

**SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD**

ASPECTS DE LA GÉOLOGIE DE L'ARDENNE

Hommage au Professeur BEUGNIES

ANNALES

Tome CV - 1985 - 2^{me} trimestre

**VOLUME SPÉCIAL PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DES
CONSEIL RÉGIONAL RÉGION NORD - PAS-DE-CALAIS
ET
CONSEIL GÉNÉRAL DES ARDENNES**

**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX**

SOCIETE GEOLOGIQUE 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 de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

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

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

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

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

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

Avertissement

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

Tirages à part

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

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1983)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BÉNELUX	Personnes physiques (2)	30,00 F	135,00 F T.T.C.	165,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	30,00 F	150,00 F T.T.C.	180,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 300,00 F H.T. — ETRANGER : 350,00 F

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex — Tél. 20 43 43 43 postes 4140 - 4132 — C.C.P. Lille 52-47 Y

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI) 255,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants 300,00 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 (67,50 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ASPECTS DE LA GÉOLOGIE DE L'ARDENNE

Hommage au Professeur BEUGNIES

ANNALES

Tome CV - 1985 - 2^{me} trimestre

VOLUME SPÉCIAL PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DES
CONSEIL RÉGIONAL RÉGION NORD - PAS-DE-CALAIS
ET
CONSEIL GÉNÉRAL DES ARDENNES

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1985 —

<i>Président</i>	M. V. PRUDHOMME
<i>Premier Vice-Président</i>	M. E. MERIAUX
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. CHALARD
	M. M. WATERLOT
<i>Conseillers</i>	M ^{me} D. BRICE
	M. H. CHAMLEY
	M. J. CHARVET
	M. Ch. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
	M. F. THIEBAULT
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M ^{me} S. CRASQUIN

COMITE DE LECTURE

— 1985 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M I. GODFRIAUX

A N N A L E S
DE LA
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, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Avant-propos

par Jean-Marie CHARLET

En septembre 1984, notre collègue, le Professeur A. BEUGNIES, était admis à la retraite. Dégagé de ses responsabilités professionnelles, il peut maintenant se consacrer à ses recherches orientées depuis de nombreuses années vers la géologie de l'Ardenne. L'occasion nous était ainsi donnée de lui rendre hommage tout en faisant le point des travaux effectués par les diverses équipes qui travaillent sur le massif ardennais.

Cette séance fut organisée par les trois sociétés dont le Pr Beugnies fut le Président et qui, toutes trois, se sont toujours caractérisées par une grande activité scientifique dans le domaine de la géologie de l'Ardenne. Il s'agit de la Société géologique du Nord de la France, de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique.

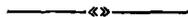
La séance, qui fut programmée en l'honneur de notre collègue, le Pr A. Beugnies, se déroula en deux phases : une journée consacrée à une série de notes de synthèse et de communications hautement spécialisées, une journée d'excursion dirigée par M. Beugnies sur le thème du métamorphisme et de la structure de l'Anticlinal de l'Ardenne. La séance spécialisée débuta le 2 mai à 9 h. 30, dans les locaux de la Faculté Polytechnique de Mons. Après l'allocution du Professeur R. MARLIÈRE, la matinée fut consacrée à une série d'exposés sur le métamorphisme et la structurologie du massif ardennais. Un buffet froid servi dans le cadre du Musée de géologie de l'Institut J. Cornet, permit à tous les participants de se retrouver devant une table bien garnie. L'après-midi fut d'abord consacré à une série d'exposés sur la stratigraphie en Haute Ardenne (Dévonien inférieur et Cambrosilurien) suivis par plusieurs notes sur le magnétisme et le paléomagnétisme. Vers 17 h., les participants s'embarquèrent à destination de Saint-Hubert, afin de suivre l'excursion dirigée le lendemain par notre collègue A. Beugnies.

Cette excursion fut l'occasion pour M. Beugnies de nous présenter les résultats de ses dernières recherches dans une région située de part et d'autre de la faille d'Opont ; faille dont il s'attacha à montrer l'importance à la suite de ses plus récents travaux sur le terrain et en laboratoire. Une cartographie minutieuse des différentes unités lithostratigraphiques et des isogrades de métamorphisme lui permit de dégager la signification et l'ordre de succession des déformations qui affectèrent cette région au cours de l'orogène hercynien.

Il nous est d'abord agréable de remercier celui qui fut l'objet de cette séance d'hommage, notre collègue Alphonse Beugnies. Parcourant l'Ardenne inlassablement depuis près de trente ans, il s'est attaqué à des terrains particulièrement ingrats comme le sont les formations schistoquartzitiques du Cambrien ou du Dévonien inférieur. Avec la bonne humeur et l'optimisme que nous lui connaissons tous, il ne s'est pas découragé, remettant sans cesse l'ouvrage sur l'établi. En combinant ses qualités de géologue de terrain à celles de minéralogiste et pétrographe, il a fait progresser nos connaissances sur le métamorphisme de l'Ardenne. Car notre collègue A. Beugnies fait partie de cette génération de géologues qui a pu couvrir avec un égal bonheur, un grand nombre de domaines, lui permettant ainsi d'avoir une vue très globale des problèmes. De la stratigraphie et la paléontologie dans le Dévonien moyen et supérieur à la pétrographie et la structurologie de la Haute Ardenne, il possède une connaissance très profonde de ce massif particulièrement cher à son cœur. Mais son action ne s'est pas limitée à l'Ardenne. Ses premiers travaux en Afrique, l'impulsion qu'il a donnée à son laboratoire de minéralogie avec ses études sur les minéraux opaques et le coup d'envoi des travaux menés à la Faculté dans le domaine de la thermoluminescence font que beaucoup d'entre nous, et à des titres divers, peuvent aujourd'hui lui dire « Merci, M. Beugnies ».

Il nous est enfin agréable de remercier tous ceux qui se sont associés à cet hommage : les membres de la Société géologique du Nord, de la Société géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, les autorités académiques de la Faculté Polytechnique de Mons et tous ses amis qui ont participé aux journées des 2 et 3 mai 1985.

Celles-ci, nous l'espérons tous, ne constituent qu'une étape dans l'accomplissement de l'œuvre scientifique de notre collègue dont nous attendons encore pas mal de résultats intéressants sur la géologie de l'Ardenne, chère au cœur de nombreux membres de nos Sociétés.



Introduction

par René MARLIERE

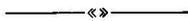


Le Professeur Alphonse Beugnies a effectué les études d'Ingénieur Civil à la Faculté Polytechnique de Mons, dans la section « Mines », au cours des années 1944 à 1946. Gagné à la géologie, il prit le diplôme complémentaire d'Ingénieur-Géologue en 1947.

Une excursion en Auvergne et Limousin sous la conduite du Professeur Jean Jung et Maurice Roques lui a ouvert les yeux aux vastes entités métamorphiques, puissantes et monotones, et pourtant si instructives pour qui veut les analyser finement dans leurs compositions minéralogiques et leurs structures intimes. C'était bien pour plaire à l'enthousiasme d'un jeune, et même pour l'orienter dans ses activités ultérieures.

De 1947 à 1953, nous le trouvons ingénieur, puis Chef de Service au Comité spécial du Katanga (ex Congo belge); il y étudie le Massif cristallin de la Katule Nord, la tectonique kundelungienne, le complexe des roches magmatiques de l'Extrême Lubilash-Lubishi (Katanga),... où il montre une grande volonté de recherche. Les Mémoires de l'Académie royale de Belgique et les publications de l'Institut royal colonial belge, notamment, accueillent ses principaux travaux.

Lors du décès accidentel d'André Jamotte, le Conseil académique de la Faculté Polytechnique, durement éprouvé, s'est penché sur les problèmes de succession dans les enseignements de la géologie appliquée, de la minéralogie, de la pétrographie..., ce qui devait bien naturellement, et nous dirons fort heureusement, mener le choix d'Alphonse Beugnies. Ainsi, en 1959, il retrouvait l'Alma Mater et devait lui consacrer le meilleur de lui-même pour l'enseignement et pour les recherches originales, organisant les laboratoires, guidant les jeunes chercheurs, les aidant dans la préparation de plusieurs doctorats..., mais il serait trop long d'insister comme on le souhaiterait sur les titres, les fonctions, les honneurs venus de ses confrères belges et étrangers. Mieux est de voir le nombre, la variété et la qualité des contributions apportées par ce livre jubilaire en hommage au Professeur Alphonse Beugnies.



Progrès récents de la stratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Irlande, d'Angleterre, du Pays de Galles et de Terre-Neuve orientale

Advances in Cambro-Ordovician stratigraphy using Acritarchs in Ardenne, Ireland, England, Wales and Eastern Newfoundland

par Michel VANGUESTAINE (*)

Résumé. — La succession des Acritarches de trois régions (Est Terre-Neuve, SE Irlande, Pays de Galles et Angleterre) contiguës à l'Ardenne au Paléozoïque inférieur, est discutée et transposée dans le système de zonation de Vanguetaine et Van Looy (1983).

Suite aux travaux de Martin et Dean, une séquence continue (Superzone III à Zone VII) est reconnue en Terre-Neuve orientale. La Superzone II, dont l'identification est à confirmer, pourrait l'y précéder dans le Cambrien inférieur. Au Pays de Galles et en Angleterre, une succession aussi complète a été reconnue. Sa description n'étant pas publiée, hormis le Trémadocien, seuls quelques éléments en sont accessibles qui présentent néanmoins les principaux caractères des Superzones III à V. En Irlande Sud-orientale, les données sont encore plus fragmentaires. Elles comportent un assemblage certain de la Superzone III dans le Ribband Group et des indications à confirmer de la Superzone II et de la Zone IV. Placer à la suite de Smith (1977), la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen à la limite Bray-Ribband Group est ici confirmée.

Les principaux gisements fossilifères du Cambro-Ordovicien de l'Ardenne et leur contenu en Acritarches sont répertoriés. En Ardenne, la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen se localise soit à la limite Devillien-Revinién, soit un peu plus haut mais en dessous de l'horizon de base du Rn1b de la partie médiane du Massif de Stavelot. La limite Cambrien moyen-Cambrien supérieur se situe au-dessus du contact Rn1b-Rn2a mais avant le sommet du Rn2b (partie médiane du Massif de Stavelot). Des Acritarches de l'Ordovicien (Arenigien à Llandeilién) sont trouvés dans le Revinién terminal Rv5, du Massif de Rocroi. Ils positionnent cet horizon à un niveau équivalent à celui du Salmien le plus supérieur du Massif de Stavelot.

Abstract. — *Three areas (eastern Newfoundland, south-east Ireland, Wales and England) near the Ardenne at Lower Paleozoic times, are discussed with respect to the Acritarch succession such as the one proposed in the zonal scheme of Vanguetaine and Van Looy (1983).*

Due to Martin and Dean, a continuous sequence (Superzone III to Zone VII) has been recognized in eastern Newfoundland. This sequence could begin with the Superzone II of which the identification has to be confirmed. A nearly so complete succession has been investigated in Wales and England. Its description being unpublished, except the Tremadocian, only some elements are now available which however present the main features of the III to V Superzones. In southeastern Ireland, data's are still more fragmentary. A sure assemblage of the Superzone III has been recorded in the Ribband Group. Some indication has to be confirmed concerning the possible presence of the Superzone II and the Zone IV. We follow Smith (1977) in placing the Lower-Middle Cambrian boundary at the Bray-Ribband Group contact.

A listing is given comprising the main fossiliferous localities in the Cambro-Ordovician of the Ardenne and their Acritarch content. In the Ardenne, the Lower-Middle Cambrian boundary is located either at the Devillien-Revinién contact or slightly higher but below the horizon forming the base of the Rn1b in the median part of the Stavelot Massif. The Middle-Upper boundary is located above the Rn1b-Rn2a contact but below the top of the Rn2b (median part of the Stavelot Massif). Ordovician (Arenigian to Llandeilian) Acritarchs have been recorded at the top of the Revinién, Rv5, of the Rocroi Massif. They correlate this horizon at the same level as the uppermost part of the Salmian of the Stavelot Massif.

(*) Université de Liège, Paléobotanique et Paléopalynologie, 7. place du Vingt-Août, B-4000 Liège (Belgique).

INTRODUCTION

Dans une publication récente (Vanguetaine et Van Looy, 1983) est confrontée la succession des assemblages d'Acritarches du Cambrien de quatre régions : l'Angleterre et le Pays de Galles (d'après Potter, 1974), la plate-forme russe et la Pologne orientale (d'après Volkova *et al.*, 1979), Random Island (Terre-Neuve, Canada, d'après Martin et Dean, 1981), la Belgique et l'Ardenne française (Beugnies *et al.*, 1976 ; Vanguetaine, 1974 et 1978). Des données ponctuelles concernant le Cambrien Moyen d'Espagne, du Maroc et de Turquie ont aussi été prises en considération. Une succession biostratigraphique de portée internationale s'est dégagée et a été formalisée en Superzones et Zones pour chacune desquelles une définition et une coupe de référence sont précisées. Des anomalies de distribution en U.R.S.S. et en Espagne sont apparues, liées à des interprétations stratigraphiques erronées. On trouvera in Volkova *et al.*, 1983, p. 46, une correction (confirmant notre thèse) concernant l'âge des couches à *Cristallinium* et *Timofeevia* qui sont effectivement à ranger dans le Cambrien moyen (partie moyenne) et non dans le Cambrien inférieur. Un réexamen des Formations d'Oville et de Lancara des Monts Cantabriques (Espagne) est en cours, en collaboration avec M.C. Aramburu, de l'Université d'Oviédo.

Les informations concernant Terre-Neuve orientale (chapitre I), l'Angleterre et le Pays de Galles (chapitre II) ainsi que les données encore fragmentaires disponibles en Irlande sud-orientale (chapitre III), sont situées dans le présent travail par rapport à la zonation de Vanguetaine et Van Looy (1983). Des précisions nouvelles concernant la stratigraphie du Paléozoïque inférieur de l'Ardenne (chapitres IV et V) sont apportées et discutées.

I. — PARTIE ORIENTALE DE TERRE-NEUVE

Une section continue, prise à Random Island, a été reconnue par Martin et Dean (1981 et 1984). Elle s'étend de la partie médiane de la Chamberlains Brook Fm [rapportée à la Zone à *Paradoxides bennettii* sur base lithostratigraphique et corrélée à l'ensemble non différencié : étage à *Paradoxides alandicus* - Zone à *Ptychagnostus gibbus* (1)] à la Clarenville Fm rapportée au Trémadocien à l'exception de sa partie inférieure pouvant correspondre à la Zone à *Acerocare* du Cambrien supérieur. Huit microflores y sont reconnues, qui correspondent dans le système de zonation de Vanguetaine et Van Looy (1983) à la succession des Zones et Superzones III à VII, les microflores A₀₋₁ et A₀ étant ici incluses dans la Superzone III dont la base est étendue jusqu'au point d'apparition d'*Eliasum*

(1) Soit sensiblement le même âge que celui analysé à Tacheddirt dans le Haut-Atlas marocain, par Vanguetaine et Van Looy (1983), qui appartiendrait localement à l'intervalle non différencié *Paradoxides insularis* - *Ptychagnostus gibbus*.

llaniscum Fombella, 1977. Cette dernière espèce est identifiée dans une autre publication (Martin et Dean, 1983) jusqu'à 15 cm de la base de la limite lithologique entre les Chamberlains Brook et Brigus Fm dans la coupe de Manuels River de la péninsule d'Avalon, quelques mètres au-dessus de la limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen. Le stratotype de la Superzone III, la coupe de Tacheddirt analysée par Vanguetaine et Van Looy (1983), correspondrait en tout ou en partie à l'ensemble des microflores A₀₋₁, A₀, A₁ et A₂ (*pro parte*) de Martin et Dean (1981 et 1984), à ceci près que les *Timofeevia* semblent relativement plus abondants au Maroc qu'ils ne le sont à Random Island, région qu'ils ne peuplèrent que dans une partie supérieure des Zones à *Ptychagnostus punctuosus* et *Hypagnostus parvifrons* non différenciées, n'étant représentés que par quelques spécimens dans les microflores A₀₋₁ et A₁ de Martin et Dean (1983), apparemment très mal conservés.

La Zone IV (équivalent de la partie supérieure de la microflore A₂ de Martin et Dean, 1981) embrasse un intervalle de couches débutant dans la Zone à *Lejopyge laevigata*, dernière zone du Cambrien moyen et se terminant dans ou au-dessus de la Zone à *Olenus* du Cambrien supérieur, caractérisée à Random Island de même que la Zone sous-jacente à *Agnostus pisiformis*.

La Zone Va (1) (équivalent de la microflore A₂ de Martin et Dean, 1981) débute dans une interzone stérile entre les Zones à *Olenus* et *Parabolina spinulosa* et se termine au sein de cette dernière.

La Zone Vb (1) (équivalent de la microflore A₁ de Martin et Dean, 1981) est tout entière comprise au sein de la Zone à *Parabolina spinulosa*.

La Zone VI (équivalent de la microflore A₂ de Martin et Dean, 1981) est trouvée au sein de la Zone *Peltura*.

La Zone VII, dans la Clarenville Fm, pourrait englober en plus du Trémadocien, auquel la plus grande partie de cette Formation appartient, des niveaux de la Zone *Acerocare*, portion supérieure du Cambrien supérieur. Il y a lieu de noter par ailleurs, que l'état des coupes à Random Island, aux confins des Elliott Cove et Clarenville Fm, ainsi que le manque de différenciation lithologique entre ces deux unités y rendent délicate la définition entre le Cambrien et le Trémadocien.

Le log, en regard duquel ces informations biostratigraphiques (Trilobites et Acritarches) sont reportées, intègre les deux coupes de Random Island et de Manuels

(1) Les Zones Va (à *Cristallinium randomense* Martin et Dean, 1981 et *Veryhachium dumontii* Vanguetaine, 1973) et Vb (à *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine) Loeblich et Tappan, 1976 et *Dasydiacrodium caudatum* Vanguetaine, 1973), équivalents des microflores A₂ et A₁ de Martin et Dean (1981) sont créées ici. Leur somme constitue la Superzone V.

River. Il est construit d'après les indications de lithologie et d'épaisseur fournies dans Martin et Dean (1981, 1983 et 1984) (Clareville : 200-300 m ; Elliott Cove avec ses sous-unités notées sur le log : 501 m ; Manuels River : 22,5 m ; Brigus : \pm 24 m). Les valeurs citées dans North (1972) sont utilisées pour la Chamberlains Brook Fm ainsi que pour les Formations du Cambrien inférieur de la Péninsule de Burin séparées du log précédent (fig. 2).

Concernant ces Formations du Cambrien inférieur, il est intéressant d'y noter l'information donnée par Downie (1982) de l'abondance ponctuelle d'*Archaeodiscina umbonulata*, l'un des critères d'identification de la Superzone II.

II. — PAYS DE GALLES ET ANGLETERRE

Sur un fond lithologique qui est le log du dôme de Harlech (d'après Cowie *et al.*, 1972), type historique du Système Cambrien, sont reportées les informations palynologiques, encore très fragmentaires, extraites pour la plupart d'une thèse inédite de Potter (1974) (1). Ces informations, qui ne concernent pas nécessairement la coupe du dôme de Harlech, sont projetées sur cette dernière de différentes localités du Pays de Galles et d'Angleterre. Les Zones à Trilobites sont indiquées en regard du log (fig. 2).

L'extension d'*Eliasum llaniscum* Fombella, 1977 (Zone à *Protolenus* du Cambrien inférieur à Zone à *Hypagnostus parvifrons* du Cambrien moyen in Downie, 1984) dans les Zones S_a, S_b et S_c et N₂ de Potter in Vanguetaine et Van Looy, 1983, ainsi que l'apparition tardive dans les termes ultimes du Cambrien moyen des *Timofeevia* (Zone N₂ de Potter in Vanguetaine et Van Looy, 1983) concordent bien avec les observations à Terre-Neuve. L'espèce *Cristallinium cambriense* (Slavikova) Vanguetaine, 1978, débute dans les Lower Caered Mudst de la péninsule de St Tudwal's au Pays de Galles (Vanguetaine, inédit) dont l'âge est rapporté à la Zone à *Paradoxides aelandicus* (Cowie *et al.*, 1972). Le tableau I in Vanguetaine et Van Looy (1983) indique l'apparition de la même espèce d'Acritarches dans « l'étage » sus-jacent des Trilobites.

Deux assemblages sont identifiés au sein de la Zone à *Olenus*. Le premier, dénommé N₁, livre *Timofeevia pentagonalis* (Potter in Vanguetaine et Van Looy, 1983) ; le second, N₂, contient *Veryhachium dumontii* (Potter in Vanguetaine et Van Looy, 1983). Ils correspondent respectivement aux Zones IV et Va.

La Zone à *Parabolina spinulosa* fournit *Trunculum revinium* distinctive de la Zone Vb. La Zone VI n'est pas identifiée au Pays de Galles.

(1) POTTER T.L. (1974). — The stratigraphic palynology of some Cambrian successions in North Wales, England and northwest Spain. Thèse de doctorat. Université de Sheffield. Certains des résultats de Potter sont publiés dans Vanguetaine et Van Looy (1983) et dans Downie (1984).

La Zone VII, par contre, y est repérée. Les termes de base du Trémadocien (Rasul, 1979) contiennent, dans le Shropshire, *Aca:thodiocradium angustum* et *Cymatiogalea cuvillieri*.

III. — IRLANDE SUD-ORIENTALE

La partie d'Irlande concernée par le présent travail est la moitié sud-orientale, séparée, au Paléozoïque inférieur, de la partie nord-occidentale, dalradienne, par l'océan Iapétus.

La stratigraphie de cette partie sud-orientale a été décrite par Brück *et al.* (1979). Elle comporte, entre autres, de bas en haut, les unités suivantes :

- le "Bray Group", d'âge cambrien inférieur à cambrien moyen, selon Brück *et al.* (1979) ; cambrien inférieur, d'après Smith (1977) et le présent travail ;
- le "Ribband Group", d'âge cambrien moyen à llandeilien.

Dans les Formations suivantes, appartenant au Groupe de Bray, certains spécimens seraient à référer, selon Smith (1977, 1981), à des espèces de *Skiagia*. Ces Formations sont la Thulla Fm d'Ireland's Eye (= *Visbysphaera* sp. in Gardiner et Vanguetaine, 1971) et la Gaskin's Leap Fm de Howth (= *Baltisphaeridium ciliosum* in Smith, 1977, Pl. 12, fig. a et b) ainsi que la Cross Lake Fm de la baie de Bannow (= *Buedingiisphaeridium* sp. in Gardiner et Vanguetaine, 1971). Potter (1974), Brück, Potter et Downie (1974), décrivent un assemblage dans une autre Formation du Groupe de Bray, la Bray Head Fm du Nord-Est du Comté de Wicklow. Ils y signalent un cf. *orbiculare* Volkova, 1968, espèce actuellement transférée dans le genre *Skiagia* Downie, 1982. Une similitude existe entre la composition micropaléontologique de ces niveaux du Groupe de Bray et celui de la Superzone II indiquant, en gros, une corrélation avec le Cambrien inférieur.

La partie inférieure du "Ribband Group" dans la région de Duncannon livre des assemblages (éch. A7 et A24 in Gardiner et Vanguetaine, 1971) dont la composition spécifique ne diffère apparemment pas beaucoup de celle du "Bray Group" sus-jacent (éch. E 130 et E 131 d'Ireland's Eye in Gardiner et Vanguetaine, 1971). Des spécimens référés au genre *Skiagia* Downie, 1982, ne sont toutefois plus trouvés dans le Ribband Group qui comporte par contre *Cristallinium cambriense* (Slavikova) (= *Dictyotidium cambriense* in Gardiner et Vanguetaine, 1971, éch. A24) dont la présence indique un âge cambrien moyen.

Un bel assemblage de la Superzone III a été trouvé par Smith (1981) et Vanguetaine (inédit) dans une autre partie du "Ribband Group", la Booley Bay Fm de la baie de Bannow. On y trouve associés *Cristalli-*

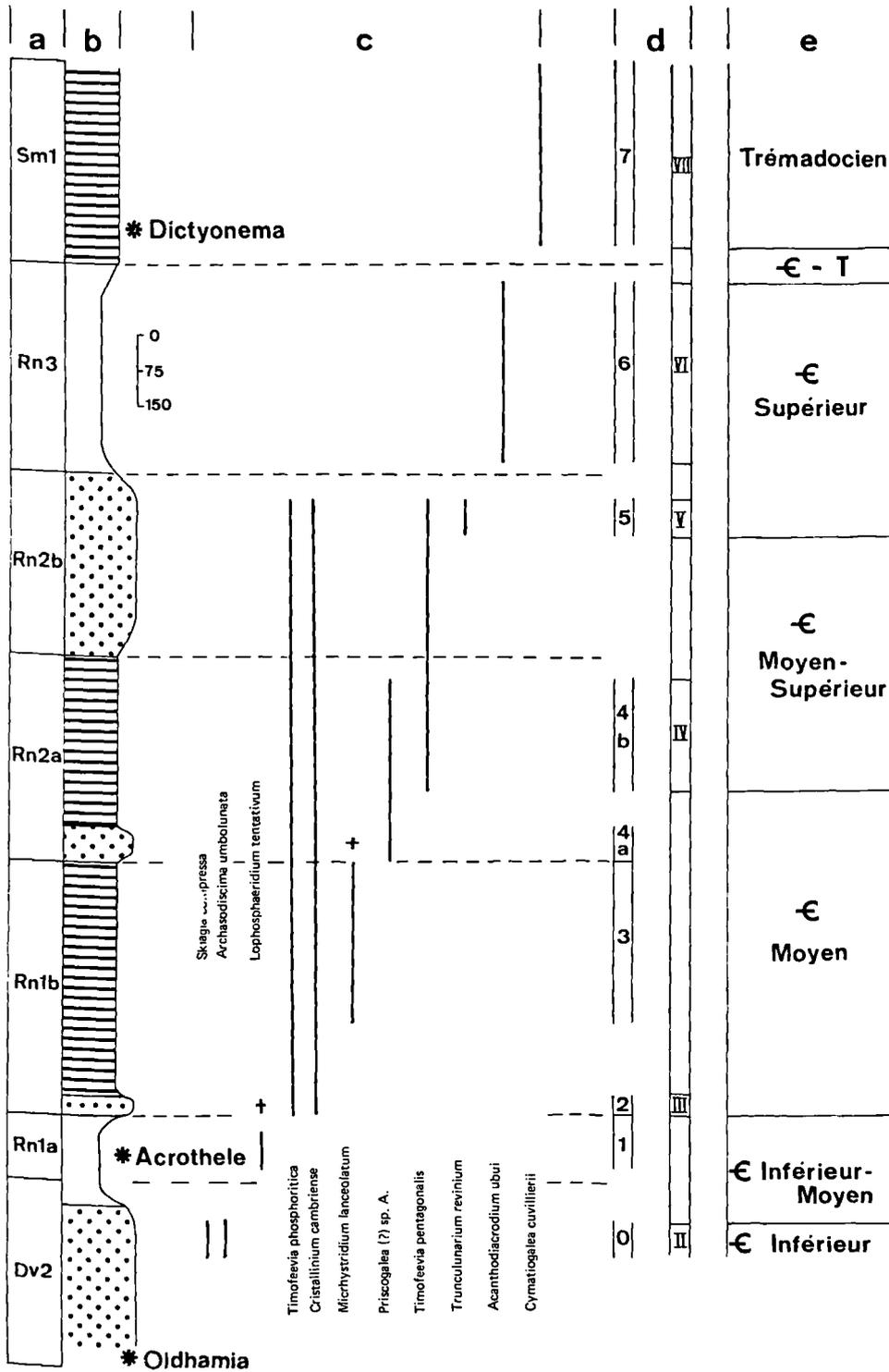


Fig. 1.

ERRATA : Au lieu de lire *Archasodiscima umbolunata*, lire : *Archaeodiscina umbonulata*.
 Au lieu de lire *Trunculunarium revinium*, lire : *Trunculunarium revinium*.

nium cambriense (Slavikova) Vanguetaine, 1978, *Elia-sum llaniscum* Fombella, 1977 et *Timofeovia lancarae* (Cramer et Diez) Vanguetaine, 1978.

Une autre localité, la Formation de Carricktriss, dans la région de Slievenamon, a fourni à Colthurst et Smith (1977) un assemblage dans lequel *Timofeovia pentagonalis* (Vanguetaine) Vanguetaine, 1978 est présent (Zone IV?). La découverte, par ailleurs, de *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine) Loeblich et Tappan, 1976, sous forme remaniée indique que du Cambrien supérieur, pré-Trémadocien, s'est déposé en Irlande. Le Groupe de Ribband est daté à son sommet par une faune à graptolithes de l'Arénigien dans la région de Courtown.

IV. — BELGIQUE ET REGIONS LIMITROPHES

Ce chapitre rassemble toutes les informations disponibles concernant l'extension et les localisations des Zones 0 à 8 du Cambro-Trémadocien (Vanguetaine, 1974, 1978) de Belgique, de l'Ardenne française et de la partie allemande du Massif de Stavelot. On trouvera dans Beugnies *et al.* (1976) une carte de la localisation du Paléozoïque inférieur de ces régions. Une zone nouvelle, la Zone 9, est créée. Ce schéma informel et régional est confronté au schéma de Vanguetaine et Van Looy (1983).

La fig. 1, dont le log est celui de la partie médiane du Massif de Stavelot, montre l'extension d'espèces sélectionnées illustrant les Zones 0 à 7 (1).

- 1) ZONE 0, VANGUESTAINE (1974), à *Archaeodiscina umbonulata* Volkova, 1968 et *Skiagia compressa* (Volkova) Downie, 1982.

[= Superzone II à *Archaeodiscina umbonulata* - *Skiagia compressa* in Vanguetaine et Van Looy (1983) *pro parte*]

(1) Dans la partie du texte qui suit, l'astérisque * désigne une des espèces-guides dans le système de zonation de Vanguetaine (1974 et 1978).

Age : Cambrien inférieur (Atdabanien plutôt que Lénien) par comparaison avec la plate-forme russe et la Pologne (Volkova *et al.*, 1978).

Unités lithologiques : Devillien supérieur (Quartzite de Fourire d'Anthoine, 1940) du Massif de Stavelot et Devillien supérieur (Formation des Quatre Fils Aymon, DV2a) du Massif de Rocroi.

Localités : Coupe du ruisseau du Laid Trou à l'Est de Lôdômé (Massif de Stavelot); carrière du pont de Fumay et coupe à l'Est de la gare d'Haybes (Massif de Rocroi) in Vanguetaine (1978).

Localités inédites : Des éléments de l'assemblage de cette Zone 0 sont aussi reconnus dans les affleurements suivants du Massif de Stavelot : rive gauche de l'Ambève entre le ravin de Lôdômé et la vallée de la Warche; rocher de Warche et affleurement au nord immédiat du village de Warche sur la rive droite de l'Ambève; carrière de Lasninvillie; vallon au nord de Rochelival.

Acritarches : *Archaeodiscina umbonulata**, *Tasmanites bobrowskae* Wazynska, 1967, *Annulum squameum* (Volkova, 1968) Martin et Dean, 1983, *Micrhystridium pallidum* Volkova, 1968, *Skiagia compressa**, *Elektoriskus cerinus* (Volkova, 1968) Vanguetaine nov. comb., *Cymatiosphaera* sp. A (= *Cymatiosphaera* sp. in Volkova, 1969, p. 234, Pl. XLVIII, fig. 15, 16 et ? 17) et *Pterospermopsimorpha* sp. (Pl. I, fig. 2 in Vanguetaine, 1974).

Remarque : Un travail en cours à l'Université de Liège (D. Baudet) sur la Formation des Quatre Fils Aymon comporte la détermination de *Skiagia compressa* et l'attribution à cette espèce de spécimens incomplets (" *Baltisphaeridium*" cf. *compressum* in Vanguetaine, 1978).

- 2) ZONE 1, VANGUESTAINE (1974), à *Leiosphaeridia fumiana* Vanguetaine, 1974, *Lophosphaeridium bacilliferum* Vanguetaine, 1974 et *L. tentativum* Volkova, 1968.

[pas d'assignation possible pour l'instant à l'une des Zones de Vanguetaine et Van Looy (1983)]

Fig. 1. — Caractérisation (c) et extension (d) des zones à Acritarches (Vanguetaine, 1974, 1978) des unités lithologiques (a, b) de la partie médiane du Massif de Stavelot, le Devillien terminal (DV2), le Revinien et le Salmien basal (Sm1); correspondance (d) avec le schéma de zonation internationale de Vanguetaine et Van Looy (1983); attributions stratigraphiques (e) de diverses portions du Paléozoïque inférieur belge. Les seuls macro- et ichnofossiles qui y sont reconnus sont positionnés au regard du log (b). Une croix en prolongement de l'extension des deux espèces *Lophosphaeridium tentativum* et *Micrhystridium lanceolatum* désigne que la présence de ces deux espèces, la première dans l'horizon quartzitique de base du Rn1b, la seconde dans celui du Rn2a, pourrait résulter d'un phénomène de remaniement lié au caractère turbiditique de ces horizons.

Fig. 1. — Characteristics (c) and extension (d) of the Acritarch zones (Vanguetaine, 1974, 1978) within the lithological units (a, b) of the middle part of the Stavelot Massif (upper Devillian, DV2, Revinian and lower Salmian, Sm1); correlation (d) with the international zonal scheme of Vanguetaine and Van Looy (1983); stratigraphic assignment (e) of the Belgian Lower Paleozoic. The only macro and ichnofossils which have been recognized in this Belgian Lower Paleozoic are located on the log (b). A cross marks that the occurrence of two species *Lophosphaeridium tentativum* and *Micrhystridium lanceolatum*, the first in the quartzitic horizon at the base of the Rn1b, the second in that of the Rn2a, is possibly due to reworking processes linked to the turbidities of these horizons.

Age : Cambrien inférieur ou Cambrien moyen (Vanguetstaine, 1974).

Localités : Lôdômé, Challe (Vanguetstaine, 1978, p. 251), Farnière (Vanguetstaine, 1978, p. 261), sondage de Grand-Halleux (Vanguetstaine, 1978) dans le Massif de Stavelot ; rocher de l'Uf à Fumay (Vanguetstaine, 1978) dans le Massif de Rocroi.

Localités inédites : Tranchée du chemin de fer à Roche-linval, km 58,385, 58,300 et 58,290 ; rive gauche de l'Ambève en face du village de Warche (Massif de Stavelot).

Acrifères : *Leiosphaeridia fumiana* *, *Lophosphaeridium bacilliferum* *, *L. tentativum* *, *Micrhystridium dissimilare* Volkova, 1969. *Micrhystridium pallidum* Volkova, 1968.

3) **ZONE 2, VANGUESTAINE** (1974), à *Stictosphaeridium brayense* Gardiner et Vanguetstaine, 1971, *Timofeevia phosphoritica* Vanguetstaine, 1978 et *Cristallinium cambriense* (Slavikova) Vanguetstaine, 1978.

[= Superzone III à *Cristallinium cambriense*, *Eliasium* / *Timofeevia* in Vanguetstaine et Van Looy, (1983) *pro parte*]

Age : Cambrien moyen, l'existence des genres *Cristallinium* et *Timofeevia* étant inconnue dans le Cambrien inférieur (Vanguetstaine et Van Looy, 1983). En l'absence d'*Eliasium llaniscum*, le positionnement de cette Zone 2 par rapport aux microflores A₀₋₁ à A₂ de Martin et Dean (1984) est problématique si ce n'est qu'elle est postérieure à la microflore A₀₋₁, dépourvue de *Cristallinium cambriense*. Cette espèce apparaît à Random Island dans un intervalle de temps compris entre les Zones à *T. fissus* et *T. gibbus* non différenciées et un niveau non précisable de "l'étage" à *Paradoxides aelandicus* du Cambrien moyen.

Unités lithostratigraphiques : Horizon quartzitique de base du Rn1b, du Massif de Stavelot ; Rv2a et Rv2b du Massif de Rocroi.

Localités : Rocher du Cœur Fendu à Trois-Ponts, coupes de Lôdômé et de Challe, sondage de Grand-Halleux (Vanguetstaine, 1978) dans le Massif de Stavelot ; rocher de l'Uf à Fumay (Vanguetstaine, 1978), ? carrière Fontaine Marin (Meilliez et Vanguetstaine, 1983) dans le Massif de Rocroi.

Localités inédites : Cordon quartzitique dans le bois Les Coyés au sud de Trois-Ponts ; sortie méridionale du tunnel au sud de Trois-Ponts ; km 56,074 E et 56,101 E de la ligne de chemin de fer au sud de Trois-Ponts.

Acrifères : *Stictosphaeridium brayense* *, *Timofeevia phosphoritica* *, *Cristallinium cambriense* *, *Leiosphaeridia fumiana*, *Lophosphaeridium bacilliferum*, *L. tentativum*, *Micrhystridium pallidum*, *M. dissimilare*.

Remarque : Les espèces-guides de la Zone 1 pourraient être incorporées dans la Zone 2 par un processus de remaniement dans un contexte turbiditique.

4) **ZONE 3, VANGUESTAINE** (1974), à *Revinotesta microspinoso* Vanguetstaine, 1974, *Micrhystridium lanceolatum* Vanguetstaine, 1974 et *Dictyotidium hasletianum* Vanguetstaine, 1974.

[pas d'assignation possible pour l'instant à l'une des Zones de Vanguetstaine et Van Looy (1983)]

Age : Cambrien moyen de par sa position géométrique, en admettant que le point d'apparition de *Timofeevia pentagonalis* (Zone 4b) se situe en Belgique comme à Random Island au sein du Cambrien moyen.

Unités lithostratigraphiques : Rn1b du Massif de Stavelot ; Rv2a du Massif de Givonne.

Localités : Tranchée du chemin de fer à l'est d'Amermont, tranchée du chemin de fer et talus de la grand-route à Coq, sondage de Grand-Halleux (Vanguetstaine, 1978), ? phyllades verts couronnant le rocher du Cœur Fendu à Trois-Ponts (Vanguetstaine, 1978, p. 251) dans le Massif de Stavelot ; affleurement du Moulin Chicot, à l'est de Bosséval (Vanguetstaine, 1978) du Massif de Givonne.

Acrifères : *Revinotesta microspinoso* *, *Micrhystridium lanceolatum* *, *Dictyotidium hasletianum* *, *Stictosphaeridium brayense*, *Timofeevia phosphoritica*, *Cristallinium cambriense*, *Tasmanites hobrowskae*, *Micrhystridium dissimilare*.

5) **ZONE 4a, VANGUESTAINE** (1978), à *Timofeevia* aff. *lancarae* (Cramer et Diez, 1972) (1) *Lophosphaeridium* ? *kryptoradiatum* Vanguetstaine, 1978, *Alliumella baltica* Van der Flit, 1971 in Umnova et Van der Flit, 1971 et *Synsphaeridium* sp. in Vanguetstaine, 1978.

[pas d'assignation possible pour l'instant à l'une des Zones de Vanguetstaine et Van Looy (1983)]

Age : Cambrien moyen (voir âge de la Zone 3).

Unité lithostratigraphique : Base du Rn2a du Massif de Stavelot.

Localités : Coq grand-route et sondage de Grand-Halleux (Vanguetstaine, 1978) ; vallées de la Hill et de la Getzbach (Vanguetstaine, Höfges et Zielinski, 1983) dans le Massif de Stavelot.

Acrifères : *Lophosphaeridium* ? *kryptoradium* *, *Alliumella baltica* *, *Synsphaeridium* sp. *, *Dictyotidium hasletianum*, *Micrhystridium lanceolatum*, *Revinotesta microspinoso*, *Cristallinium cambriense*, *Timofeevia phosphoritica*, *Stictosphaeridium brayense*, *Timofeevia* aff. *lancarae* *.

Remarque : Les espèces-guides de la Zone 3 pourraient être incorporées dans la Zone 4a par un processus de remaniement dans un contexte turbiditique.

(1) = *Priscogalea* ? sp. A in Vanguetstaine (1974 et 1978) = *Timofeevia lancarae* *pro parte* in Martin et Dean (1981).

- 6) ZONE 4b, VANGUESTAINE (1978), à *Timofeevia pentagonalis* (Vanguetstaine, 1974) 1978, T. sp. A in Vanguetstaine, 1978 et "Priscogalea" spp. in Vanguetstaine, 1978.

[Zone IV à *Timofeevia pentagonalis* - *Vulcanisphaera turbata* in Vanguetstaine et Van Looy (1983)]

Age : Cambrien moyen - Cambrien supérieur.

Unités lithostratigraphiques : Majeure partie du Rn2a du Massif de Stavelot ; Rv3 (et extrême base du Rv4 ?) du Massif de Rocroi ; Rv2a, Rv2b et base du Rv3 du Massif de Givonne.

Localités : Tranchées du chemin de fer du bois de Tappeux, du bois de La Ville, du bois de Lafruster et du bois de Hourt, ? tranchée du chemin de fer à Francorchamps (base du Rn2b), sondage de Grand-Halleux — 2 846 à — 2 899 (Vanguetstaine, 1978), vallée de la Getzbach (Vanguetstaine, Höfges et Zielinski, 1983) dans le Massif de Stavelot ; route Revin-Orzy au-dessus de la veine ardoisière de la Folie ; ? ravin de Faux ; ? carrière d'Orzy (Vanguetstaine, 1978) dans le Massif de Rocroi ; ancienne ligne du chemin de fer longeant le ruisseau de la Hatrelle, veine ardoisière d'Olly et affleurement de la montée vers Illy (Vanguetstaine, 1978) dans le Massif de Givonne.

Acrifarches : *Timofeevia pentagonalis* *, *Timofeevia* sp. A *, "Priscogalea" spp. *, *Vulcanisphaera turbata* Martin et Dean, 1981, (Hourt — 29521, inédit), *Timofeevia phosphoritica*, *Stictosphaeridium brayense*, *Micrhystridium lanceolatum*, *Dictyotidium hasletianum*, *Priscogalea* ? sp. A, *Synsphaeridium* sp., *Alliumella baltica*, *Lophosphaeridium* ? *kryptoradiatum*, *Timofeevia* aff. *lancarae*.

- 7) ZONE 5, VANGUESTAINE (1974), à *Dasydiacrodium caudatum* Vanguetstaine, 1973, *Leiofusa stoumonensis* Vanguetstaine, 1973, *Trunculumarium revinium* (Vanguetstaine) Loeblich et Tappan, 1976, *Veryhachium dumontii* Vanguetstaine, 1973.

[Superzone V à *Trunculumarium revinium* - *Veryhachium dumontii* in Vanguetstaine et Van Looy (1983)]

Age : Cambrien supérieur, Zone à *Parabolina spinulosa* et ? à *Leptoplastus* d'après Martin et Dean (1981).

Unité lithostratigraphique : Sommet du Rn2b du Massif de Stavelot.

Localités : Stoumont, N 33, km 16,000 ; versant occidental de la Hoegne en amont de la Passerelle de Belle-Hé ; La Géronstère au Sud de Spa (Vanguetstaine, 1973). Coupes de Drei-Kaiser-Eichen et de la vallée de la Gileppe (Vanguetstaine, Höfges et Zielinski, 1983).

Acrifarches : *Dasydiacrodium caudatum* *, *Leiofusa stoumonensis* *, *Trunculumarium revinium* *, *Veryhachium dumontii* *, *Cristallinium cambriense* (Slavikova) Vanguetstaine, 1978, *Cristallinium randomense* (1) Martin et

Dean, 1981. *Cristallinium ovillense* (Cramer et Diez) Martin et Dean, 1981, *Goniosphaeridium uncinatum* (Downie) Kjellström, 1971, ? *Acanthodiacrodium achrasi* Martin, 1973, *Micrhystridium shinetonense* Downie, 1958, *Impluviculus milonii* (Deunff) Loeblich et Tappan, 1969, *Impluviculus multiangularis* (Umnova in Umnova et Van der Flit, 1971) comb. nov., *Cymatiogalea bellicosa* Deunff, 1961, *Timofeevia phosphoritica*, *Timofeevia pentagonalis*, *Timofeevia* sp. A, *Vulcanisphaera turbata*, *Dictyotidium* sp., *Revinotesta* n. sp.

- 8) Cf. ZONE 5 DE VANGUESTAINE (1974), à *Trunculumarium revinium*, *Acanthodiacrodium* cf. *ubui* Martin, 1969, *Acanthodiacrodium tuberatum* (Downie) Martin, 1972.

Age : Cambrien supérieur.

Unité lithostratigraphique : Sommet du Rv4 du Massif de Rocroi.

Localité : Chemin de la Croix-Scaille, à l'Est de la route des Vieux-Moulins-de-Tilhay à Willerzie.

Acrifarches : *Trunculumarium revinium* *, *Veryhachium primaevum* Deunff, 1966, *Alliumella* n. sp., *Acanthodiacrodium* cf. *ubui* *, *Acanthodiacrodium tuberatum* *, *Impluviculus milonii*, *Impluviculus multiangularis*, *Micrhystridium shinetonense*, *Timofeevia phosphoritica*, *T. pentagonalis*.

Remarque : Par la présence simultanée de *Trunculumarium revinium* trouvé dans la Zone 5 et *Acanthodiacrodium* cf. *ubui* ainsi qu'*Acanthodiacrodium tuberatum* trouvés dans la Zone 6, cette association présente des caractères intermédiaires entre les Zones 5 et 6.

- 9) Cf. ZONE 6, VANGUESTAINE (1974), à *Trunculumarium revinium* et *Arbusculidium rommelaerei* Martin et Dean, 1981.

Age : Cambrien supérieur (Meilliez et Vanguetstaine, 1983).

Unité lithostratigraphique : ? Rv3 (= probablement le Rv5) du Massif de Rocroi.

Localité : Flanc méridional de la carrière du château à Montcornet.

Acrifarches : *Trunculumarium revinium* *, *Veryhachium dumontii*, *Dasydiacrodium caudatum*, *Arbusculidium rommelaerei* *, *Acanthodiacrodium* spp., *Priscogalea* spp.

Remarques :

1) Par rapport à Martin et Dean, 1981, cette association présente des caractères intermédiaires entre leurs microfiores A₁ (assemblage à *Trunculumarium revinium* - *Dasydiacrodium caudatum*) et A₂ (assemblage à *Vulcanisphaera africana* - *Arbusculidium rommelaerei*). Elle se situe à la charnière entre les Zones 5 et 6 du présent travail comme l'association que nous venons de qualifier de cf. Zone 5.

2) Il existe entre les deux associations cf. Zone 5 et cf. Zone 6 du Massif de Rocroi, des différences qui justifient leur distinction : présence d'*Alliumella* n. sp.

(1) = *Dictyotidium cambriense* in Vanguetstaine (1973).



Fig. 2.

et *Veryhachium primaevum* Deunff, 1966 dans la première, non trouvés dans la seconde où apparaissent *Arbusculidium rommelaerei* et *Leiofusa* n. sp. non trouvés dans la première.

- 10) ZONE 6, VANGUESTAINE (1974), à *Acanthodiacrodium* aff. *angustum* (Downie) Combaz, 1967 (1), *Acanthodiacridium tuberatum* (Downie) Martin, 1972 (2) et *Acanthodiacrodium ubui* Martin, 1969 (3).

[Zone IV à *Arbusculidium rommelaerei* et *Vulcanisphaera africana* in Vanguestaine et Van Looy (1983)]

Age : Cambrien supérieur, Zone à *Peltura* des Trilobites par corrélation avec Random Island (Martin et Dean, 1981).

Unité lithostratigraphique : Rn3 du Massif de Stavelot.

Localités : Tranchée du chemin de fer de La Gleize, du km 47,562 au km 48.013 (Vanguestaine, 1967).

Localités inédites : Chemin conduisant de la Venne à la ferme de Wérimont à ± 130 m au Nord de la voie ferrée ; vallée de la Hoegne entre Moulin Thorez et la passerelle de Belle-Hé ; vallée de la Weisse Wehe. Massif de Stavelot.

Acritarches : *Acanthodiacrodium* aff. *angustum* *, *Acanthodiacrodium tuberatum* *, *Acanthodiacrodium ubui* *, *Ooidium* (?) sp. A [= *Ooidium* gr. in Vanguestaine (1967). = *Ooidium* cf. *invisum* in Vanguestaine (1973)]. *Tasmanites* sp. A [= *Tasmanites* sp. in Vanguestaine (1967)].

- 11) ZONE 7, VANGUESTAINE (1974), à *Acanthodiacrodium angustum* (Downie) Combaz, 1967, *Impluviculus robustus* (Downie, 1958) nov. comb. et *Cymatiogalea cuvillierii* (Deunff, 1961) 1964.

[Zone VII à *Arbusculidium destombesii* - *Vulcanisphaera capillata* in Vanguestaine et Van Looy (1983)].

(1) = *Acanthodiacrodium* gr. 1 in Vanguestaine, 1967. = "*Lophodiacrodium*" spp. in Vanguestaine (1974).

(2) = *Baltisphaeridium tuberatum* in Vanguestaine (1967).

(3) = *Acanthodiacrodium* ? sp. 3 in Vanguestaine (1967).

Age : Trémadocien inférieur.

Unités lithostratigraphiques : Salmien inférieur Smla et partie inférieure du Smlb du Massif de Stavelot.

Localités inédites : km 10,678 du talus occidental de la N 432 entre Neufmoulin et Lierneux ; km 1,668, 3.115 et 3,847 du talus occidental de la N 432 entre Targnon et Neufmoulin ; flanc septentrional de l'Ambève en amont du pont de Targnon ; coupe de la nouvelle route d'accès à Spa Monopole, km 10,240 et 10.000 ; tranchée du chemin de fer, talus occidental, Liège-Gouvy au km 43,8285, à l'est de Rahier ; coupes près de Drei-Kaiser-Eichen et carrière Kaspar Mueller à Schevenhuetten dans le Massif de Stavelot.

Acritarches : *Micrhystridium shinetonense*, *Impluviculus multiangularis*, *Impluviculus robustus* * [= *Micrhystridium robustum* in Vanguestaine (1974)]. *Cymatiogalea cristata* Downie, 1958, nov. comb., *Cymatiogalea cuvillierii* *, *Acanthodiacrodium angustum* *, *Acanthodiacrodium* cf. *lineatum* (Deunff) G. et M. Deflandre, 1962 [= *Acanthodiacrodium midiusculum* Timofeev, 1959 in Martin (1969)], *Acanthodiacrodium simplex* Combaz, 1968.

- 12) ZONE 8, VANGUESTAINE (1974), à *Stelliferidium trifidum* Rasul, 1974, *Stelliferidium* cf. *striatulum* (Vavrdova) Deunff et al., 1974, *Stelliferidium stelligerum* (Gorka) Deunff et al., 1974.

Age : Trémadocien.

Unité lithologique : Partie supérieure du Salmien inférieur Smlb [sensu Graulich (1949), non Geukens (1966)].

Localités inédites : Sondage de Chevron (Graulich, 1966) — 204 à — 218 et ? talus occidental de la N 432 entre Targnon et Neufmoulin, km 4,160.

Acritarches : *Stelliferidium trifidum* * Rasul (= *Priscogalea chevronensis* Vanguestaine, 1974), *Stelliferidium* cf. *striatulum* * et *Stelliferidium stelligerum* *, *Veryhachium primaevum* Deunff, 1966, *Impluviculus robustus*, *Cymatiogalea cristata*, *Acanthodiacrodium angustum*, *Dasydiacrodium monstrorsum* Timofeev, 1959, *Pirea* sp., *Acanthodiacrodium simplex*.

- 13) ZONE 9 (NOUVELLE) à *Frankea sartbernardensis* (Martin) Burmann, 1970, *Arkonina tenuata* Burmann, 1970, *Striatotheca principalis* Burmann, 1970.

Age : Arénigien à Llandeiliien.

Fig. 2. — Corrélations biostratigraphiques (Acritarches, Graptolites et Trilobites) du Cambro-Ordovicien de Terre-Neuve, d'Irlande, du Pays de Galles et de l'Ardenne. Les chiffres romains désignent les Zones et Superzones à Acritarches de Vanguestaine et Van Looy (1983). a : Système ou Séries. — b : Formations ou Groupes. — d : Zones à Graptolites et Trilobites. — e : Zones à Acritarches.

Fig. 2. — Biostratigraphic correlations (Acritarchs, Graptolites and Trilobites) of the Cambro-Ordovician from Newfoundland, Ireland, Wales and the Ardenne. Roman numerals designate the Acritarch Zones and Superzones of Vanguestaine and Van Looy (1983). a : System or Series. — b : Formations or Groups. — d : Graptolite and Trilobite Zones. — e : Acritarch Zones.

Unités lithostratigraphiques : Quartzophyllades zonaires supérieurs (Sm3b) du Massif de Stavelot ; quartzophyllades des Vieux-Moulins-de-Thilay (Rv5) du Massif de Rocroi.

Localités : Affleurements du flanc oriental de la route Dochamps - Lamorménéil au cœur du synclinal salmien de Dochamps (bord sud occidental du Massif de Stavelot) ; ardoisière et affleurement au NW des Vieux-Moulins-de-Thilay (bord oriental du Massif de Rocroi).

Acritarches : *Frankea sartbernardensis* *, *Arkonion tenuata* *, *Striatotheca principalis* *, *Coryphidium bohemicum* Vavrdova, 1972, *Veryhachium* cf. *fakirum* (Martin, 1969), *Veryhachium* cf. *lairdi* (Deflandre), *Stelliferidium striatulum* (Vavrdova) Deunff, Gorka et Rauscher, 1974.

Remarque : A Dochamps, des Chitinozoaires sont trouvés en association avec les Acritarches : *Conochitina lepida* Jenkins, 1967, *Cyathochitina dispar* Benoît et Taugourdeau, 1961, *Desmochitina minor* (Eisenack, 1931), *Rhabdochitina turgita* Jenkins, 1967 et *Rhabdochitina usitata* Jenkins, 1967. Cette association est très différente de l'association décrite par Martin (1969) par l'abondance des *Rhabdochitina* (*turgita* et *usitata*) qui font défaut dans le Condroz. Elle indique un âge Llanvirn-Llandeilo par comparaison avec l'Ordovicien de Grande-Bretagne (Jenkins, 1967).

V. — DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Le travail de Vanguetaine et Van Looy (1983) confrontait les diverses données disponibles concernant la stratigraphie des Acritarches du Cambrien. Il proposait, en un langage uniformisé, une zonation nouvelle.

Le présent travail a pour objet la transposition, dans le système biostratigraphique de Vanguetaine et Van Looy (1983), de certaines successions locales (Terre-Neuve orientale, Irlande du sud-est, Pays de Galles et Angleterre, Ardenne). Le caractère international de ce schéma stratigraphique ressort à l'examen de la fig. 2.

Cette nouvelle zonation trouve déjà des applications. La succession des Acritarches du Cambro-Trémadocien du Groupe de Digermul en Norvège septentrionale (Welsch, 1984) s'accorde très bien de ce découpage. Les Zones et Superzones III, IV et VI y sont reconnues. L'espèce *Trunculumarium revinium* (Vanguetaine) toutefois y est trouvée à un niveau stratigraphique plus récent (Zone à *Peltura* des Trilobites) qu'à Random Island (Zone à *Parabolina spinulosa*) dans un assemblage qui comporte aussi des Diacromorphitae. Rappelons (voir chap. IV) qu'une situation comparable est connue dans le Massif franco-belge de Rocroi où deux assemblages intermédiaires entre la Superzone V et la Zone VI y sont distingués (cf. Zone 5 et cf. Zone 6).

De substantiels progrès quant à la connaissance de l'âge des roches du Paléozoïque inférieur de l'Ardenne découlent de cet article. L'âge cambrien inférieur (Vanguetaine, 1974) des couches qui y constituent le sommet du Devillien est confirmé. Des publications récentes sur le Cambrien inférieur d'Ecosse, de Norvège, du Groenland et de l'Alberta (Downie, 1982), des

Appalaches (Wood et Clendening, 1982), le Précambrien terminal et le Cambrien inférieur des Monts Mackenzie (Baudet, Aitken et Vanguetaine, 1985) décrivent un assemblage comparable à celui du Devillien supérieur.

La base du Revinien (Rn1a dans le Massif de Stavelot, Rv1a dans le Massif de Rocroi) ne peut encore être datée. Les sphaeromorphes, qui y constituent la majorité de l'assemblage, sont peu utilisés en stratigraphie. On peut penser, en accord avec le schéma de Dorning (1981) sur la distribution latérale des Acritarches, que les couches, au caractère uniformément phylladeux, de la base du Revinien se sont déposées dans un milieu profond induisant un assemblage d'Acritarches presque exclusivement constitué de sphaeromorphes.

Une datation précise n'est pas possible non plus en ce qui concerne la partie de Rn1b du Massif de Stavelot (et son équivalent à Givonne) correspondant à la Zone 3. L'assemblage y est marqué par la présence de formes de taille relativement réduite dont une espèce possède dans certains niveaux [Coo 51,365 et — 51.375 in Vanguetaine (1978)] une membrane très épaissie. Il s'agit de *Micrhystridium lanceolatum* Vanguetaine, 1974. Sans doute sommes-nous en présence, ici aussi, d'un assemblage particulier, dépourvu des grands acanthomorphes surtout utilisés en stratigraphie, induit par des conditions paléogéographiques dont les caractères nous échappent pour l'instant.

Nous avons précisé, au chap. IV, les âges respectifs des diverses autres Zones. Il s'ensuit que l'on peut maintenant apprécier avec plus d'exactitude la position des subdivisions internes du Cambrien par rapport aux couches constitutives du Paléozoïque inférieur de l'Ardenne (fig. 1). La limite Cambrien inférieur - Cambrien moyen devrait se situer au contact Devillien - Revinien ou un peu plus haut au sein du Revinien inférieur mais avant l'horizon quartzitique qui, dans la partie médiane du Massif de Stavelot, marque la base du Rn1b. La limite Cambrien moyen - Cambrien supérieur se situe dans la Zone 4b. Son équivalent à Random Island (Martin et Dean, 1981) débute à l'extrême sommet du Cambrien moyen et se prolonge dans le Cambrien supérieur. Cette même limite devrait donc passer dans le Rn2a du Massif de Stavelot, le Rv3 des Massifs de Rocroi et de Givonne.

Nous confirmons par l'étude des Acritarches l'hypothèse de Geukens (1981) selon laquelle de l'Ordovicien constituerait le cœur du synclinal de Willerzie en bordure orientale du Massif de Rocroi. La découverte au NW des Vieux-Moulins-de-Thilay, de spécimens de *Frankea sartbernardensis* (Martin) Burmann, 1970, *Striatotheca* sp., cf. *Arkonion tenuata* Burmann, 1970, à côté des *Veryhachium trispinosum* déjà déterminés par Martin in Geukens (1981), implique effectivement un âge Ordovicien (Arenigien à Llandeilien) comparable à celui des quartzophyllades du Sm3b qui constituent l'extrême sommet du Salmien du Massif de Stavelot.

Cet article se terminera par l'évocation d'un problème qui vient d'apparaître récemment et dont devra

tenir compte, de manière impérative, tout travail futur de stratigraphie dans le Cambro-Ordovicien de l'Ardenne. Von Hoegen (1984), analysant les caractères sédimentologiques de la partie supérieure du Revinien de l'extrémité NE du Massif de Stavelot, met en évidence l'absence de tout critère de distinction lithologique au sein de l'ensemble Rv3-Rv4. Les corrélations n'ont pu être faites que par la micropaléontologie (Vanguetaine, Höfges et Zielinski, 1983 ; Von Hoegen, 1984) qui indique une équivalence certaine avec des assemblages obtenus ailleurs dans des formations homonymes. De

plus, un ensemble de couches rapportées au Rv3 dans la vallée de la Gileppe par des critères géométriques, s'est révélé plus récent, eu égard à son contenu micropaléontologique (Vanguetaine, Höfges et Zielinski, 1983). Dans le même ordre d'idées, Meilliez et Vanguetaine (1983), détectent de profondes anomalies d'attribution lithostratigraphique de couches reviniennes au bord méridional du Massif de Rocroi. Il ressort dès lors de ces observations, toute l'importance que revêt plus que jamais une étude micropaléontologique dans le Paléozoïque inférieur de l'Ardenne.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANTHOINE R. (1940). — La fenêtre de Falize-Ligneuville. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 63, M 3-43.
- 2) ASSELBERGHS E. et GEUKENS F. (1959). — Carte géologique au 1/25 000, Harzé - La Gleize, 159 et texte explicatif. *Service Géologique de Belgique*.
- 3) BAUDET D., AITKEN J.D. et VANGUESTAINE M. (1985). — Palynology of uppermost Proterozoic and lowermost Cambrian Formations, central Mackenzie Mountains, North-Western Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* (à paraître).
- 4) BENOIT A. et TAUGOURDEAU Ph. (1961). — Sur quelques Chitinozoaires de l'Ordovicien du Sahara. *Rev. Inst. Fr. Pétr. et Ann. Comb. Liq.*, 16 (12), p. 1403-1421.
- 5) BEUGNIES A., DUMONT P., GEUKENS F., MORTELMANS G. et VANGUESTAINE M. (1976). — Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, 4, p. 263-273.
- 6) BRÜCK P.M., POTTER T.L. et DOWNIE C. (1974). — The Lower Palaeozoic stratigraphy of the northern part of the Leinster massif. *Proc. R. Ir. Acad.*, Sect. B, 74, p. 75-84.
- 7) BRÜCK P.M., COLTHURST J.R.J., FEELY M., GARDINER P.R.R., PENNEY S.R., REEVES T.J., SHANNON P.M., SMITH D.G. et VANGUESTAINE M. (1979). — South-east Ireland: Lower Palaeozoic stratigraphy and depositional history, in A.L. Harris, C.H. Holland et B.E. Laeke (Ed.): *The Caledonides of the British Isles - reviewed. Geological Society of London*, p. 533-544.
- 8) BURMANN G. (1970). — Weitere organische Mikrofossilien aus dem unteren Ordovizium. *Paläont.*, Abh. B 3 (3-4), p. 289-332.
- 9) COLTHURST J.R.J. et SMITH D.G. (1977). — Palaeontological evidence for the age of the Lower Palaeozoic rocks of the Slievenamon Inlier, County Tipperary. *Proc. R. Ir. Acad.*, 77 B, p. 143-158.
- 10) COMBAZ A. (1967). — Un microbios du Trémadocien dans un sondage d'Hassi Messaoud. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 104 (B, 29), p. 1-25.
- 11) COWIE J.W., RUSHTON A.W.A. et STUBBLEFIELD C.J. (1972). — A correlation of Cambrian rocks in the British Isles. *Geological Society of London, Special Report*, N° 2, p. 1-40.
- 12) CRAMER F.H. et DIEZ M., B., C., R. (1972). — Acritarchs from the Upper Middle Cambrian Oville Formation of Leon, Northwestern Spain. *Rev. Esp. Micropal.*, Num. Extraord., p. 39-50.
- 13) DEUNFF J. (1961). — Un microplancton à Hystrichosphères dans le Trémadoc du Sahara. *Rev. Micropal.*, 4 (1), p. 37-52.
- 14) DEUNFF J. (1964). — Systématique du microplancton fossile à Acritarches. Révision de deux genres de l'Ordovicien inférieur. *Rev. Micropaléontol.*, 7 (2), p. 119-124.
- 15) DEUNFF J. (1966). — Recherches sur les microplanctons du Dévonien (Acritarches et Dinophyceae). Thèse, Université de Rennes, p. 1-170, 26 pl.
- 16) DEUNFF J., GORKA H. et RAUSCHER R. (1974). — Observations nouvelles et précisions sur les Acritarches à large ouverture polaire du Paléozoïque inférieur. *Geobios*, 7, p. 5-18.
- 17) DORNING K.J. (1981). — Silurian Acritarch distribution in the Ludlovian shelf sea of South Wales and the Welsh Borderland, p. 31-36 in Neale J.W. et Brasier M.E. (Eds). *Microfossils from Recent and Shelf seas*. Ellis Horwood Ltd, Chichester.
- 18) DOWNIE C. (1958). — An assemblage of microplancton from the Shineton Shales (Tremadocian) Yorks. *Geol. Soc., Proc.*, 31 (4, 12), p. 331-349, Pl. 16-17.
- 19) DOWNIE C. (1982). — Lower Cambrian Acritarchs from Scotland, Norway, Greenland and Canada. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 72 (1981), p. 257-285.
- 20) FOMBELLA M.A. (1977). — Acritarcos de edad Cámbrico medio-inferior de la Provincia de León (España). *Rev. de Micropal.*, 9, p. 115-124.
- 21) GARDINER P.R.R. et VANGUESTAINE M. (1971). — Cambrian and Ordovician microfossils from south-east Ireland and their implication. *Bull. Geol. Surv. Ireland*, 1, p. 163-210.
- 22) GEUKENS F. (1963). — Carte géologique au 1/25.000 Stavelot-Malmédy, 160 et texte explicatif. *Service Géologique de Belgique*.

- 23) GEUKENS F. (1981). — Observations géologiques dans la région de Willerzie. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 104 (2), p. 67-74.
- 24) JENKINS W.A.M. (1967). — Ordovician Chitinozoa from Shropshire. *Palaeontology*, 10 (3), p. 436-488, Pl. 68-75.
- 25) MARTIN F. (1969a). — Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. Détermination et valeur stratigraphique. *Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, 160, p. 1-175, 8 pl.
- 26) MARTIN F. (1969b). — Chitinozoaires de l'Arénig supérieur - Llanvirn inférieur du Condroz (Belgique). *Rev. Micropal.* 12 (2), p. 99-106, Pl. 1 et 2.
- 27) MARTIN F. (1973). — Les Acritarches de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (Hérault, France). *Bull. Inst. roy. Sc. Nat. Belg.*, 48 (1972), *Sci. de la Terre*, (10), p. 1-61.
- 28) MARTIN F. et DEAN W.T. (1981). — Middle and Upper Cambrian and Lower Ordovician Acritarchs from Random Island, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada*, Bulletin 343, 43 p.
- 29) MARTIN F. et DEAN W.T. (1983). — Late Lower Cambrian and early Middle Cambrian Acritarchs from Manuels River, eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada*, Paper 83-1B, p. 353-363.
- 30) MARTIN F. et DEAN W.T. (1984). — Middle Cambrian Acritarchs from the Chamberlains Brook and Manuels River Formations at Random Island, Eastern Newfoundland. *Geological Survey of Canada*, Current Research, Part A, Paper 84-1a, p. 429-440.
- 31) NORTH F.K. (1972). — The Cambrian of Canada and Alaska, p. 219-324 in Holland C.H. (ed.), *Cambrian of the New World*, Wiley-Interscience, London.
- 32) POTTER T.L. (1974). — The stratigraphic palynology of some Cambrian successions in North Wales, England and northwest Spain. Université de Sheffield. Thèse inédite.
- 33) RASUL S.M. (1974). — The Lower Palaeozoic Acritarchs *Priscogalea* and *Cymatogalea*. *Palaeontology*, 17, p. 41-63.
- 34) RASUL S.M. (1979). — Acritarch zonation of the Tremadoc Series of the Shineton Shales, Wrekin, Shropshire, England. *Palynology*, 3, p. 53-72.
- 35) SLAVIKOVA K. (1968). — New finds of Acritarchs in the Middle Cambrian of the Barrandian (Czechoslovakia). *Vestn. Ustred. Ust. Geol.*, 43 (3), p. 199-206.
- 36) SMITH D.G. (1977). — Lower Cambrian palynomorphs from Howth, Co. Dublin. *Geol. Journal*, vol. 12, Pt 2, p. 159-168.
- 37) SMITH D.G. (1981). — Progress in Irish Lower Palaeozoic palynology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34, p. 137-148.
- 38) TIMOFEEV B.V. (1959). — La plus ancienne flore des régions de la Baltique et sa signification stratigraphique. *VNIGRI 129*. Trad. B.R.G.M., Paris, n° 4686, p. 1-142.
- 39) UMNOVA H.N. et VAN DER FLIT E.K. (1971). — Cambrian and Lower Ordovician Acritarchs from the western and northwestern Russian Platform in Palynological Research in Byelorussia and other regions of USSR. *Inst. Sci. Byelorussia, Expl. Geol. (Belnigri)*, Minsk, p. 45-47 (en russe).
- 40) VANGUESTAINE M. (1973). — New Acritarchs from the Upper Cambrian of Belgium in Microfossils of the oldest deposits. Proc. of IIIrd Int. Palynol. Conf. Acad. of Sc. of the USSR, Siberian Branch, *Inst. of Geol. and Geophys.*, p. 28-30.
- 41) VANGUESTAINE M. (1974). — Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne française. *Rev. of Palaeob. and Palynol.* 18, p. 63-82.
- 42) VANGUESTAINE M. (1978). — Critères palynostratigraphiques conduisant à la reconnaissance d'un pli couché Revinien dans le sondage de Grand-Halleux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 100, p. 249-276.
- 43) VANGUESTAINE M., HÖFGES J. et ZIELINSKI J. (1983). — Cambrian stratigraphy in the Stavelot-Venn Massif, p. 4 in Meuse-Rhine Euregion Geologists meet in Museum of Nat. Hist. Maastricht, 6th-7th May 1983.
- 44) VAVRDOVA M. (1972). — Acritarchs from Klabava Shales (Arenig). *West. ustred Ust.* 47, p. 79-86.
- 45) VOLKOVA N.A. (1968). — Acritarches of Precambrian and Lower Cambrian deposits of Estonia. Problematics of Riphean and Cambrian layers of the Russian Platform, Urals and Kazakhstan. *Transactions*, 188, p. 1-37 (en russe).
- 46) VOLKOVA N.A. (1969a). — Distribution of Acritarchs in sequence of North-Eastern Poland in Tommotian stage and the Cambrian lower boundary problem. *Trans. 206, Acad. Nauk. SSSR*, p. 64-77 (en russe).
- 47) VOLKOVA N.A. (1969b). — Acritarchs of the North-West of the Russian Platform in Tommotian stage and the Cambrian lower boundary problem. *Trans. 206, Acad. Nauk. SSSR*, p. 224-236 (en russe).
- 48) VOLKOVA N.A., KIRJANOV V.V., PISKUN L.V., PASHYAVICHENE L.T. et YANKAUSKA T.V. (1979). — Microflora in Upper Precambrian and Cambrian Paleontology of East-European Platform. *Acad. Sc. of the USSR*, p. 4-39 (en russe).
- 49) VOLKOVA N.A., KIRJANOV V.V., PISKUN L.V., PASHYAVICHENE L.T. et YANKAUSKA T.V. (1983). — Plant microfossils, p. 7-46 in Urbanek A. et Rozanov A.Y. (eds). *Upper Precambrian and Cambrian Palaeontology of the East-European Platform*. Wydawnictwa geologiczne, Warszawa.
- 50) VON HOEGEN J. (1984). — Faziesanalyse des Revin im nordöstlichen Teil des Massivs von Stavelot-Venn. Thèse, RWTH Aachen, p. 1-303 + AI-II.
- 51) WAZYNSKA H. (1967). — Etude préliminaire microfloristique des dépôts siniens et cambriens de la région de Białowieza, *Kwart. Geol.*, 11 (1), p. 10-19 (en polonais).
- 52) WELSCH M. (1984). — Die stratigraphische Bedeutung einiger ausgewählter Acritarchen aus Sedimenten der Digermul-Gruppe (Mittelkambrium bis Tremadoc). Finnmark, Nordnorwegen. *Geologica et Palaeontologica*, 18, p. 5-7, 1 Abb.
- 53) WOOD G.W. et CLENDENING J.A. (1982). — Acritarchs from the Lower Cambrian Murray Shale, Chilhowee Group, of Tennessee. *U.S.A. Palynol.* 6, p. 255-265.

Etude palynologique de la partie profonde du sondage de Porcheresse-Havelange (Province de Namur, Belgique)

Palynological study of the Porcheresse-Havelange borehole deep part

par Ph. STEEMANS(*) et J.M. GRAULICH(**)

Résumé. — Le sondage de Porcheresse-Havelange (Province de Namur, Belgique) a fait l'objet d'une étude palynostratigraphique (spores). Elle est confrontée ici aux résultats géophysiques. Le sondage a recoupé de manière continue les terrains allant du Famennien en surface jusqu'au Siegenien supérieur vers 4 800 m. Au-delà, quatre discontinuités importantes ont été mises en évidence aussi bien par les méthodes géophysiques que biostratigraphiques. Le Siegenien supérieur repose sur du Gedinnien supérieur par l'intermédiaire d'une première faille qui escamote ainsi plus de 250 m de couches. Ce Gedinnien est mis en contact avec du Siegenien inférieur ou moyen grâce à une deuxième faille. La troisième faille s'intercale entre ces couches et du Siegenien supérieur qui lui-même repose grâce à la quatrième faille sur des niveaux plus métamorphiques à grenats.

Abstract. — *The Porcheresse-Havelange borehole has been studied by palynostratigraphic (spores) methods. The results are here compared to the geophysical data. Uninterrupted Famennian to Upper Siegenian sequence of rocks was met by the borehole until 4 800 m. Further below, four major discontinuities were observed by both methods. The Upper Siegenian rests on Upper Gedinnian by a first fault with drawing more than 250 m of sediments. This Gedinnian rests on Lower or Middle Siegenian by a second fault. The third one separates the last sediments from Upper Siegenian which in turn rests, by the fourth fault, on more metamorphic levels with grenats.*

I. — INTRODUCTION

Dans les années 1960-1965, la Société Shell a réalisé une prospection sismique dans le synclinorium de Dinant et celle-ci a révélé sporadiquement une surface de discontinuité qui, de Beauraing vers Ham-sur-Heure, passe de 2,5 sec. à 0,7 sec.

Peu habitués à la géologie de l'Ardenne, les géologues de la Shell, avec lesquels je travaillais en étroite collaboration, m'ont demandé la signification de cette surface de discontinuité et j'ai pensé, vu son allure, que l'on pouvait l'assimiler à la Faille du Midi (J.M. G.).

Pour reconnaître cette faille et le massif sous-jacent, cette société a exécuté le sondage de Rosée qui a été abandonné à la suite d'un éboulement à la profondeur de 2 964 m.

Ulérieurement, la Shell France a repris le problème et a raccordé la prospection sismique réalisée en Belgique à celle exécutée en France par un profil vers Jeumont, près de la frontière belgo-française.

Un sondage foré à Jeumont a démontré que cette discontinuité sismique est bien la Faille du Midi recoupée à 2 400 m et qui met en contact le Dévonien inférieur sur le Silésien rencontré sur 1 240 m.

Les venues de méthane au sondage de Focant ont réactualisé ce problème et ont amené le Service Géologique à faire une prospection sismique en Famenne en 1976 et 1978 dans le quadrilatère limité par Assesse, Beauraing, Bois-Borsu et Marche qui, grâce aux progrès de la sismique, a précisé l'allure de la surface de discontinuité et se rapproche de la surface entre Porcheresse et Sovet et se situe entre 1,6 et 1,7 sec.

(*) Lic. en Sc. géologiques, Université de Liège, Paléobotanique et Paléopalynologie, 7, place du Vingt-Août, B-4000 Liège (Belgique).

(**) Ir, Inspecteur Général ff., Chef du Service Géologique de Belgique, rue Jenner, 13, B-1040 Bruxelles (Belgique).

Afin de reconnaître le massif situé sous cette discontinuité assimilée à la Faille du Midi, un sondage a été exécuté à Porcheresse (Havelange) aux coordonnées Lambert II suivantes : X = 212 583,18 ; Y = 110 294,20 et Z = 286,05 m (fig. 1).

Ce sondage a recoupé une série stratigraphique descendante depuis les psammites d'Esneux Famennien jusqu'au Siegenien.

A partir de la profondeur sismique de 1,7 sec., profondeur de la discontinuité, la suite stratigraphique du sondage est brusquement perturbée ainsi qu'il va être démontré par l'étude palynologique. Grâce à des enregistrements à diverses profondeurs dans le sondage de vibrations en surface (méthode V.S.P.), il est possible de traduire les temps en mètres et le diagramme de la fig. 2 permet de déterminer que 1,7 sec. correspond à la profondeur, dans le sondage, de 4 850 m.

Les résultats consignés ci-après sont principalement biostratigraphiques. Ils concernent la portion comprise entre les profondeurs 3 880 m et 5 648 m, fin du sondage. Interprétations biostratigraphiques et géophysiques ont été menées à bien de manière totalement séparée, une confrontation des résultats n'a été réalisée qu'après avoir tiré les conclusions de chaque partie.

II. — ANALYSE BIOSTRATIGRAPHIQUE

1) Introduction.

Une analyse biostratigraphique basée sur les spores a été réalisée sur 40 échantillons provenant du sondage, 14 d'entre eux se sont révélés stériles en palynomorphes (tabl. I). Quant aux autres échantillons, différents obstacles se sont présentés, rendant observations et interprétations délicates. En effet, le taux de « coalification » étant très élevé, les spores, fortement opacifiées, n'ont pu être éclaircies suffisamment par réoxydation ; beaucoup d'entre elles sont restées opaques ou tout au moins fort sombres. L'état de conservation de l'exine et de l'ornementation est généralement mauvais (épines cassées, parois perforées, etc...). Le type d'échantillon a également posé des problèmes. Très peu de « cores » malheureusement ont été retirées du sondage, c'est donc sur des « cuttings » qu'il a fallu travailler. Un triage des « cuttings » a dû être réalisé pour isoler les schistes bleu foncé ou noirs les plus favorables à la présence des spores. Dans pratiquement tous les cas, il n'a pas été possible de recueillir un poids suffisant de débris rocheux pour pouvoir confectionner des lames riches en spores. Des essais ont été tentés où la totalité des fragments provenant d'un même niveau a été macérée en vue d'en extraire les spores. Malheureusement, la fraction minérale insoluble dans l'HF reste trop importante et empêche une concentration optimale en microfossiles.

L'inconvénient majeur des « cuttings » est le risque important de contamination de niveaux profonds par des éléments se détachant des parois du trou de forage à des cotes supérieures. 9 échantillons ont été recueillis dans le « basket » (tabl. I). On remarquera que les contaminations touchent moins ces échantillons car les débris y sont beaucoup plus volumineux. Un seul fragment de roche peut parfois être suffisant pour une étude palynologique, de ce fait les contaminations sont moins fréquentes. Par contre, il demeure une incertitude plus grande quant à la profondeur exacte d'où ces morceaux de roches proviennent. Seulement deux échantillons ont pu être prélevés à partir de portion de « cores » (tabl. I).

Malgré ces nombreux inconvénients, plusieurs milliers de spores ont été observées. Parmi celles-ci, 62 espèces ont été déterminées, permettant d'obtenir dans certains cas une estimation biostratigraphique assez précise. La liste détaillée des espèces rencontrées fait partie d'un autre travail en cours.

2) Les biozones du Dévonien inférieur.

Le Gedinnien, le Siegenien et l'Emsien inférieur ont pu être subdivisés en différentes biozones basées sur les spores (3, 4 et Steemans inédit). Le tableau II représente ces biozones selon leur extension par rapport aux différents étages du Dévonien inférieur.

Pour faciliter la compréhension de ce texte, les zones d'intervalle ont été numérotées de 1 à 11, de la plus ancienne à la plus récente. Cette numérotation n'est valable que pour les besoins du présent article.

3) Résultats palynologiques.

a) Tous les échantillons compris entre les cotes 3 914 et 4 790 sont datés des biozones 9 ou 10 (tabl. I et II, fig. 3).

La base de la biozone 10 est marquée par l'apparition d'une espèce (*Dictyotriletes subgranifer* Mc Gregor). La différenciation entre les biozones 9 et 10 est difficile près de leur limite commune puisqu'elle ne tient qu'à la présence ou à l'absence de cette espèce, généralement peu abondante. Plus haut, dans la biozone 10, d'autres espèces font leur apparition, relevant ainsi cette incertitude.

Il est assez significatif de constater que ce sont les échantillons les plus pauvres qui sont datés de la biozone 9 (niveaux 3 914, 4 383, 4 650). Ceci inciterait donc à considérer que seule la pauvreté des échantillons en spores est responsable de cette incertitude.

b) L'échantillon 4 850 étant très pauvre, seule une estimation imprécise de l'âge a été tentée. La présence de *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor indique un âge plus récent que la biozone 5 (> 5).

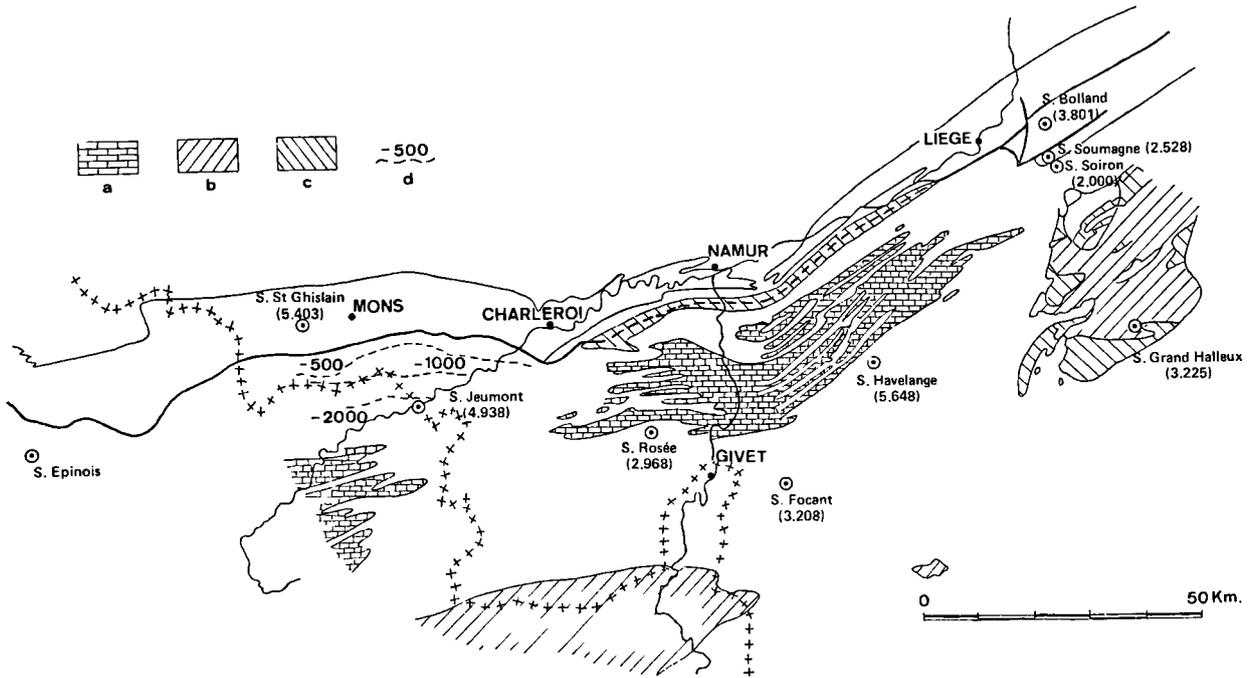


Fig. 1. — Localisation du sondage de Porcheresse (Havelange).
 a : Dinantien. — b : Cambrien. — c : Ordovicien-Silurien. — d : la faille du Midi, en profondeur.
 Fig. 1. — Position of the Porcheresse (Havelange) borehole.

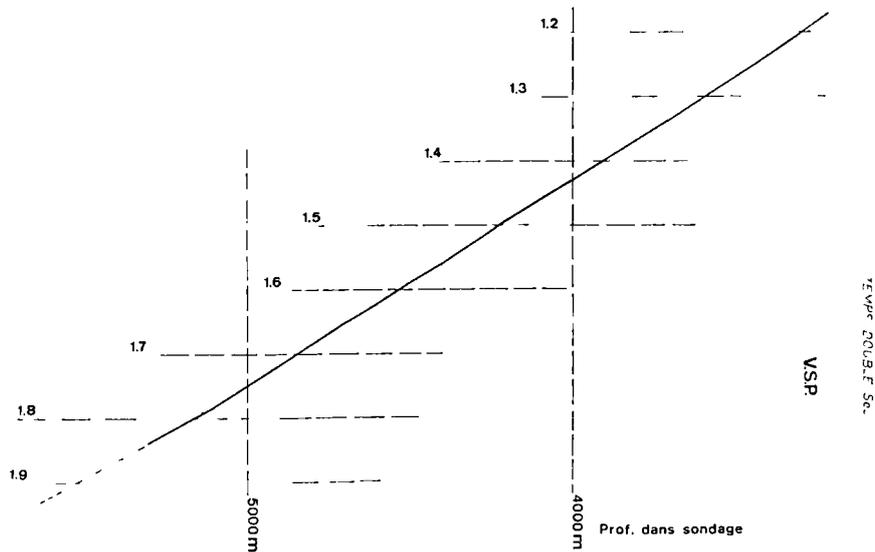


Fig. 2. — Diagramme donnant la correspondance entre les temps doubles et la profondeur.
 Fig. 2. — Diagram showing relations between doubled times and depth.

N° (profondeur)	TYPE D'ECHANTILLONNAGE				DONNEES PALYNOLOGIQUES		
	"Basket"	"Cuttings" mélangés	"Cuttings" triés	"Cores"	Fertile + Sterile -	Biozone	Contamination
3880		X			-	?	
3914	X				+	(9)10	
4000		X			-	?	
4023	X				+	10	
4060		X			-	?	
4383				X	+	(9)10	
4588			X		+	10	
4650			X		+	(9)10	
4790			X		+	10	
4850			X		+	>5	
4894	X				+	5	
4918			X		+	5	(9)10
4934			X		+	5	(9)10
4942			X		+	4 ?	5?/(9)10
4974	X				+	3 ou 8?	(9)10 ou 3?
5000	X				-	?	
5004			X		+	8	3-5/(9)10
5015	X				-	?	
5050			X		+	8	3-5/(9)10?
5100			X		+	10	3-5/(9)10?
5148			X		+	>4	
5252			X		+	10	3-?/9-10?
5301	X				+	10	(9)10?
5342	X				+	10	(9)10?
5354			X		-	?	
5370	X				+	10	(9)10?
5371				X	-	?	
5392			X		+	11 ?	3-5?/(9)10?
5452		X			-	?	
5468		X			-	?	
5500			X		+	≥ 10	3/(9)10?
5520			X		+	?(>5)	>5
5528			X		+	>8	
5570			X		-	?	
5590			X		-	?	
5610		X			+	?(>6)	>6
5620			X		-	?	
5630			X		-	?	
5640		X			+	?(>4)	>4
5648			X		-	?	

Tableau I. — Tableau synthétique reprenant le type d'échantillon prélevé, leur cote (profondeur) et les résultats palynologiques.

Table I. — Synthetical table showing the kind of samples, their depth and palynological results.

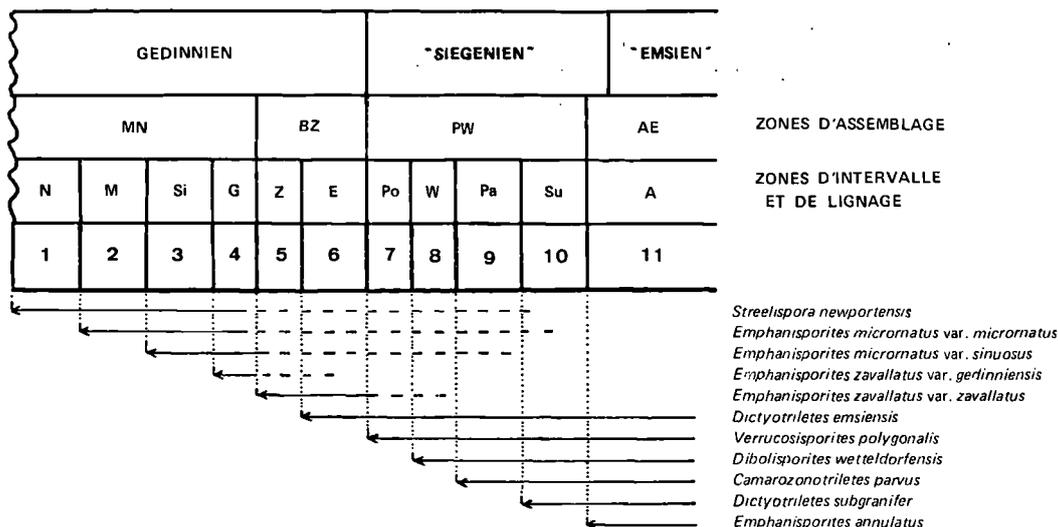


Tableau II. — Les biozones du Dévonien inférieur basées sur les spores.

Table II. — Lower Devonian biozones based on spores.

c) En revanche, la datation du niveau 4 894 (un échantillon provenant du « basket »), est très précise. On peut lui attribuer l'âge de la biozone 5. Ce niveau est riche en formes et toutes les caractéristiques de cette biozone s'y trouvent réunies (*Breconisporites breconensis* Richardson *et al.*, *Emphanisporites zavallatus* var. *zavallatus* Richardson *et al.*, etc...).

d) Les niveaux 4 918, 4 934, 4 942 et 4 974 posent plus de problèmes car on y observe un mélange d'espèces pouvant provenir des biozones 3 à 11.

Dans les trois premiers niveaux, ce sont les formes de la biozone 5 qui dominent. Le niveau 4 942 pourrait néanmoins être daté de la biozone 4 car on y trouve *Emphanisporites zavallatus* var. *gedinniensis* Steemans et Gerrienne, caractéristique de cette biozone. Les deux autres niveaux n'ont livré aucune espèce propre aux biozones 3 et 4. Il est vraisemblable qu'ils correspondent à la biozone 5 et que les trois niveaux sont contaminés par des espèces des biozones 6 à 11. Parmi celles-ci, aucune n'est propre aux biozones 6 et 7, donc toutes les espèces contaminantes pourraient être originaires des biozones 8 à 11. Comme seules les biozones 9 ou 10 sont connues dans le millier de mètres qui surmontent ces échantillons, on peut admettre que les contaminations proviennent de ces biozones 9 et, plus vraisemblablement, 10 (voir a).

L'échantillon 4 974, assez pauvre, contient un mélange de palynomorphes caractéristiques de la biozone 3 et des biozones 8 à 11, en proportions presque égales. En conséquence, l'échantillon 4 974 est

daté soit de la biozone 3 et est contaminé par les biozones 8 à 11, soit l'inverse, c'est-à-dire un âge compris entre les biozones 8 et 11 incluses et une contamination par la biozone 3. Dans ce dernier cas, il faut admettre que la biozone 3 a été traversée entre 4 942 et 4 974 puisqu'elle contamine l'échantillon 4 974. La biozone 5 pourrait également fournir des palynomorphes à ce niveau mais ce n'est pas décelable car toutes les espèces présentes ont une extension verticale allant jusqu'à la biozone 1.

e) Dans les niveaux 5 004 et 5 050, on trouve aussi des spores des biozones 3 à 11 mélangées, mais ici, les représentants de la biozone 8 sont largement dominants, en particulier dans l'échantillon 5 050. Ces échantillons sont suffisamment riches pour que l'on soit assuré qu'aucune espèce propre aux biozones plus récentes que la biozone 8 n'est présente. Ils appartiennent donc à cette biozone 8 et sont contaminés par les niveaux qui leur sont directement supérieurs, contenant des espèces appartenant aux biozones 3 à 5 et (9)-10 (voir d).

f) Les échantillons 5 100 à 5 500 appartiennent tous à la biozone 10, mais on observe de temps à autre une faible contamination par les biozones 3 à 5 et éventuellement (9)-10. Dans le niveau 5 392, on observe un spécimen qui pourrait être rapporté à *Brochotriletes* sp. B in McGregor, 1973, n'était la taille trop petite de ses fovea. Comme cette espèce apparaît ailleurs dans la biozone 11 d'âge emsien, cet étage pourrait être atteint à ce niveau par le sondage.

g) En revanche, le niveau 5 528 est daté d'au moins la biozone 9 et aucune contamination n'a pu y être décelée. Cependant, toutes les espèces présentes dans ce niveau ont une extension stratigraphique atteignant

au moins la biozone 11. Par conséquent, ce niveau pourrait éventuellement ne pas être plus ancien que les précédents.

h) Tous les échantillons inférieurs à 5 528 se sont montrés très pauvres, n'autorisant aucune précision dans la détermination des âges. Certains sont absolument stériles, d'autres contiennent quelques rares spores.

Le fait que certains échantillons soient totalement stériles montre bien que les contaminations doivent être de faible importance sinon on trouverait des spores en quantité plus ou moins élevée dans tous les niveaux. Il est donc tout à fait improbable que les spores observées entre 5 004 et 5 528 soient héritées de couches moins profondes. Comment expliquer la relativement grande quantité de spores qui y sont observées et la stérilité soudaine des niveaux sous-jacents autrement que par le fait que le sondage recoupe à nouveau des couches du Siegenien, sous le Gedinnien enregistré entre 4 850 et 4 974 m.

4) Interprétation tectonique.

a) Le sondage a tout d'abord recoupé les couches siegeniennes de la biozone (9)-10 (fig. 3), pour ensuite atteindre la biozone 5 d'âge gedinnien. Le passage entre les deux s'est fait en 104 m (cote 4 790 à 4 894). Même en ne tenant pas compte du pendage des couches qui est, à 4 780 m, de 26 à 36°, il est impossible de faire passer les biozones 6, 7, 8 et 9 en 104 m. Dans la coupe la plus proche du lieu du sondage, à Nonceveux, ces biozones se développent sur une puissance de plus de 250 m. Il faut donc admettre la présence de lacunes ou de failles.

Des condensations de couches ou des lacunes ont bien été décelées à des âges comparables dans le synclinorium de Verviers, la Fenêtre de Theux et le sondage de Bolland (Steemans, inédit), c'est-à-dire toujours en position topographique très proche du palécontinent. En revanche, à Havelange, l'hypothèse d'une faille mettant en contact du Siegenien supérieur sur du Gedinnien semble plus vraisemblable.

b) De 4 894 à maximum 4 974 m, on observe une succession normale de couches allant de la biozone 5 à la biozone 3. Quoiqu'il existe certaines incertitudes sur les datations, rien ne s'oppose à accepter cette succession, 60 m sont tout à fait suffisants pour la permettre, ce qui n'exclut pas l'existence éventuelle de failles.

c) Le passage de la biozone 3 à la biozone 8 (soit de 4 942 à 4 974, soit de 4 974 à 5 004) se fait sur maximum 32 m, ce qui est insuffisant pour inclure les biozones 4 à 7 (plus de 300 m à Nonceveux). Nulle part en Belgique, des lacunes n'ont été observées jusqu'ici dans les biozones 4, 5 et 6, sauf au sommet

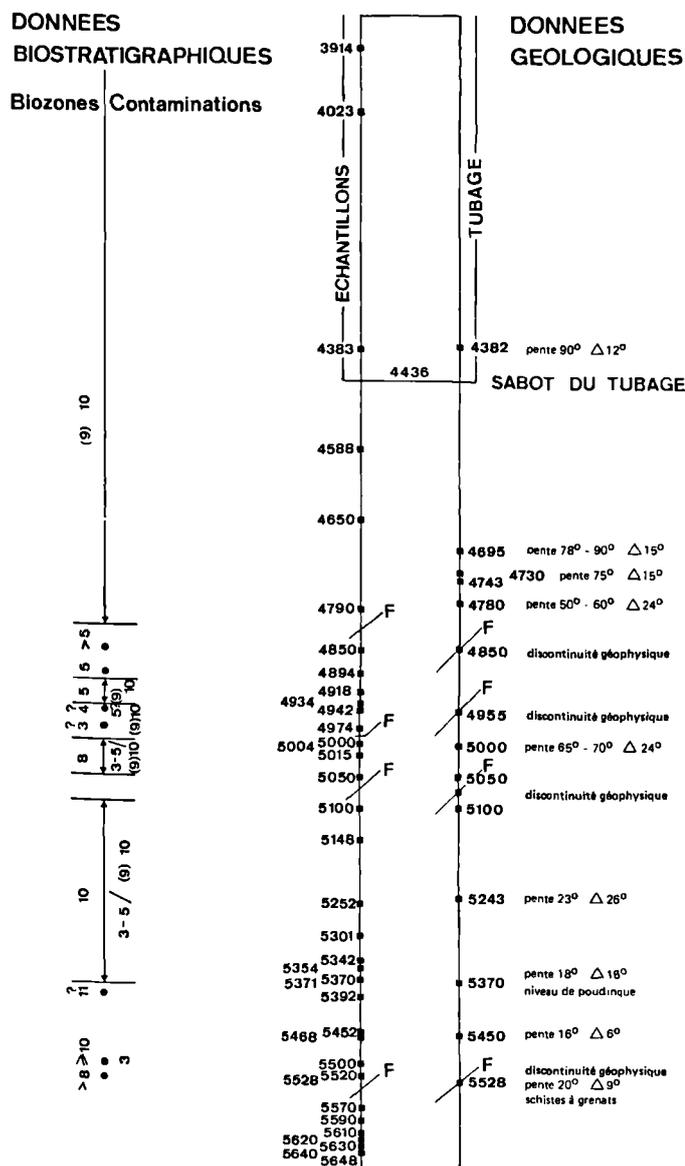


Fig. 3. — Corrélations entre les données géologiques et biostratigraphiques.
F : failles ou discontinuités. — Δ : déviation du sondage.

Fig. 3. — Correlations between geological and biostratigraphical results.

F : faults. — Δ : borehole deviation.

éventuellement de cette dernière. L'action de failles semble donc encore une fois l'hypothèse la plus probable, superposant ici du Gedinnien sur du Siegenien.

d) Le passage continu de la biozone 8 à la 10 entre les cotes 5 050 et 5 100 n'est concevable que si l'on invoque de nouveau la présence de failles, les 50 m étant nettement insuffisants à contenir la zone 9 (plus de 100 m à Nonceveux).

e) Un renversement des couches pourrait éventuellement exister entre les cotes 5 100 et 5 392 puisqu'on y a observé la possibilité d'un passage continu depuis le Siegenien supérieur jusqu'à l'Emsien. La présence d'un niveau de poudingue pourrait renforcer l'hypothèse d'un âge emsien. En effet, on ne connaît nulle part de niveau lithologique semblable dans le Siegenien supérieur alors que des poudingues sont notés dans l'Emsien du bord nord du synclinorium de Dinant (1). Les échantillons 5 500 et 5 528 n'apportent malheureusement aucun élément confirmant ou infirmant cette hypothèse. La présence de couches inverses reste très incertaine car on pourrait également évoquer une série d'écaillles d'âge de plus en plus récent en profondeur.

Enfin, il est assez troublant de constater que, sur les 100 derniers mètres, tous les échantillons sont extrêmement pauvres sinon totalement stériles. Or, si des couches d'âge équivalent à celles déjà recoupées précédemment par le forage étaient à nouveau rencontrées, leur contenu en microfossiles devrait être identique. Il est donc permis d'imaginer que les couches traversées au-delà de 5 528 m n'ont jamais été rencontrées auparavant dans la portion étudiée du sondage. On en conclura que, soit on recoupe des couches plus jeunes à cause du renversement des couches, soit on traverse à nouveau une faille et l'on pénètre dans un massif différent.

III. — SYNTHÈSE DES DONNÉES BIOLOGIQUES ET BIOSTRATIGRAPHIQUES

La fig. 3 montre un certain parallélisme entre les résultats obtenus sur base géophysique et biostratigraphique. En effet, quatre discontinuités géophysiques

ont été enregistrées : à 4 850, 4 955, 5 050 à 5 100 et 5 528 m, alors que quatre failles sont soupçonnées sur base biostratigraphique : entre 4 790 et 4 894, entre 4 942 et 5 004, entre 5 050 et 5 100 m et au-delà de 5 528 m où les quelques rares formes encore observables sont vraisemblablement dues aux contaminations.

La présence d'une discontinuité géophysique en 4 955 fera préférer la présence d'une faille entre 4 942 et 4 974 m plutôt qu'entre 4 974 et 5 004 m (voir 3 a et 4 c). Dans ce cas, la biozone 3 a été recoupée entre 4 942 et 4 974 m. Le niveau 4 974 est alors daté de la biozone 8 comme les sous-jacents et est contaminé par la biozone 3. Il semblerait donc que les discontinuités géophysiques pourraient correspondre aux failles. L'absence de fossile sous la cote 5 528 m pourrait être due à du métamorphisme, car des grenats sont présents dans la carotte à 5 528 m. Ceux-ci peuvent être le témoin d'un enfouissement important des couches qui aurait entraîné la destruction totale de la matière organique. Dans ce cas, le renversement des couches envisagé plus haut n'est plus nécessaire pour expliquer le changement de lithologie. En revanche, l'existence d'une nouvelle faille, comme en témoigne le réflecteur situé à 5 528 m, est très probable, mettant ainsi en contact du Siegenien supérieur ou de l'Emsien sur des couches métamorphiques.

IV. — CONCLUSION

L'étude biostratigraphique basée sur les spores a mis en évidence : de 3 914 à 4 790 m, des couches du Siegenien supérieur (biozone 10) ; de 4 850 à 4 974 m maximum, du Gedinnien (biozones 5, 4 et 3) ; de 4 974 à 5 100 m maximum, du Siegenien inférieur ou moyen (biozone 8) ; et de 5 100 à 5 528 m, du Siegenien supérieur ou peut-être même de l'Emsien (biozones 10 et 11 ?). Au-delà, les couches sont stériles à cause d'un métamorphisme plus prononcé. Ces entités reposent les unes sur les autres par l'intermédiaire de quatre failles. Celles-ci correspondent exactement aux discontinuités que la géophysique avait mises en évidence à, respectivement, 4 850, 4 955, entre 5 050 et 5 100, et 5 528 m.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ASSELBERGHS E. (1946). — L'Eodévien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Louvain*, XIV, 598 p.
- 2) MCGREGOR D.C. (1973). — Lower and Middle Devonian spores Eastern Gaspé, Canada. I. Systematics. *Palaeontographica*, Abt. B, 142, Lfg. 1-3, p. 1-77.
- 3) STEEMANS Ph. (1982). — Gedinnian and Siegenian spore stratigraphy in Belgium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 55, p. 165-180.
- 4) STEEMANS Ph. et GERRIENNE Ph. (1984). — La micro- et macroflore du Gedinnien de la Gileppe. Synclinorium de la Vesdre, Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 107, p. 51-71.

Biostratigraphie par spores du Dévonien ardennes-rhénan

Spore stratigraphy of the Ardenne-Rhenish Devonian

par Maurice STREEL (*)

Résumé. — Vingt-cinq années de recherches palynologiques dans le Dévonien ardennes-rhénan permettent d'y reconnaître une quarantaine d'unités biostratigraphiques fondées sur l'apparition, l'évolution ou l'extinction de spores vraisemblablement produites par les plantes vasculaires qui colonisaient le continent.

L'originalité de cette zonation repose sur plusieurs caractéristiques. Tout d'abord, elle a été établie exclusivement à partir de roches sédimentaires d'origine marine, bien que généralement littorale, particularité qui présente du point de vue théorique de la distribution latérale des spores, des avantages mais aussi des inconvénients qui sont discutés. Ensuite, l'existence, dans les séquences étudiées, de faunes marines et plus rarement de fragments de mégaflore d'origine continentale, permet de calibrer cette zonation par rapport à d'autres. Ceci présente d'autant plus d'intérêt que ces mêmes séquences sont souvent aussi les coupes de référence d'unités chronostratigraphiques utilisées sur un plan international.

Cette zonation a été éditée progressivement, corrigée et augmentée au fil des années dans des revues diverses. Les étapes principales de cette démarche sont expliquées dans une analyse commentée de 77 publications.

Abstract. — *Twenty five years of palynological researches in the Ardenne-Rhine Devonian allow to identify, through 77 papers, about 40 spore-zones, erected exclusively in marine facies. Correlations within the Ardenne-Rhine basins and outside are emphasized as well as the relations with megaflores and marine faunas, particularly in the Stage type-areas.*

I. — INTRODUCTION

Il y a vingt-cinq ans, Leclercq [33] attirait l'attention sur la grande diversité des spores qu'elle observait dans un échantillon du Givétien de Goé (Synclitorium de Verviers) et sur leur potentialité d'application en stratigraphie. Les paléontologues occidentaux venaient de découvrir le travail monumental de Naumova [43] sur le Dévonien de la plate-forme russe. Ils prenaient conscience d'une évidence nouvelle : les spores, comme celles que dispersent, chaque année, en quantité énorme, les plantes vasculaires, sont fossilisées non seulement dans les sédiments organiques comme la tourbe, mais aussi dans les sédiments détritiques fins, tant en milieu marin qu'en milieu continental.

On savait depuis longtemps (essentiellement depuis les travaux conduits dès les années trente sur les spores des charbons paléozoïques) que la paroi des spores avait évolué, du plus simple vers le plus complexe, parallèlement à la diversification des sporophytes qui

les produisaient. On pouvait donc identifier des végétaux par leurs spores seules et construire une biostratigraphie précise d'autant plus utile qu'étant très petites (quelques dizaines de microns), et leur paroi très résistante, elles sont souvent très abondantes dans les sédiments (plusieurs milliers par gramme).

L'application, au Dévonien ardennes-rhénan, des techniques palynologiques, présentait un double intérêt. D'une part, les plantes vasculaires montrent l'essentiel de leur radiation évolutive au Dévonien puisque à l'issue de cette période, la plupart des grandes unités systématiques peuvent être définies. D'autre part, le schéma stratigraphique de référence fondé sur les faunes marines qui permet de subdiviser le Dévonien, a été établi en majeure partie dans les régions ardennes-rhénanes (fig. 1). Il s'imposait donc d'y mettre au point une zonation détaillée des spores. Celles-ci sont en effet les seuls organismes qui soient dispersés à la fois sur le continent et en milieu marin, offrant ainsi un intérêt exceptionnel en biostratigraphie,

(*) Paléontologie, Université de Liège, 7, place du Vingt-Août, B-4000 Liège (Belgique).

dans la mesure où ils montrent une certaine indépendance par rapport aux faciès sédimentaires. Cependant, il faut lever toute équivoque : la distribution des spores ne se fait pas (et ne s'est pas faite au Paléozoïque) principalement par les courants aériens et on ne peut parler à leur sujet de « pluie pollinique » comme agent de transport prépondérant. Au contraire, c'est surtout le réseau hydrographique puis les courants marins qui assurent leur transport. Ces courants homogénéisent le matériel qu'ils incorporent puis déposent et, plus ce matériel sera échantillonné loin de ses sources (les végétations qui l'ont produit), plus vaste sera l'arrière-pays qu'il représentera. En contrepartie, les spores, comme n'importe quelle particule détritique de diamètre et poids correspondants, subissent les lois hydrodynamiques qui régissent le transport de ces particules. Enfin, fossiles à paroi entièrement organique, les spores peuvent subir, après leur dépôt, pendant la diagenèse du sédiment, une altération plus ou moins importante limitant leur utilisation en stratigraphie.

Avant de dégager les résultats stratigraphiques acquis après vingt-cinq ans de recherches palynologiques dans le Dévonien ardennes-rhénan, il n'est pas inutile de résumer d'abord les observations qui y ont été faites en relation avec le transport latéral des spores par les courants et leur fossilisation.

II. — DISTRIBUTION LATÉRALE DES SPORES DANS LE DEVONIEN ARDENNO-RHENAN

L'analyse qualitative et quantitative détaillée [61] de l'échantillon givétien de Goé (A, fig. 2) dont la richesse en spores avait attiré l'attention de Leclercq [33] avait permis d'émettre l'hypothèse que cet assemblage (*) de spores résultait de deux sources distinctes : « une flore riveraine dont les débris macro- et microscopiques sont directement distribués, en grand nombre, dans l'aire sédimentaire (ici littorale) et une flore de l'arrière-pays dont seuls les micro-restes sont fossilisés, ... » [61, p. B 24]. Le travail plus complet, publié en 1969 et fondé sur une séquence d'échantillons [34] et l'analyse d'échantillons dispersés appartenant au Dévonien inférieur [64] conduisent à des conclusions semblables augmentées de l'observation selon laquelle une même flore côtière (flore marginale) pouvait caractériser au Dévonien moyen le pourtour du continent « ORS ».

Le conglomérat frasnien [62, 66] rencontré dans le sondage de Boisshot (B, fig. 2), en marge du bassin de Campine, représente les sédiments à caractères continentaux les plus accusés, étudiés dans les bassins ardennes-rhénans avec les mêmes techniques palynologiques quantitatives [5, p. 22 et enclosure II, 2]. On

(*) Nous préférons l'anglicisme « assemblage » au français « association » qui nous paraît impliquer entre les composants des relations étroites que les spores qui peuvent être d'origines écologiques très diverses, n'ont pas nécessairement entre elles.

y reconnaît, avec des caractéristiques morphologiques semblables à celles de l'assemblage de Goé (mais appartenant à d'autres espèces) une dualité d'origine, locale (*Aneurospora* dominant) et d'arrière-pays (« *Hystricosporas* » dominant). On y met en évidence combien l'importance relative de l'un ou de l'autre apport dépend des caractéristiques granulométriques du sédiment.

En revanche, les schistes de la Famenne, étudiés dans le site classique de Senzeilles (C, fig. 2) [12] sont parmi les sédiments dévoniens les plus marins dont les spores ont été isolées. L'analyse de leur taille, en particulier de la seule forme relativement abondante *Aneurospora*, montre combien la pauvreté de l'assemblage est liée à un effet de triage des particules sédimentaires [5, p. 22 et enclosure II, 3]. Dans le même article [5, p. 23], on attire d'ailleurs l'attention sur l'incertitude que cette observation fait peser sur le point d'apparition réelle des spores identifiées dans des faciès sédimentaires aussi éloignés des sites de production des spores. Il n'est pas surprenant, dès lors, de constater que certains taxons figurés [12, hors-texte III, N° 4, 5, 8, 9, 10] comme apparaissant dans les schistes de Senzeilles aient été retrouvés plus récemment [38] dans le Frasnien supérieur du Boulonnais.

Les Psammites du Condroz (D, fig. 2) contiennent des assemblages de spores beaucoup plus riches en espèces et en spécimens dont les quantités varient entre 20 000 et 85 000 spores par gramme de sédiment. Dans ces assemblages riches, les notions de point d'apparition [10] et d'abondance relative [5, p. 23 et enclosure II, 6] ont incontestablement un meilleur support statistique.

La décroissance des fréquences pondérales de spores avec l'éloignement du rivage est mise en évidence à l'échelle des bassins ardennes-rhénans au Famennien terminal (« Strunien ») dans une séquence latérale qui joint les faciès littoraux du Tournaisien (E, fig. 2) aux faciès à caractères bathyaux du Sauerland (F, fig. 2) [45]. Ces critères ont été appliqués [45] à l'interprétation de l'origine sédimentaire des Hangenberg Schiefer (F, fig. 2).

III. — CONSERVATION DES SPORES DANS LES SÉDIMENTS DU DEVONIEN ARDENNO-RHENAN

L'évolution diagénétique de la paroi organique des spores peut déterminer son opacité et rendre leur examen difficile en lumière transmise. Sous l'effet d'accroissement de pression et/ou de température, la couleur de l'exine passe du vert-jaune au moment du dépôt, au jaune, puis au brun de plus en plus sombre correspondant à un enrichissement progressif en carbone (et à une perte progressive des substances volatiles). On mesure cette transformation, soit en étalonnant la couleur des spores, soit par l'analyse du pouvoir réflecteur de certains « microlithotypes » organiques comme la vitrinite.

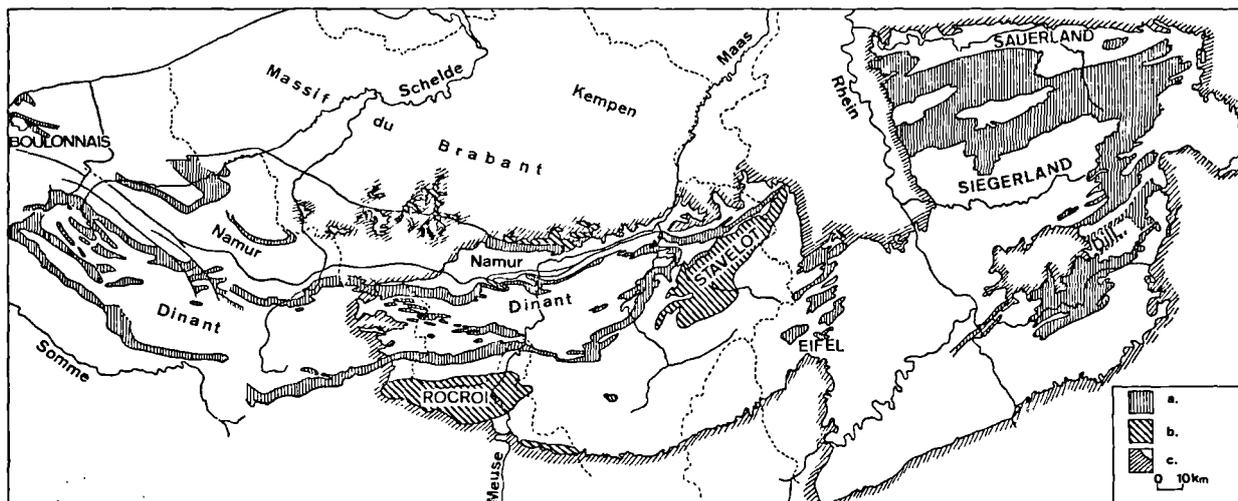


Fig. 1. — Le Dévonien ardennes-rhénan en affleurement et sous la couverture mésozoïque du Nord de la France.
 a: le Dévonien moyen et le Frasnien à faciès carbonaté, souvent récifal. — b: Cambrien à Silurien.
 c: couverture post-paléozoïque.

Fig. 1. — The Ardennes-Rhenish Devonian, outcropping and below the Northern France Mesozoic cover.
 a: Middle Devonian and Frasnian with limy, often reefal, facies. — b: Cambrian to Silurian. — c: Post-paleozoic cover.

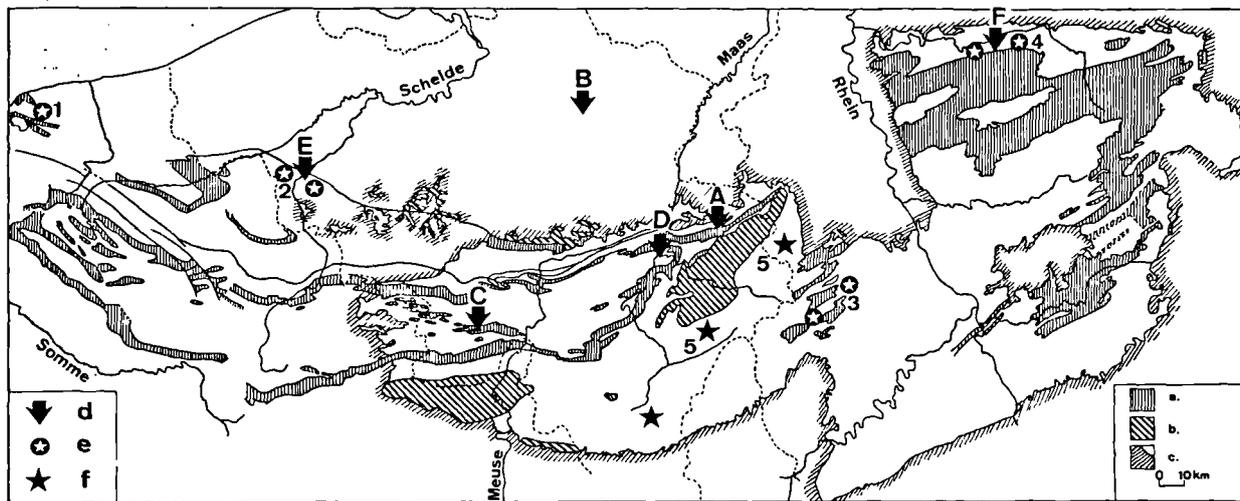


Fig. 2. — Distribution latérale et état de conservation des spores dévoniennes.
 a, b, c: voir légende fig. 1. — d: localités où la distribution latérale des spores a été étudiée. — e et f: états de conservation des spores (e, très bon; f, très mauvais).

Fig. 2. — Lateral distribution and preservation state of Devonian spores.
 a, b, c: see legend of fig. 1. — d: localities where the lateral distribution of spores has been investigated. — e and f: preservation state of spores (e, very good; f, very bad).

Des études comparées des deux techniques [55] ont montré ainsi l'influence d'intrusions volcaniques dans une séquence sédimentaire du Famennien terminal dans le Synclinal de la Dill (R.F.A.).

Plus généralement cependant, des effets comparables résultent de l'enfouissement des fossiles sous des charges sédimentaires très considérables. Ce phénomène peut être invoqué pour expliquer le mauvais état de conservation des spores du Famennien terminal du sondage Kastanjelaan 2 [6] près de Maastricht (Pays-Bas) ou, au contraire, l'exceptionnelle conservation des spores de même âge dans l'Hönnetal (Sauerland, R.F.A.) là où l'enfouissement a été peu important [7, p. 102]. Il a été invoqué pour localiser dans l'Eifel la source de spores méso- et néodévonienues redistribuées dans du Westphalien C du Limbourg méridional, aux Pays-Bas [9].

Les spores sont exceptionnellement très bien conservées (couleur jaune-brun) dans le Dévonien moyen et le Frasnien du Boulonnais [39] (1, fig. 2), dans le Famennien terminal et le Tournaisien basal du Tournaisis [67] (2, fig. 2), dans le Dévonien moyen de l'Eifel [49] (3, fig. 2) et dans le Famennien terminal du Sauerland [29] (4, fig. 2). Ailleurs, leur conservation est moyenne (brun à brun foncé) sauf dans le Dévonien inférieur métamorphique au sud et à l'est du Massif cambro-ordovicien de Stavelot (5, fig. 2) où elles sont rares et tout à fait opaques.

IV. — STRATIGRAPHIE DES SPORES DANS LE DEVONNIEN ARDENNO-RHENAN

Au fur et à mesure de l'avancement des recherches, les auteurs de travaux paléopalynologiques sont confrontés à une grande mobilité des concepts tant taxonomiques que nomenclaturaux. Les travaux effectués sur le Dévonien ardenno-rhénan depuis vingt-cinq ans n'ont pas échappé à cette contrainte de devoir réactualiser ces concepts, de publication en publication. Une analyse de la littérature a donc tout intérêt à commencer par les travaux les plus récents afin d'utiliser les données les plus « à jour » et ne pas s'encombrer de celles qui sont devenues désuètes. En complément, un retour aux publications plus anciennes s'impose cependant puisqu'elles contiennent généralement, non seulement l'iconographie, mais aussi l'essentiel de ce qui n'a pas été modifié avec le temps. C'est la démarche que nous avons adoptée dans les lignes qui suivent où, d'autre part, les données sont regroupées stratigraphiquement, des plus anciennes aux plus récentes.

Enfin, la parution de nouvelles données biostratigraphiques peut avoir contraint les auteurs à modifier leurs conclusions stratigraphiques premières. C'est le cas, en particulier, des travaux les plus anciens élaborés simultanément ou antérieurement aux diverses publications consacrées aux spores des faciès « Old Red Sandstones » en dehors des régions ardenno-rhénanes et publiés à partir de 1965.

1) Du Gedinnien à l'Emsien moyen.

La synthèse palynologique la plus complète actuellement disponible concerne la séquence stratigraphique qui va du Gedinnien à l'Emsien inférieur dans le Synclorium de Dinant [58]. Ce travail, augmenté de la description des données publiées dans le livret-guide accompagnant [27] s'appuie essentiellement sur deux travaux antérieurs, l'un consacré au « Gedinnien-Siegenien » du bord oriental de ce synclorium [56] (1, fig. 3), l'autre [68] comparant le Dévonien inférieur du bord sud (2, fig. 3) et du bord nord (3, fig. 3) du même synclorium et qui reprend les données d'un travail préliminaire plus ancien [64]. Ces derniers travaux comprennent une partie descriptive du support lithologique des observations, de la systématique et des illustrations des spores. Le premier papier, en revanche [58], s'intéresse plus aux corrélations régionales et interrégionales. Il met en évidence les premières données biostratigraphiques précises permettant de relier entre elles les formations lithologiques différentes qui encadrent le Synclorium de Dinant. Il propose des corrélations du domaine ardenno-rhénan avec la Bretagne, la Podolie (U.R.S.S.), le Canada et les Iles Britanniques [voir aussi 47].

La datation de la base du Dévonien, au nord du Massif de Rocroi par rapport au profil standard de Bohême fait l'objet d'une note particulière [57] où sont illustrées des spores bien conservées de la base des couches de Fépin et où sont discutés aussi les apports respectifs des faunes marines (Conodontes, graptolites, thélodontes) au problème général de l'âge de la transgression dévonienne au bord sud du Synclorium de Dinant. La datation précise de sites à Ostracodermes est mentionnée dans les travaux précédents. La mégaflore est aussi datée, en particulier dans un travail très fouillé sur la stratigraphie du sommet du Gedinnien dans le Synclorium de Verviers [59] (4, fig. 3). Dans ce dernier papier, la zonation palynologique du Gedinnien est affinée, appuyée par des faits d'ordre phylogénique qui sont décrits et illustrés. Enfin, dans l'étude sur le sondage de Porcheresse-Havelange (5, fig. 3), les auteurs [60] utilisent une zonation encore inédite de la transition Gedinnien-Siegenien et de ce dernier étage. Onze zones d'intervalle se partagent ainsi la séquence stratigraphique concernée par ce paragraphe. Si l'on y ajoute une note brève [41] sur des microfossiles très mal conservés de l'arkose de Haybes, ce sont là toutes les données publiées disponibles dans les Syncloria de Dinant et de Verviers.

D'autres informations sont disponibles dans l'Eifel et le Bergisches Land mais elles ne concernent que la transition Siegenien-Emsien, pas le Gedinnien, ni la transition Gedinnien-Siegenien. Il n'y a pas de zonation décrite de ces régions rhénanes. La distribution des spores est donnée par rapport à la succession lithologique, les points d'apparition des espèces coïncidant toujours avec la base des formations. La synthèse la plus récente [52] présente aussi les données systémati-

ques les plus à jour et concernent le SE de l'Eifel (7, fig. 3) où on peut les corrélérer avec des faunes de brachiopodes. Les travaux conduits dans le SW de l'Eifel [32, 54] (8, fig. 3) doivent être revus sur le plan de la nomenclature. C'est aussi le cas du matériel du N de l'Eifel [26] (9, fig. 3) et du Bergisches Land [25, 76, 78] (6, fig. 3) relativement mal conservé et trop sommairement décrit.

La limite Siegenien/Emsien caractérisée par l'apparition de la zone 'A' [60] en Belgique est acceptable dans l'Eifel [52, p. 202].

2) De l'Emsien supérieur au Frasnien moyen.

Cet intervalle stratigraphique est représenté dans la majeure partie des bassins ardenno-rhénans par des roches carbonatées qui ne se prêtent guère à l'examen des spores puisqu'elles sont relativement pauvres en apports détritiques.

Dans l'Eifel, l'intervalle Emsien supérieur - Givétien inférieur est cependant bien documenté, les spores y étant particulièrement bien conservées. Basées sur une thèse de doctorat malheureusement non publiée, les informations les plus détaillées et les plus « à jour » disponibles [51] proviennent de l'ensemble de l'Eifel (1, 2 et 3, fig. 4) [voir aussi 42]. Il n'y a pas de zonation formellement définie dans cette étude mais un tableau de distribution des principales espèces [51, p. 281] permet de dégager un assemblage caractérisant les couches de Heisdorf, Lauch et Nohn (Emsien-Eifélien) et un assemblage caractérisant les couches d'Ahrdorf (Eifélien) à Rodert (Givétien). Cependant,

une échelle biostratigraphique plus détaillée est certainement possible (5 zones?) et l'auteur discute en particulier des critères palynologiques permettant d'identifier (notamment dans la coupe-type) la limite Emsien/Eifélien (Dévonien inférieur / Dévonien moyen) bien définie dans l'Eifel par une succession de conodontes, brachiopodes, ostracodes et autres faunes marines. Des corrélations avec la Bohême sont possibles [51, p. 287]. Ce travail s'appuie sur des recherches antérieures où l'on peut trouver des détails sur la morphologie des spores [49] ou sur des critères de zonation [50]. Dans l'Eifel du sud, deux autres travaux concernent le même intervalle stratigraphique. L'un [77] présente une analyse systématique très fouillée, une bonne illustration et une biozonation détaillée en seize zones essentiellement fondées sur l'abondance respective de certains genres ou types morphologiques. L'autre [32], plus ancien, devrait être revu sur le plan de la nomenclature.

Dans le Bergisches Land (4, fig. 4), un matériel plus pauvre, provenant de sites plus ponctuels [28, 48] où de la mégaflore est connue, permet des corrélations avec l'Eifel. On peut citer également les spores eiféliennes ou givétiennes du sondage Schwarzbachtal 1 [69] dans l'Anticlinal de Velbert (5a, fig. 4) et du sondage Pulheim-Randkanal 1 [16] près de Cologne (5b, fig. 4).

En bordure du Synclitorium de Dinant, quelques observations très ponctuelles existent sur la transition Emsien-Eifélien à Couvin [68] (8, fig. 4) et à Grupont [64] (7, fig. 4) et sur l'Emsien (Cola)-Givétien de Jemelle à Remouchamps [36] (6, fig. 4).

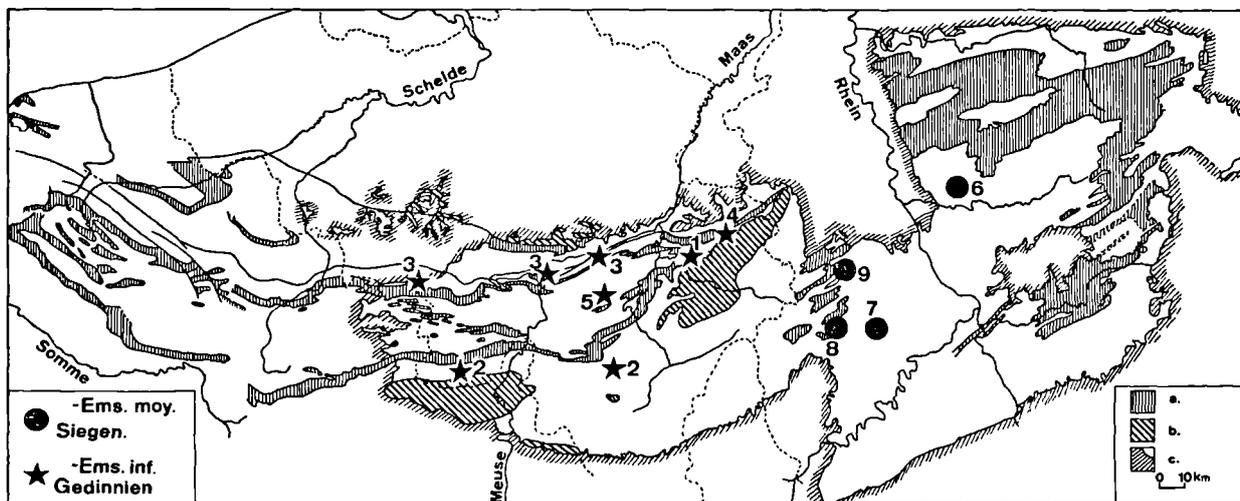


Fig. 3. — Localisations des sites étudiés aux différents étages du Dévonien (a, b, c : voir légende fig. 1).

Fig. 3. — Studied localities corresponding to the different Devonian stages (a, b, c : see legend of fig. 1).

Dans le Boulonnais (Synclinal de Namur), les spores sont très bien conservées dans l'intervalle Givétien inférieur-Famennien inférieur (9, fig. 4 et 1, fig. 5). La région présente un grand intérêt dans la mesure où des faciès détritiques et carbonatés sont souvent interdigités, permettant de bonnes corrélations entre les spores et les faunes marines telles que conodontes, brachiopodes, ostracodes, coraux et autres [17, 18]. On peut y caractériser palynologiquement la limite Givétien/Frasnien. La synthèse la plus récente [39] résume (et réillustre) la distribution stratigraphique d'une quarantaine d'espèces se répartissant en six zones principales. Une de ces zones qui recouvre l'intervalle stratigraphique Frasnien supérieur-Famennien inférieur, particulièrement condensé dans le Boulonnais, peut être subdivisée en cinq sous-zones [40]. Cette synthèse repose sur des travaux plus détaillés [37, 38 et 40] qui complètent plusieurs travaux plus anciens [71 à 74].

A l'Est du Synclinorium de Dinant, à Niaster [35] (11, fig. 4), dans le Synclinorium de Verviers, à Goé [34 et 61] (10, fig 4) et dans le Synclinal de Namur, à Ronquières [46] (12, fig 4), des spores givétiennes permettent de dater [35, p. 170] une abondante mégaflore.

Le Frasnien du sondage de Tournai dans le synclinal de Namur (14, fig. 4) et surtout le Frasnien du sondage de Booischot (13, fig. 4), dans le bassin de Campine, contiennent des spores dont l'étude, jusqu'à présent sommaire [5, enclosure II; 1, zone LT; 62 et 66], pourrait être complétée maintenant que la zonation du Boulonnais est disponible et que des informations plus récentes ont été publiées sur la faune marine [31, p. 59].

3) Du Frasnien supérieur au Famennien terminal (Strunien).

Bien que l'étendue des faciès détritiques soit redevenue importante, les données palynologiques sur les spores des couches de passage du Frasnien au Famennien sont relativement pauvres.

En effet, en dehors du Synclinal de Namur, ces faciès correspondent à des dépôts défavorables, éloignés des rivages et, dans le Synclinal de Namur, ces couches sont généralement ou très condensées ou en lacune. Les rares données, en dehors du Boulonnais (1, fig. 5) (voir plus haut : § 2), proviennent de Gages et Mévergnies (4, fig. 5) dans le Synclinal de Namur [67], du sondage de Booischot [62] (3, fig. 5) et de la carrière « La Folie » près de Visé [31] (20, fig. 5) dans le bassin de Campine et de la région-type de Senzeilles (2, fig. 5) dans le Synclinorium de Dinant [5, enclosure II; 1 et 12, 13, 14]. Les espèces identifiées sont peu nombreuses mais présentent néanmoins l'intérêt d'être bien datées par des faunes à conodontes qui permettent notamment de fixer la base du Famennien [voir 31, p. 59]. Les corrélations entre spores, conodontes et brachiopodes sont le mieux définies dans la version allemande [14] des travaux repris ci-dessus. Rappelons cependant, en ce qui concerne les spores, les réserves faites au début du présent travail.

En revanche, le Famennien supérieur dans sa région-type (Psammites du Condroz) a fait l'objet d'études nombreuses grâce à l'abondance du matériel disponible dans des faciès très favorables aux spores. Le travail le plus complet [5] date d'une dizaine d'années et une révision est en cours. Il permet de définir, dans la

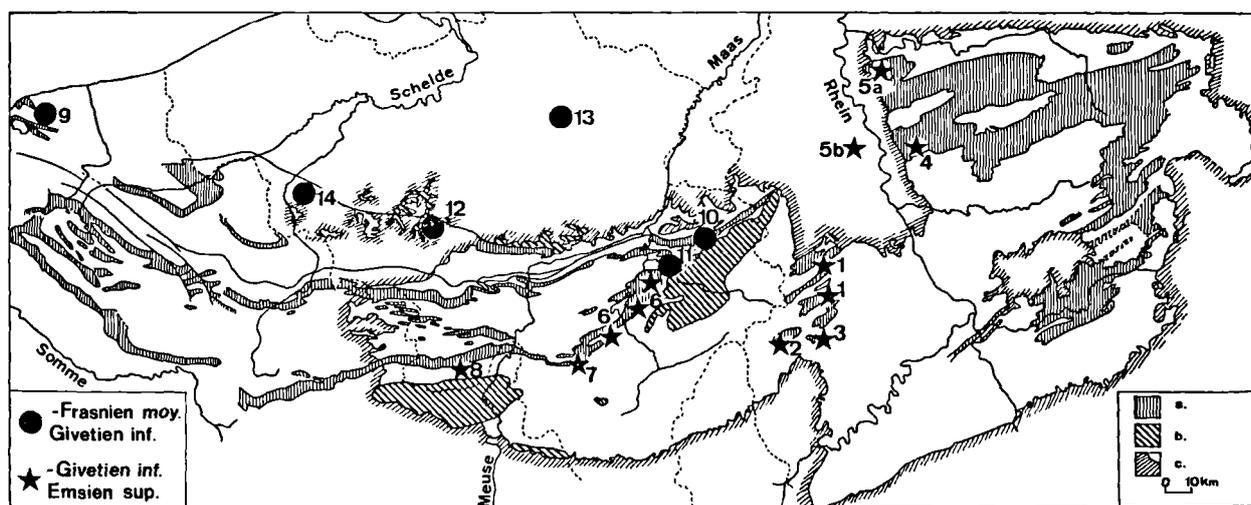


Fig. 4. — Localisations des sites étudiés aux différents étages du Dévonien (a, b, c: voir légende fig. 1).

Fig. 4. — Studied localities corresponding to the different Devonian stages (a, b, c.: see legend of fig. 1).

vallée de l'Ourthe (6, fig. 5), cinq zones [5, enclosure II ; 1, 10+11, 12, 13+14, 15 et 16] fondées sur l'apparition d'espèces caractéristiques. La zonation initiale, plus détaillée [13, 14, 15], s'appuyait essentiellement sur des variations majeures dans l'abondance des espèces principales. Au fur et à mesure de l'avancement des recherches, cette démarche a été progressivement mise à l'arrière-plan en faveur d'une zonation plus documentée sur le point d'apparition de ces espèces et d'autres moins abondantes [8, 11, 15, 23 et 45]. L'illustration photographique des spores caractéristiques est disséminée dans plusieurs publications [5, 13, 21, 45].

Cette zonation a été appliquée à la reconstitution du bassin sédimentaire de la partie orientale du Synclinorium de Dinant [75], au travers des vallées de l'Ourthe (6, fig. 5), du Hoyoux (8, fig. 5) et du Bocq (9, fig. 5).

Elle a aussi permis des corrélations [12] avec les localités de Villers sur Lesse (5, fig. 5) et Silenrieux (2, fig. 5) dans le Synclinorium de Dinant et avec le sondage de Wépion [63 et 66] dans le Synclinal de Namur (7, fig. 5). Des corrélations à plus grandes distances avec la Plate-forme Russe et les Appalaches sont à l'étude.

Le Famennien terminal (« Fa2d » à « Tn1b » basal ou Strunien) est le niveau stratigraphique dont les spores sont connues dans le plus grand nombre de localités des bassins ardennes-rhénans du Pas-de-Calais au Sauerland (fig. 5). Les faits d'observation nous imposent de distinguer deux entités stratigraphiques dans le Famennien terminal séparées par un change-

ment de faciès majeur et apparemment brutal correspondant au contact des formations d'Etrœungt et d'Hastière dans le Synclinorium de Dinant, du Wocklumer Kalk et des Hangenberg Schiefer dans le Sauerland. Les faciès détritiques favorables à la présence des spores sont situés sous le contact dans le premier cas, au-dessus du contact dans le second cas.

Deux zonations ont donc été développées indépendamment de l'une de l'autre. Aucune section située dans les bassins ardennes-rhénans n'a montré ces faciès favorables en succession. De telles sections existent cependant ailleurs, notamment sur la Plate-forme Russe [19].

La mise au point la plus récente de la zonation établie sous le changement lithologique majeur remonte à quelques années et tient compte de trois zones [5, enclosure II ; 1, 17, 18 et 19]. Elle amende un travail antérieur [45] en revoyant quelques concepts spécifiques à la lumière d'observations nouvelles (par exemple, en adoptant un concept plus étroit de *Verrucosporites nitidus*, qui l'exclut de cette zonation). Une note récente [44, p. 173] introduit un simple changement d'ordre nomenclatural dans la terminologie de ces zones afin de la rendre compatible avec la zonation établie au-dessus du changement lithologique majeur.

Cette zonation, basée sur l'apparition d'espèces nouvelles, a été construite indépendamment d'une première zonation à caractère phylogénique [63] basée sur l'évolution de la taille de *Retispora lepidophyta* (« zonation biométrique »). Cette dernière a été appliquée à des corrélations très précises entre le sondage de Wépion dans le Synclinal de Namur (7, fig. 5), les val-

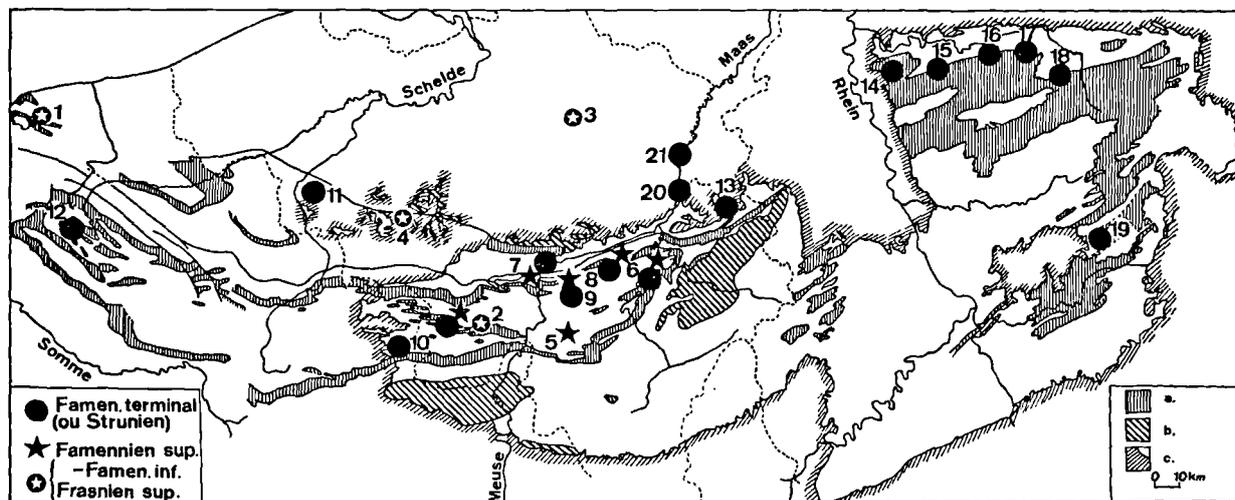


Fig. 5. — Localisations des sites étudiés aux différents étages du Dévonien (a, b, c : voir légende fig. 1).

Fig. 5. — Studied localities corresponding to the different Devonian stages (a, b, c : see legend of fig. 1).

lées du Hoyoux (8, fig. 5) et de l'Ourthe (6, fig. 5) dans le Synclinal de Dinant, la région de Welkenraedt (13, fig. 5) dans le Synclinal de Verviers et l'Anticlinale de Velbert (14, fig. 5). Ces corrélations ont été encore précisées dans les vallées du Hoyoux [2] et de l'Ourthe (sondage de Tohogne) [10] où des faunes de conodontes et des foraminifères sont abondantes. La zonation biométrique a été appliquée avec succès jusque dans le Synclinal de la Dill (19, fig. 5) où elle permet la datation de phénomènes volcaniques [55]. La zonation basée sur l'apparition d'espèces nouvelles accroît ces corrélations à l'Avesnois (10, fig. 5) et à la vallée du Bocq [45 et 65] (9, fig. 5), à la région de Walcourt [24] (4, fig. 5), au sondage de Chertal [31, p. 52] (20, fig. 5) et au sondage de Kastanjelaan [6] (21, fig. 5).

Au-dessus du changement lithologique majeur, une mise au point très récente [29] permet de reconnaître quatre zones, antérieurement définies dans le sud de l'Irlande. Ce travail complète les travaux antérieurs [1 et 45] réalisés dans le Sauerland, en illustrant les spores des sections de Riescheid (15, fig. 5), de Seiler et Hasselbachtal (16, fig. 5), de plusieurs localités de l'Hönnetal (17, fig. 5) et de Stockum (18, fig. 5). Ces sections contiennent d'abondantes faunes à conodontes, ostracodes, céphalopodes, trilobites, etc. L'une d'elles (Hasselbachtal) est candidate comme coupe de référence de la limite Dévonien/Carbonifère. On peut y définir cette limite par les spores avec une très grande précision.

Cette zonation, non identifiable dans les calcaires de la plate-forme à caractère récifal qui s'étend de l'Avesnois à l'Anticlinale de Velbert, est cependant reconnaissable dans le sondage de Brévillers [22] (12, fig. 5), dans le Synclinal de la Dill [55] (19, fig. 5) et aussi dans quelques niveaux détritiques surmontant des calcaires frasniens dans le sondage de Tournai (11, fig. 5). Ces niveaux détritiques, attribués d'abord au Famennien inférieur [20], ont été reconnus dès 1966 comme appartenant au Famennien terminal [63, p. 90 : 65 et 67]. Ils y soulignent l'importante condensation ou lacune sédimentaire famennienne du bord nord du Synclinal de Namur.

Les zonations du Famennien terminal ont été utilisées à des corrélations à longue distance, de l'Irlande à l'Allemagne de l'Est [3] mais aussi avec l'Arizona [53], la Pennsylvanie [70] et l'Udmurtie (U.R.S.S.) [19].

4) En conclusion.

Les bassins ardenno-rhénans ont permis, en quelque vingt-cinq années, au travers de soixante dix-sept publications, la définition d'une quarantaine de zones biostratigraphiques basées sur l'étude des spores. Ces zones s'appuient sur des critères phylogéniques au Gedinnien supérieur et au Famennien terminal. Elles sont définies, selon les étages, dans des régions différentes en fonction des conditions de sédimentation et de conservation des fossiles (fig. 6).

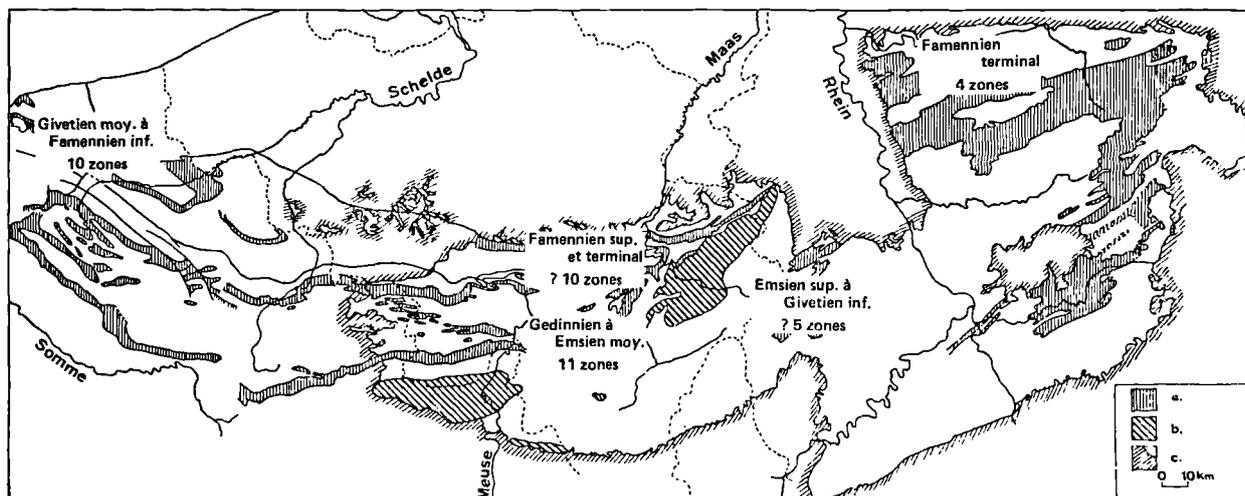


Fig. 6. — Régions de référence où les zonations ont été établies (a, b, c : voir légende fig. 1).
(les ? 10 zones du Famennien supérieur et terminal tiennent compte de la zonation biométrique du Famennien terminal).

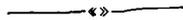
Fig. 6. — Reference regions where zonal schemes have been established (a, b, c : see legend fig. 1).
(The Upper and Uppermost Famennian ? 10 zones include the Uppermost Famennian biometric zonation).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALBERTI H., GROOS-UFFENORDE H., STREEL M., UFFENORDE H. et WALLISER O.H. (1974). — The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian / Carboniferous boundary, Rheinisches Schiefergebirge). *Newsl. Stratigr.*, 3, 4, p. 263-276.
- 2) AUSTIN R., CONIL R., RHODES F. et STREEL M. (1970). — Conodontes, spores et foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée de Hoyoux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 93, p. 305-315.
- 3) AUSTIN R., CONIL R., DOLBY G., LYS M., PAPROTH E., RHODES F., STREEL M., UTTINGS J. et WEYER D. (1971). — Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Irlande) au Bohlen (D.D.R.). *Congrès et Coll. Univ. Liège*, 55, p. 167-178.
- 4) BECKER T., BLESS M.J.M., BRAUCKMANN C., FRIMAN C., HIGGS K., KEUPP H., KORN D., LANGER W., PAPROTH E., RACHEBŒUF P., STOPPEL D., STREEL M. et ZAKOWA H. (1984). — Hasselbachtal, the section best displaying the Devonian-Carboniferous boundary beds in the Rheinisch Massif (Rheinisches Schiefergebirge). *Courier Forsch. Senckenberg.*, 67, p. 181-191.
- 5) BECKER G., BLESS M.J.M., STREEL M. et THOREZ J. (1974). — Palynology and ostracode distribution in the Upper Devonian and basal Dinantian of Belgium and their dependance on sedimentary facies. *Mededelingen rijks geologische dienst*. N. serie, 25 (2), p. 9-99 + 2 enclosures.
- 6) BLESS M.J.M., BOONEN P., BOUCKAERT J., BRAUCKMANN C., CONIL R., DUSAR M., FELDER P.J., FELDER W.M., GOKDAG H., KOCKEL F., LALOUX M., LANGGUTH H.R., VAN der MEER MOHR C.G., MEESSEN J.P.M.Th., OP het VELD F., PAPROTH E., PIETZNER H., PLUM J., POTY E., SCHERP A., SCHULZ R., STREEL M., THOREZ J., VAN ROOIJEN P., VANGUESTAINE M., VIESLET J.L., WIERSMA D.J., PRINS WINKLER C.F. et WOLF M. (1981). — Preliminary report on lower tertiary-upper cretaceous and dinantian-famennian rocks in the boreholes Heugem - 1/1a and Kastanjelaan-2 (Maastricht, the Netherlands). *Mededelingen rijks geologische dienst*, 35, p. 333-415.
- 7) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., BOUZET Ph., CONIL R., CORNET P., FAIRON-DEMARET M., GROESSENS E., LONGERSTAEY P.J., MEESSEN J.P.M.Th., PAPROTH E., PIRLET H., STREEL M., VAN AMERON H.W.J. et WOLF M. (1976). — Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Mededelingen rijks geologische dienst*, 27, (3), p. 81-193.
- 8) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CONIL R., DREESSEN R., GROESSENS E., STREEL M. et THOREZ J. (1974). — Excursion D. *Int. Symp. Belg. Micropal. limits*, Namur, 1974, Guidebook, Geological Survey of Belgium.
- 9) BLESS M.J.M. et STREEL M. (1976). — The occurrence of reworked miospores in a Westphalian C microflora from South Limburg (the Netherlands) and its bearing on paleogeography. *Mededelingen rijks geologische dienst*, N. serie, 27 (1), p. 1-39.
- 10) BOUCKAERT J., CONIL R., DUSAR M. et STREEL M. (1978). — Stratigraphic interpretation of the Tohogne Borehole (province of Luxembourg). Devonian-of Carboniferous transition. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 100, p. 87-101.
- 11) BOUCKAERT J., CONIL R., GROESSENS E., SANDBERG C. et STREEL M. (1974). — Excursion C. *Int. Symp. Belg. Micropal. limits*, Namur, 1974, Guidebook, Geological Survey of Belgium.
- 12) BOUCKAERT J., STREEL M. et THOREZ J. (1968). — Schéma biostratigraphique et coupes de références du Famennien belge. Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 91 (3), p. 317-336.
- 13) BOUCKAERT J., STREEL M., THOREZ J. et MOUND M.C. (1969). — Biostratigraphic chart of the Famennian stage (Upper Devonian) in the type localities of Belgium: a preliminary report. *Journal of Paleontology*, 43 (3), p. 727-734.
- 14) BOUCKAERT J., STREEL M. et THOREZ J. (1970). — Zur Biostratigraphischen Gliederung und zur den Referenz-Schichten des Famenniums in Belgien. *Z. Deutsch. Geol. Hannover*, 120, p. 283-291.
- 15) BOUCKAERT J., STREEL M. et THOREZ J. (1971). — Le Famennien supérieur et les couches de transition dévono-carbonifère dans la vallée de l'Ourthe. *Congrès et Coll. Univ. Liège*, 55, p. 29-46.
- 16) BREIL A. (1984). — Mitteldevonische Sedimente der Bohrung Pulheim Randkanal 1 (Niederrheinische Bucht). *Z. dt. geol. Ges.*, 135, p. 529-549.
- 17) BRICE D., BULTYNCK P., DEUNFF J., LOBOZIAK S. et STREEL M. (1978). — Données biostratigraphiques nouvelles sur le Givétien et le Frasnien de Ferques (Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XCVIII, p. 325-344.
- 18) BRICE D., COEN M., LOBOZIAK S. et STREEL M. (1980). — Précisions biostratigraphiques relatives au Dévonien supérieur de Ferques (Boulonnais). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. C, p. 159-166.
- 19) BYVSHEVA T.V., HIGGS K. et STREEL M. (1984). — Spore correlations between the Rhenish Slate Mountains and the Russian platform near the Devonian-Carboniferous boundary. *Courier Forsch. Senckenberg*, 67, p. 37-45.
- 20) CARO-MONIEZ M. (1962). — Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du sondage de Tournai (Belgique). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. LXXXII, p. 111-115.
- 21) CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAK S., OWENS B. et STREEL M. (1977). — Carboniferous miospores of western Europe: illustration and zonation. *Mededelingen rijks geologische dienst*, N. série, 29, p. 1-71.

- 22) COMBAZ A. et STREEL M. (1971). — Microfossiles végétaux du Tournaisien inférieur dans le core-drill de Brévillers (Pas-de-Calais). *Congrès et Coll. Univ., Liège*, 55, p. 227-240.
- 23) CONIL R., GROESSENS E. et STREEL M. (1974). — Excursion H. *Int. Symp. Belg. Micropal. limits*, Namur, 1974. Guidebook, Geological Survey of Belgium.
- 24) DREESEN R., DUSAR M. et GROESSENS E. (1976). — Biostratigraphy of the Yves-Gomezée Road Section. *Service géologique de Belgique, Prof. paper 1976, n° 6*, p. 1-20.
- 25) EDALAT B. (1974). — Sporenvergesellschaftungen und Acritarchen aus dem Unterdevon (Ems) des Südlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 24, p. 1-75.
- 26) FRANKE F. (1965). — Mikrofossilien eines unterdevonischen Brandschieferprofils nahe Münsterfeld. *Math.-Naturw. Fak. der Freien Univ. Berlin*, p. 1-82.
- 27) GODEFROID J., STAINIER P. et STEEMANS Ph. (1982). — Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Guidebook.
- 28) HAMID M.E.P. (1974). — Sporenvergesellschaftungen aus dem unteren Mitteldevon (Eifel-Stufe) des Südlichen Bergischen Landes (Rheinisches Schiefergebirge). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 147 (2), p. 163-217.
- 29) HIGGS K. et STREEL M. (1984). — Spore stratigraphy at the Devonian-Carboniferous boundary in the northern « Rheinisches Schiefergebirge », Germany. *Courier Forsch. Senckenberg*, 67, p. 157-179.
- 30) KARATHANASOPOULOS S. et RIEGEL W. (1977). — Palynologische Kriterien für die Verbindung der Hunsrückschiefer mit der Schichtenfolge der Eifel. *Nachr. dt. geol. Ges.*, 17, p. 22.
- 31) KIMPE W.F.M., BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CONIL R., GROESSENS E., MEESSEN J.P.M.Th., POTY E., STREEL M., THOREZ J. et VANGUESTAINE M. (1978). — Paleozoic deposits east of the Brabant massif in Belgium and the Netherlands. *Mededelingen rijks geologische dienst*, N. série, 30 (2), p. 37-103.
- 32) LANNINGER E.P. (1968). — Sporengesellschaften aus dem Ems der SW-Eifel. *Palaeontographica B*, 122, p. 95-170.
- 33) LECLERCQ S. (1960). — Sporomorphes du Dévonien de Belgique. *Acad. roy. de Belgique, Bull. Cl. Sc.*, 5^e série, 46, p. 250-256.
- 34) LELE K.M. et STREEL M. (1969). — Middle Devonian (Givetian) plant microfossils from Goé (Belgium). *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 92, p. 89-121.
- 35) LESUISSE A. et FAIRON-DEMARET M. (1980). — Le gisement à plantes de Niaster (Aywaille, Belgique), repère biostratigraphique nouveau aux abords de la limite Couvinien-Givétien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 103, p. 157-181.
- 36) LESUISSE A., STREEL M. et VANGUESTAINE M. (1979). — Observations palynologiques dans le Couvinien (Emsien terminal et Eifelien) du bord oriental du Synclinorium de Dinant, Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 102, p. 325-355.
- 37) LOBOZIAK S. et STREEL M. (1980). — Miospores in Givetian to Lower Frasnian sediments dated by conodonts from the Boulonnais, France. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 29, p. 285-299.
- 38) LOBOZIAK S. et STREEL M. (1981). — Miospores in Middle-Upper Frasnian to Famennian sediments partly dated by Conodonts (Boulonnais, France). *Palaeobot. Palynol.*, 34, p. 49-66.
- 39) LOBOZIAK S. et STREEL M. — Synthèse palynostratigraphique de l'intervalle Givétien-Famennien du Boulonnais. In Collection « Biostratigraphie du Paléozoïque ». Université de Bretagne occidentale (sous presse).
- 40) LOBOZIAK S., STREEL M. et VANGUESTAINE M. (1983). — Miospores et acritarches de la formation d'Hydrequent (Frasnien supérieur à Famennien inférieur, Boulonnais, France). *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 106, p. 173-183.
- 41) MARTIN F. (1970). — Observations microscopiques sur les schistes noirs de l'arkose de Haybes (Gedinnien inférieur) à Fépin (Ardenne française). *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belg.*, 47 (42), p. 1-4.
- 42) Mc GREGOR D.C. (1982). — Spores in the Lower/Middle Devonian beds of the Eifel hills. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, p. 293-296.
- 43) NAUMOVA S.N. (1953). — Sporo-pollen Complexes of the Upper Devonian of the Russian Platform and their stratigraphic significance. *Tr. Inst. Geol. Akad. Nauk SSSR*, 143 (Geol. ser. 60), p. 204 (en russe).
- 44) PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., BOUCKAERT J., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DEPRIJCK Ch., DEUZON S., DREESEN R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G. et R., HISLAIRE O., KASIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VAN STEENWINKEL M. et VIESLET J.L. (1983). — Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium. A review. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 106, p. 185-239.
- 45) PAPROTH E. et STREEL M. (1971). — Corrélations biostratigraphiques près de la limite Dévonien-Carbonifère entre les faciès littoraux ardennais et les faciès bathyaux rhénans. *Congrès et Coll. Univ. Liège*, 55, p. 365-398.
- 46) PIERART P. (1964). — Découverte de mégaspores et miospores dans le Givétien de Ronquières (Brabant, Belgique). — *Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont., et d'Hydrol.*, 73, p. 81-100.
- 47) RICHARDSON J.B., STREEL M., HASSAN A. et STEEMANS Ph. (1982). — A new spore assemblage to correlate between the Breconian (British Isles) and the Gedinnian (Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 105, p. 135-143.
- 48) RIEGEL W. (1968). — Die Mitteldevonflora von Lindlar (Rheinland) 2. Sporae dispersae. *Palaeontographica B*, 123, p. 76-96.
- 49) RIEGEL W. (1973). — Sporenformen aus den Heisdorf-, Lauch- und Nohn-Schichten (Emsium und Eifelium) der Eifel, Rheinland. *Palaeontographica B*, 142, p. 78-104.

- 50) RIEGEL W. (1977). — Florenzschnitt und Normalentwicklung in den Mikrofloraen des Unter- und Mitteldevons der Eifel. *Nachr. dt. geol. Ges.*, 17, p. 70-71.
- 51) RIEGEL W. (1982). — Palynological aspects of the Lower/Middle Devonian transition in the Eifel region. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, p. 279-292.
- 52) RIEGEL W. et KARATHANASOPOULOS S. (1982). — Palynological criteria for the Siegenian/Emsian transition in the Rhineland. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, p. 199-206.
- 53) SANDBERG C.A., STREEL M. et SCOTT R. (1972). — Comparison between conodont zonation and spore assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary in the Western and Central United States and in Europe. *7th Intern. Congress of Carb. Strat. and Geol., Krefeld*, 1, p. 179-203.
- 54) SCHULTZ G. (1968). — Eine unterdevonische Mikroflora aus den Klerfer Schichten der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). *Palaeontographica B*, 123, p. 5-42.
- 55) SOMERS Y. et STREEL M. (1978). — Spores du sommet du Dévonien à Langenaubach (synclinal de la Dill. R.F.A.). Relations entre la conservation des spores, le pouvoir réflecteur de la vitrinite et des intrusions diabasiques. *Ann. des Mines de Belgique*, p. 7-8.
- 56) STEEMANS Ph. (1981). — Etude stratigraphique des spores dans les couches de transition « Gedinnien-Siegenien » à Nonceveux et à Spa (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 104, p. 41-59.
- 57) STEEMANS Ph. (1982a). — L'âge du poudingue de Fépin (base du Gedinnien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. belge de Géol.*, 90 (4), p. 331-340.
- 58) STEEMANS Ph. (1982b). — Gedinnian and Siegenian spore stratigraphy in Belgium. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 55, p. 165-180.
- 59) STEEMANS Ph. et GERRIENNE Ph. (1984). — La micro- et macroflore du Gedinnien de la Gileppe. Synclorium de la Vesdre, Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 107, p. 51-71.
- 60) STEEMANS Ph. et GRAULICH J.M. (1985). — Etude palynologique de la partie profonde du sondage de Porcheresse-Havelange (Province de Namur, Belgique). *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. CV, p. 77-83.
- 61) STREEL M. (1964). — Une association de spores du Givétien inférieur de la Vesdre. Goé. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 87 (7), p. 1-29.
- 62) STREEL M. (1965). — Etude palynologique du Dévonien du sondage de Booischot. Note préliminaire. *Bull. Soc. belge Géol., Hydrol., Paléont.*, 73 (2), p. 159-175.
- 63) STREEL M. (1966). — Critères palynologiques du Dévonien pour une stratigraphie détaillée du Tn1a dans les bassins ardennes-rhénans. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 89, p. 65-95.
- 64) STREEL M. (1967). — Association de spores du Dévonien inférieur belge et de leur signification stratigraphique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 90 (3), p. 11-54.
- 65) STREEL M. (1969). — Corrélations palynologiques entre les sédiments de transition Dévonien/Dinantien dans les bassins ardennes-rhénans. *6th Intern. Congress of Carb. Strat. and Geol. Sheffield*, 1, p. 3-18.
- 66) STREEL M. (1972). — Dispersed spores associated with *Leclercqia complexa* Banks. Bonamo and Grierson from the Late Middle Devonian of Eastern New York State (U.S.A.). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 14, p. 205-215.
- 67) STREEL M. (1977). — Corrélations palynologiques dans le Tournaisien du Synclorium de Namur. *Bull. Soc. belge Géol.*, 82 (2), (1973), p. 397-415.
- 68) STREEL M., FAIRON-DEMARET M., OTAZO-BOZO et STEEMANS Ph. (1981). — Etude stratigraphique des spores du Dévonien inférieur au bord Sud du Synclorium de Dinant (Belgique) et leurs applications. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 104, p. 173-191.
- 69) STREEL M. et PAPROTH E. (1982). — Mitteldevonische Sporen aus der Bohrung Schwarzbachtal 1. *Senckenbergiana lethaea*, 63, p. 175-181.
- 70) STREEL M. et TRAVERSE A. (1978). — Spores from the Devonian/Mississippian transition near the Horseshoe curve section. Altoona, Pennsylvania. U.S.A. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 26, p. 21-39.
- 71) TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1960). — Sur la microflore du Frasnien inférieur de Beaulieu (Boulonnais). *Rev. Micropaléont.*, 3 (3), p. 144-154.
- 72) TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1967a). — Les spores du Frasnien du Bas-Boulonnais (France). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 1 (1-4), p. 131-139.
- 73) TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1967b). — Spores nouvelles du Frasnien du Bas-Boulonnais (France). *Rev. Micropaléont.*, 10 (1), p. 48-60.
- 74) TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1971). — Les spores du Frasnien d'une région privilégiée: le Boulonnais. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., L (114), p. 1-86.
- 75) THOREZ J., STREEL M., BOUCKAERT J. et BLESS M.J.M. (1977). — Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur: un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Mededelingen rijks geologische dienst*, N. série, 28 (2), p. 17-32.
- 76) TILLMANN W. (1978). — Zur Sporenführung der Obersten Siegener Schichten bei Unkelmühle (Eitorf/Sieg). *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 33, p. 81-90.
- 77) TIWARI R.S. et SCHAARSCHMIDT F. (1975). — Palynological studies in the Lower and Middle Devonian of the Prüm syncline, Eifel (Germany). *Abh. Senckenberg Naturforsch. Ges.*, 534, p. 1-129.
- 78) VOLKMER U. (1984). — Palynologie des Unterdevons (Siegen-Ems) im Ostlichen Rheinischen Schiefergebirge. *Sonderveröff. Ges. Inst. Univ. Köln*, 54, p. 1-159.



Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant

Comments about a North-South structural section of the Ardenne passing through Dinant

par Jean-François RAOULT (*) et Francis MEILLIEZ (**)

Résumé. — La coupe proposée s'appuie sur les données de surface, sur des sondages anciens (Wépion, Focant, Jeumont) ou récents (Havelange, Epinoy), et sur divers profils sismiques. Celui du profil ECORS - Nord de la France, réalisé en 1983, montre entre autres l'extension de la Faille du Midi : elle correspond en effet à un réflecteur suivi sur 120 km du Nord au Sud. Toute la Haute Ardenne est alors allochtone, sans que l'on puisse encore préciser la flèche des chevauchements. La construction de la coupe et son équilibrage, pour les couches compétentes affectées de plis cylindriques, montrent que de nombreux plis sont nécessairement tronqués sommitalement et/ou basalement, d'où formation d'écaillés. Les modèles de rampe et duplex peuvent localement s'appliquer, mais pour expliquer les renversements de séries on doit admettre la création de plis déversés ou couchés vers le Nord avant le jeu des cisaillements. Si cette coupe donne une vision nouvelle des grandes structures, elle laisse néanmoins dans l'ombre les problèmes liés aux décrochements et aux structures transverses.

Abstract. — *A tentative 10 km-deep cross section is drawn through the Ardenne, between the autochthonous Brabant Massif at the Northern end, and the Mesozoic cover of the Parisian Bassin at the Southern one. Boreholes and ancient to recent seismic profiles helped the authors to locate the Midi Fault along a clear seismic reflector, slightly inclined from North (2 km deep) to South (more than 6 km deep). Lithostratigraphical variations along the section imply tectonic style variations. Hence the section is only length-balanced, according to four competent formations north of the Vireux Fault, through concentric folds and associated faults. So the estimate of shortening, roughly 30 %, is only a minimum, since any internal deformation (high order fold, cleavage,...) is included. The seismic reflector coincident with the Midi Fault is known between the Channel and Germany. A second one underlies the sectioned region, about 1,000 to 3,000 m below the first one. It may be either a tectonic or a stratigraphic surface. In either case, the so-called "bande du Condroz" is a thrust sheet, the palaeogeographical role of it remains to be discussed.*

I. — INTRODUCTION

A sa traversée de l'Ardenne, la Meuse a façonné une belle vallée, souvent encaissée, montrant des affleurements nombreux et assez continus. C'est une région célèbre en géologie et plusieurs stratotypes anciens y ont été définis. Les séries lithostratigraphiques, les séquences sédimentaires et la structure superficielle ont été abondamment décrites, mais la faiblesse du relief ne permet pas d'appréhender les structures profondes.

Du littoral à la vallée de la Meuse, la carte de la fig. 1 souligne les grands traits géologiques du Paléo-

zoïque de cette région qui correspond au front septentrional de l'orogène varisque⁽¹⁾. L'un des traits marquants est le chevauchement majeur nommé "Faille du Midi", qui, vers l'Est, se poursuit par la bande

(1) *Documents utilisés*: Ecorché inframésozoïque à 1/320 000 (C.F.P. et al., 1965) simplifié. — Carte géologique de la Belgique à 1/500 000 (de Béthune, 1954). — Cartes géologiques françaises à 1/50 000 (Le Quesnoy, Maubeuge, Avesnes, Trélon, Hirson). — Cartes des massifs de Rocroi et de la Tombe (Beugnies, 1963, 1976). — Documents sur le bassin houiller belge in Pillement (1982). — Documents du Programme ECORS - Nord de la France.

(*) Laboratoire de Géologie structurale et régionale, U.S.T. Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex et U.A. 719 C.N.R.S. "Tectonique et Sédimentation".

(**) Laboratoire de Géologie, Université du Maine, route de Laval, 72017 Le Mans Cedex.

silurienne du Condroz, au Sud de Namur, puis par la "Faille eifélienne". Au Nord de cet accident, le Synclinorium de Namur comporte des séries non schistosées du Dévonien moyen au Westphalien D, discordantes sur le substratum silurien brabançon schistosé pour sa part ; elles sont en situation d'autochtone, ou de parautochtone du fait de multiples écaillages. Au Sud de la Faille du Midi, et la surmontant en situation d'allochtone, vient le Synclinorium de Dinant comportant en particulier un puissant Dévonien inférieur discordant sur un substratum cambrien et/ou ordovicien (massifs de Rocroi et de Givonne et, plus à l'ENE, de Serpont et de Stavelot).

De nombreuses coupes de cette transversale ont été publiées. On a ainsi des coupes à grande échelle (à 1/50 000 par exemple) donnant le détail des structures superficielles [par exemple : Kaisin (1922) pour le Synclinorium de Dinant, Beugnies (1963) pour le Cambrien de Rocroi]. D'autres, à 1/100 000 environ, proposent des interprétations jusqu'à 4 ou 5 km de profondeur mais s'arrêtent au bord nord de l'anticlinorium de Haute-Ardenne (Delmer, 1977 ; Geukens, 1981 ; Graulich, 1982, 1984). On a aussi des coupes à très petite échelle donnant une interprétation des traits majeurs, mais passant alors plus ou moins sur le détail des structures kilométriques (voir par exemple Hugon, 1982).

D'autres coupes théoriques et schématiques concernent le front varisque en général et s'appliquent donc en partie à l'Ardenne ; citons, parmi les travaux récents, Teichmüller M. et R. (1979) ; Meissner *et al.* (1981, 1984) ; Delmer et Graulich (1981, in Robaszynski, Dupuis et coll., 1983) ; Perrier (1982) ; Bless *et al.* (1983) ; Becq-Giraudon (1983) ; Murawski *et al.* (1983).

La tentative présentée ici essaie de concilier ces diverses approches, de la surface à des profondeurs de 6 à 8 km, et s'appuie sur des données récentes acquises soit par forages (Epinoy, Havelange), soit par sismique (profil ECORS du Nord de la France, fig. 2).

II. — LES DONNEES UTILISEES

La carte de la fig. 1 a été dessinée à 1/500 000, et donne les traits essentiels du Paléozoïque de la Manche à la Meuse ; on y a indiqué la situation de nombreux sondages, en partie d'après le rapport d'implantation du profil ECORS « Structure profonde du Nord de la France » (campagne 1983), l'un de nous (J.-F. R.) appartenant à l'équipe de ce profil.

La maquette de la coupe proposée dans la fig. 3 a été construite à 1/80 000 pour permettre des comparaisons immédiates avec les profils sismiques ECORS faits à cette échelle. La partie superficielle de la coupe est basée sur les cartes géologiques à 1/40 000 (Belgique)

et à 1/50 000 (France). Pour les parties plus profondes de la coupe, divers forages ont été utilisés. Celui de Wépion (Graulich, 1961 a, b) en est proche, et a été suivi assez précisément. Le forage d'Havelange (ou Porcheresse) est situé à 15 km environ à l'Est de la coupe ; terminé très récemment, il a atteint une profondeur de 5 648 m et a traversé à 4 900 m un contact anormal interprété comme étant la Faille du Midi (Graulich, comm. pers. ; Bouckaert, 1985) (voir aussi Steemans et Graulich, ce volume).

Le forage de Focant (ou Martouzin-Neuville), situé lui aussi à l'Est de la coupe (fig. 1), a traversé 3 200 m de séries du Frasnien-Famennien très replissées et écaillées et s'est arrêté dans le Givétien (Delmer et Graulich, comm. pers.).

Les deux forages de Jeumont et d'Epinoy (fig. 1) sont pris en compte de manière plus théorique car situés loin à l'Ouest. Le dernier est récent (1983) mais a déjà fait l'objet d'analyses stratigraphiques et sédimentologiques (voir Laveine et coll., 1984, 1985 ; Bouquillon, 1984 ; Bouquillon *et al.*, 1984 ; Lethiers et Bouquillon, 1986). Ces deux forages, implantés 7 à 10 km environ au Sud de l'émergence de la Faille du Midi, ont traversé ce chevauchement à 2 400 m (Jeumont) et à 2 100 m (Epinoy), ce qui donne au chevauchement un pendage moyen de 15°.

Enfin, les profils sismiques concernant le front varisque sont des données fondamentales. A proximité immédiate de la coupe, le profil d'Havelange a montré un net réflecteur à 5 000 - 6 000 m attribué à la Faille du Midi (Graulich, 1982) ; celui de Focant a révélé un premier réflecteur (= F. du Midi) vers 5 000 m et un second, noté Y, vers 6 000 - 6 200 m (Bless *et al.*, 1977 ; Bouckaert, 1984).

Plus à l'Est, en Allemagne, les profils sismiques ont montré l'importance et la continuité du réflecteur correspondant au plan de chevauchement de la Faille eifélienne (Meissner *et al.*, 1981, 1984 ; R. et M. Teichmüller, 1979).

A l'Ouest de la Meuse, on voit une image de la Faille du Midi sur la transversale de Jeumont (Clément, 1963). Enfin, c'est le profil sismique du Nord de la France (programme ECORS), effectué en 1983-1984, qui a fourni des informations nouvelles et importantes (Bois *et al.*, 1984 ; Cazes *et al.*, 1985). Les moitiés nord du pointé du profil et de la coupe géologique interprétative sont reproduites dans la fig. 2. On soulignera que le réflecteur attribué à la Faille du Midi est visible sur 125 km de long du Nord au Sud. Si l'on ne doit pas confondre la longueur d'un contact sur une coupe et la flèche (ampleur du déplacement horizontal), il n'en reste pas moins que ces données confirment l'importance de la tectonique tangentielle et justifient les expressions de nappe de charriage (Fourmarier, 1913), ou de nappe de Dinant (Bless *et al.*, 1977b), ce qui laisse d'ailleurs pendant le problème de l'enracinement.

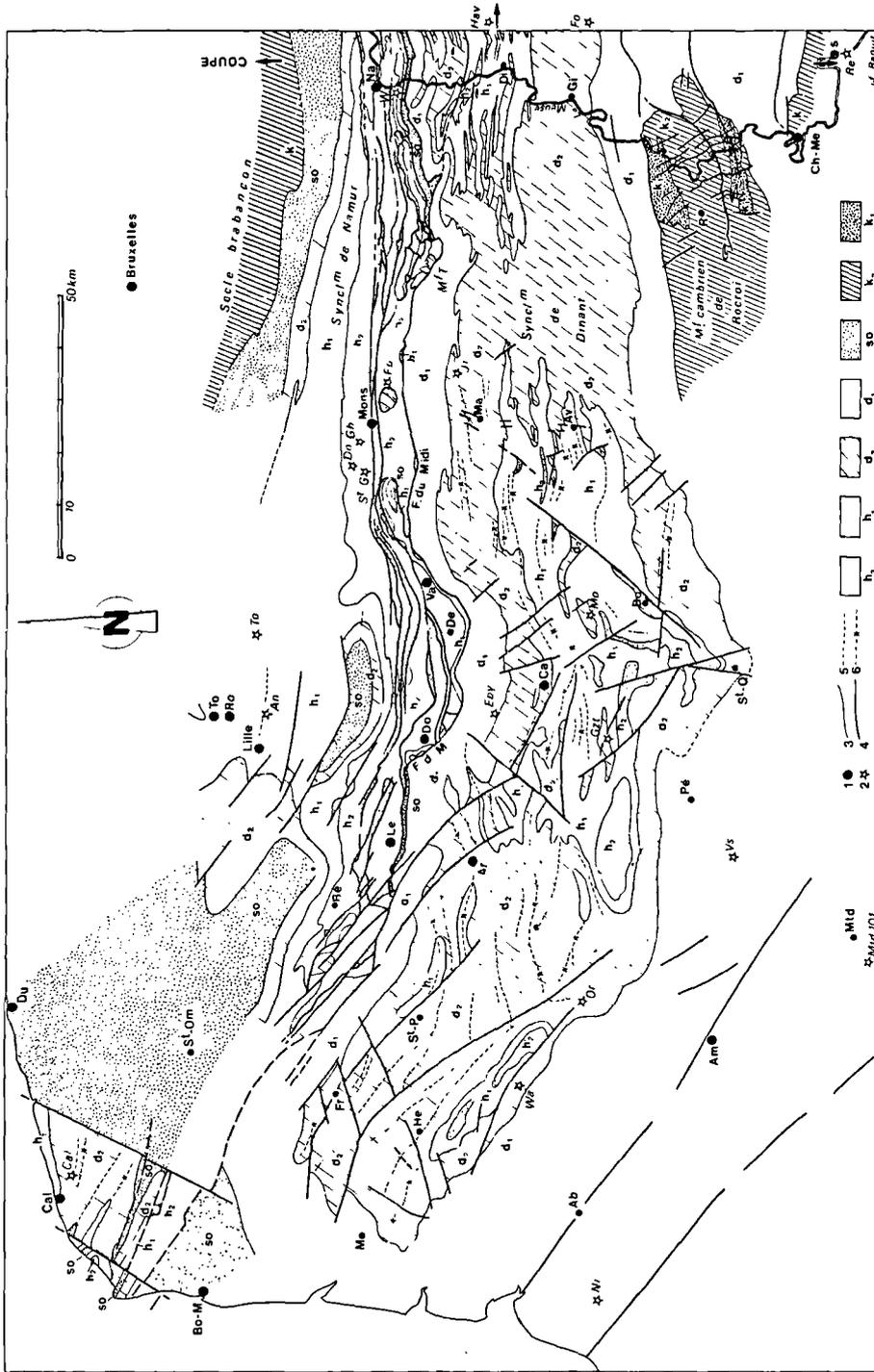


Fig. 1. — Schéma géologique du Paléozoïque des côtes de la Manche à la vallée de la Meuse.

1. villes. — 2, principaux sondages (pour 1 et 2, voir liste des abréviations ci-dessous). — 3, contact normal. — 4, contact anormal (faille ou chevauchement). — 5, axe anticlinal. — 6, axe synclinal.

h₁, Houiller. — h₂, Dinantien. — d₁, Dévonien inférieur (Gédinnien à Emsien). — so, Silurien et Ordovicien. — k, Cambrien (non subdivisé). — k₁, Revinien (Cambrien moyen-supérieur à Ordovicien inférieur). — k₂, Devillien (Cambrien inférieur).

Abréviations. 1° Villes : Ab, Abbeville. — Am, Amiens. — Ar, Arras. — Av, Avesnes. — Bé, Béthune. — Bo, Bohain. — Bo-M, Boulogne-sur-Mer. — Ca, Cambrai. — Cal, Calais. — Ch-Me, Charleville-Mézières. — De, Denain. — Di, Dinant. — Do, Douai. — Du, Dunkerque. — Fr, Fruges. — Gi, Givet. — He, Hesdin. — Le, Lens. — M, Montreuil. — Ma, Maubeuge. — Mtd, Montdidier. — Na, Namur. — Pé, Péronne. — R, Rocroi. — Ro, Roubaix. — S, Sedan. — S'Om, Saint-Omer. — S'P, Saint-Paul. — S'Q, Saint-Quentin. — To, Tourcoing. — Va, Valenciennes. — 2° Sondages : An, Annappes. — Cal, Calais 101. — Do, Douvrain. — Epy, Epinoy. — Fo, Focant. — Gh, Ghlin. — Gzt, Gouzeaucourt. — Hay, Havelange. — Jt, Jeumont. — Mo, Montdidier-en-Cambrésis. — Mid 101, Montdidier 101. — Ni, Nibas. — Or, Orville. — Re, Rethel. — S'G, Saint-Ghislain. — To, Tournai. — Vs, Vermandovilliers. — W, Wépion. — Wa, Wavans.

3° Autres abréviations : F.d.M., Faille du Midi. — M'J, Massif de la Tombe. — Syncl^m, synclinorium.

Fig. 1. — Geological map of Palaeozoic terranes between the Channel and the Meuse River.

1, cities (listed above). — 2, main boreholes (listed above). — 3, tectonic contact. — 4, anticline. — 5, syncline. — h₁, h₂, ..., h_n, stages (listed above).

III. — LA COUPE STRUCTURALE DE L'ARDENNE

Représentée sur la fig. 3, cette coupe est en partie schématique du fait de l'échelle retenue, et hypothétique dans la mesure où, faute de documents suffisants, elle correspond à une interprétation. Il s'agit, au moins pour divers tronçons, d'une coupe équilibrée (*balanced cross section*). Elle s'appuie sur les données précédemment rappelées mais aussi sur des considérations générales et hypothèses, les positions de divers contacts et écaillés, par exemple, restant conjecturales. Sur la coupe, ont été indiqués les noms de divers lieux, accidents et grandes structures classiques, mais aussi et par commodité des noms de panneaux (Aubrives, Dinant, Godinne) et des lettres désignant des écaillés plus ou moins hypothétiques.

1) Réalisation de la coupe.

a) *Les structures plicatives.* — Le profil établi et les traces des divers contacts pointés, des plis peuvent être dessinés jusqu'à 1-2 km sous la surface. Ces plis sont cylindriques, à 1/50 000 ou 1/100 000 comme l'attestent les contours géologiques. On nommera plis d'ordre 1 ceux d'ampleur plurikilométrique à déca-kilométrique (anticlinoriums et synclinoriums bien connus), plis d'ordre 2 ceux d'ampleur kilométrique à plurihectométrique, et plis d'ordre 3 ceux d'ampleur hectométrique à décimétrique ou métrique. Ces derniers sont ceux visibles à l'affleurement mais ne sont pas figurés ici (ils entrent ainsi dans la déformation interne des couches, au même titre que la schistosité). Seuls les plis d'ordre 2 (surfaces enveloppes des plis d'ordre 3) et d'ordre 1 apparaissent sur la coupe qui est ainsi une simplification et sur laquelle le calcul du raccourcissement dû au plissement est sous-estimé (voir aussi les remarques sur la schistosité).

b) *Les chevauchements.* — Outre ceux notés sur les cartes, divers contacts de chevauchement sont connus par les forages (Wépion, Havelange, Focant). Pour le chevauchement majeur de la Faille du Midi, nous l'avons tracé selon les principes suivants :

- il affleurerait entre le Silurien du Condroz et le Dévonien inférieur le surmontant et appartenant à la série de Dinant (celle de Namur se caractérise par la discordance du Couvinien ou du Givétien sur le Siluro-Ordovicien) ;
- à 5-6 km au Sud de cette trace, le chevauchement doit passer à des profondeurs de 2 000-3 000 m, par comparaison avec les forages de Jeumont et d'Epinoy ;
- au droit de la projection du forage d'Havelange, il atteint des profondeurs de 5 à 6 km (Graulich, 1982) ; il en est sensiblement de même pour le forage de Focant où, en outre, un deuxième réflecteur apparaît 1 000 à 1 500 m plus bas (Bless et al., 1977b) ;

— il se poursuit vers le Sud et passe donc sous le socle antédévonien de la Haute Ardenne (massif cambrien de Rocroi et Précambrien ?) vers 8 000 m de profondeur, cela par extrapolation à partir du profil ECORS. Sur ce dernier (fig. 2), à mi-distance entre les forages de Gouzeaucourt et de Vermandovilliers, la Faille du Midi (premier réflecteur) est vers 8 km et le deuxième réflecteur vers 11 km, d'après les travaux de Hirn. C'est également ce qui nous a fait tracer, en tiretés, un deuxième réflecteur environ 3 000 m sous la Faille du Midi, réflecteur dont la signification reste à préciser (cf. § discussion). Notons enfin que ces deux réflecteurs ont été, lors de leur genèse, à des profondeurs plus importantes avant que n'interviennent les réajustements isostatiques.

c) *L'équilibrage de la coupe.* — Equilibrer une coupe consiste pour un ensemble de couches déterminées à dessiner la coupe de manière telle que les longueurs et surfaces des couches soient égales aux longueurs et surfaces des mêmes couches dessinées à l'horizontale, c'est-à-dire dans leur situation initiale avant déformation. Ce type de construction (Dahlström, 1969, 1970 ; Dennison, 1968) ne peut valablement s'appliquer qu'à des structures simples avec, en particulier, des plis cylindriques et concentriques et conservation des volumes initiaux. Si une diminution de volume intervient (par exemple par acquisition d'une schistosité), il faudrait que ce phénomène ait affecté de la même manière toutes les couches.

On sait que la longueur d'onde des plis est liée aux épaisseurs et contrastes de viscosité des niveaux compétents et incompétents (Ramsay, 1967). Les variations latérales de faciès entraînent donc des variations latérales du style tectonique. L'équilibrage d'une coupe doit être basé sur des couches dont on connaît les variations latérales et qui sont les plus compétentes possible pour s'être déformées par plis concentriques et failles associées (Ramsay, 1967).

Dans le cas considéré ici, l'équilibrage de la coupe ne pourra être que partiel. En particulier, aucun équilibrage simple et valable ne paraît possible pour la série schisto-quartzitique cambrienne (massif de Rocroi) qui est métamorphisée et affectée de plissements superposés, avec des plis isoclinaux synschisteux à charnière courbe (voir Beugnies, 1963 ; Meilliez, 1981 ; Hugon, 1982 ; Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984). Sur le Cambrien, la couverture dévono-carbonifère (série de Dinant) est également schistosée (jusqu'au front du chevauchement) mais moins fortement, et les plis y étant cylindriques, on peut proposer un équilibrage approché, basé sur les seuls plis d'ordre 1 et 2 affectant les couches les plus compétentes. Celles à retenir sont les suivantes : calcaires dinantiens (h_{1-2} sur fig. 3), calcaires givétiens (d_1), Grès de Vireux de l'Emsien (d_{2c}), Grès d'Anor du Siegénien (d_{2a}). A la suite d'essais successifs, la coupe montre :

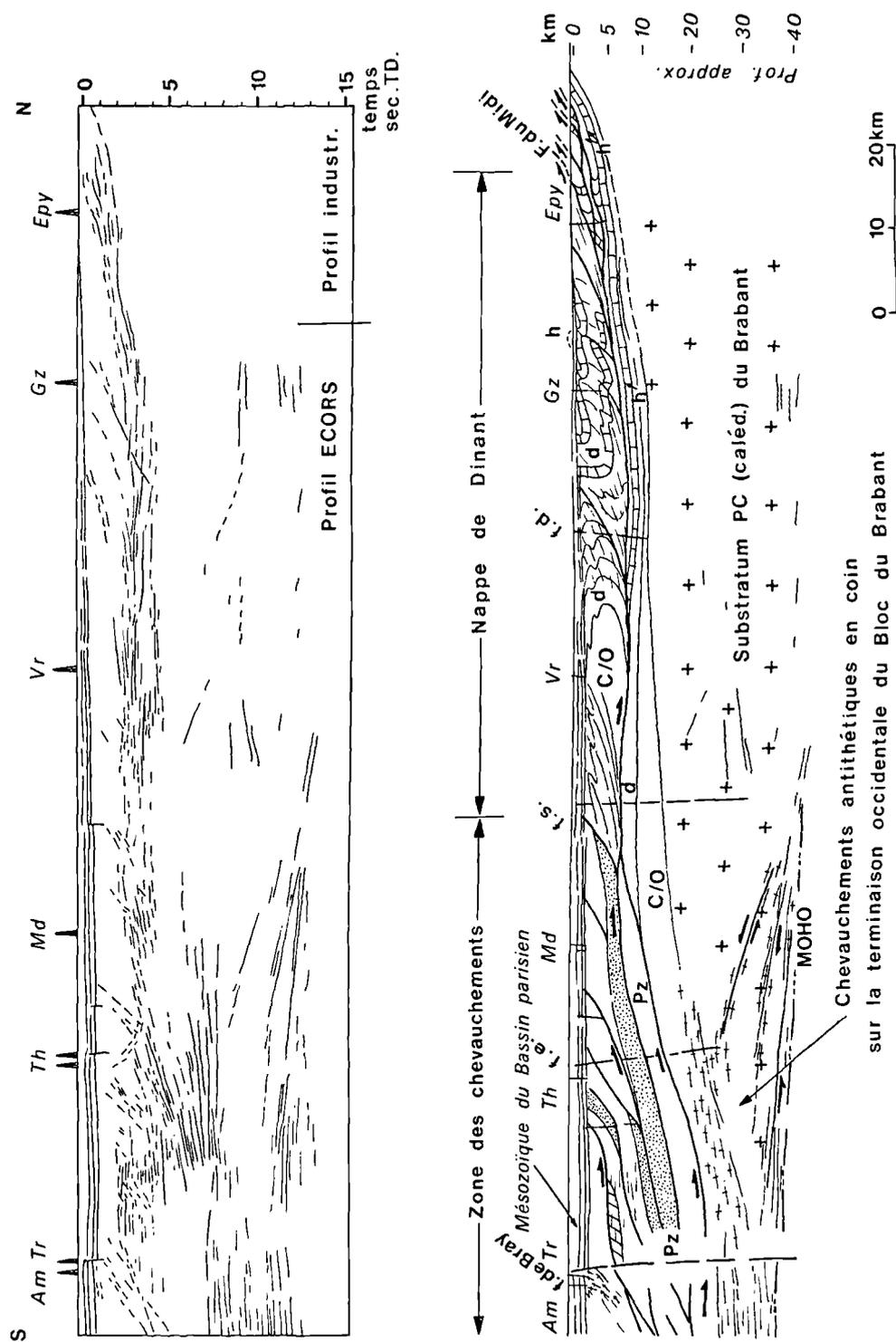


Fig. 2. — Parties nord du pointé du profil ECORS Nord de la France et de la coupe interprétative d'après Cazes *et al.* (1985). Sondages : Am, Aux-Marais. — Epy, Epinoy. — Gz, Gouzeaucourt. — Md, Montdidier. — Th, Thieux. — Tr, Troussencourt. — Vr, Vermandovilliers. — Faïlles (f ou F) : f.d., faille de Doullens. — f.e., faille de la Somme. — f.s., faille de la Somme. — Couches géologiques : C/O, Cambro-Ordovicien. — d, Dévonien. — h, Carbonifère. — PC, Précambrien. — Pz, Paléozoïque métamorphique indifférencié (pointillé : roches magnétiques). On notera : 1) que sur le pointé du profil, l'échelle verticale est en secondes-temps double, la partie nord étant tirée d'un profil industriel (permis pétrolier de Maubeuge) ; 2) que sur la coupe géologique, calquée sur le pointé, l'échelle verticale approximative est plus petite que l'échelle horizontale.

Fig. 2. — Northern half of the ECORS seismic profile through Northern France. Boreholes and faults : are listed above. — Geological succession : C/O, Cambrian and Ordovician. — d, Devonian. — h, Carboniferous. — PC, Precambrian. — Pz, undifferentiated metamorphic Palaeozoic terranes (dotted : magnetic rocks). Notes : 1) Line drawing with two-ways vertical time scale ; 2) Interpretative geological cross-section from Cazes *et al.* (1985) ; approximate vertical scale is smaller than horizontal one.

1) des longueurs égales pour h_2 et d_1 entre la Faille de Hun et la projection du forage d'Havelange ;

2) des longueurs égales pour d_1 et d_2 entre les failles de Hun et de Vireux. Cela a pour corollaire des variations d'épaisseur des couches incompetentes (en blanc sur la coupe) ; l'équilibrage des surfaces est donc mal réalisé, mais c'est un résultat en accord avec les observations, les couches incompetentes étant plus fortement schistosées avec de nombreuses disharmonies de plissement.

2) Discussion et problèmes posés.

Les remarques précédentes montrent que la coupe reste nécessairement hypothétique sur bien des points, ce qui pose divers problèmes. Nous tenterons de cerner les principaux d'entre eux, du Nord vers le Sud et de l'autochtone ou para-autochtone situés en avant et/ou sous la Faille du Midi vers l'allochtone situé au-dessus.

a) *Autochtone et para-autochtone.* — Il s'agit sur la coupe : du socle brabançon schistosé et de sa couverture discordante, du Siluro-Ordovicien du Condroz, et des séries figurées sous la Faille du Midi auxquelles se rattachent les écaillés notées A et B. Dans tous les cas, les assises dévono-carbonifères n'ont pas été schistosées lors de l'orogénèse hercynienne. Compte tenu des affleurements sur la coupe et de l'interprétation du sondage de Wépion (Graulich, 1961 a et b), on a dessiné le synclinorium de Namur comme un vaste synclinal écaillé et déversé au Nord (dispositif connu sur de nombreuses transversales du bassin houiller ; Bouroz *et al.*, 1961 ; Delmer, 1977). La série du flanc normal de celui-ci débute au Couvinien (poudingue et psammites rouges ou verts) ou au Givétien (poudingue d'Alvaux, fig. 3) et est discordante sur le Silurien affecté de plis synschisteux. La série du flanc inverse montre le Couvinien discordant sur du Silurien non schistosé (bande du Condroz). Le Silurien est donc structuré différemment selon les points, ce qui pose problème.

Cela pourrait refléter la position d'un front supérieur de schistosité, anté-Dévonien moyen, simplement replissé et écaillé lors des phases hercyniennes (cf. Graulich, 1961b).

Pour Michot (1979, 1980), l'explication est à chercher dans le rôle d'une phase emsienne, dite "bollandienne", avec chevauchement vers le Nord (selon un contact nommé "faille mosane") du Silurien non schisteux sur du Silurien schistosé ; dans cette conception, la bande silurienne du Condroz a valeur de zone paléogéographique séparant les domaines de Namur (au Nord) et de Dinant (au Sud).

La proximité sur la coupe de deux ensembles siluriens, dont l'un est schistosé mais pas l'autre, permet aussi d'envisager (Delmer, comm. pers.) que la charnière et le flanc inverse figurés sont largement

déplacés sur le Silésien du flanc normal que l'on devrait alors prolonger en profondeur plus loin vers le Sud. Le contact anormal entre les deux flancs pourrait se raccorder au deuxième réflecteur profond (niveau Y) ou passer entre celui-ci et la Faille du Midi (dispositif se rapprochant de ceux proposés sur la coupe ECORS, ou par Becq-Giraudon, 1983, fig. 14).

Sous la Faille du Midi, la coupe montre de vastes plis couchés, théoriques car procédant d'une extrapolation des forages de Jeumont et d'Epinoy. Le premier a montré, sous la nappe, entre 2 400 et 4 900 m une série normale du Westphalien A au Couvinien. Le second présente, entre 2 100 et 3 900 m, une série renversée du Givétien au Namurien et à rattacher, d'après les faciès et les épaisseurs, aux séries méridionales du Synclinorium de Namur. Ces données résultent des récentes précisions biostratigraphiques (Laveine *et coll.*, 1985 ; Lethiers et Bouquillon, 1986) qui ont infirmé l'existence d'une lame du Silurien au milieu de cet ensemble renversé. Notons cependant que si le Silurien n'apparaît pas dans les forages de Jeumont et d'Epinoy, il est signalé plus à l'Ouest (voir fig. 1, au Sud de Lens).

La coupe et ce qui précède conduisent à diverses remarques.

1° La bande silurienne du Condroz se situe sous la série de Namur et ne peut avoir valeur de limite paléogéographique majeure. Elle correspond ici à un anticlinal écaillé dont la couverture décollée doit se retrouver sous forme d'écaillés, telle l'écaillage A. De telles structures sont effectivement connues à l'Ouest de la coupe (Massif de la Tombe *in* Beugnies, 1976 ; au SE et à l'WSW de Mons,...) ou à l'Est (région de Liège).

2° Les plis figurés sous la Faille du Midi sont tronqués sommitalement. Il n'y a pas d'arguments pour envisager une évolution morphostructurale, antérieure à l'arrivée de la nappe de Dinant, ayant érodé les crêtes anticlinales. Il est donc plus simple d'admettre une troncature sommitale tectonique, d'où la figuration - théorique - de l'écaillage B.

3° Ces mêmes plis couchés impliquent un raccourcissement important et la genèse de décollements au sein du socle, et/ou de la couverture, et/ou sur leur limite. Le deuxième réflecteur profond envisagé peut correspondre à l'un ou l'autre de ces accidents (cf. § Conclusions).

b) *L'allochtone de la nappe de Dinant.* — Les séries y sont caractérisées en particulier par un puissant Dévonien inférieur argilo-gréseux (schisto-quartzitique actuellement). Toutes les formations sont plus ou moins schistosées et cela jusqu'au front de la nappe, la schistosité hercynienne ayant été acquise avant la fin du charriage (voir historique et données nouvelles *in* Raoult *et coll.*, 1984, 1985). Sur la coupe, ont été distingués par commodité divers panneaux appelant quelques commentaires.

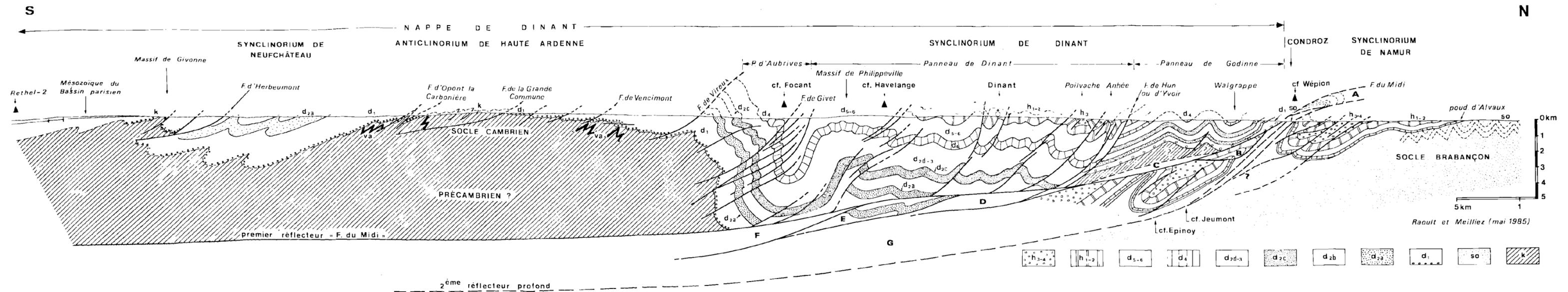


Fig. 3. — Coupe théorique générale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant.

h_{3-4} , Namuro-Westphalien (Houiller). — h_{1-2} , Dinantien (calcaires). — d_{5-6} , Frasnien et Famennien. — d_4 , Givétien (calcaires). — d_{2a-3} , Couvinien (Eifélien) et Emsien *p. p.* — d_{2c} , Emsien inférieur: Grès de Vireux. — d_{2b} , Siegiénien *p. p.* — d_{2a} , Siegiénien inférieur: Grès d'Anor (et équivalents moins compétents dans le synclorium de Neufchâteau). — d_1 , Gédinnien (à sa base Formation de Fèpin, conglomératique *p. p.*). — so, Siluro-Ordovicien. — k, Cambrien (localement, va: veine ardoisière).

A, B, ..., F, diverses écaïlles hypothétiques (voir commentaires dans le texte).

Sur cette coupe (localisation fig. 1) sont projetées les positions de divers sondages situés plus ou moins loin de la coupe (d'où les notations cf. Focant,...). La structure du Cambrien de Haute Ardenne n'est pas figurée, sauf pour quelques veines ardoisières (va); celle du socle brabançon n'est indiquée que partiellement.

Compte tenu des cartes géologiques, des sondages et des données sismiques sur les principaux réflecteurs, cette coupe est sensiblement équilibrée quant aux longueurs des couches compétentes d_{2a} , d_{2c} , d_1 , h_{1-2} , cela au Nord de la Faille de Vireux.

Cartes géologiques utilisées:

- en Belgique, feuilles à 1/40 000 de Namur - Champion (n° 144), Malonne - Naninne (n° 155), Bioul - Yvoir (n° 166), Hastière - Lavaux - Dinant (n° 175), Agimont - Beauraing (n° 184);
- en France, feuilles à 1/50 000 de Givet (n° 3007), Fumay (n° 3008), Charleville-Mézières (n° 3009), Rocroi (n° 2908), Renwez (n° 2909), et pour le Cambrien de Haute-Ardenne, les cartes et coupes publiées par Beugnies (1963, 1982).

Fig. 3. — Theoretical deep cross-section through the Ardennes Massif following the Dinant meridian.

h_{3-4} , Namurian and Westphalian. — h_{1-2} , Dinantian (limestones). — d_{5-6} , Frasnian and Famennian. — d_4 , Givetian (limestones). — d_{2a-3} , Couvinian (Eifelian) and Emsian part. — d_{2c} , Lower Emsian: "Grès de Vireux" Formation. — d_{2b} , Siegenian part. — d_{2a} , Lower Siegenian: "Grès d'Anor" Formation (and less competent beds in Neufchâteau synclorium). — d_1 , Geddinnian (base: Fèpin Formation with conglomerate). — so, Silurian and Ordovician. — k, Cambrian (in places, v.a.: slaty beds).

The section is drawn from geological maps, boreholes, seismic profiles, published and subpublished. Boreholes are projected according to cylindrical structures from the geological map of Belgium (scale 1/500 000). The cross-section was drawn on a 1/40 000 scale, then reduced on a 1/80 000 scale, for comparison with the initial ECORS seismic profiles through the Northern France (cf. fig. 2). Only the slaty beds are sketched within the Lower Palaeozoic. Autochthonous terranes are the Caledonian Brabant basement with a thin Middle Devonian to Westphalian, slightly disturbed cover. The top of the Namur zone is sliced by the Midi overthrust which underlies heterogeneous allochthonous unit. The main thrusting postdates folding and cleavage within the allochthonous, and folding within the autochthonous or parautochthonous.

1° *Le panneau de Godinne*, en position frontale, possède une série relativement mince affectée de vastes plis ouverts. La surface de décollement virtuel envisageable sous de tels plis (Dahlström, 1969b) serait à une profondeur très supérieure à celle fixée pour la Faille du Midi. Celle-ci tronque donc basalement les plis, et sa position étant fixée (voir § 1, b) il reste un espace sous la série h-d à combler par du Paléozoïque inférieur (?). Une écaïlle C comportant par exemple une partie des termes d tronqués au Nord est théoriquement envisageable.

2° *Le panneau de Dinant* chevauche le précédent. De Dinant à Anhée, les épaisseurs réelles des couches dévoniennes sont inconnues d'où diverses possibilités : 1) les épaisseurs diminuent progressivement de Dinant à Walgrappe et la faille de Hun aurait un rejet modeste ; on devrait par ailleurs figurer du Paléozoïque inférieur à la base du panneau de Dinant ; 2) de Dinant à Anhée, les épaisseurs sont celles connues au Sud et le panneau de Dinant chevauche franchement celui de Godinne (l'écaïlle D serait un témoin des zones intermédiaires).

Cette deuxième solution est celle figurée, et cela de manière "provocante", pour souligner le problème. La faille de Hun aurait alors un rejet notable et devrait, avec ses satellites, se prolonger cartographiquement pour se raccorder vers l'Ouest au Silurien du Condroz dans la pointe de Puagne (tracé en tiretés, fig. 1) selon l'interprétation déjà envisagée par Kaisin Jr. (1936). On peut cependant ne lui donner qu'un rejet modeste, mais elle correspondrait alors à la reprise d'un ancien talus paléogéographique bordant un compartiment sud plus subsident (cela paraît réalisé au Famennien, mais les arguments manquent pour les périodes antérieures). Notons enfin, compte tenu des épaisseurs choisies, que la faille de Hun montre un jeu inverse pour les calcaires dinantiens mais un rejet apparent normal pour les couches dévoniennes.

Dans ce panneau de Dinant, les structures sont également tronquées à leur base. Au droit de la projection du sondage d'Havelange est figurée une écaïlle (E) qui tient compte des données actuelles. A Havelange, un contact majeur, considéré comme étant la Faille du Midi, apparaît vers 4 900 m. Au-dessus, la série écaïllée mais normale en grand montre à sa base des couches subverticales du Gédinnien (grès verts évoquant l'Assise de Saint-Hubert connue au Sud). Au-dessous viennent des couches, subhorizontales ou à faible plongement nord, métamorphiques mais ayant livré des acritarches du Siegénien ; elles surmontent des "cornéennes" à grenat (de 5 450 à 5 600 m) évoquant les coticules connus à divers niveaux du Dévonien inférieur, de l'Ordovicien (Salmien), du Cambrien supérieur (Revinien) (Steemans et Graulich, ce volume). Dans l'attente d'autres précisions, nous avons adopté le dispositif indiqué sur la coupe, différent de celui proposé par Graulich (1982) où la Faille du Midi s'enracine au Sud d'Havelange.

3° *Le panneau d'Aubrives* correspond à une gouttière synclinale (3 200 m de couches plissées et écaïllées du Frasnien et Famennien à Focant), nécessairement tronquée à sa base par construction. Les multiples écaïlles et replis figurés sont en partie hypothétiques et ne peuvent que rendre compte du style général. Sans vouloir ici développer la question, notons l'analogie avec les modèles expérimentaux de Murata et Weber (1983) où des synclinaux très profonds se forment au front d'un raclage en mouvement.

4° *L'anticlinorium de Haute Ardenne* est sommairement figuré. Quelques veines ardoisières du Cambrien sont indiquées pour souligner la discordance gédinnienne. Les autres structures du Cambrien du Massif de Rocroi n'ont pas été figurées. Il s'agit de plis hercyniens, synschisteux, déversés au Nord, reprenant des plis calédoniens, avec de multiples écaillages. Ces structures ne peuvent être valablement équilibrées et divers problèmes subsistent (Beugnies, 1963 ; Waterlot, Beugnies et coll., 1973 ; Hugon et Le Corre, 1979 ; Hugon, 1982 ; Meilliez, 1981, 1983 et travaux en cours ; Delvaux de Fenffe et Laduron, 1984...). L'allure générale de l'anticlinorium est donnée par les plis et écaïlles à vergence nord affectant la base du Dévonien (Formation de Fépin ; voir Meilliez, 1984).

Compte tenu de la position fixée pour la Faille du Midi vers 8 000-9 000 m de profondeur, des termes précambriens pourraient exister sous le Cambrien. Le raccord avec le panneau d'Aubrives conduit à envisager que le front septentrional du Cambrien est affecté de vastes plis déversés ou couchés vers le Nord, ou encore d'écaïlles. Un tel dispositif a été proposé, dans le Sud du Massif de Stavelot à partir de l'étude du sondage de Grand-Halleux (Vanguetaine, 1970, 1978 ; Graulich, 1980) mais divers problèmes subsistent (Geukens, 1977, 1981).

5° *Le Synclinorium de Neufchâteau* et le *massif de Givonne* sont eux aussi schématisés. Dans le bassin de Neufchâteau, qui passe vers l'Est au Synclinorium de l'Eifel, le seul Dévonien inférieur atteint 6 000 à 7 000 m de puissance. Avec les données actuelles, on ne peut valablement équilibrer la coupe puisqu'il s'agit d'assises très écaïllées et schistosées où les niveaux compétents manquent (par exemple les Grès d'Anor d₂ y sont latéralement remplacés par les Phyllades d'Allesur-Semoy).

Le dessin proposé sur la coupe traduit simplement le déversement général au Nord. La réalité est, avec certitude, beaucoup plus complexe et les raccourcissements mesurables sur la coupe sont fortement sous-estimés.

IV. — REMARQUES GÉNÉRALES ET CONCLUSIONS

Toute coupe géologique représentant des structures profondes est un compromis entre des données réelles

ou supposées, des règles de construction, et diverses hypothèses explicites ou non. Elle ne peut être qu'une interprétation dont l'intérêt est de susciter la recherche de nouvelles données et celle de vérifications. C'est à ce dernier titre seulement qu'elle peut mériter le nom de "modèle". La coupe proposée ici repose sur certains postulats et n'est certes pas la seule possible. C'est en outre une vision simplifiée des structures, du fait de l'échelle choisie; ne sont figurés ni les plis d'ordre 3, ni les décollements internes aux couches pouvant conduire à des redoublements locaux.

Prenant cette coupe telle qu'elle est figurée, certaines remarques générales et divers problèmes restent à aborder.

1° La Faille du Midi est le contact tectonique majeur avec une extension dépassant 100 km (cf. profil ECORS, fig. 2), ce qui pose la question de son identification. Dans les parties frontales, à l'Ouest ou à l'Est du Condroz, l'accident majeur est celui séparant la série de Dinant à puissant Dévonien inférieur de la série de Namur débutant au Dévonien moyen. Le Silurien du Condroz introduit une solution de continuité, mais avec la plupart des auteurs on placera la Faille du Midi au toit du Silurien. Vers le Sud, dans les zones plus profondes, cette définition devient inadéquate. Par exemple, on devrait placer la Faille du Midi sous l'écaïlle E si celle-ci appartient bien à la série de Dinant. Mais en outre, on ignore si la distinction précédente entre les séries de Dinant et de Namur reste valable, celle-ci pouvant s'enrichir progressivement en couches du Dévonien inférieur. La solution prise sur les divers profils sismiques est la plus simple: on nommera Faille du Midi le premier réflecteur net, continu ou presque, apparaissant sous un ensemble (en général sismiquement transparent) dont les affleurements ressortissent à la série de Dinant ou à son substratum. Il reste à ne pas oublier que la Faille du Midi sera définie selon des référentiels différents dans son tracé frontal ou profond.

2° Un deuxième réflecteur profond apparaît sur divers profils sismiques. Indiqué en tiretés sur la coupe, il reste conjectural. Sur le profil ECORS du Nord, il sépare un ensemble assez confus avec de nombreux réflecteurs discontinus (écaïlles superposées) d'un soubassement plus homogène mais quasi transparent; il s'agirait du contact de la couverture (série de Namur et équivalents latéraux) sur le socle brabançon dont la structuration calédonienne ne donne pas d'images sismiques (Cazes *et al.*, 1985).

Sur le profil plus limité d'Havelange, une image sismique comparable a conduit à la même interprétation (Graulich, 1982), mais le sondage ne fut pas assez profond pour la vérifier.

Sur le profil sismique de Focant, un deuxième réflecteur ("niveau Y") apparaît 1 000 à 1 200 m sous la Faille du Midi et lui est parallèle (Bless *et al.*, 1977). Il a été interprété comme un second accident majeur dont l'émergence est à chercher au sein même du

bassin houiller ("Faille du Midi bis" *in* Becq-Giraudon *et al.*, 1982; Becq-Giraudon, 1983).

Sur la coupe proposée, les plis figurés sous la Faille du Midi entraînent un raccourcissement important de la couverture dévono-carbonifère. Elle serait ainsi parautochtone et plus ou moins décollée de son socle, avec amortissement frontal des déplacements tangentiels. Le deuxième réflecteur profond peut correspondre à ce décollement, au moins par place, car d'autres portions pourraient correspondre au contact normal conservé d'une partie de la couverture sur le socle brabançon. Avec les données actuelles, le problème reste entier, et l'on ne peut préciser la flèche réelle des déplacements.

3° Le style tectonique de la coupe est caractérisé, outre les plis, par des écaillages et cisaillements. Il est géométriquement nécessaire de dessiner des troncatures basales ou sommitales, ce qui est en accord avec diverses observations. Sauf localement, on n'éprouve pas le besoin de figurer des rampes et duplex. Ces derniers modèles (voir Boyer et Elliott, 1982) se sont récemment généralisés et ont été proposés pour le front varisque du Nord (Delmer, 1981; Becq-Giraudon, 1983). La réalité du phénomène a été prouvée en quelques points mais à l'échelle de quelques bancs et sur quelques mètres d'épaisseur (Cooper *et al.*, 1982, 1983), ce qui ne peut apparaître à l'échelle de notre coupe. Il nous paraît abusif de vouloir généraliser ce style tectonique de rampe et duplex à toutes les structures charriées et à toutes les échelles (voir par exemple Cooper *et al.*, 1984). On notera également que ces modèles ne conduisent pas à la formation de flancs inverses importants, alors que la réalité de séries renversées, épaisses de 1 000 à 2 000 m, est attestée en de nombreux points du bassin houiller (par exemple Bouroz *et al.*, 1961; Graulich, 1961; Delmer, 1977) et sous la Faille du Midi (cf. sondage d'Épinoy). Il est donc nécessaire que se forment d'abord des plis déversés ou couchés vers le Nord, avant que n'interviennent des cisaillements créant des écaïlles déplacées à leur tour vers le Nord. Ou alors c'est que l'on nomme rampe tout contact cisailant, et duplex toute superposition d'écaïlles; le problème n'est plus géologique mais sémantique.

4° La coupe donne une image limitative des structures car elle ne rend pas compte des structures transversales, qui lui sont plus ou moins parallèles, que celles-ci soient inscrites dans la paléogéographie ou liées à l'orogénèse hercynienne (voir par exemple Colbeaux *et al.*, 1977; Becq-Giraudon *et al.*, 1980). Les décrochements, qu'ils soient N-S ou E-W, ne peuvent également apparaître ici (cf. Colbeaux, 1974; Beugnies, 1983). On n'abordera pas non plus le problème de la fenêtre de Theux et du massif de Herve situés à l'Est de la coupe (cf. Graulich, 1955; Geukens, 1981; Coen, 1981 *in* Robaszynski, Dupuis et coll., 1983). Pour compléter l'essai proposé ici, tous ces problèmes restent à traiter (graphiquement sous forme de blocs diagrammes).

5° L'ampleur e des raccourcissements mesurables sur les plis de la coupe s'établit ainsi : 1) pour le Givétien de la série de Namur, du poudingue d'Alvaux jusqu'à la verticale de Poilvache, $e = 20$ à 23% ; malgré l'absence de schistosité, cette valeur est sous-estimée faute de compter les déformations internes aux couches, et faute de pouvoir apprécier les raccourcissements dans le Silurien du Condroz ; 2) pour le Givétien de la série de Dinant, de Walgrappe à la faille de Vireux, $e = 35\%$, et il en est de même pour la base du Dévonien, de la faille de Vireux au massif de Givonne. Ces valeurs sont encore plus fortement sous-estimées car les déformations internes sont plus importantes et les assises sont toutes schistosées, et ce d'autant plus que l'on descend dans la série et que l'on va du Nord vers Sud.

Ainsi, à partir des 90 km séparant le poudingue d'Alvaux de Rethel (fig. 3), on est conduit par simple remise à plat des plis et annulation des petits chevauchements à une longueur de 130-150 km. Il faut nécessairement y ajouter, d'une part, les raccourcissements dus aux déformations internes et en particulier à la schistosité de l'allochtone de Dinant (acquise avant la fin des chevauchements) et, d'autre part, la flèche même attribuée à la Faille du Midi. La valeur minimale de

celle-ci est de 40 à 50 km, la valeur maximale pouvant atteindre 100-120 km (Cazes *et al.*, 1985, pour ECORS ; cf. les résultats acquis dans certains profils COCORP, par exemple *in* Ando *et al.*, 1984).

Ces imprécisions ne permettent de proposer que des ordres de grandeur, soit selon nous 300 à 400 km pour la longueur originelle de la coupe. Ces valeurs seraient alors celles de la largeur de la marge et de son talus lors du Dévonien, ce qui paraît conforme aux dimensions des marges actuelles. Les reconstitutions paléogéographiques des bassins sédimentaires et l'évolution des paléoenvironnements restent à replacer dans ce cadre, si cela est possible. Il en sera de même pour tous les problèmes concernant le métamorphisme, lié ou non à la schistogenèse, mais ces questions ne sont plus l'objet de l'essai présenté ici.

Remerciements. — Pour réaliser ce travail, nous avons bénéficié des renseignements et conseils de MM. A. Delmer et J.M. Graulich, ainsi que de nombreuses discussions constructives avec les membres de l'équipe ECORS et en particulier avec MM. M. Cazes, A. Masole et Ph. Matte, ou encore avec les membres du P.I.C.G. 27 (sous-groupe Déformation).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANDO C.P., CZUCHRA B.L., KLEMPERER S.L., BROWN L.D., CHEADLE M.J., COOK F.A., OLIVIER J.E., KAUFMAN S., WALSH T., THOMPSON J.B., LYONS J.B. et ROSENFELD J.L. (1984). — Crustal Profile of Mountain Belt: COCORP Deep Seismic Reflection Profiling in New England Appalachians and Implications for Architecture of Convergent Mountain Chains. *AAPG Bull.*, vol. 68, n° 7, p. 819-837, 7 fig.
- 2) BECQ-GIRAUDON J.F. (1983). — Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. B.R.G.M.*, n° 123, 71 p., 17 fig., 1 tabl., 4 ph., Pl. I-III.
- 3) BECQ-GIRAUDON J.F., LEPLAT J. et COLBEAUX J.P. (1980). — Structures anciennes transverses dans le bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CI, p. 117-121, 3 fig., 1 tabl.
- 4) BECQ-GIRAUDON J.F., BEUGNIES A., BRICE D., CHAMLEY H., COLBEAUX J.P., LAVEINE J.P., LEPLAT J., LETHIERS F. et SOULIEZ G. (1982). — Tectonique hercynienne profonde du Nord de la France ; existence d'une faille de charriage sous la Faille du Midi. *Doc. B.R.G.M.*, n° 39, p. 3-7, 2 fig.
- 5) BEUGNIES A. (1963). — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 270, p. 355-521, 30 fig., 5 pl. ph., 6 pl. h.t.
- 6) BEUGNIES A. (1976). — Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne belge). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 27-74, 14 fig., 1 pl.
- 7) BEUGNIES A. (1983). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 165-173, 2 fig.
- 8) BEUGNIES A. (1984). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 87-95, 3 fig., 2 tabl.
- 9) BLESS M.J.M. *et al.* (1977). — Y a-t-il des hydrocarbures dans le pré-Permien de l'Europe occidentale ? *Serv. Géol. Belg. Prof. Paper*, 1977/11, n° 148, 58 p., 14 fig.
- 10) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. et PAPROTH E. (1983). — Recent exploration in Pre-Permian rocks around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Geol. en Mijnbouw*, p. 51-62, 20 fig.
- 11) BOIS C., CAZES M., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE Ph., RAOULT J.F. et TORREILLES G. (1984). — Deep seismic profiling of the crust in Northern France : the ECORS project. Internat. Symposium (juin 1984), Ithaca, U.S.A. *A.G.U. Washington*, Geodynamics series, vol. 13 (1986).
- 12) BOUCKAERT J. (1984). — Deep drilling programmes in Belgium. *Doc. B.R.G.M.*, n° 80, p. 185-200, 12 fig.
- 13) BOUCKAERT J. (1985). — Belgian continental drilling report. *ICDS Newsletter*, n° 2.

- 14) BOUQUILLON A. (1984). — Stratigraphie, paléoenvironnement et diagenèse dans le Primaire sédimentaire des forages profonds du Nord de la France. D.E.A. U.S.T. Lille I, 61 p., 22 fig., 19 tabl., 2 pl. ph. ronéot.
- 15) BOUQUILLON A., CHAMLEY H., DEBRABANT P. et PIQUE A. (1984). — Etude minéralogique et géochimique des forages de Jeumont et Epinoy (Paléozoïque du Nord de la France). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 167-179, 5 fig., 3 tabl., 1 pl. ph.
- 16) BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A. et STIEVENARD M. (1961). — La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXI, p. 173-220. 32 fig., 2 pl.
- 17) BOYER S.E. et ELLIOTT D. (1982). — Thrust Systems. *AAPG Bull.*, vol. 66, n° 9, p. 1196-1230. 34 fig., 2 tabl.
- 18) CAZES M., TORREILLES G., BOIS C., DAMOTTE B., GALDEANO A., HIRN A., MASCLE A., MATTE Ph., PHAM VAN NGOC et RAOULT J.F. (1985). — Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil Ecors. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. I, n° 6, p. 135-151, 9 fig.
- 19) C.F.P.(M.), C.O.P.E.S.E.P., R.A.P. et S.N.P.A. (1965). — Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXV, p. 273-281, 1 tabl., 3 cartes à 1/320 000.
- 20) CLEMENT J. (1963). — Résultats préliminaires des campagnes géophysiques de reconnaissance dans le permis de recherches "Arras-Avesnes" de l'Association SHELL Française PCRB-SAFREP. Objectifs du forage profond de Jeumont-Marpent n° 1. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 237-241, 1 fig., 1 pl.
- 21) COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 278, p. 1159-1161, 1 fig.
- 22) COLBEAUX J.P., BEUGNIES A., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. et SOMME J. (1977). — Tectonique de Blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVII, p. 191-222, 27 fig., 1 tabl.
- 23) COOPER M.A., GARTON M.R. et HOSSACK J.R. (1982). — Strain variation in the Hénaux Basse-Normandie duplex, Northern France. *Tectonophysics*, vol. 88, p. 321-323, 1 fig.
- 24) COOPER M.A., GARTON M.R. et HOSSACK J.R. (1983). — The origin of the Basse-Normandie duplex. Boulonnais, France. *J. Struct. Geol.*, vol. 5, n° 2, p. 139-152, 10 fig.
- 25) COOPER M.A., COLLINS D., FORD M., MURPHY F.X. et TRAYNER P.M. (1984). — Structural style, shortening estimates and the thrust front of the Irish Variscides. In *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*, ed. Hutton D.H.W. et Sanderson D.J., *Geol. Soc. Oxford*, p. 167-175, 4 fig.
- 26) DAHLSTRÖM C.D.A. (1969a). — Balanced cross section. *Canad. J. Earth Sci.*, vol. 6, p. 743-757. 15 fig.
- 27) DAHLSTRÖM C.D.A. (1969b). — The Upper detachment in concentric folding. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, vol. 17, n° 3, p. 326-346, 13 fig.
- 28) DAHLSTRÖM C.D.A. (1970). — Structural geology in the Eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, vol. 18, n° 3, p. 332-406, 69 fig.
- 29) DE BETHUNE P. (1954). — Carte géologique de la Belgique au 1/500 000. Atlas national de Belgique, carte n° 8. Bruxelles.
- 30) DELMER A. (1977). — Le Massif de Masse, témoin d'une tectonique salifère en Hainaut. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 86, p. 45-49, 2 fig.
- 31) DELMER A. (1977). — Le Bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. Prof. Paper, *Serv. géol. Belgique*, n° 143, 12 p., 16 fig.
- 32) DELVAUX DE FENFFE D. et LADURON D. (1984). — Analyse structurale au bord sud du Massif de Rocroi (Ardennes françaises). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, fasc. 1-2, p. 11-26, 13 fig., 1 pl.
- 33) DENNISON J.M. (1968). — Analysis of geologic structures. Norton Edit., New-York. 210 p.
- 34) FOURMARIER P. (1913). — Les phénomènes de charriage dans le bassin Sambre-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la Faille du Midi dans le Hainaut. *Bull. Soc. belge Géol.*, vol. 40, p. 192-235. 10 fig.
- 36) GEUKENS F. (1977). — Le sondage de Grand-Halleux et son environnement. *Ann. Soc. géol. Belg.*, vol. 100, p. 245-248. 2 fig.
- 37) GEUKENS F. (1981). — Cross-sections through the Belgian Variscan Massif. *Geol. en Mijnbouw.*, vol. 60 (1), 1 fig., 2 pl.
- 38) GRAULICH J.M. (1961a). — Les résultats du sondage de Wépion. *Ann. Mines de Belgique*, 1, p. 156-160, 2 fig.
- 39) GRAULICH J.M. (1961b). — Le sondage de Wépion. *Mém. expl. Cartes géol. min. Belgique*, n° 2, 102 p., 5 fig., 9 pl.
- 40) GRAULICH J.M. (1980). — Le sondage de Grand-Halleux. Prof. Paper. *Serv. géol. Belgique*, n° 175. 78 p., 4 pl. h. t.
- 41) GRAULICH J.M. (1982). — Le sondage d'Havelange (Champs du Bois). *Ann. Mines de Belgique*, 6, p. 545-561, 6 fig., 2 pl.
- 42) GRAULICH J.M. (1984). — Coupe géologique passant par les sondages d'Hermaille-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Juspenville. - Commentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, vol. 93, fasc. 1-2, p. 45-49, 1 fig.
- 43) HUGON H. (1982). — Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardennes); approche géométrique, quantitative et expérimentale. Thèse 3^e cycle, Rennes, 119 p., 64 fig., 9 pl.
- 44) HUGON H. et LE CORRE Cl. (1979). — Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisailant progressif dans le massif cambrien de Rocroi (Ardennes). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 289, D, p. 615-618, 1 fig.

- 45) KAISIN F. (1922). — Traversée centrale de la Belgique par la vallée de la Meuse et ses affluents de la rive gauche. Congrès Géol. Intern., Bruxelles, Livret-guide. Excursion A2.
- 46) KAISIN F. Jr. (1936). — Etude tectonique de la partie occidentale du bassin namurien d'Anhée (Dinant). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. X, livre jubilaire Félix Kaisin. p. 191-230, 8 fig., 3 pl.
- 47) LAVEINE J.P., CHAMLEY H., BLIECK A., BOUQUILLON A., CANDILIER A.M., COMBLE-DESPAQUIS C., CRASQUIN S., DEBRABANT P., DE WEVER P., LETHIERS F., LOBOZIAK S. et STREEL M. (1984). — Recherches stratigraphiques dans le Paléozoïque du Nord de la France. *Doc. B.R.G.M.*, n° 81-1, p. 15-32, 9 fig.
- 48) LAVEINE J.P., LETHIERS F., DE WEVER P., WEYANT M., CRASQUIN S., COMBLE C. et BOUQUILLON A. (1985). — Recherches biostratigraphiques concertées dans le Paléozoïque du Nord de la France. *Doc. B.R.G.M.*, n° 95-1, p. 15-31, 13 fig.
- 49) LETHIERS F. et BOUQUILLON A. (1986). — Les Ostracodes dévonien et carbonifères du sondage d'Epinoy 1 (Nord de la France) : leurs enseignements. *Bull. B.R.G.M.*, 18 p., 3 fig., 2 pl. (sous presse).
- 50) MEILLIEZ F. (1981). — Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardennes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 3, p. 101-104, 2 fig.
- 51) MEILLIEZ F. (1983). — Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaire et tectonique dans le poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 153-163, 7 fig.
- 52) MEILLIEZ F. (1984). La Formation de Fépin (Gédinien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIII, p. 37-53, 7 fig.
- 53) MEISSNER R., BARTELTSEN H. et MURAWSKI H. (1981). — Thinskin tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany. *Nature*, vol. 290, p. 399-401, 5 fig.
- 54) MEISSNER R., SPRINGER M. et FLÜH E. (1984). — Tectonics of the Variscides in North-Western Germany based on seismic reflection measurements. In *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*, ed. Hutton D.H.W. et Sanderson D.J., *Geol. Soc. Oxford*, p. 23-32, 7 fig.
- 55) MICHOT P. (1979). — La faille mosane et la phase hyporogénique bollandienne, d'âge emsien, dans le rameau calédonien condruso-brabançon. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 101, p. 321-335, 5 fig.
- 56) MICHOT P. (1980). — Belgique. In *Géologie des pays européens*, France, Belgique, Luxembourg. Dunod édit., Paris, p. 485-576, 23 fig., 6 tabl.
- 57) MURATA H. et WEBER K. (1983). — Experimental study of Subfluence Tectonics in the Rhenische Schiefergebirge. In *Intracontinental Fold Belts*, Edit. by Martin H. et Eder F.W., Springer-Verlag Edit., p. 339-354, 5 fig.
- 58) MURAWSKI H. et al. (1983). — Regional Tectonic Setting and Geological Structure of the Rhenish Massif. In *Plateau Uplift*, Edit. by K. Fuchs et al., Springer-Verlag Edit., p. 9-38, 15 fig.
- 59) PERRIER R. (1982). — Bassin de Paris, profil Alençon-Cambrai. In *Programme Ecors*, proposition de programme 1982, I.F.P. et I.N.A.G. édit., Annexe 1, p. 7-18, 2 fig., 1 pl.
- 60) PILLEMENT Ph. (1982). — La houillification des formations carbonifères en Belgique. Sa place dans l'histoire sédimentaire et structurale varisque. Thèse 3° cycle, Univ. d'Aix-Marseille, 220 p., 99 fig., 13 tabl., 14 pl. h. t.
- 61) RAOULT J.P., COLBEAUX J.P., KHATIR A., LEDRU P., MEILLIEZ F., PIQUE A. et SOMME J. (1984). — Structures liées à la Faille du Midi et aux chevauchements nord-varisques. *Bull. B. R. G. M.*, n° 81-1, p. 33-56, 10 fig.
- 62) RAOULT J.F., COLBEAUX J.P., KHATIR A., MEILLIEZ F., PIQUE A., SEVRIN G. et SOMME J. (1985). — Structures et fabriques tectoniques dans l'Avesnois et l'Ardenne, liées à la Faille du Midi (chevauchements nord-varisques). *Doc. B. R. G. M.*, n° 95, p. 33-54, 14 fig.
- 63) RAMSAY J.G. (1967). — Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Edit., 568 p.
- 64) ROBASZYNSKI F., DUPUIS C. et coll. (1983). — Belgique. In *Guides géologiques régionaux*, Masson édit., Paris, 204 p., 154 fig., 1 tabl., 8 pl.
- 65) TEICHMÜLLER M. et TEICHMÜLLER R. (1979). — Ein Inkohlungsprofil entlang der linksrheinischen Geotransverse von Schleiden nach Aachen und die Inkohlung in der Nord-Süd Zone der Eifel. *Fortschr. Geol. Rheinld.*, vol. 27, p. 323-355, 6 fig.
- 66) VANGUESTAINE M. (1970). — L'appartenance au Revinien inférieur et moyen des roches noires de la partie profonde du sondage de Grand-Halleux et leur disposition en un pli couché. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 93, p. 591-600, fig.
- 67) VANGUESTAINE M. (1978). — Critères palynostratigraphiques conduisant à la reconnaissance d'un pli couché revinien dans le sondage de Grand-Halleux. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 100, p. 249-276, 11 fig., 4 pl.
- 68) WATERLOT G., BEUGNIES A., BINTZ J. et coll. (1973). — Ardenne, Luxembourg. In *Guides géologiques régionaux*, Masson édit., Paris, 206 p., 103 fig., 9 pl.

Relations tectoniques entre le gisement houiller du Nord français et celui du Borinage

Tectonical relationship between the coal measures of Northern France and those of Belgium

par A. DELMER (*)

Résumé. — L'existence d'une " auge boraine " permet de proposer de nouveaux raccords entre le gisement houiller du Nord et celui du Borinage. L'assimilation du Massif de Masse et celui d'Anzin est certes le retour à une ancienne conception mais aujourd'hui justifiée.

Une coupe horizontale à —300 (Fr) et à —400 (B) et un tableau explicitent les raccords proposés.

De nouvelles recoupes de l'horizon de Maurage dans la région permettent de se passer de la faille hypothétique de Baisieux.

Une carte à l'affleurement du Paléozoïque du Massif de Boussu tient compte des dernières observations.

Abstract. — *The existence of the " Borinage Trough " suggests new connections between the coal measures of the Nord department in France and those of the Borinage region in Belgium. The assimilation of the Masse Massif to the Anzin Massif marks indeed the return to an old idea justified today.*

Horizontal cross-sections at — 300 (Fr) and at — 400 (B), together with a table enlighten on the proposed connections. Newly known occurrences of the Maurage Horizon in the region lead to leave out the hypothetical Baisieux fault.

A map drawn at the Paleozoic outcrops of the Boussu Massif takes on account the last data received.

Les " relations internationales de tectonique ", pour reprendre l'intitulé du chapitre XII de la monographie consacrée par Renier aux gisements houillers de la Belgique (3), posent aujourd'hui encore des problèmes aux géologues qui essaient de débrouiller la région franco-belge. Le dernier essai, dû à Bouroz *et al.* (1) paraissait définitif tant l'argumentation serrée utilise une documentation de première main en même temps que toutes les ressources de la tectonique. Et cependant la solution proposée fait de la frontière une région singulière. La faille Masse y suit un tracé qui cadre mal avec l'allure des grandes failles directionnelles et, d'autre part, l'obligation d'expliquer le gisement de Crespin en imaginant une faille de Baisieux paraît quelque peu arbitraire.

Si, aujourd'hui, la solution est en vue, c'est que des recherches récentes ont révélé :

1° l'existence d'une " auge boraine " [Michot, 1980, (2)] caractérisée par une sédimentation très puissante du Frasnien, du Calcaire carbonifère et du Silésien ;

2° l'intercalation au sein du calcaire carbonifère, de deux épaisses séries évaporitiques. Cette dernière circonstance explique toutes les caractéristiques spécifiques des bassins houillers du Hainaut. Nous n'y reviendrons pas aujourd'hui, sinon pour constater que toutes ces explications débouchent sur de nouveaux problèmes dès qu'on essaie de les poursuivre un peu.

C'est l'existence d'une " auge boraine " dans le Silésien qui retiendra notre attention. A une augmentation d'épaisseur des stampes correspond une variation de faciès qui se manifeste par des sautes de teneur en matières volatiles, par une répartition différente des faunes, notamment des faunes marines et enfin par une richesse différente en houille.

(*) 16. Avenue Col. Daumerie, 1160 Bruxelles.

Plus un massif houiller est épais, plus les houilles y sont grasses. C'est ce qu'on constate à Liège et en Campine.

Le niveau marin de Maurage est dédoublé dans les zones épaisses, par exemple au sondage du Jardiné, où un sol de végétation s'intercale entre deux épisodes marins.

Le bord occidental de l'auge boraine suit à quelque distance la frontière franco-belge. A cet endroit, le faciès du Silésien varie rapidement, ce qui a fait croire qu'on passait d'un massif tectonique à un autre. En réalité, il faut revenir à une ancienne conception suivant laquelle le Massif de Masse est le prolongement du Massif d'Anzin (M. de Courcelles-Wallers-Vicq), ce qui assimile la faille Masse à la faille Pruvost-Chalard. Le tableau I et la figure 1 explicitent ces relations mieux en accord avec la structure générale du bassin houiller.

La fig. 1 ne fait pas mention des " zones faillées ", autre caractéristique de l'auge boraine. C'est que ces " zones ", si elles perturbent malheureusement l'exploitation minière, n'altèrent que peu la continuité des massifs. Nous nous en expliquerons ailleurs.

Ce n'est certainement pas un hasard si l'auge boraine renferme les massifs de Boussu, de Saint-Symphorien et de La Tombe. Témoins d'une nappe unique, ces massifs se redressent aux deux extrémités de l'auge pour se raccorder au massif de Denain à l'Ouest et au massif d'Ormont à l'Est. Ceci devient plus clair sur une coupe horizontale tracée à travers l'entièreté du Hainaut. La fig. 2 est la mise à jour, pour le massif de Boussu, d'anciennes esquisses.

Sous son manteau crétacique, ce massif semble envier son frère, le massif de La Tombe, d'avoir été si bien compris par M. le Professeur A. Beugnies que nous fêtons avec admiration aujourd'hui.

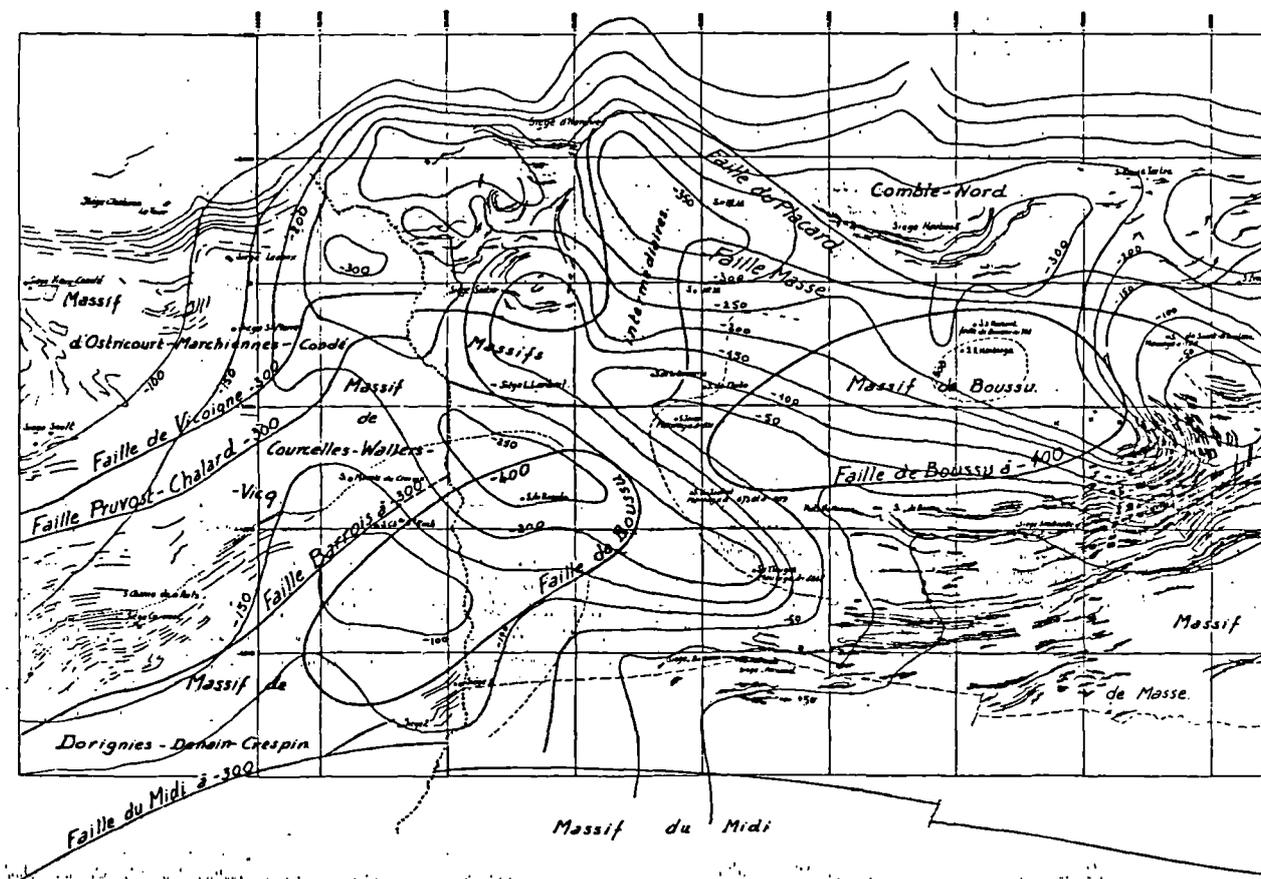


Fig. 1. — Coupe horizontale tracée à — 300 en France et à — 400 en Belgique.
 Fig. 1. — Horizontal cross-sections at — 300 in France and at — 400 in Belgium.

FRANCE	BELGIQUE
Massif d'Ostricourt-	Comble Nord
Marchiennes-Condé	Faille de Vicoigne ~~~~~ Faille du Placard
	Massifs intermédiaires
	Faille Pruvost-Chalard ~~~~~ Faille Masse
Massif de Courcelles-	
Wallers-Vicq	Massif de Masse
	Faille Barrois ~~~~~ Faille de Boussu
Massif de Dorignies--	Massif de Boussu
Denain-Crespin	
	~~~~~ Faille du Midi ~~~~~
	Massif du Midi

Tableau I. — Correspondance entre les massifs et les failles de part et d'autre de la frontière.

Table I. — Correspondance between the massifs and the faults on both sides of the border.

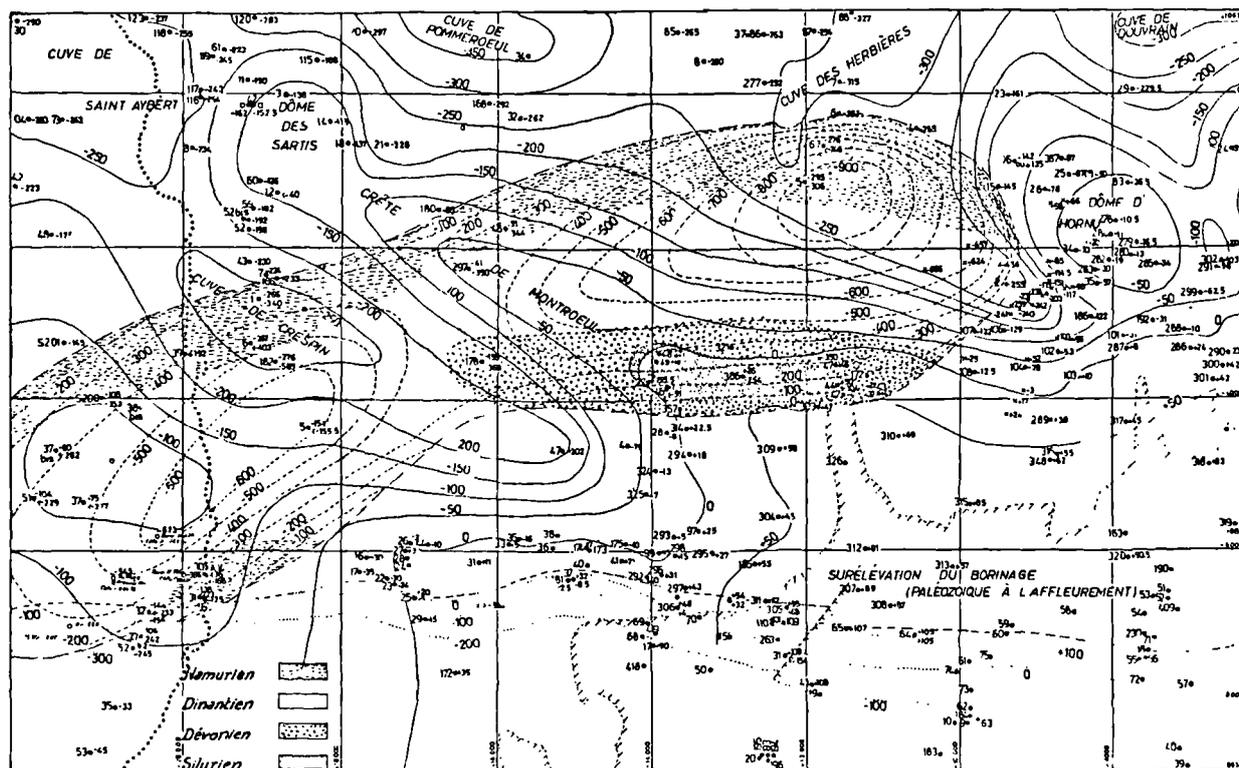


Fig. 2. — Carte du Massif de Boussu à la surface du Paléozoïque.

Fig. 2. — Boussu Massif where Paleozoical rocks are outcropping.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A., STIEVENARD M. (1961). — La structure du bassin houiller du Nord, de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. LXXXI, p. 173-220.
- 2) MICHOT P. (1980). — Introduction à la géologie générale de la Belgique. 26^e Congrès géologique international, Paris.
- 3) RENIER A. (1921). — Les gisements houillers de la Belgique (8^e suite). chap. XII. *Ann. des Mines de Belgique*, t. XXII, p. 427-490.

## Esquisse historique des théories sur le métamorphisme en Ardenne

### Historical Sketch of Research about Metamorphism in the Ardenne

Lecture prononcée lors de la séance d'hommage à Alphonse Beugnies

par Pierre DE BETHUNE (*)

*Résumé.* — Découvertes il y a un siècle et demi par Dumont, les manifestations bénignes du métamorphisme développées régionalement le long des anticlinaux de l'Ardenne et de Givonne, seront attribuées par Gosselet (1884) à la production mécanique de la chaleur suivant un dispositif « sporadique ». Stainier, qui en cartographie soigneusement les occurrences sporadiques, les attribue à l'effet de contact d'un massif plutonique occulte. A la suite d'Anten, Corin (1930-1939) en établira le caractère régional. Pour Theunissen (1971), Stanislas de Béthune (1977) et Beugnies (1968-1982), il s'agit d'un métamorphisme post-calédonien, géosynclinal, statique pré- et syn-hercynien, du grade des schistes verts. A Vielsalm, le manganèse détermine les paragenèses, tandis qu'à Libramont, la décarbonatation y explique la formation de bytownite et de diopside.

*Abstract.* — *Discovered early by Dumont (1847) the benign regional metamorphism along the Ardenne and Givonne anticlines, became with Gosselet (1884) the type of the « sporadic » mechanical production of heat. Stainier (1907) mapped carefully its sporadic occurrences and ascribed it to the contact of some occult plutonic body. Following Anten, Corin (1930-1939) established its regional character. According to Theunissen (1971), Stanislas de Béthune (1977) and Beugnies (1968-1982) it is a post-caledonian, geosynclinal, static, pre- and syn-hercynian metamorphism of greenschist grade. At Vielsalm, manganese controls the parageneses; at Libramont, decarbonation promotes the formation of bytownite and of diopside.*

Au début du siècle dernier, en procédant au levé de la première carte géologique de la France, Omalius d'Halloy a délimité entre les terrains de couverture du Bassin de Paris et ceux du Bassin belge, l'affleurement du socle de l'Ardenne. Formé d'un ensemble divers de terrains redressés, témoins de la chaîne hercynienne, il n'y est pas encore question, ni de stratigraphie, ni de métamorphisme dont la notion a bien été énoncée vingt ans plus tôt par Hutton, mais dont le nom ne sera proposé par Lyell que plus tard.

En 1830, Dumont, à peine sorti de l'adolescence, résout le problème de la succession stratigraphique des terrains paléozoïques, par le levé de la carte géologique de la province de Liège, une des premières (sinon la première) carte géologique d'une région plissée et, dix ans plus tard, engagé par l'Académie royale de Belgique dans le levé de la carte géologique du Royaume, il parcourt le plateau ardennais et y délimite une région dans laquelle il attribue la compacité et la cohérence des roches à un premier degré de métamorphisme (nous serions tentés de l'appeler anchi-

métamorphisme à condition d'en préciser le contour par un critère objectif tel que le degré de cristallinité de l'illite). Au sein de cette première région qui coïncide grosso modo avec l'affleurement du Dévonien inférieur dans l'anticlinal de l'Ardenne, il en distingue une seconde, plus restreinte, la zone de Paliseul, dans laquelle il reconnaît un métamorphisme plus intense. Celui-ci se manifeste par la présence aléatoire de cristaux à peine millimétriques, qui tranchent sur le grain très fin des roches, lesquelles conservent par ailleurs leur aspect sédimentaire originel.

Dumont nous apparaît ainsi comme l'inventeur en Ardenne du métamorphisme régional et non point du métamorphisme de contact, malgré le rapport qu'il a cru voir entre ce métamorphisme et l'occurrence, dans la vallée de la Meuse, de roches intrusives qui en auraient fourni la source de chaleur. En effet, l'apport de chaleur lié à l'intrusion de ces minces filons-couches est infime au regard de la masse du bâti régional. D'ailleurs, ces roches éruptives qui seront rapportées au cycle calédonien, ne pourraient évidemment avoir suscité un métamorphisme hercynien.

(*) Laboratoire de Pétrographie, Université catholique de Louvain. B 1348 Louvain-la-Neuve (Belgique).

Une génération plus tard, Gosselet remarque que comme les roches éruptives de l'Ardenne sont cantonnées à l'extrémité occidentale de la zone, loin de Libramont où le métamorphisme paraît le plus intense, le rapport envisagé par Dumont n'existe pas. D'autre part, suivant les critères du temps, l'Ardenne n'est pas vraiment métamorphique, si ce n'est *sporadiquement*. Constatation qui conduit à une vision théorique surprenante : celle de la *génération mécanique de la chaleur* par l'écrasement localisé des roches ou la friction le long de failles. Le métamorphisme *sporadique* de Gosselet est *dynamique* ; il ne doit rien à la profondeur !

Et le gradient géothermique ? dira-t-on ! C'est ici le lieu de surprendre ceux qui ont emprunté à Gosselet des expressions aussi courantes que « Crête du Condroz », « Golfe de Luxembourg » ou même « Massif de Rocroi », sans comprendre le sens paléogéographique très contraignant que leur attribuait leur auteur. Mésestimant les effets de l'érosion, Gosselet ne pouvait, en effet, concevoir la cordillère que nous imaginons avoir existé au-dessus de l'anticlinal de l'Ardenne. Formés à proximité de la surface topographique, les minéraux métamorphiques ne pouvaient avoir résulté que d'un effet dynamique.

Pour qui veut juger de la pertinence de cette argumentation, il est nécessaire de se rappeler que Dumont déterminait à la loupe, en en faisant scintiller les facettes au soleil, les minuscules minéraux qu'il rencontrait en Ardenne. Gosselet n'a guère fait autrement. Pouvons-nous nous mettre à sa place ? Il suffit de regarder une ancienne lame, sous un vieux microscope, pour comprendre combien la technique pétrographique était encore le domaine réservé d'un habile spécialiste.

Tel était Renard, dont on a généralement oublié qu'en 1879, il a étudié l'*ottrélite*, avec La Vallée Poussin, et décrit, en s'appuyant sur l'analyse chimique, le *coticule*, les roches à *amphibole* et à *grenat* et plusieurs types de *phyllades* et qu'il a proposé en 1897 que la « macle » de la « roche » de Libramont serait du *diallage* ouralitisé.

Nous sommes ainsi arrivés au tournant du siècle. Stainier, qui a levé quelques planchettes de la carte en Haute Ardenne, décrit en détail les conditions du gisement des bancs et nodules du métamorphisme sporadique. Ce fut l'occasion d'une mémorable « session extraordinaire » de terrain. N'essayons toutefois pas de vouloir faire tenir à ses participants un langage plus précis que celui de leur époque. Le qualificatif « *dynamique* » n'a pas encore entièrement perdu le sens que lui donnait Gosselet. Chaleur et température recouvrent, sans gradation, un même concept imprécis, celui d'un agent qui intervient, à la manière d'un *deus ex machina*. Et que dire de la pression ? Quant aux minéraux, quel est leur rôle propre ? Pourquoi ici le grenat ou l'*amphibole* et là l'*ottrélite*, que l'on confond d'ailleurs encore avec le chloritoïde non manganésifère ?

La thèse du métamorphisme *dynamique* que défend Lohest, trouve son appui dans les exemples de la région de Vielsalm, où le métamorphisme affecte des roches manifestement déformées. Elle reconnaît certes déjà l'idée de la cordillère anticlinale de l'Ardenne, mais elle suppose encore aussi que les effets dynamiques, liés au plissement, sont responsables de l'apparition des minéraux néo-formés.

Stainier préconise la théorie concurrente du métamorphisme *de contact*. Mais où voit-on cependant ce granite qui reposerait — à quelle profondeur — partout sous l'Ardenne, sans jamais percer nulle part ? Seulement, comme le remarque Cornet, il y a les veines ! A Bastogne, le feldspath et la biotite des veines de quartz ne sont-ils pas de nature à en faire un granite très siliceux ? Et pourquoi, à la chapelle de Lorette, la tourmaline ne serait-elle pas pegmatitique ?

D'ailleurs, Lohest ne se le tient pas pour dit : veines d'origine magmatique ? Pourquoi ? Ne s'agit-il pas tout simplement de veines de sécrétion latérale ? Les arguments ne manquent pas.

La confusion règne donc encore entre les experts ; comme eût dit la marquise de Sévigné : *On a bien raison de dire qu'il y a des auteurs graves pour appuyer toutes les opinions probables*.

Ce ne sera qu'après la première guerre que le jeune professeur de pétrographie de Liège, Anten, va reprendre systématiquement l'étude de la région de Vielsalm, dans laquelle la teneur en manganèse des roches est exceptionnelle (1923). Hélas, la maladie vient mettre fin prématurément à cette carrière si bien engagée.

Y eut-il un bonheur, en ce que sa suppléance fut assurée par Corin, qui allait marquer notre historique d'une pierre blanche ? Question spacieuse ! *De mortuis nihil nisi bene*. Ce sont cependant les difficultés de son caractère, plus que certaines faiblesses de son œuvre scientifique, qui expliquent le mauvais souvenir que l'on a parfois conservé de lui. Lorsque je l'ai connu, à la veille de la seconde guerre, il s'était irrémédiablement plongé de toutes parts dans une situation conflictuelle. Si l'amitié que nous nous sommes portés me conduit à lui pardonner ses défauts, elle ne me dispense pas de les reconnaître.

*Vous comprendrez qu'à partir de ce moment, j'abandonnerai la méthode de l'historien qui analyse les textes, pour adopter le rôle du mémorialiste qui va évoquer surtout ses souvenirs, au risque de céder à la partialité de celui qui croit pouvoir être à la fois juge et partie. Seule votre bonne amitié, à laquelle je me confie, me permet d'escompter votre indulgence à cet égard.*

Corin s'appuie sur une théorie bien structurée : le degré du métamorphisme ne se définit pas par l'aspect macroscopique, par le clivage schisteux, ni par

la présence de tel minéral ou de tel autre, mais par les *paragenèses minérales* et, grand avantage, il raisonne sur la base d'une large expérience micrographique. C'est ainsi que s'évanouit, sous l'objectif de son microscope, le mythe du métamorphisme sporadique. Quelle que soit la finesse de leur grain, toutes les roches sont également reconstituées ; leurs paragenèses sont celles des zones à *chlorite et biotite* de Barrow-Tilley. La présence au sein de ces roches à grain fin, du grenat spessartinique, du chloritoïde, etc... atteignant le millimètre, ne répond pas à une différence dans le degré de métamorphisme, mais seulement, dans un domaine de mêmes pression et température, au jeu régi par la loi des phases, de la distribution des composants chimiques de la roche (manganèse, alumine, etc...) entre les phases minérales qui s'y développent. Le métamorphisme est *topochimique*.

Corin a ainsi établi le caractère régional, tel que Dumont l'avait délimité autour des culminations anticlinales de Givonne et de Rocroi - Serpont - Bastogne. Autour de Vielsalm toutefois, il s'est laissé prendre par son propre argument, en limitant la zone métamorphique à l'extension du Salmien manganésifère, c'est-à-dire à une pseudo-isograde topochimique. Comme nous l'ont montré récemment Fieremans et Bosmans (1982), on peut reculer la limite d'une vingtaine de kilomètres vers le nord.

Il est raisonnable d'admettre qu'au sein de cette région centrée sur les culminations anticlinales, l'intensité du métamorphisme augmente suivant des zones concentriques : une zone extérieure, à *chlorite*, entourant une zone à *biotite*, au centre de laquelle apparaît peut-être même une zone centrale à *grenat et staurolite*. En ceci Corin a été moins moins heureux ! Quiconque a réfléchi au problème, sait combien ce concept théoriquement fondamental reste approximatif dans son application ; dans combien de cas ne cartographie-t-on pas une limite topochimique en croyant tracer un isograde ?

Et le minéral caractéristique possède-t-il vraiment la composition significative ? C'est ainsi qu'en Ecosse, le grenat manganésifère débordé largement la zone à « *grenat* » qui est définie par l'*almandin*. C'est ce que Corin précise en 1939, à l'intention de Billiet et Vandendriessche, dont l'étude diffractométrique nous a cependant appris qu'aucun de ces grenats ne s'approche assez de l'*almandin* pour définir une zone à *grenat* (lisez ici une zone à *almandin*). Corin ne s'est-il pas ici brûlé les ailes ? C'est que personne n'a encore trouvé ni l'*almandin*, ni la *staurolite*. Un nouvel échantillonnage les fera-t-il découvrir un jour ?

Ceci dit, Corin conserve l'idée qu'il existe en profondeur un corps magmatique, responsable de l'émission des veines pegmatitiques de Bastogne. D'ailleurs, à Vielsalm, Anten n'a-t-il pas signalé l'andalousite qui a la réputation encore bien établie, d'indicateur du métamorphisme de contact ?

C'est aussi, je pense, ce que propose De Dycker, qui attire l'attention, en 1939, à l'Ouest de Vielsalm, sur l'enrichissement en otrérite (et donc en manganèse) des phyllades, au voisinage des filons de quartz auxquels il attribue une origine *hydrothermale*. Il faut à cette époque entendre encore le mot d'*hydrothermal* dans le sens de la théorie métallogénique de Lindgren, qui faisait dériver toutes les veines minérales de sources magmatiques, fussent-elles lointaines et donc occultes. Michot, qui précisera ces observations en 1955, remarquera cependant que le quartz du filon provient de la roche encaissante par sécrétion latérale !

C'est à ce moment de notre historique qu'intervient la deuxième guerre. Je dois dire à ce propos que ce n'est pas sans émotion que j'ai évoqué il y a un instant les personnalités si attachantes de Billiet et Vandendriessche, morts tous deux au champ d'honneur. Leur gloire n'atténue toutefois pas le regret que nous ressentons de voir éteints les espoirs qu'ils avaient suscités. Car la publication posthume de la thèse de Vandendriessche nous apportait, après plus de trente ans enfin, la description pétrographique des matériaux de Stainier. Je dois personnellement beaucoup à ce travail, qui m'a aidé à situer et à ordonner les premières observations personnelles que des courses occasionnelles allaient me conduire à faire dans les environs de Libramont.

Le traité que Harker publia en 1932, et qui fut le compagnon de mes années d'études, nous permet de faire le point des doctrines théoriques enseignées à l'époque. Les deux domaines, celui des auréoles de contact et celui des régions de schistes cristallins, sont distincts en ce que le métamorphisme de contact est simplement thermique : il est *statique* ; les minéraux qui le caractérisent sont *anti-stress*, tandis que le métamorphisme régional, avec ses minéraux *stress*, est nécessairement *dynamique*. J'observais cependant (1949), malgré l'attrait tout britannique de ce texte, qu'il n'était pas exempt de contradictions. Le caractère dynamique ou statique de la recristallisation n'était-il pas indépendant de l'environnement géologique et notamment de l'apport de chaleur : par contact ou géothermique, qui en était responsable ? Et en Ardenne aussi, le métamorphisme qui s'y manifeste d'une manière si *bénigne* ne serait-il pas simultanément régional et *a-dynamique* ?

Je devais découvrir bientôt combien cette intuition était partagée. J'ai déjà fait allusion à une publication dont le titre : *Genèse du chloritoïde en milieu statique* est tout un programme. Michot (1955) y démontre, à Salmchâteau, la cristallisation *a-dynamique* d'un minéral réputé *stress*.

On constatera que ceci met fin, dans un certain sens, à l'opposition, somme toute stérile, ouverte depuis 1908. Le métamorphisme en Ardenne est régional. L'andalousite à Vielsalm n'est pas nécessairement due à la proximité d'un magma.

Nous ouvrirons ici une brève parenthèse pour évoquer les travaux par lesquels de Magnée et ses élèves signalent en Brabant, une zone métamorphique tardi-calédonienne.

Ceci nous amène cependant loin de l'Ardenne proprement dite et du métamorphisme à l'historique duquel nous voulons maintenant retourner. Que pouvions-nous y attendre de nouvelles techniques, comme la *microsonde* qui va bientôt devenir indispensable. En 1966 — balbutiements d'une technique qu'il faudra apprendre à maîtriser — je pus préciser que l'ouralite de Libramont est entrelardée de quartz et non de feldspath et, l'année suivante, montrer avec Martin, que le pigment de cette roche est graphitique.

Concurremment, Laduron, en perfectionnant la technique de *coloration sélective des feldspaths*, dans les lames minces, va permettre de révéler des faits étonnants.

Comptons aussi avec la recherche tectonique. Geukens essaie, dans le massif de Stavelot, de séparer par des observations de *microtectonique*, les structures calédoniennes de celles qui leur ont été surimposées au cours du cycle hercynien. L'un de ses élèves va parfaire son travail de Licence en descendant au niveau de la lame mince, pour sa thèse (1971).

Theunissen nous montre ainsi, dans mon laboratoire, que le métamorphisme ne se manifeste à Vielsalm qu'après une première empreinte tectonique. Le premier clivage schisteux dans le Salmien, est en effet antérieur à la porphyroblastèse de l'*andalousite*, ainsi qu'à celle de l'*ottrélite*. Le grenat, qui est de la *spessartine* dans le *coticule* comme aussi dans les phyllades violets est, lui, en grains minuscules, comme d'ailleurs la *chlorite* et la *séricite*, parfois *paragonitique*, de la pâte des phyllades. L'analyse chimique des minéraux comme celle des roches, associée à l'étude des paragenèses, permet de construire un diagramme de phases : ce métamorphisme de basse pression du type Abukuma, ne dépasse pas le faciès des schistes verts.

La *spessartine*, l'*ottrélite* et la *chlorite* (parfois altérée sous forme d'oxychlorites, dont la teinte brune les a fait prendre pour de la biotite) qu'on observe également dans le poudingue de base du Gedinnien prouvent qu'il s'agit donc d'un métamorphisme post-Gedinnien.

Ensuite intervient seulement une *deuxième foliation*, surimposée à la première, qui affecte aussi bien le Gedinnien que le Salmien. Le métamorphisme est donc *statique* car antérieur à la tectogenèse hercynienne, pendant laquelle il a perduré. En effet, les mêmes équilibres se sont maintenus, après le plissement, lors de l'ouverture des veines dans lesquelles on trouve les mêmes minéraux : *andalousite*, *hématite spéculaire*, *chlorite*, même l'*ardennite*, tous formés par ségrégation latérale, dans une phase tardive de l'orogénèse hercynienne.

L'altération postérieure de l'andalousite en *pyrophyllite*, *séricite* et *kaolinite*, manifeste les dernières phases *régressives* de ce métamorphisme.

Si la tâche de l'historien peut l'obliger à mettre en évidence des oppositions, il doit se réjouir de pouvoir relever les similitudes qui constituent le critère de l'objectivité scientifique. Remarquons donc dans le même temps, des résultats quasi identiques à ceux de Theunissen, obtenus indépendamment par Kramm. Sur la question de l'âge hercynien, les observations de Mukhopadhyay et celles du Professeur Schreyer, de Bochum, permettent également de conclure catégoriquement. Sauf que Michot et coll. déterminent, en 1973, un âge de  $397 \pm 44$  M.A. à Grand Halleux, ce qui pourrait marquer une empreinte métamorphique calédonienne dans les horizons les plus profonds du Cambrien.

D'autre part, dans la région de Libramont, où le métamorphisme apparaît également pré-tectonique, St. de Béthune attire bientôt mon attention sur le rôle très général du *calcium*. Non seulement le *grenat* franchit allègrement les limites de solubilité admises pour la molécule de *grossulaire*, mais dans plusieurs types de roches apparaissent des grains de *plagioclase basique* : *andésine*, *labrador* ou même *bytownite*, que la finesse de leur grain avait fait confondre avec le quartz ! Les « quartzites » à amphibole et grenat des auteurs sont des *amphibolites* à *bytownite*. Quant aux « macules » de Libramont, elles sont du *diopside* ouralitisé.

Ces observations ont de quoi surprendre ; toutes les autres roches appartiennent à un faciès de schistes verts à *albite-épidote*, sans albite et presque sans épidote. Comment des minéraux réputés aussi profonds que *bytownite* et *diopside* pouvaient-ils avoir été formés dans un faciès aussi superficiel ?

Cependant, comme cet excellent pétrographe qu'est Antun avait, de son côté, découvert la vraie nature des amphibolites à bytownite et en avait poursuivi l'affleurement jusque dans sa patrie Grand-Ducale, les faits étaient patents. Dois-je vous avouer le tourment d'un directeur de thèse auquel son propre fils présente ainsi un *faciès de schistes verts* à *bytownite* et *diopside*, un faciès épizonal à minéraux réputés catazonaux ?

Par l'analyse microtexturale, St. de Béthune allait cependant (1977) montrer l'ordre exceptionnel (on n'en connaît qu'un autre exemple, décrit dans l'Etat américain du Maine par Ferry, où il s'enfonce dans la mésozone) d'apparition de ces minéraux : d'abord la *margarite*, puis la *plagioclase calcique* avant la *zoisite* ! la *biotite* par décarbonatation ! ensuite l'*amphibole*, puis la *zoisite* aux dépens du plagioclase ! et enfin le *diopside*. Et en explicitant, à la manière de Korzhinskii, le rôle des composants volatils H₂O et CO₂, il a pu démontrer (si l'on en croit les résultats expérimentaux) que sous les 2 Kb de pression qui constituent une estimation acceptable du poids de la colonne géosynclinale,

les réactions de décarbonatation peuvent s'être achevées vers la température de 400° C, c'est-à-dire dans des conditions épizonales.

Par quel mécanisme cependant l'eau a-t-elle pu se substituer au CO₂ dans le fluide interstitiel ? Je voudrais ici évoquer la dernière conversation que nous avons eue avec le très regretté Bartholomé. Il avait écouté St. de Béthune lui exposer l'essentiel de sa thèse et concluait : « Ainsi, si on envisage un tréfonds « géosynclinal pénétrant sous l'isograde sommital du « métamorphisme, on pourrait envisager, pour expliquer la particularité de la décarbonatation, que « l'enfoncement du synclinorium de Neufchâteau aurait « provoqué l'afflux vers la culmination du Serpont, de « l'eau qui aurait été libérée le long de son flanc nord « par les réactions progressives du métamorphisme. Et « la pression partielle de cette eau, refoulant celle du « CO₂ aurait dilué et entraîné celui-ci vers les fissures « que nous imaginons avoir offert, en clé de voûte, une « échappée à la phase fluide ».

En définitive, ce faciès de schistes verts à bytownite qui nous oblige à tenir compte du rapport des potentiels chimiques de H₂O et CO₂ dans la phase fluide, échappe aux contraintes des classifications usuelles. Là se trouve le problème du métamorphisme *sui generis* de Libramont. Lié à la décarbonatation, il représente dans un certain sens, un aspect sporadique (mais on hésite à employer ce mot si lourd de contresens) dans le cadre d'un métamorphisme largement régional.

C'est le lieu de poser la question de savoir à quoi répond cette extension régionale ?

Représente-t-elle seulement la zone apicale de larges dômes thermiques superposés à une chambre magmatique profonde comme l'imagine le Professeur Zwart ?

Représente-t-elle la zone dans laquelle se serait épuisée l'énergie de déformation du plissement hercynien, ainsi que l'affirme le Professeur Geukens ?

Ou représente-t-elle simplement l'affleurement, autour des culminations anticlinales, d'une surface voisine de la base du Dévonien et qui se prolonge, tant vers le Sud, sous le synclinorium de Neufchâteau, que vers le Nord ; notre ami Graulich ne vient-il pas de signaler la présence de grenats dans le sondage d'Havelange ? Et la date radiométrique de  $305 \pm 8$  M.A., mesurée par Michot, justifierait que ce métamorphisme ait précédé le paroxysme hercynien.

Il nous faut, cependant, maintenant revenir un peu en arrière afin de poursuivre vers l'Ouest l'extension régionale de la zone de Bastogne-Libramont, en compagnie du héros de ce jour, notre bon camarade Beugnies, vers Paliseul, où les schistes bigarrés d'Oignies, d'âge gedinnien, ont été transformés en schistes verts à magnétite.

Plus à l'Ouest, dans la vallée de la Meuse, Beugnies a montré l'empreinte métamorphique subie par les filons-

couches de roches basiques. Chemin faisant, il a signalé des *andalousites* et tracé les limites de l'apparition de l'*ilménite* et du *chloritoïde*, ainsi que celle de la disparition de l'*hématite*. A Bogny, le chloritoïde s'observe dans la pâte du poudingue gedinnien, ce qui démontre que le métamorphisme est hercynien. Remarquable concordance entre Bogny et Vielsalm !

Et lorsque Beugnies nous conduit à Muno, où nous croyons voir réapparaître dans l'anticlinal de Givonne, la zone métamorphique du Serpont enfouie sous le synclinorium de Neufchâteau, cette concordance est encore plus frappante.

Il y a d'abord la *margarite*, dont Beugnies annonce la nouveauté pour la Belgique. Et tandis qu'au Serpont, on ne peut que soupçonner l'existence d'*andalousite* kaolinisée, associée au *chloritoïde*, à Muno, Beugnies identifie formellement l'*andalousite* séricitisée ; associée au *chloritoïde*, elle y manifeste un excès d'alumine. Et, comme autour du Serpont, à Muno, le chloritoïde monte dans la couverture dévonienne.

Et puis, à la Roche à l'Appel ne trouve-t-on pas des cornéites fossilifères et des phyllades à *biotite*. La *biotite* ne s'expliquerait-elle pas ici, comme au Serpont, par décarbonatation ?

D'ailleurs Beugnies trace sur le terrain cet affleurement à *biotite*, le long de deux assises calcaires. Gosselet aurait parlé de *métamorphisme stratique*, Corin de *métamorphisme topochimique*. Et ces deux assises nous conduisent sur les « dykes » de la roche éruptive, étrangement riche en calcite, qu'Anten a identifiée naguère aux lamprophyres de Kersanton. Beugnies nous fait-il ici toucher, enfin, aux vraies apophyses du corps magmatique à la découverte duquel tant de recherches ont été consacrées ? Ou bien la similitude paragenétique des cornéites de la Roche à l'Appel ne doit-elle pas nous suggérer qu'ici aussi, nous aurions affaire à des veines de ségrégation latérale ?

Dykes éruptifs, ou veines ? Ce n'est pas le moindre problème, sinon le plus évasif que ceux que cet historique n'a cessé d'évoquer. C'est sur cette question, en ce lieu où Beugnies nous a conduits, que se termine cet historique ; demain, il nous conduira à nouveau sur le terrain ; mais demain, c'est déjà l'Avenir. Et devant l'Avenir, il ne reste plus à l'historien et au mémorialiste que de s'effacer, en laissant la place à toutes les idées nouvelles qui inspirent les recherches en cours dont, en ce jour faste, on va vous annoncer les résultats. Laissons donc Marie de Rabutin-Chantal nous répéter : *Il y a des auteurs graves pour appuyer toutes les opinions probables*. Ainsi que nous le savons, ce sera de la stricte confrontation de ces diverses opinions avec l'objective réalité des faits que se nourrit l'histoire du progrès de nos connaissances.

(Une version plus développée de cet historique, en préparation, paraîtra dans la *Revue des Questions Scientifiques*).



## Genèse d'un filon de quartz à Otré (Massif de Stavelot, Belgique) par métasomatose de phyllades à chloritoïde

### Wallrock metasomatism of manganese-rich low-grade Salmian phyllites around a quartz vein at Otré (Stavelot Massif, Belgium)

par Stanislas de BETHUNE et André-Mathieu FRANSOLET (*)

(Planche VI)

*Résumé.* — A Otré (Massif de Stavelot, Belgique), un filon de quartz formé à la suite d'une fracture de tension ouverte, apparue lors d'un réajustement tectonique tardihercynien, recoupe une série de phyllades manganésifères à chloritoïde et spessartine en y induisant des modifications texturales, minéralogiques et chimiques sur plusieurs mètres de distance. Les teneurs en quartz, en micas, en grenat et en chlorite diminuent, tandis que le chloritoïde est remplacé par de l'ottrélite et que de la sudoïte apparaît. La différenciation métasomatique des épontes résulterait de leur percolation par des fluides d'infiltration provenant des roches avoisinantes et qui migrent en direction du filon. Les paragenèses des épontes traduisent un climat métamorphique rétrograde par rapport au métamorphisme régional.

*Abstract.* — At Otré (Stavelot Massif, Belgium), a quartz vein originating as a tension fracture during a late Hercynian tectonic phase cuts across regional metamorphic chloritoid-spessartine phyllites and induces textural, mineralogical and chemical changes up to a few meters from the contact. Quartz, mica, chlorite and garnet contents decrease while chloritoid is replaced by ottrélite and sudoïte is formed. The wallrock is altered by metasomatic zoning resulting from fluid migration from the country rock towards the vein. The new parageneses were formed at a lower temperature than the regional metamorphic phyllites.

#### I. — INTRODUCTION

La bordure méridionale du Massif cambrien de Stavelot et sa couverture gédinnienne sont affectées par un métamorphisme épizonal d'âge hercynien (23, 24, 25). Les roches salmiennes d'âge ordovicien (11), caractérisées par des teneurs élevées en manganèse et en alumine ont donné naissance à des phyllades à andalousite, chloritoïde et spessartine (16, 24, 25) et localement à viridine et braunite (15). La température maximum du métamorphisme a été estimée à 400-450° C pour une pression d'environ 2 Kb (23).

Dans cette zone métamorphique, la présence de filons de quartz est connue de longue date (4) et quelques-uns, traversant des niveaux de phyllades à chloritoïde, ont fait l'objet d'études pétrographiques détaillées (5, 21). Les transformations qu'ils opèrent

dans les phyllades de contact sont principalement un changement de couleur du phyllade, une augmentation du nombre et de la taille des porphyroblastes de chloritoïde, ainsi qu'une oblitération de la structure schisteuse de la roche. De Dycker (5) attribue la formation de chloritoïde dans les phyllades et dans les roches de contact, à la présence en profondeur d'une masse intrusive responsable d'une augmentation de la température et accompagnée d'émanations hydrothermales. En revanche, Michot (21) distingue deux types de chloritoïde correspondant à deux périodes de l'évolution du tectogène : les chloritoïdes formés par métamorphisme régional et ceux, postcinématiques, au contact des filons, résultant d'une action hydrothermale datant de l'époque hercynienne.

Dans une carrière située à environ 1 km au SE du village d'Otré affleure un filon de quartz épais de 1 m,

(*) Institut de Minéralogie, 9, Place du 20 Août, 4000 Liège.

dans sa partie visible, recoupant des niveaux de phyllades régionaux lie-de-vin à chloritoïde du Salmien supérieur. Ce filon a livré de nombreux minéraux particuliers qui ont fait l'objet de recherches détaillées : la davreuxite (9), l'ottrélite (6), la sudoïte (7), l'andalousite (19), la pyrophyllite, la dickite (8) et l'eucalse (12).

Une investigation préliminaire a montré que le filon d'Otré affecte l'encaissant sur quelques mètres de distance (27). Les phyllades rouges sont progressivement remplacés à l'approche du filon par une roche plus massive brun rouge ou verdâtre, fortement enrichie en chloritoïde. Le toit et le mur sont traversés par de nombreuses veinules de quartz à ottrélite, pyrophyllite, sudoïte et dickite. La veine elle-même renferme localement des enclaves d'« ottrélite » massive (6).

L'objet du présent travail est de décrire les principales transformations métamorphiques et chimiques des phyllades, consécutives à la mise en place du filon d'Otré et de dégager les mécanismes qui les ont produites. A cet effet, plus d'une quarantaine d'échantillons ont été prélevés à des distances variables du filon (27) et ont été étudiés en lames minces. Afin de contrôler la composition minéralogique de ces roches à grain généralement très fin, elles ont été soumises à l'analyse par diffraction des rayons X. Quelques diffractogrammes sur agrégats orientés ont permis de préciser la nature des phyllosilicates présents. Une trentaine d'échantillons ont été sélectionnés pour l'analyse chimique par voie humide (27).

## II. — PRESENTATION DES ECHANTILLONS

Nous avons distingué plusieurs types d'échantillons classés de A à E en fonction de leur degré de transformation.

Des phyllades de type A, non affectés par la présence du filon, ont été prélevés dans deux petites carrières à plus de 15 m au SE de celui-ci. Semblables à ceux décrits ailleurs dans le Massif de Stavelot (16, 25), ils ont une couleur lie-de-vin due à un fin pigment d'hématite et renferment du chloritoïde et de la spessartine. La stratification y est marquée par l'alternance de lits millimétriques plus riches en quartz et en chlorite ou est soulignée par de petits lits plus riches en hématite. Leur schistosité, assez grossière, recoupe généralement la stratification. Les phyllades de type A constituent un ensemble lithologique assez homogène, que l'on peut constater comme représentatif de la lithologie initiale avant la formation du filon. C'est donc par rapport à ce type de roche que nous décrirons les transformations observées aux abords du filon.

A partir d'une distance de 3 m, les phyllades de type A passent progressivement d'une couleur rouge violacé à une teinte rouge brun plus délavée. On y

distingue des phyllades quartzeux (type B) de phyllades pauvres en quartz (type C). Leur décoloration partielle est liée à l'augmentation de la cristallinité de l'hématite. Les cristaux de chloritoïde y sont plus nombreux et de plus grande taille. La stratification s'y observe toujours, mais la schistosité a tendance à y être moins bien développée, ne permettant plus qu'un débitage fort irrégulier.

Au toit du filon, généralement à moins de 1 m, certains phyllades ont été transformés en une « roche massive » rouge brun (type D) dans laquelle toute trace de stratification et de schistosité a pratiquement disparu. Elle est nettement plus grenue et les lamelles de chloritoïde y sont très abondantes.

A proximité immédiate de la veine de quartz, ainsi qu'à l'intérieur de celle-ci, les phyllades de type A sont transformés en une « ottrélite » verte, massive et grenue (type E) et en quartzites à ottrélite (type F).

## III. — ETUDE DES MODIFICATIONS MINERALOGIQUES ET PETROGRAPHIQUES

### 1) Les phyllades de type A, non affectés par le filon.

La matrice des phyllades est essentiellement constituée de fines paillettes de séricite et de chlorite, de quartz et d'hématite. Elle renferme de nombreux petits grenats, des porphyroblastes de chloritoïde (a, Pl. VI) et parfois des « taches » de mica.

La séricite est constituée de *muscovite* associée à de la *paragonite* en moindre proportion. D'après ses propriétés optiques, la *chlorite* peu abondante a une composition magnésienne. D'après les travaux de Theunissen (25) et de Kramm (16), elle présente des rapports FeO/MgO variables dépendant de la composition chimique de la roche et sa teneur en MnO est inférieure à 2 %. Le quartz en grains microgranoblastiques est interstitiel. Nous n'avons jamais observé des grains de quartz détritiques. L'hématite xénoblastique est finement dispersée et sa teneur varie fortement d'un échantillon à l'autre. Le grenat, de taille comprise entre 5 et 30  $\mu$ , est une spessartine analogue à celle observée ailleurs dans le Massif de Stavelot, pauvre en almandin et avec des faibles teneurs en grossulaire et en pyrope (16, 24, 25). Le chloritoïde se présente en grains tabulaires de taille inférieure à 250  $\mu$ . Le nombre d'individus est compris entre 6 et 17 par millimètre carré. Il est coloré en brun rouge par un très fin pigment d'hématite qui le rend presque opaque (a, Pl. VI). Ce type de chloritoïde peut être assez riche en manganèse avec des teneurs variant entre 5,05 et 10,63 % de MnO (16). Les phyllades renferment généralement des « taches » à contour polygonal constituées de mica blanc et qui correspondent vraisemblablement à une pseudomorphose rétro-morphique d'andalousite (24). Les principaux minéraux accessoires sont le rutile et la tourmaline.

Du point de vue structural, la schistosité de crénelation des phyllades résulte de l'alignement des phyllosilicates de la matrice. Ceux-ci contournent les porphyroblastes de chloritoïde et les « taches » de mica. Cette schistosité masque presque complètement la présence d'une schistosité antérieure, localement préservée à l'intérieur des grains de chloritoïde où l'hématite et le rutile onclus sont disposés en très fines traînées parallèles maintenant grossièrement la même orientation d'un grain à l'autre.

Les observations pétrographiques et structurales nous permettent d'envisager plusieurs étapes de l'évolution des phyllades de type A :

- 1° Après leur dépôt et leur lapidification, ces phyllades ont développé une première schistosité qui est presque entièrement oblitérée. Cette première schistosité serait à rattacher à l'orogénèse calédonienne (24, 25).
- 2° Ils ont ensuite subi une phase de métamorphisme essentiellement statique donnant naissance à la paragenèse : quartz + muscovite + paragonite + chlorite + chloritoïde + spessartine + andalousite (?) + hématite + rutile.
- 3° La schistosité marquée par les micas et la chlorite témoigne d'une phase de recristallisation liée au plissement hercynien du Massif de Stavelot (24, 25). Cette recristallisation s'est opérée dans un climat métamorphique inchangé, la paragenèse initiale n'ayant pas été modifiée.
- 4° Les phyllades auraient ensuite été faiblement rétro-morphosés lors d'une phase hydrothermale tardive, dont la manifestation la plus évidente est la transformation d'andalousite en mica (24).

## 2) Les phyllades de type B et C et les roches massives de type D.

Les phyllades de type B et C (b et c, Pl. VI) recueillis entre 1 et 3 m du filon et les roches plus massives de type D (d, Pl. VI) à proximité du contact sont constitués d'une matrice de séricite et de chlorite accessoire, dans laquelle baignent de nombreux cristaux de chloritoïde et quelques « taches » de mica blanc.

L'étude diffractométrique montre que dans ces échantillons la séricite n'est plus constituée que de *muscovite*, sans paragonite. Dans la matrice, l'*hématite* a recristallisé en grains subidioblastiques de plus grande taille et semble souvent être moins abondante que dans les phyllades non transformés. Le quartz n'est visible au microscope que dans les échantillons de type B et sa teneur a fortement diminué. La teneur en *chloritoïde* par contre a fortement augmenté. Les individus sont notablement plus nombreux et sont de plus grande taille, atteignant une longueur d'au moins 300  $\mu$ . Les grains présentent un noyau rempli de fines inclusions

d'*hématite* et sont entourés d'une auréole limpide fortement pléochroïque dans les teintes jaune-vert indiquant une composition riche en manganèse (6). Ces observations suggèrent que le chloritoïde initial a entièrement recristallisé. Dans les roches de type B et C on observe le même type de *chlorite* que dans les roches initiales. En outre, dans plusieurs échantillons de type C, une chlorite plus biréfringente se développe au voisinage et au contact des porphyroblastes de chloritoïde. Nous rapportons cette chlorite à de la *sudoite* dont la présence aux abords du filon a d'ailleurs été signalée antérieurement (7). La seule chlorite dans les échantillons de type D correspondrait également à de la *sudoite* mais, étant donné son caractère accessoire, il est difficile d'en assurer l'identification. Les minéraux accessoires sont le rutile et la tourmaline. Le grenat fait généralement défaut.

Du point de vue structural, les phyllades ont été fortement transformés à proximité du filon. Microscopiquement, la manifestation la plus évidente est la recristallisation des minéraux constitutifs. Si l'orientation des micas est encore bien marquée dans certains échantillons, elle ne s'observe plus que sporadiquement dans les autres. L'ottrélite post-cinématique cristallise d'ailleurs sans aucune orientation préférentielle, au travers des plages de micas orientés (f, Pl. VI). Cette recristallisation dans des conditions statiques est responsable de la structure plus massive des échantillons, leur donnant parfois l'aspect de « cornéennes » (21).

Dans l'ensemble, la paragenèse des roches rouge-brun diffère principalement de celle des phyllades de type A par l'absence de spessartine et de paragonite, par la néoformation d'ottrélite et, localement, par l'apparition de *sudoite*.

## 3) Les « ottrélites » de type E et les quartzites à ottrélite de type F.

Les « ottrélites » massives, grenues et de couleur verte sont essentiellement constituées d'ottrélite à laquelle s'adjoint du quartz et de la *sudoite* en proportions variables. Elles ne renferment pas de mica et sont nettement appauvries en hématite, devenue accessoire. Par augmentation de leur teneur en quartz, ces roches passent insensiblement à des microquartzites à ottrélite (type F) dans lesquels on observe occasionnellement de la muscovite et de la pyrophyllite.

Les *ottrélites* renferment parfois des noyaux à inclusions d'hématite et les auréoles d'accroissement se développent jusqu'à rendre les grains jointifs (e, Pl. VI). Les interstices sont remplis par du quartz et parfois de la *sudoite*. On observe également de petites veinules millimétriques de quartz où viennent recristalliser des ottrélites parfaitement limpides et des grandes paillettes de *sudoite* en éventail. L'ottrélite est très riche en manganèse [12,79 % de MnO d'après Fransolet (6)] et la *sudoite* a une composition pratiquement idéale :  $Mg_2 Al_3 (Si_3 Al)O_{10} (OH)_8$  (7).

La structure des phyllades dont dérivent les « otréilitites » a été entièrement oblitérée. Seules quelques rares traînées d'inclusions au travers des grandes plages d'otrélite rappellent encore l'allure d'une schistosité antérieure. Par rapport aux phyllades de type A, les « otréilitites » de contact et des enclaves constituent donc un terme d'évolution extrême. Leur recristallisation a été complète et leur minéralogie est essentiellement néogène. Par leur paragenèse, les quartzites à otrélite s'apparente fortement aux « otréilitites ».

4) Conclusions pétrographiques.

Conformément aux observations faites à Salmchâteau par Michot (21), les transformations macroscopiques les plus évidentes des phyllades au voisinage du filon sont des variations de couleur, une augmentation de la taille des grains et un effacement progressif de leur structure schisteuse. Les transformations minéralogiques essentielles par rapport aux phyllades de type A sont les suivantes :

- 1° A partir du type B : disparition du grenat spessartine et de la paragonite, avec néoformation d'otrélite qui devient progressivement plus abondante et recristallisation de l'hématite.
- 2° A partir du type C : diminution importante de la teneur en quartz en mica et apparition sporadique de la sudoite.
- 3° Dans les roches de type D : disparition de la chlorite trioctaédrique et présence de sudoite.

4° Dans les « otréilitites » (E) : diminution importante de la teneur en hématite et disparition du mica.

D'autre part, la disparition de la schistosité au contact du filon démontre que la mise en place de celui-ci est postérieure à la phase principale de déformation hercynienne.

IV. — ETUDE DES MODIFICATIONS CHIMIQUES

1) Les analyses chimiques.

Dans le tableau I figurent les analyses chimiques moyennes représentatives des différents types de roches, établies à partir d'une trentaine d'analyses effectuées au départ de cette recherche. Les variances calculées sont en général relativement faibles et témoignent de l'homogénéité de composition des divers groupes d'échantillons sélectionnés. Les roches non transformées de type A ont une composition pélitique. Toutefois, comme le notaient Theunissen (25) et Kramm (16), elles sont fort alumineuses et ont une teneur anormalement élevée en manganèse.

D'après ce tableau et les diagrammes de la fig. 1, on constate que les transformations minéralogiques des roches au voisinage du filon s'accompagnent de modifications chimiques importantes. Les traits essentiels de ces transformations (de A à E) sont une diminution importante de la teneur en silice (fig. 1a), en alcalins

Types:	A		B		C		D		E		F	
nombre:	(3) ±		(4) ±		(13) ±		(3) ±		(2) ±		(2) ±	
SiO ₂	53,93	0,9P	52,05	0,89	35,91	2,96	30,83	1,87	36,27	5,28	70,26	5,25
TiO ₂	0,97	0,02	1,01	0,04	1,33	0,10	1,41	0,09	1,60	0,13	1,40	0,24
Al ₂ O ₃	22,38	0,71	23,35	0,97	31,98	1,69	34,66	1,31	32,01	2,36	14,00	2,36
Fe ₂ O ₃	10,24	0,97	8,36	1,52	11,51	2,40	10,96	1,28	4,84	0,71	3,13	1,01
FeO	0,98	0,12	2,2P	0,47	2,62	0,60	2,8P	0,44	4,33	0,01	1,54	0,71
MnO	1,48	0,46	3,04	1,04	4,67	1,43	7,31	1,36	9,62	1,42	2,56	2,04
K ₂ O	1,40	0,19	2,39	0,66	2,19	0,63	2,75	0,32	3,86	0,04	2,75	0,93
CaO	0,20	0,10	0,06	0,04	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01
Na ₂ O	1,08	0,13	0,3f	0,11	0,59	0,15	0,38	0,14	0,05	0,04	0,05	0,01
F ₂ O	3,8f	0,12	2,65	0,71	3,63	0,25	2,44	0,79	0,04	0,01	0,08	0,08
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,09	0,05	0,11	0,03	0,16	0,01	0,15	0,02	0,12	0,04
H ₂ O	3,07	0,08	4,22	0,29	5,27	0,88	6,13	0,47	6,44	0,25	4,17	0,35
Total	99,77	0,25	99,86	0,21	99,86	0,37	99,93	0,23	100,09	0,45	100,05	0,08

Tableau I. — Composition chimique moyenne et écart-type des roches de type A à E. (Analystes : J.M. Speetjens et A.M. Fransolet)

Table I. — Average composition and standard deviation of A- to F-type rocks.

(fig. 1b) et en fer trivalent (fig. 1c) compensée par un accroissement des teneurs en alumine, en fer bivalent, en magnésium et en manganèse. La fig. 1d montre en outre qu'à l'approche du filon, les roches ont subi un enrichissement plus prononcé en manganèse qu'en fer bivalent et en magnésium.

2) Analyse graphique des paragenèses.

Les différentes paragenèses peuvent être représentées au moyen du diagramme de phase de la fig. 1d. Les champs de phases, délimités en traits pleins, corres-

pondent au faciès métamorphique régional (16, fig. 5). Les roches non transformées de type A se projettent, conformément à leur composition minéralogique, à l'intérieur du champ de phases spessartine + chloritoïde + chlorite. Les champs délimités par un trait discontinu (fig. 1d) correspondent au faciès métamorphique local et permettent d'interpréter les paragenèses formées au voisinage du filon : roches B à otrérite + chlorite, roches C à otrérite + chlorite + sudoïte et roches D et E à otrérite + sudoïte.

Ce diagramme montre donc que la transformation des roches de type A s'opère par la néoformation

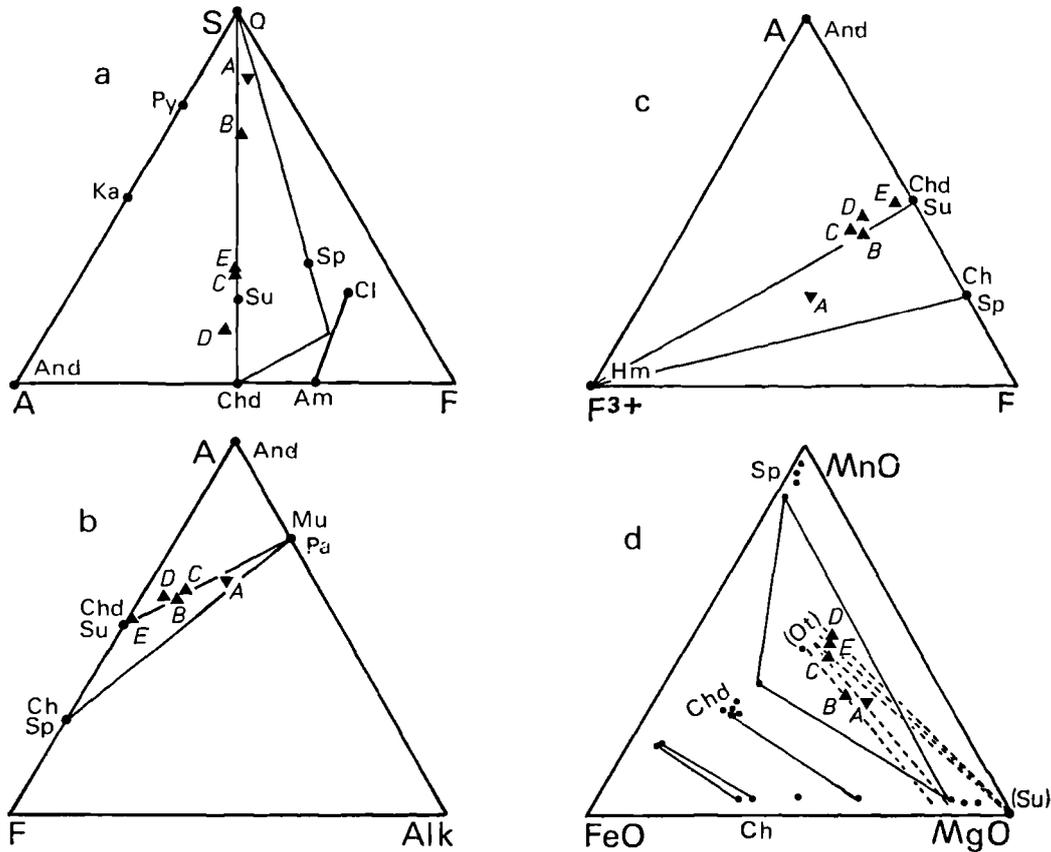


Fig. 1. — Evolution chimique et minéralogique des roches de type A à E.

Symboles : Q, quartz. — Py, pyrophyllite. — Ka, kaolinite. — And, andalousite. — Chd, chloritoïde. — Su, Sudoïte. — Sp, spessartine. — Am, amésite. — Cl, clinochlore. — Mu, muscovite. — Pa, paragonite. — Hm, hématite. — Ch, chlorite. — Ot, otrérite. — ▼, Roches de type A. — ▲, Roches de type B à E.

- a) Diagramme Silice (S), Alumine (A), Fer-manganèse-magnésium (F) projeté depuis les micas.
- b) Diagramme Alumine (A), Fer-manganèse-magnésium (F), Alcalins (Alk).
- c) Diagramme Alumine (A), Fer trivalent (F³⁺), Fer-manganèse-magnésium (F) projeté depuis les micas.
- d) Diagramme de phases MnO-FeO-MgO projeté depuis l'andalousite et les micas.

Fig. 1. — Chemical and mineralogical evolution of rocks types A to E.

d'ottrélite (Ot) et parfois de sudoite aux dépens de la spessartine, de la chlorite, et du chloritoïde préexistants. La néoformation d'ottrélite et de sudoite implique également la participation d'une phase alumineuse. L'andalousite initialement présente a vraisemblablement pu fournir une partie de l'alumine nécessaire à la réaction mais nous verrons plus loin que la source principale d'alumine provient essentiellement des micas dont les alcalins ont migré.

Ces considérations nous permettent de penser que la mise en place du filon entraîne une modification chimique importante des roches encaissantes et que leur recristallisation s'est opérée dans des conditions métamorphiques différentes de celles de la phase métamorphique principale, car elles donnent naissance à des paragenèses distinctes, incompatibles avec la paragenèse initiale. Ce point de vue est confirmé par une étude récente sur la stabilité de la sudoite (10) qui suggère que ce minéral en présence de quartz ne peut subsister au-delà de 350-370° C à une pression d'environ 2 Kb, températures nettement inférieures aux 400-450° C du métamorphisme régional (23).

### 3) Evolution chimique des divers constituants.

Les modifications chimiques des roches aux abords du filon ne peuvent résulter que d'un processus de *différenciation métasomatique*. Comme ces roches ont été transformées sur une épaisseur de plusieurs mètres et que ces transformations ont pris naissance à des températures relativement basses, il est raisonnable de supposer qu'elles se sont opérées dans un contexte de *métasomatose par infiltration*.

La transformation métasomatique soulève le problème du statut — mobile ou inerte — des divers constituants. Toute modification du chimisme d'une roche liée au départ ou à un apport d'un constituant se traduit par une variation du rapport de ce constituant aux autres constituants de la roche, mais ne modifie pas le rapport des autres constituants entre eux. Dès lors, le fait que le rapport de deux constituants reste sensiblement constant sur l'ensemble des échantillons étudiés laisse fortement augurer de leur caractère inerte.

Au regard des analyses du tableau I et des figures 1a à c, il apparaît que la silice, les alcalins et le fer trivalent sont des constituants mobiles. Dans les trois diagrammes, les échantillons transformés s'alignent respectivement le long des joints quartz-chloritoïde, mica-chloritoïde et hématite-chloritoïde. Une telle disposition, qui exprime au sein des roches transformées des rapports constants différents de ceux de la roche initiale, ne saurait résulter de la seule mobilité de la silice, des alcalins et du fer trivalent et implique par conséquent la mobilité, soit des ferromagnésiens et du manganèse, soit de l'alumine, soit encore de tous ces constituants simultanément. D'après la fig. 1d, les rapports des ferro-magnésiens et du manganèse varient d'une manière

significative d'un groupe d'échantillons à l'autre, indiquant que ces trois constituants ont également été mobiles. Une étude systématique de tous les rapports des constituants pris deux à deux confirme cette analyse. Seul le rapport  $Al_2O_3/TiO_2$  (fig. 2) reste constant de manière significative, suggérant la nature inerte de ces deux constituants. On peut donc admettre que la remobilisation métasomatique au sein des roches proches du filon affecte tous les constituants chimiques majeurs à l'exception de l'aluminium et du titane. La fig. 3 reproduit schématiquement l'évolution de la composition chimique de la colonne métasomatique depuis les roches de type A jusqu'aux roches de type E, exprimée par la variation des proportions moléculaires des constituants majeurs par rapport à l'alumine. On y distingue deux types de comportement des constituants :

— les teneurs en silice, en fer trivalent et en alcalins (fig. 3a) diminuent fortement à l'approche du filon et expriment la diminution concomitante des teneurs en quartz, en hématite et en micas ;

— l'eau, les ferro-magnésiens et le manganèse (fig. 3b) se concentrent à proximité du contact, y reflétant la néoformation d'ottrélite et de sudoite.

### 4) Interprétation du zonage chimique.

L'allure des profils de zonation chimique de la fig. 3 ne permet pas à elle seule de déduire les méca-

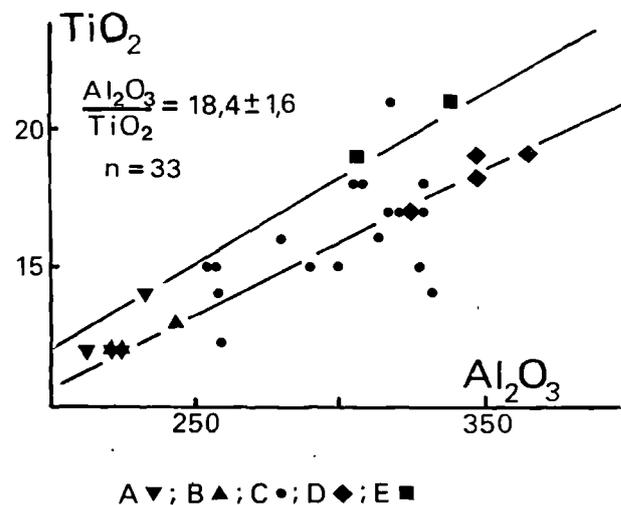


Fig. 2. — Rapport  $Al_2O_3/TiO_2$  des roches A à E. Les valeurs portées sur les axes sont exprimées en millimoles ; n = nombre d'analyses.

Fig. 2. —  $Al_2O_3/TiO_2$  ratio of A- to E-type rocks. The values on the axes are expressed in moles ( $\times 1000$ ) ; n = number of rock analyses.

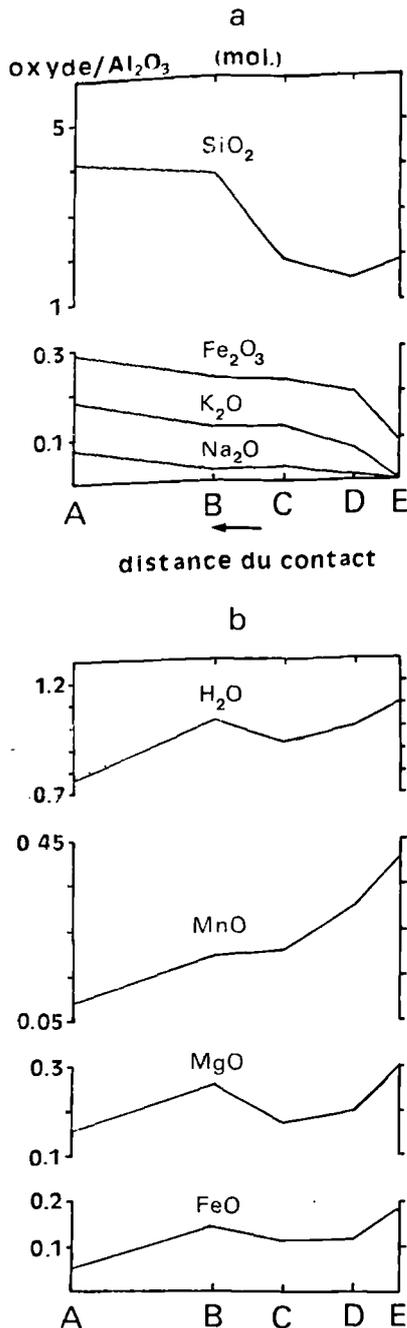


Fig. 3. — Variations des proportions moléculaires des constituants majeurs par rapport à  $Al_2O_3$  pour les roches de type A à E.

Fig. 3. — Variations of the molecular ratios of the major components to  $Al_2O_3$  for A- to E-type rocks.

nismes des transformations métasomatiques et notamment de déterminer le sens de l'écoulement des fluides de percolation. Celui-ci se détermine généralement à partir de critères texturaux, par l'observation de minéraux reliques dans une zone donnée de la colonne métasomatique, qui doivent être stables dans une zone adjacente vers l'amont. Bien qu'à Otré une telle analyse soit rendue difficile par la finesse du grain, on constate que l'hématite, abondante dans la matrice des phyllades non affectés, ne se retrouve plus qu'en inclusion dans les porphyroblastes d'ottrélite au contact du filon. De même le grenat, toujours présent dans les roches de type A, n'existe plus que très rarement et en traces dans les roches de type C ou D. Si l'hématite et le grenat peuvent être considérés comme des phases reliques, cela confirmerait le sens de l'écoulement du fluide vers le filon. Un écoulement du fluide en sens contraire devait normalement provoquer l'apparition de phases reliques, comme l'ottrélite ou la sudoite, dans les zones plus à l'écart du filon, ce qui n'a jamais été observé. A défaut d'autres critères, nous acceptons donc que la direction d'écoulement est orientée vers le filon conformément à l'hypothèse formulée par Michot (21).

Si cette hypothèse s'avère correcte, l'allure des profils de la fig. 3 peut s'interpréter comme suit :

1° La silice subit une diminution notable qui représente, dans le cas des roches D, plus de 60 % de leur teneur initiale. Une telle migration au départ d'un volume de roche donné fournirait environ un tiers de ce volume en quartz et devrait être à l'origine d'un front métasomatique caractérisé par des teneurs très élevées en silice. Le filon lui-même, presque exclusivement constitué de quartz, pourrait très bien correspondre à un tel front métasomatique ; il est dès lors vraisemblable que la majeure partie, sinon la totalité du quartz du filon ait été puisée dans l'encaissant.

2° Les alcalins enregistrent une diminution assez progressive depuis les roches A jusqu'à E, où ils ont été complètement lessivés. La fig. 4 permet de distinguer deux étapes dans leur comportement relatif. Les roches de type A ont un rapport Na/K plus élevé que les roches transformées, ce qui se traduit, dans leur contenu minéralogique, par la coexistence de muscovite et de paragonite. Les roches transformées ne renferment plus de paragonite et ont un rapport Na/K constant. Par conséquent, la migration des alcalins s'est effectuée en premier lieu aux dépens de la paragonite (fig. 4, flèche 1). Une fois celle-ci consommée, c'est la muscovite qui s'est déstabilisée, libérant progressivement de la soude et de la potasse dans un rapport constant (fig. 4, flèche 2). Le départ des alcalins aux dépens des micas libère une certaine quantité d'alumine susceptible de réagir avec les autres constituants de la roche pour former l'ottrélite essentiellement, ainsi que de la sudoite. Si les roches transformées contiennent peu de manganèse, l'excès d'alumine recristalliserait sous forme d'andalousite ou de

pyrophyllite (13) comme on en observe localement aux abords du filon. Contrairement à la silice, les alcalins n'ont pas reprécipité à l'intérieur du filon. Il est possible que le filon était en communication avec des chenaux par lesquels la phase fluide a pu s'échapper entraînant ces constituants en solution.

3° Le fer trivalent diminue fortement à l'approche du filon. Bien que, dans le filon d'Ottré, l'hématite n'ait été trouvée qu'en très petites quantités, l'existence de veines de quartz à hématite a maintes fois été signalée dans le Massif de Stavelot (2, 5, 21) et rend très plausible l'hypothèse de la migration du fer trivalent. Comme l'a proposé Michot (21), la diminution observée pourrait également résulter d'une action réductrice liée à la mise en place du filon. Une telle réduction entraînerait une forte augmentation de la teneur en fer bivalent des roches affectées, ce qui n'est pas confirmé par l'analyse du profil du fer ferreux (fig. 3b). Par ailleurs, ce profil et celui du magnésium sont similaires. Ces deux constituants auraient donc eu un comportement géochimique semblable, renforçant l'hypothèse que l'évolution du FeO est indépendante de celle du fer trivalent et que la diminution de ce dernier ne résulte pas d'une réduction chimique.

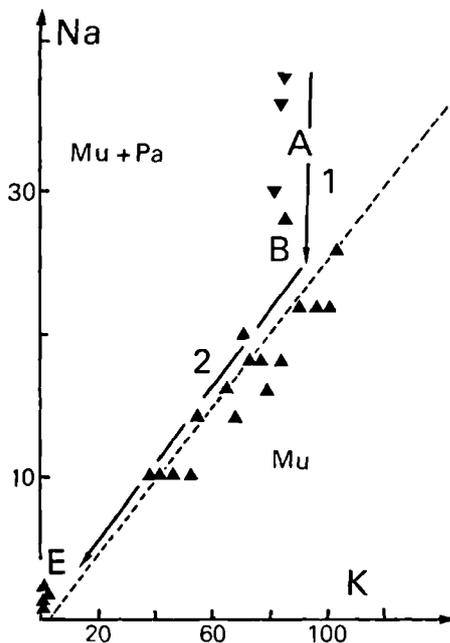


Fig. 4. — Evolution du rapport Na/K des roches A à E. Les valeurs rapportées sur les axes sont des proportions atomiques ( $\times 1000$ ).

Fig. 4. — Evolution of the Na/K ratio of the A- to E-type rocks. The values on the axes are atomic proportions ( $\times 1000$ ).

4° Dans l'ensemble, les autres constituants majeurs (FeO, MnO, MgO et H₂O) enregistrent un enrichissement global à l'approche du filon. L'allure des profils suggère à première vue que ces constituants auraient pu être apportés par le filon et se seraient progressivement dilués dans les roches encaissantes à mesure que l'on s'écarte du contact. Il est toutefois peu probable que l'origine de cet enrichissement provienne du filon, car celui-ci ne contient qu'un peu de davreuxite renfermant ces éléments (9). En revanche, les phyllades de type A ont très bien pu fournir les constituants essentiels dont on constate l'enrichissement progressif vers les épontes.

Ceci nous amène à penser que comme la silice, les alcalins et le fer trivalent, les autres éléments majeurs ont également été drainés vers les épontes. Chemin faisant, ils se sont recombines avec l'aluminium, libéré par la déstabilisation des micas et le départ des alcalins, pour former de l'ottrélite et de la sudoite. La préservation de « taches » dans certains échantillons transformés laisse supposer qu'une certaine quantité d'alumine a subsisté en excès sous forme d'andalousite.

#### 5) Considérations sur la genèse du filon.

Plusieurs auteurs [voir (4) pour une bibliographie détaillée] ont tenté d'expliquer les veines et les lentilles de quartz observées dans le Massif de Stavelot comme des phénomènes hydrothermaux d'origine magmatique. La mise en place des filons aurait transformé les roches encaissantes en cornéennes. Les températures très basses des paragenèses de contact (10) ne permettent plus de retenir cette hypothèse.

Déjà en 1934, Corin (3) avançait l'hypothèse que les veines résulteraient d'un processus de différenciation métamorphique. Cette opinion est reprise par Michot (21) qui démontre clairement que la modification chimique importante subie par les épontes ne peut raisonnablement s'expliquer que par une migration de certains constituants des roches encaissantes vers le filon, sans échange significatif avec le filon lui-même. Notre interprétation des faits d'observation va dans le même sens.

La veine d'Ottré s'est vraisemblablement formée à la suite d'une fracture de tension ouverte au sein des phyllades à chloritoïde, apparue après la phase culminante du métamorphisme régional et du plissement hercynien. L'ouverture ainsi créée a provoqué une dépression locale qui a entraîné la migration des fluides piégés dans les roches vers la zone ouverte où du quartz, principalement, est venu précipiter. La quantité de quartz précipité ne peut également s'expliquer que si la fracture était en communication avec des chenaux par lesquels la phase fluide a pu s'échapper.

La zonation métasomatique observée résulterait de la percolation des fluides au travers des différentes tranches de roches avant d'atteindre le filon. C'est à ce niveau que l'interprétation théorique du phénomène est certainement la plus délicate. En effet, la seule migration d'un fluide, initialement en équilibre avec

la roche, ne saurait provoquer l'apparition de réactions chimiques entre la roche et le fluide percolant, puisqu'il n'existe pas de gradient de potentiel chimique entre les deux milieux (Verkaeren, comm. pers.). Deux hypothèses pourraient être retenues pour expliquer le phénomène. D'une part, la simple dépression créée au sein des roches modifierait les conditions d'équilibre et pourrait dès lors être à l'origine de l'apparition d'un gradient de potentiel chimique entre les constituants de la phase fluide et ceux de la roche. D'autre part, on peut envisager l'hypothèse que le fluide initial au sein des roches n'était plus en équilibre avec les paragenèses du métamorphisme régional, mais était dans l'incapacité de réagir pour des raisons d'ordre cinétique. Ce n'est que lors de l'ouverture du système que seules les roches percolées ont pu se transformer, car elles sont caractérisées par une plus grande perméabilité, assurant ainsi une cinétique réactionnelle accrue. Les paragenèses des épontes représenteraient dans ce cas un rééquilibre rétrograde localisé des paragenèses initiales.

Le mécanisme de différenciation métasomatique préconisé permettrait également d'expliquer la présence, en faibles quantités, d'une grande variété de minéraux décrits dans plusieurs filons de quartz du Massif de Stavelot. Il s'agit principalement d'ardennite, de béryl, de minéraux cuprifères et tellurifères (20), d'eucrase et de florencite (12). Une étude géochimique systématique permettrait de vérifier si les constituants de ces minéraux sont également présents dans les phyllades de la région. Certaines observations ponctuelles suggèrent qu'il pourrait bien en être ainsi. De minuscules cristaux de chrysobéryl auraient été observés dans un coticule d'Otré (22). Du cuivre natif a été signalé dans un phyllade à chloritoïde (1). Les phyllades encaissants des filons à ardennite présentent des teneurs anormalement élevées en arsenic (14). Theunissen et Martin (26) notent la présence d'un phosphate de terres rares dans un coticule de Vielsalm. Theunissen (25) signale la présence d'ardennite dans certaines roches à rodochrosite ainsi que dans des échantillons de coticule prélevés en dehors de tout contexte filonien. D'autres éléments rares, comme le zinc dans la gahnite ou le baryum dans les micas, ont été détectés (17, 18).

Lors de la formation des veines, ces éléments en traces auraient été mobilisés, comme la plupart des éléments majeurs, et entraînés vers les épontes où ils auraient atteint une concentration suffisante pour pouvoir s'exprimer sous la forme de minéraux distincts.

## CONCLUSIONS

L'étude des transformations minéralogiques des phyllades à chloritoïde et spessartine du Salmien supérieur au contact d'une épaisse veine de quartz à Otré présente une très grande analogie avec les observations faites par Michot (21) dans la région de Salmchâteau et permet de dégager certaines conclusions, susceptibles de s'étendre à l'ensemble de la zone métamorphique du Massif de Stavelot :

- 1° L'apparition des veines de quartz dans cette zone métamorphique est un phénomène relativement tardif, postérieur à la phase culminante du métamorphisme régional ainsi qu'à la phase principale de plissement de l'orogène hercynienne.
- 2° L'ouverture des veines résulte d'une fracturation des roches vraisemblablement liée à un réajustement tectonique tardi-hercynien.
- 3° Leur minéralisation peut s'interpréter par un mécanisme de différenciation métamorphique des phyllades à chloritoïde et grenat au sein desquels ils se mettent en place.
- 4° Cette différenciation métamorphique résulte d'une remobilisation et d'une migration sélective par infiltration des constituants chimiques des phyllades vers la zone fissurée, avec développement d'une série de paragenèses nouvelles incompatibles avec celles du métamorphisme régional.
- 5° Ces nouvelles paragenèses, généralement plus hydratées, traduisent un climat métamorphique rétrograde par rapport au métamorphisme général.
- 6° Dans la mesure où le mécanisme de ségrégation métamorphique permet d'interpréter la présence de minéraux rares à l'intérieur de certaines veines, l'étude minéralogique détaillée de celles-ci fournira des indications utiles sur la géochimie particulière des formations qu'elles traversent.

*Remerciements.* — Nous tenons à exprimer nos remerciements à MM. les Professeurs J. Michot et J.C. Duchesne, qui ont aimablement relu et commenté le manuscrit. Les remarques constructives de M. le Professeur Verkaeren ont permis de soulever certains points délicats sur l'interprétation de la genèse du filon.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANTEN J. (1914). — Sur la présence du cuivre natif dans le Salmien supérieur à Vielsalm et sur une variété particulière de coticule qui l'accompagne. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 41, p. B 115.
- 2) BOURGUIGNON P. et TOUSSAINT J. (1955). — Caractères minéralogiques d'hématites manganésifères d'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 78, p. B 419-426.
- 3) CORIN F. (1934). — Un nouveau gisement d'andalousite à Recht. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 64, p. 402-405.
- 4) CORIN F. (1965). — Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mémoire n° 4 du Serv. géol. de Belg.* 148 p.
- 5) DE DYCKER R. (1939). — Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur dans la partie sud-occidentale du Massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 62, p. M 1-106.
- 6) FRANSOLET A.M. (1978). — Données nouvelles sur l'ottrélite d'Otré (Belgique). *Bull. Minéral.*, t. 101, p. 548-557.
- 7) FRANSOLET A.M. et BOURGUIGNON P. (1978a). — Di/Trioctahedral Chlorite in Quartz veins from the Ardenne (Belgium). *Can. Mineral.*, t. 16, p. 365-373.
- 8) FRANSOLET A.M. et BOURGUIGNON P. (1978b). — Pyrophyllite, dickite et kaolinite dans les filons de quartz du Massif de Stavelot. *Bull. Soc. roy. Sc. Liège*, t. 47, 5-8, p. 213-221.
- 9) FRANSOLET A.M., ABRAHAM K. and SAHL K. (1984). — Davreuxite : a reinvestigation. *Amer. Miner.*, t. 69, p. 777-782.
- 10) FRANSOLET A.M. and SCHREYER W. (1984). — Sudoite, di/trioctahedral chlorite : a stable low-temperature phase in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.*, t. 86, p. 409-417.
- 11) GEUKENS F. (1965). — Problème stratigraphique relatif aux planchettes Odeigne-Bihain. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 74, p. 214-219.
- 12) HANSON A. (1983). — Etude minéralogique de filons de la bordure méridionale du Massif de Stavelot. *Mém. de Licence inédit. Université de Liège*.
- 13) HEMLEY J. and JONES W. (1964). — Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Econ. Geol.*, t. 59, p. 538-569.
- 14) HERBOSCH A. (1965). — Contribution à l'étude géochimique de l'arsenic dans le Salmien entre Vielsalm et Salmchâteau. *Mém. de Licence inédit. Univ. libre de Bruxelles*.
- 15) HERBOSCH A. (1967). — La viridine et la braunite de Salmchâteau. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 76, p. 193-202.
- 16) KRAMM U. (1973). — Chloritoid stability in manganese rich low-grade metamorphic rocks. Venn-Stavelot Massif, Ardennes. *Contr. Mineral. Petrol.*, t. 41, p. 179-196.
- 17) KRAMM U. (1977). — Gahnite of the Venn-Stavelot Massif and its petrologic significance. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 100, p. 199-201.
- 18) KRAMM U. (1980). — Muskovit-Paragonit Phasenbeziehungen in niedriggradig metamorphen Schieferen des Venn-Stavelot Massivs, Ardennen. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, t. 27, p. 153-167.
- 19) LANGER K., HALENIUS E. and FRANSOLET A.M. (1984). — Blue andalusite from Otré, Venn-Stavelot Massif, Belgium. A new example of intervalence charge transfer in the aluminium silicate polymorphs. *Bull. Mineral.*, t. 107, p. 587-596.
- 20) MELON J., BOURGUIGNON P. et FRANSOLET A.M. (1976). — Les minéraux de Belgique. *Ed. Lelotte*, 280 p.
- 21) MICHOT J. (1977). — Genèse du chloritoïde en milieu statique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 81, p. B 159-177.
- 22) RENARD A. (1878). — Sur la structure et la composition minéralogique du coticule. *Mém. Acad. roy. Belg.*, *Mém. cour. in-4°*, t. 41, p. 2-41.
- 23) SCHREYER W. (1975). — New petrologic evidence for Hercynian metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Belgium. *Geol. Rundsch.*, t. 64, p. 819-830.
- 24) THEUNISSEN K. (1970). — L'andalousite et ses phases de transformation dans la région de Vielsalm. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 93, p. 363-382.
- 25) THEUNISSEN K. (1971). — Verband tussen de tectonische vervorming en de metamorfe rekristallisatie in het doorbraakdal van de Salm te Salmchâteau. *Doktoraatsproefschrift, Katholieke Universiteit Leuven*. (inédit).
- 26) THEUNISSEN K. et MARTIN H. (1969). — Découverte d'un phosphate alumineux des terres rares dans un coticule de Vielsalm. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 92, p. 173-176.
- 27) YEVIDE H. (1980). — Etude minéralogique et pétrologique du filon de quartz d'Otré (Massif de Stavelot, Belgique). *Mém. Licence inédit, Université de Liège*.

* * *

EXPLICATION DE LA PLANCHE VI  
EXPLANATION OF THE PLATE VI

Transformations progressives des roches de type A en roches de type B à E  
*Progressive transformation of A-type rocks into B- to E-type rocks*

Microphotographies en lumière naturelle

Champ : A à E : 6 × 8 mm ; F : 0,38 × 0,50 mm

*Microphotographs in natural light*

*Dimensions : a to e : 6 × 8 mm ; f : 0,38 × 0,50 mm*

Fig. a. — *Phyllade non transformé de type A.*

De petites lamelles de chloritoïde baignent dans la matrice de séricite et de chlorite et sont contournées par la schistosité (orientée NE-SW sur la photo).

Fig. a. — *Unaltered A-type phyllite.*

*Small lamellar chloritoid blasts with hematite inclusions lie in a sericite and chlorite matrix and are wrapped around by the foliation (NE-SW on the photograph).*

Fig. b. — *Phyllade de type B.*

On note une nette augmentation du nombre de cristaux en chloritoïde et la disparition de la schistosité.

Fig. b. — *B-type phyllite.*

*The number of chloritoid crystals increases and the foliation tends to disappear.*

Fig. c. — *Roche de type C.*

Les cristaux d'ottrélite sont plus nombreux et de plus grande taille avec une auréole limpide autour d'un noyau bourré d'inclusions d'hématite.

Fig. c. — *C-type rock.*

*The ottrelite crystals are more abundant and also larger, with a hematite rich core and a rim devoid of inclusions.*

Fig. d. — *Roche massive de type D.*

Les ottrélites, encore plus nombreuses, développent de grandes auréoles de croissance et forment des agrégats jointifs de cristaux enchevêtrés.

Fig. d. — *Massive D-type rock.*

*The ottrelite crystals are still more abundant and show very large rims which come in contact.*

Fig. e. — *"Ottrelélite" de type E.*

Roche entièrement recristallisée, formée de grandes plages continues d'ottrélite limpide (en gris), avec remplissage interstitiel de sudoïte et de quartz (en blanc).

Fig. e. — *"Ottrelélite" (E-type rock).*

*This rock is completely recrystallized and is composed of large coalescent ottrelite crystals (gray), with interstitial quartz and sudoite (white).*

Fig. f. — *Grande ottrélite dans une roche de type D.*

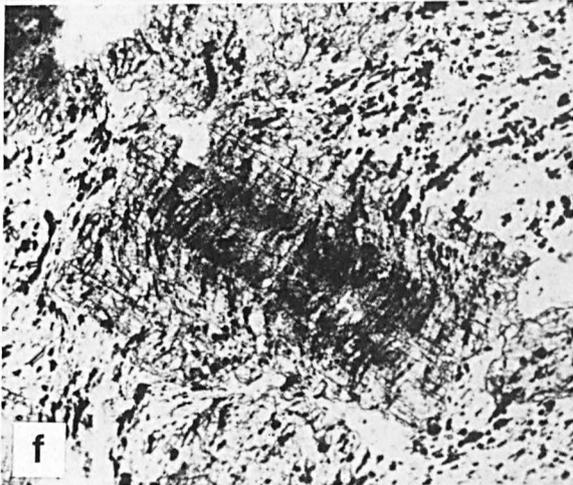
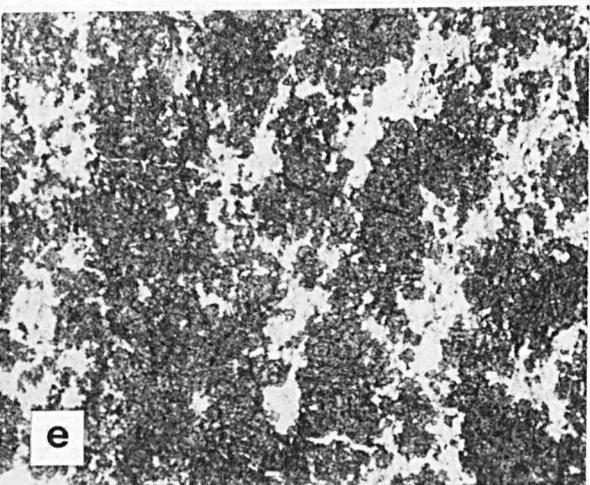
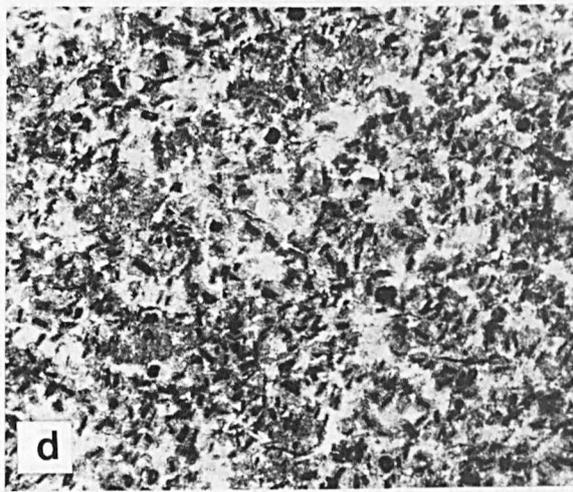
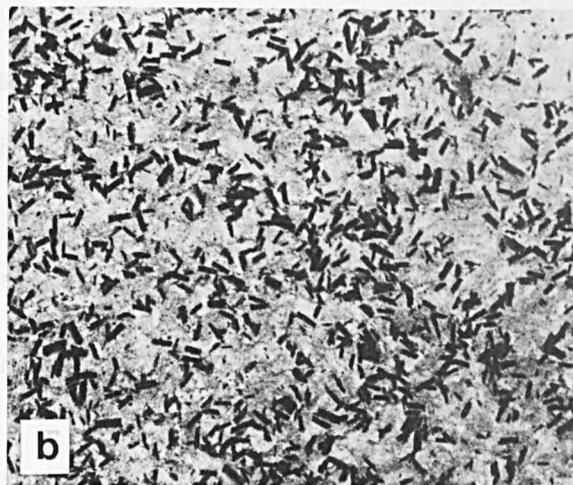
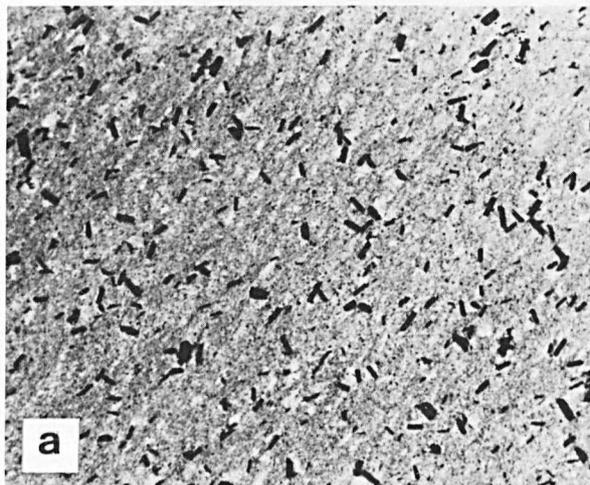
Ottrelélite cristallisant au travers de la schistosité hercynienne dont l'allure est encore clairement préservée à l'intérieur du grain.

Fig. f. — *Large ottrelite crystal in D-type rock.*

*Posttectonic crystallization of helicitic ottrelite across the Hercynian schistosity.*

«»







## Cinquante années de recherches géomagnétiques en Ardenne (1930-1980) Relations avec la géologie

### « Geomagnetic investigations in Ardenne » during 50 years (1930-1980) Geological correlations

par Edmond HOGE (*)

*Résumé.* — Ayant consacré la majeure partie de sa carrière à l'étude du géomagnétisme, tant en Belgique qu'à l'étranger, l'auteur donne un rapide aperçu des différents levés magnétiques qui furent effectués, notamment en Ardenne, tant par les géophysiciens que par des géologues. Certaines de ces recherches ont donné lieu à quelques sondages, en vue de déterminer la cause des anomalies magnétiques décollées par ces levés. Ces études ont permis de mettre en évidence, une fois de plus, le caractère multidisciplinaire des "géosciences", si judicieusement souligné, par le Professeur A. Beugnies, dans son adresse présidentielle de 1981, à la Société Géologique de Belgique (2).

*Abstract.* — *The author gives a brief summary of the geomagnetic surveys undertaken during 50 years specially in the metamorphic zone of the cambrian "Massifs" of the Ardennes. Once more, like Professeur A. Beugnies, he demonstrates the necessity of a successful collaboration between the "geosciences", in order to obtain a better knowledge of the lithosphere.*

C'est vers les années 1930 que, sous l'impulsion du Professeur Marcel Dehalu (1873-1960), de l'Université de Liège, le géomagnétisme connu en Belgique, et notamment en Ardenne, un regain d'intérêt et de vitalité.

En 1931, M. Dehalu et une de ses élèves, M. Merken, publient une nouvelle carte magnétique de la Belgique (4) basée, d'une part, sur les résultats obtenus par A. Hermant, auteur du premier levé magnétique du pays, réduit à la date du 1^{er} janvier 1913 (24) et, d'autre part, sur ceux obtenus par M. Dehalu, au cours des années 1903 à 1905 dans les bassins houillers du sillon Sambre-et-Meuse, complétés par un levé effectué au SE de Liège (4). Utilisant un mode de représentation des anomalies magnétiques, dit des "vecteurs déviants", de la composante horizontale  $\Delta H$  et de la composante verticale  $\Delta Z$ , du champ magnétique terrestre F, M. Merken dresse la carte générale des anomalies magnétiques (4).

Les résultats, mis en évidence par cette carte, sont confirmés, en 1933, par E. Hoge, qui apporte une nouvelle contribution à la carte magnétique de la

Belgique en l'étendant aux pays limitrophes et en réduisant tous les résultats à la date uniforme du 1^{er} janvier 1913 (25). Rappelons brièvement les faits que nous apporte l'examen de ces deux cartes, la première étant basée sur 195 stations et la seconde sur 277. Les axes des anomalies magnétiques  $\Delta H$  et  $\Delta Z$  (positives ou négatives, par rapport à une distribution théorique normale) suivent grosso modo l'allure du substratum paléozoïque de la Belgique et des régions voisines. Les anomalies positives  $\Delta Z$  suivent d'assez près les axes anticlinaux (Brabant, Ardenne), tandis que les anomalies négatives  $\Delta Z$  jalonnent les axes synclinaux (Cuvette crétacée de la Haine, sillon Sambre-et-Meuse, Bassin de la Campine). Un pôle de répulsion est mis ainsi en évidence un peu au Nord de Hasselt, tandis qu'un centre d'attraction apparaît dans la région de Spa.

C'est en 1932-1933 que se situe une grande entreprise en géophysique : la Seconde Année polaire internationale (A.P.I.), qui a lieu du 1^{er} août 1932 au 31 août 1933. Elle constitue une réédition de celle qui, cinquante ans plus tôt (1882-1883), avait eu pour

(*) Avenue Paul Deschanel, 243 - Boîte 08, B 1030 Bruxelles.

objet d'étudier certains phénomènes terrestres liés à l'activité solaire, celle-ci manifestant notamment une période de onze ans. Outre les stations magnétiques permanentes existant à cette époque (1882-1883), il fut décidé d'installer des stations temporaires dans l'Arctique, afin d'observer pendant un an (1^{er} août 1882-31 août 1883) les phénomènes magnétiques, auroraux et météorologiques. Marcel Dehalu fut chargé de recueillir les fonds nécessaires pour organiser la participation de la Belgique à cette seconde A.P.I. La station magnétique de l'Observatoire Royal d'Uccle, qui avait été transférée en 1913, à l'Institut Royal Météorologique de Belgique, subissait depuis le début du siècle l'influence perturbatrice des courants vagabonds engendrés dans le sol par les tramways à traction électrique. J'ai rappelé le 25 septembre 1982, lors d'une séance qui a eu lieu à l'Académie Royale de Belgique, la participation belge à cette seconde A.P.I. (1932-1933) (26). Grâce à l'intervention de M. Dehalu, la Belgique installa deux stations temporaires, l'une à Manhay (province de Luxembourg) et l'autre au Zaïre, à Elisabethville (Lubumbashi). L'étude des phénomènes géophysiques s'avérait également très importante dans les régions équatoriales. Ces deux nouvelles stations continuèrent à fonctionner au titre de stations permanentes. C'est ainsi que la station de Manhay, installée par mon collègue et ami regretté, le Professeur L. Koenigsfeld (1908-1979), est toujours en ordre de marche et dépend de l'Université de Liège depuis sa fondation (36, 37). Sa création, en 1932, a permis à la Belgique, non seulement de participer à d'autres entreprises sur le plan international (en géomagnétisme et aussi en paléomagnétisme) mais aussi d'exécuter toute une série de levés magnétiques effectués, tant par des géomagnéticiens que par des géologues, appliquant la méthode de prospection magnétique. L'existence d'une station dotée d'enregistrements continus des différentes composantes du champ magnétique permet, en effet, de corriger les mesures, faites en campagne, des variations du champ magnétique dues à des causes externes.

Passons rapidement en revue un certain nombre de ces travaux pour montrer le parti que les géologues peuvent obtenir par l'étude des régions affectées d'anomalies magnétiques, la cause de celles-ci pouvant dépendre de toute une série de facteurs, suivant leur forme, leur étendue et leur intensité. La découverte d'anomalies géophysiques (géomagnétiques, dans le cas actuel) est un fait intéressant mais la recherche de leur cause nécessite l'emploi de l'analyse mathématique et la solution du problème est loin d'être univoque. C'est pourquoi la collaboration entre géologues et géophysiciens s'avère si nécessaire. De même, la nécessité d'un sondage et le choix du lieu de son implantation posent toujours des questions très délicates !

Dès 1904, M. Dehalu avait pressenti le lien qui devait exister entre l'anomalie magnétique du Pays de Liège et la proximité du massif cambrien de Stavelot, situé au SE de la ville. Il avait également évoqué le

passage de la Faille eifélienne, qui avait été l'objet de nombreux travaux, parmi lesquels je me plais à rappeler ceux de mon Maître, le Professeur Paul Fourmarier et de ses élèves. Dès 1932, Fr. Corin avait signalé l'existence d'une anomalie magnétique à la frontière belgo-allemande, suite à un levé entrepris en 1931 par le Professeur H. Reich dans la région s'étendant de Lammersdorf à Montjoie (42). F. Corin avait exprimé le souhait que des recherches semblables aient lieu en territoire belge (3). Je réalisai ce vœu grâce à M. Dehalu, qui me proposa d'entreprendre un levé magnétique des Hautes Fagnes, entre le méridien de Sart-lez-Spa et Francorchamps et la frontière belgo-allemande. Ce levé comporte 512 stations, à raison d'une station par kilomètre carré et, en outre, une quarantaine de points supplémentaires situés à des distances de l'ordre de 3 à 4 km à l'Ouest de la région des Hautes Fagnes et englobant ainsi la région de Spa. Les stations du Professeur H. Reich ont été ajoutées et quelques-unes de celles-ci, se trouvant en territoire belge mais joignant deux localités allemandes, ont pu être réoccupées et ont permis ainsi d'effectuer le raccord entre les deux levés. L'ensemble des résultats m'a permis de dresser la carte des anomalies de la composante verticale  $\Delta Z$ . Ce travail a été publié dans le mémoire in-4° de la Classe des Sciences de l'Académie Royale de Belgique (27). La carte d'ensemble a été reproduite dans un article du Professeur I. de Magnée, paru dans la revue *Ciel et Terre* et intitulé *Géologie et Géophysique* (5). Bien que datant de 40 ans, cet article constitue une excellente mise au point sur l'aide mutuelle que s'apportent ces deux sciences, en vue de la résolution des problèmes relatifs à la Terre. Seules, les techniques ont évolué avec l'apparition des méthodes modernes de prospection, basées notamment sur l'emploi de l'avion et de la télédétection par satellite. Le levé magnétique des Hautes Fagnes a été effectué avec une balance de Schmidt, acquise par l'Université de Liège pour la station de Manhay. C'était un des premiers modèles de cette balance qui, à cette époque, ne comportait pas encore une compensation automatique pour les variations du moment magnétique de l'aimant, dues aux changements de température. La carte des anomalies  $\Delta Z$  a mis en évidence les faits essentiels suivants : augmentation des  $\Delta Z$  du N vers le S ; confirmation d'un maximum dans la région de La Gleize, au Sud de Spa ; un axe d'anomalies positives de direction NE-SW, jalonné par une série d'îlots avec maxima dépassant 300 ou 400  $\gamma$  ( $1 \gamma = 10^{-5}$  Oerstedt) et prolongeant en Belgique, jusque Malmédy, les anomalies positives mises en évidence par H. Reich. Comme l'a fait remarquer le Professeur I. de Magnée, la "ligne de crête" des anomalies positives suit de très près une limite géologique de première importance, le contact discordant du Dévonien sur le massif cambrien de Stavelot (5).

Je poursuivis l'étude des anomalies magnétiques des Hautes Fagnes en effectuant, en 1936-1937, un levé détaillé d'une des anomalies décelées au cours de mon

premier levé, à savoir : l'anomalie s'étendant au N de Sourbrodt, entre la Fagne wallonne à l'W et le Roerbusch à l'E (28). Utilisant la balance magnétométrique de Copenhague, la B.M. 5 (33), j'ai occupé quelque 325 stations situées à des distances allant de 50 à 300 m. Les résultats furent reportés sur une carte au 1/10 000. Ils fournissent également les anomalies  $\Delta Z$  en  $\gamma$ . L'anomalie de Sourbrodt fut largement confirmée et précisée et quelques anomalies, de caractère très local, ont été mises en évidence. Au cours d'une excursion géologique effectuée en 1937 avec deux amis géologues, Charles Ancion et Paul Macar, ils établirent une esquisse géologique de la région étudiée en observant une série d'affleurements judicieusement choisis et ils mirent en évidence une faille soulignant le contact anormal du Salmien sur le Revinien (1).

Au cours des années 1937 et 1938, j'ai effectué un levé magnétique couvrant un bon tiers du territoire belge et comportant 558 stations réparties à l'Est du méridien de Namur, à raison de 1 station par 25 km². Il comporte des déterminations de la composante verticale effectuées à nouveau avec la B.M. 5. La carte des valeurs observées de  $\Delta Z$ , réduites au 1^{er} janvier 1938, en utilisant comme ci-avant les enregistrements obtenus à la station magnétique de Manhay, fut présentée pour la première fois au Congrès de l'A.F.A.S. en juillet 1939 et publiée dans la revue française *La Météorologie* (29). Grâce à la densité plus forte que le levé général de A. Hermant, il permit de faire apparaître quelques nouvelles anomalies (Bilsen, Hesbaye, Serpont, Paliseul, etc...), signalées dans d'autres publications et mises en relation avec la géologie (30).

En 1937-1938, Paul Duhoux, Ingénieur des Mines et Géologue (A.I.Lg), publia une intéressante étude géomagnétique du Massif de Hourt. C'est le premier exemple d'application en Belgique, de la méthode magnétique de prospection (14). L'auteur a essayé de débrouiller la tectonique de détail du massif devillien de Hourt et de définir ses relations avec le Revinien en utilisant à titre de fil conducteur le niveau des phyllades aimantifères (Dv2b) et, subsidiairement, en définissant l'allure probable des contacts.

Au cours de la période s'étageant de 1942 à 1952, plusieurs membres du Centre de Prospection géophysique, créé par le Professeur I. de Magnée, entreprirent différents travaux particulièrement intéressants, relatifs à la prospection géomagnétique. Citons notamment deux notes sur les courbes d'anomalies magnétiques horizontale et verticale dues à une couche inclinée, par P. Evrard (16) ; le levé géomagnétique du Salmien supérieur manganésifère de la vallée de la Lienne, par P. Evrard et L. Koenigsfeld (17) ; l'étude magnétique de la tectonique du Cambrien du Brabant à l'Est de Court-Saint-Etienne, par I. de Magnée et J. Raynaud (6) et une contribution magnétique à la connaissance géologique du massif de la Gette, par J. Raynaud (40).

En 1950, eut lieu à Bruxelles le III^e Congrès National des Sciences, organisé par la Fédération belge des

Sociétés scientifiques. E. Hoge y présenta les cartes magnétiques de la Belgique et des régions limitrophes (déclinaison, inclinaison et composante horizontale), réduites au 1^{er} janvier 1943 (31). Elles avaient été dressées pour l'Atlas National de Belgique, Pl. V (Pesanteur et Géomagnétisme) par L. Jones et E. Hoge (35). C'est à ce même Congrès qu'eut lieu un Symposium consacré aux « Mouvements récents du sol de la Belgique et les enseignements qu'ils apportent dans le domaine de la géophysique », par P. Fourmarier (Caractères géographiques et conclusions géologiques), L. Jones (Relations avec la gravimétrie), Ch. Charlier (La sismicité de la Belgique) et E. Hoge (Synthèse du magnétisme terrestre).

C'est au cours des années 1940-1945 que E. Lahaye (1897-1982), qui était alors Chef de Service du Magnétisme terrestre et sciences connexes de l'Institut Royal Météorologique de Belgique (I.R.M.) conçut le projet de créer un Centre de Physique du Globe en vue, non seulement de remplacer la station magnétique d'Uccle (perturbée depuis le début du siècle par les lignes de transport électriques, voisines de l'I.R.M.) mais aussi de trouver un emplacement où il serait possible d'étudier dans des conditions favorables, c'est-à-dire dans un endroit libre de toutes perturbations artificielles, toute une série de phénomènes terrestres associés à l'activité solaire (tels le géomagnétisme, les courants telluriques, l'ionosphère, les manifestations aurorales, etc...). Ce projet se réalisa au cours des années 1948 à 1955 et le Centre, situé à Dourbes, dans la vallée du Viroin, sur un « tienne » de calcaire appartenant au Dévonien supérieur, fut inauguré officiellement le 25 juin 1956. J'ai rappelé dans un article (32), intitulé « Le 25^e anniversaire de la création du Centre de Physique du Globe de Dourbes (1956-1981) » et paru dans la revue *Ciel et Terre*, l'historique de la réalisation de ce Centre (qui dépend de l'I.R.M.), de ses activités et de ses projets. Son créateur, E. Lahaye, fut nommé Directeur de l'I.R.M. en 1951 et, lors de sa mise à la retraite en 1963, ce fut mon collègue et ami A. De Vuyst qui fut nommé Chef de Département de Géophysique interne comprenant deux sections : a) « Géomagnétisme et courants telluriques » et b) « Paléomagnétisme et Magnétohydrodynamique ». Il était en même temps responsable de l'ensemble du Centre, qui comportait d'autres sections, certaines dépendant de l'I.R.M. et d'autres de l'Observatoire royal de Belgique. J'eus l'occasion de participer, d'abord à l'installation des appareils enregistreurs et des instruments destinés aux mesures absolues de la nouvelle station magnétique située au Centre de Dourbes et, ensuite aux travaux scientifiques et aux observations effectuées dans le cadre de la géophysique interne. C'est ainsi que sous la direction de E. Lahaye (39), je participai avec mes collègues A. De Vuyst et L. Koenigsfeld au nouveau levé magnétique de la Belgique, qui comporte près de 700 stations (en moyenne une station par 50 km² et un peu plus dans quelques régions d'anomalies) où furent mesurées les composantes horizontales et verti-

cales du champ magnétique. A. De Vuyst consacra plusieurs mémoires à la détermination et à l'étude des anomalies magnétiques, ainsi qu'à l'étude de la variation séculaire du champ magnétique dans notre pays (voir bibliographie : 8 à 13).

En 1951, après la X^e Assemblée Générale de l'U.G.G.I. (Union géodésique et géophysique internationale) qui eut lieu à Bruxelles, j'effectuai avec mon collègue C. Gaibar-Puertas, du Conseil Supérieur des Recherches scientifiques en Espagne, un levé géologique et géomagnétique du massif cambrien du Serpont, situé au Nord de Libramont, sur l'axe de l'anticlinorium de l'Ardenne. Dès mon levé de 1938, j'y avais décelé d'importantes anomalies magnétiques, s'élevant à plus de 500  $\gamma$  entre stations distantes de 5 km (en composante verticale). Notre levé, effectué de septembre à novembre 1951, comporte 455 stations. Il donna lieu à plusieurs publications (voir bibliographie : 18, 19, 38). Il permit de déceler : 1) une anomalie magnétique de plusieurs centaines de gammas ( $\gamma$ ) dirigée suivant un axe de direction NW-SE, là où les plis de direction varisque passent de la direction W-E à celle de SW-NE ; 2) quelques anomalies très localisées, atteignant plusieurs milliers de gammas et situées sur l'axe précité de direction NW-SE. La plus importante, située au pied d'une falaise de poudingue pugilaire de Bras, reposant sur des phyllades cambriens, a fait l'objet d'un levé magnétique très détaillé, avec des stations situées de 1 à 5 mètres. Cette anomalie atteint environ 13.000  $\gamma$  sur une longueur de quelque 13 m, avec un minimum de — 6.000  $\gamma$  vers le Nord et un maxima de + 7.000  $\gamma$  vers le Sud (suivant une direction approchée NNE-SSW) (19, 21). (Rappelons que la variation normale de la composante verticale Z est de + 5  $\gamma$  par km quand on va du S vers le N). Deux sondages mécaniques furent effectués sous la direction du Service Géologique de Belgique (Directeur : A. Grosjean). Leur profondeur atteignait respectivement 20 m et 80 m, l'un entre le minimum et le maximum, l'autre quelques mètres au S du maximum. Les carottes retirées et approchées de la balance magnétique utilisée lors du levé, étaient essentiellement constituées de quartzophyllades imprégnés notamment de quartz et de pyrrhotine (environ 9 % dans certains échantil-

lons), minéral possédant des propriétés magnétiques très accentuées. Nous adressons à nouveau nos remerciements pour la collaboration étroite que nous ont fournie les membres du Service Géologique : A. Grosjean (†), A. Delmer, R. Legrand, M. Gulinck (†), ainsi que les Professeurs F. Geukens, P. Fourmarier (†), E. Asselberghs (†), etc... (18).

Signalons encore, avant de terminer cette rapide synthèse forcément incomplète, l'étude géomagnétique, effectuée par J.M. Graulich et L. Koenigsfeld (22), de la partie méridionale du massif devillien de Grand-Halleux (massif de Stavelot), qui donna lieu à l'exécution d'un sondage de quelque 3.000 mètres (23), un levé géomagnétique de la région métamorphique de Remagne par P. Evrard (15) ; un levé géomagnétique de la région de Paliseul par L. Colombin ; un levé magnétique dans le massif cambrien de Stavelot, qui permit à Jean Raynaud d'étudier la structure géologique de la bordure méridionale du massif devillien de Falize-Ligneuville (41) ; des observations géologiques complétées par un levé magnétique dans la région de Willerzie (massif de Rocroi) par F. Geukens (20) ; un levé magnétique effectué en 1953 par G. Godard, sous-préfet de Sedan, dans le massif de Rocroi (basé sur des mesures de Z et H, dans les Ardennes françaises) et publié dans les *Annales de Géophysique* (Paris) ; etc...

Je terminerai enfin cet article en signalant que j'espère publier sous peu les résultats de mon dernier levé magnétique effectué au cours des années 1971 à 1975, dans la région de Spa, levé commencé peu avant l'électrification de la ligne de chemin de fer Pepinster-Spa. Un premier aperçu de ce travail et une carte magnétique provisoire ont été publiés dans la revue *Hautes Fagnes*, en 1978 (34). Ce levé englobe notamment la célèbre « Fenêtre de Theux », chère à notre regretté Maître Paul Fourmarier, dont je suivis le Cours de Géologie générale et Compléments en 1945-1946.

C'est de tout cœur que je m'associe à l'hommage rendu au Professeur A. Beugnies et que je partage son enthousiasme pour l'étude géologique et géophysique de l'Ardenne.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANCION Ch. et MACAR P. (1977). — Note sur la constitution géologique du Ruhr-Busch. *Hautes Fagnes*, 43^e année, n° 4. p. 234-236, fig. 6.
- 2) BEUGNIES A. (1981). — Méditations ardennaises. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 104, p. 217-222.
- 3) CORIN Fr. (1932). — Sur la coïncidence entre une région d'anomalie géophysique et la province métamorphique délimitée entre Bévercé et Lanmersdorf. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. 62, p. 42-43.
- 4) DEHALU M. et MERKEN M. (1931). — Nouvelle carte magnétique de la Belgique. Mém. in-4°, Cl. Sc. *Ac. Roy. Belg.*, 2^e série, t. X, 7 cartes.
- 5) DE MAGNEE I. (1947). — Géologie et Géophysique. *Ciel et Terre*, 63^e année, Brux., n° 7 à 12.
- 6) DE MAGNEE I. et RAYNAUD J. (1944). — Etude de la tectonique du Cambrien à l'Est de Court-Saint-Etienne. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 67, Mém., p. 495-546.
- 7) DE MAGNEE I. et EVRARD P. (1945). — La valeur de l'interprétation géologique des profils magnétiques. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 69, p. 35-45.
- 8) DE VUYST A. (1963). — La définition d'un champ magnétique normal de la Belgique pour l'époque 1960. *I.R.M.*, Mém. Série A, format in-4°, n° 37.
- 9) DE VUYST A. (1963). — Les anomalies magnétiques de la Belgique. *I.R.M.*, Mém. Série A, format in-4°, n° 38.
- 10) DE VUYST A. (1964). — La variation séculaire du champ magnétique en Belgique. *I.R.M.*, Série A, format in-4°, n° 48.
- 11) DE VUYST A. (1976). — Valeurs et distribution des éléments géomagnétiques en Belgique. Cartes pour l'époque 1975. *I.R.M.*, publ. série A, format in-4°, n° 98.
- 12) DE VUYST A. et HOGE E. (1966). — Atlas de Belgique. Comité national de Géographie. Pl. 5b. - Géomagnétisme.
- 13) DE VUYST A. (1967). — De verdeling de op en neerwaartse voorzetting en de statistische behandeling van de magnetische anomalies van de vertikale intensiteit van België. *Verh. van de koninkl. vlaamsche Acad. voor Wetenschappen. Letteren en Schone Kunsten van België. Kl. der Wetensch.*, Jaarg. XXIX, 1967, n° 98, 67 p., 3 cartes.
- 14) DUHOUX P. (1939). — Etude géomagnétique du Massif de Hourt. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 62. Mém., p. 107-151.
- 15) EVRARD L. (1964). — Levé géomagnétique de la région métamorphique de Remagne. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. 72, 1963, p. 383-392. 2 fig.
- 16) EVRARD P. (1943). — Les courbes d'anomalies magnétiques horizontale et verticale dues à une couche mince inclinée. *Bull. Soc. Roy. des Sciences de Liège*, n° 2. p. 103-108. Séance du 18 février 1943.
- 17) EVRARD P. et KOENIGSFELD L. (1944). — Levé magnétique du Salmien supérieur manganésifère de la vallée de la Lienne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 67, Mém., p. 495-546.
- 18) GAIBAR-PUERTAS C. et HOGE E. (1951). — Description et interprétation provisoire de quelques observations géomagnétiques et géologiques effectuées sur le Massif de Serpont. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 60, fasc. 3, p. 374-397, 2 cartes.
- 19) GAIBAR-PUERTAS C. (1953). — A propos de la grande anomalie magnétique et des sondages de Bras. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 61, fasc. 3 et dernier, 1952, p. 292-306, 3 fig.
- 20) GEUKENS F. (1981). — Observations géologiques dans la région de Willerzie. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 104, juin 1981, p. 67-73, 3 fig., 1 pl.
- 21) GULINCK M., HOGE E. et GEUKENS F. (1952). — Résultats préliminaires des sondages de Bras (massif de Serpont). *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 61, fasc. 2. p. 236-245, 2 fig., 1 pl.
- 22) GRAULICH J.M. et KOENIGSFELD J.L. (1962). — Etude géomagnétique de la partie méridionale du massif devillien de Grand-Halleux (massif de Stavelot). *Explication des cartes géol. et minières de la Belgique*, mém. n° 3, 72 p., 3 pl., 17 fig.
- 23) GRAULICH J.M. (1980). — Le sondage de Grand-Halleux. *Min. des Aff. Ec., Ad. des Mines, Serv. Géol.*, Prof. Paper n° 175, 78 p., 4 pl.
- 24) HERMANT A. (1920). — Levé magnétique de la Belgique au 1^{er} janvier 1913. *Ann. Observ. roy. de Belgique*, t. VI, fasc. III, 1920.
- 25) HOGE E. (1934). — Nouvelle contribution à la carte magnétique de la Belgique. Mém. in-4°, Cl. Sc., *Acad. roy. de Belgique*, 2^e série. t. XI, 1 carte.
- 26) HOGE E. (1983). — La participation belge à l'Année polaire 1932-1933. Extrait de « Un triple anniversaire en géophysique ». *Ac. roy. de Belgique*, Bull. Cl. des Sc., p. 182-184.
- 27) HOGE E. (1935). — Etude des anomalies magnétiques de la composante verticale du champ magnétique terrestre dans la région des Hautes Fagnes. Mém. in-4° Cl. Sc., *Ac. roy. de Belgique*, t. XI, 1 carte.
- 28) HOGE E. (1937). — Résultats d'un levé magnétique détaillé dans la région de Sourbrodt. Mém. in-4°. Cl. Sc., *Ac. roy. de Belgique*, t. XI, 1 carte.
- 29) HOGE E. (1939). — L'étude des anomalies magnétiques en Belgique. *La Météorologie*, Paris VII^e, 3^e sér., n° 23, sept.-oct. 1939, p. 273-276.
- 30) HOGE E. (1950). — Essai d'interprétation géologique des anomalies magnétiques décelées dans l'Est de la Belgique. *Transactions of Oslo Meeting*, August 19-28. 1948. IATME. Bull. n° 13, p. 402-403. Intern. Union of Geodesy and Geophysics. Edited by J.W. Joyce, Washington.

- 31) HOGE E. (1951). — Cartes magnétiques de la Belgique et des régions limitrophes. *Inst. Royal Météor. de Belg.* Mém., vol. 48. Communications présentées au III^e Congr. Nat. des Sciences, Brux., 1950, p. 17-21. 3 cartes : déclinaison, inclinaison et composante horizontale au 1-1-1943.
- 32) HOGE E. (1982). — Le 25^e anniversaire de la création du Centre de Physique du Globe de Dourbes (1956-1981). *Ciel et Terre*, vol. 98, p. 283-291, 6 photos.
- 33) HOGE E. (1977). — La balance magnétométrique de Copenhague. *Hautes Fagnes*, 43^e année, n° 4., p. 222-230, fig. 4 dans « L'étude des anomalies magnétiques dans la région des Hautes Fagnes ».
- 34) HOGE E. (1978). — Levé magnétique de la Région de Spa et de la Fenêtre de Theux (1971-1975). *Hautes Fagnes*, n° 2, 44^e année, p. 80-88, fig. 9-12.
- 35) JONES L. et HOGE E. (1957). — « Planche 5 de l'Atlas de Belgique ». Pesanteur et géomagnétisme. Comité National de Géographie. 1957, 4 cartes.
- 36) KOENIGSFELD L. (1935). — Observations magnétiques faites à Manhay pendant l'Année Internationale Polaire. Mém. in-4°, Cl. Sc. Ac. Roy. de Belgique, 2^e sér., t. 11.
- 37) KOENIGSFELD L. (1949). — La station magnétique de Manhay. Son activité avant et après la guerre. *Bull. Soc. Roy. des Sciences de Liège*, n° 8, 9, 10, p. 375-379, 1 fig.
- 38) HOGE E. (1977). — Anomalies magnétiques et roches métamorphiques en Belgique (résumé seul). *Bull. Soc. belge Géologie*, t. 86, fasc. 1, p. 23-24, fig. 1 (Anomalie magnétique du massif de Serpont).
- 39) LAHAYE E., KOENIGSFELD L., DE VUYST A., HOGE E. (1957). — Nouveau levé magnétique de la Belgique. *Inst. Roy. Météor. de Belg.*, publ. série A, n° 5, 95 p., fig., tabl., cartes.
- 40) RAYNAUD J. (1952). — Contribution magnétique à la connaissance du Massif de la Gette. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 75, p. 283-291.
- 41) RAYNAUD J. (1977). — Levé magnétique dans le massif cambrien de Stavelot. Structure géologique de la bordure méridionale du massif devillien de Falize-Ligneuville. *Ann. des Mines de Belgique*, 2^e livraison, février 1977, p. 125-138, 5 fig.
- 42) REICH H. (1931). — Ergebnisse regional magnetischer Forschung in der Eifel. *Zeit der Duit. Geol. Gesellschaft*, Bd 83, Jhg 1931, Heft 9.

—«»—

## Mise en évidence de rotations tardihercyniennes à partir d'un profil paléomagnétique à travers l'Ardenne et le Brabant

### Paleomagnetic evidence for late hercynian rotations from a paleomagnetic profile through Ardenne and Brabant

par Jean-Bernard EDEL (*) et Michel COULON (**)

**Résumé.** — Une étude paléomagnétique a été effectuée sur des séries sédimentaires et des formations effusives et intrusives cambriennes à viséennes de l'Ardenne (vallée de la Meuse) et du Brabant. Après un traitement approprié, les données de 28 sites montrent des réaimantations post-plissement, i.e. post-Westphalien. En Ardenne, deux groupes de directions ressortent, les directions A (moyenne :  $D = 212^\circ$ ,  $I = -11^\circ$ ) avec des températures de déblocage autour de  $330^\circ\text{C}$  et les directions B (moyenne :  $D = 236^\circ$ ,  $I = 2^\circ$ ) avec des températures comprises entre  $350$  et  $580^\circ\text{C}$ . Dans le Brabant, les directions A' sont groupées autour de  $D = 204^\circ$ ,  $I = -7^\circ$ . Des différences de déclinaisons entre l'Ardenne, le Massif Rhénan et le Brabant sont interprétées comme résultant de rotations horaires tardi-varisques. La virgation de l'Ardenne est liée très probablement à un tel mouvement.

**Abstract.** — Standard paleomagnetic techniques have been performed on Cambrian to Viséan sedimentary series as well as on extrusive and intrusive formations from the Ardenne (along the Meuse valley) and the Brabant. After appropriate cleaning the samples from all the 28 sites yield post-folding, i.e. post-Westphalian, magnetic overprinting. In the Ardenne, two groups of directions came out, the A directions (mean :  $D = 212^\circ$ ,  $I = -11^\circ$ ) with unblocking temperatures around  $330^\circ\text{C}$  and the B directions (mean :  $D = 236^\circ$ ,  $I = 2^\circ$ ) with temperatures ranging from  $350$  to  $580^\circ$ . In the Brabant, the A' directions cluster around  $D = 204^\circ$ ,  $I = -7^\circ$ . Differences of the declinations in the Ardenne, the Rhenish Massif and the Brabant are interpreted as due to late variscan clockwise rotations. The bent of the Ardenne results very likely from such a motion.

#### INTRODUCTION

Un accident majeur, la faille du Midi, correspondant au front varisque sépare les séries chevauchantes de l'Ardenne des séries autochtones du Brabant et du Bassin de Namur. La sismique réflexion montre qu'il s'agit d'un chevauchement de socle qui plonge sous l'Ardenne et se poursuit sous le Bassin de Paris où il se confond avec le toit de la croûte inférieure (ECORS, 1984), témoignant ainsi de mouvements de grande ampleur à la fin de l'orogénèse hercynienne.

Le but de cette étude était de connaître les évolutions relatives en paléolatitudes et en direction de

l'Ardenne et du Brabant au cours du Dévono-Carbonifère et, en particulier, de voir dans quelle mesure le paléomagnétisme peut apporter des renseignements complémentaires sur les mouvements tardihercyniens à l'origine de ce grand chevauchement.

L'étude du paléomagnétisme des terrains paléozoïques de l'Ardenne et du Brabant est axée sur la vallée de la Meuse du Massif de Rocroi à la région de Namur et sur l'alignement E-W du magmatisme siluro-ordovicien du Brabant (fig. 1). Il est donc possible de comparer les données paléomagnétiques du môle calédonien brabançon plissé et métamorphisé à  $400\text{ M.A.}$  (André *et al.*, 1981) et de l'Ardenne hercynienne où

(*) Laboratoire de Paléomagnétisme. LA 323, Institut de Physique du Globe. 5, rue Descartes, 67084 Strasbourg Cedex (France).

(**) Groupe d'Etudes Géologiques de l'Université de Reims. Laboratoire de Géologie régionale et Pétrologie structurale (Nancy I), Faculté des Sciences. 51062 Reims Cedex (France).

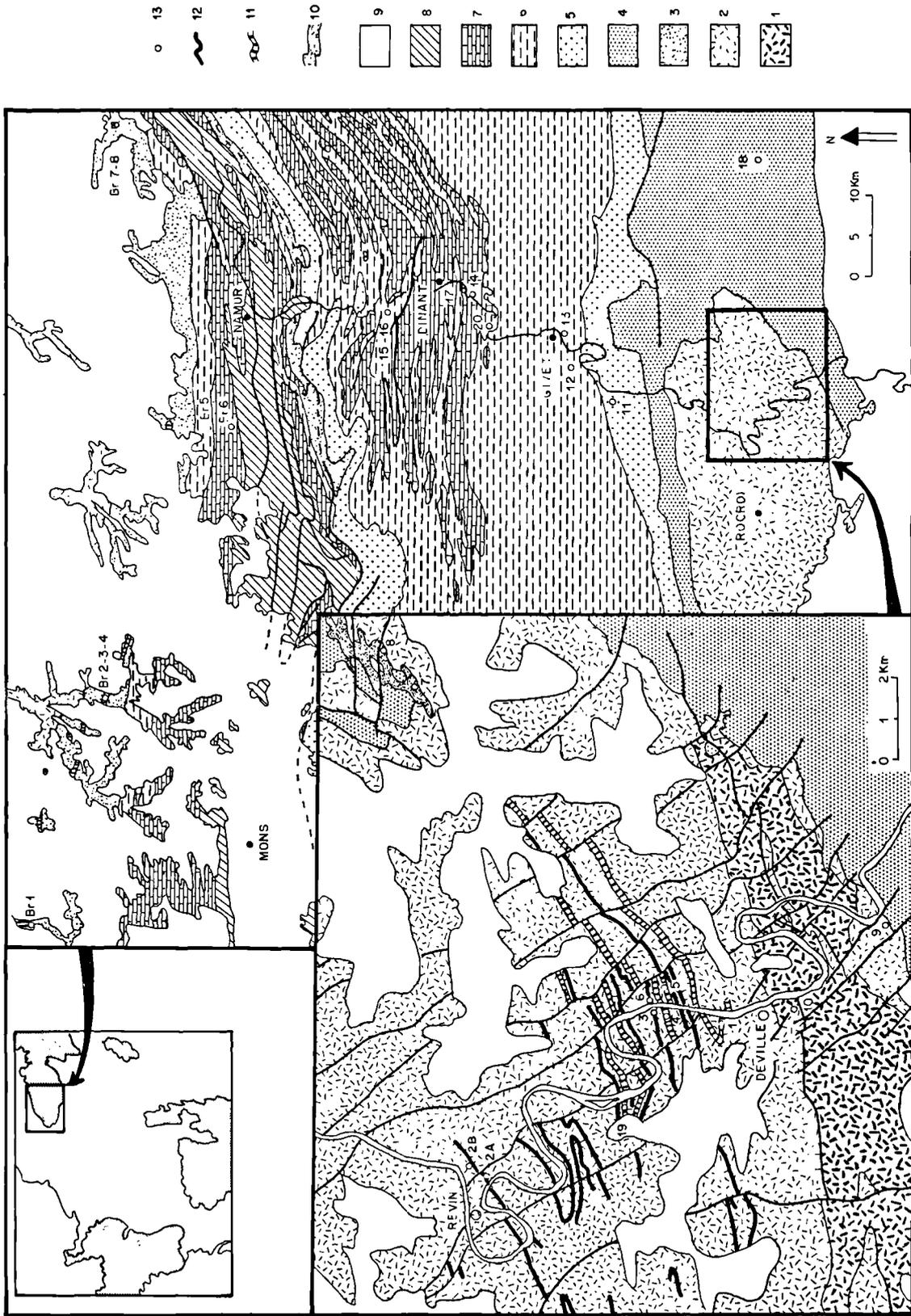


Fig. 1. — Carte géologique et localisation des sites paléomagnétiques.

- 1, Cambrien basal (cartouche). — 2, Cambrien (carte générale) et Cambrien terminal (massif de Rocroi). — 3, Ordovicien et Silurien. — 4, Gédinien. — 5, Siegénien et Emsien. — 6, Méso et Néo-Dévonien. — 7, Dinantien. — 8, Namurien et Westphalien. — 9, Post-Carbonifère. — 10, Volcanites de Willerzie. — 11, Microgranites. — 12, Diabases. — 13, Sites paléomagnétiques. [Carte dessinée d'après Atlas de Belgique, Pl. 8, et Beugnies (1962)].
- 1, Lower Cambrian (inset map). — 2, Cambrian (general map) and Upper Cambrian (Rocroi massif). — 3, Ordovician and Silurian. — 4, Gedinian. — 5, Siegenian and Emsian. — 6, Middle and Upper Devonian. — 7, Dinantian. — 8, Namurian and Westphalian. — 9, Postcarboniferous. — 10, Volcanics of Willerzie. — 11, Microgranites. — 12, Diabases. — 13, Paleomagnetic sites. [Map according to Atlas de Belgique, Pl. 8, and Beugnies (1962)].

les âges métamorphiques les plus jeunes sont 305 M.A. (Michot, 1976) et 297 M.A. (Piqué *et al.*, 1984). D'après Beugnies *et al.* (1980), dans le massif cambrien de Rocroi, les paragenèses à chloritoïde, ilménite, chiastolite et magnétite précèdent la schistosité de flux S1, la croissance du chloritoïde se poursuit après S1, mais prend fin avant la crénulation S2. Postérieurement au plissement et au métamorphisme, mais antérieurement à la fracturation transverse, des mouvements E-W dextres sont reconnus (Beugnies, 1983); ainsi, au niveau de l'aire anticlinale de l'Ardenne, la faille de la Carbonnière-Opont indique un rejet de 15 à 18 km.

### I. — LES SITES ARDENNAIS

En Ardenne, l'intensité du métamorphisme et de la fabrique schisteuse décroît du Sud au Nord (Beugnies, 1962; Dandois, 1981; Piqué *et al.*, 1984). Au nord du massif cambrien de Rocroi recouvert en discordance par le Dévonien, la variation est globalement parallèle à la succession stratigraphique. Le choix des sites a été réalisé en fonction de ce gradient et de l'aptitude des roches en tant que marqueurs paléomagnétiques.

#### 1) Le massif cambrien de Rocroi et ses intrusions magmatiques.

L'échantillonnage a porté sur les sills de diabases (2A, 2B, 3, 6) et de microgranites (1, 4, 5, 19) intrusifs à des niveaux préférentiels de la série silto-gréseuse cambrienne (Beugnies, 1962). La variabilité des faciès est due aux différentes paragenèses métamorphiques, à l'hydrothermalisme et aux conditions d'écoulement dans les caisses filoniennes (développement de la structure grenue, ségrégation des cristaux, formation de franges de Bagnold pluridécimétriques). La conservation du paléomagnétisme est en rapport avec le développement de la structure grenue et la puissance des filons; par contre, les faciès hydrothermaux ou fortement affectés par la schistosité sont relativement défavorables. En outre, deux autres sites sont testés dans la série sédimentaire épimétamorphique (10, carrière de Deville; 9, carrière de l'Hermitage à Bogny où le métamorphisme à chloritoïde affecte le Cambrien et le Gedinnien discordant).

#### 2) La série dévonienne.

Il s'agit d'une série sédimentaire formée par une alternance d'épisodes détritiques et carbonatés. Les sites 7 et 8 sont implantés dans la formation rhyolitique de Willerzie située au niveau de la discordance à l'Est du massif de Rocroi (Beugnies *et al.*, 1976). Les autres sites de la série dévonienne sont placés dans les grès de l'Emsien (11, carrière de Vireux) et dans les calcaires du Givétien inférieur en position renversée à l'Ouest de la Meuse (12) et normale à l'Est (13). A Hastière, le site 20 comprend un échantillonnage des grès du Famennien au Calcaire d'Etrœungt (Strunien).

#### 3) La série dinantienne.

Les sites sont implantés à différents niveaux stratigraphiques de cette série essentiellement calcaire :

- base du Tournaisien (17, coupe du pont-rail d'Anseremme),
- limite Tournaisien-Viséen (14, synclinal de Freyr),
- Viséen moyen (15, Anhée),
- Viséen supérieur (16, Anhée).

### II. — LES SITES DU BRABANT ET DU NORD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR

Les séries du Paléozoïque inférieur sont le plus souvent masquées par les dépôts tertiaires et n'affleurent que dans les vallées où à l'occasion de grandes carrières qui décapent la couverture cénozoïque. Le Cambrien offre certaines analogies avec celui des massifs anciens ardennais, il est surmonté par une épaisse série phylladeuse siluro-ordovicienne. La limite siluro-ordovicienne est marquée par une activité volcanique importante, distribuée selon un arc Ostende-Liège, épousant la courbure de la bordure méridionale du môle brabançon.

#### Les sites siluro-ordoviens.

##### a) Br1 - Lessines.

Il est situé dans un empilement de plusieurs centaines de mètres de sills prismés datés à 419 M.A. (André et Deutsch, 1984). La roche dacitique est composée de phénocristaux de quartz, de plagioclases, de ferro-magnésiens dispersés dans une mésotase holocristalline. Les échantillons présentent une paragenèse de basse température à quartz, albite, chlorite et épidote. Dans nos prélèvements, la structure microgrenue est mieux marquée dans les sills inférieurs que dans les sills supérieurs à structure sphérolitique, plus affectés par les déformations calédoniennes.

##### b) Br2, Br3, Br4 - Fauquez.

L'activité volcanique donne lieu à des émissions de laves et de pyroclastites et à la formation de niveaux volcanosédimentaires au toit du complexe. L'analyse minéralogique montre une grande analogie avec les volcanites dacitiques de Lessines. L'altération hydrothermale et les effets de la tectonique calédonienne y sont plus marqués. Les niveaux volcanosédimentaires sont prélevés en Br2, les ignimbrites en Br3, l'échantillonnage de Br4 est réalisé dans un ensemble de tufs et de laves recoupés par des dykes prismés dans le vallon du Bois du Roc.

##### c) Br7, Br8 - Le Pitet.

Là aussi, les tufs (Br7) et les laves (Br8) d'âge Wenlockien sont transformés par l'hydrothermalisme et fortement schistosés.

### III. — ETUDE PALEOMAGNETIQUE

L'étude a porté sur 340 carottes de 25 mm de diamètre sur 25 mm de longueur. Les intensités d'Aimantation Rémanente Naturelle ne dépassent pas  $2.10^{-2}$  A/m. Dans les calcaires, on constate une augmentation des intensités d'A.R.N. avec l'âge. Dans le Viséen, la moyenne se situe autour de  $2.10^{-4}$  A/m alors que dans le Givétien, elle atteint  $5.10^{-3}$  A/m, soit 25 fois plus.

Tous les spécimens ont été désaimantés par chauffage ou par champ alternatif afin de mettre en évidence les différentes composantes du vecteur Aimantation Rémanente Naturelle. Les aimantations rémanentes caractéristiques présentent des températures de déblocage très variées, s'étendant entre 280° et 580° C, cette dernière correspondant à la température de Curie de la magnétite. Les basses températures de déblocage caractérisent très vraisemblablement des sulfures plus ou moins oxydés, fréquents dans les calcaires et dans certaines roches volcaniques.

### IV. — LES DIRECTIONS PALEOMAGNETIQUES

En raison de la faiblesse des inclinaisons positives et négatives, les directions d'aimantations caractéristiques n'ont pas été représentées sur un stéréogramme comme habituellement mais sur un diagramme rectangulaire en Déclinaison et Inclinaison, qui permet une meilleure analyse (fig. 2). Trois directions normales de déclinaison N-E ont été inversées (sites 1, 3, 7).

En Ardenne, la distinction entre aimantation à basse température (280-400° C) et moyenne température de déblocage (400-580° C) met en évidence deux populations de directions. Les aimantations à faible température de déblocage se sont mises en place très tardivement. Il s'agit de réaimantations liées à des phénomènes d'altération hydrothermale à basse température qu'on rencontre dans toute la chaîne hercynienne (Kim et Soffel, 1982; Bachtadse, 1983; Edel *et al.*, 1984...). Les inclinaisons, comparables à celles obtenues sur des formations volcaniques de la limite Carbonifère-Permien et du Permien inférieur permettent de situer le phénomène de réaimantation à l'époque tardihercynienne. Par contre, la déclinaison moyenne est tournée de près de 20° vers l'Ouest. Pour des réaimantations probablement liées au même phénomène, les déclinaisons varient de 30° entre le Sauerland dans le Nord-Est du Massif Schisteux Rhénan (Bachtadse, 1983) et l'Ardenne occidentale. On remarquera (fig. 3) que les axes des plis entre les deux secteurs étudiés subissent une rotation du même ordre. Il est donc vraisemblable que cette virgation soit due à une rotation horaire de l'Ardenne occidentale à la fin de l'orogène. Les aimantations à température moyenne sont également des réaimantations mais, compte tenu de la présence de magnétite comme porteur d'aimantation (sites 1,3,6), la mise en place a dû se faire à des températures nettement plus élevées que dans le

cas précédent. En Ardenne, la fin du métamorphisme est située vers 305 M.A. (Michot, 1976) et 297 M.A. (Piqué *et al.*, 1984). Ces âges correspondent donc vraisemblablement à la limite supérieure des réaimantations à température moyenne. La différence des déclinaisons de près de 25° entre les deux types de réaimantations, qui n'existent pas dans le Brabant autochtone, doit être interprétée comme la résultante d'un premier mouvement de rotation horaire d'âge westphalo-stéphannien. Il n'est pas exclu que la virgation de l'Ardenne

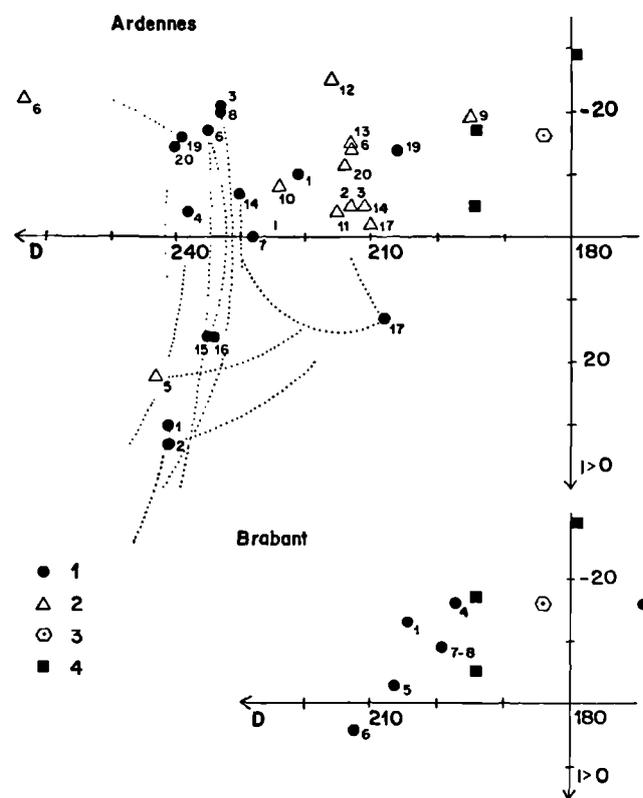


Fig. 2. — Directions d'aimantations caractéristiques moyennes par site.

1, réaimantations à température de déblocage moyenne 400 à 580°. — 2, réaimantations à basse température de déblocage 280 à 400°. — 3, direction moyenne des réaimantations tardihercyniennes dans le Sauerland (Bachtadse, 1983). — 4, directions moyennes des aimantations d'origine dans les volcanites permienues du bassin de Saar-Nahe (Nijenhuis, 1961; Berthold *et al.*, 1975).

Fig. 2. — Typical mean directions of magnetizations by site. 1, remagnetization with middle unblocking temperatures (400 to 580°). — 2, remagnetizations with lower unblocking temperatures (280 to 400°). — 3, middle directions of late hercynian remagnetizations in the Sauerland (Bachtadse, 1983). — 4, middle directions of primary magnetizations of Permian volcanics in the Saar Nahe basin (Nijenhuis, 1961; Berthold *et al.*, 1975).

soit liée à cette rotation, mais la constance des angles entre axe de pli et direction de réaimantation tardive dans le Sauerland et en Ardenne est plutôt en faveur de la première hypothèse. Les aimantations à basse température, de direction moyenne  $D = 212^\circ$ ,  $I = -11^\circ$ , sont postérieures au plissement, le test du pli s'avérant négatif. Les aimantations à température plus élevée présentent une déclinaison moyenne  $D = 236^\circ$ , et une grande dispersion en inclinaison. La correction tectonique ne permet pas de réduire cette dispersion (fig. 2, pointillés). Les aimantations en question ne sont

donc pas antérieures au plissement. Par contre, il n'est pas exclu que certaines d'entre elles se soient mises en place au cours de la phase tectonique majeure.

Au Nord de la faille du Midi, les aimantations à basse température de déblocage, lorsqu'elles existent, restent colinéaires avec les aimantations à température moyenne. La direction moyenne *in situ*  $D = 204^\circ$ ,  $I = -7^\circ$  est voisine de celle obtenue par d'autres auteurs sur le volcanisme permien du Bassin de Saar-Nahe (Nijenhuis, 1961 ; Berthold *et al.*, 1975). Compte

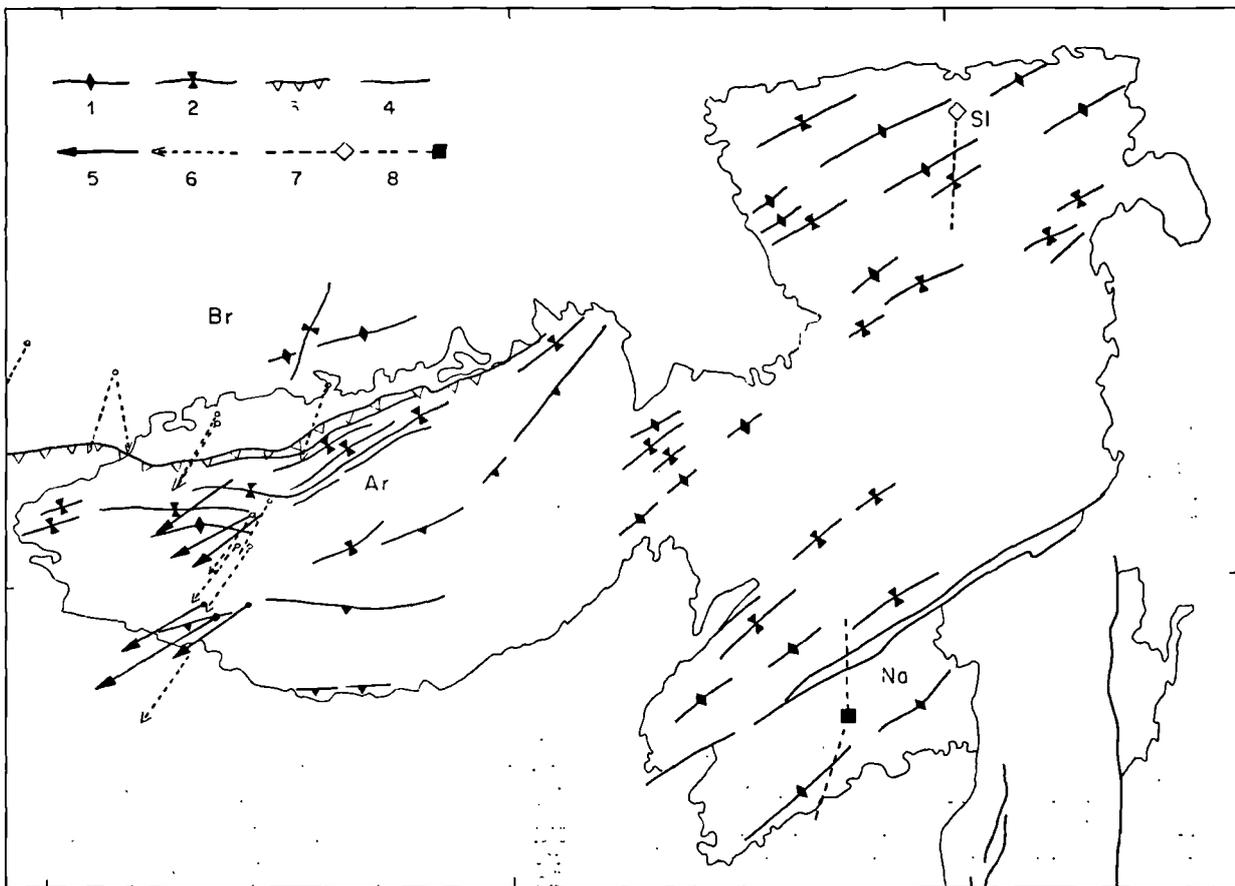


Fig. 3. — Schéma structural du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne et directions paléomagnétiques. 1. axe anticlinal. — 2. axe synclinal. — 3. chevauchement. — 4. faille. — 5. direction de réaimantation westphalo-stéphanienne à moyenne température de déblocage. — 6. direction de réaimantation tardive à basse température de déblocage. — 7. direction moyenne de réaimantation du Sauerland (Bachtadse, 1983). — 8. directions moyennes d'aimantations permienne du Bassin de Saar-Nahe (Nijenhuis, 1961 ; Berthold, 1975).

Fig. 3. — Tectonic sketch map and paleomagnetic directions of the ardennian and rhenian massifs. 1, anticline axis. — 2, syncline axis. — 3, thrust fault. — 4, fault. — 5, Westphalian-Stephanian overprint direction with middle unblocking temperatures. — 6, late direction of remagnetization with lower unblocking temperatures. — 7, middle direction of remagnetization of Sauerland (Bachtadse, 1983). — 8, middle directions of Permian magnetizations of the Saar Nahe basin (Nijenhuis, 1961 ; Berthold, 1975).

tenu du faible pendage des couches, le test du pli n'est pas significatif ; néanmoins, la coïncidence avec les directions permienues est en faveur de réaimantations de même âge. Seuls deux échantillons provenant des sills inférieurs de la carrière de Lessines fournissent une direction moyenne  $D = 213$ ,  $I = 41^\circ$ , compatible avec le pôle siluro-dévonien d'Europe du Nord.

## V. — DISCUSSION CONSEQUENCES GEODYNAMIQUES

L'étude paléomagnétique montre que l'ensemble de l'Ardenne des formations cambriennes à viséennes a subi des phénomènes de réaimantation au cours du Carbonifère supérieur - Permien. Sauf rares exceptions dans les dacites du Brabant, on observe le même phénomène au Nord de la faille du Midi. Il faut donc considérer avec scepticisme toute étude de magnétostratigraphie sur les formations sédimentaires de cette région (Kolesov, 1984). Le paléomagnétisme ne permet pas d'obtenir des informations sur ce qui s'est passé avant le plissement westphalien de l'Ardenne.

Ces rotations horaires sont en accord avec les décrochements Est-Ouest dextres observés en Ardenne, comme celui de la faille de la Carbonnière-Opont dont l'amplitude voisine 18 km (Beugnies, 1983).

Un résultat paléomagnétique très comparable a été observé dans le Massif Armoricaïn à partir des formations volcaniques tournaisiennes du Bassin de Laval. Sur le flanc sud du Synclinal de Laval, le plus affecté par la tectonique, la direction des réaimantations tardihercyniennes est  $D = 210^\circ$ ,  $I = -15^\circ$ . Sur le flanc nord, les réaimantations probablement plus anciennes présentent une direction plus occidentale  $D = 238^\circ$ ,  $I = -8^\circ$  (Edel et Coulon, 1984). Nous avons relié cette rotation horaire à l'achèvement de l'arc ibéroarmoricaïn, lui-même résultant de l'indentation vers le N-W du noyau de l'Ebre. Il apparaît donc que cette vaste arcature affecte également des zones externes de la chaîne jusqu'au front varisque, et que ce mouvement ne s'est achevé que très tardivement.

*Remerciements.* — Nous remercions M. le Professeur R. Conil pour ses indications et ses conseils sur le terrain.

## BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANDRE L. et DEUTSCH S. (1984). — Les porphyres de Quenast et de Lessines : Géochronologie, Géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, p. 375-384.
- 2) ANDRE L., DEUTSCH S. et MICHOT J. (1981). — Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 104, p. 241-253.
- 3) BACHTADSE V. (1983). — Paleomagnetic evidence for hercynian rotations of central Europe. Second E.U.G. meeting, *Terra cognita*, v. 3, 2-3, p. 239.
- 4) BERTHOLD G., NAIRN A.E.M. et NEGENDANK J.F.W. (1975). — A paleomagnetic investigation of some of the igneous rocks of the Saar-Nahe Basin. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 3, p. 134-150.
- 5) BEUGNIES A. (1962). — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LIX, p. 355-520.
- 6) BEUGNIES A. (1983). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 165-173.
- 7) BEUGNIES A., CHAVEPEYER G. et MERCIER M. (1980). — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du massif cambrien de Rocroi. Les zones à chloritoïdes et ilménites. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. C, p. 131-138.
- 8) BEUGNIES A., DUMONT P., GEUKENS F., MORTELMANS G. et VANGUESTAINE M. (1976). — Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 263-273.
- 9) DANDOIS P. (1981). — Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardenes franco-belges). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 90, p. 299-316.
- 10) ECORS-Information (1984). — Etude de la croûte terrestre en France par méthode sismique. I.F.P., I.N.A.G., S.N.E.A.(P), CNEXO, Lettre 2.
- 11) EDEL J.B. and COULON M. (1984). — Late hercynian remagnetization of Tournaisian series from the Laval syncline - Armorican Massif (France). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, p. 343-350.
- 12) EDEL J.B., COULON M. et HERNOT M.P. (1984). — Mise en évidence par le paléomagnétisme d'une importante rotation antihoraire des Vosges méridionales entre le Viséen terminal et le Westphalien supérieur. *Tectonophysics*, t. 106, p. 239-257.
- 13) KIM I.S. et SOFFEL H.C. (1982). — Paleomagnetic results from lower paleozoic Diabases and Pillow Lavas from the Frankenswald Area (Northwestern Edge of the Bohemian Massif). *J. Geophys.*, t. 51, p. 24-28.
- 14) KOLESOV Ye. V. (1984). — Paleomagnetic stratigraphy of the Devonian-Carboniferous Boundary beds in the Soviet North-East and in the Franco-Belgian Basin (Short note). *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 107, p. 135-136.
- 15) MICHOT J. (1976). — Géochronologie du Paléozoïque en Belgique (résumé). *4^e Réunion ann. Sci Terre*, Paris, p. 295.
- 16) NIJENHUIS G.H.W. (1961). — A paleomagnetic study of the Permian volcanic in the Nahe region (S-W Germany). *Geol. Mijnbouw.*, t. 40, p. 26-38.

## EXCURSION DU 3 MAI 1985

sous la direction du Professeur Beugnies

### Structure et métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne

#### Point 1.

Bras, près du pont routier (obs. 1184). Formation d'Oignies, partie inférieure; phyllades et quartzophyllades verts à magnétite.

#### Point 2.

Grande carrière de Bras, en activité ouverte dans les bancs inférieurs de la formation d'Oignies au flanc sud du synclinal de Redu;  $S_0$ : dN 100° 0 p 30° N passant dans la partie N à 65° N.

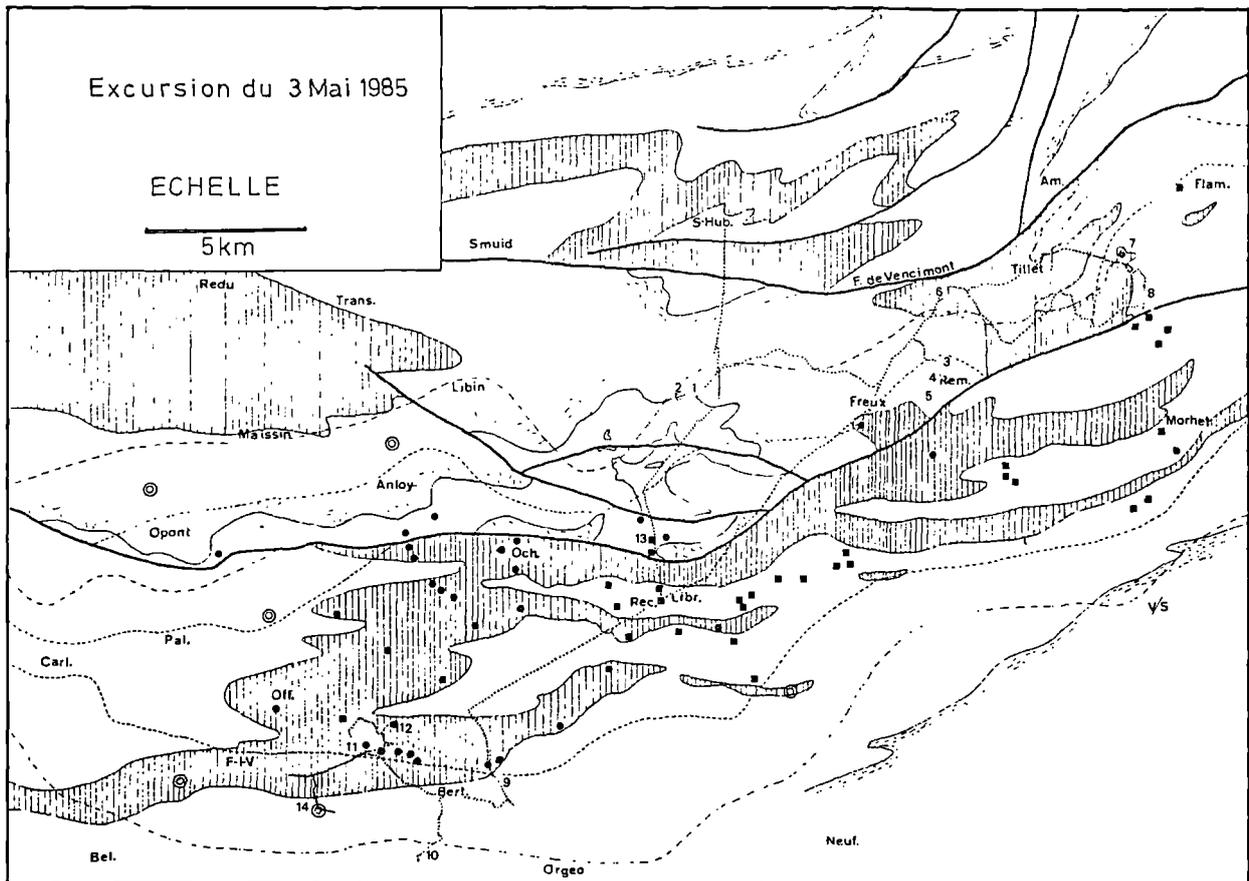


Fig. 1.

$S_r$  : d N 80° O i 32° S. Quartzites et quartzophyllades verts passant vers le Nord à des roches bariolées (rouge et vert). Plusieurs bancs pyriteux et plusieurs niveaux à magnétite. Les quartzites sont souvent zonaires, à grain fin, non feldspathiques (obs. 1183).

#### Point 3.

*Site de la chapelle N.-D. de Lorette à Remagne* (obs. 1109). L'affleurement se situe stratigraphiquement dans la partie moyenne de la formation d'Oignies à proximité du niveau arkosique médian. Les couches appartiennent au flanc oriental de l'anticlinal du Serpont qui, à l'Est du méridien de Moircy, s'est infléchi pour prendre la direction N-S (virgation de l'Ourthe).  $S_o$  : d N 15° O p 15° E ;  $S_r$  : d E-O i 22° S. Alternance de quartzite et de séricitoschiste verdâtre. Localement, niveaux à magnétite. Au pied de la chapelle, présence d'un niveau lenticulaire arkosique à quartz, albite à macles courtes et à macles normales (majoritairement de H T), phengite, chlorite.

#### Point 4.

Sentier au Sud du Moulin de Remagne (obs. 1108). Passage d'un banc de phyllades verts à magnétite (vers le sommet du sentier).  $S_o$  : d N 58° O p 5 à 10° S-O.

#### Point 5.

Sentier au N du moulin de Remagne (obs. 1107). Eperon rocheux où l'on mesure  $S_r$  : E-O i 24° S. Séricitoschiste verdâtre à chloritoïde et grenat.

#### Point 6.

*La vallée de l'Ourthe à Bonne Rue* (obs. 1122 à 1125).

Typiquement la formation de Saint-Hubert en zone non métamorphique à quelques centaines de m au Sud de la faille de Vencimont. Ensemble très phylladeux vert sombre où la stratification n'est pas facile à déceler.  $S_r$  : 75 à 90° O i 25° S localement rebroussée (d N 160° O i 45° S-E). Dans la tranchée de la route vers Tillet, rive droite de l'Ourthe, la présence de plusieurs niveaux gréseux permet de repérer  $S_o$  : d N 100° O p 42° S (flanc Nord du synclinal de Redu).

#### Point 7.

*Site géologique du château du Laval* (obs. 1135 et 1937).

A. - Le long de la route vers Fosset : cornéite à biotite surmontée d'un quartzite à biotite à stratifications entrecroisées ;  $S_o$  : d N 40° O p 20° N-E,  $S_r$  : d N 150° O 45° S. L'affleurement se situe au sommet de la for-

mation de Saint-Hubert dans la zone de fermeture périclinale de l'anticlinal de Renuamont (direction axiale N 155° O = virgation du Laval). Minéralogie du quartzite : essentiellement quartz, phengite, chlorite, biotite, ilménite et albite (formes de HT et BT présentes).

B. - L'ancienne ardoisière à l'Est de la route de Fosset : phyllades noirs de la formation de Verlaine (S 1a). Les phyllades à ilménite passent vers le bas à un banc de quartzite par l'intermédiaire de quartzophyllades zonaires.  $S_o$  : d N 100° O p 28° N passant à l'Est i d N 40° O p 20° N.  $S_r$  : d N 140° O i 50° S.

#### Point 8.

*Vallée du Laval* entre Rechrival et la bifurcation de la route vers Pinsamont (obs. 1139). Ancienne carrière ouverte dans des quartzites et phyllades noirs de la partie inférieure du S 1b. Flanc oriental de l'anticlinal de Renuamont dans la zone de virgation du Laval (axe du pli N 155° O). Le flanc oriental du pli est lui-même affecté de plis métriques à décamétriques. La carrière montre l'un de ces plis en allure synclinale lui aussi à direction axiale subméridienne (flanc Ouest : d N-S p 40° E ; flanc Est : d N 125° O p 60° N-O). La schistosité ardoisière  $S_r$ , elle aussi, a une allure subméridienne (d N-S i 40° E). Les phyllades contiennent des porphyroblastes d'ilménite et de biotite contournés par la schistosité  $S_r$ .

#### Point 9.

*Coupe de la nouvelle route du quartier industriel à Bertrix* (obs. 1365, 1387, 1383).

Du Nord au Sud, on observe :

A. - Dans la tranchée du chemin de fer (120 m à l'Est du pont routier, en face de la borne Km3) : cornéite formant un banc de 1 à 2 m surmontée d'une alternance de quartzite et de cornéite en limets de 1 à 2 cm, passant vers le haut à des quartzites à stratifications obliques (partie supérieure de la formation de Saint-Hubert G 2b). On recueille encore quelques blocs de cornéite dans le talus de la route à quelque 150 m au N du pont du chemin de fer.

Minéraux de la cornéite : quartz, plagioclase An 35 à 40, phengite, chlorite, ilménite.

B. - Entre le pont routier et la route d'accès à Bertrix : tranchée creusée dans les phyllades S 1a contenant plusieurs niveaux à porphyroblastes d'ilménite.

C. - Au S de la route d'accès : partie inférieure très phylladeuse du S 1b.  $S_o$  : d N 140° O p 12 à 15° S dans la partie Nord, passant à 25° S dans la partie Sud.  $S_r$  : 35 à 45° S. Les roches contiennent essentiellement : quartz, phengite, chlorite, ilménite, albite, calcite ; cette dernière, souvent dissoute, laisse le plus souvent des alvéoles prismatiques (niveaux à alvéoles).

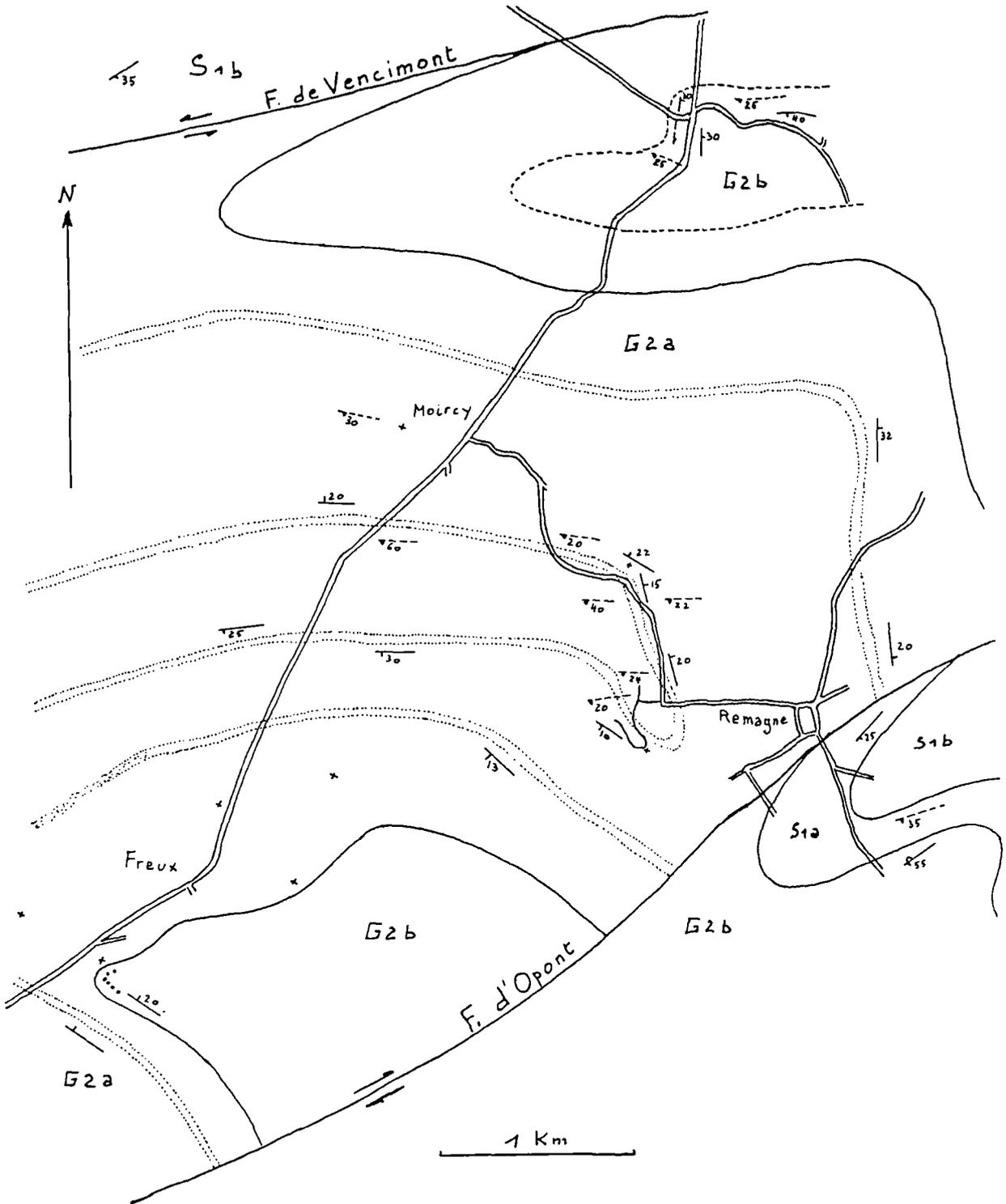


Fig. 2. — La virgation de l'Ourthe.

**Point 10.**

Les carrières de la route des Ardoisières sont couvertes dans les grès et pélites du S1b.

A. - La première carrière (obs. 204), lorsqu'on vient de Bertrix, montre un train de couches plongeant vers le Sud ( $S_0$  d N 94° O p 24° S) affectées d'une schistosité ardoisière ( $S_r$  d N 102° O i 42° S), elle-même affectée d'une crénulation ( $S_c$  d N 94° O i 30° N). Les roches

appartiennent à la zone préexterne (quartz, phengite, chlorite, biotite, rutile, ilménite).

B. - La deuxième carrière plus au Sud (obs. 198) montre une série identique où les porphyroblastes d'ilménite sont mieux développés mais toujours associés au rutile; il en est de même des roches qui l'affleurent de l'autre côté du vallon (obs. 205) où l'on mesure  $S_0$  d N 110° O p 25° S et  $S_r$  E-O i 43° S.

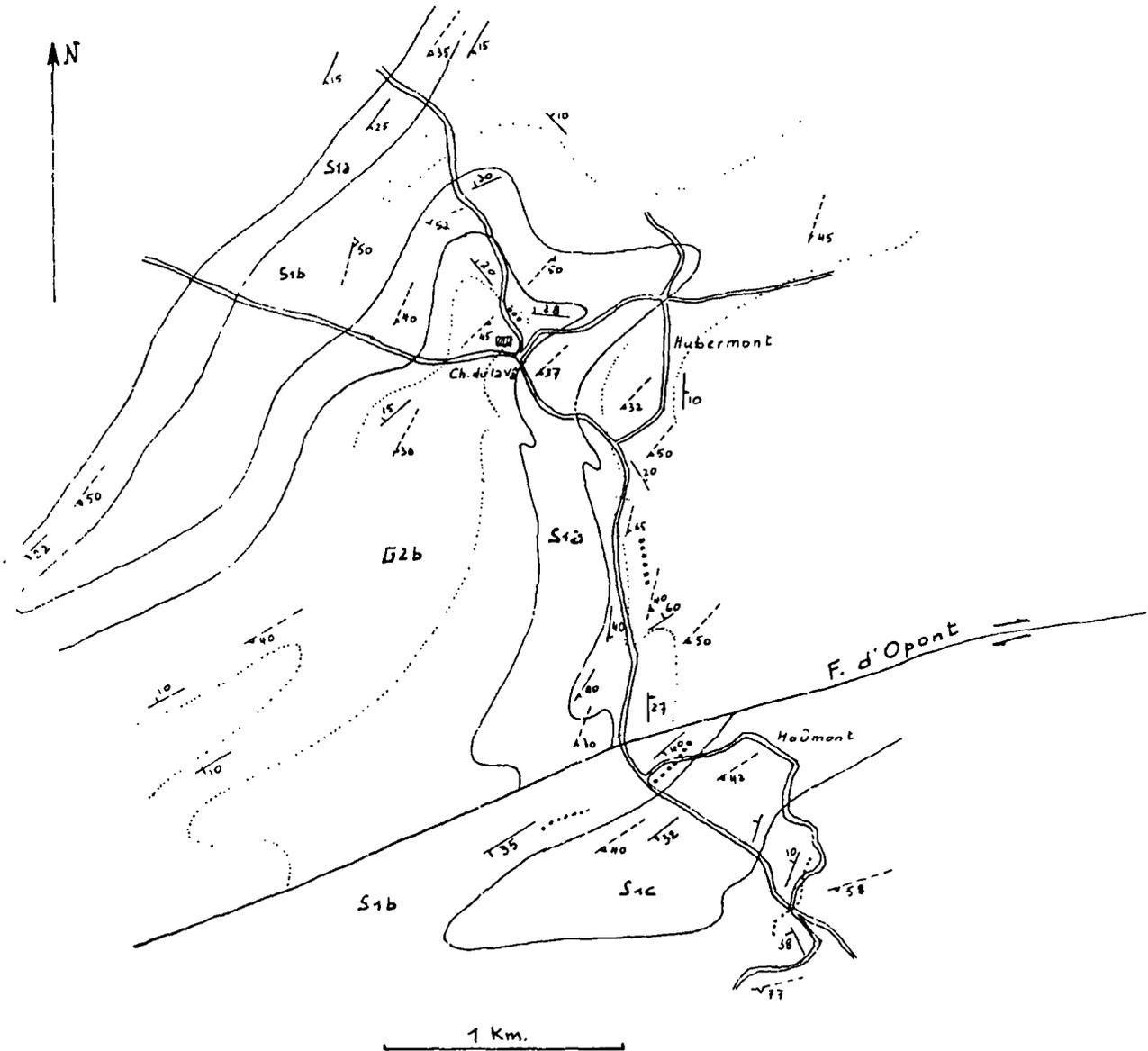


Fig. 3. — La virgation du Laval.

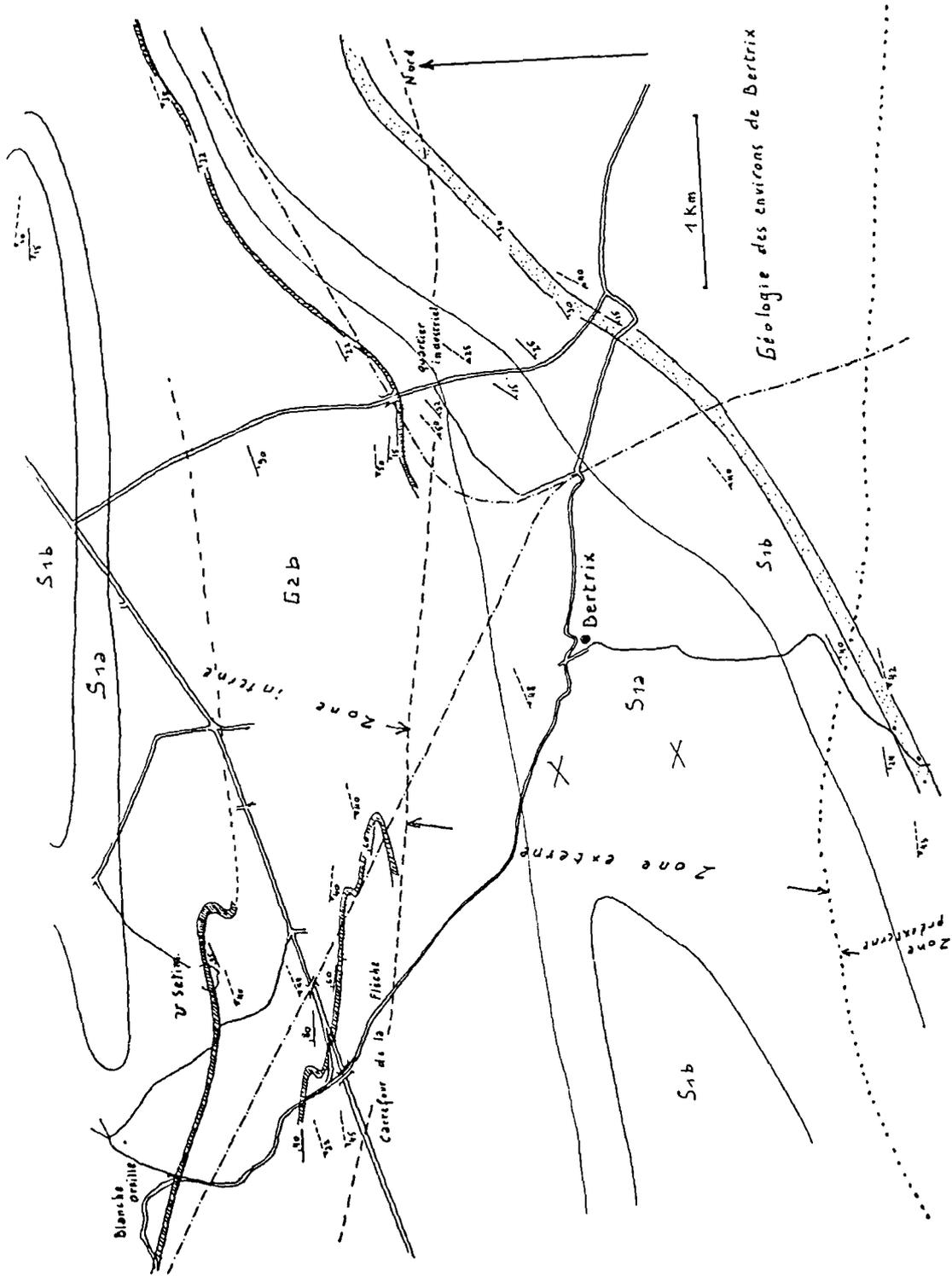


Fig. 4.

**Point 11.**

*Cornéite de la bretelle de la route vers Paliseul* (obs. 140).

Coupe montrant la cornéite massive (8 m) surmontée d'une alternance de bancs de quartzite et de cornéite ; vers le haut, les quartzites montrent des stratifications obliques. Les niveaux sont à rapporter à la partie moyenne de la formation de Saint-Hubert (G 2b).

Minéralogie des quartzites : quartz, phengite, biotite, chlorite.

Minéralogie des cornéites : quartz, phengite, biotite, chlorite, plagioclase An 38 parfois zoné et localement grenat.

**Point 12.**

*Cornéite des Rochettes de Burhémont* (obs. 408). Carrière en activité appartenant à la société SETIM. La carrière est ouverte dans les séries supérieures de la formation de Saint-Hubert (G 2b) au flanc Sud du synclinal de Carlsbourg-Neuvillers ( $S_0$  : d N 110 à 120° O p 30° Nord en moyenne). Schistosité  $S_1$  bien exprimée dans les phyllades (d N 105 à 110° O i 29 à 40° S). L'échelle stratigraphique s'établit comme suit de haut en bas :

- A - Phyllades plus ou moins siliceux à biotite (plusieurs m).
- B₂ - Quartzite gris sombre à stratifications entrecroisées, lardé de filonnets de quartz laiteux étalés le plus souvent suivant les joints de schistosité (5 à 6 m).
- B₁ - Cornéite noire massive (8 m).
- C - Bancs gréseux plus phylliteux (4 à 5 m).
- D - Série pélimitique constituée de phyllades noirs contenant vers le haut trois petits bancs (de 0,6 à 0,7 m) de quartzite (plusieurs m).

*Minéralogie :*

1. Toutes les roches sont marquées par l'association : quartz, chlorite, biotite, ilménite.
2. Toutes les roches contiennent de la phengite à l'exception des phyllades D qui se singularisent par la présence de grenat ou de calcite.
3. Le trait le plus remarquable concerne la cornéite B₁ qui contient deux plagioclases :

- une albite souvent maclée (macles courtes et macles normales) souvent de basse température, plus rarement de haute température,
- une andésine, rarement maclée, titrant 30 à 33 % d'anorthite.

**Point 13.**

*L'amphibolite et le quartzite à biotite de Recogne* (obs. 1962 et 1963).

L'affleurement (assez mal conservé) est constitué par le talus du parc industriel de Recogne et le chemin creux du Bois de Bélègne à l'Est de la route de Recogne à Saint-Hubert ; formation de Mondrepuits (G 1b), partie supérieure équivalente des "quartzophyllades de Braux", dans la zone axiale de l'anticlinal du Serpont. L'affleurement est constitué de pélites grossières gris sombre, de grès verdâtre, de blocs de quartzite à biotite et d'amphibolite.

Minéralogie des amphibolites : quartz, plagioclase (An 70 à An 80), hornblende, clinzoïsite, chlorite, biotite, sphène.

Minéralogie des quartzites à biotite : quartz, biotite, chlorite, épidote, ilménite.

**Point 14.**

*Site géologique de l'ardoisière de la Géripont* (point 388).

La coupe, longue de 200 m, se localise dans le Siegénien inférieur ( $S_1$ ) au flanc Sud de l'anticlinal de Bertrix ( $S_0$  : d N 120° O p 10° S ;  $S_1$  : N 70° O i 35° S), entamé par le Ruisseau des Aleines. Du Nord au Sud, on observe :

1. Des phyllades bleu noir ardoisiers sur une épaisseur de plus de 10 m représentant la formation de Tillet ( $S_{1a}$ ) dont plusieurs niveaux sont riches en ilménite.
2. Une alternance de petits bancs de quartzites et de quartzophyllades à biotite, phengite, ilménite et chlorite passant vers le haut à...
3. Des quartzites grossiers, bien classés, à structure empâtée, contenant : biotite, chlorite, phengite, pyrophyllite, albite (forme de haute température dominante). Vers la base, les grès plus pélimitiques et plus fins sont très riches en biotite.

La totalité de la série se trouve dans la zone externe.

# Liste des participants

aux journées des 2 et 3 mai 1985

- ANCION Charles, rue Saint Laurent, 111 - 4000 Liège.  
ANDRE Luc, U.L.B., Bruxelles.  
ANTUN Paul, Grand-Duché de Luxembourg.  
Recteur BALAND R., Faculté Polytechnique de Mons.  
BARTA Ladislav, Université de Reims.  
BELLIERE Jacques, Université de Liège.  
BETHUNE (de) Stanislas, Université de Liège.  
BETHUNE (de) Pierre, U.C.L., Louvain-la-Neuve.  
BLIECK Alain, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
BOUCKAERT, Service Géologique de Belgique.  
BRICE Denise (M^{lle}), Faculté libre des Sciences (Lille).  
BRUMAGNE D., Av. des Acacias, 1, 1310 La Hulpe.  
CHALARD Jacques, 65, rue d'Arleux, 59500 Douai.  
CHAMLEY Hervé, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
CHARLET Jean-Marie, Faculté Polytechnique de Mons.  
COLBEAUX Jean-Pierre, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
CONIL Raphaël, U.C.L., Louvain-la-Neuve.  
CORSIN Paule (M^{lle}), Université des Sciences et Techniques de Lille.  
COULON Michel, Université de Reims.  
DAM Jean-Pierre, Avenue des Sept-Bonniers, 140, Bte 8, 1190 Bruxelles.  
DANDOIS Philippe, U.C.L., Louvain-la-Neuve.  
DEGARDIN Jean-Marie, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
DEJONGHE L., Service Géologique de Belgique.  
DELMER André, Service Géologique de Belgique.  
DELVAUX de FENFFE Damien, U.C.L., Louvain-la-Neuve.  
DEMAIFFE Daniel, U.L.B., Bruxelles.  
DENTEX E., Rhijnvrelled, 9, 2382 BG Zoeterwoude (Pays-Bas).  
DESCAMPS Léo, Avenue du Manoir, 56, 1180 Bruxelles.  
DOLLE (M. et M^{lle}), 48, rue des Belles-Feuilles, 75116 Paris.  
DOYEN Louis, U.L.B., Bruxelles.  
DROZ Bernard.  
DUCARME Bernard, rue M. Gillis, 14, 7020 Hyon (Mons).  
DUMONT P., U.L.B., Bruxelles.  
DUPUIS Christian, Faculté Polytechnique de Mons.  
EVRARD Pierre, Université de Liège.  
FABER Alain, rue Grégoire Schouppe, 6479 Echternach (Grand Duché du Luxembourg).  
GODEFROID Jacques, I.R.S.N., 29, rue Vautier, 1040 Bruxelles.  
GODFRIAUX Ivan, Faculté Polytechnique de Mons.  
GRAULICH J.M., Service Géologique de Belgique.  
GROESSENS E., Service Géologique de Belgique.  
GUERIN H., Université de Reims.  
HERBOSCH Alain, U.L.B., Bruxelles.  
HOGE Edmond, Av. P. Deschanel, 243/08, 1030 Bruxelles.  
JACOBS Luc, Petrofina, Bruxelles.  
LADMIRAN, Tervueren.  
LADURON Dominique, U.C.L., Louvain-la-Neuve.  
LECLERC (Révérend Père Guillaume), Clos de Mannoyes, 69, 5190 Houx-Yvoir.  
LEIKINE Michel, Université Pierre et Marie Curie, Paris.  
MAGNEE (de) Ivan, U.L.B., Bruxelles.  
MALI J., Chalet de Tibiemont, Les Avins, 5290 Clavier.  
MARLIERE René, Faculté Polytechnique de Mons.  
MEILLIEZ Francis, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
MISTIAEN Bruno, Faculté libre des Sciences (Lille).  
MULLER Adolphe, R.W.T.H., Aachen, Lehr gebiet allgemeine und historische geologie.  
PAICHELER Jean-Claude, Université de Reims.  
PREAT Alain, U.L.B., Bruxelles.  
QUINIF Y., Faculté Polytechnique de Mons.  
RAOULT Jean-François, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
RAUCQ Paul, rue Marie-Thérèse, 37, 1040 Bruxelles.  
SERET, U.C.L., Louvain-la-Neuve.  
STREEL Maurice, Université de Liège.  
TONNARD V., Faculté des Sciences Agronomiques (Gembloux).  
VAN CAILLIE Xavier, Drève de la Marmotte, 14, 1378 Ohain.  
VANDENBERGHE Noël, Service géologique de Belgique.  
VANGROOTEL De Heer Geert, Mev. Courtmanstraat, 2600 Berchem.  
VANGUESTAINE Michel, Université de Liège.  
VERNIERS Jacques, Université de Gand.  
VOS (de) Walter, Service géologique de Belgique.  
WAROQUIEZ Dominique (M^{lle}), Rue Grande, 27, 6552 Montignies-Saint-Christophe.  
WATERLOT Michel, Université des Sciences et Techniques de Lille.  
ZONDAG, U.C.L., Louvain-la-Neuve.



## Liste des publications du Professeur Beugnies

1949. — Le gisement de craie phosphatée de Saint-Symphorien. Contribution à l'étude des phosphates en grains. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LVIII, fasc. 1, p. 95-107.
1950. — Contribution à l'étude des sables de l'étage supérieur du système du Kalahari au plateau de Kamina (Congo belge). *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LIX, fasc. 1 et 2, p. 93-102.
1950. — Le massif cristallin de la Kalule Nord. Commémoration du cinquantième du C.S.K. Comptes rendus des travaux du Congrès scientifique, Vol. II, t. I, p. 119-155.
1950. — La nappe phréatique des environs d'Elisabethville et les phénomènes connexes d'altération superficielle (résumé). *Ibidem*, p. 157-162.
1950. — La tectonique kundelunguienne (résumé). *Ibidem*, vol. II, t. II, p. 437-444.
1952. — La tectonique kundelunguienne. *Mémoire de l'Académie royale de Belgique*, t. XXVII, fasc. 8, 127 p.
1953. — Le complexe des roches magmatiques de l'Entre Lubilash-Lubishi (Katanga). *Mémoire couronné au concours de 1952*. Institut Royal Colonial belge, Section des Sciences naturelles, t. XXIII, fasc. I, 128 p.
1954. — La nappe phréatique des environs d'Elisabethville et les phénomènes connexes d'altération superficielle. *Annales du Service des Mines du C.S.K.*, t. XVII, 1952-1953, p. 1-54.
1954. — Note sur la découverte de récifs algaires dans l'assise du calcaire de Kakontwe à Gombela (Katanga) (En collaboration avec P. DUMONT). *Annales du Service des Mines du C.S.K.*, t. XVII, 1952-1953, p. 72-78.
1954. — L'aérolithe de Kalaba (Katanga) (En collaboration avec R. RORIVE). *Ibidem*, p. 79-88.
1958. — Le pipe de Naux et son site géologique. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXVIII, p. 45-57.
1959. — Phénomènes d'optique cristalline observables par réflexion convergente de la lumière sur les surfaces polies. Etude théorique et expérimentale. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. LXVII, fasc. 3, p. 489-519.
1960. — Les grands traits de la géologie du massif Cambrien de Rocroi. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. LXIX, fasc. 1, p. 83-91.
1960. — Stratigraphie comparée du Cambrien des massifs ardennais. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. LXIX, fasc. I, p. 91-106.
- 1959-1960. — Le massif Cambrien de Givonne. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXXIII, Mém., p. 1-40.
- 1961-1962. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique, du 15 au 18 septembre 1961. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXXV, p. 51-84.
1962. — Le Frasnien de l'Entre-Sambre et Meuse Occidental. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXII, p. 203-234.
1963. — Essai d'interprétation géodynamique du magmatisme de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIII, p. 171-193.
1963. — Le Massif Cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LIX, n° 270, p. 355-509.
1964. — Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, vol. VI, fasc. 4, p. 269-277, Paris.
- 1964-1965. — Contribution à l'étude du Famennien du bord Nord du Bassin de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXXVIII, Bull. n° 7-10, p. 411-450.
1963. — Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Rocroi (En coll. avec G. WATERLOT et A. BONTE).
1966. — Le décrochement de Barbençon-Erquelines. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXV, p. 265-272.
1966. — Les méthodes actuelles de la minéralogie. *Mémoires et Publications de la Société des Sciences, des Arts et des Lettres du Hainaut*, 80, p. 1-19.
1967. — Contribution à l'étude des Wolframites. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XC, p. 173-184.
1967. — La faille de Vireux à l'Ouest de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 75, p. 351-361.
1965. — Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Fumay. (En collab. avec G. WATERLOT).
1967. — Ellipsométrie par réflexion oblique de la lumière sur les sections polies des minéraux opaques et isotropes. *Ac. R. Belg., Cl. Sc.*, t. LIII, 10, p. 1219-1234.
1968. — Contribution à l'étude des propriétés des Columbotantalites et des Tapiolites (En collaboration avec Ch. MOZAFARI). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XCI, p. 35-91.
1968. — La géologie des environs de Naux. (Une mise au point qui s'impose). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVIII, p. 57-63.
1968. — Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Maubeuge (En collab. avec G. WATERLOT et I. GODFRIAUX). *Serv. Carte géol. de la France*.
1968. — Livret-guide des excursions dans le massif Cambrien de Rocroi, de Fépin à Bogny, suivant la vallée de la Meuse. *Soc. belge de géologie*, 39 p., Edition off-set.

1968. — Contribution à l'étude des phengites (En coll. avec I. GODFRIAUX et F. ROBASYNSKI). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 77, p. 95-146.
1969. — Microscopie des milieux cristallins. Presses Académ. européennes, Bruxelles - Dunod, Paris, 190 p.
1969. — La Terre et les Hommes ou le rêve de Lascaux. Discours prononcé à la séance d'ouverture des cours de la F.P.Ms. *F.P.Ms.*, 12 p.
1969. — Les roches à quartz déhexaédrique du François de Willerszie. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LXXVII, p. 311-329.
1970. — Ellipsométrie par réflexion normale de la lumière sur les sections anisotropes. *Bull. Informations Leitz*, 2, p. 9-13.
1970. — Utilisation du microscope infrarouge en minéralogie. *Bull. Informations Leitz*, 2, p. 13-15.
1970. — La faille de Vireux à l'Est de la Meuse (En coll. avec A. BONTE, P. DUMONT, J. PARENT et G. WATERLOT). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XC, p. 9-14.
1970. — Les courbes paramétriques de Niggli, un outil pour la pétrographie et la minéralogie des roches magmatiques. *Mém. et Public. Soc. Sc., Arts et Lettres du Hainaut*, vol. 83, p. 71-97.
1969. — Férfactométrie et absorptiométrie de la Lollingite, du Mispickel et de la Rammelsbergite (En collaboration avec F. ROBASYNSKI). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LXXVIII, p. 199-212.
- Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Hirson (En coll. avec A. BONTE, Ch. DELATTRE, J.N. HATRIVAL et G. WATERLOT. B.R.G.M., B.P. 818 R.P., 45000 Orléans.
1970. — Sur l'âge hercynien des microgranites du massif cambrien de Rocroi. Données pétrographiques et analyse par thermoluminescence (En collaboration avec J.M. CHARLET). *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. XCIII, p. 431-51.
1972. — Les domaines d'application de deux propriétés des minéraux : l'absorbance dans le spectre visible et la thermoluminescence. *Ann. Mines Belg.*, p. 747-759.
1972. — Le site géologique de la station de transfert d'énergie de Revin. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. XCV, p. 335-343.
1973. — Collection des guides géologiques régionaux : Ardenne, Luxembourg (En coll. avec G. WATERLOT et J. BINTZ). Masson et Cie, édit., Paris, 206 p.
1973. — Carte géologique de la France au 1/50.000, feuille Charleville-Mézières (En collaboration avec J.N. HATRIVAL).
1973. — Contribution à l'étude du Famennien du bord Sud du synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCIII, p. 147-155.
1974. — Application aux minéraux opaques et anisotropes de l'ellipsométrie par réflexion oblique. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristal.*, t. 97, p. 411-416.
1975. — Optique des milieux cristallins absorbants. *Fac. Pol. Mons, Ann. Sc., Dép. Mines-Géologie*, t. I, p. 1-9.
1975. — Effets produits par le décroissement de l'analyseur sur l'éclairement des surfaces anisotropes observées au microscope à réflexion. *Fac. Pol. Mons, Ann. Sc., Dép. Mines-Géologie*, t. I, p. 10-13.
1976. — Stratigraphie et structure des calcaires givertiens de la Carrière de la Thure à Bersillies-l'Abbaye. *Fac. Pol. Mons, Ann. Sc., Dép. Mines-Géologie*, t. 2, p. 31-37.
1976. — Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne Belge). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 27-74.
1976. — Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clé du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belg.*, t. 6, p. 481-509.
1976. — Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne (En collaboration avec P. DUMONT, F. GEUKENS, G. MORTELMANS et M. VANGUESTAINE). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 263-273.
1977. — Confirmation de la tectonique polyphasée du massif de la Tombe (En coll. avec J.P. COLBEAUX). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. LXXXVI, p. 57-65.
1977. — Tectonique de blocs dans le Sud de la Belgique et le Nord de la France (En collaboration avec J.P. COLBEAUX, Ch. DUPUIS, F. ROBASYNSKI et J. SOMME). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVII, p. 191-222.
1979. — Vingt-cinq années de recherches sur les propriétés optiques des minéraux. *Bull. Acad. roy. Sc. d'Outre-Mer*, p. 513-518.
1980. — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du massif cambrien de Rocroi. Les zones à chloritoïde et ilménite (En collab. avec G. CHAVEPEYER et M. MERCIER). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. C, p. 131-138.
1981. — Méditations ardennaises. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. CIV, p. 217-222.
1981. — Le Massif de la Tombe entre Fontaine-l'Évêque et la Sambre. *Serv. géol. Belg.*, Prof. Papers, n° 181, p. 1-10.
1981. — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du massif cambrien de Rocroi. La zone à magnétite (En collaboration avec G. CHAVEPEYER). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 31, p. 135-149.
1982. — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 165-173.
1983. — Le Massif cambrien de Givonne-Muno. In Guides géologiques régionaux - Belgique, par F. ROBASYNSKI et Ch. DUPUIS. Ed. Masson, p. 115-119.
1984. — Sur la présence d'une albite de haute température dans les niveaux feldspathiques gédinniens de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 71-76.
1984. — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CIV, p. 87-95.
1984. — Aspects géologiques du parc naturel régional de la Haute-Sambre. *Parc naturel de la Haute-Sambre*, cahier n° 1, p. 4-18. Centre d'écologie appliquée du Hainaut, Mons.
1986. — L'aire anticlinale de l'Ardenne dans la région de Bastogne. Livre jubilaire en hommage au Professeur GEUKENS (à paraître).
1986. — Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Revue Hercynica*, Rennes (à paraître).





Sont en vente au Siège de la Société :

#### MEMOIRES (*)

<b>Tome I, n° 1.</b> — 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 Pensylvanie</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
<b>Tome IV, n° 1.</b> — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
<b>Tome VI, n° 1.</b> — 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 et al., <i>Faune silurodévonienne 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
<b>Tome VII, n° 1.</b> — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F
<b>Tome VIII, n° 2.</b> — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F
<b>Tome IX, n° 1.</b> — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées Françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F
n° 2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmobranches de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
<b>Tome X, n° 2.</b> — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F
<b>Tome XII.</b> — D. LEMAITRE, <i>Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F
<b>Tome XIII.</b> — P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F.
<b>Tome XIV.</b> — G. WATERLOT, <i>Les Gigantotraccés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F.
<b>Tome XV.</b> — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F.
<b>Tome XVI.</b> — A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i>	250,00 F.

#### FASCICULES SPECIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1)	85,00 F.
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4)	100,00 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 »	150,00 F.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3)	250,00 F.

#### PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac</i> (Yougoslavie)	130,00 F.
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo</i> (Yougoslavie)	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 Hellénides 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</i> (Grèce continentale)	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 sphéroptéridiennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F.
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan</i> (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores	200,00 F.
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F.
<i>Esquisse géologique du Nord de la France</i> , par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (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.

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 CV

1985

2^{me} trimestre

---

	pages
J.M. CHARLET. — Avant-propos .....	61
R. MARLIERE. — Introduction .....	63
M. VANGUESTAINE. — Progrès récents de la stratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Irlande, d'Angleterre, du Pays de Galles et de Terre-Neuve orientale .....	65
Ph. STEEMANS et J.M. GRAULICH. — Etude palynologique de la partie profonde du sondage de Porcheresse-Havelange (Province de Namur, Belgique) .....	77
M. STREEL. — Biostratigraphie par spores du Dévonien ardenno-rhénan .....	85
J.F. RAOULT et F. MEILLIEZ. — Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant .....	97
A. DELMER. — Relations tectoniques entre le gisement houiller du Nord français et celui du Borinage .....	111
P. DE BETHUNE. — Esquisse historique des théories sur le métamorphisme en Ardenne .....	115
S. DE BETHUNE et A.M. FRANSOLET. — Genèse d'un filon de quartz à Ottré (Massif de Stavelot, Belgique) par métasomatose de phyllades à chloritoïde .....	121
E. HOGE. — Cinquante années de recherches géomagnétiques en Ardenne (1930-1980). Relations avec la géologie .....	133
J.B. EDEL et M. COULON. — Mise en évidence de rotations tardihercyniennes à partir d'un profil paléomagnétique à travers l'Ardenne et le Brabant .....	139
Excursion du 3 mai 1985 sous la direction du Professeur Beugnies. Structure et métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne .....	145
Liste des publications du Professeur Beugnies .....	153

© 1986 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'auteur.

Imprimé en France (Printed in France)