

LA FORMATION DE PEPINSTER DANS LE SYNCLINORIUM DE VERVIERS, ENTRE PEPINSTER ET EUPEN (BELGIQUE) - CONTEXTE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE

Luc HANCE¹, Léon DEJONGHE^{1,2}, Muriel FAIRON-DEMARET³ & Philippe STEEMANS^{3,4}

(12 figures)

1. Service géologique de Belgique, rue Jenner, 13 - B1040 Bruxelles.

2. Université Libre de Bruxelles, Av. Franklin Roosevelt, 50 - B1050 Bruxelles.

3. Services Associés de Paléontologie, Université de Liège, Place du XX Août, 7 - B4000 LIEGE.

4. Chercheur qualifié F.N.R.S..

ABSTRACT. The Pépinster Formation belongs to the Devonian succession limited by the Vicht Conglomerate (early Middle Devonian) at the bottom and the Givetian limestones of the Névremont Formation at the top. This formation outcrops along the Stavelot Massif, north of the Xhoris fault. Main lithologies are red siltstones and fine-grained sandstones with, locally, several metres thick units of green sandstones or coarse-grained kaolinitic sandstones. East of Pépinster, drastic changes of facies are observed and discussed here in their structural context. Particularly, the stratigraphical columns of the Pépinster Formation on both sides of the Oe fault are different. These considerations have important stratigraphical implications in the Gileppe valley at Goé, where biostratigraphy has been reviewed.

KEYWORDS: Verviers Synclinorium, Eifelian, Givetian, Pépinster Formation, biostratigraphy, structural context.

RESUME. La Formation de Pépinster désigne la succession dévonienne comprise entre le Conglomérat de Vicht (partie inférieure du Dévonien moyen) et les calcaires givetien de la Formation de Névremont. Elle est présente aux bords nord et ouest du Massif de Stavelot, au nord de la faille de Xhoris. Les siltites et les grès fins bordeaux en constituent les lithologies dominantes avec, suivant les endroits, un développement variable de barres plurimétriques de grès verts ou de grès graveleux kaolineux. A l'est de Pépinster, cette formation est le siège de changements de faciès importants qui sont envisagés en tenant compte du contexte structural. En particulier, les séries virtuelles que l'on peut reconstituer de part et d'autre de la faille d'Oe sont différentes. Ces considérations ont des implications stratigraphiques importantes dans la vallée de la Gileppe à Goé où les données biostratigraphiques ont été revues.

MOTS-CLES: Synclinorium de Verviers, Eifelien, Givetien, Formation de Pépinster, biostratigraphie, contexte structural.

AVANT-PROPOS

Les auteurs dédient cet article à Monsieur le Professeur Maurice Streeel, en témoignage de leur reconnaissance. C'est en effet au coeur de la région considérée ici, dans les carrières Brandt à Goé, qu'il réalisa son tout premier travail de palynologie en 1964. A cette occasion, il démontrait l'utilité de la palynologie comme outil stratigraphique permettant d'établir des corrélations à longue distance. Par des travaux ultérieurs de renommée internationale, il a

largement contribué au développement de la palynologie.

1. INTRODUCTION

Le vocable Formation de Pépinster a été introduit par Dejonghe *et al.* (in Bultynck *et al.*, 1991) pour désigner la succession du Dévonien moyen, encadrée, à la base, par le Conglomérat de Vicht et, au sommet, par les calcaires givetien de la Formation de Névremont. La Formation de Pépinster

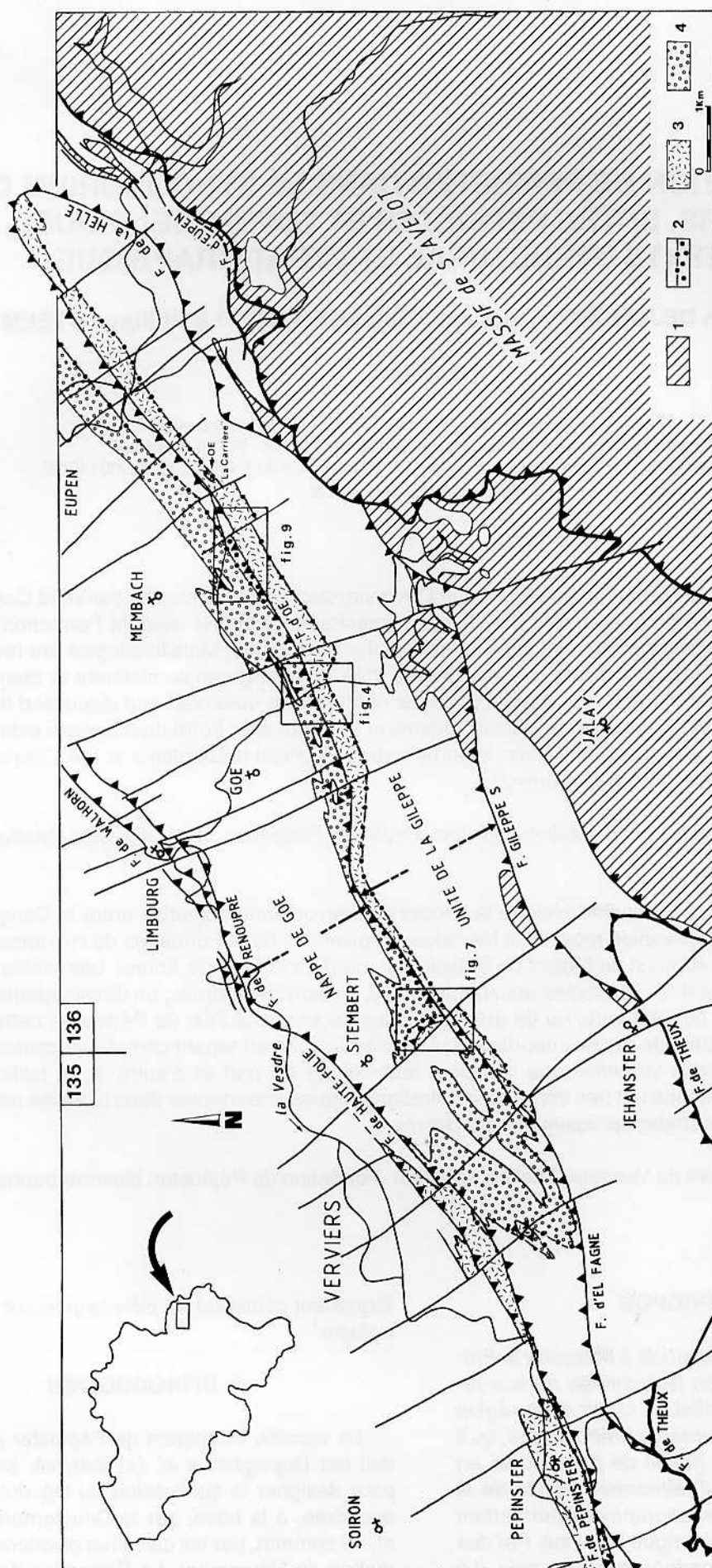
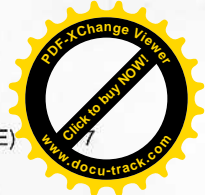


Figure 1: Contexte structural de la Formation de Pépinster entre Pépinster et Eupen. La Nappe de Goé est délimitée au sud par la faille d'Oé et au nord par les failles de Pépinster, Haute-Folie, Renoupré et Walhorn. Elle recouvre l'Unité de la Gilleppe. 1. Cambro-Ordovicien. 2. Conglomérat de Vicht. 3. Formation de Pépinster dans l'Unité de la Gilleppe. 4. Formation de Pépinster dans la Nappe de Goé.



est connue dans la bande dévonienne qui borde le Massif de Stavelot au nord de la faille de Xhoris.

Dans la localité type de Pépinster, la formation a une puissance de 95 m. Elle est essentiellement constituée de siltites et de grès fins bordeaux. Dans la moitié inférieure, s'individualise une barre de grès verts épaisse de 24 m et qui renferme plusieurs niveaux conglomératiques dans sa partie inférieure. Un de ces niveaux est carbonaté et a livré une macrofaune marine et des conodontes caractéristiques du sommet de la zone à *costatus* à la zone à *kockelianus* (Eifélien supérieur; dét. P. Bultynck *in* de Decker, 1994). Vers le sommet de la Formation de Pépinster, on note l'installation progressive des faciès carbonatés fossilifères qui annoncent le passage à la Formation de Névremont sus-jacente.

Latéralement, la Formation de Pépinster est le siège de variations importantes de faciès. A l'est de Pépinster, on assiste à une très nette augmentation d'épaisseur et au développement des niveaux graveleux et conglomératiques kaolineux, au détriment des grès verts. Ceux-ci sont toutefois encore bien présents dans la vallée de la Gileppe à Goé, alors qu'ils ont pratiquement disparu à Stembert et à Membach, situés apparemment dans la même bande, respectivement au SW et au NE de Goé (Fig. 1). Ces changements rapides de faciès peuvent s'expliquer si l'on fait appel au contexte structural. La faille d'Oe en particulier semble jouer un rôle important.

Ce travail présente la révision détaillée de la Formation de Pépinster à l'est de Verviers, dans les localités de Stembert, de Goé et de Membach, où elle est partiellement répétée par la faille d'Oe. En intégrant les données latérales, une nouvelle interprétation stratigraphique et structurale de la coupe de la vallée de la Gileppe à Goé est proposée et confrontée aux données biostratigraphiques (palynologie, macroflores).

2. CONTEXTE STRUCTURAL REGIONAL

La partie du Synclinorium de Verviers comprise entre Pépinster et Eupen est coupée par des failles ou des faisceaux de failles longitudinales de grande extension latérale (Fig. 1). Ce sont, du sud au nord, les failles à pente nord de Gileppe Sud (Fourmarier & Aderca, 1958) et d'Oe (Asselberghs, 1927) et les failles à pente sud de Pépinster (Fourmarier, 1927, 1941, 1943), de Haute-Folie (Hance *et al.*, 1989), de Renoupré (Coen-Aubert, 1970) et de Walhorn (Fourmarier, 1905; Fourmarier & Dubrul, 1958), qui se raccordent ou se relaient.

Contrairement à l'opinion d'Asselberghs (1927, p. 136-138), nous considérons que la faille d'Oe n'est

pas limitée entre Eupen et Goé. Elle se prolonge vers l'ouest et se raccorde à la faille d'El Fagne (Asselberghs, 1944) que l'on suit jusqu'au sud de Pépinster où elle est recoupée par la faille de Theux. A l'est d'Eupen, la faille d'Oe-El Fagne se raccorde à la faille de la Helle à pente sud. En profondeur, la faille d'Oe se raccorde à la faille de Haute-Folie et à ses prolongements latéraux, délimitant ainsi vers le bas une nappe que nous désignons sous le terme de Nappe de Goé et dont l'élément majeur est un large synclinal à coeur de Dévonien moyen et supérieur. L'Unité de la Gileppe, parautochtone par rapport à la Nappe de Goé, affleure au sud de la faille d'Oe. Elle expose une série dévonienne coiffée par la Formation de Pépinster et discordante sur les formations ordoviciennes.

D'après les données de la tranchée de l'autoroute E42 Verviers-Saint-Vith entre Heusy et Ensival, le rejet de la Nappe de Goé par rapport à l'Unité de la Gileppe sous-jacente est d'au moins 750 m (Hance *et al.*, 1989). Compte tenu des tracés cartographiques, il ne doit pas excéder 1 km.

La pente sud des failles de Pépinster, Haute-Folie, Renoupré et Walhorn est bien établie par les données d'affleurement. Il n'en va pas de même de la faille d'Oe, dont le tracé est déduit de la répétition anormale de formations aisément reconnaissables. Pour Asselberghs (*op. cit.*), il s'agissait d'une faille inverse à pente nord, d'importance mineure, dont les couches de la lèvre nord sont plus anciennes que celles de la lèvre sud. Nous confirmons l'allure de la faille d'Oe *sensu* Asselberghs, mais en lui attribuant une importance beaucoup plus grande. Le raccord cartographique de la faille d'Oe avec la faille de la Helle à pente sud n'est possible que si la première présente effectivement une pente nord. Par ailleurs, conférer une pente sud à la faille d'Oe reviendrait à lui donner une signification de faille longitudinale normale, ce qui est incompatible avec les données régionales. Au contraire, il s'agit d'une faille de chevauchement dont le panneau supérieur a subi un déplacement vers le NW et qui est du type des failles de Theux et de Gileppe Sud (Fourmarier & Aderca, 1958).

Dans le secteur étudié, compris entre Stembert et Membach, la faille d'Oe met en contact la Formation de Pépinster de l'Unité de la Gileppe, au sud, avec la Formation de Pépinster de la Nappe de Goé, au nord.

3. SCHEMA STRATIGRAPHIQUE

La lithostratigraphie du Dévonien inférieur et de la partie inférieure du Dévonien moyen dans la Nappe de Goé et dans l'Unité de la Gileppe est donnée à la figure 2.

La série éodévonienne est amputée de ses couches les plus jeunes. Dans la Nappe de Goé, elle se termine, suivant les endroits, par la Formation de Solières ou par celle d'Acoz, toutes deux datées à leur partie sommitale du Praguien supérieur (Hance *et al.*, 1992). Dans l'Unité de la Gileppe, la Formation d'Acoz termine la série éodévonienne. Notons toutefois qu'à l'est d'Heusy, les données concernant le Dévonien inférieur de la Nappe de Goé sont fragmentaires.

Le Dévonien moyen débute par le Conglomérat de Vicht (voir Bultynck *et al.*, 1991, Kasig & Neumann-Mahlkau, 1969) à gros éléments et dont l'épaisseur varie de quelques mètres à plus de 30 mètres dans l'aire considérée. Ce conglomérat est daté de la partie inférieure du Givetien (biozone palynologique Lem, Streel *et al.*, 1987) dans la Nappe de Goé à Heusy (Hance *et al.*, 1989), mais il est plus vieux dans l'Unité de la Gileppe à Goé, où des datations eifeliennes ont été obtenues dans la Formation de Pépinster sus-jacente (voir 6.1.); il en va de même à Eupen (Bultynck *et al.*, 1991; Hance *et al.*, 1992). La lacune couvre donc un intervalle compris entre le Praguien supérieur et la base du Givetien dans la Nappe de Goé et entre le Praguien supérieur et la partie médiane de l'Eifelien dans l'Unité de la Gileppe.

La Formation de Pépinster désigne la série à très large dominante silicoclastique comprise entre le Conglomérat de Vicht et les calcaires de la Formation de Névremont. Elle englobe donc aussi les quartzites blancs et conglomérats attribués à la partie inférieure du Givetien et bien développés à l'ouest de Fraipont (Fourmarier, 1940, 1951; Geukens, 1948; Asselberghs, 1955). Cette formation comporte des termes lithologiques variés. Les couches bordaux (siltites, grès) y sont largement dominantes, mais on note également un développement, très variable d'un endroit à l'autre et sous des faciès différents, de barres de grès plurimétriques à pluridécamétriques.

Le Membre d'Heusy a été introduit par Hance *et al.* (1989) pour désigner une série pluridécamétrique constituée de grès graveleux et conglomératiques kaolineux et de grès verts à débris de plantes et faune marine, au sein d'une masse relativement homogène de siltites bordaux, bien exposées dans la tranchée de l'autoroute E42 Verviers-Saint-Vith (Nappe de Goé) et appartenant à la Formation de Pépinster. Cependant, étant donné les rapides variations latérales de faciès et le caractère lenticulaire des barres gréseuses au sein de la Formation de Pépinster, une division en membres n'est pas commode à appliquer.

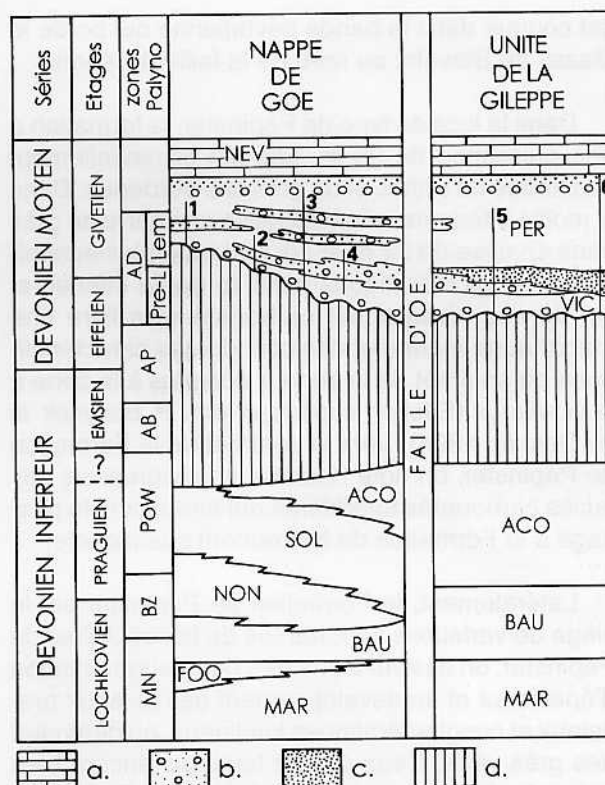


Figure 2: Schéma stratigraphique du Dévonien inférieur et de la base du Dévonien moyen dans le Synclinorium de Verviers, de part et d'autre de la faille d'Oe. a. calcaires; b. grès blancs et conglomérats; c. grès verts; d. lacune. 1. coupe de l'autoroute E42 à Heusy (Hance *et al.*, 1989); 2. coupe de Stembert; 3. coupe de la Vesdre à Membach; 4. carrière Brandt nord; 5. carrière Brandt sud; 6. coupe de Pépinster. MAR: Formation de Marteau; FOO: Formation de Fooz; BAU: Formation du Bois d'Ause; NON: Formation de Nonceveux; SOL: Formation de Solières; ACO: Formation d'Acoz; VIC: Conglomérat de Vicht; PER: Formation de Pépinster; NEV: Formation de Névremont.

4. DESCRIPTION DES COUPES

4.1. LA COUPE DE LA VALLEE DE LA GILEPPE A GOE

4.1.1. Introduction

Dans la région de Goé, la vallée de la Gileppe entaille les formations de la partie inférieure du Dévonien moyen et offre un jalon indispensable pour la compréhension de la géologie régionale entre Pépinster et Eupen (Fig.1). Deux carrières ouvertes en rive gauche de la Gileppe complètent les affleurements naturels et ont fait de cette coupe un site classique qui fut visité et décrit à de nombreuses reprises, non seulement pour la série lithologique exposée, mais aussi pour la richesse des niveaux fossilifères. Ces carrières sont désignées dans la littérature sous les noms de carrière

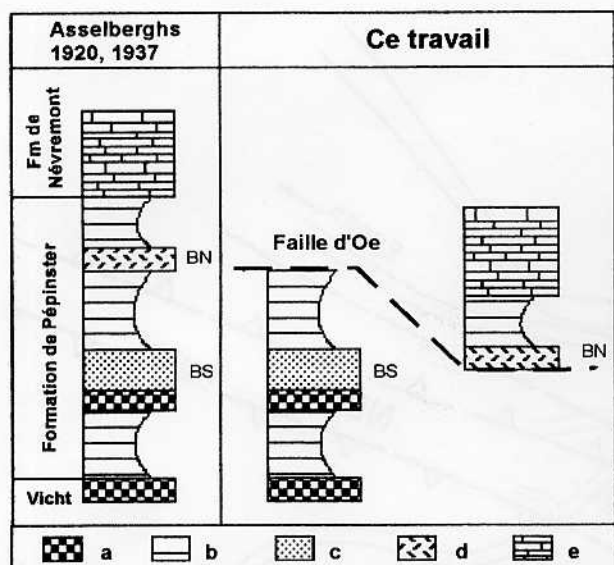


Figure 3: Colonne stratigraphique schématique de la Formation de Pépinster à Goé d'après d'Asselberghs (1920, 1937), confrontée à l'interprétation retenue dans ce travail. a. conglomérats; b. siltites et shales bordeaux; c. grès verts; d. grès blancs; e. calcaires.

Brandt sud (BS) ou Goé sud et de carrière Brandt nord (BN) ou Goé nord. Leur activité a cessé depuis plus de 40 ans. Le site est occupé aujourd'hui par une firme commercialisant du béton. Les deux carrières seront remblayées au cours de la prochaine décennie.

Une littérature abondante témoigne de l'intérêt géologique apporté à ce site. Aux principaux travaux mentionnés ci-après s'ajoutent ceux consacrés aux macrofossiles végétaux et qui sont repris au paragraphe 6.2.1.

- 1833. Davreux (p.217-218).
- 1881. Dewalque (a, p. 136-138).
- 1881. Dewalque (b, p. 183).
- 1920. Asselberghs (p. 222-226, Figs. 1-2).
- 1923. Asselberghs.
- 1927. Asselberghs (p. 123-125).
- 1932. Aderca (a, p. M5-6).
- 1937. Asselberghs (p. 442-444).
- 1953. Liégeois (p. B153-154).
- 1955. Liégeois (p. B97-98).
- 1956. Liégeois.
- 1964. Streel.
- 1969. Kasig & Neumann-Mahlkau.

C'est à Asselberghs (1920) que l'on doit la première description détaillée de la coupe de la Gileppe. Selon lui, les allures en plateaux relevées dans la carrière BN traduisent le passage d'un pli en chaise et la succession comprise entre les deux carrières Brandt est continue. Dans cette interprétation qui n'avait jamais été contredite, la Formation de

Pépinster, à dominante de couches bordeaux, incorpore, dans sa partie médiane, une barre pluridécamétrique de grès verts (carr. BS) et, dans sa partie supérieure, une barre décamétrique de grès blanchâtres et de conglomérats (carr. BN). Les levés effectués par deux d'entre nous (L.D. et L.H.) dans le cadre de la révision de la carte géologique nous amènent à modifier sensiblement ce schéma. En réalité, les séries affleurant dans les 2 carrières Brandt sont séparées par la faille d'Oe et ne peuvent pas être superposées (Fig. 3). Au contraire, elles occupent une position stratigraphique relative équivalente, sans être pour autant synchrones, et témoignent de rapides changements latéraux de faciès.

4.1.2. Révision du site (Figs. 4, 5 et 6)

La Formation d'Acoz, qui termine la série éodévonienne, est datée du Praguien supérieur (Hance *et al.*, 1992). Elle est constituée essentiellement de siltites bordeaux qui incorporent des grès bordeaux, plus rarement verts et des barres plurimétriques de quartzites de tonalité claire.

Le Conglomérat de Vicht, épais de 21 m, est incliné de 60° vers le NW et en position normale (direction: N60°E). Une barre de grès graveleux conglomératique, puissante de 5 m environ, lui fait suite après un hiatus d'une dizaine de mètres. Une seconde barre de grès graveleux et de conglomérat épaisse de 15,4 m affleure 60 m au nord, après un hiatus d'affleurement dont la puissance est estimée à 55 m. Son sommet constitue la paroi méridionale de la carrière BS. Elle est bien exposée le long de la route d'accès aux carrières, ainsi qu'une centaine de mètres à l'ouest, dans une tranchée récemment creusée pour permettre le comblement de la carrière par le haut. A cet endroit, le contact avec les siltites bordeaux sous-jacentes est visible. Comme l'indiquent des observations ponctuelles et la teinte du sol, il est probable que l'espace compris entre les deux barres conglomératiques soit occupé par des roches pélitiques bordeaux.

La colonne stratigraphique correspondant aux couches de la carrière BS et à la barre grés-conglomératique sous-jacente est illustrée à la figure 6. La description détaillée est donnée en annexe.

Au-dessus de la barre grés-conglomératique, la série à dominante de grès verdâtres a une épaisseur de 39,6 m. Elle comporte quatre minces niveaux à faune marine (crinoïdes, tentaculites, brachiopodes, lamellibranches) et de nombreux niveaux à débris de plantes plus ou moins bien conservés. Les grès verts passent à des couches bordeaux par

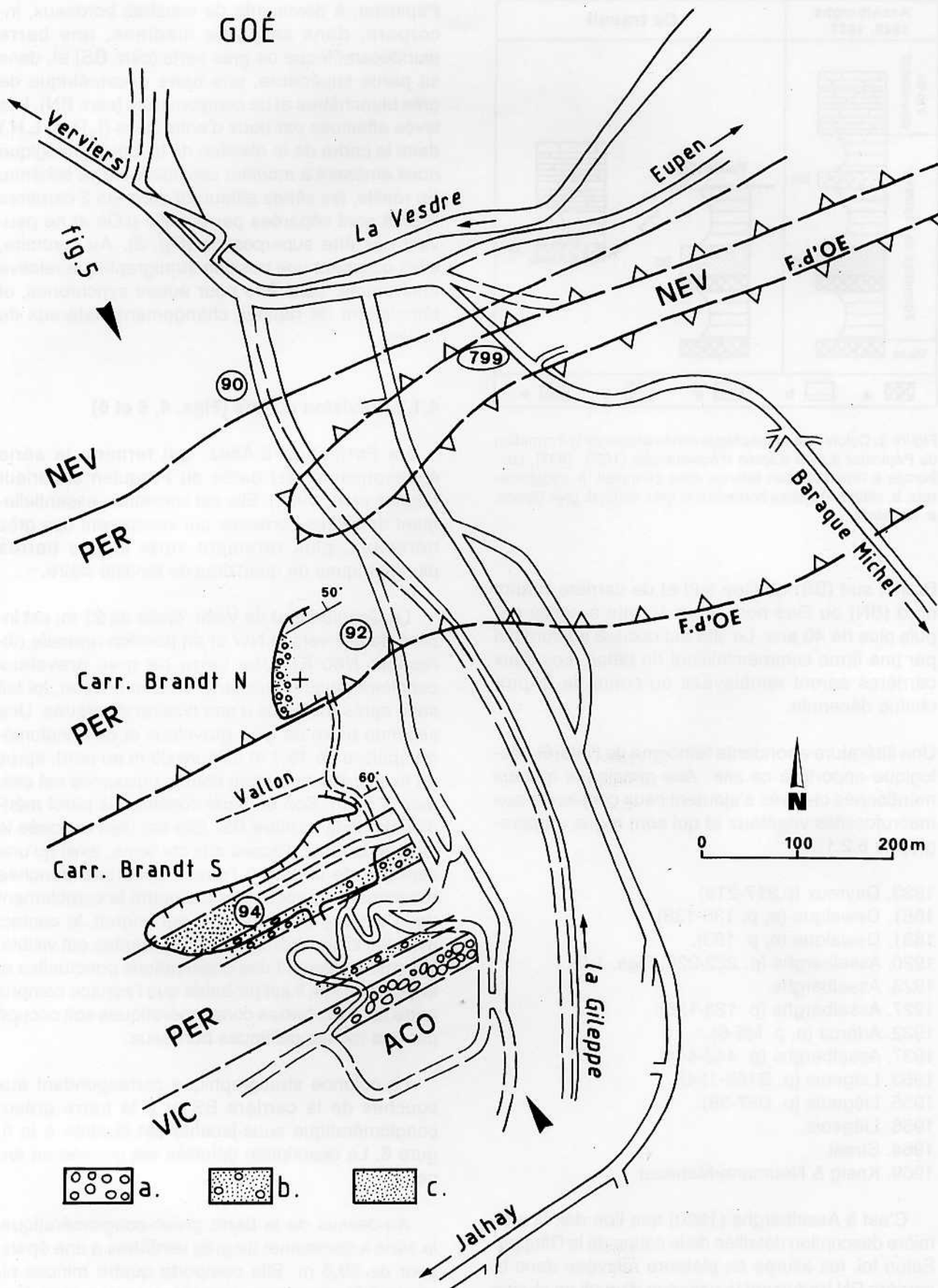


Figure 4: Carte géologique de la vallée de la Gileppe à Goé, au niveau de la Formation de Pépinster. Les numéros circlés correspondent aux points d'affleurement des archives du Service géologique de Belgique. Pour la signification des sigles de formation, se reporter à la figure 2. a. conglomérat; b. grès graveleux et conglomératiques kaoliniteux; c. grès verts.

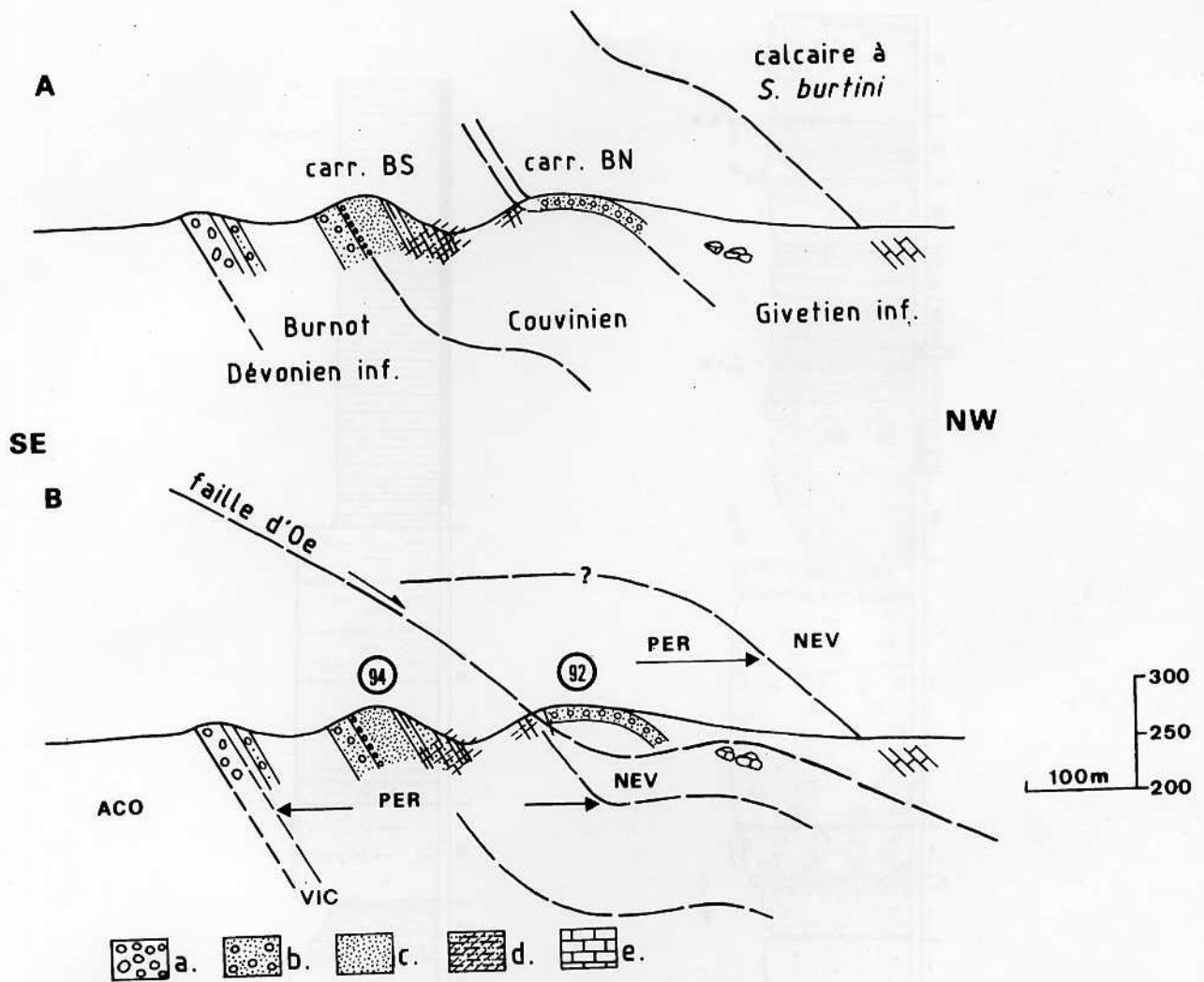


Figure 5: **A.** Coupe géologique en rive gauche de la Gileppe à Goé suivant l'interprétation d'Asselberghs (1920, 1937). **B.** Nouvelle interprétation faisant appel à la faille d'Oe. Pour la signification des sigles de formation, se reporter à la figure 2. a. conglomérat; b. grès graveleux et conglomératiques kaolineux; c. grès verts; d. siltites bordeaux à schistosité bien marquée; e. calcaires

l'intermédiaire d'une zone bigarrée dont l'épaisseur ne dépasse pas 1 m. Ces couches bordeaux constituent le flanc nord de la carrière. Elles affleurent de manière continue sur environ 25 m de puissance, puis par des affleurements isolés visibles de part et d'autre du vallon qui sépare les deux carrières. C'est une dominante de siltites avec développement local de termes plus pélitiques ou plus gréseux.

Les couches de la carrière BS conservent l'allure observée au sud (N60°E/60°NW). La schistosité, très bien marquée dans les siltites bordeaux, est inclinée en sens contraire de la stratification (N55°E/30 à 40°SE). Vingt-cinq mètres au sud de la carrière BN, le talus du chemin expose des siltites bordeaux débitées par la schistosité (N60°E/42°SE). Par comparaison avec les affleurements de même lithologie du flanc nord de la carrière BS, la stratification est présumée redressée vers le nord, conformément à l'allure observée depuis l'affleurement du Conglomérat de Vicht. En

revanche, dans la carrière BN, les couches sont en position subhorizontale. Seule une faille peut expliquer ce brusque changement d'allure. C'est la faille d'Oe à pente nord que l'on peut suivre de part et d'autre du vallon de la Gileppe.

Actuellement la carrière BN est en voie de comblement. On y observe encore 6 à 7 m de grès blanchâtres kaolineux, graveleux à conglomératiques, lenticulaires, entrecoupés par quelques minces niveaux de siltites grises. Les niveaux conglomératiques sont plus développés vers le bas. Les éléments roulés pisaires à ovaires de quartz blanc et de quartz rosé y sont largement dominants. Selon Asselberghs (1920), sous le faciès gréso-conglomératique, on voyait affleurer:

«schistes lie-de-vin, bigarrés (1,50 m);
grès et quartzite blanc, rosé, lie-de-vin (3 m);
schistes et grauwaacke lie-de-vin.»

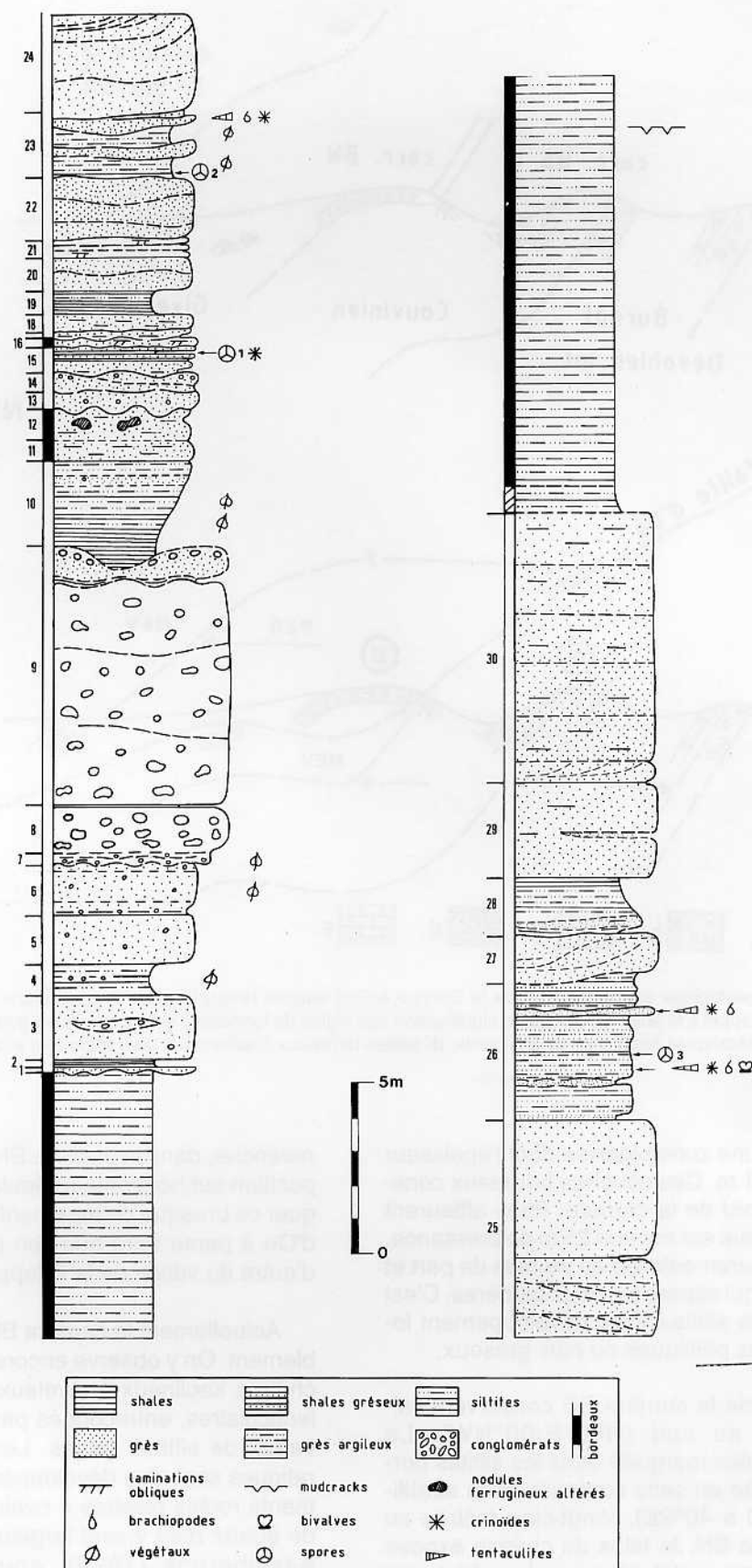


Figure 6: Colonne stratigraphique de la carrière Brandt sud et des couches qui l'encadrent.

A l'extrémité nord de la carrière BN, les couches s'infléchissent vers le nord (N59°E/50°NW) et rendent ainsi visible le contact avec les shales et siltites bordeaux et bigarrés sus-jacents. A peu de distance en contrebas et au nord de la carrière, les talus de la route d'accès renferment de nombreux blocs pluridécimétriques de calcaires bioconstruits. La proximité de la roche en place n'est pas douteuse. Cette intercalation de calcaires au sein de la Formation de Pépinster est anormale, mais peut s'expliquer en faisant appel à une fenêtre circonscrite par la faille d'Oe. A la faveur d'une tranchée, cette anomalie a également été observée 250 m à l'est, à l'entrée du chemin de Hasebach qui relie Goé à la Baraque Michel (Fig. 4, affl. 799). Une situation similaire a été découverte en d'autres points et notamment à l'ouest, au lieu-dit la Pierresse, et à l'est dans la Vesdre à Membach, où les allures à elles seules indiquent bien que la succession est faillée. Ces calcaires appartiennent à la partie médiane ou supérieure de la Formation de Névremont (M. Coen-Aubert, comm. pers.).

En résumé, au sud de la faille d'Oe (Unité de la Gileppe), la succession stratigraphique s'établit comme suit, de bas en haut:

21 m	Conglomérat de Vicht;
10 m	hiatus d'affleurement (roches pélitiques bordeaux ?);
5 m	grès graveleux kaolineux et conglomérats;
55 m	hiatus d'affleurement (roches pélitiques bordeaux ?);
15,4 m	grès graveleux kaolineux et conglomérats;
39,6 m	dominante de grès verts;
± 100 m	dominante de siltites bordeaux.

Au nord de la faille d'Oe (Nappe de Goé), les données sont fragmentaires. La puissance qui sépare les grès graveleux kaolineux et conglomérats de la carrière BN du Calcaire de Névremont ne peut être précisée. En considérant que la succession est régulière et en transposant l'hiatus d'affleurement en puissance, on obtient une valeur de l'ordre de 110 m, valeur maximale qui pourrait être largement surestimée.

4.2. COUPE DE STEMBERT (Figs. 7 & 8)

A partir de Goé, on peut suivre sans difficulté la bande des grès blancs vers l'ouest, sur une distance d'environ 5 km. Au sud de Stembert, elle coiffe une crête orientée NE-SW qui correspond à un anticlinal très plat. Les observations relevées au lieu-dit Sècheval, à l'est de la faille transversale de Verviers permettent de dessiner la coupe de la figure 8. Des grès blancs en position subhorizontale constituent le sommet du versant (Fig. 7, affl. 765,644). Leur épaisseur est évaluée à 10 m; leur limite inférieure correspond à peu de chose près à la courbe

de niveau 320. Une vingtaine de mètres en contrebas, le Conglomérat de Vicht épais d'une dizaine de mètres décrit une allure parallèle aux grès blancs. Entre ces deux points, il n'existe pas d'affleurements. Sauf en faisant appel à une variation latérale d'épaisseur et de faciès extrêmement rapide, il n'est pas possible d'y placer la série comprise entre le Conglomérat de Vicht et les grès blancs de la carrière BN dans la coupe de la Gileppe où son épaisseur est de l'ordre de 230 m (valeur déduite de la figure 5). Une puissance de l'ordre de 25 m tout au plus sépare le sommet des grès blancs du Calcaire de Névremont qui affleure rapidement vers le NE, en direction d'ennoyage. La Formation de Pépinster n'aurait donc ici que 65 à 70 m d'épaisseur. Une quinzaine de mètres sous le Conglomérat de Vicht, dans les talus de la route de Sècheval à Stembert, affleurent des grès et des siltites verts à débris de plantes, ainsi qu'un banc d'un mètre d'épaisseur de conglomérat pisaire à ovaire kaolineux (Fig. 7, affl. 635). Ces roches doivent être attribuées à la Formation de Pépinster que l'on retrouve ici sous un anticlinal du Conglomérat de Vicht à la faveur d'une fenêtre. C'est à la faille d'Oe qu'il faut faire appel pour expliquer cette superposition anormale.

Le ruisseau de Cossart emprunte l'axe d'un synclinal qui fait réapparaître le Conglomérat de Vicht incliné de 45° vers le nord (affl. 624). La faille d'Oe passe à très peu de distance au sud du conglomérat et provoque la répétition d'une partie de la Formation de Pépinster et du Conglomérat de Vicht (Fig. 7, affl. 625, 626). Des grès verts à débris de végétaux sont visibles au point n° 713.

Asselberghs n'avait pas observé la répétition du Conglomérat de Vicht par faille. Au sud de Stembert, il avait toutefois tracé la faille de Mariomont, déduite du manque de place entre le Conglomérat de Vicht et les Grès du Bois d'Ausse «pour loger toutes les couches de l'Emsien et du Siegenien inférieur» (Asselberghs, 1944, p. 175-176). Les données stratigraphiques récentes ont montré que cet argument ne peut être retenu, étant donné que la partie supérieure de l'Eodévonien est en lacune (voir 3 et Fig. 3). Le terme de faille de Mariomont doit dès lors être abandonné. Dans un travail antérieur consacré à la stratigraphie du Dévonien inférieur (Hance *et al.*, 1992, p. 132, Figs. 2,7), nous avons adopté le terme de faille de Mariomont plutôt que celui de faille d'Oe, en donnant à cet accident une pente sud, interprétation mise en défaut ici.

4.3. COUPE DE MEMBACH

Dans la région de Membach, on observe une nouvelle fois la répétition partielle de la Formation de Pépinster de part et d'autre de la faille d'Oe.

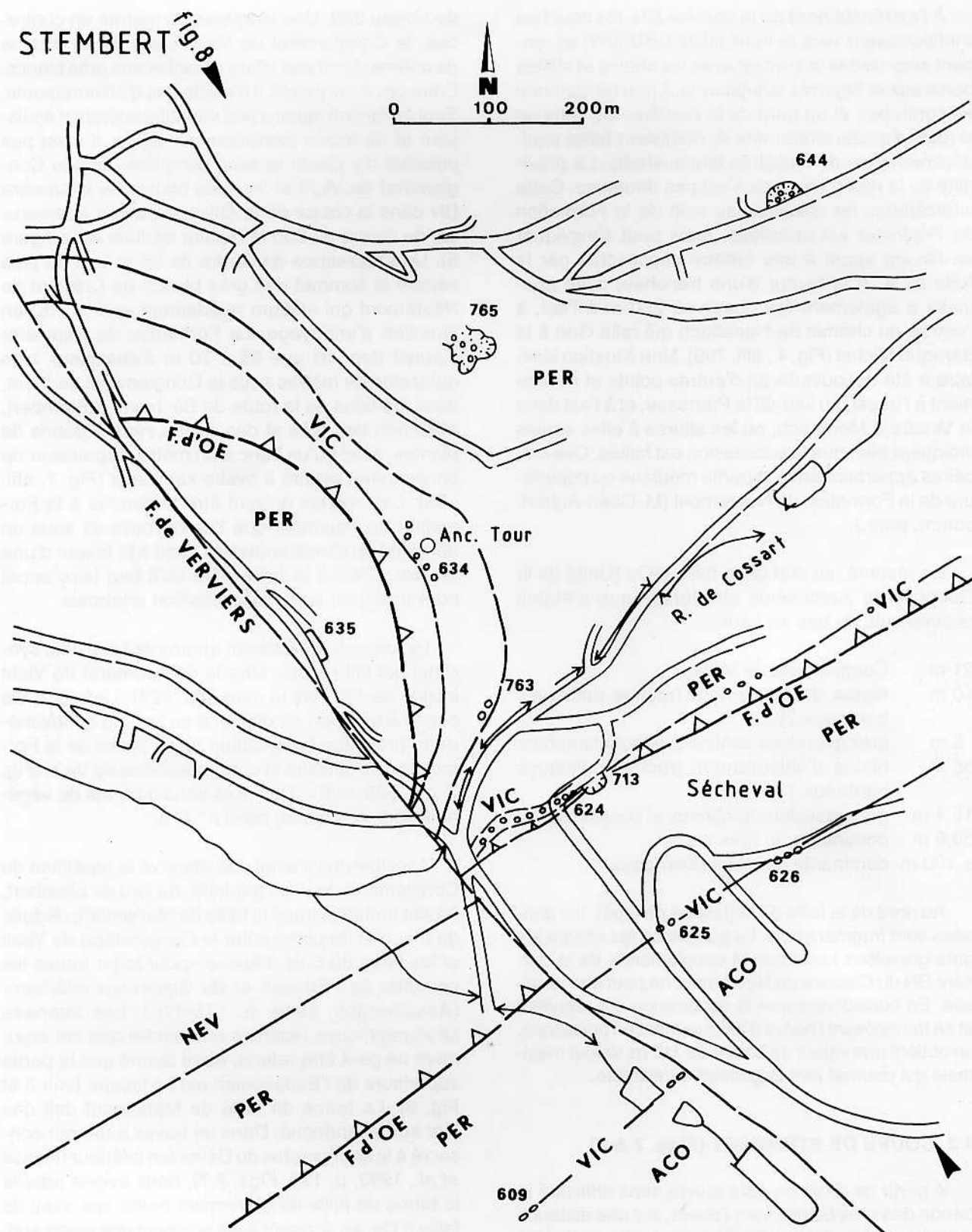


Figure 7: Carte géologique au sud de Stembert (localisation générale, voir Fig. 1) avec indication des principaux affleurements. Pour la signification des sigles de formation, se reporter à la figure 2.

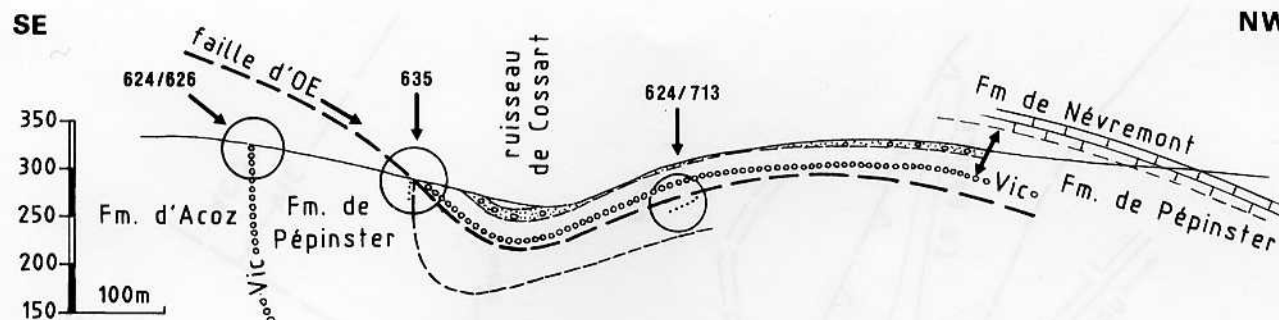


Figure 8: Coupe géologique au sud de Stembert avec indication des affleurements clés localisés sur la figure 7. VIC: Conglomérat de Vicht.

4.3.1. Au nord de la faille d'Oe (Figs. 9 & 10)

Le lit de la Vesdre à Membach offre une bonne vue d'ensemble du Conglomérat de Vicht et de la Formation de Pépinster qui affleurent au nord de la faille d'Oe. La coupe doit être visitée en période de basses eaux! La description est donnée d'amont en aval, en montant dans la série.

Le Conglomérat de Vicht, d'une puissance d'au moins 31,5 m, forme un anticlinal déjeté vers le nord et dont le dressant est bien exposé. Il se présente sous le faciès habituel à éléments pugilaires avec cependant une tendance moins grossière et kaolineuse vers la base. Au-dessus du conglomérat, la Formation de Pépinster incorpore au moins 4 barres plurimétriques de grès graveleux kaolineux (notées 1 à 4 sur Figs. 9, 10). Les grès verts sont présents à plusieurs niveaux, mais peu développés. D'abord en polarité normale, la succession se renverse progressivement jusqu'à une inclinaison de 55° SE.

Une cinquantaine de mètres à l'aval du pont qui franchit la Vesdre en oblique, la rivière recoupe une barre de calcaires très fossilifères (coraux rugueux et tabulés, stromatopores...) en bancs décimétriques avec des niveaux en plaquettes (N49°E/35°SE). Ces calcaires, visibles sur une vingtaine de mètres, appartiennent à la Formation de Névremont mais n'en constituent pas la base (M. Coen-Aubert, comm. pers.), de sorte qu'un contact stratigraphique avec les roches de la Formation de Pépinster qui précèdent n'est pas possible. Juste à l'aval des calcaires, la Vesdre s'engouffre dans un goulot rocheux creusé dans des siltites bordeaux à faible inclinaison vers le nord et en polarité normale (N71°E/40°N). On retrouve ici la même situation que dans la coupe de la Gileppe, la Formation de Névremont apparaissant en fenêtre sous la faille d'Oe.

L'épaisseur totale de la Formation de Pépinster ne peut être précisée mais pourrait être de plus de

250 m. La série est déjà épaisse d'au moins 230 m à l'amont de la fenêtre où apparaît la Formation de Névremont.

4.3.2. Au sud de la faille d'Oe

Au sud de la faille d'Oe, le Conglomérat de Vicht peut être facilement cartographié. La Formation de Pépinster a une épaisseur estimée à 260 m. Une barre de grès verts est bien développée dans la partie médiane tandis qu'aucun niveau graveleux kaolineux n'a été repéré.

5. SYNTHÈSE DES DONNÉES LITHOSTRATIGRAPHIQUES

Les données récoltées entre Stembert et Membach, de part et d'autre de la faille d'Oe, permettent de reconstituer partiellement la série correspondant à la Formation de Pépinster dans la Nappe de Goé d'une part, et, dans l'Unité de la Gileppe d'autre part.

5.1. NAPPE DE GOE

Au-dessus du Conglomérat de Vicht d'épaisseur variable, on observe, au sein d'une série à dominante de roches pélitiques bordeaux, le développement d'un faciès de grès graveleux kaolineux blanchâtres et de conglomérats. Une barre plurimétrique à décimétrique de ces roches a pu être suivie entre Stembert et Goé. Vers l'est, il en existe au moins 4 dans le lit de la Vesdre à Membach. Ce faciès semble prendre plus d'importance encore au sud d'Eupen. Aucune coupe ne permet d'évaluer la puissance de la formation avec un minimum de précision, mais il semble bien y avoir une nette augmentation de puissance entre Stembert et Membach, avec une valeur supérieure à 230 m dans cette dernière localité.

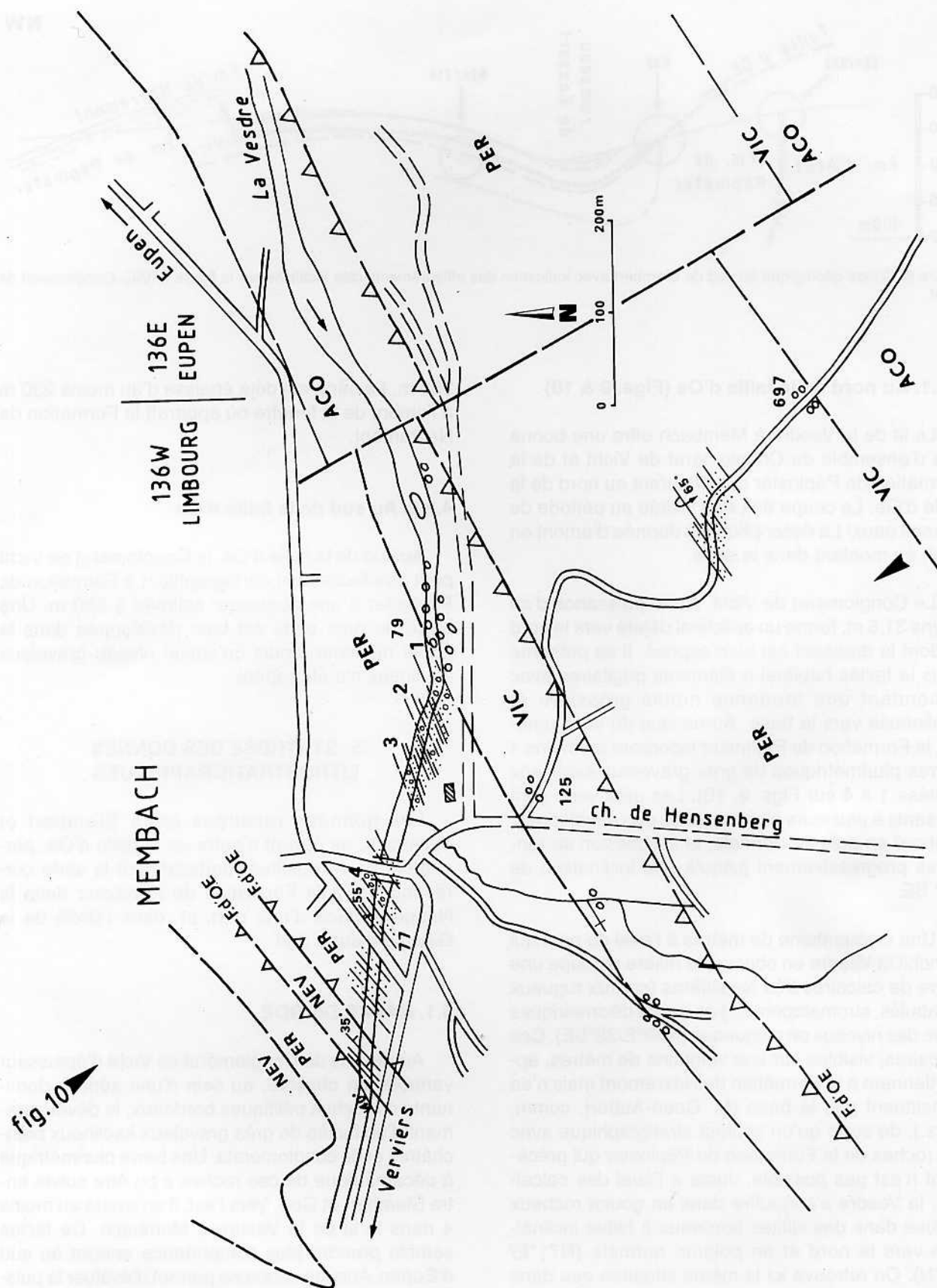


Figure 9: Carte géologique de la vallée de la Vesdre à Membach. 1 à 4: barres grés-conglomératiques kaolineuses. Pour la signification des sigles de formation, se reporter à la figure 2.

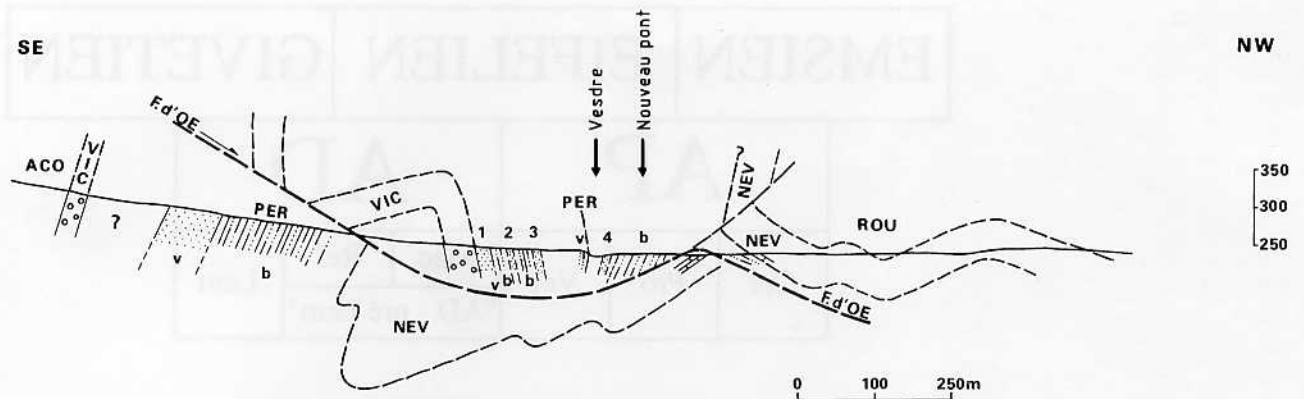


Figure 10: Coupe géologique de la vallée de la Vesdre à Membach. 1 à 4: barres grés-conglomératiques kaolineuses. Pour la signification des sigles de formation, se reporter à la figure 2.

5.2. UNITE DE LA GILEPPE

Au-dessus du Conglomérat de Vicht, l'épaisse série à dominante de pélites bordeaux est interrompue par une barre pluridécamétrique à dominante de grès verts fossilifères. A Goé, un faciès de grès graveleux et de conglomérats se développe à la partie inférieure des grès verts. Il semble prendre plus d'importance encore au sud d'Eupen. Dans la vallée de la Gileppe, la puissance de la formation est de l'ordre de 260 m, mais on manque de données d'affleurement au niveau de la partie supérieure, masquée sous la Nappe de Goé.

6. REVISION BIOSTRATIGRAPHIQUE DE LA COUPE DE LA GILEPPE

6.1. PALYNOLOGIE

Trois échantillons de shale gris ont été prélevés au sein des grès verts de la carrière Brandt sud et ont livré une association palynologique partiellement reprise à la figure 11. La présence de *Rhabdosporites langii* (Eisenack) Richardson 1960, *Grandispora protea* (Naumova) Moreau-Benoit 1980 et *G. velata* (Eisenack) Playford 1971 dans les échantillons BS2 et 3 situerait ceux-ci dans la Biozone *acanthomammillatus - devonicus* AD (Streel *et al.*, 1987). L'apparition de *Geminospira lemurata* Balme, emend. Playford 1983 marque la base de la Biozone d'intervalle Lem. *G. lemurata* n'a pas été observé dans nos échantillons, malgré le grand nombre de spores observées. Cette absence semble être suffisamment significative pour considérer que les deux niveaux BS2 et 3 ne se situent pas dans la partie supérieure de la Biozone AD («AD - pré Lem», Loboziak *et al.*, 1988). *Rhabdosporites parvulus* Richardson 1965 était considéré comme une spore dont le point d'apparition se situe dans des couches plus récentes que celui de *G. lemurata* (Richardson, 1965). Toutefois, cette espèce a été découverte

en abondance au sud de la faille de Xhoris, dans des couches de la Formation de Hampteau (Godefroid *et al.*, 1994) appartenant à la biozone *apiculatus - proteus* AP, sous-jacente à la Biozone AD. De ce fait, cette espèce perd son intérêt biostratigraphique dans des couches plus récentes telles que celles des carrières Brandt. Seulement 5 m séparent les niveaux de prélèvement des échantillons BS1 et BS2. L'échantillon BS1 ne renferme que des taxons sans valeur stratigraphique discriminante au niveau des Biozones AP - AD.

Les échantillons prélevés par Streel (Streel, 1964; Lele & Streel, 1969) dans les grès blancs de la carrière BN ont été revus. L'assemblage palynologique est caractéristique de la Biozone AD. Il est tout à fait comparable à celui de la carrière BS, dans les grès verts. Ici aussi c'est l'absence de *Geminospira lemurata* et les nouvelles données sur *Rhabdosporites parvulus* qui permettent de supposer que les couches de la carrière BN n'appartiennent pas à la partie supérieure de la Biozone AD («AD - pré-Lem»).

Ces résultats biostratigraphiques proposent l'appartenance des couches des deux carrières à une seule et même biozone «AD - pré-Lem» dont l'âge est eifelien dans sa plus grande partie. Seule la partie sommitale de la biozone «AD - pré-Lem» est d'âge givetien tout à fait inférieur. Les niveaux de grès des deux carrières ont donc un âge équivalent ou proche l'un de l'autre. La Biozone «AD - pré-Lem» couvre un laps de temps relativement important. De ce fait, la possibilité d'un léger diachronisme entre les deux carrières existe.

On notera, néanmoins, une légère différence entre les carrières BN et BS en ce qui concerne l'état de conservation des palynomorphes. Ainsi, dans la carrière BN, ils sont transparents, de couleur brune. En revanche, dans la carrière BS, les spores sont plus carbonisées, de couleur brun foncé à noire. Il

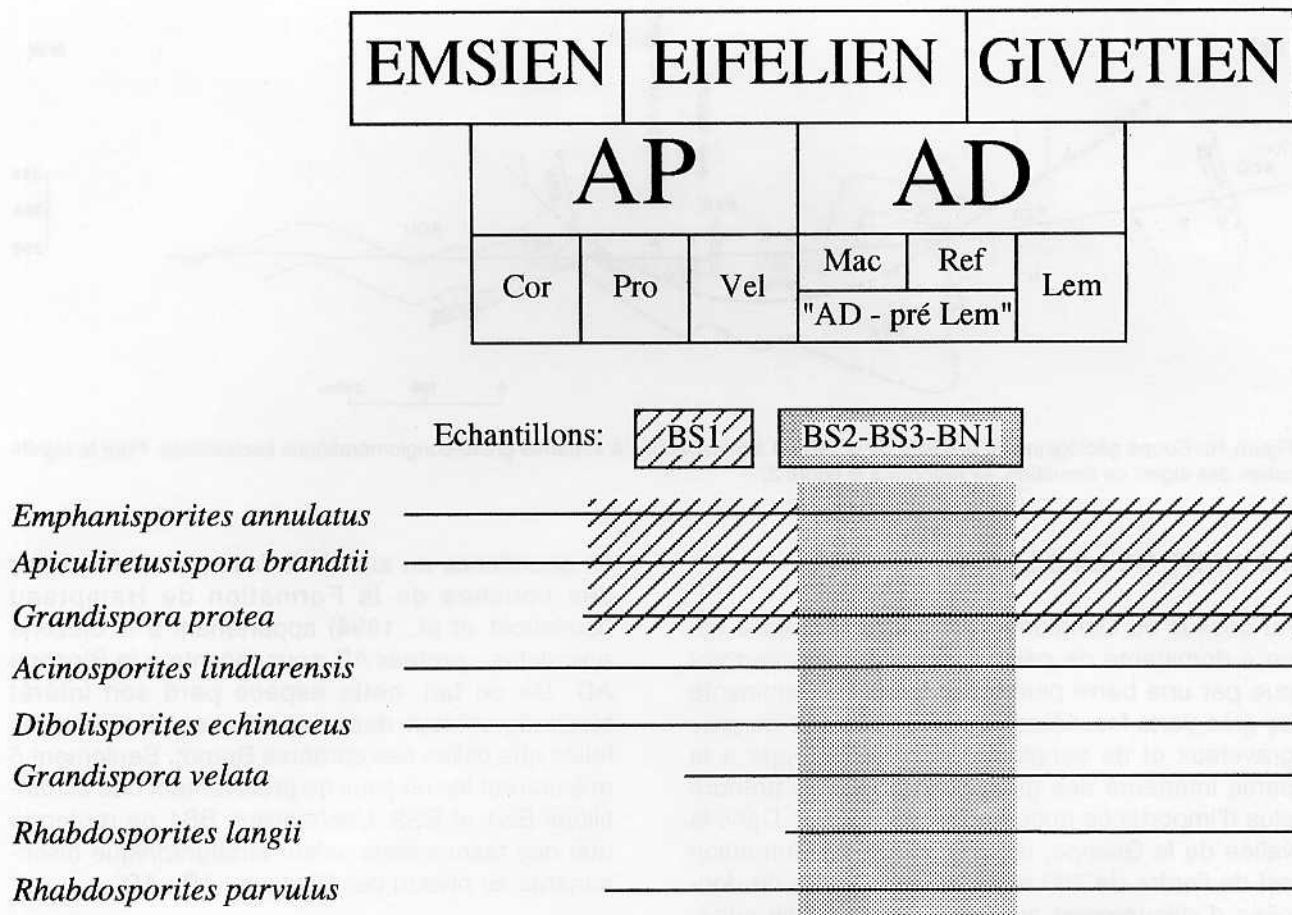


Figure 11: Position stratigraphique des principales espèces de spores provenant des grès verts de la carrière Brandt sud (BS) et des grès blancs de la carrière Brandt nord (BN).

est nécessaire de réaliser une oxydation des sporomorphes de quelques secondes pour les éclaircir et permettre leur examen au microscope. Cette observation pourrait témoigner d'une différence de taux d'enfouissement des grès des deux carrières : les grès blancs auraient été enfouis sous une moindre épaisseur de sédiments et soumis à moins fortes températures. Il faut cependant rester prudent dans cette interprétation, car la faible différence du degré d'évolution de la matière organique fossilisée, entre les deux carrières, pourrait être due à d'autres causes comme les caractéristiques lithologiques, l'altération atmosphérique etc.

6.2. MACROFOSSILES VEGETAUX

Les macrofossiles végétaux récoltés dans les gisements du Dévonien moyen de l'Est de la Belgique et plus particulièrement ceux provenant d'Oe et de la carrière Brandt nord à Goé ont acquis une réputation internationale grâce aux travaux de Leclercq et de ses collaborateurs. Leur étude a permis de mieux appréhender l'évolution du monde végétal durant cette période du Dévonien. En raison de leur importance pour la reconstitution des

lignées phylogénétiques, ces restes végétaux exigent une datation aussi précise que possible et un échelonnement correct des gisements dans le temps est essentiel, d'autant plus que certains spécimens posent des problèmes taxinomiques qui sont loin d'être résolus.

6.2.1. Synthèse des travaux antérieurs

1901 et 1912. Renier signale à Mousset (Pépinster - affl. SGB 135E95) la présence de végétaux couviniens et notamment, d'une Psilophytale du genre *Pseudosporochnus* Potonié & Bernard; il note également l'existence d'un sol de végétation.

1932b. Aderca présente un premier aperçu de la flore de la carrière de Goé nord (= Brandt nord) où il signale *Aneurophyton germanicum* Kräusel & Weyland, des reste d'«articulées», *Calamophyton primaevum* Kr. & W. et *Hyenia elegans* Kr. & W. ainsi que des axes nus de type *Hostimella hostimensis* Potonié & Bernard qu'il attribue erronément à *Asteroxylon elberfeldense* Kr. & W. Cette plante épineuse n'est pas présente à Goé nord et les axes nus appelés *H. hostimensis* par Aderca peuvent ap-

partenir à plusieurs types différents de végétaux communs dans cette localité. Cet auteur attire aussi l'attention sur un autre gîte, «La Carrière», lieu-dit situé à Oe sur la rive gauche de la Vesdre, au sud de la faille d'Oe (voir ce travail, Fig. 1).

1938. de Radzistky d'Ostrowiec signale quelques fragments de *Calamophyton* sp., *Aneurophyton* sp. et *Pseudosporochnus* sp. à Cornesse ; il ajoute le genre *Protopteridium* Krejci à la liste des végétaux du Dévonien moyen de la région. Ces restes sont malheureusement fragmentaires ; ils n'ont donné lieu à aucune étude ultérieure.

1940. Leclercq publie une première contribution à l'étude détaillée de la flore du Dévonien moyen de la Belgique où elle décrit les restes végétaux qu'elle a récoltés à 80 mètres au NE de la carrière à Oe, ainsi qu'à Mousset. La nouvelle espèce, *Calamophyton renieri* Leclercq, est fondée sur deux spécimens fertiles du gîte de Mousset, dans lequel elle démontre également la présence de *Protopteridium thomsonii* Kr. & W. *Protolpidodendron sharianum* Krejci, une lycophyte herbacée est signalée à Oe. De plus ce gîte d'Oe dont la lithologie est qualifiée de «légèrement poudingiforme» (p. 7) a livré des restes de *Hyenia* Kr. & W. permettant de reconstituer le port rampant de la plante qui présente un rhizome et des axes dressés. Ce gisement d'Oe est considéré comme situé à la limite entre le Dévonien inférieur et le Dévonien moyen. Le gisement de Mousset est attribué au Couvinien supérieur et celui de Goé nord, conformément à l'opinion d'Aderca (1932b), à la base du Givetien. Ces datations seront conservées dans la littérature paléobotanique ultérieure.

1953 et 1955. Liégeois met en évidence la présence de nombreux gisements à plantes dans le Massif de la Vesdre ; les spécimens récoltés sont souvent fragmentaires ; il ne signale pas d'espèces ni de genres nouveaux, mais fournit, entre autres, un relevé détaillé de Goé sud (= Brandt sud) dont les grès verts sont attribués au Couvinien.

1956. Leclercq (in Liégeois) établit la présence de *Calamophyton* sp. *Pseudosporochus* sp. et *Aneurophyton* sp. dans le gisement de la gare d'Eupen. Une écaille de poisson crossoptérygien a également été récoltée parmi les débris de végétaux flottés.

1959. Leclercq démontre la complexité des parties fertiles (sporangiophores) du *Hyenia* d'Oe. Celui-ci est désigné par la comb. nov. *Hyenia complexa*, qui malheureusement restera un *nom. nudum*.

1960. Leclercq et Andrews décrivent *Calamophyton bicephalum* Leclercq & Andrews de la carrière de Goé nord et mettent en évidence la morphologie complexe des ramifications latérales végétatives et fertiles (le sporangiophore). Ils soulèvent la question (p. 17) de l'éventuelle synonymie des trois es-

pèces de *Calamophyton*, *C. bicephalum*, *C. primaevum* et *C. renieri*. De plus, ils rappellent que la plupart des *Hyenia elegans* signalés par Aderca dans cette même carrière de Goé nord sont en réalité des restes de *Calamophyton*, ainsi que Kräusel et Weyland (1932) l'avaient déjà signalé. Ils attirent également l'attention sur la grande ressemblance morphologique entre les tiges dressées de *Hyenia* et les parties distales de *Calamophyton*. Ils estiment même (p. 3) qu'il est très aléatoire de vouloir les distinguer sur base de restes fragmentaires. Seule la différence de port, rampant pour *Hyenia* et dressé pour *Calamophyton* constitue apparemment l'argument valable pour différencier avec certitude les deux plantes.

1962. Leclercq et Banks étudient les spécimens de *Pseudosporochnus* de la carrière de Goé nord. Ils établissent la nouvelle espèce, *Pseudosporochnus nodosus* Leclercq & Banks et démontrent, grâce à la présence de structures anatomiques conservées, son appartenance au groupe des cladoxylées. Les caractères justifiant la distinction entre les deux espèces *P. verticillatus* (ex. *P. krejci*) Oehrle et *P. nodosus* sont tenus et surtout basés sur le manque de connaissance concernant la première de ces deux espèces.

1965. Leclercq et Schweitzer démontrent que *Calamophyton* n'est pas une articulée mais appartient comme *Pseudosporochnus*, au groupe des cladoxylées. La clef du problème est fournie par un spécimen à structure interne conservée provenant de la carrière de Goé nord.

1969. Leclercq réexamine les quelques spécimens qui subsistent de la collection originale de *Calamophyton primaevum* de Kräusel et Weyland (1926, 1929). Elle établit que les sporangiophores de cette espèce sont également complexes et analogues à ceux du *C. bicephalum* de Goé nord.

1971. Leclercq et Bonamo analysent la morphologie des parties fertiles et isolent les spores de la progymnosperme *Rellimia* (ex. *Protopteridium*) *thomsonii* Leclercq & Bonamaen se basant sur des spécimens récoltés dans la carrière de Goé nord.

1972. Schweitzer décrit de nouveaux spécimens de *Hyenia elegans* récoltés en Allemagne. Le port rampant de la plante que cet auteur considère comme une fougère, est une nouvelle fois confirmé. Des parties fertiles beaucoup moins complexes que celles des *Calamophyton* et que celles du *Hyenia* d'Oe sont illustrées. Le problème posé par cette divergence n'est pas discuté. Comme la nomenclature botanique repose en premier lieu sur les caractères des parties fertiles, la position taxinomique du genre *Hyenia* devient plus embrouillée que jamais, d'autant plus que l'anatomie des spécimens du genre *Hyenia*, qu'ils proviennent d'Oe ou d'Allemagne, reste inconnue.

1973. Schweitzer établit formellement la synonymie entre *C. primaevum* et *C. bicephalum*. Le problème posé par *C. renieri* est laissé sans solution.

1980. Lessuise et Fairon-Demaret signalent la présence de *Calamophyton* dans un niveau immédiatement sus-jacent au poudingue qui affleure dans le sous-bois à plus de 50 mètres au sud de la carrière de Goé sud. Sur base de corrélations lithologiques uniquement, ce niveau est proposé comme anté-eifélien possible. L'étude du gisement de Niaster-Aywaille permet d'ajouter les genres *Honseleria* Mustafa et cf. *Serrulacaulis* Hueber & Banks à l'ensemble des cladoxylées et progymnospermes habituellement récoltées dans la région. Le gisement de Niaster et celui de Goé nord sont situés avec réserve dans le Givetien a-b, en se basant sur des corrélations lithostratigraphiques et sur les fossiles végétaux qu'ils contiennent.

1981. Fairon-Demaret démontre que les *Protolpidodendron* d'Oe appartiennent en réalité au genre *Leclercqia* Banks et al., 1972.

1993. Fairon-Demaret et Li, Cheng-Sen décrivent une nouvelle espèce de cladoxylée, *Lorophyton goense* de la carrière de Goé sud. Cette plante est associée à de nombreux restes d'axes épineux aux affinités incertaines. L'âge de Goé sud est considéré comme Givetien tout à fait basal, proche de la limite Eifélien-Givetien (p. 2). Le poudingue sous-jacent au niveau qui a livré des restes de *Calamophyton* au sud de Goé sud est rapporté au Conglomérat de Vicht qui, sur base de données biostratigraphiques récentes (Bultynck et al., 1991) est considéré d'âge eifélien supérieur.

En résumé, le gîte d'Oe de Leclercq (1940) a traditionnellement été considéré comme un des plus anciens et a été attribué à la base du Dévonien moyen. Goé nord (= Brandt nord) qui a livré les plus belles pièces de *Pseudosporochnus*, *Calamophyton* et *Rellimia* a été rattaché au Givetien inférieur depuis les années 30. Goé sud (=Brandt sud) a été regardé comme précédant Goé nord sur l'échelle stratigraphique.

6.2.2. Synthèse des données régionales disponibles

La répartition des restes végétaux en fonction des principaux gisements est donnée à la figure 12.

Une remarque préliminaire s'impose: toutes les localités n'ont pas été exploitées de la même façon. La carrière Brandt nord a livré le plus grand nombre de spécimens de qualité suite aux deux campagnes de fouilles intensives menées par Leclercq alors que

la carrière était toujours en exploitation au début des années 50. La monotonie relative de l'assemblage floristique récolté est réelle. A Niaster, les caractéristiques du gîte (tout au plus un mètre de stampe en affleurement à même le sol d'un sentier forestier) en ont limité l'exploration. Cette localité se distingue par la grande diversité des restes obtenus; l'association floristique de Niaster a un aspect plus hétérogène que les autres.

Une deuxième remarque est également nécessaire: l'étude sédimentologique approfondie de ces gisements reste à faire. On note néanmoins que tous les restes végétaux provenant des diverses localités ont un caractère allochtone plus ou moins prononcé. Celui-ci est particulièrement marqué à Niaster où les fossiles identifiables récoltés sont très fragmentés et sont observés associés à des pailles hachées. Seul Goé nord se distingue par la présence sporadique de spécimens de grande taille bien conservés qui ont subi un transport moindre et/ou plus calme que dans les autres localités. Le gîte d'Oe de ce point de vue est ambigu: associés à un *Hyenia* dont les connexions délicates entre le rhizome rampant et les axes dressés végétatifs et fertiles ont été conservées, il montre de nombreux fragments hachés, indéterminables pour la plupart ainsi que de pauvres restes macérés de *Leclercqia*. Manifestement, le *Hyenia* était plus proche du lieu de fossilisation que notamment les *Leclercqia* qui ont été considérés comme des colonisateurs de la partie distale des plaines d'inondation (Banks et al., 1985).

Toutes les localités ont livré un stock commun de restes de cladoxylées et de progymnospermes; *Calamophyton* est le genre le mieux représenté (sa présence est notée dans tous les gisements, Goé sud excepté). *Hyenia*, en revanche, est très rare: un seul spécimen certain provient du gîte d'Oe où il est d'ailleurs associé au *Calamophyton*. Les macrorestes végétaux ne permettent donc pas d'établir une différence entre ces gisements, Goé sud excepté. Celui-ci, avec d'une part, la présence de *Lorophyton goense* associé à d'abondants restes d'axes épineux et d'autre part, l'absence remarquable des genres *Calamophyton*, *Pseudosporochnus*, *Rellimia* et *Aneurophyton* fréquemment observés dans les autres localités, a un cachet différent. Les macrorestes végétaux n'apportent aucun argument objectif permettant de déduire si la singularité de Goé sud témoigne de son âge différent, plus ancien que celui des autres localités, ou bien si elle est le reflet de conditions écologiques particulières permettant l'épanouissement d'une flore spécialisée. Il faut noter néanmoins que la complexité de *Lorophyton goense* n'en fait pas une plante moins évoluée ni, en conséquence, plus ancienne que les cladoxylées des autres localités.

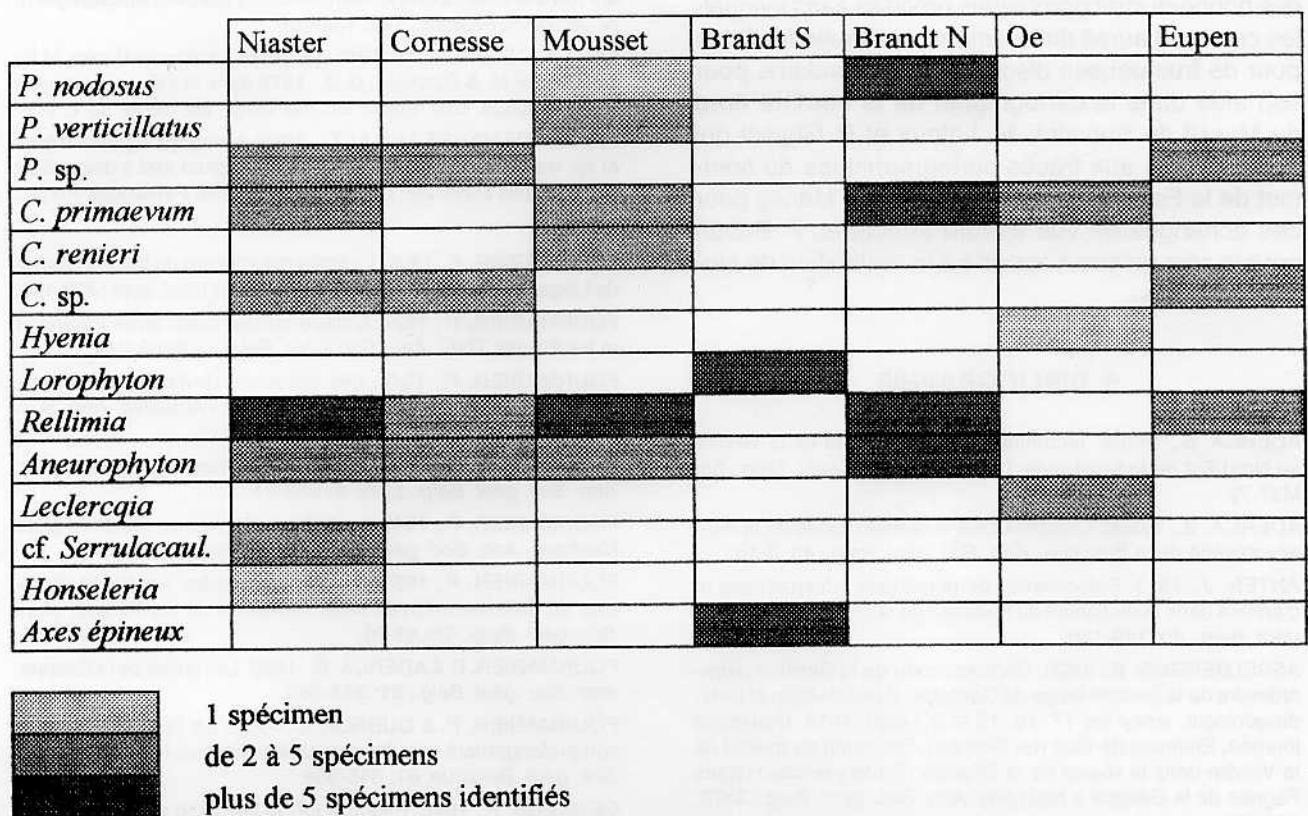


Figure 12 : Répartition des macrorestes végétaux en fonction des différents gisements.

7. CONCLUSIONS

La Formation de Pépinster est le siège de changements de faciès importants à l'est de Pépinster. Cela se traduit globalement par un développement des niveaux de grès graveleux kaolineux et de conglomérats, corrélativement à une augmentation de puissance. Dans la région comprise entre Stembert et Membach, des différences sont également sensibles de part et d'autre de la faille d'Oe, dans la Nappe de Goé et dans l'Unité de la Gileppe. La plus évidente est la disparition ou le faible développement du faciès grès verts fossilifères dans la Nappe de Goé, au profit du faciès de grès graveleux kaolineux. Rappelons qu'au niveau du Dévonien inférieur également, la composition des séries virtuelles diffère sensiblement d'une unité à l'autre (Hance *et al.*, 1992).

Dans ce nouveau schéma structural, la série virtuelle de la Formation de Pépinster dans la vallée de la Gileppe à Goé est sensiblement modifiée. Les grès verts de la carrière Brandt sud et les grès blancs de la carrière Brandt nord sont séparés par la faille d'Oe et appartiennent à deux unités structurales différentes. Ils ne se superposent donc pas. Au contraire, tout porte à croire que les grès blancs se sont développés au détriment des grès verts.

D'un point de vue biostratigraphique, on note une assez bonne concordance entre les datations obtenues au sein de la Formation de Pépinster dans l'Unité de la Gileppe entre Eupen et Pépinster. Le Conglomérat de Vicht est daté de la biozone AD - pré-Lem (Eifelien supérieur et Givetien inférieur) à Eupen (Bultynck *et al.*, 1991), biozone à laquelle doivent également être attribués les grès verts de la carrière Brandt sud. A Pépinster, la datation des grès verts par conodontes est compatible (de Decker, 1994).

Dans la Nappe de Goé par contre, les datations obtenues à Goé et à Heusy (Hance *et al.*, 1989) sont très différentes : biozone AD - pré-Lem au sein des grès blancs à Goé; biozone Lem (Givetien inférieur) à l'extrême base de la Formation de Pépinster à Heusy. Cette dernière localité est également la seule où le Conglomérat de Vicht repose directement sur la Formation de Solières d'âge Praguén supérieur. C'est donc là que la lacune a le plus d'ampleur.

8. REMERCIEMENTS

Les auteurs adressent leurs plus vifs remerciements à : J. Bellière pour des critiques constructives qui ont contribué à améliorer la première ver-

sion du manuscrit; M. Coen-Aubert qui nous a fourni des données stratigraphiques précises sans lesquelles ce travail aurait difficilement pu aboutir; M. Coen pour de fructueuses discussions; F. Geukens pour son aide dans la cartographie de la bordure nord du Massif de Stavelot; M. Laloux et P. Ghysel qui ont collaboré aux tracés cartographiques du sommet de la Formation de Pépinster; J.L. Mansy pour des échanges de vue d'ordre structural; F. Babun pour le soin qu'elle a apporté à la réalisation de plusieurs figures.

9. BIBLIOGRAPHIE

- ADERCA, B., 1932a. Tectonique du synclinorium de la Vesdre au Nord-Est de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 55: M37-72.
- ADERCA, B., 1932b. Contribution à la connaissance de la flore dévonienne de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 45: 3-16.
- ANTEN, J., 1913. Présentation de poudingue feldspathique et d'arkose dans le couvinien du ruisseau de la Gileppe. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 40: 129-130.
- ASSELBERGHS, E., 1920. Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société Belge de Géologie, Paléontologie et d'Hydrogéologie, tenue les 17, 18, 19 et 20 sept. 1919. Deuxième journée, Environs de Goé (La Gileppe). Dévonien du massif de la Vesdre dans la région de la Gileppe. Traversée des Hautes Fagnes de la Gileppe à Malmédy. *Ann. Soc. géol. Belg.*, XXIX: 220-231.
- ASSELBERGHS, E., 1927. Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. *Bull. Soc. belge Géol.*, XXXVII: 123-143.
- ASSELBERGHS, E., 1937. Base du Dévonien moyen dans le vallon de la Gileppe. *Bull. Soc. belge Géol.*, 47: 442-445.
- ASSELBERGHS, E., 1944. L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XIII: 145. 212.
- ASSELBERGHS, E., 1955. La grauwacke de Rouillon (Couvinien) du bord oriental du Bassin de Dinant. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 19: 176-221.
- BANKS, H.P., GRIERSON, J.D. & BONAMO, P.M., 1985. The flora of the Catskill clastic wedge. *Geol. Soc. America, Sp. Paper*, 201: 125-141.
- BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, Ph., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991. Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Exp. Cartes Géol. & Min.*, 30: 1-106.
- COEN-AUBERT, M., 1970. Le Frasnien dans la région des Surdents (Massif de la Vesdre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93: 383-395.
- DAVREUX, C.J., 1833. Essai sur la constitution géognostique de la province de Liège. Imp. M. Hayez, Bruxelles, 297 p.
- de DECKER, M., 1994. Etude biostratigraphique de la Formation de Pépinster du Dévonien moyen : conodontes, spores et ostracodes. Mémoire de licence (inédit), Univ. Cath. Louvain, Belgique, 49 p. + annexes.
- de RADZITSKY d'OSTROWIECZ, I., 1938. Observations relatives au Dévonien de Cornesse (Province de Liège). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 61: B293-B302.
- DEWALQUE, G., 1881. Sur un nouveau gîte de fossiles dans l'assise du poudingue de Burnot, *Ann. Soc. géol. Belg.*, 8: CXXXVI-CXXXVIII.
- DEWALQUE, G., 1882. Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Soc. géol. de Belgique, tenue à Verviers du 17 au 20 septembre 1882. Troisième journée de l'excursion à Baelen et au barrage de la Gileppe. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 8: 180-187.
- ESCHGHI, I. & KASIG, W., 1974. Emsium in Old-Red-Fazies am Nordrand des Stavelot-Venn-Massifs (Deutschland/Belgien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 146: 136-152.
- FAIRON-DEMARET, M., 1981. Le genre *Leclercqia* Banks, H.P., Bonamo, P.M. & Grierson, G.D., 1972 dans le Dévonien moyen de la Belgique. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belg., Sc. Terre*, 53/1: 1-9.
- FAIRON-DEMARET, M. & LI, C., 1993. *Lorophyton goense* gen. et sp. nov. from the Lower Givetian of Belgium and a discussion of the Middle Devonian Cladoxylopsida. *Rev. Palaeobot. Palyn.*, 77: 1-22.
- FOURMARIER, P., 1905. La limite méridionale du bassin houiller de Liège. Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl.: 479-495.
- FOURMARIER, P., 1927. L'allure du Dévonien entre Pépinster et les Forges Thiry. *Ann. Soc. géol. Belg.*, L: B208-214.
- FOURMARIER, P., 1940. Les variations de faciès et de puissance du Dévonien moyen entre Liège et l'Amblève. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 63: 344-354.
- FOURMARIER, P., 1941. Faille de Soiron et faille de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belg.*, LXIV, 3: B65-71.
- FOURMARIER, P., 1943. La faille de Pépinster dans le Ry de Mosbeux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 66: B148-150.
- FOURMARIER, P., 1951. Remarques sur les variations de faciès du Dévonien moyen entre l'Amblève et les Forges. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 75: 89-96.
- FOURMARIER, P. & ADERCA, B., 1958. Les failles de la Gileppe. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 81: 543-568.
- FOURMARIER, P. & DUBRUL, L., 1958. La faille de Walhorn, son prolongement vers l'ouest, sa signification tectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 81: 345-358.
- GEUKENS, F., 1948. Bijdrage tot de geologie van de antikline van Fraipont in de omgeving van Ry de Mosbeux. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 16: 45-76.
- GODEFROID, J., BLIECK, A., BULTYNCK, P., DEJONGHE, L., GERRIENNE, P., HANCE, L., MEILLIEZ, F., STAINIER, P. & STEEMANS, P., 1994 - Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Expl. Cartes Géol. & Min. Belgique*, 38: 144 p.
- HANCE, L., DEJONGHE, L., GRAULICH, J.M. & STEEMANS, Ph., 1989. Géologie de l'autoroute E42 Verviers Saint-Vith à Heusy et à Ensival. *Serv. géol. Belg., Prof. Paper*, 237.
- HANCE, L., DEJONGHE, L. & STEEMANS, Ph., 1992. Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 115 (1): 119-134.
- KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P., 1969. Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, 8: 327-388.
- KAYSER, E., 1895. Sur une faune du sommet de la série rhénane à Pépinster, Goé et Tilff. *Ann. Soc. géol. Belg.*, XXII: 175-216.
- KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H., 1926. Beiträge zur Kenntnis der Devonflora. II. *Abh. Senckenb. naturforsch. Gesell.*, 40: 115-155.
- KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H., 1929. Beiträge zur Kenntnis der Devonflora. III. *Abh. Senckenb. naturforsch. Gesell.*, 41: 315-360.
- KRÄUSEL, R. & WEYLAND, H., 1932. Pflanzenreste aus dem Devon III. *Über Hyenia Nath. Senckenb.*, 14: 274-280.
- LECLERCQ, S., 1940. Contribution à l'étude de la flore du Dévonien de Belgique. *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém. in 4°, 2ème série*, 12/3: 1-65.
- LECLERCQ, S., 1959. Strobilar complexity in Devonian Sphenopsids. *Proc. IX Int. Botanical Congr., Montréal*, 2: 219 (abstract).
- LECLERCQ, S., 1969. *Calamophyton primaevum*: the complex morphology of its fertile appendage. *Amer. J. Bot.*, 56/7: 773-781.

LECLERCQ, S. & ANDREWS, H.N., 1960. *Calamophyton bicephalum*, a new species from the middle Devonian of Belgium. *Ann. Missouri Botanical Garden*, 47: 1-23.

LECLERCQ, S. & BANKS, H., 1962. *Pseudosporochnus nodosus* sp. nov., a Middle Devonian plant with Cladoxylanlean affinities. *Palaeontographica B*, 110: 1-34.

LECLERCQ, S. & BONAMO, P.M., 1971. A study of the fructification of *Milleria (Protopterium) thomsonii* Lang from the Middle Devonian of Belgium. *Palaeontographica B*, 136: 83-144.

LECLERCQ, S. & SCHWEITZER, H.J., 1965. *Calamophyton* is not a Sphenopsid. *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci.*, 51: 1395-1403.

LELE, K.M. & STREEL, M., 1969. Middle Devonian (Givetian) plant microfossils from Goé (Belgium). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 91(1): 89-121.

LESSUISE, A. & FAIRON-DEMARET, M., 1980. Le gisement à plantes de Niaster (Aywaille, Belgique) : repère biostratigraphique nouveau aux abords de la limite Couvinien-Givetien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 103: 157-181.

LIEGEOIS, R., 1953. Découverte de nouveaux gisements de plantes dans le Dévonien de la Belgique et leur signification stratigraphique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 76: 136-166.

LIEGEOIS, R., 1955. Description stratigraphique de nouveaux gîtes de plantes dans le Dévonien belge. *Ann. Soc. géol. Belg.*, LXXVIII: B89-B106.

LIEGEOIS, R., 1956. Excursion dans le Mésodévonien de l'est du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belg.*, LXXX: B11. B127.

LOBOZIAK, S., STREEL, M. & BURJAK, M., 1988. Miospores du Dévonien moyen et supérieur du Bassin du Parana, Brésil: Systématique et stratigraphie. *Sci. Géol. Bull.*, 41 (3-4): 351-377.

RENIER, A., 1901. Sur la découverte de végétaux dans le Couvinien. *Ann. Soc. géol. Belg.*, XXVIII: B290-B291.

RENIER, A., 1912. Sols de végétation du Dévonien moyen du massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 40: 495.

RICHARDSON, J.B., 1965. Middle Old Red Sandstone spore assemblages from the Orcadian basin north-east Scotland. *Palaeontology*, 7 (4): 559-605.

SCHWEITZER, H.J., 1972. Die Mitteldevonflora von Lindlar (Rheinland). 2. Filicineae. *Hymenium elegans* Krausel & Weyland. *Palaeontographica B*, 137: 154-175.

SCHWEITZER, H.J., 1973. Die Mitteldevonflora von Lindlar (Rheinland). 2. Filicineae. *Calamophyton primaevum* Krausel & Weyland. *Palaeontographica B*, 140: 117-150.

STREEL, M., 1964. Une association de spores au Givetien inférieur de la Vesdre à Goé. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 87(7): 1-30.

STREEL, M., 1986. Biostratigraphie par spores du Dévonien ardenno-rhénan. *Ann. Soc. géol. Nord*, CV: 85-95.

STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W. & STEEMANS, Ph., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish Regions. *Rev. Palaeobotany & Palynology*, 50: 211-229.

Manuscrit reçu le 19.01.1995; accepté le 15/03/1995.

ANNEXE

Description de la carrière Brandt sud (Fig. 6)

épaisseur (m)	Description
0,16	Grès gris verdâtre légèrement kaoliniteux.
0,17	Shales verts
1,90	Grès grossiers, graveleux, kaoliniteux à galets épars (quartz roses) et lentilles conglomératiques; plus argileux au sommet.
0,90	Shales à siltites verts à lentilles graveleuses et conglomératiques; débris de végétaux abondants et bien préservés.
1,40	Grès très grossiers, kaoliniteux, à galets épars.

1,50	Grès graveleux très kaoliniteux, à galets épars; un niveau à débris de plantes à 0,40 m de la base, un autre à 1,35 m de la base.
0,30	Conglomérat (éléments de 2 à 4 cm) entrelardé de lits de shale décoloré.
7,85	Conglomérat kaoliniteux mal classé à éléments de quartz rose, de quartz blanc et de quartzite gris noir (: 0,5 à 7 cm); on note quelques joints argileux et un intercalaire de shale décoloré de 5 cm d'épaisseur à 1,35 m de la base.
0,2 à 1,00	Banc très lenticulaire de grès grossiers rougeâtres à galets épars, devenant conglomératiques au sommet; 10 cm de shales verts à la base.
2,50	Shales gris passant à des siltites gris vert; débris de végétaux; dans la partie supérieure, un mince banc de grès gris, graveleux et kaoliniteux, altérés, est surmonté par un niveau charbonneux à menus débris de végétaux.
0,55	Grès argileux à siltites bordeaux.
0,90	Grès argileux bordeaux; cellules irrégulières pluricentimétriques à remplissage limoniteux.
0,50	Grès graveleux conglomératiques, très blancs.
0,50	Grès fins beiges légèrement micacés, conglomératiques au sommet.
0,65	Grès argileux verdâtres avec intercalaires de shales gris verdâtre.
0,10	Grès limoniteux à rares crinoïdes et galets de shale au sommet.
0,25	Grès rouges partiellement décolorés, à stratifications obliques.
0,20	Shales rougeâtres (10 cm) surmontés par des grès jaunâtres altérés.
0,50	Grès très argileux verdâtres.
0,70	Shales gris passant localement à des siltites.
1,00	Grès beiges un peu micacés.
0,50	Grès argileux gris, micacés, à laminations obliques, en mics bancs séparés par des intercalaires de shale gris fort micacé.
1,80	Grès argileux verdâtres micacés; joints localement très argileux; menus débris de végétaux.
1,75	Shales et siltites grises micacés (altération verdâtre) qui incorporent deux bancs de grès beiges; menus débris de végétaux.
3,00	Grès argileux verdâtres; stratifications ondulantes, devenant nettement obliques au sommet; chenal. Une lentille (ép. max. 15 cm) de grès argileux limoniteux fossilifères (tentaculites, crinoïdes, brachiopodes, lamellibranches) est visible à la base du banc.
2,20	Grès argileux verdâtres, laminaires, micacés; menus débris de végétaux.
4,05	Grès verdâtres massifs; un joint pourri sablo-limoniteux à la base (ép. 5 cm). Ce niveau était exploité.
3,90	Alternances de minces bancs (cm à pluri-cm) aux limites ondulantes de grès gris laminaires et de shales à siltites gris, parfois micacés. Cette série incorpore deux niveaux fossilifères (tentaculites, crinoïdes, brachiopodes, lamellibranches), situés à 1,2 m de la base et à 1 m du sommet. On distingue également deux niveaux sablo-limoniteux.
1,40	Grès laminaires gris.
1,65	Shales et siltites gris localement micacés qui, à la base, incorporent un banc lenticulaire de grès fins micacés beiges à menus débris de végétaux.
2,80	Grès vert à beige, argileux, assez massifs. Ce niveau était exploité.
8,00	Grès verts argileux; laminations obliques et à tendance plus argileuse à la base.
0,80	Siltites passant progressivement du vert au bordeaux par l'intermédiaire d'une zone à bigarrures subverticales.
30	Série à dominante de siltites bordeaux incorporant des termes plus pélitiques et nettement gréseux. Un banc de grès argileux verdâtre (ép. 75 cm) est visible à environ 20 m de la base. Ces couches constituent le flanc nord de la carrière. Dans le talus du chemin situé en contrebas, on retrouve le contact entre les grès et siltites verdâtres et les siltites bordeaux. A 10,30 m au-dessus des couches vertes, une surface de banc expose des polygones de dessiccation.