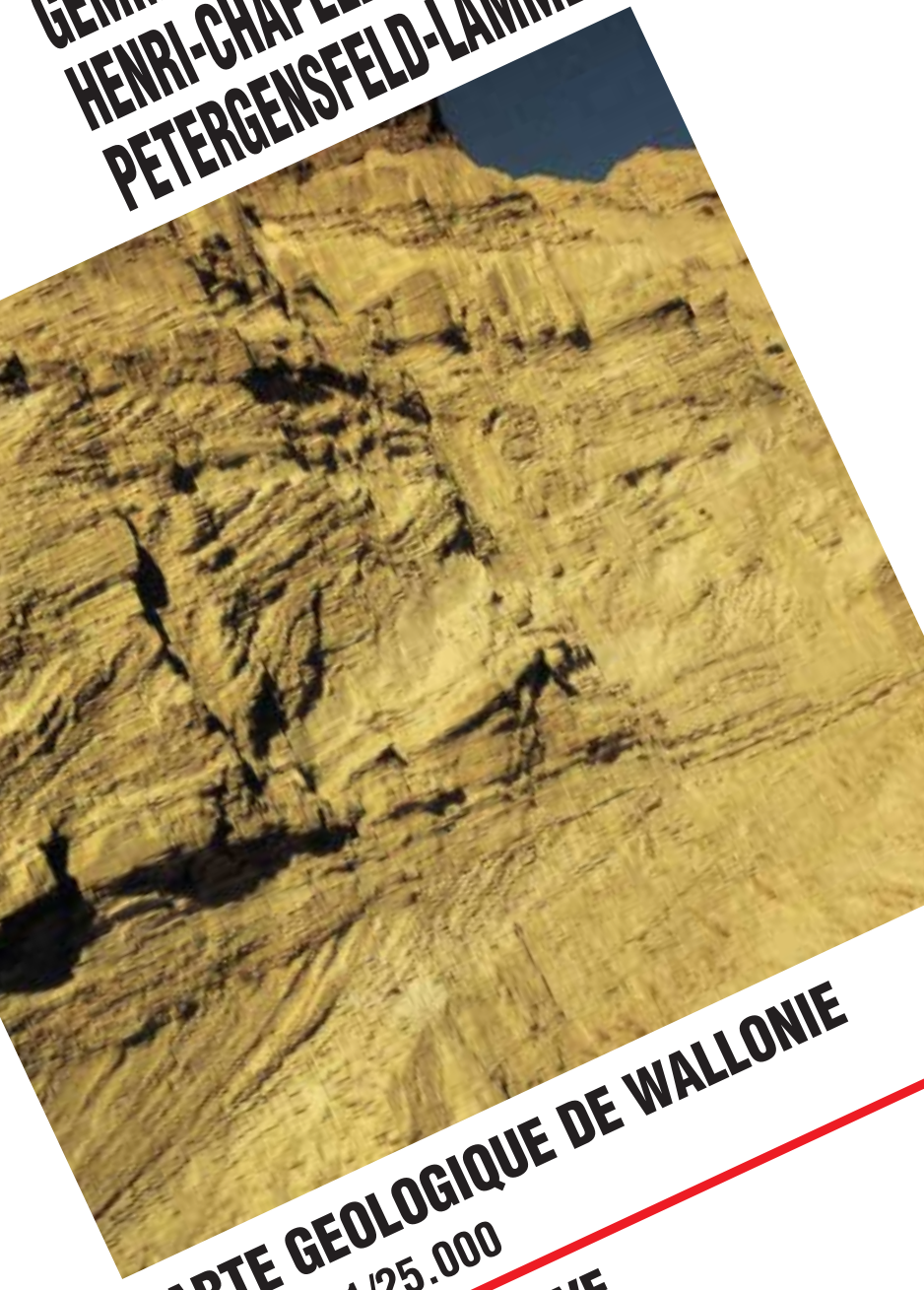
GEMMENICH-BOTZELAAR 35/5-6
HENRI-CHAPELLE - RAEREN 43/1-2
PETERGENSFELD-LAMMERSDORF 43/3-4



CARTE GEOLOGIQUE DE WALLONIE

ECHELLE: 1/25.000

NOTICE EXPLICATIVE

GEMMENICH-BOTZELAAR
HENRI-CHAPELLE - RAEREN
PETERGENSFELD-LAMMERSDORF

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

Fernand GEUKENS
Instituut voor Aardwetenschappen
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

version allemande :
Thomas SERVAIS
U.F.R. Sciences de la Terre - SN5
Laboratoire de Paléontologie
UPRESA 8014 du CNRS
F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex
France

Photographie de couverture :
Carrière de sable à la Calamine.
Paroi montrant des stratifications obliques dans les sables de la Formation d'Aachen (Crétacé sup.).
Photo J. Laschet, 1998.

NOTICE EXPLICATIVE

2000

Feuilles
Gemmenich - Botzelaar n° 35/5-6,
Henri-Chapelle - Raeren n° 43/1-2 et
Petergensfeld - Lammersdorf n° 43/3-4

Résumé

Les feuilles Henri-Chapelle-Raeren, Petergensfeld-Lammersdorf et Gemmenich-Botzelaar sont situées au NE de la province de Liège. Elles sont situées dans la chaîne varisque à la bordure externe de la zone rhéno-hercynienne. Trois entités majeures, correspondant relativement bien aux subdivisions géographiques, se distinguent :

- *dans le coin SE, affleurent des terrains cambriens à ordoviciens du Massif de Stavelot, plissés et faillés par les orogenèses calédonienne et varisque. Ces terrains correspondent aux contreforts de l'Ardenne liégeoise;*
- *au NW du Massif de Stavelot, une grande partie du territoire cartographié est formée de terrains qui s'étagent depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Namurien, plissés et faillés par l'orogenèse varisque. Ils peuvent être subdivisés en écailles limitées par les failles de charriage importantes (failles de Goe, Walhorn, Soiron-Fossey, Schmalgraf, Moresnet ou Plombières). D'un point de vue paysager, cette zone correspond à un vaste réseau de prairies bocagères mollement ondulées et faiblement entaillées par des cours d'eau comme la Gueule ou le Lontzenerbach;*
- *les témoins d'une structure tabulaire discordante composée de terrains tardi-crétacés et cénozoïques forment les crêtes boisées et des dômes comme celui du Johberg (Walhorn).*

Les effets d'une tectonique plus récente se superposent à la tectonique varisque sous forme d'un réseau de fractures et de failles subverticales de direction SSE-NNW. Elles découpent l'ensemble des structures et ont affecté les couches crétacées pendant la sédimentation. Elles sont aussi responsables des minéralisations Pb-Zn dont l'extraction a constitué le secteur principal de l'économie jusqu'au début du XX^{e} siècle. L'exploitation de certains niveaux calcaires, dolomitiques ou gréseux, des sables ou des argiles y a contribué dans une moindre mesure. Seules quelques carrières dans les calcaires et dolomies du Carbonifère et les sables crétacés sont encore en activité.

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

Le levé des feuilles 43/1-2 Henri-Chapelle-Raeren, 43/3-4 Petergensfeld-Lammersdorf et 35/5-6 Gemmenich-Botzelaar 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 de 1/10 000, par F. Geukens pour le Massif de Stavelot, L. Hance pour le Dévonien inférieur et moyen et le Frasnien et P. Ghysel et M. Laloux pour le Dévonien moyen et supérieur, le Carbonifère et le Crétacé.

Les cartes ont été élaborées 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 peu nombreux, essentiellement concentrés sur les rives des cours d'eau, tranchées de route ou de chemin de fer et dans quelques exploitations anciennes ou récentes.

Aux données d'affleurement s'ajoutent celles de très nombreux forages réalisés dans un but de prospection minière à la fin du siècle dernier (forages au trépan) et dans les années 1960-1990. Les données minières ont été décrites par DEJONGHE *et al*. (1993).

L'exploitation des données de la carte pédologique, l'analyse des caractères géomorphologiques, les renseignements fournis par les photos 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) et qui offre des informations sur la constitution de la croûte profonde.

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

- des minutes détaillées des points d'affleurements, réactualisant les données figurant dans le dossier "Minutes de la carte géologique de Belgique", archivé au Service géologique de Belgique;

- des cartes géologiques détaillées à 1/10 000;
- des 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.

1.2. Précédentes éditions

Le levé des feuilles n°109 et 123 de la première édition de la carte géologique de Belgique à 1/40000, publiées par la Commission Géologique de Belgique en 1896 et 1897, est l'oeuvre de H. FORIR. Ce travail n'a été réalisé que jusqu'à la route Eupen-Mützhagen-La Calamine, ancienne frontière du Royaume avant 1920. Le levé ne couvrait donc pas la moitié est de la planchette Henri-Chapelle, ni les planchettes Raeren, Petergensfeld, Lammersdorf et Botzelaar.

Le document publié ici est limité au territoire belge car il est parfois difficile de relier certaines unités lithostratigraphiques aux unités chronostratigraphiques cartographiées par les auteurs allemands. Signalons que l'ancienne voie de chemin de fer Eupen-Saint-Vith constitue une enclave belge en territoire allemand dont la géologie est donnée à la figure 9.

Plusieurs cartes géologiques plus ou moins détaillées, reprenant en tout ou en partie cette zone, 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 1/25 000 (sans date) : cette carte précise la position des principaux gîtes minéraux;
- FOURMARIER (1905) : carte géologique à 1/160 000 (jointe à sa publication);
- UHLENBROECK (1905) : carte géologique à 1/40 000 du Sud Limbourg néerlandais (jointe à sa publication);
- HOLZAPFEL (1910) : carte géologique de la région d'Aachen (jointe à sa publication);
- HOLZAPFEL (1911a) : carte géologique de la Prusse à 1/25 000 : feuille Aachen;
- HOLZAPFEL (1911b) : carte géologique de la Prusse à 1/25 000 : feuille Stolberg;

- WUNSTORF (1943) : carte géologique à 1/25 000 : feuille Roetgen-Eupen;
- VERHOOGEN (1934, 1935) : cartes géologiques schématiques (jointes à ses publications);
- VAN WAMBEKE (1955) : carte manuscrite à 1/25 000 "Petergensfeld", déposée au Service géologique de Belgique;
- SCHMIDT & SCHRÖDER (1962) : carte géologique de la partie nord de l'Eifel (1/100 000);
- KNAPP (1978) : cartes géologique et structurale de la partie nord de l'Eifel;
- VANDENBERGHE (1983) : carte géologique à 1/50 000 établie à partir d'une compilation d'anciennes données;
- FELDER & BOSCH (1984) : carte géologique du Sud Limbourg néerlandais à 1/50 000 (tracés jusqu'à un axe La Clouse - Berlotte);
- WALTER *et al*. (1985) carte géologique de la partie NE du Massif de Stavelot et de sa périphérie septentrionale;
- RICHTER (1985) : carte géologique Ardennes - Eifel à 1/ 250 000;
- GEUKENS (1986) : carte géologique de l'ensemble du Massif de Stavelot (jointe à sa publication);
- RIBBERT (1992) : carte géologique de la partie nord de l'Eifel;
- FELDER *et al*. (1995) : carte géologique du socle du Sud Limbourg néerlandais à 1/50 000 (tracés jusqu'à un axe La Clouse - Berlotte).

1.3. Cadre géographique et géologique général

La région cartographiée est située dans le coin NE de la province de Liège. Elle est limitée vers le nord et l'est par les frontières belgo-hollandaise puis belgo-allemande. Elle se situe dans la chaîne varisque, à la bordure externe de la zone rhénohercynienne (fig. 1).

Le socle paléozoïque affleure entre les témoins de la structure tabulaire qui le surmonte en discordance. Il a été plissé et faillé par les orogenèses calédonienne et varisque. Deux grands domaines peuvent être reconnus suivant une diagonale SE-NW :

- le Massif de Stavelot avec des roches datées du Cambrien à l'Ordovicien, affectées par les orogenèses calédonienne et varisque. Il 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

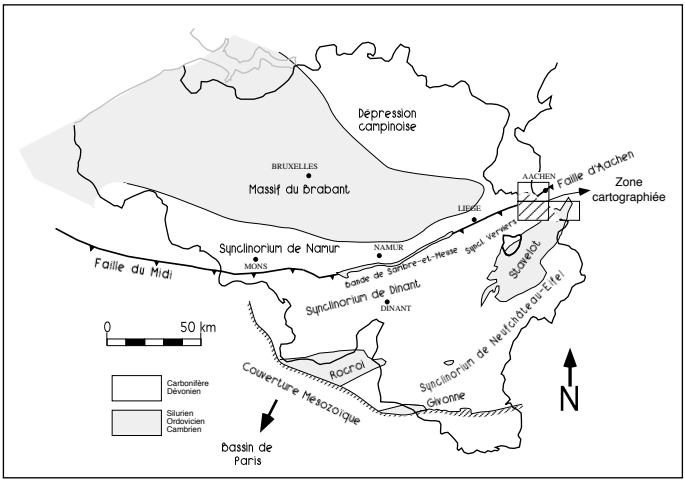


Fig. 1 : Schéma structural du Paléozoïque de la Belgique.

charriage, délimitées par les failles les plus importantes (fig. 2). Le coin SE de la feuille expose la partie septentrionale de la nappe N4, limitée au nord par la faille d'Eupen, nommée "Venn Überschiebung" en Allemagne;

- au NW, reposant en discordance sur les précédents, des terrains s'échelonnant du Dévonien inférieur au Namurien, plissés et faillés par l'orogenèse varisque. Ils appartiennent à diverses unités structurales définies à l'ouest en Belgique et à l'est en Allemagne. Les relations précises entre ces différentes unités sont toutefois masquées par la couverture crétacée. Elles seront détaillées dans la partie structurale.

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. Ces failles 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 selon l'étude de DEMOULIN (1988) sur les terrasses de la Vesdre. On note par ailleurs une relation entre ce réseau de failles et les zones d'intensité sismique maximale enregistrées dans l'est de la Belgique depuis le début du siècle (CAMELBEECK, 1990; BLESS *et al*., 1991a).

Le relief de la région est en relation étroite avec la nature du sous-sol et comporte deux niveaux d'aplanissement, l'un de 350 à 420 m dans le coin SE, l'autre occupant le reste de la surface.

Le premier niveau coïncide avec les contreforts du Massif ardennais aux reliefs adoucis, couverts de forêts, à peine entaillés par quelques vallées étroites dont les ruisseaux appartiennent au bassin hydrographique de la Vesdre. Celle-ci coule d'abord depuis le point culminant de la région (520 m) vers le NNW, puis s'oriente vers le SW jusqu'au Barrage d'Eupen.

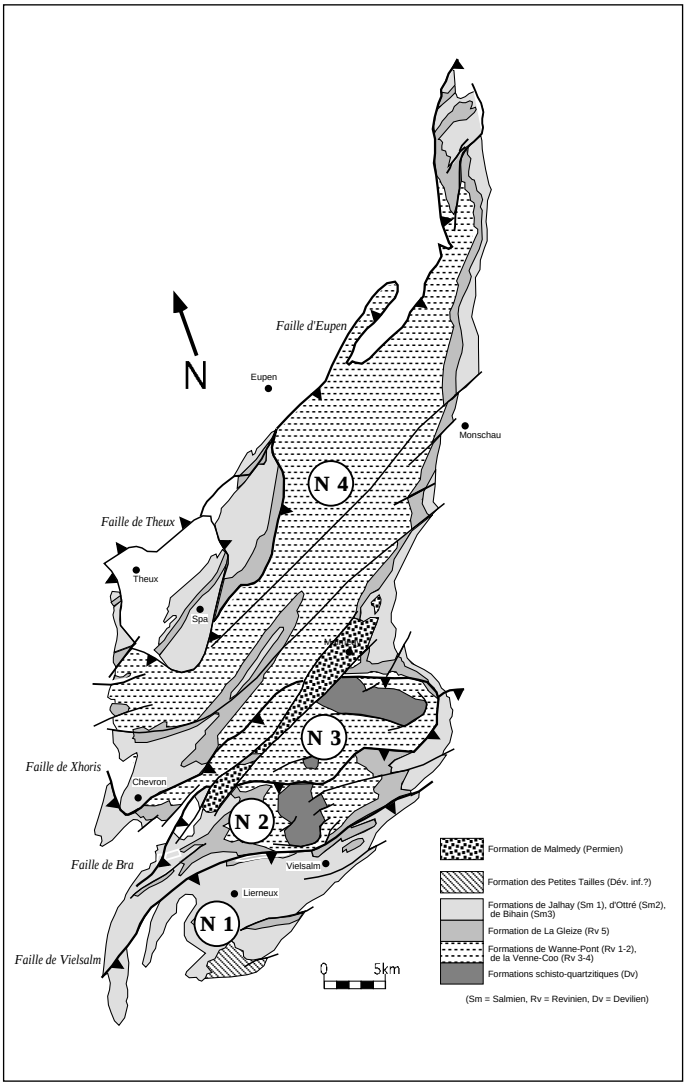


Fig. 2 : Carte géologique simplifiée du Massif de Stavelot (selon F. Geukens, 1986 : N1 à N4, nappes de charriage)

Le deuxième niveau se singularise par un réseau de prairies bocagères mollement ondulées, correspondant au Pays de Herve, et irriguées par des cours d'eau à faible débit. Seules subsistent quelques crêtes boisées, vagues cuestas et dômes, vestiges d'une ancienne structure tabulaire (crétacée-cénozoïque) découpée par l'érosion (ruisseaux comme la Gulpe et la Berwinne, ruisselets, vallées sèches). Une crête courant depuis Henri-Chapelle jusqu'à l'est de Walhorn sépare le bassin de la Vesdre, au sud, de celui de la Gueule au nord. Le point inférieur est situé dans la vallée de la Gueule, en aval de Sippenaeken (entre 125 et 130 m). Aux alentours de Raeren, se développe la tête du bassin de la Roer en Allemagne avec le ruisseau de l'Itterbach.

2. Lithostratigraphie

2.1. 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), ALBERS & FELDER (1979).

Des correspondances avec les unités cartographiées en Allemagne sont établies dans la mesure du possible.

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

2.2. Description

Formation de La Venne-Coo (VEN)

Origine du nom : hameau situé 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 argileux 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 dans le coin SE de la zone cartographiée.

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

Age : Cambrien supérieur selon VANGUESTAINE (1992).

Pour en savoir plus : GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955)
GEUKENS (1986)

Formation de La Gleize (GLE)

Origine du nom : 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 à grain fin et de phyllades en lits millimétriques aux limites généralement ondulantes) noirs avec de minces bancs de quartzites. La partie supérieure contient parfois des nodules dolomitiques à structures "cone-in-cone", la partie inférieure des phyllades bleu noir, largement rubanés.

Epaisseur : l'estimation de l'épaisseur de cette formation est rendue difficile par l'absence de niveaux repères.

Age : Cambrien supérieur selon VANGUESTAINE (1992).

Affleurements représentatifs :

Quelques affleurements sont visibles sur les versants de la Vesdre entre le pont de Bellesfort et Petergensfeld.

Pour en savoir plus : RENIER (1925)
GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955)
GEUKENS (1986)

Formation de Jalhay (JAL)

Locus typicus : Agglomération de Jalhay, au sud du lac de la Gileppe.

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, figures de charge...).

Epaisseur : supérieure à 400 m.

Age : le graptolithe *Rhabdinopora (*anc. *Dictyonema) flabelliformis* indique un âge trémadocien inférieur.

Affleurements représentatifs :

Quelques affleurements sont visibles sur les versants de l'Eschbach et de la Vesdre à l'ouest de Petergensfeld.

Pour en savoir plus : RENIER (1925)
GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955)
GRAULICH (1949)
LAMENS (1985)
LAMENS & GEUKENS (1985)
GEUKENS (1986)
LAMENS (1986)

Formation de Marteau (MAR)

Origine du nom : 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 siltites bordeaux et bigarrées 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.

Epaisseur : 160 à 180 m.

Age : la formation est datée par palynologie du Lochkovien (voir HANCE *et al*., 1992).

Affleurements représentatifs :

Quelques affleurements sont visibles sur les versants de la Vesdre entre le pont de Bellesfort et Petergensfeld (lambeaux discordants) et sur les versants ou dans les lits du Diebach et de ses petits affluents.

Pour en savoir plus : GRAULICH (1951)
NEUMANN-MAHLKAU (1970)
ASSELBERGHS (1944)
HANCE *et al*. (1992)
GODEFROID *et al*. (1994)

Formation du Bois d'Ausse (BAU)

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

C'est une formation essentiellement gréseuse (grès moyens à grossiers, grisâtres). 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 shale foncé («mud chips») sont particulièrement caractéristiques. Les couches bordeaux ont un faible développement. Certains niveaux renferment des nodules carbonatés. La formation est aisément cartographiable et repérable dans la topographie du fait de sa nature.

Epaisseur : de l'ordre de 200 m.

Age : la formation est datée par palynologie du Lochkovien supérieur et de la base du Praguien (HANCE *et al*., 1992).

Utilisation : locale (granulats, matériaux de construction; voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

La formation est bien visible dans 4 anciennes carrières situées le long du Periolbach (ruisseau situé au sud de Raeren) au sud de Botz.

Pour en savoir plus : ASSELBERGHS (1944)
HANCE *et al*. (1992)
GODEFROID *et al*. (1994)

Formation d'Acoz (ACO)

Origine du nom :

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

La formation est à large dominante de shales et de siltites bordeaux qui incorporent des barres métriques plus gréseuses, voire quartzitiques et souvent de teinte claire.

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.

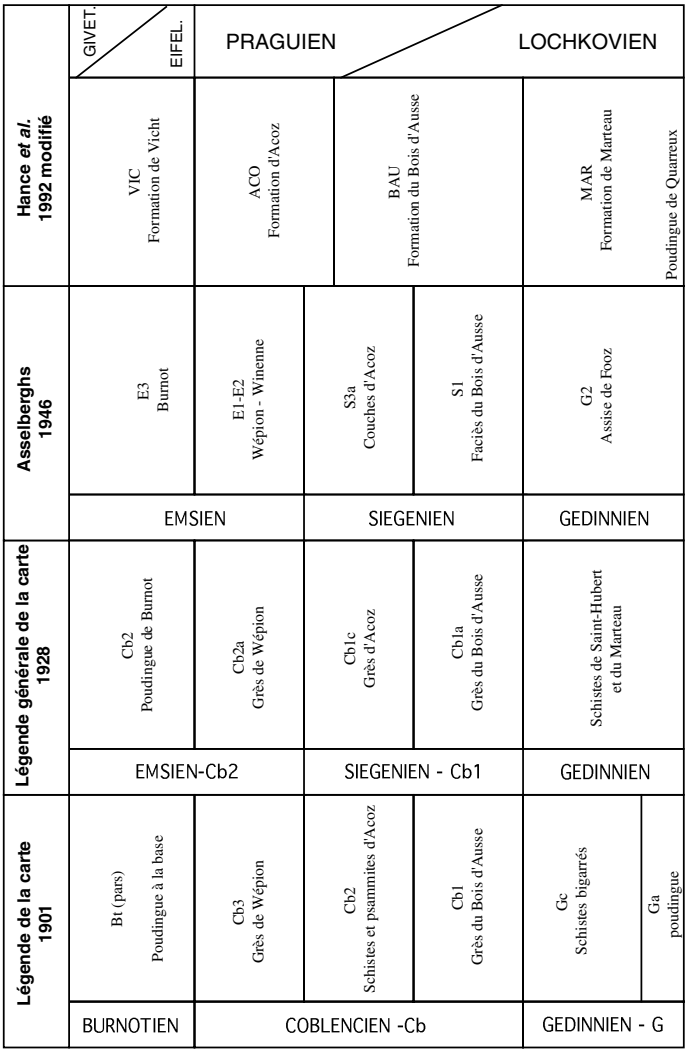


Fig.3 : Position lithostratigraphique des Formations du Dévonien inférieur et comparaison avec les interprétations précédentes.

Le membre supérieur est à dominante de schistes (siltites) et de grès argileux bordeaux. Les niveaux verts ou gris y sont peu développés. Vers l'est, la distinction entre ces deux unités n'est pas possible vu le manque d'affleurements.

Epaisseur : l'épaisseur de la formation dans la région 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.

Age : la formation est datée par palynologie du Praguien (HANCE *et al*., 1992).

Affleurements représentatifs :

Il n'y a pas d'affleurements représentatifs dans la zone cartographiée, hormis quelques pointements épars.

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 : 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 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).

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.

Epaisseur : de quelques mètres à 60 m en Allemagne (Friesenrath).

Age : la formation, fortement diachronique, est datée par palynologie de l'Eifelien supérieur à Eupen et du Givetien inférieur à Heusy (HANCE *et al*., 1992).

Affleurements représentatifs :

Il n'y a pas d'affleurements représentatifs dans la zone cartographiée, hormis quelques pointements épars.

Pour en savoir plus : KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
KNAPP (1978)
BULTYNCK *et al*. (1991)
HANCE *et al*. (1996)

Formation de Pépinster (PER)

Origine du nom : localité de Pépinster, affleurements répartis sur les deux rives de la Hogne.

Cette formation est une série terrigène encadrée par le Conglomérat de Vicht à la base et les calcaires de la Formation de Névremont au sommet. Elle est formée dans la partie inférieure de siltites, vertes, rouges ou bigarrées, de grès fins très argileux, grisâtres à rouges, de niveaux conglomératiques, surmontés par environ 60 m de shales, de 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.

Elle est équivalente vers l'est en Allemagne aux "Friesenrather Schichten" et aux couches gréso-silteuses des "*quadrigeminum*-Schichten".

Epaisseur : de 300 m à 350 m en Allemagne (Friesenrath).

Age : la formation est datée par palynologie de l'Eifelien supérieur au Givetien indiquant un important diachronisme latéral.

Affleurements représentatifs :

De nombreux pointements plus ou moins importants sont visibles le long des tranchées des routes et chemins tout le long de la bande d'affleurement de la formation.

Pour en savoir plus : KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
BULTYNCK *et al*. (1991)
HANCE *et al*. (1996)

Formations de Névremont et du Roux (NR)

Origine du nom : hameau de Névremont à l'ouest d'Aisemont dans la commune de Fosses-la-Ville (Prov. de Namur); Village de le Roux dans la commune de Fosses-la-Ville.

Par manque d'affleurement, il est difficile de séparer ces formations qui correspondent à l'"Unterer Massenkalk" des auteurs allemands.

Sur la feuille Limbourg-Eupen, à Membach, la Formation de Névremont est constituée dans la partie inférieure d'une vingtaine de mètres de calcaires fins, gris clair et laminaires, parfois dolomitisés à des degrés divers, surmontés de calcaires fins, laminaires, contenant localement des stromatopores, rugueux et tabulés variés associés à des stringocéphales. Cette dernière unité affleure dans le Periolbach (ruisseau situé au sud de Raeren). L'épaisseur de la formation varie entre 40 et 60 m. La Formation du Roux est formée d'environ 4 m de shales surmontés d'alternances de dolomies, et de calcaires à organismes constructeurs (40 à 50 m). La partie supérieure (20 à 30 m) est composée de calcaires fins laminaires avec un certain nombre d'intercalations récifales dans les deux tiers supérieurs.

Selon M. COEN-AUBERT (comm. pers.), la succession serait formée à Friesenrath (Allemagne) des Formations de Névremont et de Fromelennes (équivalent latéral de celle du Roux, formée de calcaires argileux et de calcaires construits). La transition latérale entre les Formations du Roux et de Fromelennes devrait donc s'opérer sur le territoire cartographié.

Epaisseur : de 90 m à 160 m à Friesenrath.

Age : Givetien sur base de la macrofaune

Pour en savoir plus : KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
KASIG (1980 a)

Affleurements représentatifs :

Il n'y a pas d'affleurements représentatifs dans la zone cartographiée, hormis quelques pointements épars à Eupen et dans le Périolbach (ruisseau au sud de Raeren).

Pour en savoir plus : KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
KASIG (1980 a)

Formations de Nismes et de Lustin (LUS)

Origine du nom : localités de Nismes à l'est de Couvin et de Lustin dans la vallée de la Meuse, au sud de Namur.

La base de cet ensemble correspond à la Formation de Nismes, trop peu épaisse (4 à 6 m) pour être cartographiée. A Membach, elle est formée de shales verts avec quelques minces niveaux carbonatés à la base et au sommet. Vers l'est, en Allemagne, elle est nommée "Grenzschiefer" et est formée de shales avec des calcaires noduleux qui ont livré la goniatite *Manticoceras intumescens*.

Cette unité est surmontée par les calcaires de la Formation de Lustin, correspondant au "Frasnes-kalk" des auteurs allemands. Elle a été étudiée dans la région de Walheim par KASIG (1980) et DREESEN *et al*. (1985). Elle est formée d'alternances cycliques de calcaires laminaires et de biostromes à stromatopores et coraux. La formation n'affleure partiellement que dans le Periolbach (ruisseau situé au sud de Raeren) et à Pützhag avec les mêmes caractères.

A Membach (feuille Limbourg-Eupen), la partie inférieure de la formation est formée de calcaires foncés et bioclastiques dont les seules manifestations construites se limitent à quelques niveaux à coraux et stromatopores surmontés de bancs à stromatopores massifs (avec *Hexagonaria* et tabulés) alternant avec des calcaires fins et clairs. Quelques affleurements dans le voisinage d'Eupen témoignent de cette succession.

Epaisseur : 130 m à 150m.

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

Utilisation : pierre de taille, granulats.

Affleurements représentatifs :

Il n'y a pas d'affleurements représentatifs dans la zone cartographiée, hormis quelques pointements épars à Eupen et dans le Périolbach (ruisseau au sud de Raeren).

Pour en savoir plus : KASIG & NEUMANN-MAHLKAU (1969)
COEN-AUBERT (1974)
KASIG (1980 a)
DREESEN *et al*. (1985b)

Formation d'Aisemont (AIS)

Origine du nom : 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 argileuse plus ou moins carbonatée. Ces biostromes sont caractérisés par l'apparition et la succession des rugueux massifs des genres *Frechastraea* et *Phillipsastrea,* précisée par COEN *et al*. (1976).

Elle n'affleure relativement bien que dans le Periolbach (ruisseau situé au sud de Raeren). Elle débute par un complexe nodulaire à brachiopodes (5 à 9 m, équivalent latéral du 1er biostrome) surmontant les calcaires de la Formation de Lustin. Ce complexe est surmonté par des shales gris foncé à olive gris plus ou moins carbonatés puis par 9 m de calcaire nodulaire, argileux, riche en brachiopodes, rugueux solitaires et *Phillipsastrea* et *Frechastraea*. Ce dernier intervalle correspond au 2e biostrome.

En Allemagne, des niveaux carbonatés à *Phillipsastrea* sont connus depuis HOLZAPFEL (1910). Certains d'entre eux sont figurés sur les cartes de HOLZAPFEL (1910, 1911a et b) et de WUNSTORF (1943). Ils sont situés dans les "Frasnes-Knollenkalke und Schiefer". Il n'est pas possible d'y reconnaître la formation sans une étude détaillée.

Epaisseur : environ 40 m.

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

Affleurements représentatifs :

Coupe le long du Periolbach au sud de Raeren.

Pour en savoir plus : COEN-AUBERT (1974)
DEJONGHE (1987)

Formations de Lambermont et d'Hodimont (LH)

Origine du nom : localités de Lambermont et d'Hodimont à l'ouest de Verviers (planchette 42/8 Verviers).

La série comprise entre le sommet de la Formation d'Aisemont et les grès argileux de la Formation d'Esneux n'affleure que ponctuellement. Elle montre des shales et des siltites, olive gris à gris brun, souvent carbonatés avec de nom-

breux horizons à nodules carbonatés décimétriques et des horizons très fossilifères (brachiopodes). Les siltites finement micacées et les grès argileux prédominent dans la partie supérieure.

Sur les feuilles Limbourg-Eupen et Fléron-Verviers l'ensemble peut être subdivisé en deux formations du fait de la présence d'un niveau de calcaires bigarrés avec des rugueux massifs caractéristiques (3e biostrome de COEN-AUBERT, 1974; Formation de Lambermont). La limite avec l'unité supérieure correspond à l'apparition de niveaux d'hématite oolithique (Formation d'Hodimont).

En Allemagne, la série est subdivisée en "Frasnes-schiefer" et "Famenne-Schiefer" sur une base biostratigraphique. Il s'agit de shales et de siltites très nodulaires avec de nombreux horizons carbonatés (Kalkknollen-lagen et Knollenkalke). Un faciès de shales noirs bitumineux à *Buchiola palmata* est reconnu dans la partie sommitale des "Frasnes-schiefer" (8 à 20 m, faciès de Matagne). La partie supérieure des "Famenne-Schiefer" est caractérisée par l'existence de niveaux carbonatés de teinte rougeâtre couronnés par un horizon contenant de nombreuses goniatites et nommé "*Cheiloceras* Kalk" depuis HOLZAPFEL (1910).

DREESEN (1982) a montré que ces divers horizons carbonatés rougeâtres constituent des équivalents latéraux aux niveaux d'hématite oolithique connus à l'ouest. Un équivalent du 3e biostrome existe selon COEN-AUBERT & LÜTTE (1993, Breinigerberg).

Epaisseur : 160 - 170 m.

Age : Frasnien - Famennien.

Affleurements représentatifs :

Coupe le long du Periolbach au sud de Raeren.

Pour en savoir plus : COEN-AUBERT (1974)
KASIG *et al*. (1979)
DREESEN (1982)
DREESEN (1989)
COEN-AUBERT & LÜTTE (1993)

Formation d'Esneux (ESN)

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

Cette formation correspond aux "psammites stratoïdes" de la littérature ancienne. C'est une succession de 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 de stries de glissement banc sur banc. L'épaisseur de cette formation est de ce fait malaisée à évaluer. Sur la planchette Raeren, cet ensemble se marque très bien sur les photographies aériennes.

Epaisseur : elle peut être estimée à 100 m maximum.

Age : cette formation peut être placée dans le Famennien supérieur sur base de la datation des formations qui l'encadrent (conodontes, goniatites).

Formation de Souverain-Pré (SVP)

Origine du nom : localité de Souverain-Pré dans la vallée de l'Ourthe.

Un petit pointement situé au SE de Heggen est le dernier témoin de cette formation qui disparaît vers l'est. Il s'agit de calcaire argileux et noduleux à longues tiges de crinoïdes et de calcaire crinoïdique. Cette lithologie ressemble à celle du Membre de Baelen, «monticule récifal» (sorte de masse construite lenticulaire) axé à l'aplomb du Château de Limbourg.

Au NE, sous les piles du pont de Hammer existe un niveau à nodules carbonatés décimétriques dans une matrice silto-gréseuse, micacée. Cet horizon a été recoupé dans les environs par un sondage de prospection pour le TGV et il est apparemment situé dans l'unité supérieure.

Epaisseur : 25 m.

Age : le Membre de Baelen est daté par microfaune (conodontes) du Famennien supérieur.

Pour en savoir plus : DREESEN *et al*. (1985a) (pour le Membre de Baelen)
DREESEN (1986) (pour le Membre de Baelen)

Formations de Montfort et d'Evieux (ME)

Origine du nom : 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.

La seule étude consacrée à ces lithologies dans la région est l'oeuvre de MOURLON (1875). Depuis lors, 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 et les affleurements sont très rares (2 anciennes carrières dans les environs de Moresnet). L'application stricte du canevas lithostratigraphique de THOREZ *et al*. (1977) et l'utilisation des unités définies sur la feuille Limbourg-Eupen est donc très malaisée.

Deux unités se dégagent sans qu'il soit possible d'en préciser les transitions :

- Unité inférieure : 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 auges 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. Un banc plurimétrique de grès micacé a été exploité en carrière souterraine dans le parc actuel du château d'Eulenburg (Moresnet);
- Unité supérieure : 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 constituée 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, dolomies) 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.

Epaisseur : 370 m maximum.

Age : cette formation est datée du Famennien supérieur sur base des microfaunes.

Utilisation : locale (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- tranchée de l'ancienne voie de chemin de fer Henri-Chapelle- Hombourg (transformée en sentier-promenade);
- anciennes carrières (propriétés privées) et tranchées de route à Moresnet;
- tranchée de la route menant du 1er pont sur la voie de chemin de fer au nord de l'autoroute jusqu'à Heggen.

Pour en savoir plus : MOURLON (1875)
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 (planchette 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 (feuille Limbourg-Eupen).

Cette formation est caractérisée par l'existence de 3 épisodes carbonatés, nommés biostromes par CONIL *et al.* (1961), qui 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.

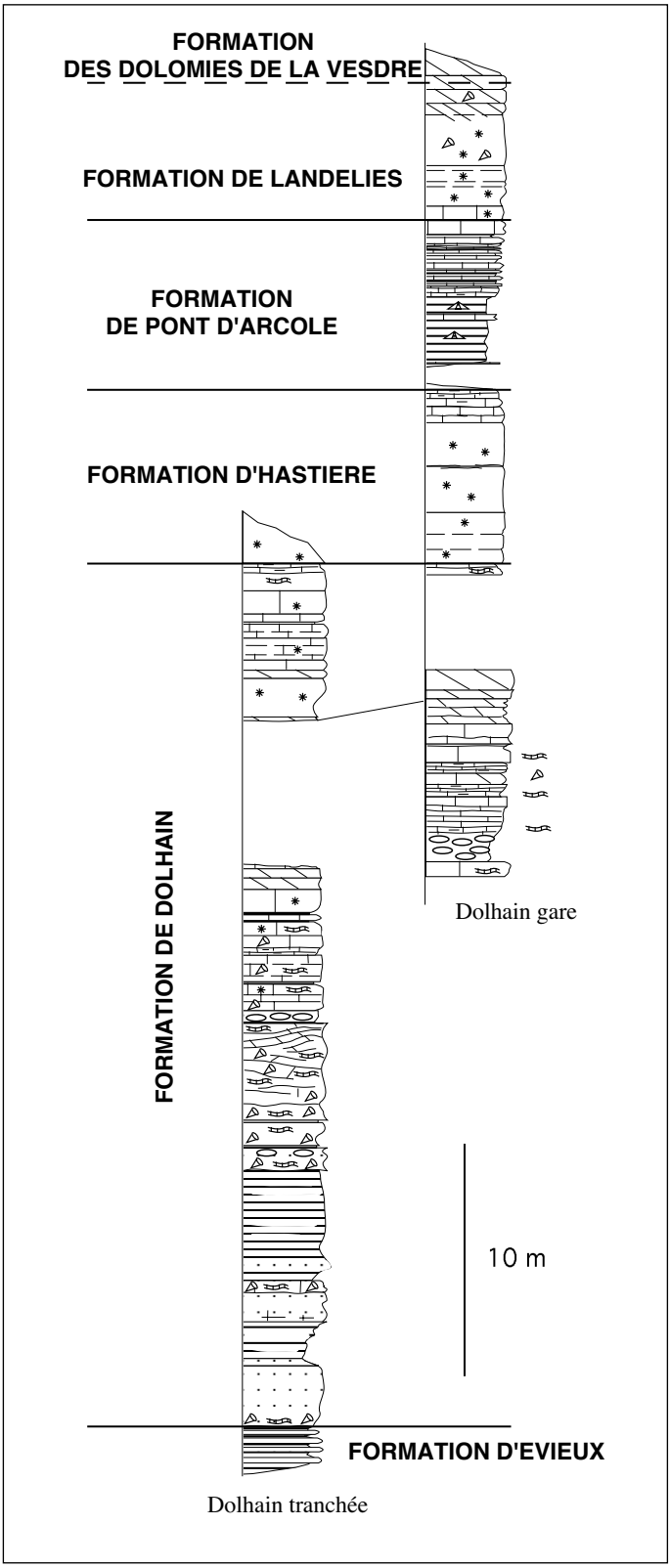


Fig. 4 : La Formation de Dolhain, à Dolhain (Conil et al., 1961).

Cette formation est reconnaissable par la présence des stromatopores jusque dans le synclinal de Hoof. Les données de sondages indiquent cependant une forte réduction de l'épaisseur des biostromes avec dolomitisation totale des unités carbonatées accompagnées de silicifications vers le nord.

L'existence de nombreux stromatopores dans des couches de passage du Famennien au Tournaisien a été signalée par VERHOOGEN (1934) et VARLAMOFF (1937) à Herbesthal mais la première description précise des couches attribuées 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 (N France).

Epaisseur : de 30 à 40 m.

Age : Famennien supérieur («Strunien»).

Affleurements représentatifs :

- stratotype (tranchée du chemin de fer);
- tranchée de la route menant du 1er pont sur la voie de chemin de fer au nord de l'autoroute jusqu'à Heggen;
- ancienne petite carrière au sud de Rabotrath à environ 300 m à l'ouest de Hof Krompelberg (Walhornerkreuz).

Pour en savoir plus : CONIL *et al*. (1961)
CONIL & GRAULICH (1963)
CONIL (1964)
CONIL & GRAULICH (1970)

Groupe de Bilstain (BIL)

Stratotype :

Environs de Bilstain (feuille Limbourg-Eupen) 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.

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 de la feuille. A partir du synclinal de Hoof, les sondages signalent qu'hormis les schistes, les

3 premières formations sont dolomitisées. Elles le sont aussi dans les environs d'Aachen ("Unterer et Oberer Dolomit").

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. Cette formation n'a été bien décrite que dans les sondages de Welkenraedt (CONIL & GRAULICH, 1970).

Epaisseur : ± 7 m.

Age : Hastarien inférieur (premier étage du Tournaisien).

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. Ils ne sont visibles qu'à Herbesthal (tranchée SNCB) où ils ont été signalés par VERHOOGEN (1934) et VARLAMOFF (1937). Cette unité a été recoupée par de nombreux forages où elle a été souvent confondue dans les descriptions avec des schistes houillers comme l'a montré GRAULICH (1963).

Epaisseur : ± 7 m.

Age : Hastarien.

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. Cette formation n'a

été bien décrite que dans les sondages de Welkenraedt (CONIL & GRAULICH, 1970).

Epaisseur : de 7 à 10 m.

Age : Hastarien sur base de la microfaune.

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 (planchette Limbourg). Son sommet peut être défini dans la carrière de Walhorn (planchette Raeren) où son contact avec la Formation de la Brèche de la Belle-Roche sus-jacente est bien visible.

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 de plus en plus dolomitisés de la Formation de Landelies ou les schistes de la Formation de Pont d'Arcole au nord du synclinal de Hoof.

Le sommet de la formation est bien individualisé par le **Membre de Walhorn** (10 à 15 m d'épaisseur), une brèche à blocaux millimétriques à décimétriques de dolomie sombre dans une matrice dolomitique finement cristallisée, gris brun. Cette unité est bien visible dans la carrière de Walhorn, où elle est surmontée par contact franc par la Brèche de la Belle-Roche. Elle contient aussi quelques horizons dolomitiques non bréchifiés. Ce membre n'existe pas au nord de la faille de Moresnet (PEETERS *et al*., 1993) ni dans les environs d'Aachen (KASIG, 1980b).

Sous cette unité, existe le **Membre des Palissade Calcites.** Il s'agit d'horizons caractérisés par la présence de cristallisations calcitiques rayonnantes centimétriques, à surface en "chou-fleur", situées sous le Membre de Walhorn. L'épaisseur de ce membre est de l'ordre de 5 m.

La partie supérieure de l'ensemble dolomitique sous-jacent, bien visible dans les carrières de Walhorn, de Karnol ou de Rabotrath est constituée d'alternances de dolomies gris brun, plus ou moins grossièrement recristallisées, faiblement bioclastiques (crinoïdes, coraux, tabulés et brachiopodes) en

bancs pluridécimétriques à métriques avec souvent des laminations obliques, et des dolomies finement recristallisées, gris foncé à noires, en bancs minces. Ces dernières sont prédominantes dans la partie sommitale. Des nodules siliceux forment des bandes quasi continues suivant la stratification et associées à des nodules de cherts. Ils sont interprétés comme des pseudomorphoses d'anhydrite (SWENNEN & VIAENE, 1986).

Epaisseur : maximum 150 m.

Age : Hastarien supérieur à Moliniacien inférieur (premier étage du Viséen).

Utilisation : granulats et verrerie (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs du groupe :

- les Dolomies de la Vesdre sont visibles dans de nombreux pointements plus ou moins importants le long des tranchées des routes et chemins;
- les plus beaux affleurements sont situés dans les carrières en activité de Walhorn et de Karpol ou dans l'ancienne carrière de Poppelsberg (propriété privée).

Pour en savoir plus : VERHOOGEN (1934)
VARLAMOFF (1937)
CONIL & GRAULICH (1970)
SWENNEN (1986)
SWENNEN & VIAENE (1986)
SWENNEN *et al*. (1988)

Groupe du Bay-Bonnet (BBN)

Origine du nom : environs de la carrière du Bay-Bonnet (feuille Fléron-Verviers), 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, trop minces ou difficiles à distinguer en l'absence de coupes continues.

Formation de la Brèche de la Belle-Roche

Origine du nom : carrière de la Belle-Roche, située à Sprimont, sur la rive droite de l'Amblève, en amont de Comblain-au-Pont.

Il s'agit d'une brèche sédimentaire calcaire, polygénique, grossièrement stratifiée à massive, à éléments subanguleaires (mm à pluridm) jointifs et non jointifs (texture chaotique), de couleur gris brun clair tranchant sur une matrice (à oolithes) gris foncé passant graduellement vers le haut aux calcaires de la Formation de Terwagne. Des pseudomorphes de gypse et d'anhydrite y sont présents.

Un conglomérat à éléments arrondis (type galets) et subangulaires (mm à dm) jointifs et non jointifs, de couleur gris brun clair tranchant sur une matrice micritique gris foncé, avec accumulation locale d'oolithes et des fragments de coquilles (ép. 7 m) a été décrit dans la partie basale de la formation dans la carrière de Walhorn. Des structures de chenaux y ont été reconnues (VOGEL *et al.*, 1991).

Cette formation n'existe plus au nord de la faille de Moresnet (VARLAMOFF, 1937, PEETERS *et al.*, 1993). Elle n'existe pas non plus dans les environs d'Aachen (KASIG, 1980 b).

Epaisseur : son épaisseur, très variable, est estimée entre 10 et 15 m.

Age : Moliniacien.

Utilisation : granulats et verrerie (voir Ressources minérales et fossiles).

Formation de Terwagne

Origine du nom : localité de Terwagne, dans la commune de Clavier.

La brèche passe graduellement vers le haut, 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). Au nord de la faille de Moresnet, ces niveaux conglomératiques prennent de plus en plus d'importance (DECOENE, 1992, Mémoire de licence inédit, K.U.L.).

Epaisseur : de 20 à 25 m lorsque la Brèche de la Belle-Roche existe, 40 m au nord de la faille de Moresnet.

Age : Moliniacien moyen, sur base de foraminifères.

Utilisation : granulats et verrerie (voir Ressources minérales et fossiles).

Formation de Moha

Origine du nom : localité de Moha au NE de Huy.

La formation est caractérisée par la présence de bancs plurimétriques de calcarénites bioclastiques et oolithiques, gris clair à très clair, avec des laminations parallèles et obliques et des stratifications obliques. Cette unité est bien visible sur l'ensemble de la feuille. Au nord de la faille de Moresnet, les couches de transition Terwagne-Moha sont marquées par la présence d'un niveau régulier à petits nodules de cherts. La formation est caractérisée par un corail particulier, *Dorlodotia briarti*.

Epaisseur : de 25 à 40 m.

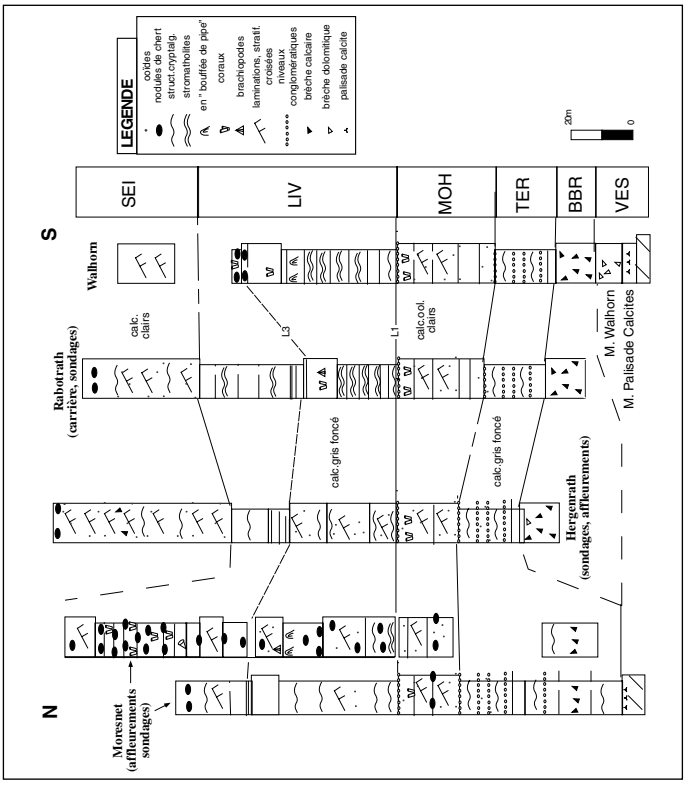


Fig. 5 : Variations d'épaisseur dans les calcaires viséens, du sud au nord.

Age : Moliniacien supérieur.

Utilisation : granulats et verrerie (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs du groupe :

- les plus beaux affleurements sont situés dans les carrières en activité de Walhorn, de Feldchen ou dans l'ancienne carrière de Rabotrath (propriété privée);
- la coupe de la Gueule sous le château d'Eyneburg montre les Formations de Terwagne et de Moha;
- la tranchée de l'ancienne voie de chemin de fer Moresnet - Plombières (transformée en sentier-promenade) montre la Formation de Moha.

Pour en savoir plus : VERHOOGEN (1934)
VARLAMOFF (1937)
SWENNEN (1986)
SWENNEN *et al*. (1988)
PEETERS *et al*. (1993)

Groupe de Juslenville (JUS)

Origine du nom : localité de Juslenville le long de la Hogne, entre Theux et Pépinster.

Ce groupe englobe les formations comprises entre le sommet de la Formation de Moha et le Groupe houiller dans l'est de la Belgique. Il présente une composition variable suivants les endroits. C'est le long de la route de Juslenville au hameau de Ronde-Haie, au NW de la planchette 49/4, Louveigné, que le groupe est stratigraphiquement le plus complet bien que les limites entre ces divers composants soient mal visibles.

Formation de Lives

Origine du nom : commune de Lives, dans la vallée de la Meuse, à l'est de Namur.

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 et par un changement de couleur des calcaires surmontant la Formation de Moha. Ce niveau se situe à quelques mètres près sur ou sous le Banc d'Or de Bachant (L1 sur

la fig. 5), niveau conglomératique contenant des blocs arrondis de calcaire fin, gris sombre, centimétriques à décimétriques, dans une matrice argileuse ocre orange. Dans la zone cartographiée, la formation montre de nombreuses variations de faciès, notamment dans la distribution des nodules de chert.

1) séquence classique :

Dans le synclinal de Walhorn, au sud, on reconnaît les 3 membres de la formation. Ce sont de bas en haut :

- le **Membre de Haut-le-Wastia** : caractérisé par des rubanements stromatolithiques. La partie sommitale est marquée par une séquence à stromatolithes "en bouffées de pipes" (séquence -1);
- le **Membre de Corphalie**, d'une puissance de 15 à 20 m, il est aisément repérable par son aspect apparemment massif. Il est constitué 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 (L3 sur la fig. 5). Les premiers nodules de cherts surmontent immédiatement cet horizon;
- le **Membre des Awirs** est constitué de séquences très riches en faune dans le terme bioclastique (coraux, tabulés, brachiopodes) avec de nombreux horizons de nodules de cherts parallèles à la stratification et de nombreux joints ou niveaux argileux. Il est couronné par une unité entièrement bioclastique à nombreux nodules ou boudins de cherts et à fossiles silicifiés ou empâtés dans les cherts.

2) variations de faciès :

Elles sont décrites du sud vers le nord du fait de la localisation des affleurements :

- nodules de cherts : nous n'en avons observé aucun dans l'Unité de Donnerkaul (a sur la fig. 10) alors que toute la formation est visible dans la carrière de Rabotrath ou dans la vallée de la Gueule à Eyneburg. Au nord de la faille de Moresnet, ils existent dans toute la formation, dès la partie basale;
- membre de Haut-le-Wastia : il n'est pas reconnu dans l'Unité de Donnerkaul. Il existe une unité inférieure fort semblable en nature à celle de Moha, hormis la couleur et la présence de quelques niveaux algaires;
- membre de Corphalie : il existe sur toute l'étendue de la zone cartographiée mais il est progressivement envahi par des niveaux à ooïdes et des horizons à laminations croisées;
- membre des Awirs : la même observation peut être faite.

D'ouest en est, on constate que la plus grande partie de la formation n'existe pas dans la région d'Aachen, contrairement à l'opinion de Kasig (1980 b). Les travaux récents montrent que dans la coupe la plus complète (carrière de Bernardshammer dans la vallée de la Vicht) les sédiments du Groupe houiller reposent sur le sommet de la Formation de Moha où sur la base de celle de Lives (SWENNEN *et al.*, 1988, DELCAMBRE, 1997, Thèse de doctorat inédite, U.C.L.).

Epaisseur : de 75 à 90 m.

Age : Livien.

Utilisation : granulats, sucrerie et verrerie (voir Ressources minérales et fossiles).

Formation de Seilles

Origine du nom : commune de Seilles dans la région d'Andenne.

Elle se distingue de celle de Lives par la teinte généralement plus claire des calcaires (gris bleu clair à gris beige clair) et l'abondance de niveaux à ooïdes. Elle est formée d'alternances de calcarénites bioclastiques, de calcarénites à ooïdes et de calcilutites avec nombreuses structures algaires (oncolithes, stromatolithes, encroûtements des coquilles de brachiopodes). Ces diverses lithologies sont organisées en séquences moins bien discernables que celles de la Formation de Lives. Les bancs sont généralement métriques à plurimétriques.

La base de la formation est définie par l'apparition des premiers bancs massifs de calcaires clairs surmontant le Membre des Awirs. Il existe localement des niveaux métriques à plurimétriques de brèches calcaires, interstratifiés et des horizons à nodules de chert. Tout comme la formation précédente, elle est progressivement envahie par des horizons à laminations croisées plurimétriques. Cette formation est souvent peu discernable de la précédente sur des affleurements isolés.

Son épaisseur est très variable. Elle n'a pas été observée au nord de la faille de Moresnet et n'existe pas dans la région d'Aachen.

Epaisseur : maximum 60 m.

Age : Livien.

Utilisation : granulats, sucrerie et verrerie (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs du groupe :

- les plus beaux affleurements sont situés dans les carrières en activité de Walhorn et de Feldchen ou dans les anciennes carrières de Rabotrath et de Hammer (propriétés privées). La Formation de Seilles est bien visible dans le chemin d'accès à la carrière de Rabotrath;
- coupe de la Gueule sous le château d'Eyneburg;
- la tranchée de l'ancienne voie de chemin de fer Moresnet - Plombières (transformée en sentier-promenade) et les soubassements des ruines du château Schimper (le long de la Gueule) montrent la partie inférieure de la Formation de Lives;
- les anciennes carrières situées le long de cette tranchée, au nord, offrent de magnifiques affleurements des couches à cherts de la Formation de Lives, plissées et faillées.

Pour en savoir plus : VERHOOGEN (1934)
VARLAMOFF (1937)
SWENNEN (1986)
SWENNEN *et al*. (1988)
PEETERS *et al*. (1993)

Remarques : séries condensées

Dans la partie nord de la feuille, plusieurs forages ont recoupé des ensembles carbonatés d'épaisseur réduite situés sous le Groupe houiller. D'après les descriptions, il est impossible de reconnaître les unités qui viennent d'être décrites.

1) le sondage de la laiterie de Hombourg (x = 258,720, y = 158,070, coupe c-c') a recoupé sous 273,90 m de sédiments du Groupe houiller :
   - 26 m de calcaires clairs, généralement organoclastiques avec minces passées argileuses datés du Moliniacien supérieur ou du Livien inférieur;
   - 54 m de calcaires oolithiques, parfois organoclastiques ou fins, datés du Moliniacien moyen;
   - 0,80 m de calcaires gréseux oolithiques, bréchoïdes, considérés comme formant la base du Moliniacien par BLESS *et al*., (1980);
   - 32 m de calcaires organoclastiques datés de l'Ivorien - Hastarien (9 m inférieurs).
2) Plusieurs anciens forages situés entre Sippenaeken et Terbruggen (coupes a-a' et b-b') montrent un ensemble complexe de calcaires, de brèches calcaires, de calcaires et de dolomies gréseux ou silicifiés et de grès carbonatés surmontant des shales carbonatés (de 60 à 20 m vers le nord). La base des sondages est formée de grès et siltites très micacés présumés famenniens.

Ces données illustrent une réduction drastique de l'ensemble du Carbonifère carbonaté vers le nord.

Groupe houiller (HOU)

Origine du nom : de la houille.

Le Houiller est formé de shales et de siltites, de grès, de quartzites et de niveaux conglomératiques plus ou moins épais. Il existe quelques niveaux charbonneux qui ont fait l'objet d'exploitations artisanales dans le passé (Lontzen). Les niveaux fossilifères marins sont rares. Ces sédiments surmontent les calcaires par l'intermédiaire d'une surface intensément karstifiée. Il en résulte une allure irrégulière décrite plus amplement dans la partie consacrée au karst.

L'ensemble est subdivisé biostratigraphiquement par la répartition des goniatites dans quelques horizons marins (PAPROTH *et al*., 1983b). Il s'étage depuis l'Arnsbergien (Namurien inf.) jusqu'au Marsdenien (Namurien sup.).

La description des sondages effectués sur la feuille complète utilement les quelques données de terrain et permet de subdiviser l'ensemble en diverses unités, non cartographiables du fait du manque d'affleurements. Ce sont, de bas en haut :

- lorsque la surface n'est pas karstifiée, des shales et des siltites souvent micacées, gris sombre à noir, finement laminaires dans la partie inférieure, devenant de plus en plus arénacés dans la partie supérieure avec quelques minces niveaux gréseux. La présence de passées à débris de plantes et surtout d'*Arenicolites fourmarieri* est une caractéristique. Aucun niveau marin à goniatites n'a été signalé. Vers le nord, au sondage de Hombourg (43/1-724, GRAULICH, 1968) et à Plombières (DELMER & GRAULICH, 1959) cette unité n'existe apparemment pas, un horizon pluridécimétrique à métrique de grès carbonaté surmontant directement les calcaires;
- le terme précédent passe graduellement à une unité arénacée (grès et siltites micacés) avec de minces intercalations de végétaux charbonneux, des passées de veines de charbon à murs de végétation (paléosols de végétation) et des veines centimétriques. Cette unité est marquée par la présence de niveaux épais de grès et de quartzites, souvent très clairs (grès blancs de GRAULICH, 1970). Ils passent latéralement et verticalement à des niveaux conglomératiques à galets blancs centimétriques (quartz et lydienne à radiolaires), d'épaisseur variable (pluridécimétrique à décamétrique). Ces niveaux sont relativement discontinus et ont été nommés "Conglomérat de Burgholtz" par FIEGE *et al*. (1957)

ou "Poudingue de Walhorn" par KLERKX (1966) qui les a étudiés sédimentologiquement. La flore particulière de Lontzen (STOCKMANS & WILLIERE, 1953) a été trouvée dans la partie supérieure de cette unité dans l'ancienne carrière Sybillia au Donnerkaul (FIEGE *et al*., 1957);

- cette unité est graduellement surmontée par des shales noirs à faune marine devenant de plus en plus lacustre vers l'est (DELMER & GRAULICH, 1959). Les goniatites rencontrées appartiennent toutes à la zone E2 (Arnsbergien) et même, pour la plupart à la biozone E2c (*Eumorphoceras bisulcatum* et *Nuculoceras nuculum)*. HOLZAPFEL (1910, p.51) signale avoir trouvé *Goniatites diadema* (= *Homoceras diadema*, biozone H1, Chokierien) dans un niveau charbonneux situé au sommet de grès conglomératiques près de Walhorn. Cette découverte n'a jamais été confirmée par la suite. Vers le nord, à Plombières, la faune marine, pauvre, contient des goniatites indéterminables (DELMER & GRAULICH, 1959);
- un ensemble de shales et de siltites, légèrement carbonatés (joints, barres ankéritiques irrégulières) avec de nombreux joints à *Planolites*. Il comporte un niveau marin à petites goniatites indéterminables;
- une unité gréso-quartzitique relativement semblable à celle décrite précédemment et moins épaisse;
- elle est surmontée d'une passée de veine dont le toit contient *Homoceratoides prereticulatus* (H2c, sommet de l'Alportien). Elle se trouve à la base d'une importante zone de shales à faune marine appartenant à la biozone R1 (Kinderscoutien) bien étudiée par BOUCKAERT (1960). Elle ne se rencontre qu'entre Plombières et la frontière hollandaise et dans le sondage de Hombourg (GRAULICH, 1968);
- la partie sommitale est constituée d'alternances de siltites micacées à végétaux et radicelles, souvent altérées en boules, et de bancs de grès ou quartzites pluricentimétriques et souvent clairs. Un horizon à *Reticuloceras metabilingue* (Marsdenien) a été décrit dans un forage (35/5-212) situé au nord de Gemmenich (GRAULICH, inédit).

Les problèmes de raccords stratigraphiques avec les séries allemandes proviennent essentiellement de la corrélation entre les deux niveaux conglomératiques décrits et le Conglomérat de Burgholtz, décrit en Allemagne et qui marque la transition entre les unités dénommées par HOLZAPFEL (1910) "Walhorner Schichten" et "Wilhemine-Schichten". Le conglomérat, épais d'une vingtaine de mètres, est situé entre un horizon à goniatites de la biozone E2b (Arnsbergien) et un horizon de la biozone H2a (base de l'Alportien). Le toit du conglomérat renferme une faune d'eau douce (VAN LEEKWIJK & STOCKMANS, 1956). BOUCKAERT & HERBST (1960)

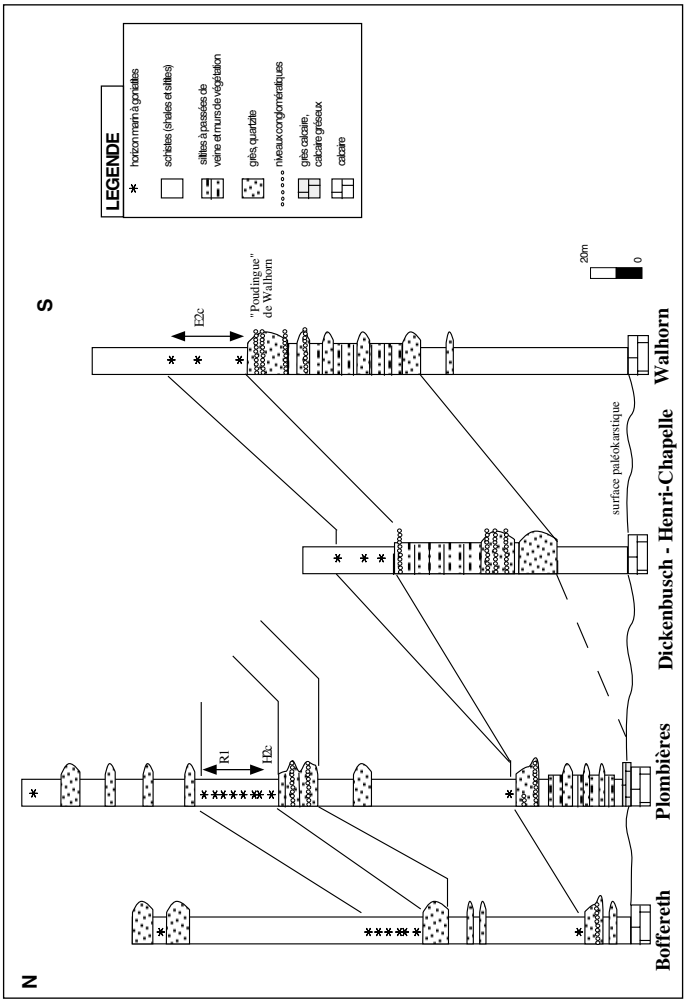


Fig. 6 : Variations d'épaisseurs des unités du Groupe-Houiller du SW (Synclinal de Walhorn) vers le NNE (Plombières).

situent ce conglomérat, sommet des "Walhorner Schichten", au sommet de l'Arnsbergien alors que KNAPP (1978), RICHTER (1985) ou DROZDZEWSKI & WREDE (1994), entre autres, le situent à cheval sur la limite Arnsbergien-Alportien.

Epaisseur : 300 m maximum.

Age : (voir texte).

Utilisation : charbon, moellons ("poudingues", grès).

Affleurements représentatifs du groupe :

- les unités schisteuses sont visibles dans de nombreux affleurements situés dans les tranchées de route ou de chemin;
- les anciennes carrières au nord de Lontzen (Donnerkaul) offrent de beaux affleurements de la première unité gréseuse;

- la deuxième unité gréseuse est bien visible au sud du carrefour face à l'Eglise de Plombières (propriété privée);
- l'entrée sud du tunnel de la Gueule dans le Parc de Plombières ou la tranchée de la route Plombières-Völkerich montrent les couches supérieures.

Pour en savoir plus : DE VOOGTD (1929)
VERHOOGEN (1934)
FIEGE *et al*. (1957)
KLERKX (1966)
GRAULICH (1970)
GRAULICH (1984)
STEINGROBE & MULLER (1985)

Argiles d'altération du socle paléozoïque

Le sommet du socle paléozoïque est profondément altéré sur une épaisseur de 5 à 30 m, surtout lorsqu'il est surmonté par des niveaux aquifères. Cette zone altérée est composée d'argiles compactes de couleurs variables suivant la lithologie du socle sous-jacent (argiles blanches, rouges, bariolées noires ou grises) et non structurées. Ce sont des argiles résiduelles de la croûte de désagrégation Pré-Santonienne (BREDDIN *et al*. 1963).

Epaisseur : jusqu'à 30 m.

Utilisation : exploitées dans le passé notamment à Hergenrath (gisement de la Céramique Nationale de Welkenraedt) et à Flönnes pour la céramique.

Remarques : formations crétacées

L'échelle lithostratigraphique du Crétacé dans la zone cartographiée a été formalisée après de nombreux essais par FELDER (1975) et ALBERS & FELDER (1979). Les diverses unités (formations, membres) sont définies sur base de leur limite inférieure et supérieure, dénommées Horizons. Ils représentent des surfaces de discontinuité sédimentologiques ou paléontologiques, souvent sans épaisseur. Les lithofaciès de ces unités ne sont donc pas nécessairement uniformes. Dans un souci d'uniformité, nous adoptons ces subdivisions.

La sédimentation crétacée est en effet régie par des interactions complexes entre des fluctuations eustatiques et une tectonique synsédimentaire (tectonique de blocs) qui se marquent par de rapides et fréquentes variations latérales d'épaisseur et de faciès et par de nombreuses lacunes stratigraphiques (KUYL, 1983, ROSSA, 1987, BLESS *et al*., 1987, BLESS, 1989).

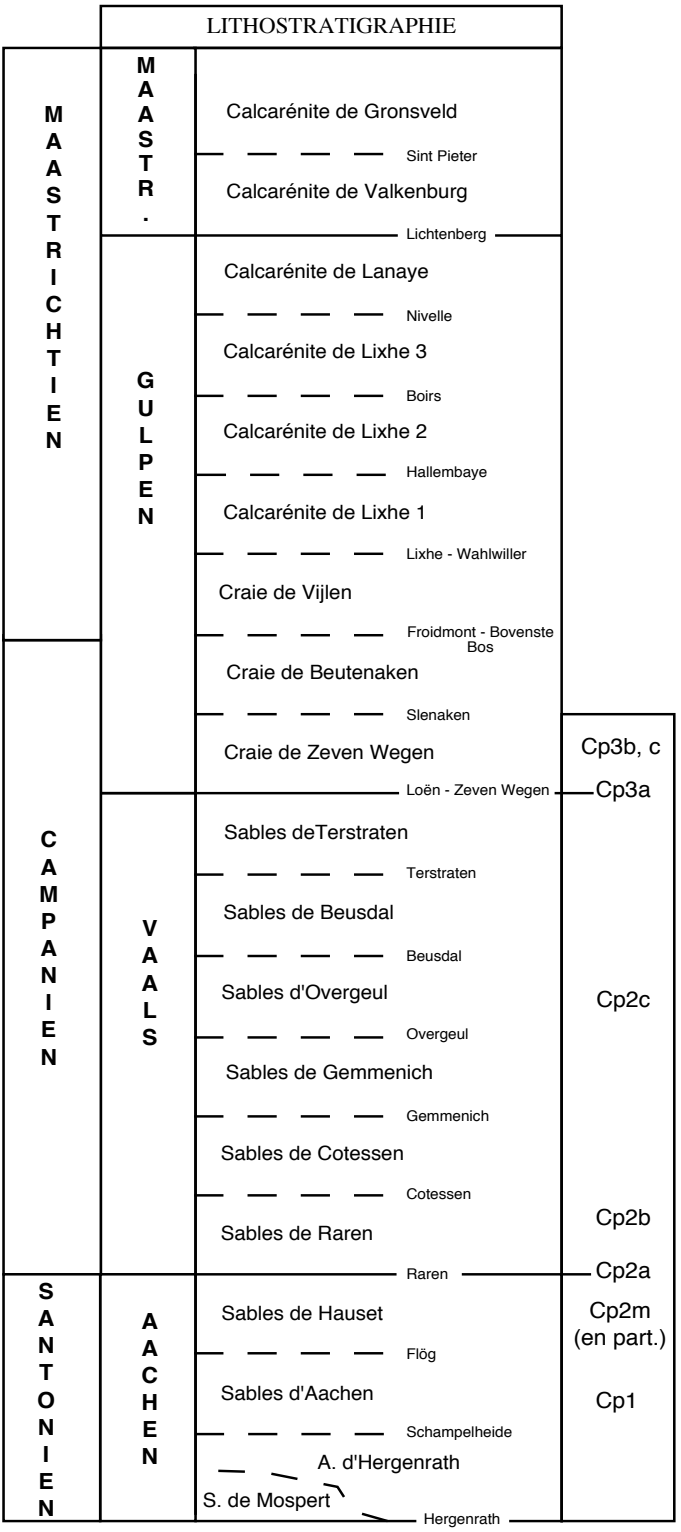


Fig. 7 : Unités lithostratigraphiques dans la région étudiée et dans le Sud Limbourg néerlandais; correspondances avec les sigles des cartes géologiques à 1/40 000.

Le manque d'affleurement significatif ne permet de cartographier que les formations (et non les membres). Nous nous sommes basés sur les quelques affleurements encore visibles, ceux positionnés avec précision sur les Minutes des cartes géologiques de FORIR (archivées au Service géologique de Belgique; FORIR a bénéficié lors de son levé du curage et du rafraîchissement des fossés bordant les routes et les chemins) et sur les forages bien positionnés et interprétables. Ce n'est pas toujours le cas avec les nombreux forages de prospection minière du début du siècle, réalisés au trépan. Leur interprétation est source de nombreuses anomalies liées à un positionnement imprécis, une interprétation vague ou à une tectonique que nous ne pouvons maîtriser (voir par exemple les coupes publiées par VANDENBERGHE, 1983).

Les sondages de Gulpen (43/1-1176 et 43/1-1177) et le sondage de Hombourg (43/1-735) ont été étudiés par de nombreux auteurs dans STREEL & BLESS (1988, palynologie, foraminifères, ostracodes). Le dernier, situé au sommet de la craie sur la crête allant d'Henri-Chapelle à Hombourg, a recoupé toutes les formations crétacées jusqu'au socle. Il servira de références pour les datations.

Formation d'Aachen (AAC)

Origine du nom : région d'Aachen, en Allemagne, où la formation est la plus épaisse.

Cette formation a été subdivisée en 3 membres qui sont de bas en haut :

- Argiles d'Hergenrath (BREDDIN *et al*., 1963) et Sables de Mospert (HOLZAPFEL,1910) :

  Les argiles d'Hergenrath sont formées d'alternances d'argiles silteuses, de silts argileux, de silts sableux et de sables argileux, blancs, gris bleu à noirs, bioturbés (perforations horizontales et verticales), à nombreux débris de végétaux avec des nodules de marcasite et de pyrite et, localement, des lentilles ligniteuses et des traces de racines. Il est difficile de séparer ce membre des argiles d'altération du socle paléozoïque. Selon ALBERS & FELDER (1979) la base du membre est caractérisée par un paléosol nommé Horizon de Hergenrath qui n'est clairement reconnaissable que sur substrat calcaire. Nous avons retenu comme critère de discrimination le caractère argilo-sableux de l'ensemble (BREDDIN *et al*. 1963). Vers le sud-est, existent les Sables de Mospert : ce sont des dépôts lenticulaires silteux, sableux et graveleux (galets de quartz blancs pluricentimétriques). BREDDIN (1932) a montré que ces lentilles graveleuses s'insinuent vers le nord sous les argiles sableuses

puis disparaissent dans les environs de Hauset. KNAPP (1978) et ALBERS et FELDER (1979) situent ces lentilles à la base du membre comme le montrent divers sondages sur l'étendue du territoire cartographié. L'épaisseur des sables de Mospert peut atteindre quelques mètres (KNAPP, 1978);

- Sables d'Aachen : il s'agit de sables fins à grossiers, blancs à jaunâtres, très bioturbés (perforations horizontales et verticales), avec de nombreux horizons à stratifications obliques ou croisées (chenaux décamétriques). Ils comportent localement des horizons charbonneux irrégulièrement distribués, des horizons oxydés et des bancs décimétriques de grès ou de concrétions siliceuses. PURVES (1883) signale à l'ouest de Moresnet la présence d'un banc induré de 2,50 m d'épaisseur, lenticulaire, exploité dans le passé sous le nom de "Grès de Moresnet". La présence de morceaux de bois lignifiés, pyritisés ou silicifiés et perforés par des mollusques est une particularité remarquable (STOCKMANS, 1946, entre autres). La limite inférieure de ce membre est soulignée par l'Horizon de Schampelheide qui marque le changement de faciès argile- sable vers sable;
- Sables de Hauset (ALBERS, 1978) : ils diffèrent des précédents par leur teneur pélitique plus importante sous forme de lits argileux ou silteux brun violet pétris de végétaux. Selon ALBERS & FELDER (1979) ou FELDER (1996), ils témoigneraient d'alternances laminaires cycliques, formées de sables bioturbés, gris à gris moyen, plus ou moins argileux et de couches argileuses continues latéralement. Localement, la présence de chenaux vient perturber cette régularité. La limite inférieure de ce membre est marquée par l'Horizon de Flög qui marque ce changement de faciès. Ce membre n'est reconnaissable qu'en carrière.

Epaisseur : 45 m maximum en fonction du relief de la surface sous-jacente.

Age : Santonien.

Utilisation : céramique, sablières (voir Ressources minérales et fossiles).

Affleurements représentatifs :

- le lieu type du Membre d'Hergenrath et de l'horizon de même nom est l'ancienne carrière de Schampelheide aujourd'hui remblayée. Il n'y a plus de beaux affleurements du membre;
- le lieu type des Sables d'Aachen est la carrière en activité Käskorb à La Calamine;
- les Sables de Hauset peuvent être observés dans l'ancienne carrière de Bingeberg à Hauset (type du membre : voir FELDER , 1996, fig.3).

Pour en savoir plus : DUMONT (1882)
PURVES (1883)
RENIER (1925 : Sables de Mospert)
BOURGUIGNON (1954 : Sables de Mospert)
BREDDIN *et al*. (1963)
KNAPP (1978)
ALBERS & FELDER (1979)
VANDENBERGHE (1983)
BATTEN *et al*. (1988)
FELDER (1996)

Formation de Vaals (VAA)

Origine du nom : région de Vaals au Pays-Bas, au NE de Gemmenich.

Cette formation, anciennement dénommée en Belgique, "Smectite de Herve" ou "Assise de Herve", est formée d'alternances de sables, de silts et d'argiles et de concrétions ou de bancs gréseux ou siliceux souvent fossilifères (lamellibranches, bélemnites), le tout glauconieux sauf exception (couleur gris verdâtre).

Les caractéristiques sédimentaires sont comparables à celles de la Formation d'Aachen (remplissage de chenaux...). La limite inférieure est marquée par un niveau graveleux de sable glauconieux avec des galets millimétriques à centimétriques de quartz, de quartzite, de grès et de chert qui ravine le Membre de Hauset. Son épaisseur varie entre 0,10 et 0,40 m et il a été dénommé Horizon de Raren (ALBERS, 1976), noté Cp2a sur les cartes géologiques à 1/40 000. La formation a été subdivisée en 7 membres silto-sableux par ALBERS (1976) dans la région type (voir fig.7). Ceux-ci n'ont pourtant qu'une valeur locale du fait des importantes variations latérales de faciès. D'est en ouest, on passe des sables grossiers à stratifications entrecroisées avec quelques minces intercalations silteuses à Aachen aux silts carbonatés dans les environs de Visé. Sur les feuilles étudiées, ALBERS (1976) a reconnu 6 membres depuis Cotessen (Pays-Bas) jusqu'à Viviers, au nord d'Henri-Chapelle. De composition similaire, ils sont reconnus par leurs horizons limites (Sables de Raren, Cotessen, Gemmenich, Vaalsbroeck, Beusdael et Terstraten). En pratique, les quelques affleurements qui subsistent ne permettent plus de préciser ces subdivisions.

Au sud d'Henri-Chapelle, les distinctions s'estompent et les faciès deviennent de plus en plus silteux et argileux avec de moins en moins de niveaux indurés. Entre Hochelbach et Henri-Chapelle, existe un faciès particulier signalé par FORIR

(1891) et noté Cp2m sur la carte géologique à 1/40 000. Il s'agit de sables blancs sans glauconie intercalés, selon lui, dans des siltites et sables glauconieux de la formation. Seule une ancienne carrière située au sud d'Henri-Chapelle, à l'est de la route vers Welkenraedt, montre encore ce faciès. Il s'agit de sables fort semblables à ceux du Membre d'Aachen, avec les mêmes caractères sédimentologiques et de nombreux horizons indurés ou ferrugineux. Selon les coupes publiées par FORIR, ces sables migreraient de la partie inférieure de la Formation au SW (surmontant l'Horizon de Raren, FORIR, 1898, fig.5) vers son sommet au NW. Deux hypothèses sont possibles pour situer ces sables atypiques :

- ils se situent apparemment au-dessus de l'Horizon de Raren comme l'a postulé FORIR et il s'agit de faciès particuliers de la Formation de Vaals sous forme de diverses lentilles d'épaisseur variables intercalées au sein des sédiments glauconieux;
- ces sables appartiennent, en partie, à la Formation d'Aachen. Cette hypothèse peut être expliquée par le jeu de failles transversales contemporaines de la sédimentation (KUYL, 1983, ROSSA, 1987, FELDER & BLESS, 1993). C'est l'hypothèse que nous avons retenue (coupe d-d').

Epaisseur : 65 m maximum.

Age : Campanien.

Affleurements représentatifs :

La carrière en activité de Gemmenich montre le passage entre la Formation d'Aachen et la Formation de Vaals avec l'Horizon de Raren.

Pour en savoir plus : DUMONT (1882)
FORIR (1891)
ALBERS (1976)
NOTA & al., 1978
ALBERS & FELDER (1979)
FELDER & BOONEN (1988)
ROBASZYNSKI (1988)
BLESS (1989)
FELDER (1996)

Formation de Gulpen (GUL)

Origine du nom : de Gulpen au Pays-Bas

La Formation de Gulpen ravine irrégulièrement la Formation de Vaals. Elle débute par un niveau métrique de craie glauconifère, quelquefois graveleux, dénommé dans la région

Horizon de Zeven Wegen (= Horizon de Loën par ailleurs, noté Cp3a sur les cartes géologiques à 1/40 000). Dans les sondages, cet horizon est surmonté de 10 à 20 m de craies compactes (calcilutites apparemment mal stratifiées, friables à l'affleurement), blanche à beige, à rares nodules de silex noirs dans la partie supérieure, puis de 15 à 20 m de craie altérée, argileuse, beige à jaunâtre. Dans la partie sommitale existent des niveaux de craie grise, finement glauconieuse (déblais tirés de fondations de maisons à Henri-Chapelle). Ces niveaux sont situés cartographiquement entre 20 et 25 m de la base de la formation.

La formation a été subdivisée en plusieurs membres (fig.7). Dans le sondage de Hombourg, deux membres, séparés par un hard-ground dénommé Horizon de Froidmont, ont été reconnus (Membre de Zeven Wegen, formé de craie blanche, surmonté par le Membre de Vijlen, formé de craie gris jaune à

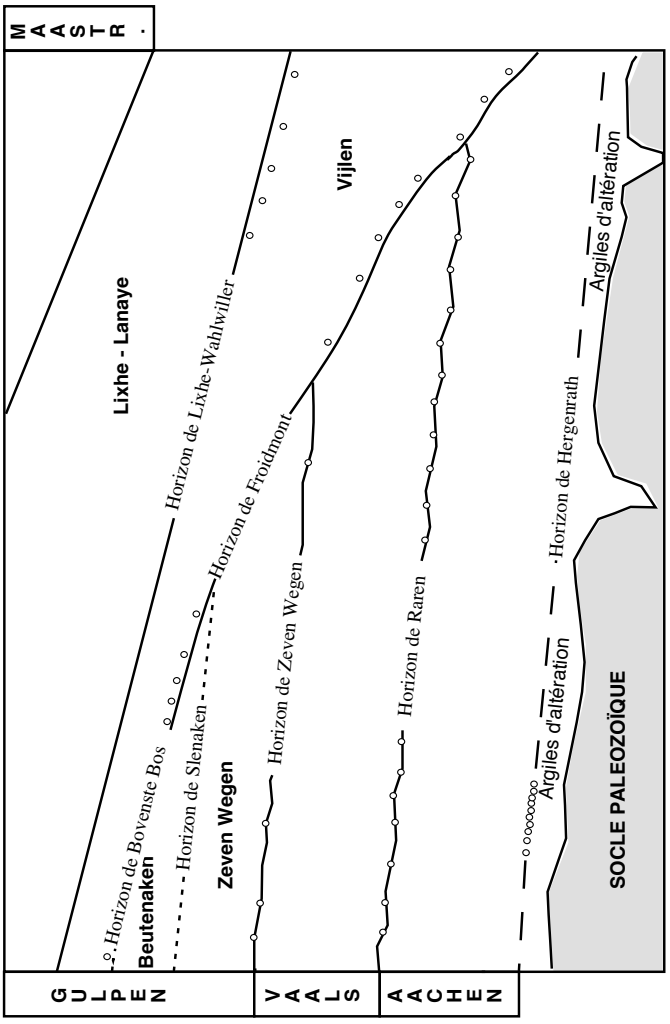


Fig. 8 : Représentation schématique des relations entre les diverses unités crétacées (d'après FELDER, 1996, modifié).

blanche souvent riche en glauconie et localement marneuse). Avec les observations faites à Henri-Chapelle, ce sont les deux seules occurrences de craie glauconifère dans la partie supérieure de l'ensemble crayeux.

Le Membre intermédiaire de Beutenaeken, formé d'une craie gris jaunâtre, légèrement glauconieuse et souvent marneuse affleurerait selon FELDER *et al*. (1978, Abb. 7/4-4) au nord de Hombourg sur la feuille Gemmenich-Botzelaar (10 m d'épaisseur maximum). Nous n'avons trouvé aucun affleurement significatif.

Le Membre de Vijlen ravine toutes les unités crétacées inférieures comme l'ont montré récemment FELDER & BLESS (1993) ou FELDER (1996, voir fig.8).

Epaisseur : 40 m maximum, très variable en fonction des degrés d'altération et de karstification.

Age : le Membre de Zeven Wegen est daté du Campanien sup., celui de Beutenaeken du Campanien sup. ou Maastrichtien inf. et celui de Vijlen du Maastrichtien sup.

Utilisation : amendement des terres, réservoir aquifère.

Pour en savoir plus : DUMONT (1882)
NOTA & al., 1978, 1980, 1983, 1987
ALBERS & FELDER (1979)
FELDER & BOONEN (1988)
BLESS (1989)
BLESS & ROBASZYNSKI (1988)
FELDER & BLESS (1993)
FELDER (1996)

Argiles à silex

Une grande partie de la surface cartographié est recouverte d'un conglomérat à silex, noté Sx sur les cartes géologiques et régolithe dans les travaux de NOTA *et al*. (1978, 1980, 1983, 1987). Sa composition est très variable. Il est formé d'un mélange de nodules de silex anguleux, d'argiles, de loess et de limons et localement, au sommet de la craie, d'une accumulation de silex indurés. Les silex de toutes tailles et formes sont cimentés par du sable ou par des argiles rouges, jaunes ou brunes.

L'origine de cette couverture est complexe. Elle est due à la dissolution de la craie (silex résiduaire) et au lessivage ultérieur des formations supérieures (voir Paléokarst). Son épaisseur est très variable suivant la géomorphologie. Elle est maxi-

male au sommet de la Formation de Gulpen du fait des phénomènes karstiques (jusqu'à 10 m). NOTA *et al*. (1978, 1980, 1983, 1987) et les cartes pédologiques montrent qu'elle n'est pas limitée au sommet de la craie.

Elle est difficilement cartographiable, contrairement aux tracés de FORIR sur les cartes à 1/40 000, et doit être rapportée aux formations superficielles et non au Maastrichtien comme sur les feuilles à 1/40 000.

Dépôts sableux (sbl)

Il s'agit de matériaux sableux mêlés de lentilles d'argiles sableuses. Les sables sont jaunes, quartzeux et souvent micacés, bien classés (moyens à fins) et sans stratification précise. L'ensemble est parfois accompagné de dragées de quartz laiteux ou, plus rarement, par un gravier quartzitique. Ces dépôts font partie du remplissage des poches de dissolution de la craie.

Ailleurs, ces sables sont mélangés avec les silex résiduels et les argiles sur l'ensemble de la feuille (NOTA *et al*. , 1978, 1980, 1983, 1987).

Epaisseur : très variable.

Age : aucune datation n'a été effectuée sur la feuille. Ils sont considérés comme oligocènes.

Utilisation : construction.

Pour en savoir plus : RENIER (1945)
MACAR (1946)

Formations superficielles

- <u>Dépôts tourbeux (TRB)</u>

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 de 12170 ans BP (± 90) (^{14}C) dans la Konnerzvenn (PISSART & JUVIGNE, 1980). Les tourbières ne recouvrent cependant l'entièreté du plateau des Hautes-Fagnes au-dessus de l'altitude de 600m que depuis le Boréal. Leur tracé a été repris de la carte pédologique de Raeren (PAHAUT,1966).

- Alluvions modernes (AMO)

Ces dépôts ne sont bien représentés que dans la vallée de la Vesdre et dans quelques autres vallées, notamment le Lontzenerbach, la Gulpe ou La Gueule. Leur épaisseur est généralement assez faible, de 2 à 5 m en moyenne. Localement, lorsque la succession est complète, ils comportent à la base un gravier, souvent à gros galets. Sur ce gravier, repose une argile sableuse ou un sable, de teinte jaunâtre, renfermant parfois des petits galets dans sa partie inférieure et des argiles.

Il est souvent difficile de dissocier les véritables dépôts de fond de vallées (AMO) de ceux des basses terrasses. Seul RENIER (1925) a décrit une petite terrasse de la Vesdre (exploitée comme ballastière) à l'est de Petergensfeld.

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

D'épaisseur variable d'un point à l'autre, ces dépôts 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). Leurs caractéristiques sont détaillées dans les notices explicatives des cartes pédologiques (PAHAUT 1965, 1966). Leur extension n'a pas été figurée sur la carte du fait de ces 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 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 (âge relatif des terrains) et de lithostratigraphie (succession d'unités lithologiques) 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 rugueux), dans le Famennien inférieur (Rhynchonellidae), le Namurien (goniatites) et dans le Crétacé (bélemnites).

4. Roches intrusives et métamorphiques

Deux occurrences de roches intrusives sont connues :

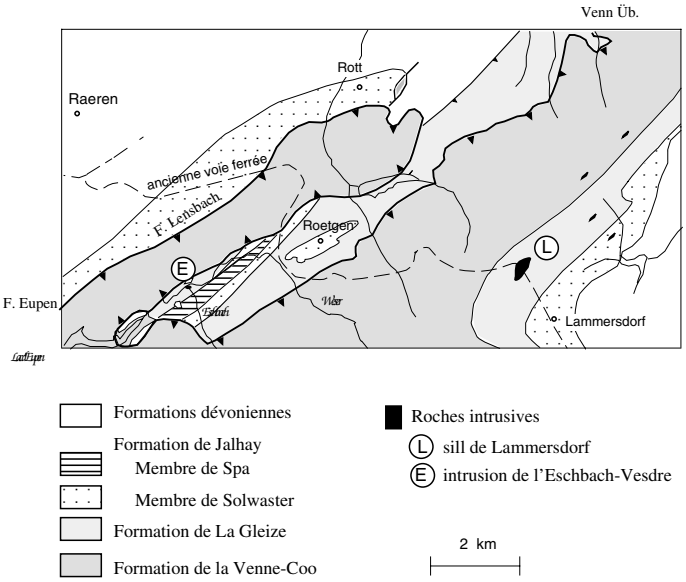


Fig. 9 : Les roches intrusives de l'est de la Belgique dans leur contexte géologique (d'après la carte géologique de GEUKENS, 1986).

- **le sill de Lammersdorf** : cette intrusion fut découverte lors de l'établissement de la ligne de chemin de fer d'Aachen à Saint-Vith (voir remarque au 2.2). Elle a été décrite comme un granite par VON LASAULX (1884) et DANNENBERG & HOLZAPFEL (1898). Sa structure est celle d'un gros sill accompagné d'un filon concordant (ép. 4,5 m) bordé par des phyllades et quartzites de la Formation de la Venne-Coo (Rv4). L'ensemble affleurait sur environ 240 m dans la tranchée de chemin de fer (DENAEYER & MORTELMANS, 1954). Il est composé d'une roche à grain fin, compacte, presque totalement altérée (aspect décomposé, roche blanche kaolinisée). On distinguait sur des fragments moins altérés des feldspaths, du quartz, des micas ordinairement transformés en chlorite et des petits cristaux disséminés de pyrite. Cette roche a ensuite été appelée tonalite (diorite quartzitique) par RONCHESNE (1931). DENAEYER & MORTELMANS (1954), VAN WAMBEKE (1956a) et SCHERP (1959) en ont fourni des analyses géochimiques et pétrographiques et ont situé l'intrusion dans le cadre des phénomènes intrusifs de la région. Le sill est entouré d'une fine auréole de métamorphisme de contact marquée par des phyllades tachetés (RONCHESNE, 1931, VAN WAMBEKE, 1955, SPAETH *et al*., 1985). La minéralisation (Fe) est d'origine hydrothermale (VAN WAMBEKE, 1956b);

- **l'intrusion porphyrique de l'Eschbach-Vesdre** : il s'agit d'un dyke porphyrique découvert par GEUKENS & VAN WAMBEKE (1955) encore visible sur quelques mètres dans le lit de l'Eschbach à une vingtaine de mètres de la confluence avec la Vesdre. Il est formé d'une roche de couleur gris verdâtre, s'altérant en brun, assez dure, à grains fins et souvent mouchetée de petits cristaux de feldspaths. La pyrite est assez abondante (cristaux microscopiques) dans des petites géodes. Ce dyke découpe les phyllades rubanés et quartzophyllades de la Formation de La Gleize (Rv5). Au contact, les phyllades sont tachetés.

Les schistes ou phyllades tachetés sont donc une des manifestations du métamorphisme de contact des intrusions. CORIN (1934) en a aussi signalé à environ 1500 m à l'est du dyke de l'Eschbach-Vesdre sur le versant nord de la Vesdre au pont de Bellesfort.

5. Tectonique

Les terrains paléozoïques sont intensément plissés et faillés. Les plis, décimétriques à kilométriques, sont généralement plus ou moins déjetés à déversés vers le NW indiquant la direction générale du raccourcissement varisque. Il s'agit, à grande échelle, d'une succession de plis synclinaux et anticlinaux de direction moyenne N45E et faiblement ennoyés vers le NE ou le SW. Le Groupe houiller occupe généralement le coeur des synclinaux et le Famennien supérieur la crête des anticlinaux. Ceux-ci, lorsqu'ils sont faillés, reposent sur la zone axiale des synclinaux.

Deux types de failles existent. 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 le Massif de Stavelot, le raccourcissement varisque a affecté des séries déjà structurées par l'orogenèse calédonienne. Les failles de chevauchement et les plis principaux permettent de diviser l'ensemble en unités structurales plus ou moins importantes (fig.10 et coupes a-a', b-b' et c-c').

Les autres failles constituent un réseau de fractures transversales, orientées NNW-SSE. Elles découpent les structures précédentes et pour certaines, les formations de couverture. Elles apparaissent comme liées au système d'effondrement du Graben du Rhin (régime de distension).

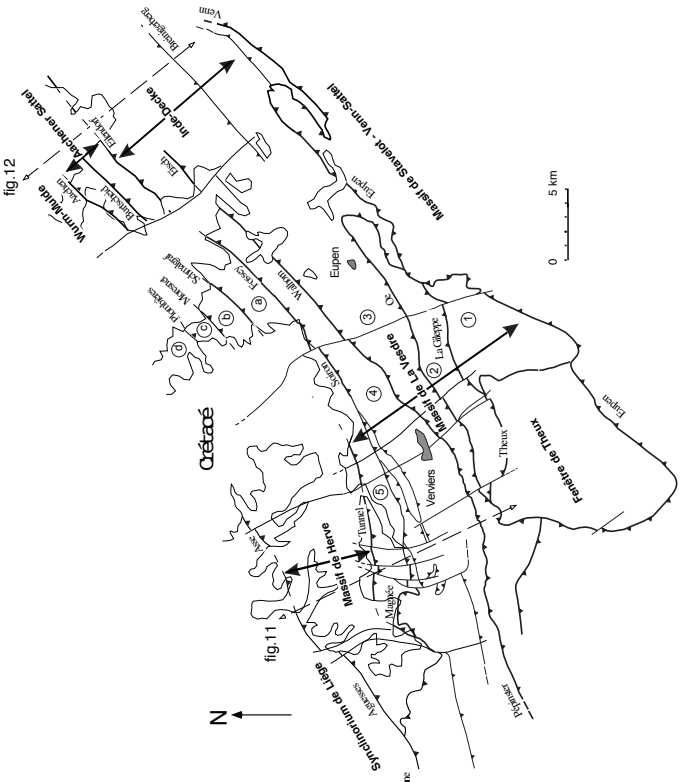


Fig. 10 : Unités structurales dans l'est de la Belgique, en Allemagne et dans la zone étudiée (1- Unité de Jalhay, 2- Unité de La Gileppe, 3- Unité de Goé, 4- Unité de Forêt-Andrimont, 5- Unité du Tunnel, a- Unité de Donnerkaul, b- Unité de Moresnet, c- Unité de de Plombières, d- Unité de Sippenaeken).

5.1. Description des unités structurales :

1 - Le Massif de Stavelot

La carte montre une division importante en deux domaines séparés par la faille de charriage d'Eupen ("Eupener Uberschiebung", GEUKENS, 1984, 1986, 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 et dévonienne. L'unité charriée correspond, à grande échelle, à la partie frontale d'un grand anticlinal déversé vers le NW. Les couches sont intensément déformées en plis aigus à isoclinaux, de toutes dimensions avec de nombreuses fractures. Dans leur majorité, ces plis sont déversés vers le nord.

Dans la zone située le long de la Vesdre entre Bellesfort et Petergensfeld, affleure, dans une demi fenêtre tectonique correspondant à une ondulation de la faille d'Eupen (voir

coupe a-a'), des couches assignées aux Formations de La Venne, de La Gleize et de Jalhay (GEUKENS, 1986). Les auteurs allemands (KNAPP, 1978, WALTER *et al*., 1985, RIBBERT, 1992) ou VAN WAMBEKE (1997) y voient une combinaison entre des failles normales et des failles de chevauchement différentes de la faille d'Eupen qui reste limitée à sa branche nord, dénommée originellement faille de Lensbach (GEUKENS & VAN WAMBEKE, 1955).

2 - L'Unité de la Gileppe (2 sur la fig. 10, définie sur la feuille Limbourg-Eupen)

Cette unité affleure sous forme d'une demi-fenêtre tectonique, à l'est d'Eupen. Elle est limitée au nord par la faille d'Oe, à inclinaison nord (ASSELBERGHS, 1927) et son prolongement à pente sud, la faille de la Helle.

3 - L'Unité de Goé (3 sur la fig.10, définie sur les feuilles Limbourg-Eupen et Fléron-Verviers)

Cette unité est une nappe limitée à sa base par une faille de charriage. Cette faille, de forme ondulée, a reçu selon les endroits des noms différents : faille de La Helle, faille d'Oe, faille de Walhorn et ses prolongements occidentaux (LALOUX *et al*., 1997; voir coupes a-a' et b-b'). La faille de la Helle est recoupée par la faille d'Eupen au sud d'Eupen.

L'unité expose le synclinal plurikilométrique de Baelen-Merols (= Berlotte de HOLZAPFEL, 1910 et Oberforstbach de WALTER *et al*., 1985) qui s'ennoye faiblement vers le NE (maximum 5°) pour former le synclinal complexe de l'Inde. Ses dressants sont affectés entre Vicht (Allemagne) et Raeren par une faille très redressée qui provoque le redoublement des calcaires giveto-frasniens ("Breinigerberg Störung"). Cette faille se perd dans les shales et siltites frasniens-famenniens à l'ouest de Raeren.

Le flanc nord du synclinal, affecté de plis et de failles de chevauchement mineurs est coupé par la faille de Walhorn dont le rejet est d'environ 900 m. Ce rejet est comparable à celui qui a été attribué à cette faille sur les feuilles Limbourg-Eupen et Fléron-Verviers.

La présence d'une petite fenêtre tectonique au SE de Welkenraedt (Kaulen) témoigne d'ondulations importantes de la faille de Walhorn. Les données cartographiques montrent que la faille découpe des ensembles déjà structurés (plis et failles) comme sur les feuilles Lombourg-Eupen et Fléron-Verviers.

4 - L'Unité de Forêt-Andrimont (4 sur la fig. 10, définie sur la feuille Fléron-Verviers)

Limitée au sud par l'unité précédente, elle est circonscrite au nord par la faille de charriage à pente sud, nommée suivant les tronçons dans la zone cartographiée Soiron - Lontzen - Fossey (HOLZAPFEL, 1911a).

L'unité expose le synclinal complexe d'Eynatten (VERHOOGEN, 1935) et l'anticlinal de Hauset (HOLZAPFEL, 1910) au nord. L'inclinaison de la faille nommée Soiron - Lontzen - Fossey a été mesurée en surface (30°, GRAULICH, 1970b) mais les archives de la mine de Lontzen révèlent la nature ondulante de la faille qui découpe des ensembles déjà structurés (plis et failles).

5 - L'Unité de Donnerkaul (a sur la fig. 10)

Cette unité est limitée au sud par la précédente et au nord par la faille de Schmalgraf à pente sud. L'unité expose le flanc nord du synclinal complexe de Lontzen dont le coeur a été exploité dans la mine de Lontzen. Il existe une zone de relais de plis secondaires (faible ennoyage vers le NE ou le SW) dans la transversale du Lontzenerbach.

L'unité est découpée par des failles de chevauchement mineures comme celles de Haut-Vent, de Donnerkaul ou de Hof-Huset qui limitent des sous-unités rencontrées, pour certaines, sur les feuilles Limbourg-Eupen et Fléron-Verviers.

6 - L'Unité de Moresnet (b sur la fig. 10)

Comprise entre la faille de Schmalgraf et la faille de Moresnet (FOURMARIER, 1905), cette unité expose le flanc normal du synclinal de Schmalgraf structuré en écailles imbriquées qui font apparaître trois bandes de dolomies (Groupe de Bilstain : écaille de Hoof, Bambosch et Eulenburg). Vers l'ouest, les données de la Vieille Montagne montrent que l'écaille de Hoof s'élargit sous le Crétacé pour former un synclinal à coeur houiller. Les plis s'ennoyent vers le SW comme tous ceux situés entre la faille de Schmalgraf (15° pour la terminaison périclinale du synclinal de Schmalgraf d'après les données minières de la Calamine) et celle de Plombières.

7 - L'Unité de Plombières (c sur la fig. 10)

Cette unité est comprise entre les failles de Moresnet et de Plombières. Au nord des couches dolomitiques en dressants, elle illustre une alternance entre des couches en plateure et des

zones hectométriques intensément plissées et faillées. L'ennoyage est quasi horizontal. On peut reconnaître des petites failles plissées à l'intérieur des structures. La faille de Plombières est connue par les travaux de la mine de Bleyberg et les forages de prospection. Elle met en contact les calcaires du Groupe de Juslenville avec les grès et schistes du Namurien supérieur. Le toit des calcaires au nord de la faille est situé à environ 250 m sous la surface.

8 - L'Unité de Sippenaeken (d sur la fig. 10)

C'est l'unité située au nord de la faille de Plombières. Elle est caractérisée par un amortissement graduel du plissement. L'ennoyage est proche de l'horizontale. Les prospections géoélectriques (Peñarroya) montrent une allure régulière du toit des calcaires viséens qui remontent vers Boffereth où les anciens sondages montrent une réduction drastique des épaisseurs des couches tournaisiennes, viséennes et namuriennes.

Vers le nord, en Limbourg hollandais, on observe un épaississement du Namurien comme le montre le sondage de Gulpen situé à 7 km au NNW du point ou la Gueule pénètre en Hollande (voir BLESS *et al*., 1976).

5.2. Schistosité :

Dans le Massif de Stavelot, une schistosité de cristallisation ("slaty cleavage") généralement parallèle à la stratification affecte les couches phylladeuses. Une deuxième schistosité a été détectée localement sur le terrain sans que l'on puisse en déduire les relations sans ambiguïtés. Cette dernière a également été mise en évidence par l'analyse microscopique des phyllades tachetés de l'auréole de métamorphisme de contact du sill de Lammersdorf (SPAETH *et al*., 1985). Elle est interprétée comme calédonienne.

Dans les Unités de La Gileppe et de Goé, une schistosité affecte les niveaux les plus argileux de la série mais rares sont les mesures effectuées par manque de bons affleurements (schistosité grossièrement parallèle au plan axial des plis, en éventail convergeant vers leur coeur). Sur la planchette Petergensfeld, quelques valeurs de schistosité à pente nord ont été relevées dans le Famennien au nord de la faille de Breinigerberg.

Dans l'unité de Sippenaeken, les sédiments du Groupe houiller sont caractérisés par la présence d'une schistosité signalée par BREDDIN (1956) et DELMER & GRAULICH (1959). Elle semble cependant restreinte au coeur des plis (schistosité plan axial).

Aucune schistosité n'a été rencontrée dans les couches famenno-carbonifères des autres unités.

5.3. Failles transversales :

Les fractures transversales sont très nombreuses. Elles décalent les plis, les failles longitudinales et les formations tabulaires crétacées.

Les failles transversales sont orientées approximativement dans une direction NNW-SSE, parallèle à la direction des diaclases principales. De très nombreuses failles ne présentent pas de rejet significatif et n'ont pas été représentées sur la carte. Là où l'observation directe est possible, ces fractures sont subverticales. En terrain plissé, il est difficile de discriminer l'importance relative des différentes composantes du rejet. L'analyse détaillée des failles transversales du Graben de la Minerie sur la planchette de Herve (42/4) a montré l'existence de 2 types de failles (ANCION & EVRARD, 1957) :

- failles composites à rejet de décrochement prépondérant ;
- 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. C'est ce qu'indiquent les documents de la Vieille-Montagne. Il existe cependant des faisceaux remarquables par la densité des fractures comme ceux qui sont liés aux failles de Dickenbusch ou de Welkenraedt.

Certaines failles ont affecté les couches crétacées durant leur sédimentation comme en témoignent les brusques variations d'épaisseur sur les coupes d-d' et e-e'.

De telles observations ont été décrites en Campine (FELDER *et al*., 1985, ROSSA, 1987), dans le Limbourg hollandais (KUYL, 1980, BLESS *et al*., 1987) et dans la région d'Aachen (BREDDIN *et al*., 1963, DROZDROZDEWSKI & WREDE, 1994).

5.4. Interprétation

Les coupes a-a', b-b' et c-c' sont orientées perpendiculairement à la direction des structures varisques. Elles montrent 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 structure actuelle est le résultat du raccourcissement varisque et il est difficile de discriminer les déformations calédoniennes et varisques sans une étude tectonique approfondie. Il y a cependant une nette différence d'intensité de plissement et de schistosité et une discordance angulaire majeure entre les couches du Massif de Stavelot et leur couverture dévono-carbonifère.

b) la déformation varisque

La chronologie suivante peut être dégagée :

- plissement accompagné de déformations associées comme les petites failles plissées;
- découpage de cet ensemble plissé par des failles cisaillantes en plusieurs écailles qui ont été définies en partie sur les feuilles Limbourg-Eupen et Fléron-Verviers (LALOUX *et al*., 1997). Elles appartiennent aux unités suivantes :

  A l'ouest, en Belgique (du S au N) (fig. 10 et 11) :

- le Synclinorium de Verviers défini par GRAULICH *et al*. (1984), subdivisé en trois unités qui sont du sud au nord :
  + la Fenêtre de Theux;
  + le Massif de la Vesdre, qui est une nappe limitée par la faille de Theux et son émergence la plus septentrionale nommée faille du Tunnel. Il est à son tour subdivisé en plusieurs sous-unités par des failles importantes (voir fig.10). Le rejet de la faille du Tunnel est estimé à plus de 3000 m;
  + une zone d'écaillage communément appelée Massif de Herve, limitée au nord par la faille nommée suivant les tronçons Aguesses et Asse;
- le Synclinorium de Liège.

Les campagnes de sismique profonde ont montré la présence d'un important réflecteur situé à 3 ou 4 km de profondeur plongeant avec une faible pente vers le sud et dont l'émergence en surface coïncide avec le tracé de la faille nommée Aguesses-Asse selon DEJONGHE *et al*. (1989) et HOLLMANN & WALTER (1995). 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 Syn-

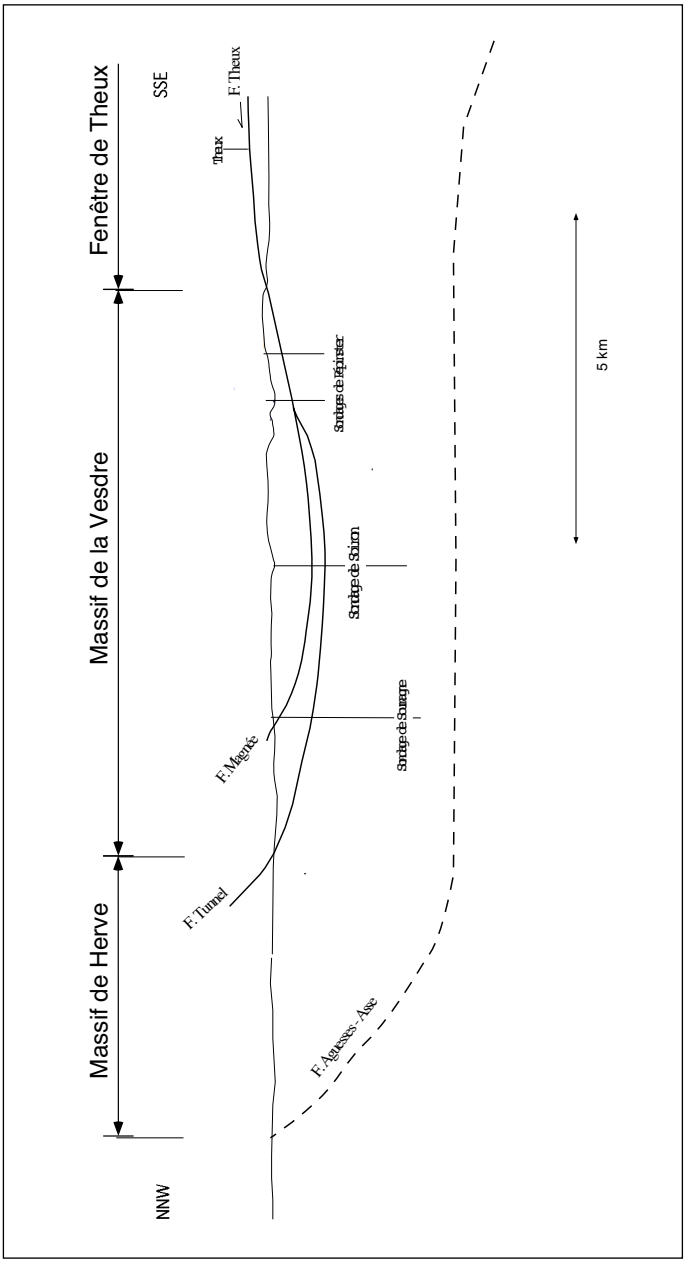


Fig. 11 : Structure simplifiée du Synclinorium de Verviers sur la feuille Fléron-Verviers.

clinorium de Verviers au nord (GRAULICH, 1984) ou chevauchement interne au Synclinorium de Herve (MICHOT).

Vers l'est, en Allemagne (du S au N, fig. 10 et 12) :

- la nappe de l'Inde (Inde-Decke), limitée au nord par la faille d'Eilendorf. Elle est dans le prolongement du Massif de la Vesdre puisque la faille d'Eisch est considérée comme le prolongement de la faille de Walhorn et celle d'Eilendorf comme le prolongement de celle de Soiron;

- une zone d'écaillage communément nommée anticlinal d'Aachen et limitée au nord par la faille d'Aachen;
- le Synclinal de Wurm.

Les campagnes de sismique profonde ont abouti aux mêmes conclusions que celles qui ont été émises vers l'ouest. La faille constituant le front de l'allochtone est la faille d'Aachen selon ANDERLE *et al*. (1991) ou VON WINTERFELD & WALTER (1993).

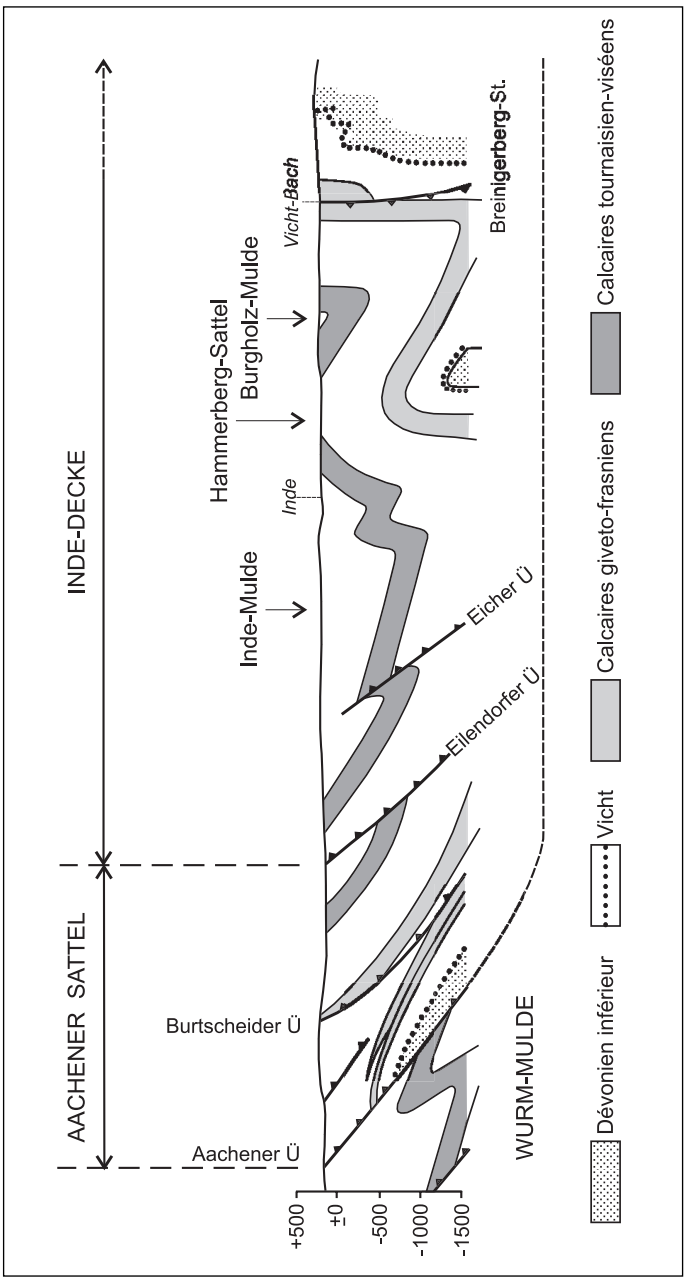


Fig. 12 : Coupe à l'est d'Aachen (d'après RIBBERT, 1992 et VON WINTERFELD & WALTER, 1993).

Les dépôts crétacés masquent les relations entre les unités belges et allemandes au nord des failles de Soiron et d'Eilendorf. Le rejet estimé des failles qui séparent ces diverses entités est au moins supérieur à 2000 m (faille des Aguesses, faille d'Aachen). L'anticlinal d'Aachen est séparé en deux par la faille de Burtscheid dont le rejet est estimé à plus de 2000 m. La zone cartographiée est affectées par de nombreuses faille de chevauchement dont le rejet cumulé est équivalent à celui des grandes failles signalées (écaillage plus important).

La faille du Tunnel pourrait être parallélisée à celle de Schmalgraf et à celle de Burtscheid, et celle d'Aachen à celle de Moresnet.

c) les déformations post-varisques (coupes d-d' et e-e')

Les anomalies constatées dans le Crétacé (variations brusques d'épaisseur d'une même formation) sont expliquées par des phénomènes d'inversions au cours du temps des mouvements des failles, analysées en détail par ROSSA (1987) :

- jeu de failles normales affectant les couches paléozoïques;
- plusieurs fois au cours du Crétacé, inversion du jeu des failles. Les blocs originellement descendus sont soulevés et/ou basculés et les dépôts sont érodés, l'inversion maximale ayant eu lieu pendant le dépôt de la Formation de Vaals. BLESS (1989) ou BLESS *et al*. (1987) lient à ces phénomènes les rapides variations de faciès observées;
- le retour aux conditions normales a lieu au cours du Tertiaire (jeu normal des failles).

Il en résulte une structuration en blocs complexes, marquée par des variations de faciès et d'épaisseur et des lacunes stratigraphiques.

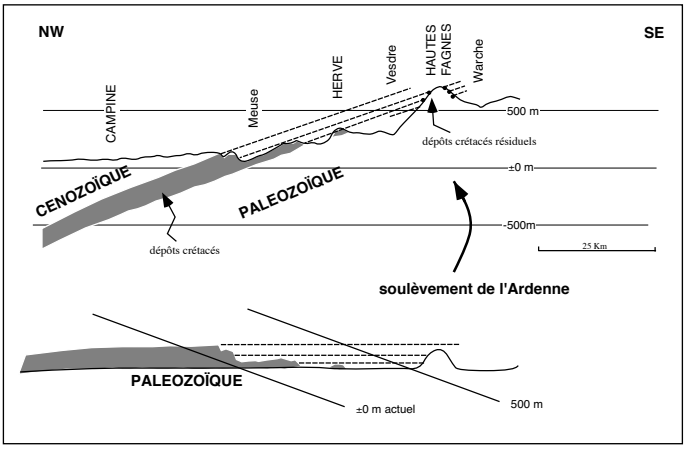


Fig. 13 : Comparaison entre l'extension actuelle des dépôts crétacés et leur position à la fin du Crétacé, illustrant le soulèvement du Massif de Stavelot.

Signalons, outre ces failles, le soulèvement relatif du Massif de Stavelot, illustré par la répartition des dépôts crétacés. 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).

6. Synthèse : histoire géologique (fig. 14)

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. 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 et ils marquent une évolution depuis des environnements de plate-forme littorale (Cambrien inférieur) jusqu'à des environnements marins plus profonds (Cambrien moyen et supérieur). Les couches du Trémadocien reflètent un retour vers des environnements marins plus littoraux (VON HOEGEN *et al*., 1985, LAMENS, 1986).

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 région d'Eupen qu'au Lochkovien avec le dépôt d'un conglomérat fluviatile qui n'est bien développé que localement ("Poudingue" de Quarreux). 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 (GOEMARE *et al*.,1997). 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

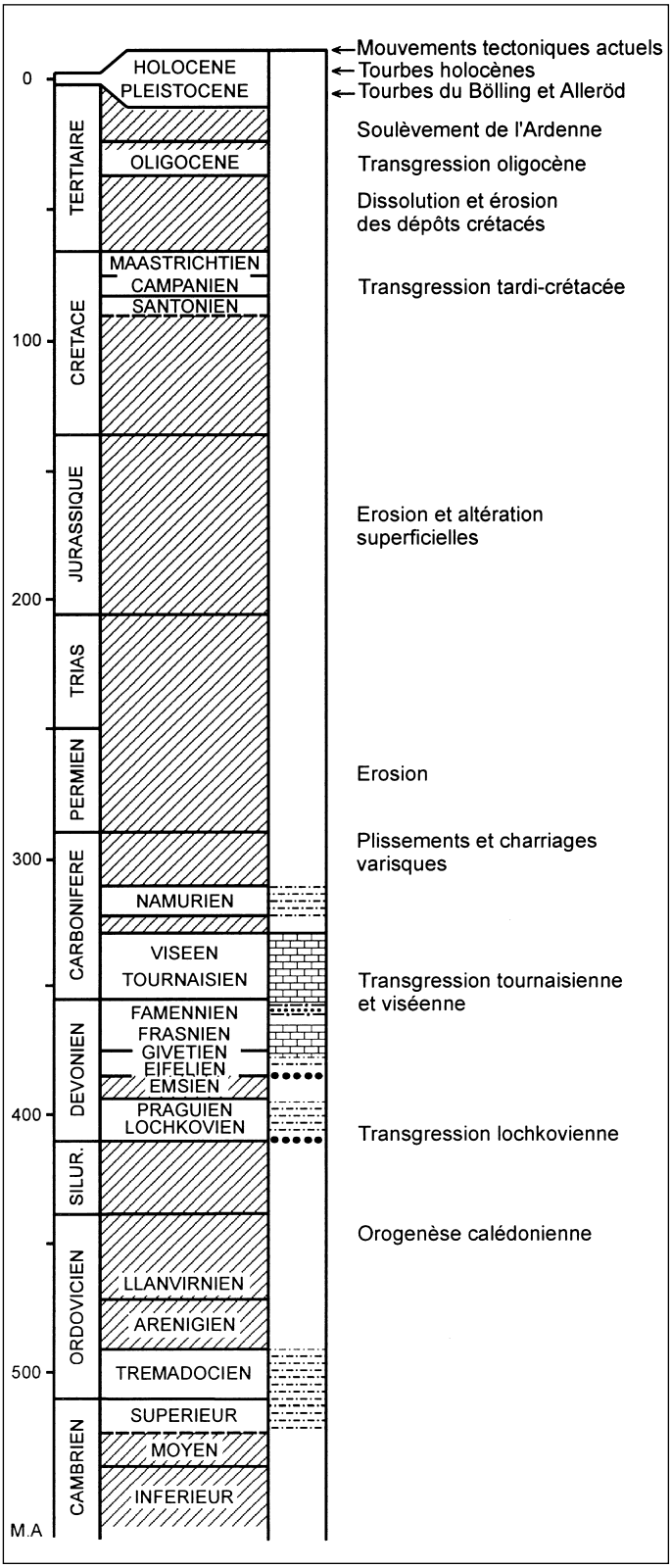


Fig. 14 : Histoire géologique.

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. 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 (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.

Le Famennien s'inscrit dans un contexte essentiellement régressif matérialisé par l'évolution des dépôts depuis des milieux relativement profonds vers des milieux proches de l'émersion. Ainsi l'ensemble des sédiments du Famennien supérieur montre une structure sédimentaire correspondant à la progradation saccadée d'un complexe littoral.

La troisième grande pulsation est marquée par l'apparition des sédiments carbonatés dès le Famennien terminal. L'agencement des divers faciès souligne des alternances entre des environnements marins ouverts et des environnements plus confinés de type lagunaire, très restreints à hypersalins avec formation d'évaporites pour la Formation des Dolomies de la Vesdre. Les brèches du Membre de Walhorn et de la Formation de la Belle-Roche sont partiellement interprétées comme résultant de la dissolution d'évaporites.

Les variations de faciès et d'épaisseur constatées du sud au nord et de l'est vers l'ouest depuis le Givetien jusqu'au Viséen ont conduit de nombreux auteurs à postuler un effet sur la sédimentation d'une tectonique synsédimentaire (tectonique de blocs). Des failles précoces, contemporaines de la sédimentation, limiteraient des blocs à contexte paléoenvironnemental différent (THOREZ & DREESEN, 1986, POTY, 1991). Ainsi la Ride de Booze-Le Val-Dieu, située plus à l'ouest, est caractérisée par une lacune totale des couches du Tournaisien-Viséen. Les séries condensées décrites au nord de la feuille lui sont sans doute liées.

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 de la Belgique (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.

Avec le Namurien, s'installe un milieu de type paralique de moins en moins soumis aux influences marines. 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 suivis des phénomènes de charriages d'où résulte la structure générale actuelle.

Après une longue période d'émersion, d'érosion et d'altération superficielle, la transgression tardi-crétacée amène des sédiments qui viennent recouvrir en discordance le socle hérité de l'orogenèse varisque et déjà affecté par les premières manifestations de la tectonique distensive due au graben du Rhin. Elle va envahir progressivement la région avec des dépôts marécageux (lignites dans le Membre d'Hergenrath), côtiers à marin très peu profonds (Membres d'Aachen et de Hauset), marins peu profonds (Formation de Vaals) et marins (Gulpen) suivant une interaction complexe de fluctuations du niveau de la mer et d'une tectonique de blocs synsédimentaires. Le Massif de Stavelot considéré comme formant une butte résiduelle (BLESS *et al*., 1991b) sera lui aussi progressivement atteint. Après une période d'émersion continentale, de dissolution et d'érosion des dépôts crétacés (argiles à silex, conglomérats à silex), la région sera une nouvelle fois recouverte par les sédiments résultant de la transgression oligocène.

L'évolution de la région par la suite appartient au domaine continental et est contrôlée par les variations climatiques et le soulèvement de l'Ardenne. Elle se traduit par l'incision progressive du réseau hydrographique à partir de la surface fini-Pliocène (terrasses), la mise en place de limons éoliens (plusieurs génération de loess, souvent épais), l'installation des tourbières sur le plateau des Hautes-Fagnes, les coulées pierreuses et les phénomènes karstiques.

7. Les phénomènes karstiques

7.1. Karst

Les formations rocheuses susceptibles de donner lieu à des développements karstiques sont les calcaires et dolomies giveto-frasniens (Formations de Névremont-Roux, de Lustin et, pour partie, celle d'Aisemont), et tournaisien-viséens (Groupes

de Bilstain-Bay-Bonnet-Juslenville). Chacune de ces entités carbonatées est affectée par un système karstique spécifique fonction de la structure géologique des couches et du régime hydrologique en surface.

Les manifestations sont très rares dans la bande giveto-frasnienne :

- quelques dolines;
- la grotte de l'Hospice à Raeren.

Elles sont à peine plus nombreuses dans les dolomies et calcaires tournaisien-viséens :

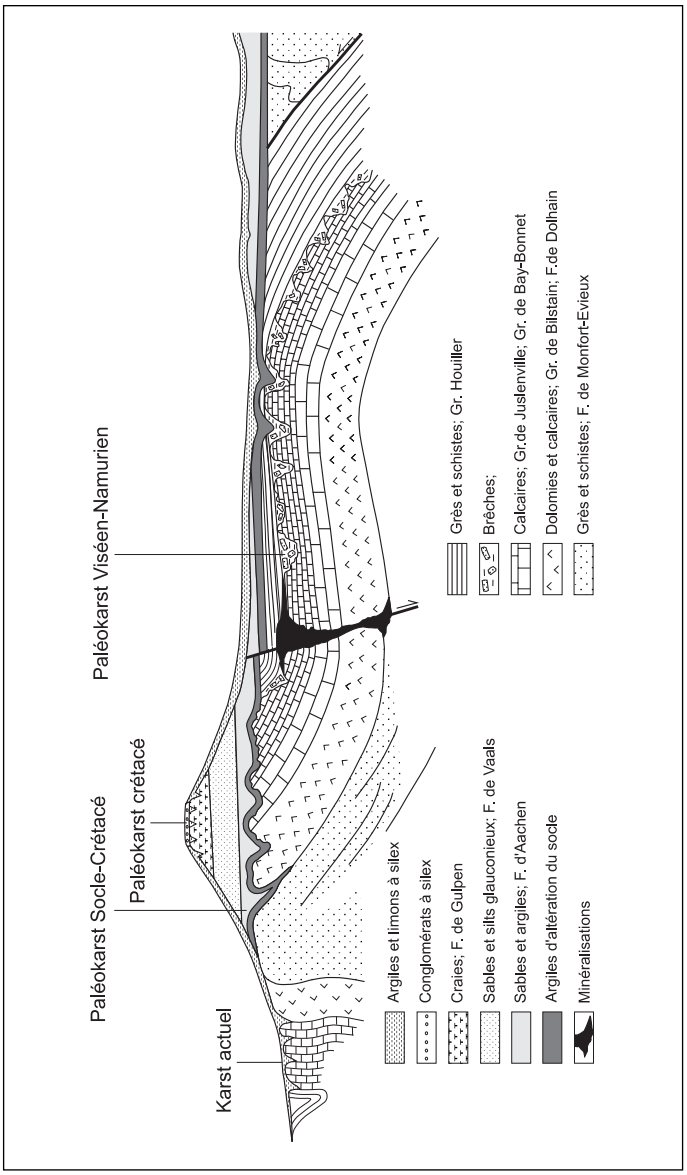


Fig. 15 : Les phénomènes karstiques dans la région étudiée.

- plusieurs dolines et une perte à Roerberg (Plombières - Moresnet);
- dolines, chantoirs et grottes entre la Ferme Huset et le château d'Eyneburg;
- dolines, pertes et résurgences de Haabenden;
- Certaines pseudo-dolines semblent correspondre à des fosses d'extraction du passé (contact Viséen-Namurien minéralisé) comme les dolines et pertes de Grünhaut - Bois la Dame. Situées sur la charnière d'un anticlinal à coeur viséen, certaines d'entre elles montrent des schistes et des grès houillers pratiquement en place sur leurs versants et le calcaire qui affleure au fond.

7.2. Le paléokarst viséen

Le contact Viséen-Namurien est marqué à l'échelle régionale par une karstification intense des calcaires sommitaux. Il en résulte une surface irrégulière formée de réseaux plus ou moins denses de chicots et de dolines comblées par des dépôts terrigènes houillers et des blocs de calcaires de tailles diverses. Des minéralisations sont liées à ce contexte et ont fait l'objet d'exploitations dès le Moyen-Age. Ce paléokarst se traduit à la surface topographique par un alignement de dépressions qui ponctuent le paysage. Elles résultent probablement de la réactivation récente du paléokarst sur une ampleur généralement restreinte à une tranche superficielle ou les reliques d'anciennes minières comme à Grünhaut.

Diverses études (CALEMBERT, 1947a, BOUCKAERT & GOTTHARD, 1968) ainsi que les travaux miniers ont montré qu'il existe des dépressions ou poches de sédiments houillers de grande dimension (plurihectométrique) dans les calcaires y compris sous la couverture crétacée.

7.3. Les dissolutions karstiques du Crétacé

La craie présente une surface altérée et très irrégulière. Elle est profondément découpée dans sa masse par un réseau de fissures élargies et colmatées, et traversée par un labyrinthe de galeries et de poches de dissolution remplies de sédiments tertiaires et résiduels. Elle tend à évoluer vers des caractéristiques morphologiques que EVRARD (1951, 1958) assimile à des «hums», sortes de réseau serré de reliefs isolés dominant une surface d'érosion karstique colmatée par des éléments issus de la décalcification.

Les roches résiduelles qui recouvrent les versants et les plateaux crayeux se composent d'argiles à silex, parfois indurés, agrémentées à la base de lentilles argilo-sableuses. Les silex représentent le résidu insoluble de la dissolution des formations crétacées. Le sable, d'origine tertiaire, a été introduit par infiltration météorique dans le réseau karstique.

La présence de dolines en tête de vallons, leur élargissement et leur approfondissement s'accompagnent d'effondrements brusques et fréquents; ils attestent de la poursuite actuelle des processus de dissolution en profondeur par les eaux météoriques agressives sur la craie. Les rideaux de glissement parfois très longs et étagés et les arrachements de terrains qui affectent les coteaux, témoignent de l'instabilité et de la mobilité de l'argile à silex. Celle-ci est affectée par des tassements différentiels en bordure du massif crayeux, phénomènes qui ont des répercussions dommageables encore aujourd'hui sur la stabilité des ouvrages d'art.

8. Ressources du sous-sol

8.1. Hydrogéologie

Une interface argileuse homogène et continue sépare deux entités : la couverture tabulaire mésozoïque fracturée discordante et les roches paléozoïques plissées et faillées. Cette disposition va répartir de manière similaire les eaux souterraines en deux grands ensembles hydrogéologiques isolés et superposés.

Le premier grand ensemble comporte un aquifère libre d'un seul tenant (en continuité hydrologique) dans les trois formations superposées du Crétacé. Jadis de nombreux puits particuliers y ont été creusés à des fins domestiques. L'implantation d'ouvrages captants plus importants et moins nombreux et la généralisation de la distribution d'eau ont rendu aujourd'hui leur usage désuet pour la plupart d'entre eux.

Des études menées dans le bassin versant de la Gulpe (NOTA & al., 1978, 1980, 1983, 1987) et ceux des cours d'eau voisins (HUYGENS, 1986, 1987) précisent l'apport de chacune des lithologies à la chimie et à la dynamique d'écoulement des eaux souterraines.

La craie de la Formation de Gulpen, juchée sur les plateaux, constitue la zone principale d'infiltration des eaux météoriques. Une grande perméabilité (de 0,5 à 10 m/j et de 15 à

18 m/j en zone fracturée) en fait le milieu par excellence d'alimentation et de recharge du réservoir.

Les accidents tectoniques qui affectent la craie engendrent parfois en surface un réseau de dolines drainantes tout comme en profondeur ils dévient l'écoulement normal et génèrent des pertes.

Les eaux qui y circulent se caractérisent par de fortes teneurs en ions calco-carbonatés et de hautes valeurs de la dureté totale (de 20 à 35 °F).

La Formation de Vaals est formée de sable glauconieux et de silt argileux interrompues par de minces interlits gréseux fracturés. Une perméabilité globale plus faible (de 0,1 à 2,5 m/j) mais très forte (de 20 à 30 m/j) au sein des horizons gréseux, lui confère un double rôle hydrodynamique.

Dans le sens vertical, la formation se comporte comme une interface semi-perméable qui assure le transit d'une bonne part de l'eau vers le bas tout en maintenant un pouvoir filtrant efficace. L'autre part de l'eau, drainée horizontalement, circule latéralement et génère en surface un cordon de suintements et de sources temporaires qui jalonnent les versants.

La teneur calco-carbonatée est réduite de moitié dans l'eau de cette formation, une bonne part des constituants solubles (NO_3^-, Cl^-) d'origine anthropique disparaît mais sa concentration en sulfate triple en raison de la présence interne de pyrite diffuse.

La Formation d'Aachen est composée de sable, matériau homogène et bien trié, reposant sur une base épaisse d'argile sableuse (Argiles d'Hergenrath), doublée des argiles d'altération du socle.

La grande perméabilité de la composante sableuse (entre 6 et 8 m/j) dote ce réservoir d'une grande capacité et d'une qualité chimique d'autant meilleure qu'il est confiné à la base du système. Le matériau siliceux tend à adoucir chimiquement l'eau et à accroître son agressivité. L'exutoire de cette tranche aquifère en surface vient grossir le régime des ruisseaux et leur assurer un débit permanent à l'étiage.

HUYGENS (1987) le considère d'ailleurs comme un aquifère exploitable pour autant que l'on y installe sur les flancs de la Gulpe et de la Gueule des ouvrages captants à l'émergence des sources. Toutefois, il est à craindre que l'érosion d'une bonne épaisseur de la formation et son exposition en surface en font un réservoir vulnérable de capacité réduite.

Le second grand ensemble hydrogéologique regroupe une multitude d'aquifères diversifiés captifs ou libres selon qu'ils bénéficient ou non d'une couverture imperméable. Ils

s'organisent en suivant les grandes bandes longitudinales des terrains plissés du Paléozoïque et s'articulent aussi autour des grandes zones fracturées longitudinales et transversales.

Les shales, les siltites et les grès dévono-carbonifères sont considérés comme des milieux imperméables, ils contiennent cependant un peu d'eau confinée dans la tranche superficielle altérée et densément fissurée (zone hypodermique). Ces aquifères sont soumis aux fluctuations saisonnières et comportent une charge minérale importante en relation avec les influences de la surface. Ils ne peuvent assurer que des quantités d'eau aux performances limitées destinées aux collectivités locales.

Les zones failleuses, quant à elles, par leur pouvoir drainant efficace peuvent compenser les déficits précédents. Ces réservoirs moins sujets aux fluctuations de la surface, sont à même de soutenir des productions plus importantes.

Les formations carbonatées (dolomies et calcaires) dévoniennes et carbonifères constituent des aquifères généralement de perméabilité et de capacité accrues par le développement karstique des réseaux de fractures et de joints de stratification.

Une étude hydrogéologique (G. TOUSSAINT, 1974, Mémoire de Licence. U.Lg., inédit) menée plus spécifiquement dans les bandes calcaires tournaisiennes et viséennes de deux synclinaux voisins (Syncl. de Rabotrath-Hauset et de Lontzen-Hammermühle), étaie l'hypothèse d'interactions complexes entre deux voies principales de circulation hydraulique souterraine. L'une emprunte les voies karstiques ouvertes dans les joints de stratification et dans les zones de fractures parallèles aux structures géologiques. L'autre, par le biais d'accidents transversaux, opère des communications hydrauliques entre réservoirs synclinaux calcaires isolés.

Cette étude conclut enfin à l'existence d'un échange permanent mais fluctuant entre le réseau hydraulique en surface (la Gueule et ses affluents, par ex.) et les aquifères souterrains.

Du point de vue chimique, les eaux issues des quartzophyllades calédoniens (dans le sud) sont peu minéralisées, douces (Th = 5°F) et acides (pH = 4 à 6). Ces roches se situent dans des zones élevées, exclusivement forestières (pessières). En revanche, les eaux contenues dans les bandes schisto-gréseuses du Dévonien et du Houiller révèlent une minéralisation plus marquée, une neutralité chimique et une dureté moyenne (Th = 15 à 25°F). Ces terrains constituent souvent l'assise de zones habitées, de pâturages ou de cultures intensives. Les aquifères carbonatés produisent des eaux minéralisées, alcalines et de dureté élevée.

Enfin, ne négligeons pas le rôle joué par une pellicule mince (de 2 à 6 m) mais continue, composée de limon et d'argile à silex (régolithe), et qui peut recouvrir toutes les formations géologiques. Ce matériau de perméabilité comprise entre 0,5 et 4 m/j selon l'intensité des bioturbations, est le siège d'un écoulement hypodermique particulier : les différentes mesures in situ ont montré que cet horizon prend en charge une part substantielle des concentrations polluantes (NO_3^-, Cl^- etc.) infiltrées et préserve ainsi les aquifères plus profonds de toute contamination.

8.2. Ressources minérales et fossiles

- Charbon

Quelques niveaux charbonneux ont fait l'objet d'exploitations artisanales dans le passé selon VERHOOGEN (1934, Lontzen-Donnerkaul).

- Grès, quartzites et conglomérats

Ces roches ont été exploitées pour l'empierrement des routes et la construction. C'étaient des petites exploitations artisanales à usage plus ou moins local. Il faut signaler l'ancienne carrière souterraine creusée dans le grès famennien à Eulenburg (Moresnet).

- Silex

Les conglomérats à silex ont été occasionnellement exploités pour l'empierrement (RENIER, 1931).

- Calcaires

Les calcaires de la Formation de Lustin ont été localement exploités pour la chaux et la construction (Pützhag).

Actuellement, la brèche de la Formation de la Belle-Roche et les calcaires des Formations de Terwagne, Moha et Lives sont exploités dans les carrières de Walhorn et de Feldchen à l'usage des sucreries et des verreries et comme granulat. Ils ont été utilisés dans le passé comme matériau de construction et pour la fabrication de la chaux (ancienne grande carrière de Hammer, aujourd'hui inondée).

La craie a été exploitée autrefois pour l'amendement des terres.

- Dolomies

Les dolomies sont actuellement exploitées comme granulat dans les carrières de Karnol et de Walhorn.

- Sables

Les sables crétacés, activement exploités dans le passé, le sont encore à La Calamine et à Gemmenich.

- Argiles

Les argiles d'altération du Houiller et du Famennien et les argiles de Hergenrath ont été exploitées pour l'industrie céramique (terres d'alliages, d'appoints, colorants), les tuileries, les briqueteries et l'industrie des réfractaires (CALEMBERT, 1947 a, b, c, VANDENBERGHE, 1983).

- Limons

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

- Tourbes

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

- Minerais métalliques

L'exploitation des ressources minérales (Pb, Zn, Fe) de la région remonte à l'époque celtique. Il n'y a plus aucune exploitation en activité depuis le début du siècle. Les traces d'exploitations romaines sont indubitables, et de nombreux documents écrits témoignent de l'activité minière intense qui y régna depuis le Moyen-Age. 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. 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 tecto-

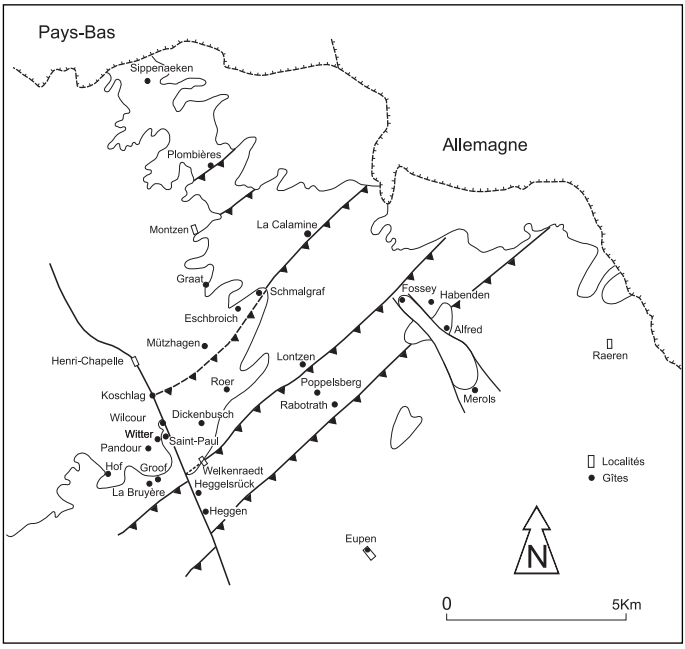


Fig. 16 : Localisation schématique des principaux gîtes exploités.

nique de formations lithologiquement distinctes, les amas situés au contact lithostratigraphique du Viséen et du Namurien étant très nettement les plus importants.

- contact Famennien-Tournaisien : Fossey (en partie), Poppelsberg, Heggelsbruch;
- contact dolomies (Groupe de Bilstain) - calcaires (Groupe du Bay-Bonnet) : Eschbroich (en partie), Schmalgraf (en partie);
- contact Viséen-Namurien : Bleyberg, Schmalgraf (en partie), Mutzhagen (en partie), Lontzen, Rabotrath, Roer, Stoeck, Dickenbusch, La Bruyère, Saint-Paul et Nouvelle Espérance, Wilcour. Le gîte de Bleyberg est le seul gisement de la région qui découpe à la fois le Dinantien et le Houiller.

Signalons aussi le cas de gisements liés à la discordance Paléozoïque-Mésozoïque et qui semblent bien provenir du remaniement mécanique à faible distance de gisements préexistants, éventuellement avec conjonction de processus karstiques (La Calamine, Eschbroich (en partie), Pandour (en partie) , Witter, Hof).

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, carbonaté (smithsonite et hydrozincite) et silicatés (willémite et hémimorphite), souvent souillés par des oxydes de fer (limonites) et des argiles.

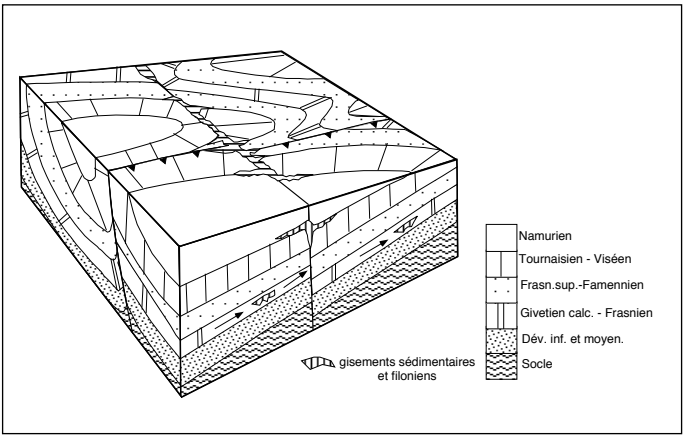


Fig. 17 : Exemple de mise en place d'un filon (d'après DEJONGHE, 1990). La figure illustre le cas d'un filon mis en place dans les formations tournaisiennes et viséennes avec développement d'amas aux contacts entre les roches carbonatées et les formations terrigènes encaissantes (contacts stratigraphiques 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 transversale, ce qui provoque leur remontée le long de la faille (-> filon). Au contact des formations terrigènes sus-jacentes, formant écran, se développent les amas.

En général, ces gisements ont été exploités jusqu'à des profondeurs variant entre 100 et 230 m, parfois plus (Schmalgraf : 290 m), avant d'être abandonnés pour cause d'appauvrissement, d'exhaure prohibitive ou de minerai réfractaire au traitement. Cinq gisements (La Calamine, Schmalgraf, Bleiberg, Fossey et Eschbroich) ont livré plus de 50 000 t métal. En outre, le gisement de La Calamine a produit à lui seul plus de zinc métal que tous les autres gisements réunis (571 900 t contre 529 874 t). Le poids métal des productions du passé de la région comprise entre le méridien de Liège et la frontière belgo-allemande est d'environ 1 100 000 t de zinc et 130 000 t de plomb.

DEJONGHE *et al*. (1993) ont publié un inventaire exhaustif des mines et indices de minéralisation. Nous y renvoyons le lecteur.

2. Prospections récentes :

Entre 1966 et 1968 la Vieille-Montagne et Peñarroya ont réalisé de nombreux forages de prospection de plus de 100 m de profondeur pour recouper des fractures minéralisées au contact Viséen-Namurien. Ces sondages n'ont mis à jour que de faibles minéralisations.

Entre 1979 et 1985 le S.R.E.B. (Syndicat de recherches de l'Est de la Belgique) et le S.M.O.R. (Syndicat de Moresnet) entreprirent une vaste campagne de prospections géochimiques et géophysiques avec réalisation de forages dans les zones de Poppelsberg-Rabotrath-Lontzen, Roer-Stoeck, Schmalgraf et dans la vallée de la Gueule. Malgré des résultats encourageants (Lontzen), les problèmes économiques d'accessibilité et d'exhaure mettront fin aux projets.

Entre 1982 et 1985, Peñarroya exécute des forages et un profil sismique sur la prolongation nord du filon de Bleyberg (contact Viséen-Namurien minéralisé en profondeur au nord de Plombières). Les résultats s'avèrent positifs mais insuffisants pour justifier une éventuelle reprise de l'exploitation (problèmes d'accessibilité et d'exhaure).

Ce gîte a été réétudié par forages au début des années 1990 par la société Nicron Mineral Explorations.

Le potentiel minier de la région est encore appréciable. Nul doute que sous les terrains tabulaires crétacés dorment encore des gisements filoniens et des amas associés.

9. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires

Divers sites sont décrits dans RICHTER (1985).

BIBLIOGRAPHIE

ALBERS, H. J., 1976 : Feinstratigraphie, Faziesanalyse und Zyklen des Untercampans (Vaalser Gründsand = Hervien) von Aachen und dem niederländisch- belgischen Limburg. *Geol. Jb.*, **A 34** : 3- 68.

ALBERS, H. J., 1978 : Die Sande von Aachen und Hauset (Äquivalente der Haltener Sande Westfalens), Sedimentologie, Faziesanalyse und hydrogeologische Bedeutung. *Nachr. dt. geol. Ges.*, 19 : 2-3.

ALBERS, H. J. & FELDER, W. M., 1979 : Litho- , Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton- Dan/ Paläozän) von Aachen -Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). *In* Aspekte der Kreide Europas, **IUGS Series A, n6** : 47- 84.

ANCION, C. & EVRARD, E., 1957 : Contribution à l'étude des failles Monty, Mouhy et d'Ostende dans la partie orientale du Massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **LXXX** : B477-488.

ANDERLE, H. J., R., B., BORTFELD, R., BOUCKAERT, J., BÜCHEL, G., DOHR, G., DÜRBAUM, H. J., DURST, H., FIELITZ, W., FLÜH, E., GUNDLACH, T., HANCE, L., HENK, A., JORDAN, F., KLÄSCHEN, D., KLÖCKNER, M., MEISSNER, R., MEYER, W., ONCKEN, O., REICHERT, C., RIBBERT, K. H., SADOWIAK, P., SCHMINCKE, H. U., SCHMOLL, J., WALTER, R., WEBER, K., WEIHLRAUCH, U. & WEVER, T., 1991 : Results in the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys. J. Int.*, **106** : 203-227.

ASSELBERGHS, E., 1927 : Le Dévonien moyen et inférieur entre la Gileppe et le Graben de la Ruhr. *Bull. Soc. belge Géol.*, **XXXVII** : 123-143.

ASSELBERGHS, E., 1944 : L'Eodévonien de la bande de la Vesdre. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIII** : 145-212.

ASSELBERGHS, E., 1945 : Sur un faciès spécial du Siegenien supérieur dans la bande de la Vesdre. *Bull. Acad. roy. Belgique, 5è série*, **29** : 743-758.

ASSELBERGHS, E., 1946 : L'Eodévonien de l'Ardennes et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XIV** : 598 p.

BATTEN D.J, DUPAGNE-KIEVITS, J & LISTER, J.K., 1988 : Palynology of the Upper Cretaceous Aachen Formation

of Northeast Belgium. *In* STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : 95-103.

BLESS, M.J.M., 1989 : Event-induced changes in Late Cretaceous to Early Paleocene ostracode assemblages of the SE Netherlands and NE Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112** : 19-30.

BLESS, M.J.M., BOUCKAERT, J., BOUZET, Ph., CONIL, R., CORNET, P., FAIRON-DEMARET, M., GROESSENS, E., LONGERSTAEY, P.J., MEESSEN, J. P. M. Th., PAPROTH, E., PIRLET, H., STREEL, M., VAN AMEROM, H. W. J. & WOLF, M., 1976 : Dinantian rocks in the subsurface North of the Brabant and Ardenno-Rhenish massifs in Belgium, the Netherlands and the Federal Republic of Germany. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **27(3) :** 81-195

BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., CAMELBEEK, T., DEJONGHE, L., DEMOULIN, A., DUPUIS, C., FELDER, P. J., GEUKENS, F., GULLENTOPS, F., HANCE, L., JAGT, J. W. M., JUVIGNE, E., KRAMM, U., OZER, A., PISSART, A., ROBASZINSKI, F., SCHUMACKER, R., SMOLDEREN, A., SPAETH, G., STEEMANS, P., STREEL, M., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M., WALTER, R. & WOLF, M., 1991a : The Stavelot Massif from Cambrian to Recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113/2** : 53-73.

BLESS, M.J.M, CONIL, R., DEFOURNY, P., GROESSENS, E., HANCE, L. & HENNEBERT, M., 1980 : Stratigraphy and thickness variations in some Strunio-Dinantian deposits around the Brabant Massif. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 56-65.

BLESS, M. J. M., DEMOULIN, A., FELDER, P. J., JAGT, J. W. M. & REYNDERS, J. P. H., 1991b : The Hautes-Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the late Cretaceous. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **113/2 :** 75-101.

BLESS, M.J.M., FELDER, P.J. (Sjeuf) & MEESEN, J.P.M.Th., 1987 : Late Cretaceous sea level rise and inversion : their influence on the depositional environment between Aachen and Antwerp. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 333-355

BOONEN, P., 1979 : Une faune à conodontes du Tournaisien dans le massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 127-130.

BOUCKAERT, J., 1960 : Stratigraphie et Paléontologie de la superzone R1 dans les vallées de La Berwinne et de la Geule. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **XXI** : 3-94

BOUCKAERT, J., 1967 : Namurian transgression in Belgium. *Ann. soc. géol. Pologne*, **37** : 145-150.

BOUCKAERT, J. & GOTTHARD, R, 1968 : Stratigraphie und Lagerungsverhätnisse im Gebiet südwestlich Hergenrath in der Umgebung der Eynaburg.*Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1968/13** : 38 p.

BOUCKAERT, J. & HERBST, G., 1960 : Zur Gliederung des Namurs im Aachener Gebiet. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 3(1) : 369-384.

BOULVAIN, F., 1993 : Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques frasniens "F2j" de l'Ardenne. *Serv. géol. Belgique*, *Prof. Paper*, **260** : 427 p.

BOURGUIGNON, P., 1954 : Les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. géol. Belg.* ,**77** : B201-B241.

BREDDIN, H., 1932 : Über die tiefsten Schichten der Aachener Kreide sowie eine senone Einebnungsfläche und Verwitterungsrinde am Nordabfall des Hohen Venn. *Cbl. Mineral. Geol. Paläont.*, **1932(B)** : 593-613.

BREDDIN, H., 1956 : Tektonische Gesteindeformation im Karbongürtel Westdeutschlands und Süd-Limburgs *Z. Deutsch. Ges.,* **107** : 231-260.

BREDDIN, H., BRÜHL, H. & DIELER, 1963 : Das Blatt Aachen-NW der praktisch-geologischen Grundkarte 1 : 5000. *Geol. Mitt.*, **1** : 251-248.

BULTYNCK, P., COEN-AUBERT, M., DEJONGHE, L., GODEFROID, J., HANCE, L., LACROIX, D., PREAT, A., STAINIER, P., STEEMANS, P., STREEL, M. & TOURNEUR, F., 1991 : Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **30** : 106 p.

CALEMBERT L., 1947 a : Les roches argileuses de la Belgique. *In* A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie : 245-263.

CALEMBERT L., 1947 b : Les argiles plastiques et réfractaires de la Haute-Belgique. *In* A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie : 283-302.

CALEMBERT L., 1947 c : Les Argiles belges provenant de l'altération "in situ" des schistes houillers. *In* A.I.Lg. (Eds.), Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège, section Géologie : 309-314.

CAMELBEEK, T., 1990 : L'activité seismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de séismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112/2 :** 347-365.

CNUDDE C., DEJONGHE L.& MAMET B., 1986 : Paléogéographie des formations givetiennes et frasniennes du Synclinorium de Verviers. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1986/2**, 45 p.

COEN, M., COEN-AUBERT, M. & CORNET, P., 1976 : Distribution et extension stratigraphique des récifs à *"Phillipsastrea*" dans le Frasnien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Nord*, **XCVI** : 325-331.

COEN-AUBERT, M., 1974 : Le Givetien et le Frasnien du massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléoécologie. *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém.*, **XVIII/2** : 146p.

COEN-AUBERT, M. & LACROIX, D., 1979 : Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du Synclinorium de Namur. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **101** : 269-279.

COEN-AUBERT M., & LÜTTE F., 1993 : Revision der rugosen Koralle *Iowaphyllum rhenanum* (SCHLÜTER 1880) aus dem Oberdevon des Rheinisches Schiefergebirge. *Paläont. Z.,* **67 (1/2)** : 45-61.

CONIL, R., 1964 : Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur (révision des limites sous l'aspect micropaléontologique (en collaboration avec LYS, M. & PAPROTH, E.)) *Acad. roy. Belgique, Cl. Sci., Mém.*, XV : 105 p.

CONIL, R., DICKENSTEIN, J. & DRICOT, E., 1961 : Le biostrome strunien du massif de la Vesdre. *Bull. Soc. belge Géol.*, **70** : 28-34.

CONIL, R. & GRAULICH, J. M., 1963 : Étude sédimentologique du passage des sédiments détritiques du Famennien aux sédiments carbonatés du Tournaisien. *Sixième Congrès International de Sédimentologie, livret-guide de l'excursion G, 2 e partie*,

CONIL, R. & GRAULICH, J.-M., 1970 : Les sondages d'étude et d'injection du viaduc 62 (Welkenraedt) de l'autoroute E5. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/4** : 68 p.

CORIN, F., 1934 : Sur la présence de schistes tachetés (Knotenschiefer) sur le versant nord de la vallée de la Vesdre au pont de Bellesfurt. *Bull. Soc. belge Géol.*, **44** : 45-47.

DANNENBERG, A. & HOLZAPFEL, E., 1898 : Die Granite der Gegend von Aachen. *Jb. kgl. preuss. geol. L.-Anst. u. Bergakad.*, **18** : 1-19 (traduit par RENIER, A., 1908, *Ann. Soc. géol. Belgique*, **35** : 415-434).

DEJONGHE, L., 1987 : Lithogéochimie des sédiments de plate-forme déposés au Sud du Massif du Brabant (Belgique) pendant le Mésodévonien et le Frasnien. *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **23** : 147 p.

DEJONGHE, L., 1990 : La minéralisation Ba, (Zn, Pb) de Chaudfontaine (Synclinorium de Verviers). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **28** : 199 p.

DEJONGHE, L. & JANS, D., 1983 : Les gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique. *Chron. Rech. min.*, **470** : 3-24.

DEJONGHE L., GRAULICH J. M. & HANCE L., 1989 : Les enseignements d'une campagne sismique conduite entre Liège et Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** : 29-36.

DEJONGHE, L., LADEUZE, F. & JANS, D., 1993 : Atlas des gisements plombo-zincifères du Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **33** : 1-483.

DELMER A., & GRAULICH J. M., 1959 : Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par la découverte de niveaux à goniatites. *Bull. Soc. belge Géol.*, **LXVII** : 425-453.

DEMOULIN, A., 1988 : Les terrasses de la Vesdre et la tectonique quaternaire sur le flanc nord du Massif Ardennais. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 209-216.

DENAEYER, M.E. & MORTELMANS, G., 1954 : Les roches éruptives de la Belgique.*In* Prodrome d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série Soc. géol. Belgique :* 745-792.

DE VOOGD, N., 1929 : Gliederung und Fossilführung des Tieferen Oberkarbons in der Umgebung von Aachen und den Angrenzenden Gebieten von Holland und Belgien. *Geol. Bur. ned. Mijngeb.*, **Jaav. 1928** : 11-62.

DREESEN, R., 1982 : Storm generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa 1b-Fa 2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **105** : 105-129.

DREESEN, R., 1986 : Origine et histoire géologique du "Marbre rouge à crinoïdes de Baelen" (Vallée de la Vesdre, Province de Liège). *Pierre et Marbre.*, **oct.- nov.- déc. 1986** : 5-8.

DREESEN, R., 1989 : The «*Cheiloceras* Limestone», a Famennian (Upper Devonian) event stratigraphical marker in Hercynian Europe and northwestern Africa ? *Bull. Soc. belge Géol.*, **98/2** : 127-133.

DREESEN, R., BLESS, M., CONIL, R., FLAJS, G. & LASCHET, C., 1985a : Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the «Marbre rouge à crinoïdes de Baelen» (late Upper Devonian, Verviers Synclinorium, Eastern Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **108** : 311-359.

DREESEN, R., KASIG, W., PAPROTH, E. & WILDER, H., 1985b : Recent investigations within the Devonian and Carboniferous north an south of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 237-265.

DROZDEWSKI, G. & WREDE, V., 1994 : Faltung und Bruchtektonik - Analyse der Tektonik im Subvariscikum. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **38** : 7-87

DUMONT, A., 1832 : Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mém. cour. Ac. roy. Sc.*, **VIII :** 374 p.

DUMONT, A., 1882 : Mémoires sur les terrains crétacé et tertiaires préparés par feu A. Dumont et édités par M. Mourlon (voir Mourlon).

EVRARD, E., 1951 : Recherches sur l'évolution karstique du pays de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : M71-104.

EVRARD, E., 1958 : Observations nouvelles sur les phénomènes karstiques du Pays de Herve et leur influence à la surface de sol. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **81** : B529-542.

FELDER, P.J. (Sjeuf) & BLESS, 1994 : The Vijlen Chalk (Early Early to Early Late Maastrichtian) in its type area around Vijlen and Mamelis (Southern Limburg, The Netherlands). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **116** : 61-85

FELDER, P.J., BLESS, M.J.M., DEMYTTENAERE, R., DUSAR, M., MEESEN, J.P.M.Th. & ROBASZYNSKI, F., 1985 : Upper Cretaceous To early Tertiary deposits (Santonian-Paleocene) in northeastern Belgium and South Limburg (The Netherlands) with reference to the Campanian-Maastrichtian. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **214** : 151 p.

FELDER, P.J. & BOONEN, L.G.M., 1988 : Gamma-Ray measurements of Upper Cretaceous to Pleistocene deposits in South Limburg (SE Netherlands) and northern Liège (NE Belgium). *In* STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : 17-24.

FELDER, W. M., 1975 : Lithostratigraphische van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid Limbourg en het aangrenzende gebied. *In* ZAGWIJN, W. H. & VAN STAALDUINEN, C. J. (Eds.), Toelichting bij geologische overzichtskaarten van Nederland, *Rijks Geol. Dienst :* 63-75.

FELDER, W.M., 1996 : Historical overview of lithostratigraphic research on the Upper Cretaceous of southern Limburg, the Netherlands. *Geol. en Mijn.*, 74 : 287-300.

FELDER, W.M. & BOSCH, P.W., 1984 : Geologische kaart van Zuid-Limburg en ombgeving, 1/ 50 000 : Pré-Kwartair, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.

FELDER, W.M., BOSCH, P.W. & ALBERS, H.J., 1978 : Exkursion 7 : Aachen-Limburger Kreide, Tertiär und Quartär. Deutsche Geologische Gesellschaft Exkursionsführer 130, Hauptversammlung DGG Aachen'78 : 123-177

FELDER, W.M. & BOSCH, P.W. & BISSCHOP, **J.H.**, 1995 : Geologische kaart van Zuid-Limburg en ombgeving, 1/ 50 000 : Paleozoïcum, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.

FIEGE, K., LAMBRECHT, L & VAN LECKWIJCK, W., 1957 : Zur Stratinomie des Oberkarbons des Aachener Gebietes und des belgischen Grenzlandes. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, **104** : 299 -358.

FORIR, H., 1891 : Sur un faciès remarquable de l'assise de Herve (Senonien moyen, d'Orb.) au S, au S-W et à l'E de Henri-Chapelle. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **19** : M3-13.

FORIR, H., 1896 : Gemmenich-Botzelaer : Feuille 109 de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, Inst. Cartogr. Mil., Bruxelles

FORIR, H., 1897 : Henri-Chapelle : Feuille 123 de la carte géologique de Belgique à 1/40 000, Inst. Cartogr. Mil., Bruxelles

FOURMARIER, P., 1905 : La limite méridionale du bassin houiller de Liège. *Publ. Congr. Intern. Mines, Mat. et Géol. appl., Liège*, 479-495.

GEUKENS, F., 1984 : Hercynische invloed op noord en zuidrand van het Massief van Stavelot. *Med. Kon. Ac. Wet. Klk. Wet.*, **46** :1-21.

GEUKENS, F., 1986 : Carte géologique du Massif de Stavelot au 1 100 000e (approximativement), jointe à sa publication, *Aardk. Meded.*, **3**

GEUKENS, F., 1986 : Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardk. Meded.*, **3** : 15-30.

GEUKENS, F. & VAN WAMBEKE, L., 1955 : Note sur de nouvelles failles et de nouveaux dykes reconnus dans la vallée de la Vesdre. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 398-404.

GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK P., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANCE L., MEILLIEZ F., STAINIER P.& STEEMANS P., 1994 : Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. Exp. Cartes géol. min. Belgique*, **38 :** 144 p.

GOEMARE, E., CATOT, E., DEJONGHE, L., HANCE, L. & STEEMANS, Ph., 1997 : Sédimentologie des Formations de Marteau, du Bois d'Ausse et de la partie inférieure de la Formation d'Acoz (Dévonien inférieur) dans l'est de la Belgique, au bord nord du Massif de Stavelot, *Mém. Serv. géol. Belg.*, **42**, 168 p.

GRAULICH, J. M., 1949 : Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques des environs de Spa. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **72** : B93-B124.

GRAULICH, J. M., 1951 : Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **74** : B163-B186.

GRAULICH, J. M., 1963 : Mise au point au sujet d'une fenêtre reconnue entre Welkenraedt et Eupen. *Bull. Soc. belge Géol.*, **71/2** : 174-181.
598.

GRAULICH, J.,M., 1968 : Le sondage de la laiterie de Hombourg. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1968/9** : 10 p.

GRAULICH, J. M., 1970 : La géologie de l'autoroute Liège-Aachen entre La Saute et Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1970/5** : 17 p.

GRAULICH, J. M., 1984 : Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Juslenville. Commentaires. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 45-49.

GRAULICH, J. M. & DEJONGHE, L., 1986 : Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 35-43.

GRAULICH, J. M., DEJONGHE, L. & CNUDDE, C., 1984

La définition du Synclinorium de Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, **93** : 79-82.

HANCE, L., DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M. & STEEMANS, P., 1996 : La Formation de Pépinster dans le Synclinorium de Verviers, entre Pépinster et Eupen (Belgique)- contexte structural et stratigraphique *Ann. Soc. géol. Belgique*, **117** : 75- 93.

HANCE, L., DEJONGHE, L. & STEEMANS, P., 1992 : Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115/1** : 119-134.

HEDBERG, H., 1976 : Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. Paris, Doin : 233 p.

HOLLMANN, G. & WALTER, R., 1995 : The Variscan deformation front between Stavelot-Venn Anticline and Brabant Massif- a balanced cross section along the Liège-Theux traverse. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1995, H2** : 9 -104.

HOLZAPFEL, E., 1910 : Die Geologie des Nordabfalls der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. *Abh. kgl. preuss. geol. L. Anst.*, **66** : 218 p.

HOLZAPFEL, E., 1911a : Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000 und Erläuterungen. Blatt Aachen. *Hrsg. kgl. preuss. geol. L. Anst.*, Berlin.

HOLZAPFEL, E., 1911b : Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten 1:25000 und Erläuterungen. Blatt Stolberg. *Hrsg. kgl. preuss. geol. L. Anst.*, Berlin.

HUYGENS, Ch., 1986 : Etude des ressources en eau du Pays de Herve. Contrat CILE - Ministère de la Région Wallonne : 384 p.

HUYGENS, Ch., 1987 : Etude des ressources en eau du Crétacé de l'Est du Pays de Herve. Contrat CILE - Ministère de la Région Wallonne : 235 p.

KASIG, W., 1980a : Cyclic sedimentation in a Middle-Upper Devonian shelf environment in the Aachen region, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 26-29.

KASIG, W., 1980b : Dinantian carbonates in the Aachen region, F.R.G. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 44-52.

KASIG, W., DREESEN, R. & BOUCKAERT, J., 1979 : Zur Biostratigraphie des Famenniums südlich von Aachen (Deutschland). *Geologica et Palaeontologica*, **13** : 165-172

KASIG, W. & NEUMANN-MAHLKAU, P., 1969 : Die Entwicklung des Eifeliums in Old-Red-Fazies zur Riff-Fazies im Givetium und Unteren Frasnium am Nordrand des Hohen Venns (Belgien-Deutschland). *Geol. Mitt.*, **8** : 327-388.

KEUTGEN, N & VAN DER TUUK, L.A., 1990 : Belemnites from the Lower Maastrichtian of Limburg, Aachen and Liège. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **44 :** 1-39.

KLERKX, J., 1966 : Étude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **89** : 97-117.

KNAPP, G., 1978 : Geologische Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 und Erläuterungen, *Geol. L.- Amt Nordrh.- Westf.*, Krefeld.

KUYL, O.S., 1983 : The inversion of part of the southern border of the Central Graben in South Limburg during the Late Cretaceous. *Geol. en Mijn.*, **62** : 401-408

LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F., 1991a : La Vieille-Montagne, l'exploitation minière et la métallurgie du zinc dans l'ancien duché de Limbourg. *Bull. trimest. Crédit communal*, **178**, **1991/4** : 15-34.

LADEUZE, F., DEJONGHE, L. & PAUQUET, F., 1991b : Historique de l'exploitation des gisements plombo-zincifères de l'Est de la Belgique : le rôle de la "Vieille-Montagne". *Chron. Rech. min.*, **503** : 37-50.

LALOUX, M., DEJONGHE, L., GHYSEL, P., HANCE, L. & MANSY, J.L, 1997 : Nouveaux concepts tectoniques dans le Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord*, **5 (2éme série)** : 23-46.

LAMENS, J., 1985 : Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Salmian (Tremadocian-Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. *Sedim. Geol.*, **44** : 121-142.

LAMENS, J., 1986 : Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aardk. Meded.*, **3** : 125-138.

LAMENS, J. & GEUKENS, F., 1985 : Sedimentary structures in the Lower Salmian of the Stavelot Massif (Belgium) as indications of turbidite sedimendation. *Bull. Soc. belge Géol.*, **94/1** : 29-40.

LASAULX, A., Von, 1884 : Der Granit unter dem Kambrium des Hohen Venn. *Verh. naturhist. Ver. Preuss. Rheinlande. u.*

Westf., **9** : 418-450 (traduit par FORIR, H., *Ann. Soc. géol. Belgique*, **12** : 7-17).

MACAR.P, 1946 : Les sables à microfossiles du plateau de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **70** : 308-319

MARECHAL, R. (Voorzitter), 1988 **:** Voorstel Lithostratigrafische indeling van het Paleogeen. Nationale Commissie voor Stratigraphie : Commissie Tertiair, 208 p.

MICHOT, P., 1980 : Belgique. Introduction à la géologie générale. *In* Livret-guide 26ème Congr. Géol. Intern., Paris : 483-576.

MICHOT, P., 1988 : Le Synclinorium de Herve. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **110** : 101-188.

MICHOT, P., 1989 : Synclinorium de Herve versus «Synclinorium de Verviers». Faille des Aguesses-Asse, chevauchement ou grand charriage. *Bull. Soc. belge Géol.*, **98/1** : 7-25.

MOURLON, M., 1875 : Sur l'étage dévonien des psammites du Condroz dans le bassin de Theux, dans le bassin septentrional (entre Aix-la-Chapelle et Ath) et dans le Boulonnais. *Bull. Acad. roy. Belgique*, **XL** : 761-796.

MOURLON, M., 1882 : Mémoires sur les terrains crétacés et tertiaires préparés par feu André Dumont et edités par M. Mourlon : t. I, terrains crétacés. Ed. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique, Bruxelles : 556 p.

NEUMANN-MAHLKAU, P., 1970 : Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geol. Mitt.*, **9** : 311-356.

NOTA, D.J.G., BAKKER, A.M.G., 1983 : Surface water and groundwater in the basin of the Gulp creek - some major characteristics. *Geol. en Mijn.*, **62** : 511-517

NOTA, D.J.G., BAKKER, A.M.G., VAN DE WEERD, B. & HALMA, G., 1988 : A hydrogeological study in the basin of Gulp creek - A reconnaissance in a small catchment area. Part 3 : chemistry of surface and ground waters. *Agr. Univ. Wageningen Papers*, **87-7** : 1-46.

NOTA, D.J.G. & VAN DE WEERD, B., 1978 : A hydrogeological study in the basin of Gulp creek - A reconnaissance in a small catchment area. 1 : ground water flow characteristics. *Med. Landbouwhogeschool, Wageningen* : **78-20**, 9 p.

NOTA, D.J.G. & VAN DE WEERD, B., 1980 : A hydrogeological study in the basin of Gulp creek - A reconnaissance in a

small catchment area. 1 : fissured rocks and their anisotopic behaviour in catchment studies. *Med. Landbouwhogeschool, Wageningen* : **80-15** : 25 p.

PAHAUT, P., 1965a : Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchettes Gemmenich 109W & Botselaar 109E. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAHAUT, P., 1965b : Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette Henri-Chapelle 123W. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAHAUT, P., 1966 : Carte des sols de la Belgique et texte explicatif : planchette Raeren 123E. Institut Géographique Militaire, Bruxelles et Centre de Cartographie des Sols.

PAPROTH, E., BLESS, M. J. M., BOONEN, P., BOUCKAERT, J., CARPENTIER, N., COEN, M., DELCAMBRE, B., Ch., D., DEUZON, S., DREESEN, R., GROESSENS, E., HANCE, L., HENNEBERT, M., HIBO, D., HAHN, G., HAHN, R., O., H., KASIG, W., LALOUX, M., LAUWERS, A., LEES, A., LYS, M., OP DE BEEK, K., OVERLAU, P., PIRLET, H., POTY, E., RAMSBOTTOM, W., STREEL, M., SWENNEN, R., THOREZ, J., VANGUESTAINE, M., VAN STEENWINKEL, M. & VIESLET, J. L., 1983a : Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106/2** : 185-239.

PAPROTH, E., DUSAR, M., BLESS, M. J. M., BOUCKAERT, J., DELMER, A., FAIRON-DEMARET, M., HOULLEBERGHS, E., LALOUX, M., PIERARD, P., SOMERS, Y., STREEL, M., THOREZ, J. & TRICOT, J., 1983b : Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **106/2** : 241-283.

PEETERS, C., SWENNEN, R., NIELSEN, P. & MUCHEZ, Ph., 1993 : Sedimentology and diagenesis of the Visean carbonates in the Vesder area (Verviers synclinorium, E-Belgium). *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **H5** : 519-547

PISSART, A., 1995 : L'Ardenne sous le joug du froid. *In* DEMOULIN, A. (Ed.), L'Ardenne- Essai de Géographie physique, Ed. Département de Géographie physique de l'Université de Liège, 136-154.

PISSART, A. & JUVIGNE, E., 1980 : Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **103 :** 73-86.

PISSART, A. & LAMBOT, P., 1990 : Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Ann. Soc. géol. Belgique*, **112 :** 495-504.

POTY, E., 1991 : Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **114/1** : 265-275.

PURVES, J.C., 1883 : Sur les dépôts fluvio-marins d'âge Sénonien ou sables aacheniens de la Province de Liège. *Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belgique*, **II** : 153-182

RENIER, A., 1925 : Session extraordinaire de la Société belge de Géologie tenue à Eupen les 7, 8, 9 et 10 septembre 1925. *Bull. Soc. belge Géol.*, **35** : 174-249.

RENIER, A., 1931 : Observations sur la constitution des sommets du Bois de Moresnet. *Bull. Soc. belge Géol.*, **41** : 197-199.

RENIER, A., 1945 : A propos des poches de dissolution de la craie aux environs de Battice. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **68 :** 311-313.

RIBBERT, K.S., 1992 : Geologische Karte und Erläuterungen zu Blatt C 5502 Aachen, *Geol. Kt. Nordrh.- Westf. 1 : 100 000* , Krefeld.

RICHTER, D., 1985 : Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. *Sammlg. Geol. Führer*, **48**, 302 p.

ROBASZYNSKI, F., 1988 : Upper Cretaceous planktonic foraminifera from northern Belgium and the Southeastern Netherlands. *In* STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : 77-83.

RONCHESNE, P., 1931 : Contribution à l'étude de la roche éruptive de Lammersdorf. *Ann. Soc. Sci. Bruxelles,* **51** : 52-57

ROSSA, H.G., 1987 : Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenisch-Westphalian coal district (FRG) and in the Campine area. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109 :** 367-410

SCHERP, A., 1959 : Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venns. *Geol. Jb.*, **77** : 95-120.

SCHMIDT, Wo. & SCHRÖDER, E., 1962 : Geologische Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1 : 100 000 und Erläuterungen, *Geol. L.- Amt Nordrh.- Westf.*, Krefeld.

SCHUMACKER, R. & NOIRFALISE, A., 1979 : Les Hautes Fagnes. Fédération du tourisme de la province de Liège et «Parc Naturel Hautes Fagnes- Eifel», 46 p.

SPAETH, G., FIELITZ, W. & FRANK, B., 1985 : Caledonian deformation and very low-grade metamorphism in the Northeastern partt of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 297-310.

STEINGROBE B. & MULLER, A., 1985 : Sedimentology of selected Upper Carboniferous profiles from the Inde- and Wurm Syncline (Aachen Coal District). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 267-279.

STOCKMANS, F., 1946 : Végétaux de l'assise des sables d'Aix-la-Chapelle récoltés en Belgique (Sénonien inférieur). *Mém. Mus. roy. Hist. nat.Belg.*., **105** : 51 p.

STOCKMANS, F. & WILLIERE, J., 1953 : Végétaux namuriens de la Belgique. *Ass. Étude Paléont. Strat. Houillères*, **13** : 382 p. et atlas.

STREEL M. & BLESS, M.J.M. (Eds.), 1988 : The Chalk district of the Euregio Meuse-Rhine : selected papers on Upper Cretaceous deposits, *Natuur. Mus.Maastricht & Lab. Pal. Univ. Liège* : 117 p.

SWENNEN, R., 1986 : Lithogeochemistry of Dinantian carbonates in the Vesdre Basin (Verviers synclinorium, E-Belgium) and its relations to paleogeography, lithology, diagenesis and Pb-Zn mineralizations. *Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. & Sch. Kunsten België, Kl. Wet.*, **48/2** : 66-108.

SWENNEN, R. & VIAENE, W., 1986 : Occurrence of pseudomorphosed anhydrite nodules in the Lower Visean (Lower Moliniacian) of the Verviers synclinorium. *Bull. Soc. belge Géol.*, **95** : 89-99.

SWENNEN, R., PEETERS, C., MUCHEZ, P., MAES, K. & VIAENE, W., 1988 : Sedimentological and diagenetic evolution of Dinantian carbonates (dolomitization, evaporite solution collapse breccias, paleosols and palisade calcite). *In* Int. Assoc. Sediment., 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook- Leuven, Belgium. *Service géologique de Belgique :* 77-97.

THOREZ, J. & DREESEN, R., 1986 : A model of a regressive depositional system around the Old Red continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **109** : 285-323.

THOREZ, J., STREEL, M., BOUCKAERT, J. & BLESS, M., 1977 : Stratigraphie et paléogéographie de la partie orien-

tale du synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et paléontologique. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **28/2** : 17-32.

UHLENBROECK, G., 1905 : Le Sud-Est du Limbourg néerlandais. Essai géologique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **32** : M151-198.

VAN LECKWIJCK, W. & STOCKMANS, F., 1956 : Sur la limite entre les assises namuriennes d'Andenne et de Chokier (Belgique orientale et district d'Aix-la-Chapelle). *Bull. Soc. belge Géol.*, **65** : 292-301.

VAN WAMBEKE, L., 1955 : Contribution à l'étude de l'auréole métamorphique des massifs tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 21-37

VAN WAMBEKE, L., 1956a : Compositions minéralogiques et chimiques des tonalites de la Helle et de Lammersdorf. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 477-509

VAN WAMBEKE, L., 1956b : La minéralisation des tonalites de la Helle de Lammersdorf et leurs relations avec d'autres minéralisations. *Bull. Soc. belge Géol.*, **64** : 534-580

VAN WAMBEKE, L., 1997 : Gedinnian block faulting in the Upper Weser valley in the Stavelot-Venn Massif (Belgium) : significance with regard to the Caledonian orogeny. *Aardk. Meded.*, **8** :181-184

VANDENBERGHE, N., 1983 : Évaluation des réserves en argiles dans la région de Welkenraedt. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, **1983/4 (199)** : 17 p.

VANGUESTAINE, M., 1992 : Biostratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes : synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **115/1** : 1-18.

VARLAMOFF, N., 1937 : Stratigraphie du Viséen du Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **60** : M133-188.

VERHOOGEN, J., 1934 **:** Le Viséen et le Namurien de la région d'Eupen-Moresnet. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **58** (2), pp. B92-105.

VERHOOGEN, J., 1935 : Le prolongement oriental des failles du massif de la Vesdre et du massif de Herve. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **58** (3-4), pp. B111-118.

VIEILLE-MONTAGNE, sans date : Carte géologique générale de la Vieille-Montagne à 1/25 000. *Geogr. lith. Inst. u. Steindr. v. Wilhelm Greve*, Berlin S.W.

VOGEL, K., MUCHEZ, Ph. & VIAENE, W., 1990 : Collapse breccias and conglomerates in the Lower Visean of the Vesdre area (E-Belgium). *Ann. Soc. géol. Belg.*, Liège, **113**, pp. 359-371.

VON HOEGEN J., LEMME B., ZIELENSKI J.& WALTER R., 1985 : Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif : a model for depositional history. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 217-235.

WALTER R., 1980 : Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its adjoining areas. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, **32(2) :** 14-25.

WALTER R., SPAETH, G. & KASIG, W., 1985 : An outline of the geological structure of the Northeastern Hohes Venn Area and of its Northern Foreland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171 (1-3)** : 207-216.

WINTERFELD, C. Von & WALTER, R., 1993 : Die variszische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges - Ein bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1993, H5** : 305-320.

WUNSTORF, W., 1943 : Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25000 und Erläuterungen. Lfg 318. Blätter. Rötgen-Eupen und Nideggen, *Geol. Kt. dt. Reich,* Berlin.

Annexe : Localisation des captages

Exploitant et dénomination locale du captage	X	Y
Berlieren	258720	158070
Beurrerie	259230	158100
Patloy	259940	154200
Holten Esel	261710	151165
Casino	266340	156860
Rother Pfuhl Strasse	267545	157365
Im Kessel	268340	157900
Hergenrath im Winkel	267630	156310
Frepert	271135	157100
Bornweiher - Eynatten	271030	155110
Camping Congolo	268430	152370
Molkerei Brunnen	268770	153180
Rottstrasse	273208	152045
Marmorwerk	273790	151520
Handelstrasse	266540	148580
Camping Kon-Tiki	261800	161500
Parc des Trois-Frontières	264000	161400
La Clouse	265934	161131
Le Calvaire	264900	159250
Les Ecureuils	265920	159750
Romans	268350	158780
Gundhof	267240	159330
Waldborn	266165	161090
Steins	267220	159110

Ministère de la Région Wallonne 1997 - Division de l'eau
X, Y : Coordonnées LAMBERT en mètres

Farben- und Zeichenerklärung - *Legende* - Legend

Formatiegrens - Geological boundary

Begrenzing onder bedekking - Geological boundary under covering

Breuk - Fault

Overschuiving - Overthrust

Breuk onder bedekking - Fault under covering

Synclinale as - Synclinal axis

Anticlinale as - Anticlinal axis

a *Strekking en helling (a): normaal hellende lagen* -
Strike and dip (a) : inclined strata

Strekking: verticale lagen - Strike of vertical strata

a *Strekking en helling (a) : overhellende lagen* -
Strike and dip (a) : overturned strata

Horizontale lagen - horizontal strata

a *Strekking en helling (a): druksplijting* - Strike and dip (a): cleavage

Fe *Ijzeren hoed* - Gossan

Pb *Loodhoudende mineralisatie* - Lead ore deposits

Zn *Zinkhoudende mineralisatie* - Zinc ore deposits

Doline - Doline

Grot - Cave

Verdwijngat - Streamsink

Karstbron - Resurgence

Steengroeve in uitbating - Working quarry

Verlaten steengroeve - Disused quarry

Opgevulde steengroeve - Filled quarry

Oude mijn - Old mine

a
b *Schuine boring (a : basis van het dekterrein of Sx: dikte van de klei met vuurstenen,GUL, VAA, AAC: dikten van de Formatie van Gulpen, Vaals en Aachen, b : lengte van het boorgat)* -
Inclined borehole (a : thickness of the superficial deposits or Sx : thikness of the clay with flinstones, GUL, VAA, AAC : thickness of the Gulpen, Vaals and Aachen Formations, b : length of the borehole)

a
b *Boring (a: basis van het dekterrein a : basis van het dekterrein of Sx: dikte van de klei met vuurstenen,GUL, VAA, AAC: dikten van de Formatie van Gulpen, Vaals en Aachen, b: van de boring)*
Borehole (a: thickness of the superficial deposits or Sx : thikness of the clay with flinstones,GUL, VAA, AAC : thickness of the Gulpen, Vaals and Aachen Formations, b : depth of the borehole)

Waterwinning - Water-catchment

X Fill, dump.
Ophogingen, steenberg.

AMO Recent alluvial deposits: gravels and sand
Recent alluvium in de rivierdalen: grind en zand.

TRB Peat deposits.
Veenhoudende afzettingen.

P Stone rivers (Stavelot Massif). Thick weathering crust.
Steenophopingen (Massief van Stavelot). Dikke verweringsmantel

SBL Sand and clay filling karst depressions.
Kleiige en zandige afzettingen (opvulling van karstholten).

GUL Gulpen Formation : white to beige chalk, often altered, incorporating scarce flint, locally overlain by a lithified flint conglomerate. Metre-thick horizon of glauconiferous chalk at the base (Zeven-Wegen Horizon)
Formatie van Gulpen: wit tot beige krijt (kalksteen), vaak verweerd met zeldzame vuurstenen, plaatselijk bedekt door een verhard vuursteenconglomeraat ; aan de basis een horizont van glauconiethoudend krijt - maximumdikte 1 m (Laag van Zevenwegen).

VAA Vaals Formation : glauconiferous sand, silt and clay; coarse grained glauconitic horizon at the base (Raren Horizon).
Formatie van Vaals: glauconiethoudende klei, silt of zand met verharde horizonten. Aan de basis een grindhoudende horizont (Lid van Raren).

AAC Aachen Formation : silty and sandy clays, argilaceous silts, white, purplish to dark in the lower part (Hergenrath Member), white to yellowish sands with consolidated layers (Aachen and Hauset Members). Occurence of oxyded and carbonous horizons. Locally gravelly lenses (Mospert Member towards the SE).
Formatie van Aachen: witte en paarse tot zwarte zandige en siltige klei, kleiige silt in het onderste gedeelte (Lid van Hergenrath), wit tot geel zand met verharde niveaus (Leden van Aachen en Hauset). Er komen geoxideerde en koolhoudende banden voor. Plaatselijk grindhoudende lenzen (naar het zuidoosten: Lid van Mospert).

HOU Coal Measures Group :
Groep van het Steenkoolterrein :
Alternating black shales and siltstones, argillaceous sandstones, sandstones and quartzites ; coarse-grained sandstones and conglomerates (plurimetre to decametre-thick) ; coal veins (cm) ; fossiliferous horizons with plant debris and marine fauna (including goniatites).
Afwisseling van donkergrijze schiefer (shale) en siltsteen, kleiige zandsteen, zandsteen en kwartsiet; niveaus met zeer grofkorrelige zandsteen en conglomeraten ("poudingues"), licht van kleur en decimeters- tot tien meter dik ; centimetersdikke steenkoollagen ; fossielhoudende horizonten met plantenresten en met mariene fauna (o.a. goniatieten).

JUS Juslenville Group :
Groep van Juslenville:

Seilles Formation : limestones, generally light-coloured; ooids locally abundant, bioclastic and algal layers.
Formatie van Seilles: over het algemeen licht getinte organoklastische en algaire kalksteen met oölieten-niveaus.

Lives Formation : dark grey stratified limestones forming sedimentary sequences, with stromatolithic top. Cherts are concentrated in the upper part.
Formatie van Lives: donkergrijze ritmisch gelaagde kalksteen met stromatolieten in het onderste deel en met chertknollen.

BBN Bay-Bonnet Group :
Groep van Bay-Bonnet:

Moha Formation : thick-bedded coarse-grained limestones, light grey, generally oolitic.
Formatie van Moha: lichtgrijze grofkorrelige kalksteen, meestal oölietisch, in banken, één tot meerdere meters dik.

Moha Formation : thick-bedded coarse-grained limestones, light grey, generally oolitic.

Formatie van Terwagne: donkergrijze tot zwarte, fijne tot grofkorrelige kalksteen in banken, één tot meerdere meters dik.

Belle-Roche Breccia Formation: calcareous breccia.
Formatie van de Breccie van Belle-Roche: kalksteenbreccie.

BIL

Bilstain Group :
Groep van Bilstain:

Vesdre Dolomites Formation : dark grey to brown dolomites and crinoidal dolomites with cherts and siliceous nodules, silicified fossils; dolomitic breccia in the upper part (Walhorn Member).
Formatie van het Dolomiet van de Vesder: donkergrijze tot bruine dolomiet en crinoïdendolomiet, niveaus met chertknollen en verkiezelde knollen en fossielen; dolomiethoudende breccie aan de bovenkant (Lid van Walhorn).

Landelies Formation : dark grey fine-grained crinoidal limestones, thin- to medium-bedded.
Formatie van Landelies: donkergrijze fijne tot grofkorrelige crinoïdenkalksteen in decimeter tot metersdikke banken.

Pont d'Arcole Formation : grey-brown to black shales and dark grey decimetre-thick-bedded limestones.
Formatie van Pont d'Arcole: grijsbruine tot zwarte schiefer (shale), donkergrijze kalksteen in decimetersdikke banken.

Hastière Formation : dark grey-blue, medium- to coarse-grained limestones, thick-bedded.
Formatie van Hastière: donkergrijsblauwe middelmatig tot grofkorrelige kalksteen in metersdikke banken.

DOL

Dolhain Formation : calcareous sandstones and crinoidal limestones with stromatoporoids (3 biostromes), shales and siltstones.
Formatie van Dolhain: kalkhoudende zandsteen en crinoïdenkalksteen met stromatoporen (3 biostromen), schiefer (kleisteen, siltsteen).

ME

Montfort and Evieux Formations : alternating micaceous, feldspathic and calcareous sandstones with grey shales and siltstones. The upper part is more shally (red-coloured) and calcareous (calcareous and dolomitic sandstones, dolomites); locally, limestone nodules and ball-and-pillow structures.
Formaties van Montfort en Evieux: afwisseling van glimmer- en veldspaathoudende zandsteen, van kalkhoudende zandsteen en van grijze schiefer (siltsteen en kleisteen). In het bovenste deel overwegend schieferig (dikwijls roodachtig getint) en kalkhoudend (zandige kalksteen, dolomietzandsteen, dolomiet). Niveaus met kalkknollen en merkwaardige horizonten met pseudonodulen.

SVP

Souverain-Pré Formation : nodular and agillaceous limetones, crinoidal limestones.
Formatie van Souverain-Pré: kleiige en nodulaire kalksteen en crinoïdenkalksteen.

ESN

Esneux Formation : olive-grey, fine-grained argillaceous limestones, thin-bedded.
Formatie van Esneux: olijfgroengrijze fijnkorrelige min of meer kleihoudende zandsteen, in centimetersdikke bankjes, plaatselijk decimetersdik.

LH

Lambermont and Hodimont Formations : grey-green or purple micaceous siltstones in the upper part, including numerous limestone nodules
Formatie van Hodimont: grijze groenachtige of paarsachtige glimmerhoudende schiefer (siltsteen) met decimeter tot meerdere decimetersdikke niveaus met rood oölietisch hematiet en niveaus met kalkhoudende knollen.
Formatie van Lambermont: groenachtige schiefer (kleisteen en siltsteen), organoklas tische kalksteen met Frechastraea en Phillipsastrea, rood-en groenkleurige knollenhoudende schiefer.

AIS

Aisemont Formation : dark grey to black shales, calcareous shales and nodular light grey bioclastic limestones with *Frechastreae* and *Phillipsastrea* (biostromes).
Formatie van Aisemont: donkergrijze tot zwarte schiefer (kleisteen), lichtgrijze kleiige kalksteen en organoklastische subnodulaire kalksteen met Frechastraea en Phillipsastrea (biostromen).

LUS

Lustin Formation : biostromal limestones (stromatoporoids, corals), fine-grained limestones, laminated or nodular and bioclastic.
Formatie van Lustin: biostromenkalksteen (stromatoporen, koralen), fijnkorrelige, gelamineerde of subnodulaire en organoklastische kalksteen.
(Nismes Formation : shales with some calcareous layers)
(Formatie van Nismes: schiefer met enkele kalkhoudende niveaus.)

NR

Névremont and Roux Formations : fine-grained laminated limestones, bioclastic limestones, dolomites.
Formatie van Roux: dolomiet, organoklastische kalksteen, fijnkorrelige gelamineerde kalksteen, met aan de basis, schiefer (shale) of glimmerhoudende zandsteen.
Formatie van Névremont: licht grijze fijnkorrelige kalksteen, gelamineerd aan de basis en erboven organoklastische kalksteen.

PER

Pépinster Formation : claret-coloured shales and siltstones, green sandstones and white kaolinitic sandstones, coarse-grained and conglomeratic.
Formatie van Pépinster: wijnrode schiefer (kleisteen en siltsteen), groene zandsteen, witte gekaoliniseerde, grind- en conglomeraathoudende zandsteen.

VIC

Vicht Formation : conglomerate consisting of quartz and quartzite pebbles.
Formatie van Vicht: conglomeraat met vuistdikke kwarts- of kwartsietelementen.

ACO

Acoz Formation : alternating claret-coloured, green or party-coloured siltstones and sandstones, including plurimetre-thick light-coloured quartzite layers in the lower part.
Formatie van Acoz: afwisseling van wijnrode, groene of veelkleurige schiefer (siltsteen) en zandsteen met aan de basis metersdikke banken van bleke kwartsiet.

BAU

Bois d'Ausse Formation : medium- to coarse-grained sandstones, slightly kaolinitic, with shale pebbles and dark shales. Locally, calcareous nodules and claret-coloured layers.
Formatie van Bois d'Ausse: grijsachtige, vaak gekaoliniseerde middelmatig tot grofkorrelige zandsteen, niveaus met rolstenen van donkergrijze schiefer (kleisteen en siltsteen); plaatselijk kalkknollen en enkele wijnrode tussenschakelingen.

MAR

Marteau Formation : alternating siltstones claret-coloured and party-coloured, olive-green siltstones and sandstones more developed in the upper part; numerous layers with calcareous nodules.
Formatie van Marteau: afwisseling van wijnrode en veelkleurige schiefer (siltsteen), vooral aan de top olijfgroene zandsteen en siltsteen; talrijke niveaus met kalkknollen.

Jalhay Formation
Formatie van Jalhay:

SPA

- Spa Member : finely laminated mudstones and siltstones ("quartzophyllades"). Dark grey-blue to grey-green.
- *Lid van Spa: donkergrijsblauwe tot grijsgroene zandige kwartsofyllade.*

SOL

- Solwaster Member : finely laminated mudstones and siltstones ("quartzophyllades"), dark green-blue, black or green-blue slates. Sandstone beds in the lower part; fossiliferous layers (graptolites).
- *Lid van Solwaster: donkergroenblauwe kwartsofyllade, zwarte of groenblauwe fyllade, zandige banken aan de basis, fossielhoudende niveaus (graptolieten).*

GLE La Gleize Formation : black slates and mixed quartzitic-slaty facies.
Formatie van La Gleize: zwarte fyllade en kwartsofyllade.

VEN La Venne-Coo Formation : alternating black slates and dark-coloured quartzites.
Formatie van La Venne-Coo: afwisseling van zwarte fyllade en donkere kwartsiet.

μγ Porphiritic intrusion
porfierische intrusie van de Eschbach-Vesdre

TABLES DES MATIÈRES

Résumé 3
1. Introduction 4
1.1. Etablissement de la carte 4
1.2. Précédentes éditions 5
1.3. Cadre géographique et géologique général 6
2. Lithostratigraphie 9
2.1. Introduction 9
2.2. Description 9
Formation de La Venne-Coo (VEN) 9
Formation de La Gleize (GLE) 10
Formation de Jalhay (JAL) 10
- Membre de Solwaster (SLW) 10
- Membre de Spa (SPA) 11
Formation de Marteau (MAR) 11
Formation du Bois d'Ausse (BAU) 12
Formation d'Acoz (ACO) 13
Formation de Vicht (VIC) 14
Formation de Pépinster (PER) 15
Formations de Névremont et du Roux (NR) 16
Formations de Nismes et de Lustin (LUS) 17
Formation d'Aisemont (AIS) 18
Formations de Lambermont et d'Hodimont (LH) . 18
Formation d'Esneux (ESN) 19
Formation de Souverain-Pré (SVP) 20
Formations de Montfort et d'Evieux (ME) 20
Formation de Dolhain (DOL) 22
Groupe de Bilstain (BIL) 24
Formation d'Hastière 25
Formation de Pont d'Arcole 25
Formation de Landelies 25
Formation des Dolomies de la Vesdre 26
Groupe du Bay-Bonnet (BBN) 27
Formation de la Brèche de la Belle-Roche 27
Formation de Terwagne 28
Formation de Moha 29
Groupe de Juslenville (JUS) 30
Formation de Lives 30
Formation de Seilles 32
Remarques : séries condensées 33
Groupe houiller (HOU) 34
Argiles d'altération du socle paléozoïque 37
Remarques : formations crétacées 37
Formation d'Aachen (AAC) 39
Formation de Vaals (VAA) 41
Formation de Gulpen (GUL) 42
Argiles à silex 44
Dépôts sableux 45
Formations superficielles 45

- Dépôts tourbeux (TRB) 45
- Alluvions modernes (AMO) 46
- Limons,, loess, altérites, éboulis, colluvions, dépôts de versants, et accumulations pierreuses (P) 46
3. Schéma chronostratigraphique relation avec la division lithostratigraphique. 46
4. Roches intrusives et métamorphiques 47
5. Tectonique 48
5.1. Description des unités structurales 49
1- Le Massif de Stavelot 49
2- L'Unité de la Gileppe 50
3- L'Unité de Goé 50
4- L'Unité de Forêt-Andrimont 51
5- L'Unité de Donnerkaul 51
6- L'Unité de Moresnet 51
7- L'Unité de Plombières 51
8- L'Unité de Sippenaeken 52
5.2. Schistosité 52
5.3. Failles transversales 53
5.4. Interprétation 53
a) la déformation calédonienne 54
b) la déformation varisque 55
c) les déformations post-varisques 57
6. Synthèse : histoire géologique 58
7. Les phénomènes karstiques 61
7.1. Karst 61
7.2. Le paléokarst viséen 63
7.3. Les dissolutions karstiques du Crétacé 63
8. Ressources du sous-sol 64
8.1. Hydrogéologie 64
8.2. Ressources minérales et fossiles 67
- Charbon 67
- Grès, quartzites et conglomérats 67
- Calcaires 67
- Dolomies 68
- Sables 68
- Argiles 68
- Limons 68
- Tourbes 68
- Minerais métalliques 68
9. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires 71
Bibliographie 72
Annexe 88
Farben- und Zeichenerklärung - *Legende* - Legend 89