LIMBOURG
EUPEN

43/5-6

CARTE GEOLOGIQUE DE WALLONIE
GEOLOGISCHE KARTE DER WALLONIE
ECHELLE : 1/25.000 MASSSTAB: 1/25.000

NOTICE EXPLICATIVE
ERLÄUTERUNGEN

LIMBOURG - EUPEN

Martin Laloux
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Léon Dejonghe
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Fernand Geukens
Instituut voor Aartwetenschappen
Katholieke Universiteit Leuven
Redingenstraat 13 bis
B-3000 Leuven

Pierre Ghysel
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

Luc Hance
Service géologique de Belgique
rue Jenner 13 B-1000 Bruxelles.

avec la collaboration pour la partie karstologique de
Francis Polrot
Hameau de Husquet, 56
B-4820 Dison

version allemande
Thomas Servais
Service de Paléontologie Animale et Humaine
Université de Liège
Place du XX Août, 7
B-4000 Liège

Photographie de couverture (P. Ghysel) :
Point de vue sur l'église du village fortifié de Limbourg (Dolhain) bâti sur un promontoire rocheux de la Formation d'Esneux.

NOTICE EXPLICATIVE

1996

Feuille Limbourg - Eupen n° 43/5-6

1. Résumé

La feuille Limbourg-Eupen, dans l'est de la province de Liège, est à la charnière de deux grandes unités tectoniques situées de part et d'autre de la diagonale SW- NE. Au SE s'étale le flanc nord du Massif calédonien de Stavelot tandis qu'au NW affleurent les formations dévono-carbonifères du Synclinorium de Verviers.

Le relief est en relation étroite avec la nature du substratum rocheux et les régions géographiques correspondent assez bien aux entités géologiques. Ce sont, au SE, les contreforts forestiers de l'Ardenne liégeoise et, au NW, les paysages bocagers et les terres agricoles de l'Entre-Vesdre et Meuse. La région s'inscrit entièrement à l'intérieur du bassin versant de la Vesdre Celle-ci en s'écoulant d'est en ouest arrose les cités d'Eupen et de Dolhain. Ses principaux affluents sont pour la plupart issus du Plateau des Hautes Fagnes, comme la Helle ou la Gileppe.

Les terrains paléozoïques constituent l'ossature du territoire considéré. A la suite des orogenèses calédoniennes et varisques, ils ont été intensément plissés et faillés. Le Massif de Stavelot, avec des sédiments datés du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur, est charrié sur sa couverture dévonienne par la faille d'Eupen à pente sud. Le Synclinorium de Verviers est constitué du Massif de Herve, du Massif de la Vesdre et de la Fenêtre de Theux dont l'extrémité orientale occupe le coin SW de la planchette. Une zone d'écaillage dont le toit est formé par une faille à pente sud nommée sur la feuille, faille de Soiron, sépare le Massif de La Vesdre du Massif de Herve. Elle affleure dans le coin NW de la feuille. Elle limite au sud les dépôts du Namurien. Les formations du Dévonien et de la base du Carbonifère du Massif de la Vesdre s'organisent suivant une direction moyenne NE-SW. Le synclinal majeur de Goé-Baelen est encadré par des failles longitudinales importantes (faille de Renoupré, faille de Walhorn à pente sud et faille d'Oe et faille Gileppe sud à pente nord).

Les effets d'une tectonique plus récente se superposent à la déformation varisque sous forme d'un réseau assez dense de fractures et de failles subverticales, de direction SSE-NNW, qui découpent l'ensemble en touches de piano.

Une couverture meuble discordante, datée du Secondaire et du Tertiaire, affleure par endroits sous différentes formes, depuis les cailloutis de silex laissés sur les Hautes Fagnes, jusqu'aux lambeaux sédimentaires et aux dépôts préservés dans des poches de dissolution au sein des calcaires.

Les dépôts quaternaires sont représentés par les alluvions des vallées et des terrasses, colluvions, limons divers et tourbières.

L' extraction des minerais de fer, plomb ou zinc et l'exploitation de certains niveaux calcaires ou gréseux à des fins ornementales (Marbre de Baelen) ou industrielles ont constitué un secteur important de l'économie au cours des siècles passés. Seuls les calcaires et dolomies du Carbonifère sont encore exploités à l'heure actuelle.

2. Introduction

1. Établissement de la carte

Le levé de la feuille 43/7-8 Limbourg-Eupen a été commandé par le Ministère de la Région Wallonne dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de la Wallonie, financé par la Région Wallonne, en collaboration avec le Service géologique de Belgique, l'Université Catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles, l'Université de Liège et la Faculté Polytechnique de Mons. Le levé a été réalisé, à l'échelle du 1/10 000, par divers géologues, F. Geukens pour le Massif de Stavelot, L. Dejonghe et L. Hance pour le Dévonien inférieur et moyen et le Frasnien et P. Ghysel et M. Laloux pour le Dévonien moyen et supérieur et le Carbonifère.

La carte a été élaborée suivant le principe lithostratigraphique, en suivant les règles du Code Stratigraphique International (HEDBERG, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre au souhait du plus grand nombre d'utilisateurs.

Les affleurements sont nombreux, essentiellement concentrés sur les versants des cours d'eau, les talus de route ou de chemin de fer et dans quelques exploitations anciennes ou récentes. Leur qualité est cependant très variable d'un point à l'autre, suivant le degré d'altération. Au total, près de 2000 points d'affleurements ont été recensés. Plus des trois quarts d'entre eux concernent le Massif de la Vesdre. Du fait de l'importante couverture des limons, altérites, dépôts de versants ou colluvions dans le Massif de Stavelot, la densité moyenne d'affleurements est faible. Quelques forages peu profonds (< 200m) exécutés principalement pour des prospections métallifères complètent ce recensement. L'exploitation des données de la carte pédologique, l'analyse des caractères géomorphologiques, les renseignements fournis par les photographies aériennes et l'inventaire des phénomènes karstiques ont permis, suivant les cas, de préciser certains tracés dans des zones pauvres en affleurements.

A cet éventail des données disponibles, il faut ajouter le profil de sismique profonde DEKORP 1 (ligne 1A) qui a traversé la feuille suivant un axe NNW/SSE, passant un peu à l'est d'Eupen (ANDERLE et al., 1991). L'interprétation de ce profil offre des informations sur la constitution de la croûte profonde mais sa faible résolution ne permet pas de l'exploiter directement à des fins cartographiques.

La révision de la carte a abouti à la constitution d'un dossier contenant :

- une minute détaillée des points d'affleurements, réactualisant les données figurant dans le dossier "Minutes de la carte géologique de Belgique", archivé au Service géologique de Belgique;
- deux cartes géologiques détaillées à 1/10 000;
- deux cartes d'affleurements à 1/10 000.

Ce dossier peut être consulté :

- A la Direction Générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Ministère de la Région Wallonne, Service de Documentation, avenue Prince de Liège 15, 5100 Namur, tél. 081/32.59.73;
- Au Service géologique de Belgique, rue Jenner 13, 1000 Bruxelles, tél. 02/627.03.50.

2. Précédentes éditions

Le levé de la feuille n°136 de la première édition de la carte géologique de Belgique à 1/40000, publiée par la Commission Géologique de Belgique en 1895, est l'œuvre de G. Dewalque. Ce travail n'a été réalisé que jusqu'à la rive gauche de la Helle, ancienne frontière du Royaume avant 1920. Le levé ne couvrait donc pas le territoire de la commune d'Eupen, c'est à dire le coin NE de feuille.

Plusieurs cartes géologiques plus ou moins détaillées, reprenant en tout ou en partie cette feuille, ont été publiées. Parmi les principales, citons :

- DUMONT (1832) : carte géologique de la province de Liège (jointe à son mémoire);
- Carte géologique générale de la Vieille-Montagne à 1/25000 (sans date) : cette carte précise la position des gîtes minéraux de Honthem et d'Eupen;
- DUMONT (1855) : carte géologique illustrant la partie NE de la Fenêtre de Theux présente sur la feuille;
- FOURMARIER (1905) : carte géologique de la partie NE de la fenêtre de Theux présente sur la feuille (dans sa publication);
- ADERCA (1932) : carte générale de la partie sud de la feuille (jointe à son mémoire);
- GEUKENS (1955) : carte des environs du lac de La Gileppe (dans sa publication);
- FOURMARIER & ADERCA (1958, synthèse) : carte géologique de l'ensemble Cambrien - Ordovicien - Dévonien inf. et moy. (part.) du Massif de la Vesdre et de la

partie septentrionale de la Fenêtre de Theux (jointe à leur publication);

- GRAULICH (1960) : détail de la carte du lac de la Gileppe établie à l'occasion de la vidange du lac (dans sa publication);
- FOURMARIER & ADERCA (1961) : carte manuscrite à 1/25 000 "Limbourg-Eupen", déposée au Service géologique de Belgique;
- ALBRECHT (1971) : carte détaillée des environs du lac d'Eupen (jointe à sa publication);
- KNAPP (1978) : cartes géologique et structurale de la partie nord de l'Eifel : cette carte générale à 1/100 000 figure les tracés géologiques de la feuille jusqu'à l'est du lac de la Gileppe;
- RICHTER (1985) : carte géologique Ardennes - Eifel à 1/250 000 reprenant la feuille;
- GEUKENS (1986, synthèse) : carte géologique de l'ensemble du Massif de Stavelot (jointe à sa publication);
- VAN THOURNOUT (1986) : carte géologique Gileppe-Sart (dans sa publication).
- RIBBERT (1992) : cartes géologique et structurale de la partie nord de l'Eifel : cette carte générale à 1/100000 figure les tracés géologiques de la feuille jusqu'à l'est du lac de la Gileppe;

3. Cadre géographique et géologique général

La région couverte par la feuille Limbourg-Eupen est située dans l'est de la province de Liège. C'est un plateau faiblement incliné vers le NW et plus ou moins entaillé par les cours d'eau. La région appartient entièrement au bassin hydrographique de la Vesdre qui coule d'est en ouest et arrose les localités principales d'Eupen et de Dolhain. Les principaux affluents de la Vesdre prennent leur source sur le plateau des Hautes Fagnes qu'ils ont entaillé suivant une orientation moyenne NNW-SSE, comme la Helle et la Gileppe qui se jettent dans la Vesdre respectivement à Eupen et à Goé ou la Soor qui se jette dans la Helle au sud d'Eupen. Afin de constituer des réserves en eau potable, deux lacs artificiels ont été créés, l'un sur la Gileppe, à l'amont de Goé, l'autre sur la Vesdre à l'amont d'Eupen. Le point le plus élevé (610 m) est atteint à l'angle SE de la feuille sur le plateau des Hautes Fagnes et le point le plus bas (175 m) dans la vallée de la Vesdre à la limite ouest de la feuille.

La région peut être subdivisée en deux domaines séparés par une ligne correspondant schématiquement à la diagonale SW-NE de la carte (fig.1) :

- au SE, les contreforts de l'Ardenne liégeoise, versants peu inclinés du plateau des Hautes-Fagnes, principalement forestiers;
- au NW, les bocages variés de l'Entre-Vesdre-et-Meuse, souvent remembrés en grandes étendues de terrains agricoles sur les plateaux.

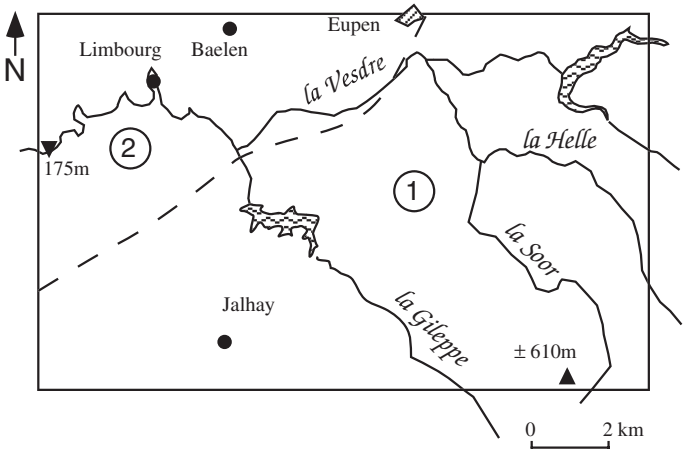

fig. 1 : Cadre géographique : 1. Ardenne liégeoise, 2. Entre- Vesdre- et-Meuse (limite pédologique : trait en pointillé)

Le relief est en relation étroite avec la nature du socle, formé de terrains datés du Paléozoïque. Ceux-ci ont été plissés et faillés par les orogenèses calédonienne et varisque. Deux grands domaines peuvent être reconnus suivant la même diagonale SW-NE :

- au SE, le Massif de Stavelot avec des roches datées du Cambrien à l'Ordovicien, affectées par les orogenèses calédoniennes et varisques;
- au NW, reposant en discordance sur les précédents, les terrains dévono-carbonifères, de plus en plus jeunes vers le NW. Ils sont affectés par l'orogenèse varisque et font partie du Synclinorium de Verviers (GRAULICH et al. 1984).

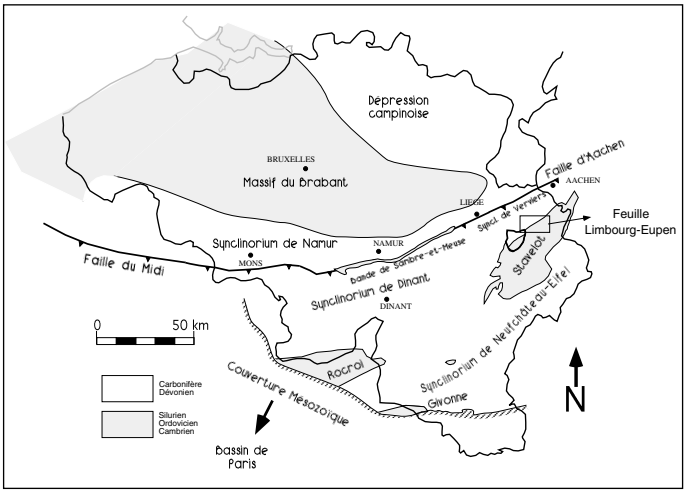

fig. 2 : Schéma structural du Paléozoïque de la Belgique.

Le Synclinorium de Verviers est limité à sa base par un décollement majeur dont l'émergence en surface coïncide avec une faille de charriage nommée suivant les tronçons, faille Eifelienne, faille des Aguesses-Asse et faille d'Aachen en Allemagne.

Le Synclinorium de Verviers est subdivisé en trois unités qui sont du nord au sud : le Massif de Herve, le Massif de la Vesdre et la Fenêtre de Theux. Une zone d'écaillage dont le toit est formé par une faille nommée selon les tronçons considérés, faille de Magnée, faille de Soumagne, faille de Soiron ou faille de Fossey, sépare les deux premières unités. En profondeur, cette faille se rattache à la faille de Theux. Le Massif de la Vesdre est donc une nappe de charriage interne au Synclinorium de Verviers.

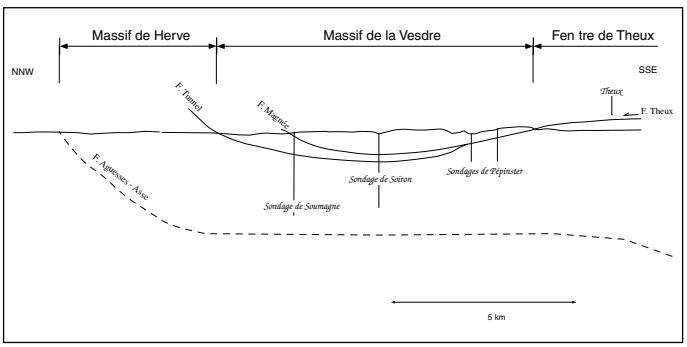

fig. 3 : Structure simplifiée du Synclinorium de Verviers sur la feuille Fléron-Verviers (42/7-8).

Cette conception du Synclinorium de Verviers n'est pas partagée par MICHOT (1980, 1988, 1989). Le désaccord porte sur l'importance qu'il faut accorder à la faille des Aguesses-Asse, charriage majeur limitant le Synclinorium de Verviers au nord (GRAULICH, 1984) ou chevauchement interne au Synclinorium de Herve (MICHOT). Les différents points de vue sur la question ont été développés par COEN (1986, 1989), GRAULICH (1986), GRAULICH & DEJONGHE (1986), MICHOT (1980, 1988, 1989) et HOLLMANN & WALTER (1995).

Le massif de Stavelot forme, à grande échelle, un anticlinorium dont les flancs ont été intensément déformés et faillés. GEUKENS (1986) a subdivisé l'ensemble en une série de 4 nappes de charriage, délimités par les failles les plus importantes (fig. 4) La moitié SE de la feuille expose la partie septentrionale de la nappe N4, limitée au nord par la faille d'Eupen.

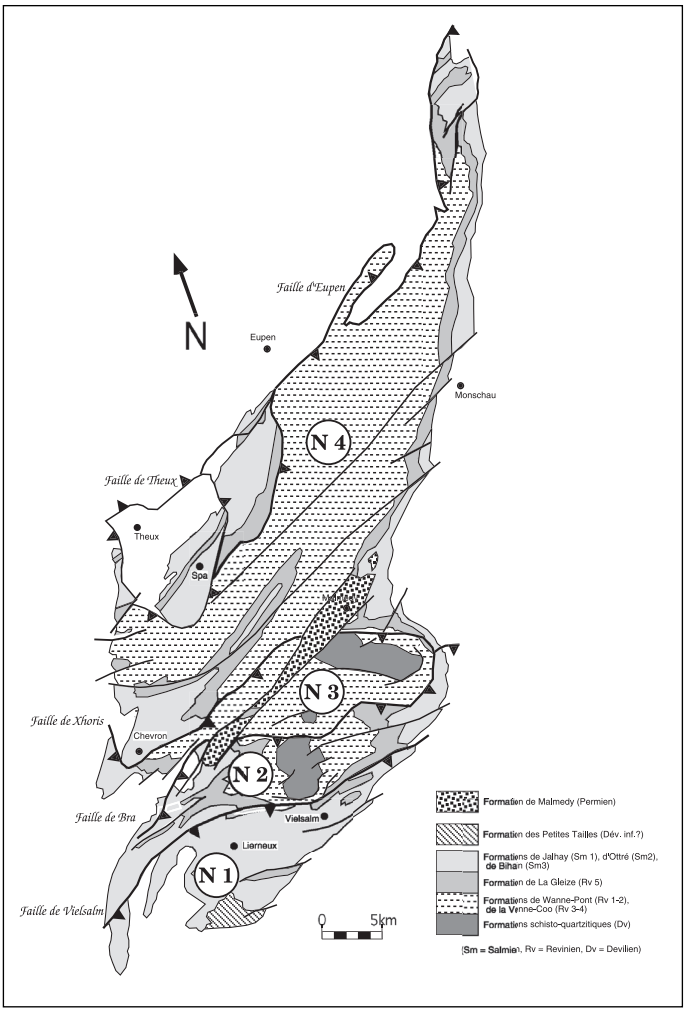

fig. 4 : Carte géologique simplifiée du Massif de Stavelot (selon F. Geukens, 1986)

Aux déformations liées au raccourcissement varisque s'est superposé un réseau de failles transversales, orientées NNW/SSE et liées au système d'effondrement du Graben du Rhin. Elles semblent avoir pris naissance au Permien et ont été réactivées à diverses périodes du Mésozoïque et du Cénozoïque. Certaines étaient encore actives au cours du Quaternaire récent, ainsi qu'en témoigne l'étude de DEMOULIN (1988) sur les terrasses de la Vesdre. Ce réseau de failles est encore susceptible de mouvements actuels comme l'indique la disposition des zones d'intensité macrosismique maximale relevées pour divers tremblements de terre enregistrés dans l'est de la Belgique depuis le début du siècle, et le contrôle de l'activité sismique d'octobre 1989 à avril 1990 (CAMELBEECK, 1990; BLESS, et al., 1991 a).

Une couverture meuble ou peu consolidée, discordante, est localement présente. On y reconnaît des terrains allant du Crétacé à l'Oligocène qui apparaissent sous différentes formes (cailloutis de silex sur les Hautes Fagnes; dépôts conservés dans des poches de dissolution au sein des calcaires; petits lambeaux). La présence de cette couverture sur le Massif de Stavelot permet d'en suivre le soulèvement au cours du Tertiaire. Ce mouvement ne s'est déclenché qu'après le Rupélien (Oligocène) dont les dépôts ont été reconnus sur le plateau des Hautes-Fagnes (DEMOULIN, 1987, BLESS, et al., 1991 a).

Signalons aussi la présence d'une anomalie gravimétrique négative, d'origine profonde, centrée sur la Ville d'Eupen (JONES, 1948; PLAUMAN, 1985).

3. Lithostratigraphie

1. Introduction

Les formations utilisées ont été définies ou précisées dans divers travaux :

- Dévonien inférieur : GODEFROID et al. (1994);
- Dévonien moyen : BULTYNCK et al. (1991);
- Dévonien supérieur : COEN-AUBERT & LACROIX (1979) et THOREZ & DREESEN (1986) (synthèse);
- Carbonifère : PAPROTH et al. (1983a) PAPROTH et al. (1983b);
- Crétacé : FELDER (1975).

1) En ce qui concerne les formations pré-dévoniennes du Massif de Stavelot, de nouveaux noms sont proposés pour remplacer les anciens sigles à connotation chrono-stratigraphique (Revinien - Rv, Salmien - Sm) utilisés par GEUKENS (1986).

2) Des regroupements de 2 ou plusieurs formations se justifient lorsque les conditions d'affleurement sont mauvaises ou lorsque les épaisseurs sont insuffisantes.

3) Des modifications ont été apportées aux canevas lithostratigraphiques existants avec l'approbation des Commissions de Stratigraphie : de nouveaux termes de rangs différents (groupes, formations, membres) ont été créés et certaines limites, non strictement lithostratigraphiques, ont été redéfinies.

Les noms de lieux cités dans le texte ont été orthographiés selon la carte IGN et non suivant l'usage local.

2. Description

Formation de La Venne-Coo (VEN)

Origine du nom de la formation :

Hameau le long de l'Amblève, au sud de La Gleize.

Cette formation correspond aux unités cartographiées Rv 3-4 (Revinien) par GEUKENS (1986). Il s'agit d'un ensemble hétérogène caractérisé par une alternance de phyllades noirs et de quartzites foncés. Ceux-ci sont parfois très schisteux et micacés. La partie moyenne comporte des

bancs très épais de quartzites gris bleu et des niveaux graveleux. La partie inférieure est marquée par une sédimentation rythmique (grès grossiers - grès fins - siltites - phyllades), des quartzites bleus bien stratifiés et des bancs de grès micacés.

Cette formation n'affleure que sur les versants de la Helle, de la Soor et de la Gileppe, ainsi qu'en bordure du lac d'Eupen.

Épaisseur : Les répétitions multiples par failles, constatées dans chaque profil, rendent aléatoire l'estimation de son épaisseur (> 700 m).

Âge : Selon VANGUESTAINE (1992), cette formation est à ranger dans le Cambrien supérieur (acritarches).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *Cette formation occupe les parties élevées du territoire qui sont couvertes par des matériaux épais d'altération marqués par la présence de nombreux blocs de quartzite. De nombreux affleurements sont visibles dans les vallées de la Gileppe, de la Soor, de la Helle et du Getzbach au sud d'Eupen et sur le pourtour du lac d'Eupen.*

Pour en savoir plus :

GEUKENS (1986)

Formation de La Gleize (GLE)

Origine du nom de la formation :

Localité de La Gleize au sud de Remouchamps.

Cette formation correspond à l'unité cartographiée Rv 5 (Revinien) par GEUKENS (1986). Elle est constituée de phyllades et de quartzophyllades (alternances de grès et de phyllades en lits millimétriques aux limites généralement ondulantes) noirs. La partie supérieure contient parfois des nodules dolomitiques à structures "cone-in-cone", la partie inférieure des phyllades bleu noir, largement rubanés.

Épaisseur : La répétition des différents niveaux quartzophylladeux noirs dans un ensemble de phyllades noirs, rend difficile l'estimation de l'épaisseur de cette formation.

Âge : Selon VANGUESTAINE (1992), cette formation est à ranger dans le Cambrien supérieur (acritarches).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- Même remarque que pour la formation précédente.

Pour en savoir plus :

GEUKENS (1986)

Formation de Jalhay (JAL)

Locus typicus :

Agglomération de Jalhay, au sud du lac de la Gileppe. Il n'est pas possible de désigner une coupe-type complète de la formation mais le nom de Jalhay a été retenu car la région offre de nombreux affleurements caractéristiques.

Cette formation, formée essentiellement de schistes, grès et quartzophyllades vert bleu foncé, correspond à l'unité cartographiée Sm1 (Salmien) par GEUKENS (1986). Elle a été étudiée en grand détail du point de vue sédimentologique par LAMENS (1985, 1986) et LAMENS & GEUKENS (1985).

- **Membre de Solwaster (SLW)** (Sm1a) : Ce membre est formé de quartzophyllades vert bleu foncé, de phyllades noirs ou vert bleu et vers la base, de bancs gréseux contenant parfois des fragments de schistes noirs. Des niveaux fossilifères à graptolithes sont irrégulièrement répartis, ainsi que des nodules aplatis entourés d'une structure "cone-in-cone";
- **Membre de Spa (SPA)** (Sm1b) : Cette unité est composée de quartzophyllades gréseux, à teinte gris bleu foncé et gris verdâtre, avec des niveaux de grès à structures sédimentaires typiques des turbidites (granoclassemment, laminations obliques, convoluées, load cast...).

Épaisseur : GRAULICH (1949) en établissant les subdivisions Sm1a et Sm1b donne une épaisseur de 250 m pour le Membre de Solwaster (Sm1a) à Solwaster. Sur la feuille, son épaisseur est supérieure à 400m.

Âge : le graptolithe *Rhabdinopora (*anc. *Dictyonema) flabelliformis* indique un âge trémadocien inférieur (présent, entre autres, au lac de la Gileppe et à Jalhay).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *la localité de Jalhay et ses environs offrent de nombreux affleurements significatifs.*

Pour en savoir plus :

GRAULICH (1949)
LAMENS (1985)
LAMENS & GEUKENS (1985)
GEUKENS (1986)
LAMENS (1986)

Formation de Marteau (MAR)

Origine du nom de la formation :
Lieu-dit à l'ouest de Spa.

La formation est connue aux flancs ouest et nord du Massif de Stavelot. Elle est discordante sur le soubassement calédonien. Un conglomérat de base n'est bien développé qu'à Eupen et dans la vallée de l'Amblève. C'est le **Poudingue de Quarreux**. Des couches graveleuses lui correspondent latéralement.

La Formation de Marteau est essentiellement constituée de schistes (siltites) bordeaux et bigarrés qui alternent avec des grès vert olive ou bigarrés. Les teintes bordeaux sont largement dominantes. De nombreux niveaux incorporent des nodules carbonatés qui par dissolution donnent un aspect cellulaire à la roche. Plusieurs barres pluridécimétriques de grès et de quartzites graveleux, voire conglomératiques, ont été repérées dans la partie inférieure de la formation et permettent de reconnaître une organisation séquentielle, particulièrement nette dans le lit de la Helle au sud d'Eupen.

Dans le vallon de la Gileppe, le sommet de la formation présente un faciès de transition avec la Formation du Bois d'Ausse sus-jacente. On y observe plusieurs niveaux de grès grossiers kaolineux, parfois graveleux, voire conglomératiques. Ce faciès de transition, souligné par une barre métrique de quartzites clairs, conglomératiques, s'estompe progressivement à l'ouest de la Gileppe.

Épaisseur : 160 - 170 m.

Âge : La formation est datée par palynologie du Lochkovien (voir HANCE et al., 1992).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *La coupe de la Helle à Eupen, bien que tectonisée, offre une succession quasiment continue de la Formation de Marteau avec une épaisseur d'environ 163 m.*

Pour en savoir plus :

GRAULICH (1951)
NEUMANN-MAHLKAU (1970)

ASSELBERGHS (1944)
HANCE et a l. (1992)
GODEFROID et al. (1994)

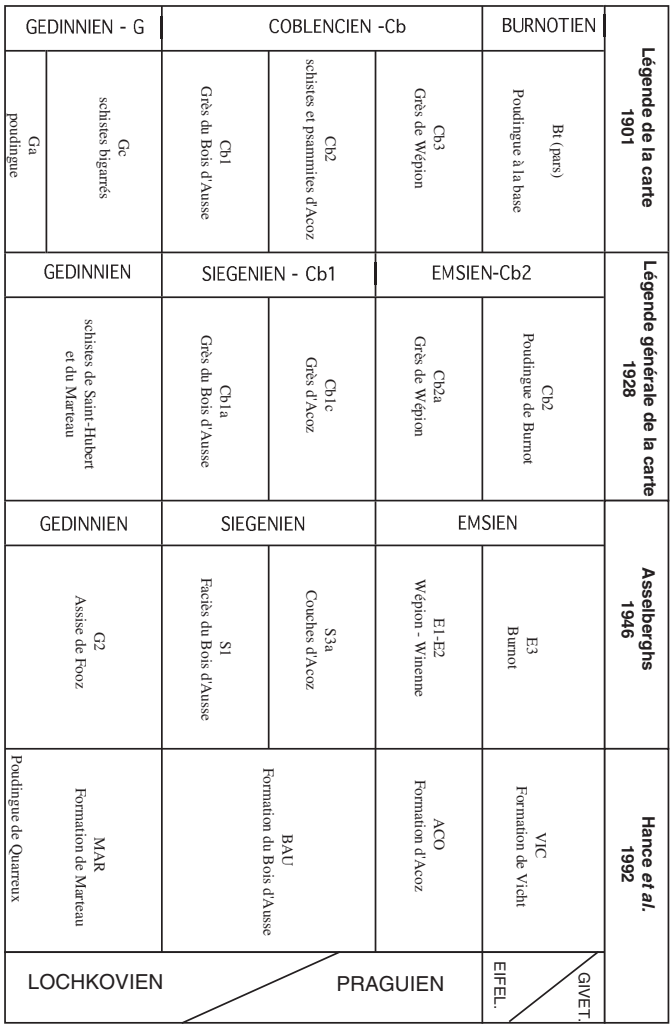

fig. 5 : Position lithostratigraphique des Formations du Dévonien inférieur et comparaison avec les interprétations précédentes.

Formation du Bois d'Ausse (BAU)

Origine du nom de la formation :

Lieu-dit Bois d'Ausse, à l'est de Sart-Bernard (bord nord du Synclinorium de Dinant).

La base de la formation est placée à la base de la première barre plurimétrique de grès grisâtres grenus et souvent quartzitiques qui font suite à la série à dominante bordeaux de la Formation de Marteau. Plusieurs niveaux

conglomératiques à cailloux de quartz sont répartis dans la partie inférieure. Les grès grenus kaolineux à galets de schiste (shale) foncé («mud chips») sont particulièrement caractéristiques. Les couches bordeaux ont un faible développement. Certains niveaux renferment des nodules carbonatés. Plusieurs niveaux ont livré une riche macroflore. Étant donné la dominante gréso-quartzitique, la formation est aisément cartographiable et repérable dans la topographie.

Épaisseur : 135 m au droit du barrage de la Gileppe à Goé. Au sud d'Eupen, l'épaisseur est supérieure à 200 m sans qu'il soit possible de la préciser.

Âge : La formation est datée par palynologie du Lochkovien supérieur et de la base du Praguien (Hance et al., 1992).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *Les 2 flancs du vallon de la Gileppe, au droit du barrage. Le passage aux couches bordeaux et vertes de la Formation d'Acoz sus-jacente est bien exposé dans la tranchée du déversoir du lac.*

Pour en savoir plus :

ASSELBERGHS (1944)
STEEMANS & GERRIENNE (1984)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)

Formation d'Acoz (ACO);

Origine du nom de la formation :

Versants de la vallée de la Bième à Acoz (Gerpinnes, bord nord du Synclinorium de Dinant).

Dans la transversale d'Eupen, deux membres peuvent être distingués. Le membre inférieur est constitué par des alternances de schistes (siltites) et de grès généralement argileux, de teinte bordeaux, verte ou bigarrée. Plusieurs barres plurimétriques de quartzites clairs, voire blanchâtres, y sont incorporées. Le membre supérieur est à dominante de schistes (siltites) et de grès argileux bordeaux. Les niveaux verts ou gris y sont peu développés. Cette distinction s'estompe rapidement vers l'ouest au-delà de la Gileppe.

Épaisseur : l'épaisseur de la formation dans le Massif de la Vesdre est extrêmement variable suivant le niveau d'érosion atteint avant le dépôt du Conglomérat de Vicht. L'épaisseur maximale, observée dans la transversale d'Eupen,

est d'environ 250 m.

Âge : La formation est datée par palynologie du Praguien (Hance et al, 1992).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *Eupen, coupe de la Helle et coupe de la Vesdre, en amont de sa confluence avec la Helle.*

Pour en savoir plus :

ASSELBERGHS (1944)
ASSELBERGHS (1945)
HANCE et al. (1992)
GODEFROID et al. (1994)
HANCE et al. (1996)

Formation de Vicht (VIC)

Origine du nom de la formation :

Vallée de la Vicht, dans la localité du même nom (Allemagne, SE de Stolberg).

Le Conglomérat de Vicht marque le retour de la sédimentation du Dévonien moyen après une lacune qui, selon les endroits, englobe le sommet du Praguien, l'Emsien et la partie inférieure de l'Eifelien.

Il s'agit d'un conglomérat à éléments ovaires à pugilaires de quartz et de quartzite et qui incorpore localement des bancs lenticulaires de grès. Les variations latérales de faciès de cette formation ont été étudiées par KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969 pp. 342-344).

Le Conglomérat de Vicht constitue un excellent repère cartographique dont le tracé est parfois bien visible dans la topographie. lorsque les couches sont en dressants.

Épaisseur : de quelques mètres à 21 m.

Âge : La formation, fortement diachronique, est datée par palynologie de l'Eifelien supérieur à Eupen et du Givetien inférieur sur la feuille voisine à Heusy (Hance et al., 1989, 1991).

Affleurements représentatifs :

- *On peut en observer tous les caractères dans le vallon de la Gileppe à Goé, dans le lit de la Vesdre à Membach, ainsi que dans le lit de la Helle au sud d'Eupen.*

Pour en savoir plus :

KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
KNAPP (1978)
BULTYNCK et al. (1991)
HANCE et al. (1995)

Formation de Pépinster (PER)

Origine du nom de la formation :

Localité de Pépinster, affleurements répartis sur les deux rives de la Hogne (Hoëgne).

Cette formation englobe la série terrigène encadrée par le Conglomérat de Vicht à la base et les calcaires de la Formation de Névremont au sommet. Elle est particulièrement bien exposée dans la localité type sur la feuille 42/7-8, Fléron-Verviers, où elle a une épaisseur de 95 à 97 m environ, qui se répartissent comme suit, de bas en haut :

- 1,5 m de schistes (siltites) verts, bigarrés au sommet;
- 10 à 12 m de schistes (siltites) rouges à nodules de carbonates et de barite, avec localement des grès fins très argileux, grisâtres à rouges;
- **Membre d'Heusy** : 24 m de grès verts à débris de plantes qui incorporent 3 niveaux conglomératiques dans les 7,5 m de la base; le niveau supérieur est carbonaté et fossilifère (rhynchonelles, tentaculites...);
- 60 m environ de schistes (shales et siltites) et de grès fins, de teinte rougeâtre dominante. Dans la partie supérieure, on note l'installation progressive de faciès carbonatés fossilifères qui annoncent le passage à la Formation de Névremont sus-jacente. *Strincocephalus burtini* est présent au sommet.

Le faciès grès vert du Membre d'Heusy est surtout développé au sud de la faille d'Oe avec toutefois un caractère graveleux et kaolineux de plus en plus marqué vers l'est. Au nord de la faille d'Oe, des conglomérats et grès blanchâtres graveleux et kaolineux à débris de végétaux occupent une position relative équivalente aux grès verts. Ce faciès graveleux kaolineux prend une ampleur considérable vers l'est. La coupe du versant ouest de la Gileppe à Goé permet d'observer les faciès grès verts et grès graveleux kaolineux de part et d'autre de la faille d'Oe, respectivement dans les anciennes carrières Brandt sud et Brandt nord, célèbres dans la littérature géologique pour leur richesse en débris végétaux.

Épaisseur : Au nord de la faille d'Oe :
- à Stembert : 65 à 75 m ;
- à Membach : > 250 m.

Âge : Sur l'étendue de la feuille, la formation est datée par palynologie de l'Eifelien supérieur. Cette datation, s'applique également aux grès graveleux kaolineux de la carrière Brandt nord à Goé, traditionnellement considérés comme givetiens. Sur la feuille voisine au nord de la faille d'Oe à Heusy, l'âge est

Givetien indiquant donc un important diachronisme latéral.

Utilisation : voir Ressources minérales et fossiles.

Affleurements représentatifs :

- *versant ouest de la Gileppe à Goé (site occupé actuellement par une fabrique de béton);*
- *lit de la Vesdre à Membach, de part et d'autre du pont;*
- *lit de la Helle à Eupen.*

Pour en savoir plus :

COEN-AUBERT (1974)
HANCE et al. (1989)
BULTYNCK et al. (1991)
HANCE et al. (1996)

La description et la distinction des cinq formations suivantes (Névremont, Roux, Presles-Nismes, Lustin, Aisemont) sur la feuille sont l'oeuvre de COEN-AUBERT (1974), sous d'autres appellations, leurs noms ayant été introduits par après. Au cours des années 1980-1981, 3 sondages furent réalisés à Membach, au nord de Perkiets, dans un but de prospection Pb-Zn (voir Ressources minérales et fossiles). Ils ont recoupé le sommet de la Formation de Névremont, la totalité de la Formation du Roux et la base de la Formation de Lustin (COEN-AUBERT et al., 1985). Ils constituent la référence pour l'analyse de ces formations.

Il est cependant nécessaire de rappeler que les premières tentatives de canevas lithostratigraphique pour les couches assignées à ces formations sont l'oeuvre de FOURMARIER (1954) et de DUBRUL (1954).

Formation de Névremont (NEV)

Origine du nom de la formation :

Hameau de Névremont à l'ouest d'Aisemont dans la commune de Fosses-la-Ville.

La partie inférieure de la formation, non recoupée par les sondages de Membach, est constituée d'une vingtaine de mètres de calcaires fins, gris clair et laminaires, parfois dolomitisés à des degrés divers.

La partie supérieure de la formation montre une évolution de faciès d'ouest en est :

- à l'ouest, le long de la route de Verviers à Dolhain, entre Renoupré et les Surdents, l'ensemble précédent est surmonté par des calcaires mal stratifiés contenant des nombreux organoclastes (crinoïdes, brachiopodes) ainsi que des stromatopores massifs, lamellaires et branchus, des rugueux solitaires, des *Hexagonaria* et des tabulés

(*Alveolites*, *Thamnopora*) associés à de nombreux *Stringocephalus burtini*. C'est la phase récifale de la formation;

- à l'est, dans les sondages de référence et sur près de 500 m le long des berges orientales du Stadtgraben, il s'agit essentiellement de calcaire fin, laminaire, contenant localement des stromatopores, rugueux et tabulés variés, mais très dispersés et associés à des stringocéphales.

Épaisseur : de 40 m à 60 m.

Âge : Givetien sur base de la macrofaune.

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *La formation affleure mal dans la région de Goé et sur le plateau situé au SW de Hévremont. On peut toutefois la repérer aisément par la présence de phénomènes karstiques (alignements de dolines, pertes).*

Pour en savoir plus :

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)

Formation du Roux (ROU)

Origine du nom de la formation :
Village du Roux dans la commune de Fosses-la-Ville.

Dans les sondages de référence, cette formation se caractérise par la succession de 6 unités lithologiques avec de bas en haut :

- 4,05 m de schistes (shales);
- 13,65 m à 15,4 m de dolomies parfois gréseuse à fantômes de stromatopores;
- 16,75 m à 21,5 m de calcaires à organismes constructeurs (stromatopores massifs et branchus, rugueux et tabulés);
- 10,25 m à 12,6 m de dolomies fines;
- 8,3 m à 8,65 m de calcaires voire de dolomies soulignés par un double épisode récifal;
- 23,85 à 30,45 m de calcaires fins laminaires surtout dans le tiers inférieur et comportant un certain nombre d'intercalations récifales dans les deux tiers supérieurs.

Dans la région des Surdents à l'W de la feuille, la formation est visible dans une série de coupes le long du chemin de fer de Verviers à Eupen. Elle est redoublée sur les deux rives de la Vesdre à la faveur d'un chevauchement (faille de Renoupré). Elle est formée des séquences suivantes :

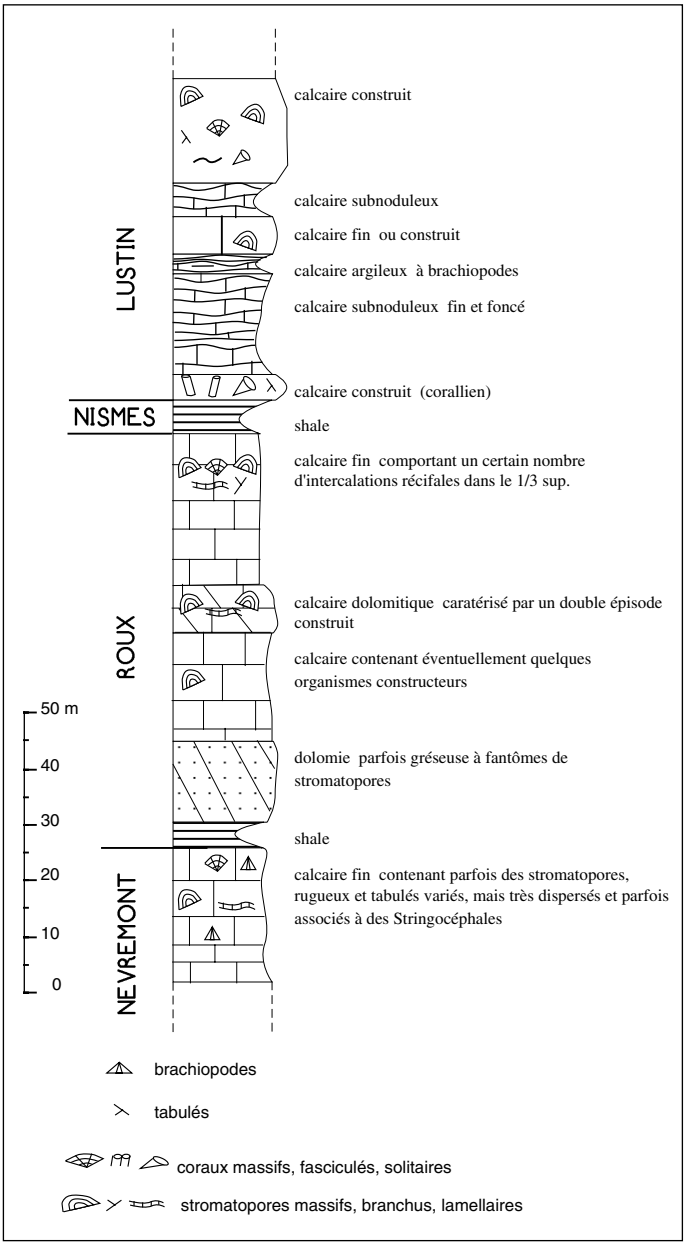

fig. 6 : colonne lithostratigraphique synthétique des sondages de Membach (136W, 1613, 1616, 1617).

- 4,5 m de grès micacés feldspathiques à base dolomitique (base terrigène de la formation);
- 8,3 m de calcaires bioclastiques à stromatopores, rugueux, tabulés et nombreux stringocéphales;
- 28 m à 34 m de dolomies en petits bancs.

Dans la région de Goé, une ancienne exploitation située à proximité immédiate du canal souterrain de la Gileppe montre 38,8 m d'épaisseur de calcaires fins et laminaires, de

calcaires bréchiques et de calcaires construits par des stromatopores massifs et branchus, des tabulés et quelques rugueux solitaires, alternant avec des séquences de dolomie finement recristallisée, en petits bancs. Le terme terrigène (schiste) de la base y est absent.

Épaisseur : D'ouest en est, l'épaisseur passe d'environ 45 m à 90 m.

Âge : Givetien supérieur sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *sur les hauteurs de Perkiets, on peut observer dans 3 anciennes carrières voisines les quatre dernières unités rencontrées dans les sondages ;*
- *à Membach, dans un talus rafraîchi le long de la route d'Eupen, affleurent les niveaux de la base de la formation exprimés par un terme schisteux au contact de calcaires à polypiers;*

Outre ces affleurements, il faut signaler la présence de nombreux blocs de calcaire récifal tirés des fondations de nouveaux lotissements à Bürg Stockem.

Pour en savoir plus :

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)
DEJONGHE (1987)

Formations de Presles et de Nismes

Origine du nom de la formation :

Localités de Presles entre Namur et Charleroi et de Nismes à l'est de Couvin.

Ces deux formations, qui se relaient latéralement sur la feuille, ont été introduites pour désigner l'ensemble peu épais qui sépare les épisodes carbonatés du sommet du Givetien de ceux du Frasnien. La Formation de Nismes est essentiellement schisteuse (shales) avec quelques niveaux carbonatés (nodules, bancs). Celle de Presles est une unité relativement argileuse caractérisée par un développement important des calcaires argileux et de dolomies, souvent imprégnés d'hématite oolithique.

- A l'ouest de la feuille, aux Surdents, la Formation de Presles est formée de 1,8 m de dolomie avec 2 minces lits d'hématite oolithique, surmontés de calcaire argileux bioclastique (crinoïdes, brachiopodes);

- Plus à l'est, les sondages de Membach ont recoupé la Formation de Nismes formée de schistes (shales) verts avec quelques minces niveaux carbonatés à la base et au sommet (fig. 6). L'épaisseur de cette unité varie entre 5,8 m et 6,55 m;
- Entre ces deux points, une situation intermédiaire est rencontrée à Béthane. L'ensemble est formé d'1m de calcaire plus ou moins dolomitisé avec des coraux abondants à la base et de la dolomie riche en oolithes ferrugineuses au sommet, surmonté de schistes (shales), visibles sur environ 5 m.

Ces observations illustrent une nouvelle fois une variation de faciès d'ouest en est. Ces deux formations sont considérées globalement sur la feuille et cartographiées avec la formation de Lustin sus-jacente, étant donné leurs trop faibles épaisseurs.

Épaisseur : de 4 à 11 m.

Âge : Frasnien basal sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

Affleurements représentatifs :

- *au sud de Goé, dans une ancienne carrière aujourd'hui faisant partie d'une propriété privée;*
- *à Béthane, le long de la chaussée d'Eupen un peu au nord du carrefour de la route menant vers le barrage de la Gileppe.*

Pour en savoir plus :

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)
DEJONGHE (1987)

Formation de Lustin (LUS)

Origine du nom de la formation :

Localité de Lustin dans la vallée de la Meuse, au sud de Namur.

La Formation de Lustin possède des caractères lithologiques et fossilifères similaires à ceux de la partie supérieure de la Formation de Névremont (termes récifaux, calcaires laminaires, subnoduleux ou bréchoïdes).

Dans la partie ouest de la feuille on peut distinguer 3 unités avec de bas en haut :

1. ± 30 m de calcaires récifaux en bancs généralement massifs avec des stromatopores et des polypiers, entrecoupés d'épisodes de calcaires laminaires et subnoduleux. Un banc

de calcaire noduleux à brachiopodes est généralement présent. La partie supérieure de cette séquence est marquée par la présence de calcaires fins et foncés, typiquement subnoduleux et organoclastiques;

2. Bancs (3 m environ) riches en coraux et stromatopores lamellaires;
3. 45 à 50 m d'épaisseur de bancs à stromatopores massifs (avec *Hexagonaria* et tabulés) alternant avec des calcaires fins et clairs. Les épisodes récifaux sont surtout bien individualisés dans le tiers inférieur et surtout supérieur de la séquence.

Seule la partie inférieure (± 20 m) de la formation a été recoupée par les sondages de référence. Elle est marquée par la disparition du caractère récifal de la partie qui correspond à l'unité 1 (calcaires foncés et bioclastiques dont les seules manifestations construites se limitent à quelques niveaux à coraux et stromatopores) Les relations avec les unités 2 (5,95 m) et 3 sont plus aisées. Ces observations se raccordent plus ou moins facilement avec le seul affleurement connu à Goé.

Ces corrélations permettent d'illustrer une évolution de faciès et d'épaisseur d'ouest en est.

Épaisseur : ± 80 m à 140m.

Âge : Frasnien sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

Utilisation : pierre de taille, granulats (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *Goé, ancienne carrière de Nantistay;*
- *abri sous roche de Bellevau;*
- *talus SE de la rue des Surdents (route Verviers-Dolhain), à l'ouest de Nasproué*.

Pour en savoir plus :

D'HEUR (1970)
COEN-AUBERT (1974)
COEN-AUBERT et al. (1985)
DEJONGHE (1987)

Formation d'Aisemont (AIS)

Origine du nom de la formation :

Village d'Aisemont dans la commune de Fosses-la-Ville.

Cette formation comporte 2 niveaux calcaires, biostromaux (respectivement appelés 1er et 2e biostrome par

COEN-AUBERT, 1974) qui encadrent une unité schisteuse plus ou moins carbonatée. Ces biostromes sont caractérisé par l'apparition et la succession des rugueux massifs des genres *Frechastraea* et *Phillipsastrea,* précisée par COEN et al. (1976).

1. La formation débute à la base du 1er biostrome. Il s'agit d'un niveau de calcaires organoclastiques, subnoduleux, d'environ 6 m d'épaisseur. Il surmonte immédiatement les bancs à stromatopores et *Hexagonaria* du sommet de la Formation de Lustin. Il est reconnaissable par la présence d'une semelle montrant de nombreux *Frechastraea* rubanés Les débris fossilifères abondants, peu remaniés, se composent de tabulés, de coraux branchus et solitaires et de brachiopodes;
2. Le développement récifal est interrompu par un intermède schisteux (shales) à débris de brachiopodes et à nodules calcaires. Cette phase argileuse s'épaissit avec 67 m à Bellevau et environ 80 m à Raeren (feuille voisine);
3. Le 2e biostrome est formé d'une masse de calcaires organoclastiques subnoduleux, gris clair, riches en organismes généralement remaniés (*Frechastraea*, *Phillipsastrea*, rugueux solitaires, tabulés, et brachiopodes). Son épaisseur est comparable à celle du 1er biostrome. Cette unité constitue un bon repère cartographique.

Épaisseur : de 80 à 100 m.

Âge : Frasnien supérieur sur base des macrofaunes et des microfaunes (conodontes).

Affleurements représentatifs :

- *Les meilleures références de cette formation sont plutôt localisées dans la région des Surdents (à l'extrémité ouest de la feuille) où elles ont été décrites de manière détaillée par COEN-AUBERT (1974), notamment la coupe du talus du chemin de fer, et celle du talus est de la rue des Surdents (route Verviers-Dolhain), entre Nasproué et le pont de Bellevau (présence des 3 niveaux cités et du passage à la formation supérieure);*
- *Talus de la route de Nasproué montant vers la station de traitement des eaux de la Gileppe à Stembert;*
- *A Goé, la carrière de Nantistay montre le contact entre la Formation de Lustin et les calcaires du 1er biostrome, surmontés par un horizon de calcaire argileux.*

Pour en savoir plus :

COEN-AUBERT (1974)
DEJONGHE (1987)

Une importante phase schisteuse assez uniforme surmonte le dernier épisode récifal de la Formation

d'Aisemont. Elle a été divisée en deux unités sur une base biostratigraphique : un ensemble inférieur, frasnien, nommé "Schistes supérieurs" (COEN-AUBERT, 1982) ou "Schistes de Matagne"(DREESEN, 1988) et un ensemble supérieur, famennien, nommé "Schistes de la Famenne" dans les différents travaux de DREESEN (voir références par après). Hormis sur les niveaux d'hématite, aucune étude lithostratigraphique régionale et détaillée n'a été présentée sur ce dernier ensemble.

Sur le terrain néanmoins, il n'est possible de distinguer facilement que deux ensembles aux caractéristiques propres.

- Une partie inférieure constituée de schistes (shales) à nodules calcaires et bancs minces de calcaire argileux avec de nombreux brachiopodes. L'élément le plus typique de cette unité est cependant un niveau biostromal, rougeâtre, à *Frechastraea* et *Phillipsastrea*, nommé par (COEN-AUBERT, 1982) "3e biostrome à *Phillipsastrea*";
- Une partie supérieure caractérisée par la présence de plusieurs niveaux d'hématite oolithique au sein de sédiments schisteux (shales et siltites).

Dans les limites de la feuille, les Formations de Matagne, de Senzeilles et de Mariembourg ne sont pas reconnaissables. Le concept de Formation de Barvaux pourrait être utilisé pour l'unité inférieure mais elle présente des caractères propres (présence d'un biostrome). Les critères macroscopiques de discrimination retenus par les divers auteurs pour établir une distinction entre les schistes du Frasnien et du Famennien sont variables et souvent locaux (couleur, composition, granulométrie,...). En pratique, ces critères peuvent exister mais leur évolution est graduelle, sans que l'on puisse placer une limite précise. Deux nouvelles formations cartographiables, Lambermont et Hodimont, ont été créées sur base des deux ensembles signalés.

Formation de Lambermont (LAM)

Origine du nom de la formation :

Localité de Lambermont où est située le stratotype (talus ouest de la sortie n°4 de l'autoroute Verviers-Prüm).

La base de la Formation de Lambermont est constituée par le sommet du 2e biostrome de la Formation d'Aisemont. Elle se termine sous le premier niveau d'hématite oolithique.

Elle est essentiellement formée de schistes (shales), des schistes noduleux à grands brachiopodes, de schistes (shales et siltites) finement micacés à lits de nodules calcaires à brachiopodes, à lits plus ou moins continus de calcaire argileux ou de schistes noirs avec tous les intermédiaires possibles.

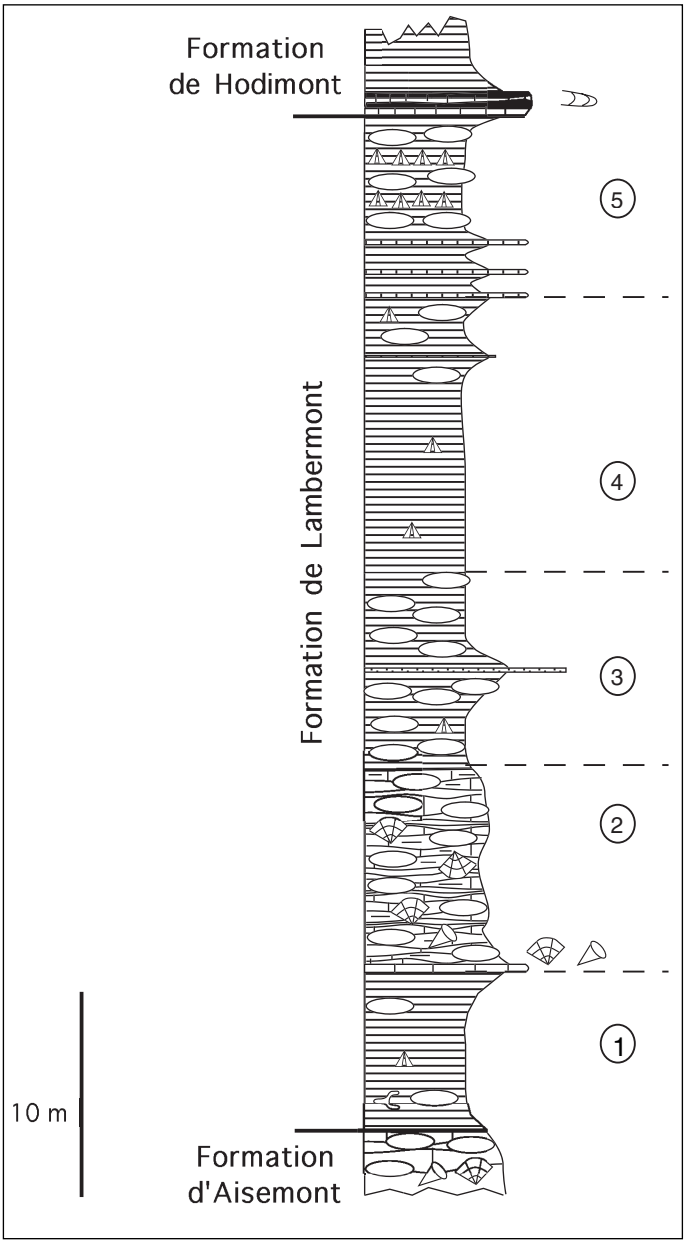

fig. 7 : La Formation de Lambermont à Lambermont

La présence d'un horizon marqueur au sommet la formation est une caractéristique importante. Il s'agit d'un complexe de calcaires bigarrés formé à la base par des débris récifaux blanchâtres de rugueux massifs caractéristiques (*Frechastraea, Phillipsastrea*) et de tabulés surmontés par des niveaux noduleux rouges et verts dans un matrice schisteuse (ép. 5 à 10m). C'est le 3e biostrome de COEN-AUBERT (1974). Diversement représenté dans la région de Nasproué et des Surdents (à l'ouest de la feuille), cet horizon tend à

s'amenuiser vers l'est. Sa coloration rougeâtre disparaît à l'aplomb de Membach où il cède la place à des faciès schisteux et noduleux à coraux (Stockem, voir DUBRUL, 1954).

Épaisseur : 110 - 120 m.

Âge : La transition entre le Frasnien et le Famennien est fixée dans l'intervalle compris entre le 3e biostrome, frasnien, et le premier niveau d'hématite oolithique, famennien, sur base de conodontes (COEN-AUBERT, 1974; DREESEN, 1982).

Affleurements représentatifs :

- *talus est de la rue des Surdents (route Verviers-Dolhain), entre Nasproué et le pont de Bellevau ;*
- *talus de la route de Nasproué montant vers la station de traitement des eaux de la Gileppe à Stembert.*

Pour en savoir plus :

COEN-AUBERT (1974)
DREESEN (1982)

Formation de Hodimont (HOD)

Origine du nom de la formation :

Localité de Hodimont dans l'agglomération verviétoise où existent de nombreuses coupes représentatives. La coupe de référence est située sur le talus ouest de la rue de la Grappe à Dison.

Cette unité est formée, à la base, d'environ 34 m de schistes (siltites) micacés, gris verdâtre, en bancs décimétriques à pluridécimétriques, avec localement, de nombreux nodules calcaires décimétriques à brachiopodes et goniatites (*Cheiloceras,* SARTENAER, 1957a) et plusieurs niveaux d'hématite oolithique. Il s'agit de bancs souvent lenticulaires de calcaires gréseux, bigarrés, à crinoïdes, brachiopodes et céphalopodes avec des ooïdes ferrugineuses. Ils ne présentent pas tous une continuité latérale et leur épaisseur peut varier de l'ordre du décimètre au mètre. La première étude détaillée qui leur a été consacrée est l'oeuvre de MACAR & CALEMBERT (1938) qui en décrivent un certain nombre sur la feuille et les situent stratigraphiquement. Leur étude a été reprise par DREESEN (1982) qui les a analysés sédimen-tologiquement et biostratigraphiquement. L'étude sédimen-tologique détaillée montre que ce sont des niveaux de condensation paléon-tologique caractérisés par la présence de surfaces de ravinement, d'ooïdes, de pisolithes, d'oncoïdes et d'encroûtements algaires, ferrugineux et allochtones. DREESEN les a regroupés en quatre niveaux distincts nommés I, II et III, subdivisé en IIIa et IIIb, sur une base biostrati-

graphique. Ils forment de remarquables niveaux repères, chronostratigraphiques, dans l'ensemble du Massif de la Vesdre et, pour certains d'entre eux, dans les Synclinoriums de Dinant et de Namur.

- Le premier d'entre eux (I) est le plus caractéristique par la taille moyenne de ses ooïdes (pisolithiques) et son épaisseur relativement constante (de l'ordre du mètre). La présence de brachiopodes et d'Orthoceratidae est à signaler;
- Le deuxième niveau (II) regroupe en réalité un certain nombre d'occurrences d'hématite oolithique, interstratifiées dans des calcaires gréseux, subnoduleux, gris bleuté, à brachiopodes et céphalopodes (Orthoceratidae et Cheiloceratidae), situés dans la même biozone de conodontes;
- Le troisième niveau comprend deux occurrences notées IIIa et IIIb dont la première, d'épaisseur métrique, est la plus notable. Elle est caractérisée par la présence de rhynchonelles et d'abondants céphalopodes (Cheiloceratidae).

DREESEN (1982, 1984,1989) fixe le niveau IIIa comme base de la Formation d'Esneux, sur un critère biostratigraphique. Or, lithostratigraphiquement, le faciès schisteux se maintient au-dessus de ce banc marqueur sur une épaisseur variable suivant les endroits, avant d'atteindre le faciès "psammite stratoïde " typique. Il s'agit de schistes (siltites) micacés, en bancs épais soulignés ponctuellement par de minces horizons de nodules calcaires fossilifères, voire lumachelliques. Dans le contexte de plissement intense, ils montrent une schistosité bien marquée. Le nombre et l'épaisseur des lamines gréseuses tendent à s'accroître progressivement vers le sommet de cet ensemble. Son épaisseur est loin d'être constante et peut varier de quelques mètres (Sur les Sarts) à environ 30m (Bellevau).

Épaisseur : 110 - 120 m.

Âge :

- le niveau I représente une condensation de la partie supérieure et de la partie inférieure des 2 premières biozones à conodontes du Famennien (*Palmatolepis triangularis* et *crepida*);
- le niveau IIIa représente une condensation de la dernière biozone du Famennien inférieur et de la première du Famennien supérieur;
- le niveau IIIb représente une condensation de la partie supérieure et de la partie inférieure des 2 premières biozones du Famennien supérieur;

- la présence de la goniatite *Cheiloceras*, dans ces 2 derniers niveaux et dans les nodules calcaires (SARTENAER, 1957a) en fait un important niveau marqueur pour les corrélations internationales (DREESEN, 1989).

Affleurements représentatifs :

- *Versants est et nord du ruisseau partant des environs du canal souterrain de la Gileppe vers Nasproué ;*
- *Sortie de Membach vers Eupen (niveau I);*
- *Rue Brou à Nasproué, face aux maisons n° 71 à 75;*
- *début du sentier de promenade partant de la rue de l'Avenue Reine Astrid (route Verviers-Dolhain) vers le lieu-dit "Nez de Napoléon", situé à la jonction entre la plaine alluviale et le versant boisé;*
- *Limbourg, versant ouest et berge de la Vesdre au pied de la ferme de Sur les Sarts qui constitue la meilleure coupe de référence, mais très difficile d'accès.*

Pour en savoir plus :

MACAR & CALEMBERT (1938)
SARTENAER (1957)
DREESEN (1982)
DREESEN (1989)

Formation d'Esneux (ESN)

Origine du nom de la formation :
Localité d'Esneux, dans la vallée de l'Ourthe.

Cette Formation correspond aux "psammites stratoïdes" de la littérature. C'est une succession rythmique en bancs d'épaisseur relativement constante (pluricentimétriques à décimétriques, localement pluridécimétriques) de grès fins plus ou moins argileux, peu micacés, de couleur généralement gris olive, séparés par des joints argileux minces. Cette lithologie est le siège de plis serrés (plis en chevrons) affectés des stries de glissement banc sur banc. L'épaisseur de cette formation est de ce fait malaisée à évaluer.

Un mince niveau d'hématite oolithique est visible en 2 endroits dans la partie supérieure de la formation, sur les versants de la rive gauche de la Vesdre, aux pieds de Limbourg, face au stade O. Piérard, au sud, et le long des sentiers de promenades, au nord.

Épaisseur : Elle peut être estimée à environ 170 m maximum en considérant l'enveloppe du plissement.

Âge : Cette formation peut être placée dans le Famennien supérieur sur base de la datation des formations qui l'encadrent.

Affleurements représentatifs :

- *Les affleurements forment généralement de longues falaises escarpées, comme le long des sentiers de promenades aux pieds de la Citadelle de Limbourg, un promontoire finement ciselé dominant le ruisseau de Villers à Bellevau ou encore jalonnant la Vieille Route de Goé à Béverie;*
- *La paroi de la tranchée SNCB face à la gare de Dolhain constitue un bel exemple des caractéristiques de cette formation (plis en chevrons).*

Formation de Souverain-Pré (SVP)

Origine du nom de la formation :

Localité de Souverain-Pré dans la vallée de l'Ourthe.

Au sein de l'ensemble gréseux et schisteux du Famennien, se détache une formation particulière à plus d'un titre. D'abord, à l'échelle régionale, la formation marque un arrêt provisoire de la sédimentation terrigène au profit d'un épisode carbonaté assez nettement tranché. Ensuite, à l'échelle locale, les régions de Goé et de Limbourg sont le siège d'une évolution remarquable du faciès avec le développement du Membre de Baelen.

La formation est caractérisée par la présence de nodules pluricentimétriques de calcaire fin, crinoïdique, gris bleuté, dans des grès fins ou des siltites argileuses. Les nodules sont alignés suivant la stratification et déformés suivant la schistosité. Les affleurements altérés ont un aspect celluleux typique. Sur la feuille, ces niveaux plurimétriques, au nombre de 2 ou 3, sont séparés par des intervalles sans nodule, plurimétriques, de grès fins, laminaires, ou de grès argileux en bancs massifs.

Le long de la route Verviers-Dolhain, le long du méandre de la Vesdre à l'ouest de Dolhain, il existe une coupe complète de la formation, encadrée par celles d'Esneux et Montfort (fig. 8) :

- Une mince couche d'hématite oolithique très altérée et rarement visible dans la région marque la base de la séquence. Elle constitue le dernier niveau hématitique (IV) de l'ensemble décrit par DREESEN (1982);
- Ensuite, 3 épais horizons à nodules calcaires alternent avec des ensembles de grès sans nodule. Au milieu du membre noduleux supérieur s'intercale un horizon de calcaires crinoïdiques massifs, grisâtres, d'environ 7 m d'épaisseur.

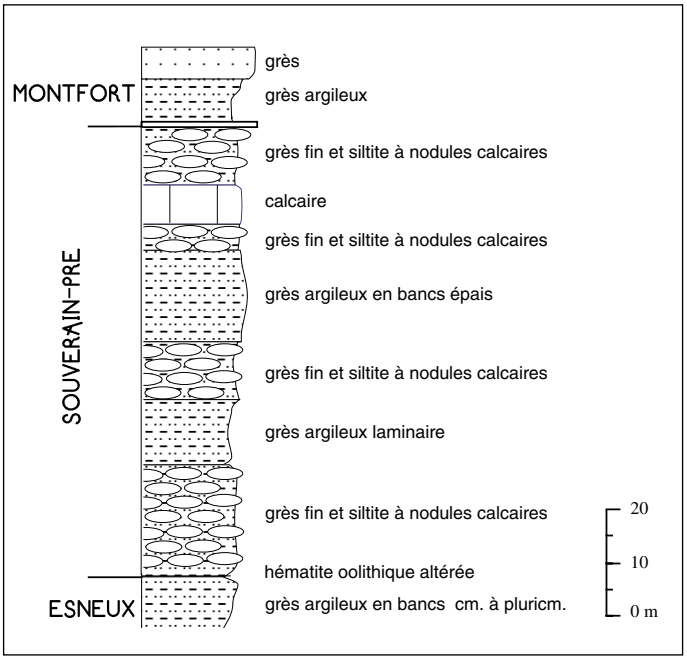

fig. 8 : La Formation de Souverain-Pré le long de la route Verviers-Dolhain

A Membach, un ensemble peu épais formé de siltite argileuse avec des nodules calcaires ovoïdes décimétriques existe entre les Formations d'Esneux et de Montfort. Cet affleurement constitue l'ultime trace de la formation vers l'est.

Ces deux observations encadrent le faciès du Marbre de Baelen et illustrent une variation de faciès observés d'ouest vers l'est.

- Membre de Baelen (BAE)

Le «Marbre rouge de Baelen» est un épisode calcaire particulier analogue à un «monticule récifal» (sorte de masse construite lenticulaire, monticule micritique) axé à l'aplomb du Château de Limbourg et unique en Europe occidentale, hormis une autre occurrence signalée par STAINIER (1893) dans la vallée de la Lesse. Ses caractéristiques et sa position stratigraphique ont longtemps constitué une énigme comme en témoignent les nombreux travaux qui lui ont été consacrés. Son étude a été récemment reprise par Dreesen qui en a précisé les particularités macro et microsédimentologiques et biostratigraphiques (DREESEN, 1978, 1986, DREESEN et al., 1985). Ce membre constitue un faciès latéral de la Formation de Souverain-Pré, comme l'avait déjà souligné FOURMARIER (1953). Signalons que sur la carte à 1/40 000 - Limbourg-Hestreux-Brandehaeg, cette unité est figurée comme formant le sommet de "l'Assise d'Esneux (Fa1c)" et différente de "l'Assise de Souverain-Pré" (voir à ce sujet le descriptif de la formation suivante).

Le marbre, au sens strict du terme, ne constitue que la partie centrale d'un complexe calcaire hétérogène. «Ce sont des calcaires fins, relativement purs (pauvres en quartz, micas, etc...) en bancs massifs, rubéfiés et fréquemment entrelardés de lentilles de calcaires grossiers, plus clairs, à crinoïdes. Ces derniers sont extrêmement abondants dans la roche. Ils sont pour la plupart isolés, mais il n'est pas rare de les trouver en connexion, formant des tiges pouvant atteindre 15cm» (DREESEN,1986, pp.7-8). Cet ensemble est enrobé de calcaires hétérogènes et argileux, riches en crinoïdes, de calcaires noduleux gréseux, quelques fois à joints sigmoïdaux, et de grès carbonatés micacés. Dans l'ancienne carrière des Forges, à Dolhain, on peut observer une superposition en quinconce de petites lentilles où l'on reconnaît des niveaux de calcaire fin et grossier à "Stromatactis" (masses de calcite cristalline) avec des nombreuses tiges de crinoïdes (amas de tiges fauchées) et des séries de slumps d'échelle variable (centimétrique à décamétrique).

DREESEN et al. (1985) donnent une estimation d'environ 80-100 m pour l'épaisseur de ce membre, sur base de combinaisons entre plusieurs coupes. Cette épaisseur tend apparemment à augmenter dans le coeur du synclinal de Goé (minimum 150 m sur base de coupes géologiques). Ce faciès particulier disparaît apparemment entre le lieu-dit Botterweck et la Ferme du Blanc-Baudet, entre Goé et Membach.

Épaisseur : très variable suivant le faciès rencontré (de 20 à 150 m).

Âge : Le Marbre de Baelen est daté par microfaune (conodontes) du Famennien supérieur (biozone à *Palmatolepis marginifera*). La présence de foraminifères dans la formation est à signaler.

Utilisation : pierre de taille, marbre poli (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *Chaussée d'Eupen, à l'ouest du Hameau de Dolhain;*
- *Coupe du ruisseau de Villers, au nord de sa confluence avec la Vesdre;*
- *Membre de Baelen : Un bel exemplaire est encore bien visible dans l'ancienne carrière des Forges à Dolhain le long de la Chaussée d'Eupen (dans une propriété privée). Une tranchée le long de cette même chaussée au nord de Goé, à hauteur d'un promontoire épargné par la Vesdre, exhibe des termes similaires plus stratiformes. Hormis ces derniers sites de qualité, il en existe d'autres de moins bonne qualité notamment au nord de Limbourg (Hors les Portes), sur les talus de la route menant de la chapelle de*

Hâlou à Limbourg, dans une ancienne exploitation comblée dont il reste quelques témoins au lieu-dit Botterweck et dans une carrière souterraine sous le château de Limbourg (propriété privée).

Pour en savoir plus :

DEWALQUE (1880)
BELLIERE (1953)
FOURMARIER (1953)
LOMBARD (1957)
SARTENAER (1957b)
BOUCKAERT, CONIL & THOREZ (1967)
DREESEN (1978)
DREESEN et al. (1985)
DREESEN (1986)

Formations de Montfort et d'Evieux (ME)

Origine du nom des formations :

Localités de Montfort et Evieux, dans la vallée de l'Ourthe.

Sous ce vocable sont regroupées les diverses unités de l'ensemble détritique terrigène compris entre la Formation de Souverain-Pré et les calcaires à stromatopores de la Formation de Dolhain.

Les études menées par THOREZ et ses collaborateurs ont conduit à diviser cet ensemble en 6 formations et une douzaine de membres. Ceux-ci s'organisent entre eux de manière complexe selon un modèle sédimentaire et paléogéographique de type littoral, caractérisé par de rapides variations de faciès. Leur reconnaissance nécessite une étude détaillée sur des affleurements relativement continus. La surface cartographiée n'offre pas de coupe continue. Les affleurements sont généralement localisés dans d'anciennes petites carrières, sur les talus de routes ou de chemins ou sur les versants des cours d'eau. L'application stricte du canevas lithostratigraphique de THOREZ et al. (1977) est donc très malaisée.

Sur la feuille, trois unités se dégagent sans qu'il soit possible d'en préciser les transitions.

Unité A : à la base, surmontant les faciès Souverain-Pré ou Baelen, existe une unité homogène de 10 à 15 m de puissance en bancs réguliers de grès fins micacés similaires à ceux de la Formation d'Esneux. Ils s'en distinguent toutefois par l'abondance des structures sédimentaires, laminations obliques, convoluées, et rides de courants. Cette unité, déjà signalée par FOURMARIER (1953), a apparemment été englo-

bée dans la Formation d'Esneux lors du tracé de la carte géologique à 1/40 000 - Limbourg-Hestreux-Brandehaeg. C'est l'explication de la position assignée au Membre de Baelen, au sommet de "l'Assise d'Esneux", sur cette même carte;

Unité B : elle est formée de successions de couches massives et lenticulaires de termes gréseux micacés et feldspathiques, granoclassés et caractérisés par des laminations croisées, obliques ou parallèles et des structures en auge et mamelons. Ces successions sont interrompues par des épisodes silteux laminaires ou dolomitiques ou par des niveaux à nodules carbonatés organoclastiques (crinoïdes, brachiopodes). C'est dans cette unité qu'il est possible d'observer plusieurs niveaux spectaculaires de figures de charges et de pseudonodules (sensu MACAR, 1963);

Unité C : elle est soulignée par l'apparition de bancs de teinte bigarrée rougeâtre et verdâtre (grès ou schistes) dans un ensemble rythmique. La partie supérieure est la plus caractéristique. Il s'agit d'alternances de grès arkosiques en bancs épais (pluridécimétriques à métriques), souvent lenticulaires et bioturbés, de schistes (siltites et shales), gris sombre à noir ou rougeâtre, avec intercalations de bancs carbonatés (grès dolomitiques, grès calcaires, calcaires gréseux, dolomies gréseuses, micacés) décimétriques à métriques. La fréquence des horizons carbonatés croît vers le haut de la série. Certains de ces bancs contiennent de nombreux ostracodes (dont *Cryptophyllus*) et des végétaux.

Épaisseur : de 350 m à 450 m.

Âge : Cette formation est datée du Famennien supérieur sur base des microfaunes.

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles)

Affleurements représentatifs :

- *La première unité est visible dans la coupe du ruisseau de Villers, le long de la route Verviers -Dolhain, à l'ouest de Dolhain, sur le talus du chemin menant du cimetière de Dolhain vers la ferme de la Belle-Vue ou au sommet immédiat de la carrière des Forges et sur le talus de la chaussée d'Eupen en amont;*
- *Quelques anciennes petites carrières jalonnent le flanc nord de la Vesdre au NW de la carte jusqu'à hauteur de Dolhain. Elles ont été ouvertes dans des gros bancs de grès de l'unité B dont l'intérêt réside dans l'absence de bancs schisteux importants. C'est une pierre de qualité excellente pour produire pavés, moellons et dalles ornementales;*

- *Une curiosité est l'éperon rocheux que l'on aperçoit en hauteur depuis le sentier-promenade de Bilstain : il s'agit d'une voûte anticlinale dessinée dans des bancs de grès massif. Au coeur de ce pli s'ouvre l'entrée d'un développement karstique d'une longueur d'environ une quinzaine de mètres, prémisse d'un réseau plus diffus dans la direction de l'ennoyage du pli. Ce karst s'explique vraisemblablement par la dissolution du ciment calcaire dans le grès au contact de l'eau d'infiltration. La roche s'est fragilisée et a été emportée par l'écoulement construisant ainsi en profondeur un réseau de conduites karstiques ramifiées;*
- *Plus au sud, dans ce même site forestier, au détour d'un promontoire escarpé, quelques affleurements montrent les séquences rythmiques dans le grès avec quelques insertions typiques de calcaire dolomitique noduleux. Les mêmes observations peuvent être effectuées sur le flanc du plateau qui domine l'arrière des maisons du Hameau de Dolhain à hauteur de la boucle de la chaussée d'Eupen;*
- *Aux Forges de Dolhain, un sentier mène en amont du Home Saint François sur une ancienne exploitation de grès partiellement remblayée, où l'on peut encore voir les rythmes typiques sur des bancs en dressants associés à de nombreuses figures sédimentaires (méga-rides) et à des lentilles calcaires;*
- *Il reste enfin à citer les magnifiques figures sédimentaires que l'on peut admirer sur une série de falaises alignées au sommet du versant dominant la carrière des Forges et le cimetière de Dolhain. Il s'agit principalement d'une ligne de pseudonodules et load-cast de différentes dimensions et d'empilements de rides de courant remarquables.*

Pour en savoir plus :

CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)

Formation de Dolhain (DOL)

Stratotype :

Environs de Dolhain où la formation est la plus caractéristique. La limite inférieure de la formation est visible dans la tranchée de chemin de fer située à 2,5 km au nord de la gare de Dolhain (feuille Henri-Chapelle, 43/1). La limite supérieure, marquée par la base de la Formation d'Hastière, est visible dans un affleurement situé le long de la Vesdre, en contrebas de la tranchée de chemin de fer à 500 m au nord de la gare de Dolhain.

Cette formation est caractérisée par l'existence de 3 épisodes carbonatés, biostromaux (denses en organismes) qui

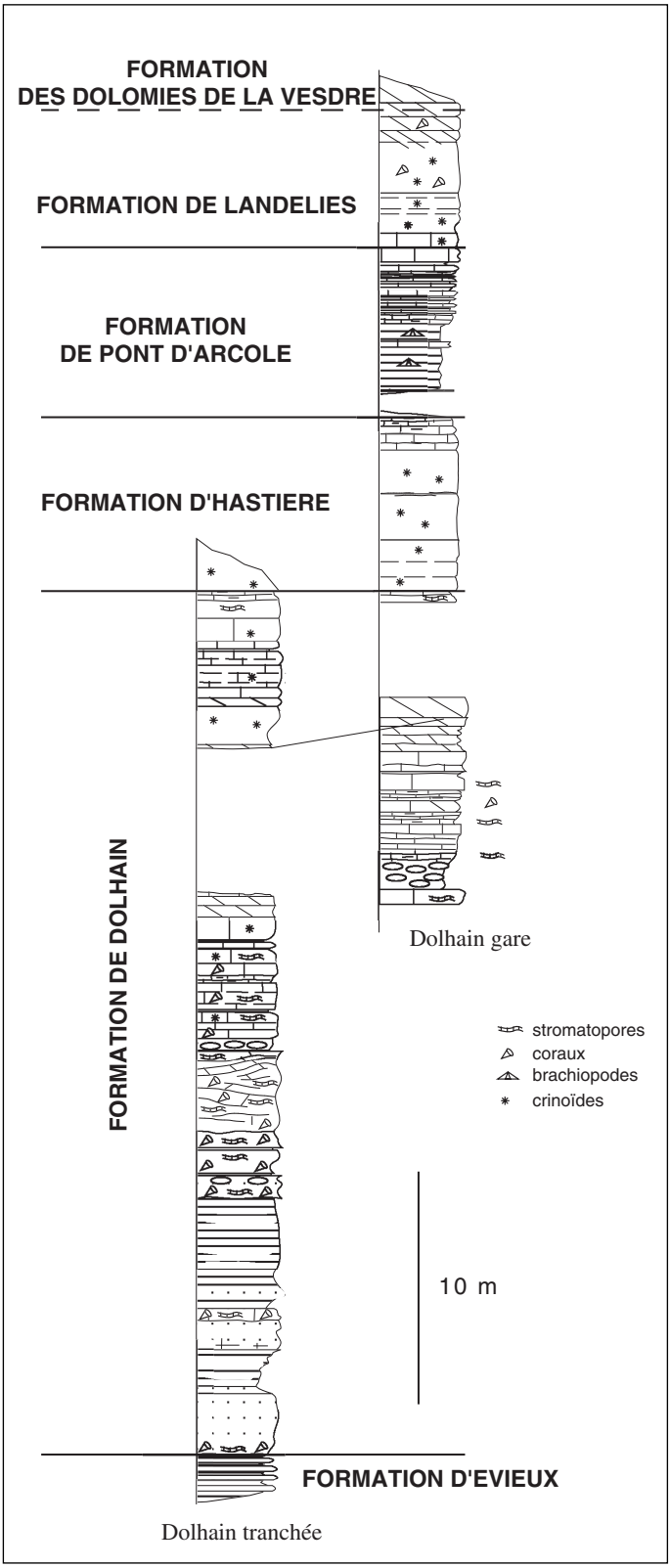

fig. 9 : La Formation de Dolhain, à Dolhain

tranchent au sein des séquences schisto-gréseuses (shales et siltites, micacés, gris olive, avec de fines lamines gréseuses) :

1. Le 1er biostrome est formé d'une couche de calcaire bioclastique de 0,50 m d'épaisseur située à la base ou au sommet d'un niveau gréseux d'environ 1,80 m. Il est reconnaissable par la présence de grands coraux (*Palaeosmilia aquisgranensis*) et de stromatopores lamellaires;
2. Le 2e biostrome est un grès calcaire, bioclastique, d'environ 2 m d'épaisseur, avec de nombreux stromatopores lamellaires et en boules et des coraux (*Palaeosmilia aquisgranensis*);
3. Le 3e biostrome («Biostrome principal de la Vesdre») est un ensemble de calcaires gréseux et noduleux surmontés de calcaires crinoïdiques, en bancs pluridécimétriques, entrecoupés d'intercalations argileuses. Les stromatopores (lamellaires et en boules), les coraux (*Palaeosmilia aquisgranensis, Campophyllum flexuosum)* et les tabulés *(Syringopora, Yavorskia)* sont abondants. Son épaisseur est d'environ 20 - 25 m. Il constitue un excellent repère cartographique. Il est partiellement tronqué par une faille au contact avec la Formation d'Hastière, le long de la Vesdre, en contrebas de la ligne SNCB.

La première description précise des couches référées à cette formation sur la feuille est l'oeuvre de CONIL, et al. (1961), dans la tranchée de chemin de fer au nord de la gare de Dolhain. Elles étaient attribuées au Strunien (âge) puis à la Formation d'Etroeungt sur une base biostratigraphique. La base de cet ensemble est, en pratique, impossible à observer. Un nouveau terme est créé étant donné la singularité lithologique par rapport au Calcaire d'Etroeungt dans sa localité type de l'Avesnois (nord France).

Épaisseur : de 30 à 40 m.

Âge : La microfaune et la macrofaune indiquent un âge famennien supérieur («Strunien», sous-zone à foraminifères Df3).

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- *stratotype (voir plus haut);*
- *lieu dit "Champs de Wô" (Ruisseau des Queues, Ruisseau de Villers);*
- *divers affleurements sur les flancs nord et sud du synclinal de Baelen, en particulier dans le talus sud de la route Dolhain-Eupen, à la sortie ouest de Baelen.*

Pour en savoir plus :

CONIL et al. (1961)
CONIL & GRAULICH (1963)

CONIL (1964)
CONIL & GRAULICH (1970)
BOONEN & VAN STEENWINKEL (1980)

Groupe de Bilstain (BIL)

Stratotype :

Environs de Bilstain où les formations de base du groupe sont le mieux exposées. La limite inférieure du groupe est bien exposée dans l'affleurement situé le long de la Vesdre, en contrebas de la tranchée de chemin de fer à 500 m au nord de la gare de Dolhain (voir fig. 9).

Les Formations d'Hastière, de Pont d'Arcole et de Landelies, très peu épaisses, ont été regroupées avec la Formation des Dolomies de la Vesdre. Le groupe de Bilstain, ainsi défini, affleure sur toute l'étendue du Massif de la Vesdre.

Formation d'Hastière

Origine du nom :

Village d'Hastière dans la vallée de la Meuse.

Cette formation est formée de 5,75 m de calcaires (calcarénites), plus ou moins crinoïdiques, en bancs métriques à plurimétriques, gris bleu foncé, surmontés par environ 1,50 m de calcaires plus argileux, en bancs pluridécimétriques, subnoduleux au contact de la Formation de Pont d'Arcole. Elle n'est bien visible que dans le talus de la tranchée SNCB au nord de la gare de Dolhain et en contrebas, le long de la Vesdre.

Épaisseur : 7, 25 m.

Âge : La microfaune et la macrofaune indiquent un âge hastarien inférieur (premier étage du Tournaisien, sous-zone à foraminifères Cf1α, α').

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Formation de Pont d'Arcole

Origine du nom :

Grotte de Pont d'Arcole, sur la route reliant Hastière-Lavaux au hameau d'Insemont.

Il s'agit d'un ensemble de schistes fins (shales), gris brun à noir, de calcschistes avec des nodules calcaires et, au sommet, de bancs de calcaires, gris sombre, de plus en plus serrés. Signalés dès 1898 par DEWALQUE (1898b) dans la tranchée SNCB au nord de la gare de Dolhain, c'est, avec le talus en contrebas le long de la Vesdre, son seul point d'observation sur la feuille. DEWALQUE (1898b) en a décrit la macrofaune (dont *Spiriferellina peracuta*).

Épaisseur : ± 7 m.

Âge : La microfaune et la macrofaune indiquent un âge hastarien (sous-zone à foraminifères Cf1α'').

Formation de Landelies

Origine du nom :

Commune des bords de la Sambre, au SW de Charleroi.

La formation est constituée de calcaires (calcarénites), crinoïdiques, gris foncé, argileux à la base puis en bancs épais (pluridécimétriques à plurimétriques), de plus en plus dolomitisés au contact avec la formation suivante. La présence de cordons alignés montrant des articles de crinoïdes millimétriques, des coraux (dont *Syphonophylia)* et des brachiopodes brisés est une de ses caractéristiques. La partie supérieure est marquée par la présence de nombreux nodules centimétriques de calcite blanche. Il est malaisé d'en définir une limite supérieure du fait de la dolomitisation.

Épaisseur : de 7 à 10 m sur la feuille.

Âge : La macrofaune et la microfaune indiquent un âge hastarien (sous-zone à foraminifères Cf1α'')

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Formation des Dolomies de la Vesdre

Origine du nom :

Vallée de la Vesdre (BOONEN, 1979). L'auteur n'ayant pas indiqué de coupes de référence, sa base peut être définie dans la coupe à 500 m au nord de la gare de Dolhain (feuille Limbourg). Son sommet peut être défini dans la carrière de Walhorn (feuille Raeren) où son contact avec la Formation de la Brèche de la Belle-Roche est le plus caractéristique.

Il s'agit de dolomies et de calcaires plus ou moins complètement dolomitisés avec plusieurs niveaux de nodules de cherts, alignés parallèlement à la stratification, et de nombreux nodules de calcite, dolomite et quartz (cm à dm).

La partie inférieure de la formation montre des dolomies grossièrement recristallisées, gris brun, parfois crinoïdiques, en bancs épais à massifs surmontant les calcaires dolomitisés de la Formation de Landelies.

Le sommet de la formation est bien individualisé par le **Membre de Walhorn**, une brèche à blocaux millimétriques à décimétriques de dolomie sombre dans une matrice dolomitique fine, gris brun. Cette unité est bien visible dans la carrière de Dolhain-Calvaire, où elle est surmontée, par contact franc, par la Brèche de la Belle-Roche.

La partie supérieure des dolomies, bien visible dans les carrières de Dolhain-Calvaire et de Saint-Roch, est constituée d'alternances plurimétriques de dolomies grossièrement recristallisées, gris clair, faiblement bioclastiques (crinoïdes, coraux, tabulés et brachiopodes, partiellement ou totalement silicifiés), en bancs pluridécimétriques à plurimétriques, avec souvent des laminations obliques, et de dolomies finement recristallisées, gris foncé à noires, en bancs minces voire laminaires. Des nodules siliceux, souvent formés d'un coeur de calcite ou de dolomite, entourés d'un anneau de lutécite et/ou de quartzine, forment des bandes quasi continues, alignées parallèlement à la stratification et associées à des nodules de cherts. Ces nodules siliceux sont interprétés comme des pseudomorphoses d'anhydrite (SWENNEN & VIAENE, 1986).

Épaisseur : Aucune coupe permettant d'en mesurer l'épaisseur sur le terrain n'est connue dans le Massif de la Vesdre, du fait du jeu des nombreuses failles. Son épaisseur ne peut donc être estimée qu'à partir de la carte géologique ou d'une coupe déduite de cette carte (maximum 150 m).

Âge : Les foraminifères conservés dans le premier niveau de nodules de cherts, situés à quelques 20 m de la base de la formation indiquent un âge hastarien supérieur (sous-zone à foraminifères Cf1α'''). Les foraminifères conservés dans les cherts de la partie supérieure de la formation (Saint-Roch) indiquent un âge Moliniacien inférieur (premier étage du Viséen), sous-zone à foraminifères Cf4α2), de même que les coraux.

Utilisation : granulats (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs du groupe :

- *affleurement situé le long de la Vesdre, en contrebas de la tranchée de chemin de fer à 500 m au nord de la gare de Dolhain ;*
- *nombreux affleurements visibles en divers endroits au coeur sud du synclinal de Bilstain, au lieu dit "Champs de Wô" (Ruisseau des Queues, Ruisseau de Villers).*

Pour en savoir plus :

CONIL et al. (1961)
CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)
CONIL & GRAULICH (1970)
BOONEN (1979)

SWENNEN (1986)
SWENNEN & VIAENE (1986)
SWENNEN et al. (1988)

Groupe du Bay-Bonnet (BAY)

Origine du nom :

Environs de la carrière du Bay-Bonnet, le long de la route qui relie Prayon à Fléron.

Ce groupe englobe les Formations de la Brèche de la Belle-Roche, de Terwagne et de Moha. Elles ont été regroupées du fait de la faible épaisseur des deux premières et du manque de critère permettant de distinguer les deux dernières hors du contexte d'une carrière.

Actuellement seule la carrière de Dolhain-Calvaire permet d'observer l'ensemble de ce groupe sur la feuille.

Formation de la Brèche de la Belle-Roche

Origine du nom :

Carrière de la Belle-Roche, située à Comblain-au-Pont, sur la rive droite de l'Ourthe.

Il s'agit d'une brèche sédimentaire calcaire, polygénique, grossièrement stratifiée à massive, composée de blocaux (millimétriques à pluridécimétriques) jointifs de calcilutite ou de calcarénite à oolithes, gris sombre à noirs, dans un ciment micritique ou une matrice plus grossière, gris clair en altération.

Épaisseur : Son épaisseur, très variable, estimée à ± 40 m dans la carrière de Dolhain-Calvaire doit être plus réduite dans le synclinal de Baelen où elle n'affleure pas (d'après les coupes géologiques).

Âge : Cette formation est attribuée au Moliniacien, par comparaison avec les formations qui l'encadrent.

Utilisation : voir Ressources minérales et fossiles.

Formation de Terwagne

Origine du nom :

Localité de Terwagne, dans la commune de Clavier.

La brèche passe graduellement à des calcaires gris foncé à noirs, en bancs minces (quelques fois laminaires) à très épais, de la Formation de Terwagne. Ceux-ci sont formés de séquences métriques à plurimétriques de calcaires (calcarénite - calcilutite) comportant des termes à intraclastes, bioclastes, ooïdes et structures cryptalgaires. On note la présence d'au moins 3 niveaux conglomératiques, pluridécimétriques, contenant des blocs arrondis de calcaires fins, noirs,

décimétriques, dans une matrice argileuse ocre orange. Ces niveaux sont interprétés comme des paléosols (SWENNEN et al., 1988).

Épaisseur : de 20 à 25 m.

Âge : Moliniacien moyen, sur base de foraminifères (sous-zone Cf4α2).

Utilisation : voir Ressources minérales et fossiles.

Formation de Moha

Origine du nom :

> Localité de Moha au NE de Huy. Cette nouvelle formation a été approuvée par la Commission de Stratigraphie du Carbonifère comme équivalent latéral de la Formation de Neffe s.s., telle que définie en son lieu d'origine (Faubourg de Dinant, sur la feuille Hastière-Dinant, n°53/7-8)

Dans le Massif de la Vesdre, deux types de lithologies se relaient latéralement au-dessus de la Formation de Terwagne :

- un premier ensemble dont la transition s'exprime par une augmentation de la taille des bancs (très épais à massifs), de la puissance des séquences (plurimétriques) et par l'importance relative des termes à intraclastes, bioclastes et ooïdes. La couleur reste gris foncé à noire. Un membre apparemment d'un seul tenant (10 à 12 m) couronne la série, quelques mètres sous la limite inférieure de la Formation de Lives Cette unité est reconnue depuis la carrière de Dolhain-Calvaire jusqu'aux environs de Magnée-Fonds de Forêt (feuille 42/7 Fléron);
- un deuxième ensemble caractérisé par la présence de bancs massifs, plus clairs, de calcarénite bioclastique et oolithique avec des laminations parallèles et obliques et des stratifications obliques. Cette unité est bien visible sur la feuille de Raeren (43/2) dans les carrières de Walhorn ou de Feldchen.

Ce dernier est le faciès classique de la formation. Le premier ensemble représente le faciès Dison de la formation (défini dans la localité de Dison, carrières désaffectées de la rue Pierreuse). Il affleure dans la carrière de Dolhain-Calvaire.

Cette formation est caractérisée par un corail particulier, *Dorlodotia briarti*.

Épaisseur : de 30 à 40 m.

Âge : Ces formations sont datées du Moliniacien supérieur, sur base de foraminifères et des coraux.

Utilisation : voir Ressources minérales et fossiles.

Pour en savoir plus :

VARLAMOFF (1937)
SWENNEN (1986)
SWENNEN et al. (1988)

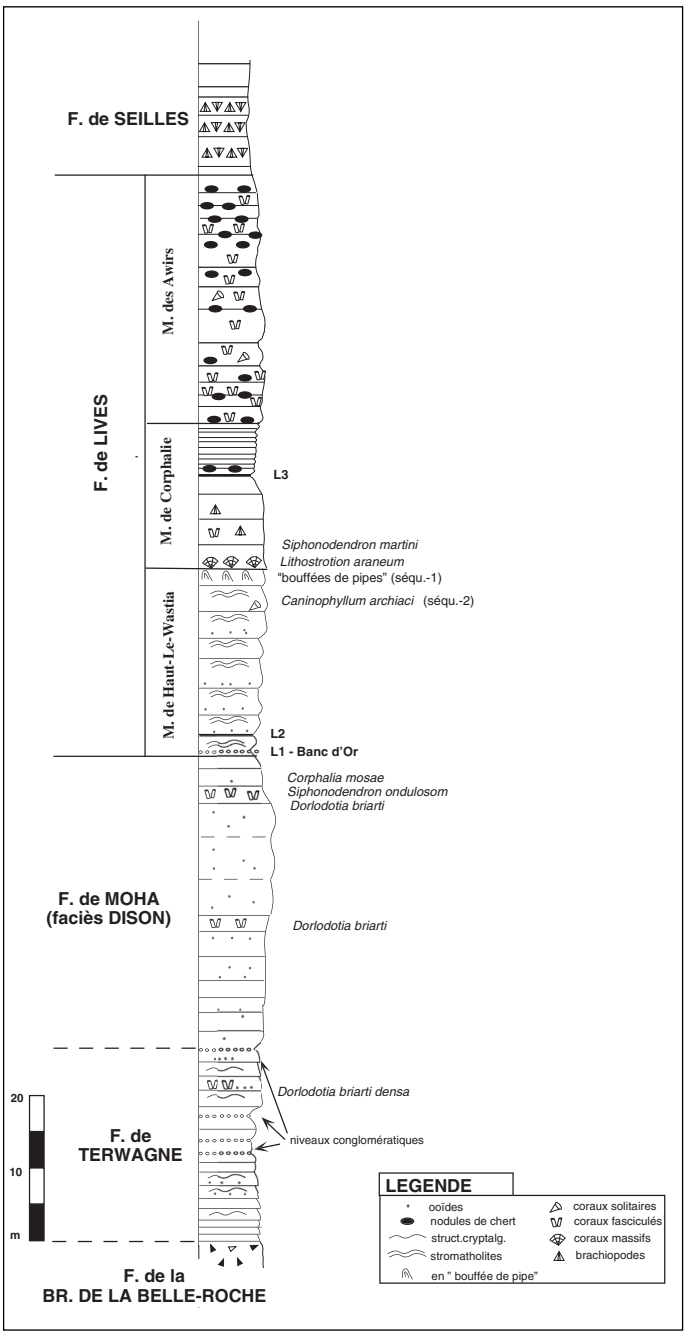

fig. 10 : Les formations de Terwagne, Moha et Lives dans la région de la Vesdre

Groupe de Juslenville (JUS)

Origine du nom :

Localité de Juslenville le long de la Hogne (Hoëgne), entre Theux et Pépinster.

Ce groupe englobe les formations comprises entre le sommet de la Formation de Moha et le Groupe houiller dans le Synclinorium de Verviers. Il regroupe les Formations de Lives, Seilles, Thon-Samson et Ronde-Haie. Il présente une composition variable suivants les endroits. Les 2 premières formations sont de nature fort semblable, les 2 dernières n'affleurent que localement. C'est le long de la route de Juslenville au hameau de Ronde-Haie, au NW de la feuille 49/4, Louveigné que le groupe est stratigraphiquement le plus complet bien que les limites entre ses divers composants soient mal visibles.

Formations de Lives et de Seilles

Origine du nom :

village de Lives, dans la vallée de la Meuse, à l'est de Namur et agglomération de Seilles dans la région d'Andenne.

La Formation de Seilles n'a pas été formellement reconnue sur la feuille. Sa présence a été déduite de l'établissement des coupes géologiques.

La Formation de Lives est formée de calcaires, gris sombre, avec nombreux joints argileux et nodules de cherts alignés parallèlement à la stratification dans la partie supérieure. L'ensemble est principalement composé de séquences granoclassées à base ravinante et à sommet stromatolithique. Sa limite inférieure est définie par l'apparition des premières structures algaires. Ce niveau se situe à quelques mètres près sur ou sous le Banc d'Or de Bachant, niveau conglomératique contenant des blocs arrondis de calcaire fin, gris sombre, centimétriques à décimétriques, dans une matrice argileuse ocre orange.

La formation comprend 3 membres qui sont facilement reconnaissables en cas d'affleurements continus :

- le membre inférieur (**Membre de Haut-le-Wastia**) est formé de calcaires gris foncés, en bancs épais à très épais, constitués de séquences métriques à plurimétriques (microconglomérat intraformationnel, calcarénite souvent à ooïdes passant à des calcaires très fins à stromatolithes) avec peu de macrofaunes. Les rubanements stromatolithiques, lorsqu'ils sont mis en évidence par l'altération, sont caractéristiques de ce membre;
- le **Membre de Corphalie**, d'une puissance de 15 à 20 m, est aisément repérable en carrière par son aspect

apparemment massif. Il est formé de bancs épais de calcaires bioclastiques (grands brachiopodes, *Siphonodendron martini* surmontés d'une phase supérieure très diagnostique, 5 à 10 m de minces bancs de calcilutite à joints argileux. A quelques mètres du sommet, on peut observer la présence d'un niveau argileux jaunâtre de 0,30 m. Les premiers nodules de cherts surmontent immédiatement cet horizon dans la carrière de Dolhain-Calvaire;

- le **Membre des Awirs** est formé de séquences très riches en faune dans les termes bioclastiques (coraux, tabulés, brachiopodes) avec de nombreux horizons de nodules de cherts parallèles à la stratification et de nombreux joints ou niveaux schisteux. Il est couronné par une unité entièrement bioclastique à nombreux nodules ou boudins de cherts et à fossiles silicifiés ou empâtés dans les cherts.

Ces calcaires ne sont observables que dans le synclinal de Honthem et plus particulièrement dans la carrière déjà maintes fois citée.

La base de la **Formation de Seilles** est définie par l'apparition de calcaires plus clairs au-dessus du Membre des Awirs. Elle est formée de calcaires organoclastiques, oolithiques, fins et algaires organisés en séquences moins bien discernables que celles de la Formation de Lives. Son épaisseur à Dison (feuille Verviers 42/8) est d'environ 90 m.

Épaisseur : 75 à 90 m pour la Formation de Lives, 80 à 90 m pour la Formation de Seilles.

Âge : Ces formations sont datées du Livien, sur base des foraminifères (zone Cf5) et des coraux (zone RC5).

Utilisation : voir Ressources minérales et fossiles.

Groupe houiller

Origine du nom :
De la houille.

Aucun affleurement ne peut être observé sur la feuille. Sa présence sous les limons est cependant connue grâce aux données fournies par le creusement de puits ou des déblais tirés des fondations de maisons, à l'extrémité NW de la carte. Il s'agit de débris de schistes (shales et siltites) noirs et de grès grossier brun jaune clair à foncé.

Il paraît vraisemblable de rapporter ces témoins au Groupe houiller (dans l'Arnsbergien, biozone de goniatites E2), d'après les affleurements connus sur les feuilles voisines.

Précisons que les descriptions de galeries situées dans l'ancienne mine de Honthem et au lieu-dit les Hayettes (coord. Lambert : X 260,60, Y 148,03) signalent la présence de "schistes houillers" à la profondeur de -50 m.

L'ancienne carte de la concession de la Vieille-Montagne à 1/25 000 signale aussi la présence d'une bande de "Houiller", au contact du Famennien et du calcaire viséen (faille de Walhorn) au NE de Honthem (voir DEJONGHE et al., 1993). Aucun élément permettant de confirmer ou d'infirmer ces observations n'existe en surface à l'heure actuelle :

- la zone couverte par la bande de Houiller de Honthem est caractérisée par un grand nombre de dépressions circulaires décamétriques, plus ou moins alignées dans l'axe du vallon au NE de Honthem. Le contact entre les calcaires du Viséen et les schistes et grès du Namurien est une surface intensément karstifiée (paléokarsts dans les calcaires remplis de sédiments namuriens);
- la zone des Hayettes est entourée de dolomies de la Formation des Dolomies de La Vesdre. Les schistes houillers sont signalés au contact de "dolomie carbonifère et de schistes du dévonien supérieur". Il pourrait donc s'agir des schistes de la Formation de Pont d'Arcole (voir GRAULICH, 1963a pour un problème comparable).

La Fenêtre de Theux

Dans l'angle SW de la feuille, l'absence d'affleurements se fait cruellement sentir pour tracer la carte géologique. Seul le conglomérat de la **Formation de Vicht** est bien représenté sur la crête de Chaumont. Il surmonte des quartzites de teinte très claire qui peuvent être attribués à la **Formation d'Acoz**. Cet ensemble est surmonté de grès et schistes (siltites) rouges, bigarrés de vert, de la **Formation de Pépinster**, qui n'est représentée que par quelques minuscules pointements.

Les formations supérieures n'affleurent pas, hormis un ancien petit pointement de calcaire dans le lieu-dit "Trou d'Hari-Pire" au NW du gué sur le ruisseau de l'Hélivi. Il est donc nécessaire de se référer aux feuilles voisines (Louveigné 49/4 et Verviers 42/8). Signalons, en outre, que des cartes de la zone considérée ont été proposées par RENIER (1923, 1942), FOURMARIER (1950), KLEIN (1977) et GEUKENS (1989).

Les travaux les plus récents sur la lithologie de ces formations sont l'oeuvre de COEN-AUBERT (1974), DUSAR & DREESEN (1976) et GRAULICH (1979). Les coupes qu'ils décrivent sont situées dans les environs de Polleur (feuille n° 49/4), à environ 750 m au SW de la zone considérée. GRAULICH (1979) a publié une colonne lithostratigraphique

complète des couches rencontrées lors des travaux du Viaduc de Polleur. Les Formations de Pépinster, du Roux, de Névremont, de Presles-Nismes, de Lustin, d'Aisemont, de Lambermont et de Hodimont ont été recoupées.

La **Formation de Vicht** a une épaisseur de 6,4 m.

La **Formation de Pépinster** est représentée par des schistes (siltites) rouges ou verts à fins niveaux de grès argileux et dans la partie sommitale par des grès calcaires, clairs, rouges ou verts (12,6m). Son épaisseur peut être estimée à 128 m.

La **Formation de Névremont** est formée de 15,3 m de calcaires, localement gréseux et souvent laminaires, à stromatopores, *Hexagonaria* et *Stringocephalus burtini*.

La **Formation du Roux** est constituée de 3,50 m de grès calcaires noduleux, à la base, et de calcaires noduleux et à coraux, au sommet.

La **Formation de Nismes** comprend 5,90 m de grès argilo-calcaires et limonitiques à lits de schistes.

La **Formation de Lustin** est constituée de 12,3 m de dolomies grises ou ocres surmontées de 30 m de calcaires fins, gris clair à violacés, souvent laminaires, à coraux et stromatopores et de calcaires fins, noirs et noduleux.

La **Formation d'Aisemont** montre la même lithologie que celle du Massif de La Vesdre (1er et 2e biostromes - 1,65 et 6,65 m) séparés par 17,1 m de schistes gris avec des niveaux de calcschistes et de calcaires fins, noirs, avec des brachiopodes.

Les **Formations de Lambermont et de Hodimont** sont essentiellement formées de schistes gris ou verts à nodules ou fines lamines calcaire d'où se démarquent :

- le 3e biostrome (noduleux rouge et vert) (12,60 m) situé 5,0 m au-dessus du 2e biostrome;
- l'ensemble caractérisé par la présence de bancs d'hématite oolithique similaires à ceux de la Vesdre. Le contenu micropaléontologique (conodontes) en a été décrit par DUSAR & DREESEN (1976). Ils y ont reconnu les niveaux I (pisolithique) et II (DREESEN, 1982). Un niveau à goniatites (III ?) a été repéré par nous le long de la route Polleur-Jehanster, à proximité de La Havée (feuille Verviers n°42/8).

La transition graduelle vers la **Formation d'Esneux** est comparable à celle décrite précédemment. Celle-ci présente son caractère habituel.

La **Formation de Souverain-Pré** devrait présenter le même faciès que celui décrit sur la feuille 49/4

(FOURMARIER, 1949; DREESEN, 1978) (nodules calcaires dans une matrice schisto-gréseuse). Son épaisseur est de 6 m à Franchimont. Quelques débris ont été trouvés à l'ouest de la feuille.

Les formations supérieures ne pénètrent qu'à peine sur la feuille (suivant les tracés sur la feuille voisine Fléron-Verviers).

Le seul repère cartographique est la Formation de Vicht. Une subdivision grossière entre un ensemble calcaire (Névremont à Lustin) et un ensemble schisto-gréseux (Aisemont à Hodimont) peut être faite en se basant sur les nombreux phénomènes karstiques (dolines, pertes). Ceux-ci ont été analysés en grand détail par RENIER (1923, 1942), depuis le grand entonnoir situé au SW de l'Ewèreville (où DUMONT, 1855, renseignait l'existence d'un four à chaux), jusqu'au lieu-dit "Trou d'Hari-Pire".

Dépôts argileux et sableux (VAA, SBL).

Le substratum calcaire de la feuille est constellé de dépressions de tailles diverses comblées de sables et d'argiles de couleurs et de natures variées. Des dépôts sableux ont été rencontrés sur le Massif de Stavelot.

Dépôts localisés sur des calcaires ou dolomies (dépressions karstiques) :

- Dolhain-Honthem : le plateau du Calvaire à Honthem montre de nombreuses poches karstiques (dolines) et qui sont bien visibles dans la partie nord du front de taille de la carrière de Dolhain-Calvaire. Ces poches sont logées dans les calcaires des Formations de la Brèche de la Belle Roche, de Terwagne, de Moha et de Lives. Les sédiments ne présentent pas de structures particulières. Ils ont généralement été perturbés à la suite de remaniements tardifs par les eaux d'infiltration. On observe 4 types lithologiques de natures distinctes
  a) sables charbonneux à débris de végétaux surmontant en discordance les calcaires;
  b) sables fins blancs micacés;
  c) sables grossiers jaunes;
  d) argiles aux couleurs vives.

  Les termes a, b et d pourraient être rapportés à la **Formation d'Aachen** (Crétacé supérieur, FELDER, 1975, VANDENBERGHE, 1983);
- le long de la route de Stembert à Hévremont, GRENADE (1895) signale à environ mi-chemin, la présence d'une masse de sable jaune renfermant des nodules ferrugineux dans sa partie supérieure et passant vers le bas à une argile

et une marne compacte, très fossilifère, qui peut être rapportée à «l'assise de Herve du Sénonien». La feuille n°136 (Limbourg-Hestreux-Brandehaeg) de la carte géologique à 1/40 000, levée par G. Dewalque, indique l'existence de deux autres petits dépôts de même nature, à l'est du gîte principal. Ces dépôts sont localisés dans des poches de dissolution des calcaires de la Formation de Névremont. Ces gîtes n'affleurent pas à l'heure actuelle. Il ne subsiste que des dépressions. Nous les avons cependant figurés en nous référant aux minutes de la carte géologique à 1/40 000 conservées au Service géologique de Belgique. Les argiles et marnes peuvent être rapportées à la **Formation de Vaals** (**VAA**, «Smectite de Herve» auct., Campanien, Crétacé supérieur, FELDER, 1975);

- Bilstain : Il s'agit de sables grossiers, jaunâtres avec, par endroits, une forte proportion de graviers de quartz et de grès, accompagnés d'argiles sableuses et d'argile. Ces dépôts affleurent dans les talus des routes et chemins et ils ont été reconnus par une dizaine de petits forages localisés dans les environs du village de Bilstain. Leur extension est difficile à préciser et nous avons choisi celle figurée sur la carte pédologique pour les complexes de sols développés sur un substrat d'origine tertiaire (wA-Gba, PAHAUT & OLDENHOVE de GUERTECHIN, 1961);
- Overoth : le même type de sol est figuré sur la carte pédologique;
- Goé : au SW de Goé, le long de la route de Goé vers Hévremont, plusieurs petites sablières ont été ouvertes : elles montraient des sables blanc et lie de vin à orange. Nous avons choisi le même type d'extension que pour les dépôts de Bilstain.

<u>Dépôts localisés sur des sédiments terrigènes (placages)</u> :

- Porfays : DEWALQUE (1898a) signale le long de l'allée de Longchamps une ancienne exploitation de sables, généralement fins, jaunâtres, à grains inégaux de quartz, avec des cailloux roulés de quartz blanc et de quartzites, extrêmement altérés et blanchâtres. Ceux-ci sont généralement d'assez grand volume (céphalaire).

Un dépôt comparable, mais fort remanié, est présent au SE d'Eupen.

Hormis les sédiments crétacés, les dépôts sableux sont placés par KNAPP (1978) dans les "Kölner Schichten" (Oligocène-Miocène). DEMOULIN (1987, 1989) les réfère aux sables "Tongriens". BLESS et al. (1991a) soulignent qu'ils seraient mieux placés dans le Rupélien (Oligocène) suivant le travail de GULLENTOPS (1987).

A l'est de la feuille, des traînées de silex, mêlés au limon, constituent les résidus de dissolution des formations

crayeuses qui s'étendaient autrefois sur la région. Plusieurs dépôts résiduels du Crétacé tardif, complètement décalcifiés, existent au nord sur le plateau des Hautes-Fagnes, suivant une ligne Hockai - Neu-Hattlich (BLESS et al., 1991b). Leur étude détaillée a permis de reconstruire la transgression graduelle campanienne-maastrichtienne sur cette aire qui constituait une butte résiduelle (monadnock) durant cette période. La répartition actuelle des dépôts crétacés et rupéliens est due au soulèvement de l'Ardenne à la fin du Pliocène.

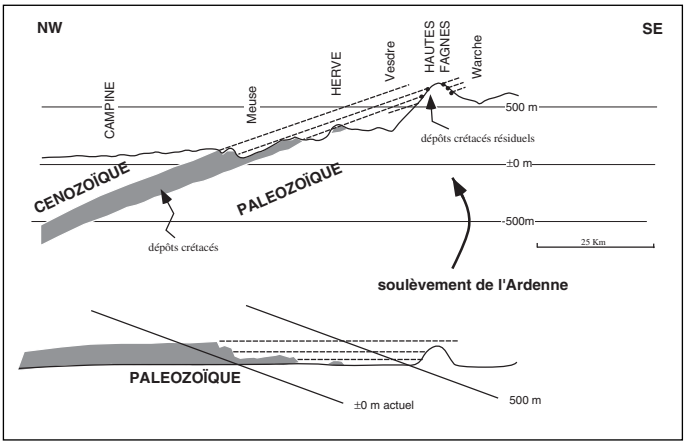

fig. 11 : Comparaison entre l'extension actuelle des dépôts crétacés et leur position à la fin du Crétacé, illustrant le soulèvement du Massif de Stavelot

Formations superficielles

Dépôts tourbeux (TRB)

Ils sont généralement constitués par des tourbières à sphaignes. Une synthèse de ces dépôts peut être trouvée dans SCHUMACKER & NOIRFALISE (1979) et la bibliographie afférente à leur histoire dans BLESS et al. (1991a). Les dépôts de tourbe les plus anciens ont été datés par ^{14}C 12 170 ± 90 ans BP dans la Konnerzvenn (PISSART & JUVIGNE, 1980). Les tourbières ne recouvrent cependant l'entièreté du plateau des Hautes-Fagnes au-dessus de l'altitude de 600 m que depuis le Boréal. Les diverses analyses ont révélé les profondes modifications climatologiques associées aux altérations de l'environnement qui les affectent depuis cette époque. Leur exploitation, le défrichement et le reboisement ont restreint leur extension à quelques grandes zones. Le tracé de celles-ci ont été repris des cartes pédologiques Limbourg et Eupen (PAHAUT & OLDENHOVE de GUERTECHIN, 1961, 1962).

Alluvions anciennes (ALA) et alluvions modernes (AMO)

Ces dépôts ne sont bien représentés que dans la vallée de la Vesdre et dans quelques vallées, notamment la Helle et la

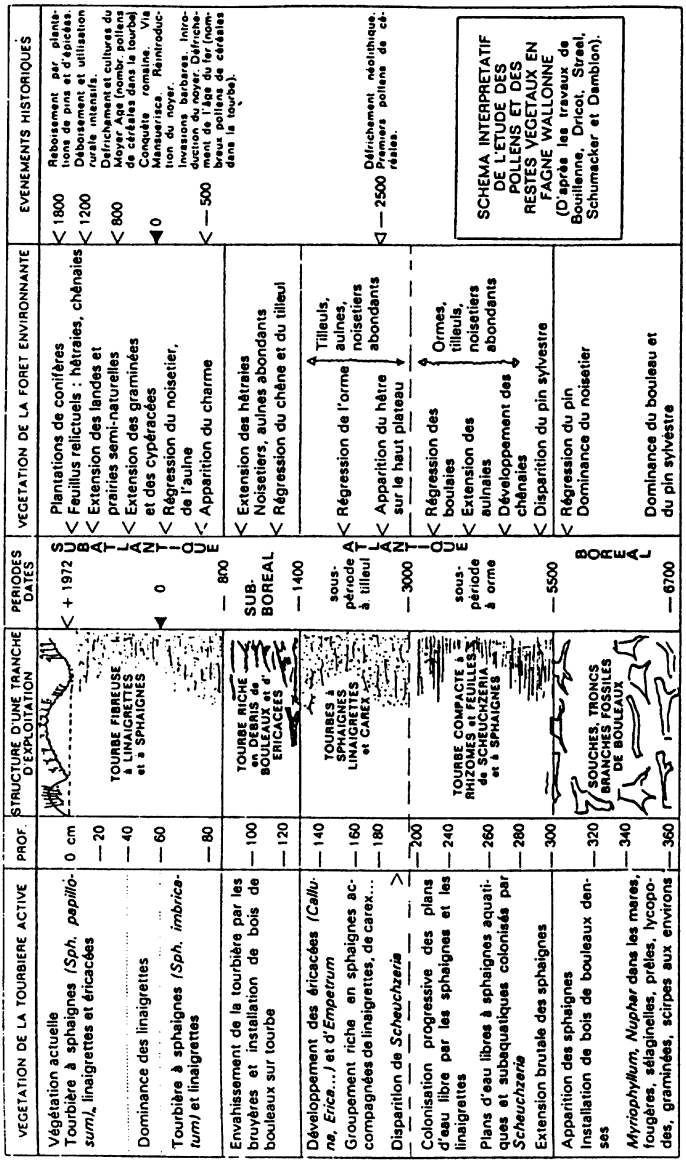

fig. 12 : Influence des changements climatiques sur le développement des tourbières durant l'Holocène (tiré de BLESS et al.,1991a d'après SCHUMACKER & NOIRFALISE, 1979)

Gileppe. Leur épaisseur, généralement assez faible, de 2 à 5 m en moyenne, peut dépasser 10 m en certains endroits (rive droite à l'est de Membach, DEMOULIN, 1987). Ils comportent généralement à la base un gravier, souvent à gros galets entraînés et roulés. Parmi ceux-ci, les quartzites et grès du Cambrien sont les mieux représentés avec des blocs pouvant atteindre des dimensions notables (> 30 cm). Sur ce gravier, reposent des argiles, des argiles sableuses ou des sables, de teinte jaunâtre, avec parfois des petits galets.

Il est souvent difficile de dissocier les véritables dépôts de fond de vallées (AMO) de ceux des basses terrasses (ALA).

Plusieurs travaux partiels ont décrit quelques terrasses de la Vesdre sur la feuille (ALEXANDRE, 1953, DEMOULIN, 1988a, JUVIGNE, 1979, KNAPP, 1978, RENIER, 1908, 1929) mais la seule étude complète est celle de CHAPELIER (1957). Cet auteur, analysant l'ensemble du cours, a dénombré dix niveaux de terrasses surmontés de deux niveaux d'aplanissement dépourvus de dépôts fluviatiles. Selon DEMOULIN (1988a), la situation est plus complexe, notamment du fait de la néotectonique (failles transversales).

Le levé des terrasses n'a pas été réalisé de manière exhaustive et seules ont été figurées les terrasses qui ont été repérées sur le terrain ou dans la littérature. A. Demoulin nous a aimablement communiqué le levé de détail qu'il a effectué entre Goé et Eupen.

Limons, altérites, éboulis, colluvions, dépôts de versants, et accumulations pierreuses (P)

Ils couvrent des étendues considérables sur les plateaux et les versants à pente douce en formant un manteau relativement continu qui masque le tracé des terrains sous-jacents (Massif de Stavelot). Ils sont formés d'un mélange de produits de désagrégation du substrat et de limons éoliens (argiles, limons et sables dans des proportions variées avec un contenu variable en éléments grossiers, altérites, silex). Leur épaisseur ne peut être estimée avec précision, en l'absence de renseignements fournis par des sondages, tranchées ou fondations de maisons atteignant le substratum (de 1 à 9 m dans les sondages de Membach, par exemple). Leurs caractéristiques sont détaillées dans les notices explicatives des cartes pédologiques (PAHAUT & OLDENHOVE de GUERTECHIN, 1961, 1962). Ils ont été essentiellement mis en place sous un climat périglaciaire. Leur extension n'a pas été figurée sur la carte du fait de données trop partielles, hormis sur le Massif de Stavelot.

Sur le Massif de Stavelot, la présence d'accumulations pierreuses a depuis longtemps retenu l'attention des chercheurs. Elles sont formées de blocs et de débris de roches. Elles ont été figurées sous le sigle P. Leur origine reste encore mal connue (PISSART, 1995).

3. Schéma chronostratigraphique : relation avec la division lithostratigraphique.

Les notions de chronostratigraphie (âges relatifs des terrains) et de lithostratigraphie (formations possédant une identité lithologique) ne doivent pas être confondues. Le lien

entre ces deux subdivisions stratigraphiques se fait essentiellement par la biostratigraphie (relations basées sur les fossiles). Elle repose principalement à l'heure actuelle sur les microfossiles (foraminifères, conodontes, spores et acritarches). La macrofaune est aussi utilisée dans le Givetien-Frasnien et le Tournaisien-Viséen (essentiellement coraux), dans le Famennien inférieur (Rhynchonellidae) et dans le Namurien (goniatites).

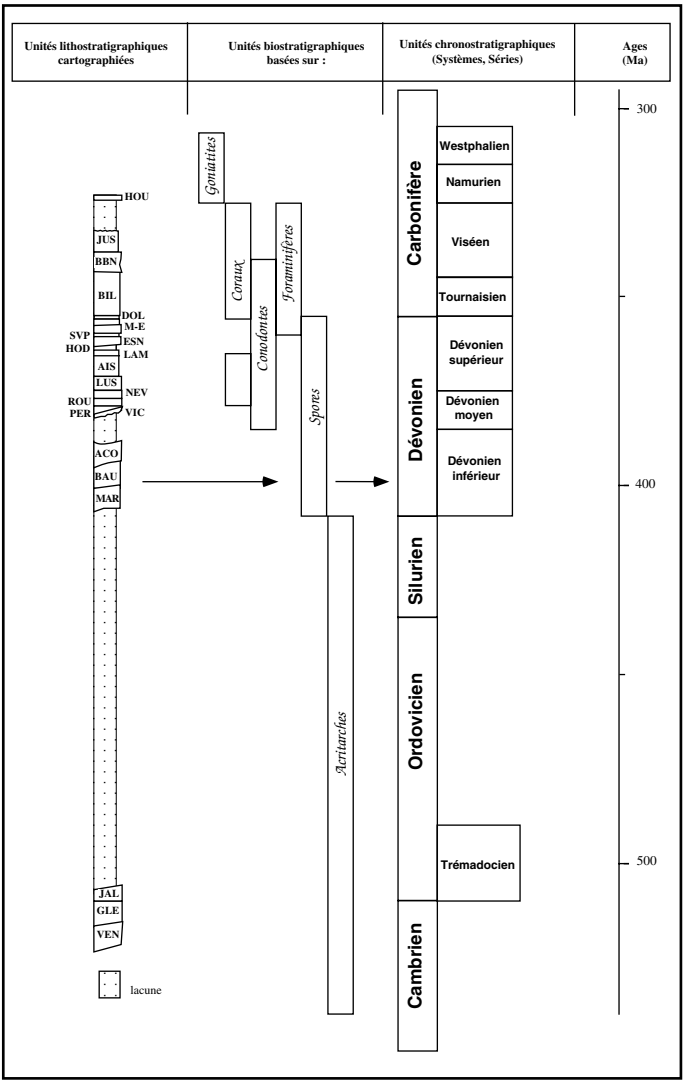

fig. 13 : Relations entre les divisions stratigraphiques.

4. Tectonique

Les terrains paléozoïques de la feuille sont intensément plissés et faillés. Les plis, décimétriques à kilométriques, sont généralement plus ou moins déjetés à déversés vers le N-NW.

Deux types de failles existent (fig. 14). Les unes sont des failles de chevauchement longitudinales, subparallèles au plissement. Elles résultent de la phase de compression varisque tout comme les plis qu'elles recoupent généralement. Dans des séries aussi hétérogènes (lithologie, épaisseurs des bancs, variations latérales de faciès...), le raccourcissement induit par

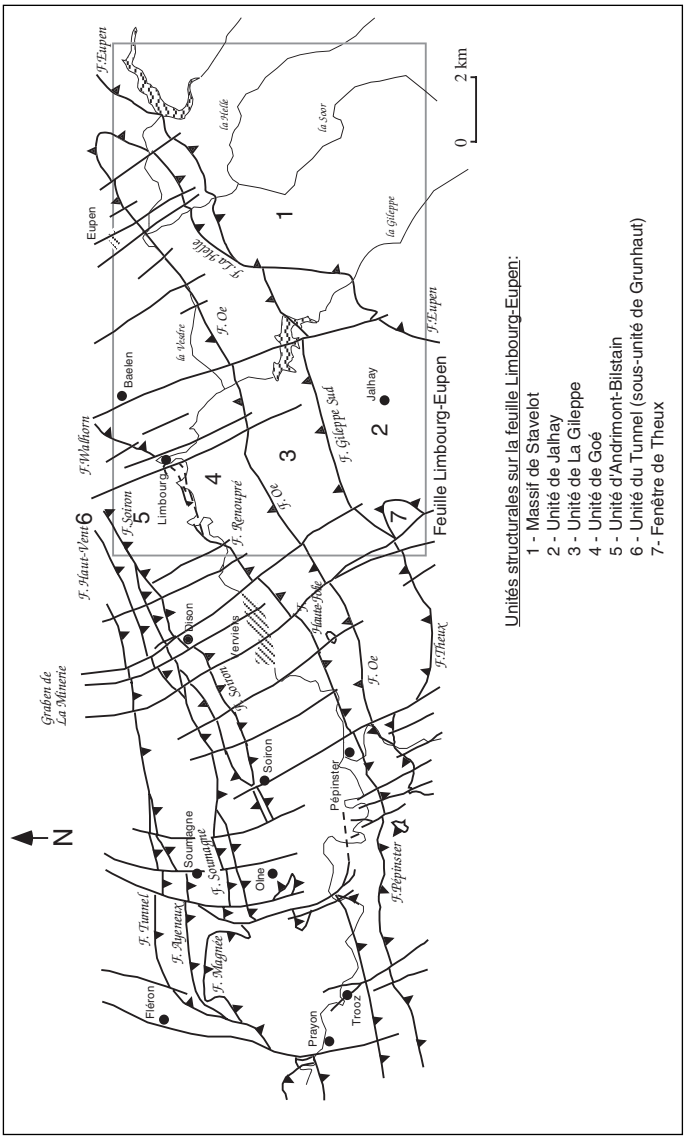

fig. 14 : Unités structurales sur la feuille Limbourg-Eupen.

la compression a été amorti de façon très différenciée (schistosité à inclinaison SE qui affecte les couches les plus argileuses de la série, glissements bancs sur bancs, failles de chevauchement secondaires). De plus, dans le Massif de Stavelot, il a affecté des séries déjà structurées par l'orogenèse calédonienne.

Les autres failles constituent un réseau de fractures transversales, orientées NNW-SSE. Elles découpent les structures précédentes et sont liées au système d'effondrement du graben du Rhin (régime de distension).

Les principales failles longitudinales permettent de diviser l'ensemble de la feuille en unités structurales plus ou moins importantes.

1. Description des unités structurales :

1- Le Massif de Stavelot :

La carte montre une division importante entre deux domaines séparés par la faille de charriage d'Eupen ("Eupener Uberschiebung", GEUKENS, 1984; Venn Uberschiebung) à pente sud (de l'ordre de 10 à 40°). Cette faille met en contact anormal les terrains cambriens du Massif de Stavelot sur leur couverture, ordovicienne à l'ouest (Synclinal de Jalhay) et dévonienne au sud d'Eupen. L'unité charriée correspond, à grande échelle, à la partie frontale d'un grand anticlinal déversé vers le NW. A l'échelle de la feuille, les couches sont intensément déformées en plis aigus à fermés, souvent isoclinaux, de toutes dimensions, avec de nombreuses fractures. Une schistosité de type ardoisier ("slaty cleavage") généralement parallèle à la stratification affecte les couches phylladeuses.

Dans leur majorité, ces plis sont déversés vers le nord avec une surface axiale inclinée de 45° vers le sud. Dans les vallées de la Soor, de la Helle, et principalement dans la zone la plus déformée, au sud de la confluence entre la Soor et la Helle, sur 1 km de largeur (direction N50E à N60E), la variabilité des directions (fig. 15) et des plongements (de 10 à 80°) des axes de plis est un phénomène remarquable. L'analyse de certains de ces plis montre que leur axe a subi une nette torsion.

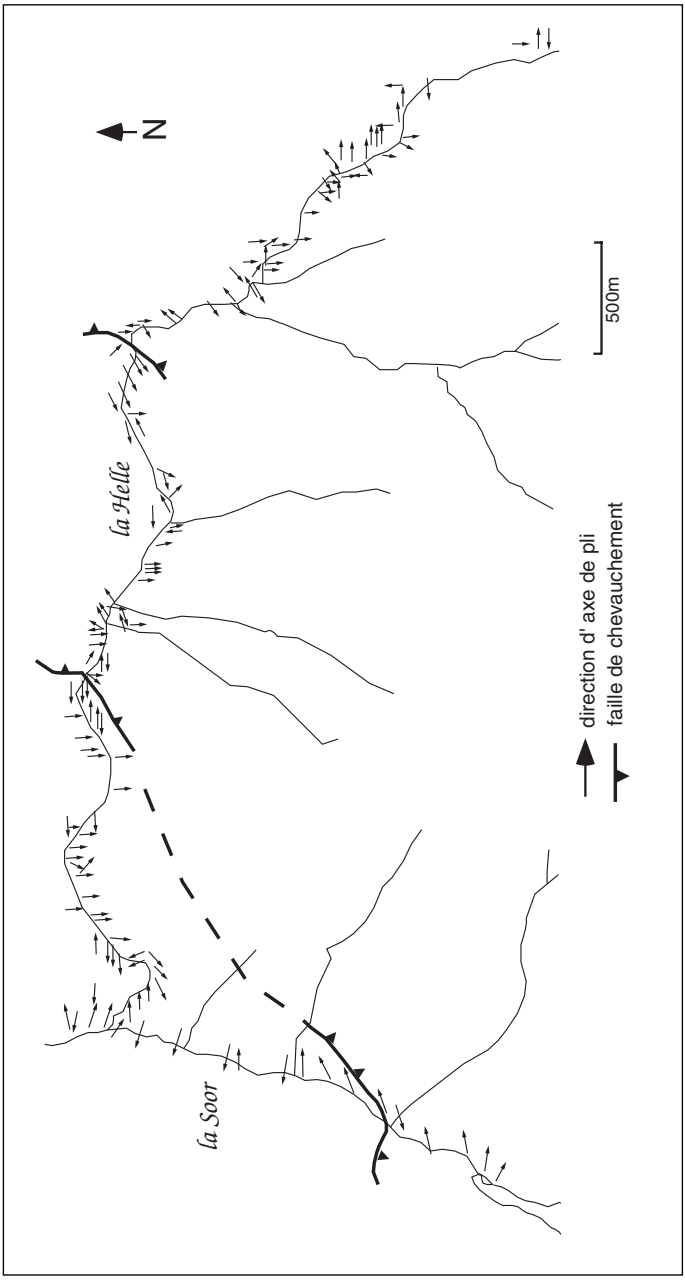

fig. 15 : Variabilité de direction des axes de plis aux alentours de la confluence entre la Soor et la Helle

Les fractures ont une direction dominante de N50E à N60E. Il est possible d'observer des failles subhorizontales de rejet apparemment secondaire.

Les failles figurées sont déduites du contact entre des unités à directions d'axes de plis très différentes. L'absence de bons niveaux repères rend hautement spéculative, au stade actuel, la corrélation entre les structures observées dans les

diverses vallées et la construction de coupes géologiques (coupe b-b').

2- L'Unité de Jalhay

Cette unité est limitée au sud par la faille d'Eupen, à l'ouest par la faille de Theux et au nord par la faille de Gileppe Sud à inclinaison nord (FOURMARIER & ADERCA, 1956,1958; GRAULICH, 1960). Cette faille est une faille de chevauchement qui met en contact anormal des couches ordoviciennes de la Formation de Jalhay sur celles de la Formation d'Acoz, dévoniennes. On peut la suivre entre le lac de la Gileppe et Jehanster où elle est recoupée par la faille de Theux. Au niveau du lac, elle présente une inclinaison de 20° vers le nord.

L'unité de Jalhay expose le synclinal ordovicien de Jalhay, bordé au NW par une assez large bande de Dévonien inférieur, avec un contact discordant. Il est difficile de décrire la forme du synclinal, vu le manque d'affleurement. A l'observation, ces couches montrent de multiples plis secondaires décimétriques. Seule la surface enveloppe des formations a été cartographiée alors qu'un figuré plus proche de la réalité a été adopté sur la coupe a-a'.

3- L'Unité de la Gileppe

Elle est limitée par les failles de Gileppe Sud, au sud, et d'Oe, à inclinaison nord (ASSELBERGHS, 1927), au nord. La faille d'Oe se raccorde vers le NE (feuille Raeren) à la faille de la Helle, à pente sud. Cette dernière est recoupée par la faille d'Eupen, au sud d'Eupen. Vers l'ouest, la faille d'Oe est recoupée par la faille de Theux au sud de Pépinster (feuille Verviers).

Les couches du Dévonien inférieur dessinent des grands plis très ouverts qui descendent vers le nord. Les plis secondaires ont une allure générale de plis en chaise, ouverts et dissymétriques. Ils sont faiblement déjetés vers le N-NW. Les plis sont relativement isopaques à l'échelle des lithologies les plus compétentes (Formation du Bois d'Ausse). L'intensité du plissement au niveau du Conglomérat de Vicht est plus faible que dans les couches dévoniennes sous-jacentes. Cela semble être plus le fait d'une dysharmonie de plissement que d'une discordance stratigraphique. Les niveaux les plus argileux de la série sont affectés d'une schistosité grossièrement parallèle au plan axial des plis avec une disposition en éventail convergeant vers le coeur des structures.

4- L'Unité de Goé.

Cette unité est une nappe limitée à sa base par un chevauchement dont la trace au sud correspond à la faille d'Oe

à pente nord, et la trace septentrionale à une faille à pente sud nommée suivant les tronçons, Walhorn (FOURMARIER, 1905; FOURMARIER & ADERCA, 1958), Renoupré (COEN-AUBERT, 1970), Haute-Folie (HANCE et al., 1989) et Pépinster (FOURMARIER, 1927,1941,1943). Cette nappe est découpée par la faille de Theux dans la transversale de Verviers.

L'unité expose les grands synclinaux de Goé et de Baelen et les anticlinaux qui les relient, tous faiblement ennoyés vers l'est (de 5 à 10°). Sur la coupe a-a', le synclinal de Goé se singularise par sa forme de pli ouvert et relativement symétrique. C'est le résultat de l'ennoyage car l'observation des nombreux plis secondaires présents sur le flanc sud du synclinal montre que l'ensemble forme vers l'est un pli de plus en plus dissymétrique et de plus en plus déjeté vers le nord. Le même type de schistosité que dans l'unité précédente affecte les couches argileuses. Ces plis sont relativement isopaques dans les niveaux les plus compétents, exempts de schistosité. Les grès argileux de la Formation d'Esneux montrent des plis en chevron asymétriques avec de nombreuses traces de glissement banc sur banc. De nombreuses failles mineures de chevauchement participent à la structure.

Le flanc méridional du synclinal de Goé est jalonné par une série d'îlots calcaires montrant des couches des parties moyennes et supérieures de la Formation de Névremont au sein des siltites de la Formation de Pépinster. Il s'agit de fenêtres tectoniques trahissant une ondulation de la faille d'Oe.

Le rejet de cette faille est d'environ 780 m dans la transversale d'Eupen (coupe b-b') et d'environ 1000 m dans la transversale de Limbourg (coupe a-a'). Ces valeurs sont compatibles avec les 750 m de rejet minimum attribués à la faille de Haute-Folie dans la transversale d'Heusy au bord est de la feuille Fléron-Verviers.

Sur la feuille, les failles de Walhorn puis de Renoupré sont bien repérées à l'ouest et au nord où elles mettent en contact anormal des unités stratigraphiques bien distinctes :

- à l'ouest, le long de la voie de chemin de fer, aux Surdents, la faille de Renoupré met en contact la Formation du Roux sur celle de Lustin;
- au nord, la faille de Walhorn superpose des couches du Famennien supérieur au synclinal carbonifère du Calvaire, sans qu'il soit possible de l'observer directement (entre Honthem et Dolhain).

La zone comprise entre ces deux extrémités, plus précisément les rives de la Vesdre entre Bellevau et Dolhain, se distingue par une multiplicité de tronçons de failles qui se relaient. Elles impliquent toutes des couches argileuses du Frasnien supérieur et du Famennien.

Ces failles sont visibles dans de nombreuses coupes d'accès malaisé qui émaillent la Vesdre, notamment les flancs ouest de la plaine alluviale et la berge ouest au nord et au sud du pont de Bellevau, les berges au nord du promontoire de la ferme de Sur-les-Sarts, la berge est de la Vesdre aux pieds du promontoire de Limbourg ou le talus ouest de la voie de chemin de fer au nord de la gare de Dolhain.

Si le rejet d'aucune d'entre-elles, prise isolément, n'atteint l'ampleur du déplacement de l'Unité de Goé, le cumul total de leurs rejets s'en approche.

5 - l'Unité d'Andrimont-Bilstain

Limitée au sud par l'unité précédente, elle est circonscrite au nord par la faille de charriage de Soiron, à pente sud. Cette faille limite, selon les auteurs (voir "cadre géographique et géologique général"), le Massif de La Vesdre. L'unité expose les plis synclinaux d'Andrimont-Wô, de Bilstain et du Calvaire. Ce sont des plis dissymétriques, ouverts à aigus, déjetés à déversés vers le NW et faiblement ennoyés vers l'est. Les couches gréseuses ou carbonatées ne montrent pas de schistosité. Si leurs contours sont relativement aisés à cartographier, leur coeur dolomitique présente des déformations secondaires d'accommodation complexes associés à des chevauchements de rejets mineurs. Ces phénomènes, visibles dans la carrière de Saint-Roch et sur la feuille Henri-Chapelle-Raeren, au nord, figurent sur la coupe a-a' sur le flanc nord du synclinal d'Andrimont-Wô bien qu'ils ne soient pas visibles sur la feuille par manque d'affleurements. Ils permettent d'expliquer les caractéristiques générales du pli.

6- La sous-unité de Grunhaut

Au nord de la faille de Soiron, elle n'est que très peu représentée sur la feuille. Elle expose sur les feuilles voisines (Fléron-Verviers et Henri-Chapelle-Raeren) un anticlinal houiller à coeur viséen (Formations de Lives et de Seilles). L'unité est limitée au nord par la faille de Haut-Vent décrite par GRAULICH (1970) dans la tranchée de l'autoroute Liège-Aachen dans la Forêt de Grunhaut (sur la feuille Henri-Chapelle). Elle appartient à l'Unité du Tunnel, définie sur la feuille Fléron-Verviers.

7- La Fenêtre de Theux.

Le coin SW de la feuille n'expose qu'une infime partie de l'extrémité NE de la Fenêtre de Theux. L'extrême pauvreté en affleurements limite les observations stratigraphiques et structurales. La cartographie du Conglomérat de Vicht montre le passage d'une faille de chevauchement à pente sud, déjà repérée par FOURMARIER (1958) sur la feuille Louveigné-

Spa. De part et d'autre de la faille, le conglomérat montre une allure plissée avec un ennoyage vers le N-NE (anticlinal au sud de la feuille).

2. Failles transversales

Les fractures transversales sont très nombreuses. Elles décalent les plis, les failles longitudinales et les formations superficielles comme l'a montré DEMOULIN (1988a) dans son étude sur les terrasses de la Vesdre. Elles sont aussi parallèles au linéament appelé Verviers-Trier par DVORAK (1973), interprété comme une dislocation transversale profonde passant approximativement au droit de la ville de Verviers, et aux divers linéaments révélés par l'analyse de photos satellitaires (VANDENVEN, 1977).

Tous les éléments du réseau de failles transversales sont orientés approximativement dans une direction NNW-SSE, parallèle à la direction des diaclases principales relevée dans toutes les formations. Les failles cartographiées reflètent très mal leur densité réelle. Une étude détaillée de certaines grandes coupes montre qu'elles sont très nombreuses bien que leur faible rejet ne permette pas leur représentation cartographique, contrairement à l'opinion de FOURMARIER & ADERCA (1955, 1956,1958). Là où l'observation directe est possible, ces fractures sont subverticales. En terrain plissé, il est difficile de discriminer l'importance relative des diverses composantes du rejet. L'analyse détaillée des failles transversales du Graben de la Minerie (fig. 14) sur la feuille de Herve (42/4) a montré l'existence de 2 types de failles (ANCION & EVRARD, 1957) :

- failles composites à rejet de décrochement prépondérant (décrochement sénestre, ex. 300 m de décrochement et 48 m de rejet vertical pour la faille bordant le graben à l'est);
- failles normales.

Le tracé des failles transversales tel qu'il est établi ne peut être qu'approximatif : une ligne de faille figurée sur la carte peut être, en réalité, non pas une cassure unique, mais une zone failleuse avec des dispositions en relais si rapprochées qu'il ne serait pas possible de les observer sur le terrain. Peut-être avons-nous aussi cédé à la tentation de raccorder plusieurs zones faillées se trouvant à peu près dans le prolongement l'une de l'autre.

Ces failles sont figurées en plus grand nombre dans les terrains dévoniens et carbonifères que dans ceux du Massif de Stavelot. Cette différence résulte, en partie, des conditions d'observations. Notons néanmoins que certaines d'entre-elles ont été repérées par des recherches géomorphologiques sur le

plateau des Hautes-Fagnes (GULLENTOPS, 1987, DEMOULIN, 1988b).

Ces failles sont liées au système d'effondrement du graben du Rhin amorcé, selon les auteurs, au Permien et réactivé à différentes périodes du Mésozoïque et du Cénozoïque. Certains éléments de ce réseau sont encore actifs à l'heure actuelle comme en témoignent l'activité sismique d'octobre 1989 à avril 1990 et les caractéristiques du tremblement de terre de Malmedy, le 12 mai 1985 (BLESS et al.,1991a, CAMELBEECK, 1990).

3. Interprétation

Les coupes sont orientées perpendiculairement à l'axe des structures et implantées de manière à éviter tout accident transversal. Elles sont contraintes par les affleurements de surface. La représentation des structures profondes tient compte des données acquises par des levés sur les feuilles voisines, les sondages profonds (>1000 m) et les profils sismiques effectués sur la feuille Fléron-Verviers. Leur équilibrage (c'est à dire la possibilité de restaurer les couches dans un état avant-déformation) est relatif du fait des failles qui découpent des structures déjà formées (plis) et de l'absence de point de référence en position autochtone. Ces coupes montrent ainsi les effets des raccourcissements calédoniens et varisques qui se sont opérés suivant une direction principale SSE-NNW. Elles permettent de dégager une chronologie des déformations tectoniques.

a) la déformation calédonienne (Massif de Stavelot)

La discrimination des déformations calédoniennes et varisques est très complexe sur la feuille et nécessite une étude tectonique approfondie comme celle que ALBRECHT (1971) a consacrée à la vallée du Getzbach et aux abords du lac d'Eupen. La structure actuelle est le résultat du raccourcissement varisque mais il y a une nette différence d'intensité de plissement et de schistosité entre les couches du Massif de Stavelot et leur couverture dévono-carbonifère. Quelques plis mineurs à plan axial de direction N-S se rencontrent sur les flancs des structures varisques. ALBRECHT (1971) les considère comme calédoniens car ils ont été repris et partiellement détruits par la déformation varisque. Il estime qu'à l'origine c'étaient des plis aigus à faiblement ouverts avec des plans axiaux dirigés WNW-ESE et NNW-SSE.

Une étude plus détaillée est nécessaire avant de pouvoir proposer une explication cohérente aux phénomènes constatés

dans la zone la plus déformée (fig. 15). Elle permettrait de discriminer et de sérier les différentes phases de déformation. Il y aurait lieu de considérer les influences de déformations synsédimentaires éventuelles et des déformations dues aux orogenèses calédonienne et varisque (notamment l'influence de la faille d'Eupen).

b) la déformation varisque

Le plissement est la première manifestation à considérer. Il s'accompagne de failles mineures de chevauchement (ex. coupe a-a', flanc nord du synclinal d'Andrimont-Wô) et d'une schistosité bien marquée dans les roches à composante argileuse.

Si l'on restaure les couches avant le cisaillement par ces grandes failles, on obtient l'image d'une grande structure anticlinale déjetée vers le nord au droit du Massif de Stavelot suivie au nord par un vaste synclinal. L'accentuation du raccourcissement induit les cisaillements qui sectionnent le flanc nord de ce grand anticlinal en plusieurs lambeaux. Il est possible, comme le pensait GRAULICH (1963b), que la gravité ait joué un rôle prépondérant dans la mise en place de l'unité de Goé. On y observe une nette accentuation de la déformation vers le nord tandis qu'au sud s'étalent des allures tranquilles.

La faille de Theux, d'allure beaucoup plus plate, tronque toutes ces unités. Dès lors, contrairement aux opinions admises jusqu'à présent, les grands accidents supérieurs ne lui sont pas nécessairement liés génétiquement.

La faille d'Eupen serait encore plus tardive selon les travaux de Geukens (synthèse *In* Geukens 1986 et fig.4) puisqu'elle recoupe la faille de Theux au sud de la Fenêtre de Theux.

c) les déformations post-varisques

Signalons, outre les failles transversales, le soulèvement relatif du Massif de Stavelot, illustré par la répartition des dépôts crétacés (fig.11). C'est un phénomène plus récent (post Rupélien) qui est lié au soulèvement général de l'Ardenne durant le Pliocène. Cette zone est encore active actuellement comme l'illustre la comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1990) par PISSART & LAMBOT (1990).

5. Synthèse : histoire géologique (fig.16)

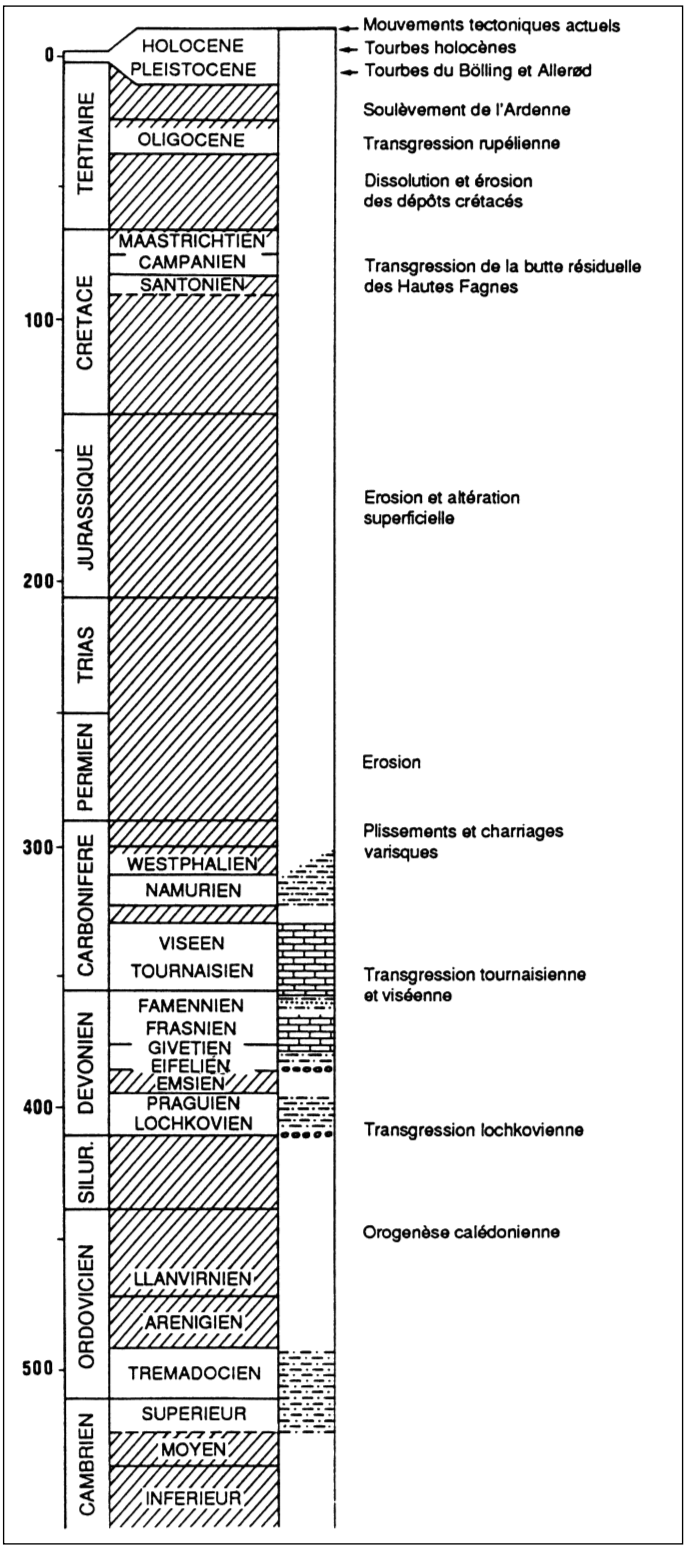

fig. 16

Il est difficile de résumer en quelques lignes l'histoire géologique de la région sans envisager un cadre géographique plus étendu. Nous nous limiterons à une chronologie des événements décrits sur la feuille avec un bref commentaire des divers paléoenvironnements rencontrés. Le lecteur pourra trouver dans la liste bibliographique un choix de travaux plus approfondis.

L'évolution des dépôts cambro-ordoviciens du Massif de Stavelot reste encore mal connue par manque de données précises sur l'épaisseur et la composition détaillée des diverses unités. Des synthèses plus ou moins détaillées ont néanmoins été proposées par WALTER (1980), VON HOEGEN et al., 1985, LAMENS (1986) et BLESS et al. (1991a). L'histoire s'inscrit dans le cadre d'une mer épicontinentale bordée au sud et au nord par des aires continentales. L'agencement des divers faciès semble lié à une alternance de soulèvements et de subsidences.

Les dépôts du Cambrien inférieur, non affleurants sur la feuille, montrent des environnements de plate-forme littorale s'approfondissant graduellement. Les couches du Cambrien moyen et supérieur reflètent des environnements typiques d'un domaine marin plus profond. Les couches du Trémadocien ont été interprétées de deux manières :

- séquence de delta progradant (VON HOEGEN et al., 1985);
- évolution depuis un environnement profond vers une plate-forme littorale (LAMENS, 1986).

Les dépôts plus jeunes que le Trémadocien affleurent dans le sud du Massif de Stavelot (voir fig. 4)

Les couches du Dévonien inférieur reposent sur ces unités par l'intermédiaire d'une discordance angulaire avec une lacune stratigraphique de grande ampleur. C'est le résultat des événements liés à l'orogenèse calédonienne qui a affecté l'ensemble des couches pré-dévoniennes du Massif de Stavelot. Au terme de cette orogenèse, un continent dont le Massif de Londres - Brabant constitue l'éperon méridional émerge au nord de l'Europe (Continent des Vieux grès rouges). La transgression dévono-carbonifère, venant du sud, va progressivement le recouvrir en trois grandes pulsations de plus en plus étendues.

La première d'entre elles n'atteint la surface de la feuille qu'au Lochkovien avec le dépôt d'un conglomérat fluviatile qui n'est bien développé que localement (Poudingue de Quarreux, GRAULICH, 1951, NEUMANN-MAHLKAU, 1970). Les sédiments du Dévonien inférieur sont surtout le reflet d'un environnement de plaine alluviale avec des caractères nettement plus côtiers au niveau de la Formation du Bois d'Ausse. Les couches correspondant au Praguien

supérieur, à l'Emsien et à une partie de l'Eifelien sont en lacune.

Le Poudingue de Vicht marque la base de la deuxième grande pulsation. La Formation de Pépinster témoigne encore d'apports continentaux variables (conglomérats) avec des traces d'émersion localisée; mais l'apparition des calcaires de la Formation de Névremont traduit l'installation rapide d'une plate-forme carbonatée au Givetien. Les sédiments témoignent d'une alternance d'environnements de type lagunaire à sublagunaire (calcaires laminaires) et des milieux plus ouverts sur l'océan (calcaires à stromatopores subsphériques ou nodulaires et coraux) avec tous les intermédiaires. Les faciès de la Formation du Roux traduisent une évolution vers un environnement plus confiné (CNUDDE et al., 1986).

Le Frasnien s'inscrit dans une période de hausse générale du niveau marin, en plusieurs phases, qui atteint son apogée au Frasnien terminal. Le milieu de dépôt évolue parallèlement depuis une plate-forme marine vers une rampe homoclinale à sédimentation mixte (BOULVAIN, 1993). Les phases de relative stabilité sont marquées par le dépôt d'unités carbonatées qui présentent les mêmes caractéristiques que celles du Givetien. Les sédiments argileux représentent la réponse sédimentaire aux montées eustatiques. L'acmé de la montée eustatique est atteinte au Frasnien terminal avec développement d'une sédimentation essentiellement argileuse, hormis les 3 biostromes des Formations d'Aisemont et de Lambermont.

Le Famennien occupe une place particulière dans nos régions par sa nature terrigène enclavée dans les dépôts essentiellement carbonatés du Frasnien et du Tournaisien-Viséen. Il s'inscrit dans un contexte essentiellement régressif matérialisé par l'évolution des dépôts depuis des milieux relativement profonds (décantation de sédiments fins) vers des milieux proches de l'émersion (sédiments grossiers).

Les schistes de la Formation de Hodimont se sont déposés dans un milieu infratidal soumis périodiquement à l'influence des tempêtes (dépôts plus grossiers). Cette influence prend plus d'importance dans la Formation d'Esneux. L'étude des niveaux d'hématite oolithique révèle une genèse complexe (voir Lithostratigraphie).

L'ensemble des sédiments du Famennien supérieur montre une structure faite d'emboîtements, de superpositions et de relais des différents faciès correspondant à la progradation saccadée d'un complexe littoral. La Formation de Souverain-Pré et particulièrement le Membre de Baelen sont la trace, dans la région, d'une brève phase transgressive avec colonisation de foraminifères. Selon les travaux les plus récents, le Membre de Baelen est un monticule micritique, déposé dans un

environnement relativement calme et profond en formant un relief important. Il limite vers l'est le faciès noduleux typique de la Formation de Souverain-Pré, d'origine détritique. Ces caractéristiques, s'ajoutant à de nombreuses autres informations, ont conduit de nombreux auteurs à postuler un contrôle de la sédimentation par une tectonique synsédimentaire (tectonique de blocs). Des failles précoces, d'orientation NNW-SSE, contemporaines de la sédimentation, limiteraient des blocs à contexte paléoenvironnemental différent (THOREZ et al., 1986). Cette hypothèse pourrait expliquer les rapides variations latérales de faciès observés latéralement dès le Givetien. Ces failles précoces ne doivent pas être confondues avec les failles transversales figurées, d'origine plus récente.

La troisième grande pulsation est marquée par l'apparition des sédiment carbonatés au Famennien terminal. Les calcaires crinoïdiques suggèrent un environnement marin ouvert relativement turbulent. Les shales de la Formation de Pont d'Arcole sont la marque de conditions infratidales plus profondes. La Formation des Dolomies de la Vesdre reflète une évolution vers des environnement lagunaires restreints, hypersalins, avec finalement le développement de niveaux d'évaporites dans des conditions de sabkha. La dissolution des évaporites est à l'origine de la brèche du Membre de Walhorn. L'analyse détaillée de la dolomitisation, secondaire, révèle une histoire très complexe.

Les Formations de la Brèche de la Belle-Roche, de Terwagne et de Moha témoignent d'une nouvelle évolution vers des milieux marins plus ouverts, avec encore des traces d'émersion dans la Formation de Terwagne (paléosols). La brèche sédimentaire, de composition fort variable suivant les endroits, est partiellement interprétée comme résultant de la dissolution d'évaporites dans un contexte différent de celui du Membre de Walhorn.

Les Formation de Lives et de Seilles traduisent, par leurs séquences, des alternances entre des environnements marins ouverts et des environnements plus confinés de type lagunaire (stromatolithes).

Le sommet des calcaires viséens est caractérisé par une surface d'érosion affectée de phénomènes karstiques (cavités remplies de sédiments namuriens). Elle souligne une lacune stratigraphique d'ampleur croissante de l'ouest vers l'est (sommet du Viséen-base du Namurien). Ces événements sont le résultat des manifestations de l'orogenèse varisque (surrection d'une cordillère loin vers le sud). L'origine des sédiments détritiques du Namuro-Westphalien provient du sud et ils s'étalent sur une plate-forme subsidente et peu profonde en prenant les caractères d'une molasse d'avant-pays.

Avec le Namurien, s'installe un milieu de type paralique de moins en moins soumis aux influences marines dans le Westphalien. Celles-ci sont soulignées par les niveaux à goniatites qui résultent de transgressions généralisées provenant de l'est (BOUCKAERT, 1967). Les nombreux niveaux de grès grossiers et de conglomérats ont une origine fluviatile deltaïque.

C'est pendant le Carbonifère tardif que se déclenchent dans la région les processus de plissement et de charriage qui vont imprimer la structure tectonique actuelle.

Après une longue période d'émersion, d'érosion et d'altération superficielle, la transgression tardi-crétacée vient recouvrir en discordance les couches affectées par l'orogenèse varisque et les premières manifestations de la tectonique distensive due au graben du Rhin. Elle va envahir progressivement le Massif de Stavelot considéré comme formant une butte résiduelle (BLESS et al., 1991b). Après une période continentale de dissolution et d'érosion des dépôts crétacés, la région sera une nouvelle fois recouverte par les sédiments résultant de la transgression rupélienne.

La répartition actuelle de ces dépôts (voir fig.11) illustre le soulèvement général de l'Ardenne dès la fin de l'Oligocène, sous l'influence de l'orogenèse alpine.

6. Ressources du sous-sol

1. Hydrogéologie

En l'absence de données piézométriques et de paramètres hydrogéologiques valables, il est toujours hasardeux d'élaborer des modèles d'écoulements des différents systèmes aquifères que comporte une région. La lecture de la carte géologique permet néanmoins de déduire un schéma de synthèse suffisant pour en esquisser les principaux contours, du moins si l'on s'en tient aux nappes phréatiques.

Les formations susceptibles de contenir des réservoirs aquifères intéressants résident principalement dans les roches carbonatées en raison de leur capacité d'emmagasinement liée à la fissuration et accentuée par le développement karstique. Dans le bassin de la Vesdre, elles comprennent les calcaires du Givetien et du Frasnien, ceux du Carbonifère et, dans une moindre mesure, le Membre de Baelen (Famennien). Les formations non carbonatées ont en général un taux

d'emmagasinement peu élevé hormis dans les zones d'intense fracturation.

Le premier réservoir aquifère est essentiellement contenu dans la bande calcaire des Formations de Névremont, de Roux et de Lustin, longue dépression qui court d'est en ouest depuis Eupen jusqu'à Hévremont, insérée entre les massifs imperméables famennien au nord et dévono-cambrien du plateau de la Gileppe au sud. Cette bande s'étend considérablement à l'ouest au travers du synclinal de Goé à hauteur de Stembert et de l'anticlinal des Croisiers à Nasproué.

D'un côté, cette nappe assez homogène, libre et de type karstique, est alimentée par l'infiltration du ruissellement concentré en une série de pertes et de dolines. Celles-ci s'alignent au pied du versant imperméable des formations du Dévonien inférieur et du Cambro-Ordovicien.

De l'autre, la Vesdre se charge de l'essentiel de son drainage sur deux tronçons principaux (aidée en cela par des affluents et notamment par une série de résurgences qui s'échelonnent sur ses berges), en amont entre Membach et Goé et en aval entre Nasproué et Renoupré. L'écoulement souterrain au sein du réservoir s'orienterait dès lors dans ces deux directions divergentes et la ligne de partage des eaux souterraines devrait se situer à proximité d'Hévremont.

A Bilstain, ce sont les Dolomies de la Vesdre qui stockent l'essentiel de l'eau en provenance des massifs imperméables voisins. Ce réservoir logé dans le synclinal de Bilstain évacue l'essentiel de son contenu vers le ruisseau de Ruif qui serpente entre les carrières de Saint-Roch et du Calvaire (Dolhain). Les ruisseaux des Queues et de Viller en drainent également une partie par le biais des résurgences établies sur leurs rives.

Le synclinal calcaire de Baelen constitue également un réservoir similaire aux potentialités non explorées.

Enfin, à cette liste ajoutons encore un aquifère particulier, perché au sud de Limbourg et abrité dans le calcaire récifal du Marbre de Baelen. Cet aquifère, qui n'a pas l'importance des précédents par son étendue modérée et par sa faible épaisseur, évacue l'essentiel de son contenu en direction de la Vesdre.

Du point de vue des ressources en eau potable, les aquifères de la région n'ont pas fait l'objet d'une politique d'exploitation à grande échelle en regard du potentiel apparemment disponible. On reconnaît que l'eau du sous-sol ne fait pas le poids face à des réservoirs tout proches tels que les barrages de la Gileppe et d'Eupen (plus de 6 million de m3). A plus d'un titre d'ailleurs, car ces réservoirs de surface

bénéficient d'une protection efficace contre la pollution, permettent une certaine maîtrise de la qualité de l'eau, assurent une rentabilité supérieure aux aquifères souterrains par leur occupation au sol et, enfin, se situent dans des sites naturels privilégiés et préservés des activités anthropiques.

Néanmoins, il reste un certains nombres d'ouvrages captants, certes anciens, qui assurent encore actuellement, mais de moins en moins, les besoins domestiques en eau potable.

Citons pour illustrer la discussion :

- les deux galeries drainantes de Bilstain implantées sur les rives du Ru de Viller. Elles procurent à Andrimont une eau fortement minéralisée et dure (28°F);
- L'ouvrage de Rünschen (Baelen) qui comporte une galerie ouverte dans les horizons supérieurs gréso- dolomitiques de la F. d'Evieux et située dans une zone failleuse associée à la faille transversale de Medael;
- L'ouvrage d'Overoth implanté dans le synclinal calcaire de Baelen;
- Le captage de Nasproué, un des rares ouvrages à être implanté dans les calcaires de la Formation de Lustin.

Quelques petites stations de captage dispersées sur le plateau de la Gileppe, établies dans les formations quartzitiques du Dévonien inférieur, assurent encore à des débits relativement modestes une eau peu minéralisée et douce destinée à la distribution locale.

2. Les phénomènes karstiques (avec la collaboration de F. Polrot)

Les phénomènes karstiques sont nombreux et variés au sein des formations carbonatées du Dévonien et du Carbonifère.

Rappelons brièvement que l'ensemble des cavités observées en surface est le témoin d'un réseau d'infiltration et d'écoulement souterrain typiquement karstique plus ou moins développé grâce à l'existence d'un réseau de fractures (joints de stratification, fissures, failles, diaclases etc.) et de conduites forcées parcourant une roche-réservoir de type calcaire ou dolomitique. Qu'elles soient actives ou inactives, ces morphologies particulières sont généralement en relation proche ou lointaine avec un réseau hydrographique local actuel ou ancien.

On doit l'inventaire des appareils karstiques situés sur cette planchette à plusieurs générations de spéléologues, qu'ils soient géologues, archéologues ou sportifs, qui depuis le siècle dernier ont consacré leur temps et leur passe-temps à découvrir, lever, cartographier et protéger dans la mesure du possible. Le lecteur pourra trouver dans DUBOIS (1982) et DE BROYER et al. (1993) de plus amples renseignements.

-Sur la rive droite de la Vesdre entre Béthane et Perkiets

Dans cette région, on relève 6 appareils karstiques majeurs depuis les galeries jusqu'aux "trous" en passant par les pertes, émergences et chantoirs.

L'ancienne carrière de Nantistai abrite deux entrées de grottes, le Try de la Couronne et une fissure adjacente mineure.

La première grotte, mise au jour lors de l'exploitation américaine à la fin de la guerre 1940-1945 (réfection du réseau routier), développe près de 500 m de galeries, fissures, puits, cheminées et salles encombrées par de nombreux éboulements naturels ou artificiels. L'extension du réseau à prédominance verticale témoigne d'un creusement par ruissellement des eaux courantes et l'existence de conduites forcées atteste une érosion par un cours d'eau souterrain ancien dont la sortie culmine à une altitude de ± 20 m au-dessus de la plaine alluviale. Cette grotte semble être donc liée à l'une des anciennes terrasses de la Vesdre.

Le relevé topographique montre que la distribution et le développement des salles et des galeries ont été orientés selon deux directions privilégiées : la direction NE-SW des couches géologiques verticales et celle presque orthogonale, NW-SE, d'une famille de diaclases transversales.

Tous ces phénomènes, qu'ils soient fossiles et culminant en altitude ou actuels et logés dans les berges de la Vesdre, sont localisés dans les couches redressées des Formations de Névremont, du Roux ou de Lustin. Ils tendent à s'aligner selon la stratification (direction ENE-WSW).

Il ne serait pas étonnant dès lors de voir certains d'entre eux en relations hydrauliques et constituer ainsi un réseau adjacent à la Vesdre, du type recoupement souterrain de méandre, qui absorberait une partie des eaux en crue de la Vesdre et la restituerait dans le thalweg quelque part en aval de Béthane.

- La Pierresse sur la rive gauche de la Vesdre.

Cette région compte trois pertes (DETHIER, 1982) dont une est devenue inactive. Elles se fixent systématiquement aux

limites des schistes bigarrés de la Formation de Pépinster et des calcaires de la Formation de Névremont. C'est dans une fenêtre de cette dernière, résultant d'un chevauchement (faille d'Oe), que s'infiltrent les eaux agressives de ruissellement après un parcours sur des terrains siliciclastiques des trois formations inférieures (les Formations de Pépinster, Acoz et Bois d'Ausse).

Ces pertes alimentent vraisemblablement un aquifère captif logé dans les calcaires giveto-frasniens logés sous la faille d'Oe.

- Entre Stembert et Hévremont.

Une constellation de dolines (DETHIER, 1982), pas moins d'une trentaine, parsème la vallée qui s'étend entre ces deux localités. En forme de dépressions fermées de dimensions fort variables, elles sont généralement comblées d'une épaisse couverture de limon qui se tasse progressivement avant d'être absorbée en profondeur par les eaux d'infiltration. L'une d'elles a d'ailleurs récemment endommagé une habitation à Stembert à la suite de l'installation d'une annexe.

Ces dolines résident en majorité sur le substrat calcaire des Formations du Roux, de Névremont et de Lustin. Un certain nombre d'entre elles s'alignent selon une orientation particulière NNW-SSE correspondant au système prépondérant de fractures transversales. D'autres dolines prennent une allure sensiblement orthogonale, ESE-WNW, en se cantonnant essentiellement sur le contact des schistes et des calcaires des Formations de Pépinster et de Névremont.

Enfin, une concentration particulière de ces phénomènes réside dans un cercle de rayon de ± 250 m centré à l'ouest de la ferme des Goronnes à proximité de l'axe anticlinal d'Hévremont.

Par ailleurs, trois d'entre elles sont répertoriées dans les schistes rouges et les grès de la Formation de Pépinster. Il peut s'agir de dépressions liées à la fragilisation du matériau rocheux au droit de la faille d'Oe ou peut-être les témoins d'anciennes exploitations artisanales.

Au chapitre des pertes, il en est une dans cette zone qui absorbe le trop plein d'un petit étang alimenté par un ruisseau permanent issu des terrains schisto-gréseux des Formations de Pépinster et d'Acoz à proximité du lieu-dit Halleur. Elle se situe en tête d'une vallée sèche d'axe NS et donne naissance en aval à une résurgence, source d'un ruisseau permanent qui s'écoule dans la Vesdre à hauteur des Surdents.

- Au sud de Limbourg

Sur le plateau du synclinal abritant le «Marbre de Baelen», deux grottes riches en effondrements débouchent sur une ancienne exploitation, au pied du château de Maly.

Au nord de la ferme des Comagnes, la tête d'un petit vallon enserre la fontaine Hamoir, sorte de résurgence provenant d'un réseau de galeries horizontales artificiellement creusées dans les calcaires noduleux correspondant à la base de la Formation de Souverain-Pré.

- Honthem et la carrière du Calvaire

Sur le plateau calcaire des alentours de la carrière du Calvaire à Dolhain se sont édifiés plusieurs anciens chantoirs qui ont été comblés par les sables crétacés et tertiaires et par le limon.

Au fond de la vallée sèche qui mène de Ruif à Honthem, se succèdent des petites dépressions comblées servant parfois d'étangs. Elles s'alignent à peu près parallèlement à l'allure de la faille de Walhorn. Celle-ci met en contact faillé le substrat schisto-gréseux imperméable du Famennien supérieur (Formations de Monfort-Evieux) sur les calcaires du Carbonifère.

- Bilstain et Champs de Wô

Le lit du Ru de Bilstain présentait des phénomènes karstiques qui ont été volontairement colmatés à la suite de l'édification du circuit de trial de Bilstain. Cet aménagement a rendu au cours d'eau un statut d'écoulement aérien définitif en l'isolant de son tronçon souterrain dont aujourd'hui il ne nous reste plus qu'à citer pour mémoire les différents appareils karstiques installés sur ses berges.

Sur le flanc nord du synclinal, on comptait deux pertes contiguës situées à la limite des calcaires de la Formation de Landelies et des Dolomies de la Vesdre. En période d'étiage, elles absorbaient la totalité de l'écoulement superficiel du ruisseau courant sur les schistes et les grès des Formations de Monfort-Evieux et du Groupe houiller. Ceci explique l'absence de son tracé sur les cartes topographiques sur un tronçon correspondant à la traversée du massif de dolomie. Ce trajet souterrain devait émerger en aval sur le flanc sud du synclinal dolomitique par une source en abri sous roche à partir de laquelle le ruisseau devait reprendre son cours aérien. Elle est actuellement quasi tarie.

A mi-parcours, logée au coeur du synclinal, on cite une résurgence suivie de deux pertes perchées en hauteur. Celles-ci

absorbaient vraisemblablement le surplus de l'écoulement en période de crue permettant aux eaux fluviales d'alimenter le réseau souterrain.

Au Champs de Wô, une perte diffuse admet une partie de l'écoulement de surface du ruisseau des Queues au travers d'un cailloutis de colluvion. Elle est à nouveau située au contact de la Formation de Landelies et des Dolomies de la Vesdre.

En aval de la confluence des deux affluents précédents, les berges du ruisseau de Villers abritent deux émergences jadis captées par la Régie de Distribution d'Eau d'Andrimont. Toutes deux traversent les couches de calcaire crinoïdique de la Formation de Dolhain et du Groupe de Bilstain.

En rive gauche, c'est une longue galerie (100 m) qui aboutit à un mur de maçonnerie partiellement ouvert sur une grotte à développement vertical (± 7 m) aujourd'hui tarie. En rive droite, il s'agit plutôt d'une émergence au fond d'une courte galerie captante.

Plus au sud encore, la grotte des Nuttons (ANCIAUX, 1950) s'ouvre sur le flanc de la rive gauche du Ru de Villers à quelques 5 m au-dessus de son niveau actuel. Cette perte aujourd'hui fossile absorbait le trop-plein lorsque le cours d'eau coulait à la même altitude. L'entrée a été naturellement creusée dans des grès à ciment calcaire du Famennien supérieur au coeur même de l'anticlinal de Bilstain, précisément à l'endroit où la roche est fragilisée par un réseau de fractures (fractures conjuguées de compression). Ce karst, qui ne dépasse guère une longueur de 15 m, comporte deux salles successives développées selon les directions majeures de fracturations transversales et reliées par un couloir étroit s'inclinant légèrement vers l'ENE dans le sens de l'ennoyage du pli.

- Les Surdents, rive gauche de la Vesdre

Dans l'anse dessinée par la chaussée de Baelen, les Trou Monique, Trou Geneviève, Trou Gilles, Trou Jupiler, Pavés du Diable etc. sont autant d'étroitures, salles, puits et conduites forcées d'extensions modestes (5 à 15 m), qui s'égrènent au pied des falaises calcaires de la Formation de Lustin.

- Le Karst des Croisiers, rive droite de la Vesdre

Sur le plateau des Croisiers et sur le versant de la Vesdre, plus d'une vingtaine de cavités, grottes et puits, cinq émergences et deux pertes ont été recensés sur un tronçon de plus de 1500 m, essentiellement dans les formations de Roux et de Lustin. Ils se répartissent sur une dénivelée de près de 70 m

depuis les grottes logées au pied de la falaise, les ouvertures à flanc de coteau jusqu'aux regards, trous et dolines. Toutes les cavités sont subhorizontales et certaines sont dotées de prolongements verticaux ouverts sur le plateau sous la forme de chantoirs comblés.

En résumant à l'extrême leur topographie, ces manifestations karstiques se répartissent en trois groupements qui s'articulent autour d'un axe rectiligne ENE-WSW. Ce dernier lie virtuellement l'entrée du porche de la grotte de Bellevau en amont aux cavités de la Chantoire en aval.

La grotte de Bellevau déploie un imposant porche d'entrée taillé dans les couches verticales de la Formation de Lustin. Il commande une ancienne perte de la Vesdre aujourd'hui endiguée (EK, 1969). Une seconde perte (la Perte Temporaire de Bellevau, DETHIER, 1982), perchée à 1 m au-dessus du lit du cours d'eau, se loge au coeur d'un anticlinal mineur. Elle absorbe les eaux de la Vesdre en période de crue et les conduit vers le réseau inférieur de la grotte. Après désobstruction se dégage une galerie longue de 42 m qui finit par un siphon réduit. La découverte de l'ancien réseau date du siècle dernier et l'exploration complète jusqu'à un ruisseau souterrain terminé par un siphon date de 1984 (POLROT inédit). Le niveau piézométrique souterrain, qui se situe à 3,20 m sous le niveau du lit en surface (EK, 1969), semble démontrer que l'aquifère et la Vesdre n'ont pas de liaison directe.

La découverte de la grotte des Surdents (lat. : *Surgere* = sourdre) a été complétée en 1988 par l'équipe de spéléologues de la Cité de l'Espoir d'Andrimont (SCIMP, inédit). Reconnue sur une distance totale de 665 m, elle comporte une succession quasi horizontale de passages, étroitures et salles totalisant 6000 m^3 de vides. Le réseau qui s'est développé dans les calcaires de la Formation de Lustin, tend à s'aligner selon les deux directions privilégiées de fracturation de la roche.

L'orientation NW-SE (système de fractures transversales), qui la rapproche progressivement du coeur anticlinal et de la grotte de Bellevau (près de 15 m), assure l'essentiel de son développement. L'autre orientation d'extension ENE-WSW relie l'entrée de la grotte au réseau souterrain et développe plusieurs culs-de-sac latéraux à la galerie principale et termine le réseau en point d'orgue par le développement de la salle de «l'Espry ce Jardinier».

Cette orientation s'aligne selon la direction des couches géologiques et d'un réseau de failles de chevauchement (faille de Renoupré et faille satellite). Les développements de la grotte de Bellevau et des Surdents attestent l'existence d'un paléorecoupement souterrain du méandre de Nasproué.

L'entrée de la grotte s'agrémente d'une émergence active dont l'origine reste actuellement énigmatique par l'absence de réponse aux tests de coloration de l'eau (MEUS, 1992 - inédit).

Sur le plateau des Croisiers, apparaissent deux concentrations constellées de cavités karstiques partiellement désobstruées, qui attestent l'existence ancienne de plus grandes cavités aujourd'hui disparues. Découvertes dans les années 80 par le SCIMP, la plupart ont laissé des traces d'occupations animales et certaines ont fait l'objet de fouilles archéologiques. La plus grande d'entre elles (Trou des deux Copines et le Réseau Avril), qui se structure en galeries anastomosées, a livré les restes d'une faune pléistocène, du matériel attribué au Paléolithique supérieur ainsi que des vestiges datés du X et XIème siècle (CORDY, inédit).

Les deux émergences situées en aval de la grotte des Surdents débitent entre 5 et 10 l/s d'une eau dont les tests de coloration ont démontré un lien direct avec le réseau d'écoulement de la grotte de Bellevau (MEUS, 1992 - inédit). L'une d'elles, visitée en plongée à trois reprises (FUNCKEN, 1989 - inédit), est canalisée sous la digue du chemin de fer au niveau du lit de la Vesdre et développe néanmoins un couloir horizontal en pleine roche long de 258 m terminant par un siphon.

A la limite de Renoupré (Verviers), s'échelonnent une dizaine de galeries dont certaines déjà anciennes sont notoirement connues depuis longtemps et font partie des légendes locales, comme la grotte de la Chantoire ou Trou des Sottais. Celle-ci a fait l'objet de fouilles archéologiques au siècle dernier (RENIER, 1895, TIHON, 1897) en livrant des vestiges préhistoriques datant du Paléolithique supérieur et du Néolithique. Le Trou du Blaireau, quant à lui, a recelé une microfaune holocène ainsi que des poteries du XV et XVIème siècle (FLORQUIN, 1986 - inédit).

On situe l'essentiel de cet édifice karstique dans les calcaires de la Formation de Lustin apparaissant sur le flanc sud de l'anticlinal des Croisiers. Seul le «Trou Glouglou» et son émergence se placent au coeur de l'anticlinal des dolomies de la Formation du Roux. Une seconde émergence se place à hauteur d'une faille satellite en constituant aussi l'un des exutoires en relation hydraulique avec la grotte de Bellevau (MEUS, 1992 - inédit).

- Champs de dolines au sud de Jehanster

Les phénomènes karstiques (dolines, pertes) de cette région ont été cités dans la partie consacrée à la Fenêtre de Theux. Ils ont servi de base à la cartographie.

3. Ressources minérales et fossiles

A l'heure actuelle, seules deux carrières sont encore en activité à Dolhain, mais la surface de la feuille fourmille d'anciens témoins d'une activité extractive locale, tant du point de vue carrier que de celui des gîtes métallifères (Pb, Zn, Fe).

- Grès et quartzites

Ces roches ont été exploitées localement pour l'empierrement des routes et la construction. Hormis quelques grandes carrières creusées dans la Formation de Pépinster, au sud d'Eupen et dans le ravin de la Gileppe, c'étaient essentiellement des petites exploitations. La carrière de la Borchène, dans les grès du Bois d'Ausse, a fourni le matériau pour le rehaussement du barrage de la Gileppe.

Les grès de la Formation de Pépinster, exploités à Goé aux carrières Brandt, sous le nom de "Grès de Goé" ou "Grès de la Gileppe" ont trouvé de nombreuses applications (moellons, parements), entre autres (CAMERMAN, 1961), la façade de la "Grand Poste" de Verviers ou l'Église de Boitsfort.

- Calcaires

Les calcaires des Formations de Névremont, Roux et Lustin ont été largement exploités pour la construction (pierre de taille). Il est possible d'en voir les témoins sur les linteaux, seuils etc.. de nombreuses anciennes maisons (Goé, Limbourg…). Les calcaires de la Formation de Lustin ont été exploités comme granulat pour la réfection du réseau routier à la fin de la guerre 1940-1945.

On ne saurait passer sous silence le Marbre de Baelen, unique au monde, qui a été exploité dans la région de Dolhain-Limbourg, au lieu-dit Les Forges, entre l'ancienne forteresse de Limbourg et Hévremont et en carrière souterraine sous le château de Limbourg. Signalé par DUMONT (1832), ce marbre fut également dénommé sous le nom de Marbre de Baillou pour la première occurrence et Jaspe pour la seconde (DAVREUX, 1833). Les niveaux de calcaire argileux crinoïdique de couleur rougeâtre sont également désignés localement sous le nom de "Pierre Poitée".

Il est connu comme pierre de taille décorative susceptible d'un beau poli et rappelant certaines variétés de marbres rouges frasniens. L'historique de son exploitation, depuis le XVIe siècle jusqu'en 1940 a été retracée par GROESSENS (1981) et DREESEN (1986) : outre les nombreux usages locaux (emploi lors de la construction de la

ville-haute de Limbourg, seuils, cheminées, façades, encadrement de portes et de fenêtres, emploi lors de la construction de l'église de Baelen, fabrication de pierres tombales ou de poteaux de clôture), il a été employé lors de la construction des gares de Verviers et de Bruges-Maritime, de la digue de Coq-sur-Mer, du monument Victor Hugo à Waterloo ou du Collège Saint-Michel à Bruxelles. Les escaliers d'accès du Home St. François à Dolhain et leurs contreforts constituent le meilleur aperçu du résultat de l'utilisation de ce marbre.

Les calcaires des Formations de Dolhain, d'Hastière et de Landelies ont été exploités dans de minuscules carrières, comme pierre de taille.

Actuellement, la brèche de la Formation de la Belle-Roche et les calcaires des Formations de Terwagne, Moha et Lives sont exploités dans la carrière de Dolhain-Calvaire à l'usage des sucreries allemandes. Ils ont été utilisés dans le passé pour des usages métallurgiques (Cockerill), comme matériau de construction et pour la fabrication de la chaux.

- Dolomies

Les dolomies sont actuellement exploitées comme granulat dans les carrières de Saint-Roch et de Dolhain-Calvaire à Dolhain.

- Sables

Les sables oligocènes n'ont été utilisés que localement (petites sablières).

- Limons

Ils ont servi localement pour la fabrication de briques. Il ne reste aucune trace aujourd'hui de cette industrie.

- Tourbes

La tourbe a été exploitée dans beaucoup d'endroits comme combustible.

- Minerais métalliques

Diverses anciennes exploitations et indices sont signalés sur la planchette et ce dès le XVII^{e} siècle (DE LIMBOURG, 1770). Des études générales relatives aux gisements et indices plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers ont été effectuées par DEJONGHE & JANS (1983) et DEJONGHE et al. (1993). En outre, le rôle historique de la Vieille-Montagne dans l'exploitation minière et la métallurgie du zinc dans

l'ancien Duché de Limbourg a été précisé par LADEUZE et al. (1991a et b).

La majorité des gisements Pb-Zn exploités dans le Synclinorium de Verviers était constituée par des filons logés dans des failles transversales liées à la tectonique d'effondrement du graben du Rhin. La plupart de ces filons et, en tout cas, les plus importants du point de vue tonnage, étaient encaissés dans les formations carbonatées du Tournaisien-Viséen, et greffés d'amas localisés au contact stratigraphique et/ou tectonique de formations lithologiquement distinctes, les amas situés au contact lithostratigraphique du Viséen et du Namurien étant très nettement les plus importants. La minéralogie de ces gisements était généralement simple : il s'agissait le plus souvent d'assemblages de sphalérite (ZnS), de galène (PbS), de pyrite ou de marcasite (FeS2) et de leurs produits d'oxydation. Parmi ces derniers, citons la calamine, un mélange de minéraux oxydés de zinc, carbonatés (smithsonite et hydrozincite) et silicatés (willémite et hémimorphite), souvent souillés par des oxydes de fer (limonites) et des argiles.

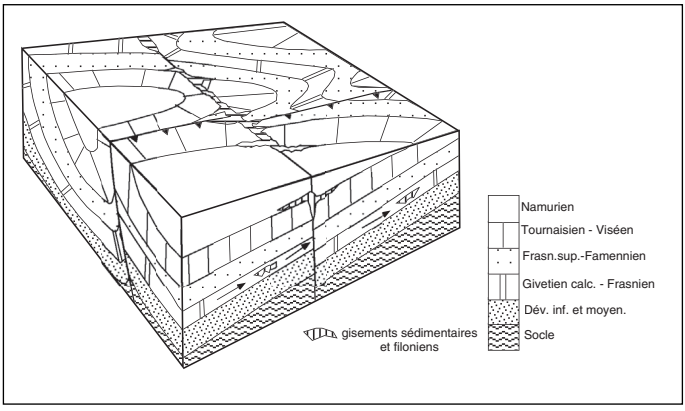

fig. 17 : Exemple de mise en place d'un filon (d'après DEJONGHE, 1990). La figure illustre le cas d'un filon mis en place dans les formations tournaisiennes et viséennes avec développement d'amas aux contacts entre les roches carbonatées et les formations terrigènes encaissantes (contacts stratigraphiques ou tectoniques avec le Famennien ou le Namurien). Les métaux proviennent principalement du lessivage des roches carbonatées du Givetien et du Frasnien par les eaux météoriques. Un modèle simple suppose que la circulation de ces solutions est interrompue par une faille tranversale, ce qui provoque leur remontée le long de la faille (-> filon). Au contact des formations terrigènes sus-jacentes, formant écran, se développent les amas.

Sur la feuille Limbourg-Eupen, les gisements Pb-Zn sont peu nombreux et leur importance économique très réduite. Citons :

+ Eupen : On connaît sur l'agglomération d'Eupen trois petits gîtes Pb-Zn. Deux d'entre eux (Hoock et Klosterberg) étaient désignés sous le nom de Concordia, et le troisième

sous le nom de Meger ou Mager. La découverte de Pb et Zn aurait eu lieu à la suite d'extraction de limonite par la société Concordia. Ces 3 gîtes, alignés dans la direction NE-SW sur environ 700 m, étaient encaissés dans les calcaires et les shales du Givetien et du Frasnien. La demande de concession fut introduite en 1854. De 1884 à 1902, ils firent l'objet de recherches minières. Sans doute, les travaux furent-ils entravés par l'urbanisation. Il semble toutefois que les réserves mises à jour n'étaient pas de nature à justifier un effort pour maintenir l'activité minière dans ce secteur.

+ Honthem : Il s'agit d'amas pyriteux situés sur les deux flancs du synclinal viséen de Honthem, au contact entre des calcaires et des schistes selon les anciens plans miniers (voir descriptif du Groupe houiller). Les zones superficielles limonitiques (chapeau de fer) étaient relativement importantes. Des témoins de cette ancienne exploitation (entrée de la mine) sont encore visibles dans la carrière de Dolhain-Calvaire. Selon DELMER (1913), le minerai était excellent (45 à 50 % de Fer) mais il s'altérait en profondeur. La concession fut attribuée en 1863 pour exploiter le minerai de fer et l'exploitation cessa en 1876, à la profondeur de - 70 m.
+ Membach : la minéralisation d'allure stratoïde est située dans les calcaires dolomitisés de la Formation du Roux. Elle est constituée de trois lentilles alignées sur environ 450 m dans la direction des couches. Les associations minérales rencontrées sont la sphalérite, la galène et la calamine. La concession fut octroyée en 1824 pour exploiter la calamine puis étendue en 1851 pour l'extraction du plomb. L'exploitation s'arrêta en 1858. La production est estimée à 5000 t de calamine, 100 t de sphalérite et 1500 t de minerai de plomb (DEJONGHE et al., 1993). En 1979, le Syndicat de Recherches de l'est de la Belgique (S.R.E.B.) a réalisé un levé géophysique pour reconnaître l'éventuel prolongement en profondeur des zones jadis exploitées mais les résultats s'avérèrent négatifs. Des sondages inclinés de 45° ont été réalisés en 1980-1981 pour tenter de recouper les minéralisations. Bien qu'apportant de grandes précisions sur la stratigraphie (voir descriptif des Formations de Névremont, Roux et Lustin), Ils n'ont recoupé aucune minéralisation.

D'autres gîtes sont signalés dans la littérature ou sur la carte géologique Limbourg-Hestreux-Brandehaeg à 1/40 000 (1895) mais ils n'ont apparemment fait l'objet d'aucune exploitation importante :

+ Bilstain (environs du château-ferme) : Pb, Zn, indiqué sur la carte géologique Limbourg-Hestreux-Brandehaeg. Cette zone a fait l'objet d'un levé géochimique de la part du Syndicat de Recherches de l'est de la Belgique (S.R.E.B.).

Les recherches ont conclu en 1978 à la présence d'une anomalie Pb-Zn.

+ Les Hayettes (voir descriptif du Groupe houiller) : galerie de prospection, quelques traces de pyrite et de galène à la profondeur - 50 m à proximité du contact entre la dolomie et les schistes.
+ Goé, selon FRANQUOY (1869), aux environs de Pierresse, existe un gîte peu important de limonite. D'après les descriptions de l'auteur, il serait situé au contact entre les Formations de Pépinster et de Névremont. L'hématite oolithique aurait aussi été exploitée dans la commune.
+ Jehanster, les archives du Service géologique et RENIER (1923,1942) mentionnent au sud de Jehanster des dépressions, dont celle connue sous le nom de trou d'"Hari-Pire" qui seraient des traces d'anciennes exploitations de minerai de fer. C'est sans doute le lieu cité sous le nom d'"Heid-li-vi" par FRANQUOY (1869).
+ Enfin FRANQUOY (1869) signale au nord du lieu-dit Chaumont et au SE d'Ewereville (dans la Fenêtre de Theux) la présence d'«amas de limonite manganésifère» qui furent épuisés dès l'antiquité.

- Anomalies uranifères :

Le programme de prospection pour l'uranium en Belgique (CHARLET et al., 1983, prospections alluvionnaire, hydrogéochimique, radiométrique autoportée) a montré la présence de quelques anomalies uranifères sur la feuille (> 2 ppm) dans le Massif de Stavelot, au contact entre les Formations de La Gleize et de Jalhay, et dans le Massif de la Vesdre.

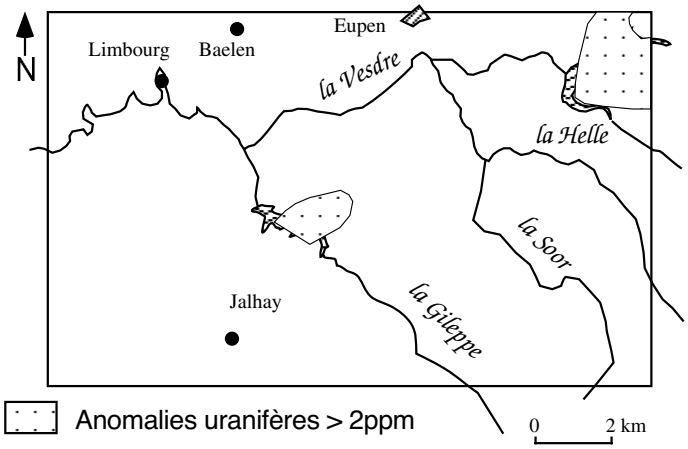

fig.18 : Extension des anomalies uranifères

7. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires

Hormis les points figurés sur la feuille et cités dans le texte, quelques sites situés sur la surface de la feuille ont été décrits dans le volume consacré à la Belgique dans la série des Guides géologiques régionaux (ROBASZYNSKI & DUPUIS, 1983) :

- Itinéraire 2, Première journée (F. GEUKENS) : géologie aux environs du lac d'Eupen (Formations de La Venne, de la Gleize, de Jalhay et de Marteau avec le Poudingue de Quarreux, points 1 et 2).

D'autres sites sont aussi décrits dans RICHTER (1985).