viséen et le Namurien. Selon ces auteurs "Leur trop grande extension verticale nous conduit à penser que les formes reconnues sinon dans le Tournaisien, mais très certainement dans le Viséen et le Namurien, consistent des éléments remaniés" (p. 597).

Dans un article concernant le bassin de Rhadamès, Coquel *et al.* (1988) ont figuré sous le nom *Emphanisporites* n. sp. A (Pl. I, fig. 5-6) une nouvelle espèce de spore *Patinati*. Au cours d'études ultérieures sur le Carbonifère de la plate-forme saharienne, nous avons à plusieurs reprises observé cette *Emphanisporites* à très fine ornementation. Disposant désormais d'un matériel plus complet, nous donnons ici une diagnose de cette nouvelle espèce.

Emphanisporites delicatus nov. sp. (*)

Pl. III, fig. 14-16

1988 *Emphanisporites* n. sp. A, *in* Coquel, Doubinger & Massa, Pl. I, fig. 5-6

Holotype : Pl. III, fig. 14 - Bassin d'Illizi, sondage BN1, déblai de forage à 61 m. Formation d'Assékaïf, Namurien inférieur.
Holotype : Pl. III, fig. 14, Illizi basin, well BN1, cutting 61 m, Assékaïf Formation, Lower Namurian.

Paratype : Pl. III, fig. 15 Bassin de Rhadamès, sondage A1-49, carotte 5 à 992 m. Formation d'Assedjefar, Namurien inférieur.
Paratype : Pl. III, fig. 15, Rhadamès basin, well A1-49, core 5, 992 m, Assedjefar Formation, Lower Namurian

Diagnose : spore trilète à contour équatorial sphaerotriangulaire. Marque d'accolement à longues branches rectilignes. Face proximale portant une fine ornementation constituée de nombreuses rides rayonnantes (20 à 30 par inter-radius) s'effaçant rapidement en direction de l'apex. Face distale légèrement épaissie. Taille 60-90 µm (8 spécimens mesurés).

Diagnosis: *Trilete miospores. Amb subtriangular. Leasurae simple straight with long branches. Proximal face with thin ornamentation with numerous radiating ribs (20 to 30 per interradial margins) erasing rapidly toward the apex. Distal pole lightly thick. Size 60-90 µm (8 specimens measured).*

Comparaisons : cette *Emphanisporites* de grande taille est voisine de *Emphanisporites magnus* décrite dans le Dévonien terminal des bassins d'Illizi et de Rhadamès (Coquel & Moreau-Benoît, 1986). Elle s'en distingue par sa taille légèrement inférieure et une ornementation nettement moins accusée.

Répartition : *Emphanisporites delicatus* nov. sp. est une espèce rare que nous avons observée dans le Viséen terminal-Namurien inférieur des bassins d'Illizi, de Rhadamès et de Mourzouk.

(*) Depuis le 1^{er} Janvier 1996, les diagnoses, pour être valides, doivent être rédigées en latin ou en anglais (Art. 36-3 du code international de Nomenclature).

CONCLUSION

L'étude palynologique des sondages BN1 et GTD1 a permis de préciser à partir de la biozonation établie par Attar *et al.* (1980), les datations proposées par les géologues pétroliers. Dans le sondage GTD1, le Réservoir F2 est d'âge famennien terminal (Fa2c)-strunien (Fa2d, Tn1a-base Tn1b). Cependant, certaines datations sont encore relativement peu précises. Cela concerne en particulier les niveaux tournaisiens de la base de la Formation d'Issendjel. Mieux cerner l'importance de la lacune fin Dévonien-base Carbonifère est nécessaire pour mieux comprendre les événements qui se sont déroulés au cours de cette période. La palynologie ne pourra à elle seule répondre au problème posé qui concerne le bassin d'Illizi et également celui de Rhadamès, tous deux ne constituant en fait qu'un même et vaste bassin situé de part et d'autre de la frontière algéro-libyenne. De nouvelles investigations micropaléontologiques (Foraminifères et Conodontes)

seront nécessaires dans les niveaux carbonatés. Mais, jusqu'à présent, les différentes recherches entreprises n'ont guère été couronnées de succès.

En ce qui concerne le Viséen-Namurien basal de BN1, sa microflore nettement différente de celle de l'Europe occidentale, est celle classiquement observée sur toute la plate-forme saharienne depuis le Grand Erg occidental (Lanzoni & Magloire, 1969) jusqu'en Cyrénaïque (Loboziak & Clayton, 1988). Dans le sondage BN1, les premières *Lycospora pusilla* ont été localisées dans des niveaux situés entre les deux horizons à *Collenia* du Viséen terminal.

Remerciements. — Les auteurs remercient le Centre de Recherche et de Développement de la SONATRACH pour le soutien qu'il nous a apporté au cours de cette étude.

Ils remercient également le Docteur N. Riley (British Geological Survey) spécialiste des Goniatites du Carbonifère qui nous a fait part de ses observations et remarques sur les Ammonoïdés du bassin de Béchar.

BIBLIOGRAPHIE

- ATTAR A., FOURNIER J., CANDILIER A.M. & COQUEL R. (1980). — Etude palynologique du Dévonien terminal et du Carbonifère inférieur du bassin d'Illizi (Fort-Polignac), Algérie. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 35 (4), p. 585-619.
- Carte Géologique de l'Algérie (1965). — Illizi (Fort Polignac). Ech. 1/500000. Centre de Rech. Z.arides, C.N.R.S., Paris.
- CHANUT C. (1959). — Etude d'une coupe du Carbonifère du bassin de Fort Polignac entre la Gara Mas-Melouki et l'erg Bourahert. *Coll. Strat. sah.*, p. VIII-1-8. Chambourcy.
- CHANUT C. & SIMANDOUX G. (1958). — Précisions sur la stratigraphie du Paléozoïque du bassin de Fort-Polignac. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 13, p. 299-300.
- CLAYTON G. (1995). — Carboniferous miospore and pollen assemblages from the Kingdom of Saudi Arabia. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 89 (1/2), p. 115-123.
- CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAK S., OWENS B. & STREEL M. (1977a). — Carboniferous miospores of Western Europe : illustration and zonation. *Med. Rij. Geol. Dienst*, 29, p. 1-71.
- CLAYTON G., HIGGS K.T. & KEEGAN J.B. (1977b). — Late Devonian and early Carboniferous occurrences of the miospore genus *Emphanisporites* McGregor in Southern Ireland. *Pollen et Spores*, 19 (3), p. 415-425.
- Colloque de Stratigraphie saharienne du Carbonifère (1959). — Procès verbal des communications (tome 1) et conclusions (tome 2). Chambourcy, Septembre 1959.
- COQUEL R., DOUBINGER J. & MASSA D. (1988). — Nouvelles données palynologiques sur l'intervalle Carbonifère Viséen/Moscovien, bassin de Rhadamès (Libye). Comparaison avec les bassins sahariens, appréciations des influences gondwaniennes et euraméricaines. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 43 (1), p. 3-16.
- COQUEL R. & LATRECHE S. (1989). — Etude palynologique de la Formation d'Illerène (Dévono-Carbonifère) du Bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). *Palaeontographica*, B, 212, p. 47-70.
- COQUEL R. & MASSA D. (1993). — A propos d'événements palynologiques du Carbonifère inférieur (= Mississippien) d'Afrique du Nord. *Ann. Soc. géol. Nord*, 2 (2e sér.), p. 145-152.
- COQUEL R. & MOREAU-BENOIT A. (1986). — Les spores des séries struniennes et tournaisiennes de Libye occidentale. *Rev. Micropaléontologie*, 29 (1), p. 17-43.
- CONIL R., GROESSENS E. & PIRLET H. (1976). — Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Nord*, 96, p. 363-371.
- DUBOIS P. (1960). — Le Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. *Bull. Soc. Géol. France*, 7 (2), p. 94-97.
- DUBOIS P., KERAUDREN B. & WILLM C. (1959). — Stratigraphie du Carbonifère marin du bassin de Fort-Polignac. *C.R.A.S.*, Paris, 248, p. 3323-3324.
- HIGGS K., CLAYTON G. & KEEGAN J.B. (1988). — Stratigraphic and Systematic Palynology of the Tournaisian Rocks of Ireland. *Geol. Sur. Ireland*, sp. pa. 7, p. 5-93.
- LANZONI E. & MAGLOIRE L. (1969). — Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 24 (4), p. 441-469.
- LEGRAND-BLAIN M. (1980). — Le Carbonifère marin du bassin d'Illizi (Sahara algérien oriental). Mise au point stratigraphique. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 3, p. 81-83.
- LEGRAND-BLAIN M. (1985). — Illizi Basin (in Carboniferous of the World II). *IUGS*, 20, p. 329-333.
- LOBOZIAK S. & CLAYTON G. (1988). — The Carboniferous palynostratigraphy of northeast Libya (in Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya). El-Arnauti *et al.* (eds), p. 129-149.
- LYS M. (1986). — Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée (Espagne, Afrique du Nord, Régions Egéennes, Proche-Orient). Etudes micropaléontologiques (Foraminifères), paléobiogéographie. *Doc. B.R.G.M.*, 147, p. 8-135.
- MASSA D., COQUEL R., LOBOZIAK S. & TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1980). — Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Carbonifère en Libye occidentale. *Ann. Soc. géol. Nord*, 99, p. 429-442.
- MASSA D. & VACHARD D. (1979). — Le Carbonifère de Libye occidentale. Biostratigraphie et Micropaléontologie. Position dans le domaine téthysien d'Afrique du Nord. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 34 (1), p. 3-65.
- OWENS B., MISHHELL D.R.F. & MARSHALL J. (1976). — *Kraeuselisporites* from the Namurian of the northern England. *Pollen et Spores*, 18 (1), p. 145-156.
- PAREYN C. (1961). — Les massifs carbonifères du Sahara Sud-Oranais. I : Stratigraphie et tectonique. II : Paléontologie stratigraphique. *Publ. Cent. Rech. sah., sér. Géol.*, 1, p. 1-326, 2, p. 1-244.
- RILEY N.J. (1990). — A global review of mid-Dinantian ammonoid biostratigraphy. *Cour. Forsch. Senck.*, 130, p. 133-143.

STREEL M. & LOBOZIAK S. (1994). — Observations on the establishment of a Devonian and Lower Carboniferous high-resolution miospore biostratigraphy. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 83, p. 261-273.

VACHARD D., MASSA D. & STRANK A.R.E. (1993). — Le Carbonifère du sondage A1-37 (Cyrénaïque, Libye) : analyse biostratigraphique, conséquences paléogéographiques. *Rev. Micropaléontologie*, 36 (2), p. 165-186.

EXPLICATION DES PLANCHES I A III (*)

PLANCHE I

Réservoir F2

Fig. 1 et 5. — *Spelaeotriletes granulatus* (Kedo) Moreau-Benoît

1 : GTD1 (1532 m)

5 : GTD1 (1532 m)

Fig. 2 et 3. — *Spelaeotriletes lepidophytus* (Kedo) StreeI

2 : GTD1 (1532 m)

3 : GTD1 (1529,65 m)

Fig. 4 et 10. — *Auroraspora* sp. cf. *Perotriletes perinatus* Hughes & Playford

4 : GTD1 (1532 m)

10 : GTD1 (1532 m)

Fig. 6. — *Lagenosporites granulatus* Candilier, Coquel & Loboziak

GTD1 (1535,10 m)

Fig. 7 et 11. — *Rugospora flexuosa* (Juschko) StreeI

7 : GTD1 (1532 m)

11 : GTD1 (1532 m)

Fig. 8. — *Dictyotriletes fimbriatus* (Winslow) Kaiser

GTD1 (1529,65 m)

Fig. 9. — *Cristatisporites rosulatus* (Luber) Loboziak & Alpern

GTD1 (1529,65 m)

Fig. 12. — *Verruciretusispora* sp.

GTD1 (1556,50 m)

Fig. 13 et 14. — *Verruciretusispora famenensis* (Kedo) Massa, Coquel, Loboziak & Taugourdeau-Lantz

13 : GTD1 (1532 m)

14 : GTD1 (1532 m)

Fig. 15. — *Retusotriletes incohatus* Sullivan

GTD1 (1532 m)

Fig. 16. — *Lophozonotriletes cristifer* (Luber) Kedo

GTD1 (1526,50 m)

Fig. 17. — *Pilososporites delicatus* Coquel & Moreau-Benoît

GTD1 (1540 m)

Fig. 18. — *Ammonidium rigidum* (Deunf) Staplin, Jansonius & Pocock

GTD1 (1556,50 m)

Fig. 19. — *Veryhachium* sp.

GTD1 (1552 m)

Fig. 20. — *Grandispora* cf. *echinata* Hacquebard

GTD1 (1529,65 m)

Fig. 21. — *Fungochitina fenestrata* (Taugourdeau & Jekhvosky) Taugourdeau

GTD1 (1563,50 m) x200

Fig. 22. — *Hymenozonotriletes explanatus* (Luber) Kedo

GTD1 (1526,25 m)

Fig. 23. — *Grandispora riegelii* Loboziak & StreeI

GTD1 (1529,65 m)

Fig. 24. — *Lagenosporites illizii* Candilier, Coquel & Loboziak

GTD1 (1532 m) x200.

PLANCHE II

Formation d'Issendjel.

Fig. 1. — *Spelaeotriletes pretiosus* (Playford) Coquel & Moreau-Benoît

BN1 (487,40 m)

Fig. 2. — *Radiizonates genuinus* (Juschko) Loboziak & Alpern

BN1 (421 m)

Fig. 3. — *Apiculiretusispora multiseta* (Luber) Butterworth & Williams

BN1 (154 m)

Fig. 4. — *Diatomozonotriletes fragilis* Clayton

BN1 (437,40 m)

Fig. 5. — *Convolutispora vermiformis* Hughes & Playford

BN1 (437,40 m)

Fig. 6. — *Pustulatisporites gibberosus* (Hacquebard) Playford

BN1 (496,55 m)

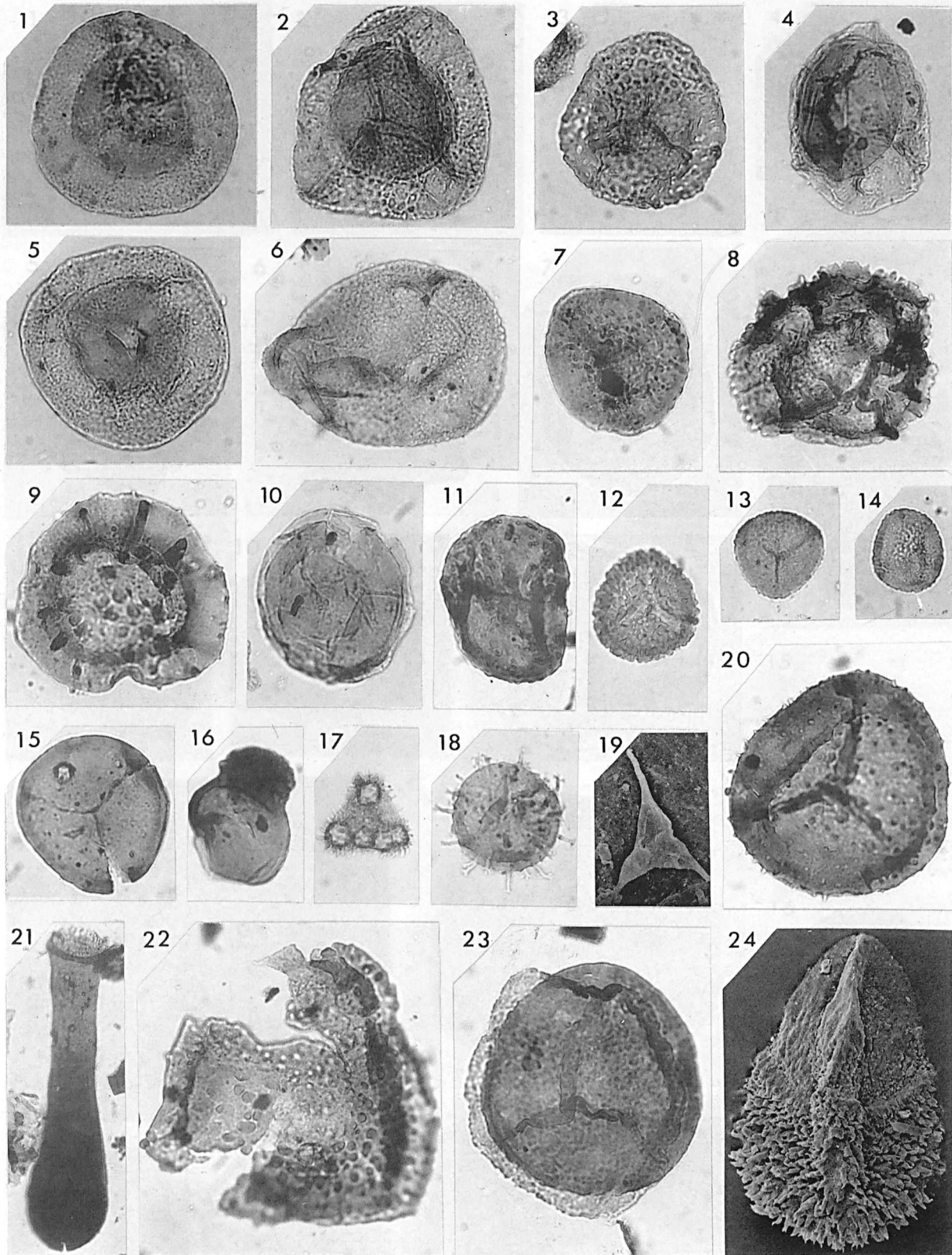
(*) Grossissement x500 sauf indication contraire.

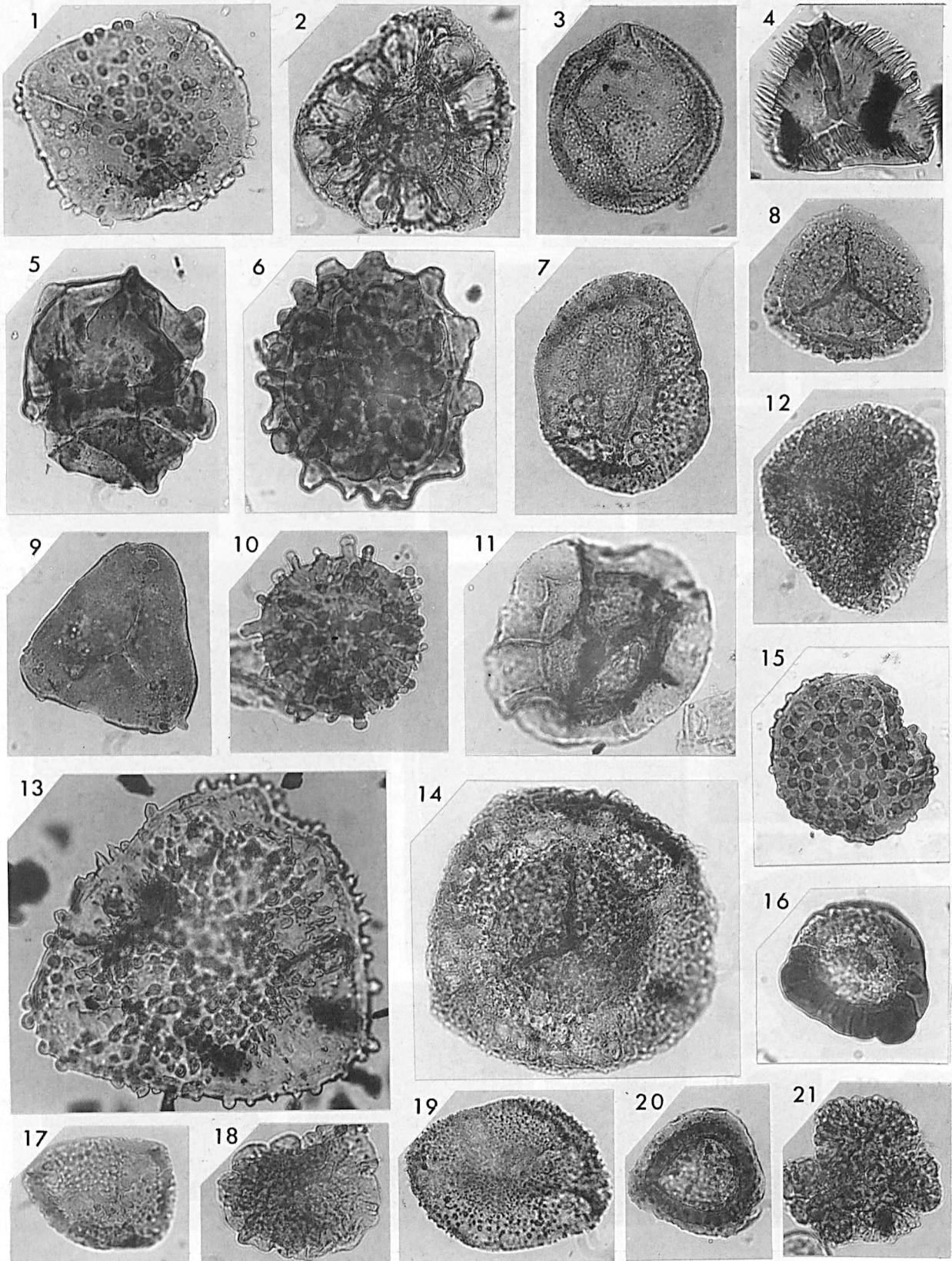
- Fig. 7 et 19. — *Aratrisporites saharaensis* Loboziak, Clayton & Owens
7 : BN1 (292 m)
19 : BN1 (292 m)
- Fig. 8. — *Vallatisporites communis* Sullivan
BN1 (421 m)
- Fig. 9. — *Umbonatisporites baculatus* Coquel & Moreau-Benoît
BN1 (591 m)
- Fig. 10. — *Raistrickia clavata* Hacquebard
BN1 (591 m)
- Fig. 11. — *Camptozonotriletes cyrenaicus* Loboziak & Clayton
BN1 (496,55 m)
- Fig. 12. — *Vallatisporites agadesi* Loboziak & Alpern
BN1 (497,10 m)
- Fig. 13. — *Grandispora libyensis* Moreau-Benoît
BN1 (591 m) x400
- Fig. 14. — *Spelaeotriletes agadesi* Loboziak & Alpern
BN1 (292 m)
- Fig. 15. — *Verrucosisporites nitidus* (Naumova) Playford
BN1 (497,10 m)
- Fig. 16. — *Densosporites variomarginatus* Playford
BN1 (421 m)
- Fig. 17. — *Vallatisporites vallatus* Hacquebard
GTD1 (1524 m)
- Fig. 18. — *Rugospora minuta* Neves & Ioannides
BN1 (154 m)
- Fig. 20. — *Cingulizonates bialatus* (Waltz) Smith & Butterworth
BN1 (192,10 m)
- Fig. 21. — Botryococcaceae
BN1 (436,55 m)

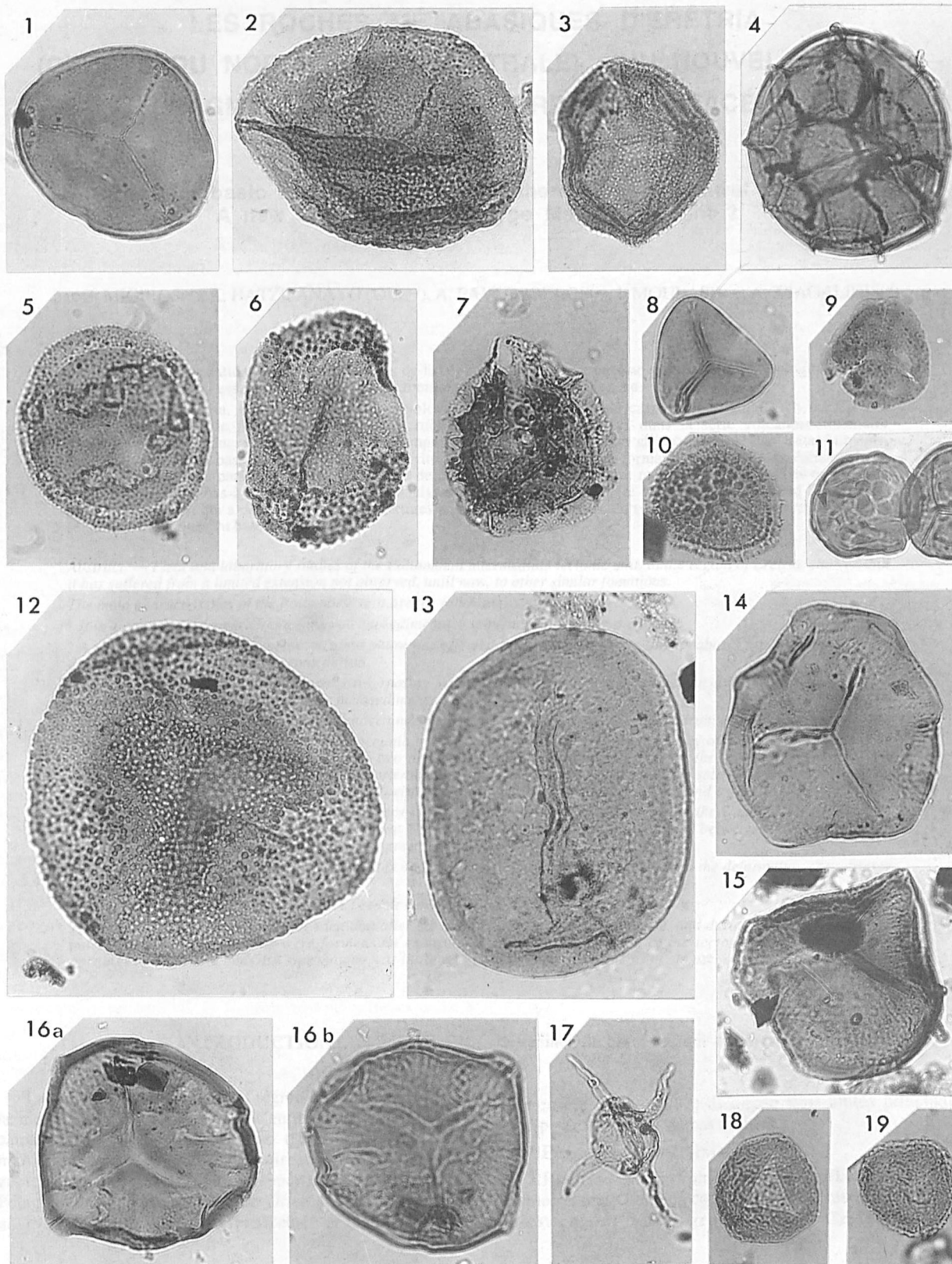
PLANCHE III

Formation d'Assékaïf (Illizi). Formation d'Assedjefar (Rhadamès).

- Fig. 1. — *Punctatisporites irrasus* Hacquebard
BN1 (23 m)
- Fig. 2. — *Spelaeotriletes* cf. *arenaceus* Neves & Owens
BN1 (61 m)
- Fig. 3. — *Apiculiretusispora multiseta* (Luber) Butterworth & Williams
BN1 (23 m)
- Fig. 4. — *Reticulatisporites cancellatus* (Waltz) Playford
BN1 (66 m)
- Fig. 5. — *Grandispora echinata* Hacquebard
BN1 (121 m)
- Fig. 6. — *Aratrisporites saharaensis* Loboziak, Clayton & Owens
BN1 (61 m)
- Fig. 7. — *Kraeuselisporites* sp. A in Owens, Mishell & Marshall
BN1 (121 m)
- Fig. 8. — *Leiotriletes tumidus* Butterworth & Williams
BN1 (129 m)
- Fig. 9. — *Lycospora pusilla* (Ibrahim) Potonié & Kremp
BN1 (87 m)
- Fig. 10. — *Vallatisporites communis* Sullivan
BN1 (61 m)
- Fig. 11. — *Convolutispora laminosa* Neves
BN1 (23 m)
- Fig. 12. — *Spelaeotriletes triangulus* Neves & Owens
BN1 (61 m)
- Fig. 13. — *Schopfipollenites ellipsoides* (Ibrahim) Potonié & Kremp
BN1 (139 m)
- Fig. 14 à 16. — *Emphanisporites delicatus* nov. sp.
14 : BN1 (61 m) - Holotype
15 : A1-49 (carotte 5) - bassin de Rhadamès, Formation Assedjefar
16 : BN1 (23 m) - a : face proximale ; b : face distale
- Fig. 17. — ? *Gorgonisphaeridium* sp.
BN1 (102 m)
- Fig. 18 et 19. — *Prolycospora rugulosa* (Butterworth & Spinner) Turnau
18 : BN1 (23 m)
19 : BN1 (23 m).







LES ROCHES MÉTABASIQUES D'ERÉTRIA (OTHRYS DU NORD, GRÈCE CENTRALE) : UN NOUVEL ÉPISODE MAGMATIQUE DE TYPE MORB AU CRÉTACÉ ?

The Metabasic Rocks of Eretria (Northern Othrys, Central Greece) A new Cretaceous Morb-type Magmatic event ?

par G. MIGIROS(*), K. HATZIPANAYOTOU(**), A. PAVLOPOULOS(*), I. MOULAS(*) et A. TSAGALIDIS(*)

Résumé. — Les formations géologiques alpines de la région d'Erétria montrent une grande variété lithologique et sont fortement déformées, essentiellement par une tectonique compressive d'âge Eocène.

L'unité de Paliambéla, constituée d'une série volcanosédimentaire avec des carbonates et un flysch du Crétacé Supérieur, présente le plus grand intérêt. Les roches métabasiques trouvées dans la série volcanosédimentaire constituent l'objet principal de cette étude et comprennent des metabasites en alternance avec des métasédiments, localisés surtout à la base de l'unité, des métadolérites qui traversent toutes les formations de l'unité de Paliambéla en forme de veines. Les paragenèses des metabasites de la série volcanosédimentaire montrent que ces roches ont subi un métamorphisme de bas à très bas degré. Leurs analyses géochimiques ont montré que pendant le Crétacé il y a eu un champ d'extension qui a créé de nouvelles ouvertures par lesquelles un magma du type MORB a pu s'intercaler dans les sédiments détritiques du bassin.

Abstract. — Field and laboratory studies of the Paliambela intermediate tectonic unit, in the region of Eretria, showed that it has suffered from a limited extension not observed, until now, to other similar formations.

The main characteristics of the Paliambela unit are the following:

- It is a continuous Upper Cretaceous volcanosedimentary sequence underlying the flysch.
- A unique Post-Upper Cretaceous tectonic phase has affected this unit, contrary to the ultrabasic formations which are deformed during the Pre-Cretaceous period.
- The ultrabasic rocks are metabasites alternating with metasediments and metadoléritic dykes which traverse the metabasites and the Upper Cretaceous metasediments.
- The metabasites and the metasediments have undergone a low to very low degree metamorphism.

The greek ophiolites are relics of alpine oceanic systems corresponding to a great variety of paleoenvironments. The common opinion correlates those rocks to two different oceanic environments. During the Jurassic-Cretaceous the closing of the oceans produced an intense shortening and overthrusting. Radiodating of the sole amphibolites showed an age of 145-180 m.y. The corresponding paleoenvironment should be an opening center of island arc type.

The presence and the structure of the metabasites of the Paliambela unit shows that during the Upper Cretaceous a new ocean was formed that gave a new basic magma. The lavae of this magma were intercalated between the sediments while later, during the Upper Cretaceous, dykes traversed the volcanosedimentary formations.

The age of the volcanosedimentary formations is mainly Cretaceous and anyway posterior to the deformation that affected the ophiolites.

Similar paleogeographic conditions have been described in Chalkidiki and northern Pindos.

The above observations support the idea that after the main compressive Jurassic phase, and during the Cretaceous, new paleogeographic environments were formed. An extension field in the back region of the tectonic front provoked new openings through which MORB type magma was intruded within the clastic sediments of almost continental facies.

I. — INTRODUCTION

La structure géologique de la région d'Erétria, au Nord de la montagne d'Othrys en Grèce Centrale, est compliquée à cause d'une intense tectonique d'âge alpin qui s'est manifestée au début du Tertiaire. Du point de vue géotectonique la région étudiée appartient à la zone Sous-Pelagonienne (zone de la Grèce Orientale, Mountrakis *et al.* 1983). Cette région a été prospectée et étudiée à cause

des mines de chromite qui fonctionnent depuis plus de 100 ans.

Ferrière (1977, 1982) distingue trois unités principales superposées ; ce sont de bas en haut :

1. Péridotites serpentinisées.

2. Roches métamorphiques de Chalkodonion-Mikro Vouno, essentiellement composées de schistes, de tufs, de dolérites et de greywackes. Celles-ci sont

(*) Lab. Minéralogie-Géologie, Univ. d'Agric. D'Athènes, Jera odos 75, GR-118 55 Athènes, Grèce.

(**) Dep. de Géologie, Univ. Patras, GR-261 10 Patras, Grèce.

surmontées de calcaires du Crétacé supérieur à fossiles du Turonien-Sénonien et du Campanien-Maestrichtien ainsi que de flysch Maestrichtien présentant des contacts tectonisés en leur sein.

3. Unité tectonique supérieure (Asproyia) à serpentines et calcaires Crétacé supérieur.

Katsikatsos *et al.* (1983), dans la même région, constatent une structure tectonique composite et distinguent les unités tectoniques suivantes:

1. L'unité inférieure avec: du flysch, des calcaires du Crétacé, des schistes et des pelites, des blocs ultrabasiques, des schistes, des gneiss et marbres schistosés d'âge jurassique. Ces derniers sont considérés comme le substrat géologique de la région d'Erétria.

2. L'unité intermédiaire avec des olistolites et olistostromes, des roches ultrabasiques et basiques ainsi que des calcaires et dolomies du Crétacé. Cette unité est située d'une manière tectonique entre les unités supérieures et inférieures. Dans les calcaires, une microfaune du Sénonien a été trouvée.

3. L'unité supérieure avec des sédiments clastiques du type flysch et des calcaires du Crétacé Supérieur dans lesquels il y a des petites poches bauxitiques.

A la suite d'une recherche géologique et tectonique sur le terrain et au laboratoire, on a constaté que dans la région d'Erétria il y a effectivement trois unités du Crétacé Supérieur qui se trouvent en relation tectonique exprimée par chevauchements et glissements (fig. 1). Ces unités sont appelées, de haut en bas:

- Unité d'Asproyia
- Unité de Paliambéla
- Unité d'Erétria

L'unité d'Asproyia est constituée par des calcaires en plaquettes du Crétacé Supérieur, lesquels passent au flysch. Un mélange tectonique de roches détritiques, carbonatées et ophiolitiques affleure souvent à leur base.

L'unité de Paliambéla apparaît avec une série des roches métaclastiques et métavolcaniques qui passent vers le haut à des formations métaclastiques et carbonatées du Crétacé Supérieur. La série est couronnée par le flysch.

L'unité d'Erétria se caractérise par la présence des corps ultrabasiques sur lesquels reposent en transgression des calcaires massifs du Crétacé Supérieur, passant vers le haut au flysch.

A partir de la forme, l'aspect et le degré de minéralisation, on distingue trois groupes dans les corps ultrabasiques :

- Le groupe de Mavro avec une schistosité intense à sa base, parallèle aux zones boudinées de la chromite.
- Le groupe de Kastraki avec une déformation plastique et contenant de la chromite irrégulièrement disséminée et conservant, par endroits, son contact initial avec les ultrabasites.
- Le groupe de Kedrorachi qui a été affecté par une déformation à sec de moyen degré et où la chromite se présente boudinée.

Par la suite, nous analysons en détail la géologie, la pétrographie et la géochimie de l'unité de Paliambéla afin d'y définir le paléoenvironnement et son évolution.

II. — GÉOLOGIE DE LA RÉGION D'ERÉTRIA

Les formations de l'unité de Paliambéla ont une extension restreinte dans la région d'Erétria comparée aux vastes masses des roches ophiolithiques de l'Othrys du Nord. Cette unité se trouve sous une klippe qui est représentée par l'unité d'Asproyia et est superposée à l'unité d'Erétria (fig. 2).

On observe du bas en haut:

- Une série composée d'alternances des sédiments métaclastiques, des metabasites, des cipolins et des marbres. Dans les parties basales prédominent les sédiments. L'épaisseur par endroit atteint les 300 m.

- Les formations du Crétacé Supérieur constituées par des sédiments détritiques à intercalations carbonatées d'une épaisseur de 80 m. Vers le haut, ils deviennent des calcaires massifs qui ensuite donnent place au flysch. L'âge de ces formations, d'après Ferrière (1982) et Katsikatsos *et al.* (1983) s'étend du Cénomaniens au Maestrichtien. L'âge déduit de l'examen des fossiles (débris de Rudistes *Praeglobotruncana helvetica* BOLLI, *Orbitoides media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK) débute au Turonien Supérieur-Santonien Moyen.

Pendant le travail sur le terrain on a constaté que des roches basiques traversent sous forme de filons, de 40-150 cm d'épaisseur, la série volcanosédimentaire et les sédiments du Crétacé Supérieur (fig. 2).

III. — TECTONIQUE

Dans la région d'Erétria on distingue deux phases tectoniques qui se manifestent par des plis, schistosité et broyage. Il y a aussi des glissements, des charriages et des chevauchements.

La première phase est Pré-Crétacé et elle a seulement influencé les formations ophiolitiques de la région d'Othrys. La seconde phase est Post-Crétacé supérieur et elle a influencé toutes les formations de la région de l'Othrys.

La première phase tectonique est exprimée par:

- Un plissement qui a affecté les ophiolites et a donné des plis fermés essentiellement deversés et couchés de direction 30°-50° NO et plongement 20°-30° NE.

- La formation des discontinuités tectoniques avec des stries 40°-60° NE. A la base de ces discontinuités on observe souvent des zones de faible épaisseur fortement déformées avec des brèches tectoniques.

La faible relation entre la direction des plis et la striation est due à une rotation senestre des klippes ophiolitiques pendant leur mouvement vers le SO.

La tectonique compressive du Pré-Crétacé doit être en relation avec le début d'une phase compressive dans un environnement océanique dont la manifestation finale s'accomplit par le charriage des ophiolites. La radiodation des amphibolites de l'Othrys a donnée un âge 145-177 m.a. (Spray and Roddick 1980), fait qui montre que la semelle de glissement des ophiolites était déjà formée.

La seconde phase tectonique a affecté toutes les formations d'Erétria et elle est postérieure du Crétacé

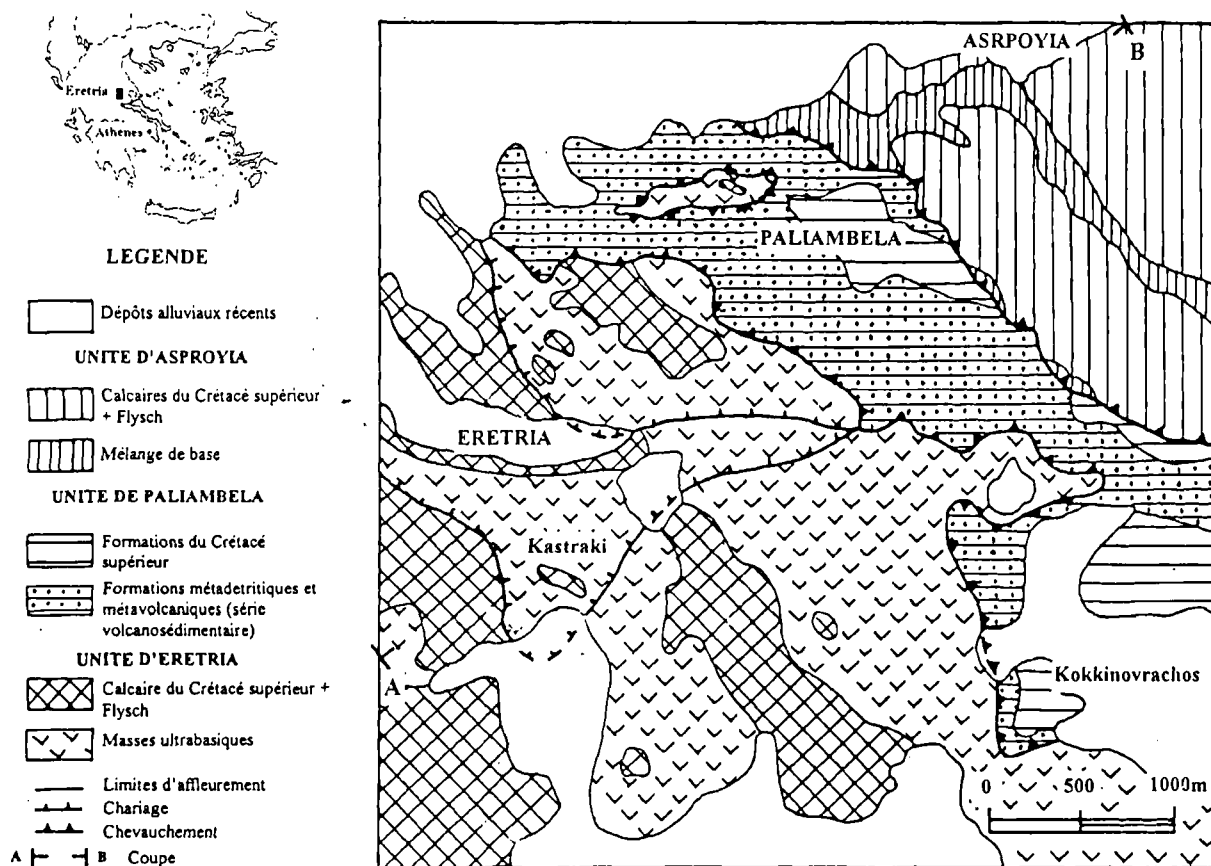


Fig. 1. — Carte géologique simplifiée et localisation de la région étudiée.

Fig. 1. — Geological sketch map

Supérieur avec un principal paroxysme dans l'Eocène, correspondant à l'âge du flysch dans l'Othrys occidental. Cette phase est caractérisée par des plis fermés de direction axiale 60° - 120° NE et plongement du plan axial 45° - 70° vers le Nord. Ils présentent, aussi des discontinuités tectoniques qui donnent souvent un aspect écaillé.

En général on distingue:

- des klippes à foliation de direction 60° - 130° NE provoquées par une compression de direction générale N-S avec un pendage moyen des surfaces tectoniques 50° vers le Nord,
- des chevauchements à grand angle jusqu'à des failles inverses de direction $N340^{\circ}$ - 10° comme résultat des mouvements tangentiels et rotation des formations dues à une poussée venant du Nord,
- des failles inverses et, par endroits, des chevauchements à grand angle, de direction principale E-O tout au long des grandes lignes tectoniques et avec un déplacement horizontal important.

IV. — PÉTROGRAPHIE

L'examen pétrologique et géochimique des formations de l'unité de Paliambéla a été principalement limité aux roches métabasiques. Celles-ci se trouvent en alternance avec des roches métasédimentaires d'origine

volcanoclastique. On observe aussi des intrusions filoniennes.

Les lithotypes principaux des roches métasédimentaires sont: des schistes quartzitiques et calcaires, des phyllades, des psammites à stratification fine avec intercalations des cipolins et des marbres. Le lithotype prédominant est le schiste calcaire, chloriteux et muscoviteux.

Il s'agit surtout de roches à grain fin-moyen de couleur gris vert et blanc-vert, dans lesquelles on distingue clairement les reliques des caractères primaires intraformationnels. Parmi les membres de couleur claire, on distingue essentiellement les minéraux suivants: calcite, quartz et feldspaths potassiques. Parmi ceux de couleur sombre, on distingue les minéraux à grain fin comme muscovite, actinote, chlorite, épidote, titanite et oxydes de fer.

En tenant compte de la position stratigraphique des roches métabasiques telle qu'elle a été observée sur le terrain, et de leur situation structurale elles s'apparentent à des metabasaltes et métadolérites.

La détermination du protolithe dans les deux types lithologiques se base surtout:

- sur leur microstructure qui correspond à des coulées de lave pour les metabasaltes et à des intrusions filoniennes pour les métadolérites,
- sur les analyses chimiques des minéraux reliques.

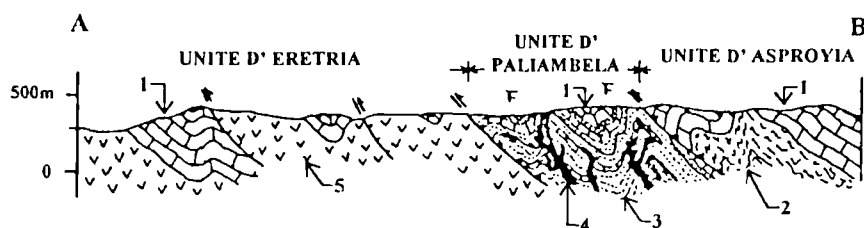


Fig. 2. — Coupe schématique dans la région d' Eretria. 1.- Calcaires du Crétacé sup. et flysch éocènes; 2.- Mélange de base; 3.- Série métaclastique et métavolcanique; 4.- Roches basiques filoniennes; 5.- Roches ultrabasiques; F.- Sites fossilifères du Crétacé sup.

Fig. 2. — Cross section of the Eretria area. 1.- Upper Cretaceous limestones and Eocene flysch; 2.- Basal melange; 3.- Metaclastic and metavolcanic formations; 4.- Dykes of mafic rocks; 5.- Ultramafic rocks; F.- Upper Cretaceous fossiliferous outcrops.

1) Métabasaltes

A partir de l'observation des lames minces, on constate que ces roches sont influencées par un métamorphisme qui a fait disparaître presque totalement la structure et la composition minéralogique initiale des protolithes. Sur l'échelle macro- et microscopique, les métabasaltes présentent des alternances de bandes claires et sombres. Les bandes claires, à structure granoblastique, contiennent albite, calcite et quartz tandis que les sombres, à structure inoblastique, sont composées par de la chlorite, de l'actinote, de l'épidote et de la préhnite qui se présente aussi bien dans la masse principale que dans les fentes. Les minéraux de néoformation sont la titanite, les feldspaths potassiques, des minéraux opaques et des oxydes de fer.

2) Métadolérites

Par rapport aux métabasaltes, on constate que parmi les roches de ce groupe (qui sont plus grossières par rapport aux métabasaltes) s'observe une paragenèse magmatique résiduelle exprimée surtout par la présence, rarement, de reliques de plagioclases et, plus fréquemment, de reliques de clinopyroxènes et parfois de magnétite et ilménite.

La macle initiale des plagioclases n'est plus facilement visible. Les reliques des clinopyroxènes sont situées au centre des minéraux tandis qu'à ses bords se développe toujours l'actinote. A partir de leur analyse chimico-minéralogique, ils caractérisent l'augite. La texture dominante des échantillons examinés est blasto-subophitique à subophitique. Le métamorphisme a aussi influencé les métadolérites mais à un degré apparemment plus bas par comparaison avec les métabasaltes. Aux faciés métamorphiques participent en tant que minéraux essentiels (à part l'albite et l'actinote): l'épidote, le quartz, les feldspaths potassiques, la calcite, la titanite, la clinzoisite et l'hématite.

V. — CHIMISME DES MINÉRAUX

La méthodologie des microanalyses est rapportée dans la publication de Migiro et Economou (1988) et les résultats sont présentés sur le tableau I.

1) Pyroxènes

Ces minéraux sont parmi les plus rares dans les métadolérites. Conformément à la classification de

Morimoto *et al.* (1988), les clinopyroxènes des métadolérites sont représentés par l'augite.

2) Amphiboles

La reconnaissance des amphiboles a été faite à partir de leurs composition chimique et en utilisant le diagramme de Leake (1978). Dans ce diagramme les amphiboles analysées des métabasaltes et métadolérites sont de type actinote. La teneur des amphiboles est très basse ($Al_2O_3 < 1,27\%$, Tabl.I). La plus haute variation de Al_2O_3 est en accord avec la variation proposée pour les amphiboles provenant du métamorphisme qui affecte les roches ophiolitiques et qui est $< 10\%$ cb (Hutchinson, 1978; Liou et Ernst, 1979). D'après Evarts et Schiffman (1983), ce phénomène est indicatif de basse pression (P_1) où la pression de la phase liquide (P_2) est inférieure à la pression lithostatique (P_3).

3) Titanite

Dans le diagramme Al-Ti-Fe⁺³ de Nystrom (1983), tous les points des cristaux de titanite analysés sont projetés au sommet du Ti mais il est possible de constater un remplacement de celui-ci essentiellement par du Al et moins par du Fe⁺³. Un remplacement analogue de la forme Ti=Al, Fe⁺³ se réalise typiquement dans les minéraux des roches à bas degré de métamorphisme (Coombs *et al.*, 1976; Boles & Coombs, 1977).

En outre, il a déjà été montré qu'en général la teneur en Al des titanites diminue avec l'augmentation du degré de métamorphisme (Nystrom, 1983).

4) Feldspaths

Parmi les trois analyses des plagioclases qui ont été réalisées, deux proviennent de métadolérites et la troisième des métabasaltes. A partir des analyses des minéraux, on constate qu'aucun plagioclase magmatique basique ne conserve sa composition initiale. Au contraire tous les plagioclases sont transformés en minéraux plus alcalins comme l'albite (Ab=73-97%)

5) Chlorites

La chlorite est le minéral le plus abondant dans les roches métabasiques analysées. Le calcul de leurs types chimiques est réalisé sur la base de 28 atomes d'oxygène et en supposant que tout le fer est ferreux. En accord avec la classification de Hey (1954), toutes les chlorites sont très

Pyroxenes				Amphiboles						Feldspaths				Titanites				Chlorites									
*	22a/1	24/1	24/2	*	5/1	5/2	22/2	24/1	24/2	*	9/1	22a/1	24/1	*	22b/1	22b/2	23/1	23/2	**	5/1	5/2	12/1	22b/1	22b/2	24/1		
SiO ₂	53.19	54.01	54.11	SiO ₂	51.76	53.28	51.72	52.11	50.42	51.76	Si	68.62	69.83	70.00	Si	31.21	31.64	31.23	30.34	Si	28.24	27.50	27.44	23.70	27.66	28.21	
TiO ₂	-	0.10	-	TiO ₂	0.52	0.37	0.39	0.43	0.55	1.00	Al	18.44	17.63	18.50	Al	33.59	36.00	37.04	37.28	Al	0.18	-	-	0.40	0.23	0.15	
Al ₂ O ₃	0.54	0.50	0.40	Al ₂ O ₃	1.00	0.50	0.59	0.49	1.27	1.04	Fe ³⁺	1.53	0.12	0.29	Fe ³⁺	1.44	1.39	0.85	0.85	Fe ³⁺	16.21	15.87	16.25	16.96	17.44	14.69	
Cr ₂ O ₃	0.23	0.87	0.90	FeO ^t	18.16	14.70	19.14	17.88	19.55	19.35	Mg	2.90	0.77	1.52	0.35	Fe ²⁺	16.69	16.07	17.19	32.78	27.90	23.16					
Fe ²⁺ O ₃	7.53	3.69	3.75	MgO ^t	12.33	14.15	13.34	12.74	11.15	12.38	Ca	0.20	-	-	0.20	Mn	22.17	20.51	23.90	9.93	14.42	18.75					
MgO	16.73	18.96	18.89	MnO	-	0.62	0.24	0.49	0.82	0.19	K	0.62	-	1.44	-	-	-										
MnO	-	-	-	CaO	11.64	12.13	9.80	11.81	11.38	10.90	Na	29.62	28.37	28.94	29.24	-	-	-									
CaO	21.01	21.04	21.10	Na ₂ O	0.70	-	0.88	0.49	1.09	-	Sum	7.67	11.45	9.50	-	-	-	-									
Na ₂ O	0.54	0.40	0.45	K ₂ O	0.38	0.39	0.44	0.33	0.44	0.37	Total	2.00	0.22	0.10	-	-	-	-	-	0.58	0.64	0.55	0.66	-	-	-	
K ₂ O	0.36	0.41	0.30	Total	96.49	96.14	96.54	96.77	96.67	96.99	Total	99.51	99.25	99.83	-	-	-	-	-	-	83.89	81.32	85.15	84.05	88.62	85.74	
NiO	-	-	0.17	Total	100.13	99.98	100.28	-	-	-	Total	99.56	98.81	100.13	98.92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Structural formulae on the basis of 23(O)				Structural formulae on the basis of 8(O)				Structural formulae on the basis of 4(Si)				Structural formulae on the basis of 28(O)														
Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Si	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	Al ^{vi}	
7.740	7.860	7.580	7.750	3.026	3.067	3.047	3.047	4.000	4.000	4.000	4.000	5.956	6.004	5.737	5.519	5.856	6.046	6.046	6.046	6.046	6.046	6.046	6.046	6.046	6.046	6.046
0.180	0.090	0.100	0.090	0.958	0.913	0.949	0.949	0.221	0.207	0.178	0.132	2.044	1.996	2.263	2.481	2.144	1.954	1.954	1.954	1.954	1.954	1.954	1.954	1.954	1.954	
7.920	7.950	7.680	7.840	3.984	3.980	3.996	3.996	3.770	3.711	3.858	3.867	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
0.260	0.240	1.200	0.380	0.056	0.004	0.011	0.011	0.038	-	-	-	2.944	2.935	3.006	3.384	4.940	4.151	4.151	4.151	4.151	4.151	4.151	4.151	4.151	4.151	
2.010	1.580	1.140	1.850	0.042	-	-	-	0.038	-	-	-	6.970	6.675	7.448	3.447	4.551	5.990	5.990	5.990	5.990	5.990	5.990	5.990	5.990	5.990	
2.750	3.110	2.910	2.820	0.029	-	-	-	4.068	-	-	-	0.072	0.083	0.066	0.079	0.057	0.085	0.085	0.085	0.085	0.085	0.085	0.085	0.085	0.085	
0.060	0.040	0.040	0.050	0.656	0.957	0.802	0.802	0.095	0.103	0.089	0.111	0.054	-	0.070	0.043	0.034	0.034	0.034	0.034	0.034	0.034	0.034	0.034	0.034	0.034	
-	0.080	0.030	0.060	0.113	0.012	0.096	0.096	0.095	0.103	0.089	0.111	0.203	-	-	0.189	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	0.067	
5.084	4.950	5.320	5.060	0.898	0.921	0.888	0.888	4.191	3.946	4.061	4.281	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
1.860	1.920	1.540	1.880	73.00	97.89	86.30	86.30	5.67	00.00	12.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
0.140	-	0.250	0.120	21.33	2.11	1.10	1.10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

(*) Le numero, en haut des colonnes, indique les numeros d'échantillons.
 (†) Taux total de Fe calculé comme Fe²⁺.

Tabl. I. — Analyses à la microsonde électronique des Pyroxenes, Amphiboles, Feldspaths, Titanites et Chlorites de la région d' Erétria (Othrys septentrional).

Table I. — Microprobe analysis of pyroxenes, amphiboles, feldspars, titanites and chlorites (Eretria area, Northern Othrys).

homogènes et se projettent presque toutes dans le champ de la pycnochlorite, sauf une projection dans le champ de ripidolite.

6) Les conditions du métamorphisme

L'abondance des minéraux néoformés dans toutes les roches examinées, montre clairement l'action du métamorphisme après la cristallisation initiale. Ce métamorphisme est un phénomène habituel aux complexes ophiolitiques trouvés dans différents milieux géotectoniques. En particulier les roches basiques semblent avoir subi un métamorphisme à bas degré et ont probablement été recristallisées pendant leur mise en place aux bordures océaniques (Miyashiro *et al.*, 1971; Liou et Ernst, 1979; Liou *et al.*, 1985).

Dans la région d'Erétria, les paragenèses minéralogiques (muscovite, épidote, chlorite, calcite, albite) des roches métasédimentaires ne sont pas caractéristiques d'une certaine phase métamorphique. En général ces minéraux représentent un degré de bas et même très bas métamorphisme.

Le même phénomène est valable pour les metabasites. Leur observation sous le microscope polarisé a montré que ces roches comprennent un grand nombre des minéraux de néoformation à la suite d'un métamorphisme de bas à très bas degré. Ceci est observé en plusieurs autres cas (Liou et Ernst, 1979; Stern et Elthon, 1979; Smith *et al.*, 1982; Baltatzis et Katagas, 1984; Ishsuisa, 1985).

La paragenèse minéralogique composée d'actinote, épidote, chlorite, albite, calcite, titanite, magnétite qui a été aussi observée parmi quelques roches étudiées est considérée comme la plus répandue dans la majorité des séries ophiolitiques et reflète les conditions respectives de la phase des schistes verts. (Winkler 1979). La présence de quelques caractéristiques histologiques magmatiques résiduelles dans les métadolérites par opposition aux

metabasites, où l'on n'a pas observé de caractéristiques minéralogiques et histologiques résiduelles, indique l'absence d'un équilibre des phases qui ont été développées pendant l'activité métamorphique. Cette absence d'équilibre absolu est caractéristique des roches metabasiques de bas degré et il a été amplement discuté par Zen (1974) et Coombs *et al.* (1976).

En regroupant nos observations sur les paragenèses minéralogiques observées, nous pouvons conclure que le métamorphisme type est caractérisé par la paragenèse suivante: préhnites, actinote et épidote (sans pumpellyite). Ceci coïncide avec le faciès préhnite-actinote (Liou *et al.*, 1985).

Par contre, il n'a pas été observé la paragenèse: oligoclase, actinote, albite et hornblende qui est en accord avec la phase Ca-plagioclase-actinote (ou autrement phase transitoire entre phase de schistes verts et d'amphibolites), comme il a été déterminé par Maruyama *et al.* (1983).

En conclusion, on pourrait accepter que les roches examinées représentent une suite de paragenèses métamorphiques dont la formation a été obtenue par une activité métamorphique de bas à très bas degré.

VI. — GÉOCHIMIE

L'étude chimique des roches metabasiques contenues dans la série volcanosédimentaire de l'unité de Paliambéla, est basée sur l'analyse d'éléments de base et d'éléments en traces des échantillons les plus représentatifs. Nous avons fait trois analyses des metabasites et trois des métadolérites intrusives. Les résultats sont rapportés au tableau II.

Pour la détermination du protolite on emploie le diagramme de Winchester et Floyd (1977). D'après ce

(1)	métabasaites			métadolérites		
Sample	5	9	12	22a	22b	24
SiO ₂	59.90	49.94	48.56	51.34	48.56	55.62
TiO ₂	0.97	1.32	1.17	2.50	2.00	1.67
Al ₂ O ₃	16.06	13.97	14.74	10.96	12.09	9.45
Fe ₂ O ₃ ^t	4.72	9.73	10.44	14.30	14.44	10.15
MnO	0.08	0.17	0.12	0.17	0.19	0.14
MgO	3.71	5.84	5.17	6.63	6.22	9.78
CaO	4.34	11.32	10.92	7.00	11.20	6.02
Na ₂ O	5.93	2.92	3.17	4.70	2.31	2.45
K ₂ O	0.05	1.32	0.14	0.08	0.10	0.33
L.O.I.	3.70	4.36	1.17	2.50	2.00	1.67
Total	99.16	99.77	99.41	99.85	99.79	99.88

(2)	métabasaites			métadolérites		
Element	5	9	12	22a	22b	24
Cr	191	182	200	91	79	52
Ni	136	125	140	33	37	37
Cu	195	91	70	398	319	382
Co	48	50	49	56	71	52
V	246	233	224	327	457	321
Ba	78	77	81	153	117	138
Zn	26	37	49	40	37	39
Sr	287	284	296	63	286	271
Y	20	19	18	36	34	31
Zr	81	83	77	157	135	144
Nb	<10	<10	<10	<10	<10	<10

(1) Eléments majeurs (wt%) par XRF.
 (2) Eléments de trace (ppm) par XRF.
 (*) Méthodes analytiques d'après Migiro (1986).
 (t) Taux total de Fe calculé comme Fe₂O₃

Tabl. II. — Analyses représentatives des métabasaites et des métadolérites de la région d' Erétria ((Othrys septentrional).

Table II. — Metabasalts and metadolérites analysis (Eretria area, Northern Othrys).

diagramme (fig. 3), les roches examinées sont projetées dans le champ des andésites-basaites, fait qui montre leur caractère basique.

Les roches étudiées se projettent dans le diagramme (Ti-Zr), (fig 4), qui est aussi considéré comme un filtre afin de séparer les roches basiques pour la détermination du milieu géotectonique de celles qui expliquent le processus pétrogénétique (Pearce 1980, Alabaster *et al.*, 1982). Comme il est constaté dans ce diagramme, toutes les roches sont projetées dans le champ basique et correspondent à un milieu de crête océanique médiane (MORB) confirmant ainsi les résultats du diagramme précédent. Il est à noter que les projections de ces analyses représentent remarquablement une corrélation positive qui indique une suite idéale de cristallisation fractionnée. Une corrélation positive analogue entre Ti et Zr a été remarquablement constatée dans une roche de milieu de crêtes océaniques médianes (Pearce et Cann 1973) et des bassins marginaux (Tarney *et al.*, 1977). Sur la fig. 5, on observe que tous les échantillons analysés se projettent dans le champ des milieux MORB. Quelques déviations sont observées où quelques échantillons occupent le champ commun entre MORB et IAT.

Sur le diagramme de la fig. 6 (Ti/Cr sur Ni; Beccaluva *et al.*, 1983) les valeurs des analyses correspondent à celles de types fortement titanifères confirmant ainsi leur provenance océanique médiane (MORB). En outre on a observé, comme presque dans tous les diagrammes précédents, la différenciation géochimique partielle des métabasites par rapport aux métadolérites, confirmant ainsi leur différenciation géologique, pétrographique et métamorphique. Selon le diagramme Nb-Zr-Y (Mechede, 1986; fig. 7) et Y-Rb-Nb (Thieblemont et Cabanis, 1990; fig. 8) montre que les échantillons analysés sont projetés dans le même champ N-MORB.

VII. — CONCLUSIONS ET DISCUSSION

A partir de travail de terrain et de laboratoire sur l'unité tectonique intermédiaire de Paliambéla, il apparaît que celle-ci constitue un ensemble qui a une extension limitée et jusqu'à présent aucun cas analogue n'a été trouvé dans la région d'Othrys. Cette unité est décrite, en détail, pour la première fois étant donné que d'après Katsikatos *et al.* (1983) elle fait partie des séries volcanosédimentaires inférieures jurassiques. Ferrière (1982) indique que l'ensemble volcanique et sédimentaire situé à la base de l'unité de Paliambéla et qui rappelle d'autres ensembles métamorphiques du Chalkodonio est antérieur au Cénomanién Turonien daté.

Les caractéristiques de l'unité de Paliambéla sont:

- une série continue volcanosédimentaire sousjacente du flysch. La plus grande partie de cette unité appartient, d'après des datations par fossiles, au Crétacé Supérieur.
- elle présente une seule phase de déformation d'âge post-crétacé supérieur en opposition avec les masses ultrabasiques qui ont subi une déformation pré-Crétacé.
- les roches métabasiques sont soit des métabasaites alternant, à la base de l'unité, avec des métasédiments soit des filons de métadolérites qui traversent aussi bien la série volcanosédimentaire que les roches clastiques du Crétacé Supérieur.
- les métabasaites et les métasédiments ont subi un métamorphisme à bas-très bas degré.
- la géochimie des métabasites a montré que ces roches sont des basaites andésitiques formées dans un environnement MORB.

Les ophiolites, rencontrées dans les Héliénides, sont les reliques de systèmes océaniques alpins. La plupart des géologues sont d'accord pour dire que ces roches devraient

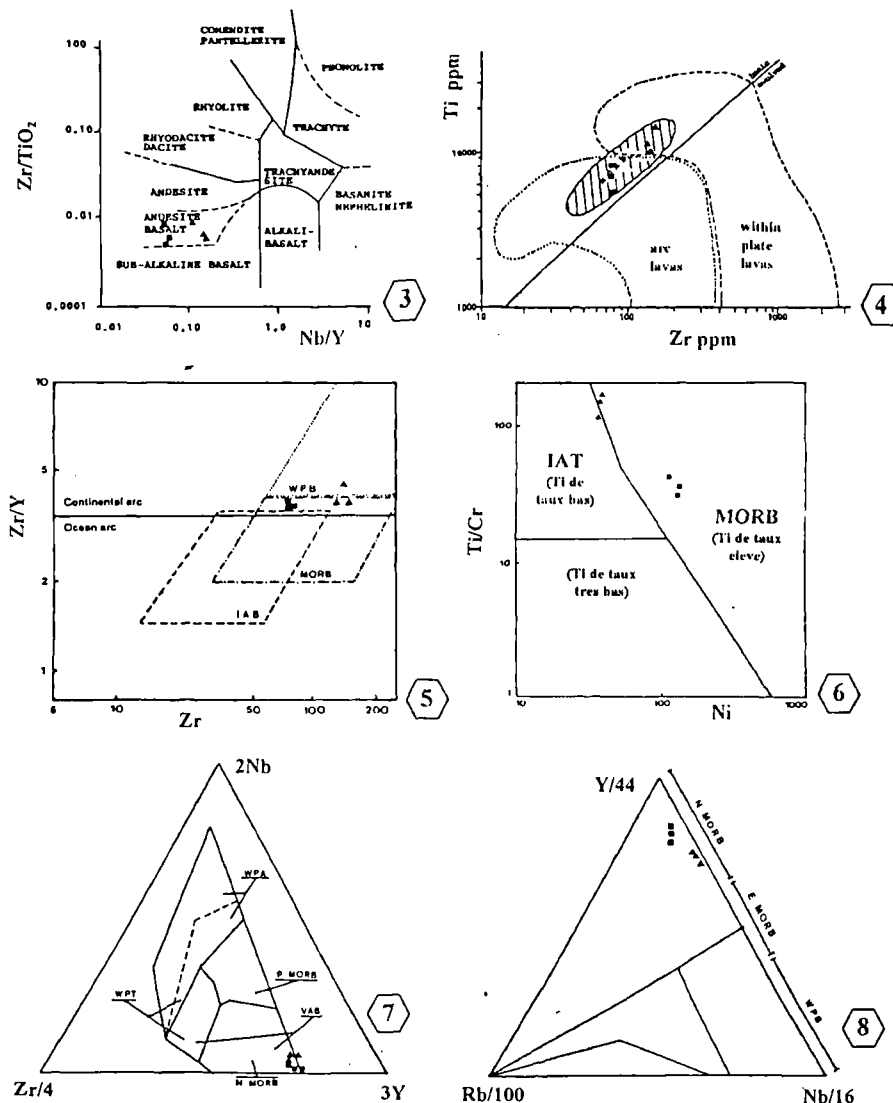


Fig. 3-8. — Projections des compositions chimiques des metabasalts (■) et des metadolerites (▲) analysées aux diagrammes:
 3 : Zr/TiO₂-Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977)
 4 : Ti-Zr (PEARCE, 1980-1982)
 5 : Zr/Y-Zr (PEARCE & NORRY, 1979)
 6 : Ti/Cr-Ni (BECCALUVA *et al.*, 1983)
 7 : Nb-Zr-Y (MESCHÉDE, 1986)
 8 : Y-Rb-Nb (THIEBLEMONT & CABANIS, 1990)

Fig. 3-8. — Location of metabasalts and metadolerites in geotectonic diagrams

être associées à deux domaines océaniques différents. Des charriages, liés à la fermeture des océans, s'étaient produits pendant le Jurassique-Crétacé. D'après la radiodatation des amphibolites, situées à la base des roches ultrabasiques, un âge de 145-180 m.a. a été trouvé (Spray & Roddick, 1980) fait qui souligne cette fermeture. Le paléoenvironnement devrait être un centre d'ouverture type arc insulaire ((Smith et Moores 1974; Miyashiro, 1973; Beccaluva *et al.*, 1984; Pearce *et al.*, 1984).

La présence et la structure des roches metabasiques dans l'unité de Paliambéla montre que pendant le Crétacé Supérieur s'est manifesté un volcanisme de type MORB lié à une phase d'extension, l'importance de laquelle et les

dimensions de la région affectée restent à préciser. Ce volcanisme a donné des coulées de lave intercalées dans les sédiments et plus tard des intrusions filoniennes, datées par des fossiles trouvés dans les séries clastiques d'âge Crétacé Supérieur (Turonien Sup. - Santonien Moy.).

L'âge des formations volcanosédimentaires est considéré principalement du Crétacé et certainement postérieur à l'âge de la déformation qui a affecté les vraies formations ophiolitiques.

Des conditions paléogéographiques similaires ont été attestées aussi bien dans le Chalkidiki (Kockel, 1984) que dans le Pinde du Nord (Jones, 1990).

Il faut donc supposer qu'après la phase compressive principale du Jurassique, et pendant le Crétacé de nouveaux milieux paléogéographiques ont été développés. Un champ d'extention, en arrière du front tectonique principal,

a créé de nouvelles ouvertures à travers lesquelles un magma du type MORB est introduit dans ces bassins à sédimentation clastique, très voisins au continent adjacent.

Remerciements. — Les auteurs remercient les Professeurs I. Godfriaux et J. Ferrière pour leurs observations sur le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- ALABASTER, T., PEARCE, J.A. & MALPAS, J. (1982). — The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 168-183.
- BALTATZIS, E.G. and KATAGAS, C.G. (1984). — The pumpellyite-actinolite and contiguous facies in part of the Phyllite-Quartzite Series, Central Northern Peloponnesus, Greece. *J. Metamorphic Geol.*, 2, 349-363.
- BECCALUVA, L., Di GIROLAMO, P., MACCIOTA, G. & MORRA, V. (1983). — Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti*, 8/3, 307-324.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, D., OHNENSTETTER, M. and PAUPY, A. (1984). — Two magmatic series with island-arc affinity within the Vourinos ophiolite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 85, 253-271.
- BOLES, J.R. and COOMBS, D.S. (1977). — Zeolite facies alteration of sandstone in the Southern Syn-cline, New Zealand. *Am. J. Sci.*, 277, 982-1012.
- COOMBS, D.S., NAKAMURA, Y. & VUAGNAT, M. (1976). — Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyenne Formation near Locche, Valais, Switzerland. *J. Petrol.*, 17, 440-471.
- EVARTS, R.C. & SCHIFFMAN, P. (1983). — Submarine hydrothermal metamorphism of the Del Puerto ophiolite, California. *Am. J. Sci.*, 283, 289-340.
- FERRIERE, J. (1977). — Le massif du Chalkodonio et sabordure méridionale (Grèce continentale orientale): aperçus stratigraphique et tectonique. *C.R.Acad. Sc. Paris*, t. 284.
- FERRIERE, J. (1982). — Paléogéographies et tectoniques superposées dans les Hellenides intérieures du Niveau de L'Othrys et du Pelion (Grèce). -Thèse Univ. des Sciences et Techniques de Lille.
- HEY, M.H. (1954). — A new review on the chlorites. *Min. Mag.*, 224, 277-298.
- HUTCHINSON, G.S. (1978). — Ophiolite metamorphism in northeastern Borneo. *Lithos*, 11, 195-208.
- ISHIZUKA, H. (1985). — Prograde metamorphism of the Horokanai ophiolite in the Kamuikotan Zone, Hokkaido, Japan. *J. Petrol.*, 26, 391-417.
- JONES, G. (1990). — Tectono-stratigraphy and evolution of the Mesozoic Pindos ophiolite and associated units, northwest Greece. PhD. Thesis, Univ. of Edinburgh, 394p.
- KATSIKATSOS, G., MYLONAKIS, J., TRIANTAPHYLLIS, E., PAPADEAS, G. and PSONIS, C. (1983). — Geological map of Greece, "Velesino shett" scale 1:50.000 Institute of Geology and Mineral Exploration (I.G.M.E.).
- KOCKEL, F. (1984). — The structural setting of the Chalkidiki Ophiolitic belt (Vardar zone, northern Greece). *Ophioliti*, Volume 10-N. 2/3, 523.
- LEAKE, B.E. (1978). — Nomenclature of amphiboles. *Min. Mag.*, 42, 533-563.
- LIU, J.G. & ERNST, W.G. (1979). — Ocean ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 335-348.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1985). — Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Min. Mag.*, 49, 321-333.
- MARUYAMA, S., SUZUKI, K. & LIU, J.G. (1983). — Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressures. *J. Petrol.*, 24, 583-604.
- MESCHEDÉ, M. (1986). — A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207-218.
- MIGIROS, G., and ECONOMOU, G.S. (1988). — Chromites in the ultrabasic rocks of East Thessaly complex (Central Greece). *Ophioliti*, 13 (2/3), 127-136.
- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. & EWING, M. (1971). — Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30°N. *Royal Soc.-London Phil. Trans.*, 268A, 589-603.
- MIYASHIRO, A. (1973). — The Troodos ophiolite complex was probably formed in an Island arc. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 19: 218-224.
- MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A., ZUSSMAN, J., AOKI, K. & GOTTARDI, G. (1988). — Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73, 1123-1133.
- MOUNTRAKIS, D., SAPOUNTZIS, E., ELEFTHERIADIS, G. & CHRISTOFIDES, G. (1983). — Paleogeographic conditions in the western pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canadian Journal of Earth Sci.*, 20, 1673-1681.
- NYSTROM, J.O. (1983). — Pumpellyite-bearing rocks in Central Sweden and extend of host rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 159-168.
- PEARCE, J.A. & CANN, J.R. (1973). — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979). — Petrogenetic implications of Ti, Zr, V and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.
- PEARCE, J.A. (1980). — Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiotou A. (ed), Ophiolites, *Proc. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus*, 1979, 261-272.
- PEARCE, J.A. (1982a). — Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thope, R.S. (ed), *Andesites*, J. Wiley and Sons, 525-548.
- PEARCE, J.A. (1982b). — A user's guide to basalt discrimination diagrams. Manuscript.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J. and ROBERTS, S. (1984). — Characteristics and tectonic significance of supra subduction zone ophiolites. In: Marginal Basin Geology, B.P. Kokelar and M.F. Howells, eds., Blackwell Scientific Publication: 77-94.
- SMITH, R.E. and MOORES, E.M. (1974). — Hellenides. In: Spencer A. (ed): Mesozoic and Cenozoic orogenic belts. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 4, 159-185.
- SMITH, R.E., PERDRIX, J.L. and PARKS, T.C. (1982). — Burial metamorphism in the Hemersley basin, Western Australia. *J. Petrol.*, 23, 75-102.
- SPRAY, J.G. & RODDICK, J.C. (1980). — Petrology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 43-55.
- STERN, C.R. & ELTHON, D.L. (1979). — Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications for the ocean floor metamorphism. *Tectonophysics*, 55, 179-213.

- TARNEY, J., SAUNDERS, A.D. & WEAVER, S. (1977). — Geochemistry of volcanic rocks from the island arcs and marginal basins of the Scotia Arc Region. *In*: Talwani M. & Pitman W.C. (eds), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*, Am. Geoph. Union, 367-378.
- THIEBLEMONT, D. & CABANIS, B. (1990). — Utilisation d'un diagramme (Rb/100)-Tb-Ta pour la discrimination géochimique et l'Étude pétrogénétique des roches magmatiques acides. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. VI, 1, 23-35.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977). — Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geology*, 20, 325-343.
- WINKLER, H.G.F. (1979). — *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 320p.
- ZEN, E-An. (1974). — Metamorphic mineral assemblages, west side of the Appalachian metamorphic belt Pennsylvania to Newfoundland. *J. Petrol.*, 15, 197-242.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F
	n°2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	336,00 F
	n°3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII	n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	n°1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F
	n°2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostracés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ <i>et al.</i> , <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1)	85,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1)	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4)	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3)	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4)	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Saravejo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénopériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Hellénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON et A. CORNÉE, <i>L'événement océanique anoxique du Cénomaniens supérieur-terminal</i>	125,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 5 (2^me série), Fascicule 1

parution 1997

	pages
Jacques. CHALARD. — Séance spécialisée sur les bassins houillers du nord de la France et du sud de la Belgique, rappel historique ...	5
André DELMER. — Structure tectonique du bassin houiller du Hainaut.....	7
Luciane LICOUR et David PÉRILLEUX. — Une coupe structurale méridienne synthétique dans le Paléozoïque de la région de Crespin-Boussu (Hainaut franco-belge)	17
Martin LALOUX, Léon DEJONGHE, Pierre GHYSEL, Luc HANCE et Jean-Louis MANSY. — Nouveaux concepts tectoniques dans le Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique)	23
Farida-Fatna ABDESSELAM-ROUIGHI et Robert COQUEL. — Palynologie du Dévonien terminal-Carbonifère inférieur dans le sud-est du bassin d'Illizi (sahara algérien). position des premières Lycosporés dans la série stratigraphique	47
G. MIGIROS, K. HATZIPANAYOTOU, A. PAVLOPOULOS, I. MOULAS et A. TSAGALIDIS. — Les roches métabasiques d'Érythrie (Othrys du Nord, Grèce Centrale) : un nouvel épisode magmatique de type MORB au Crétacé ?	59

© 1997 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)