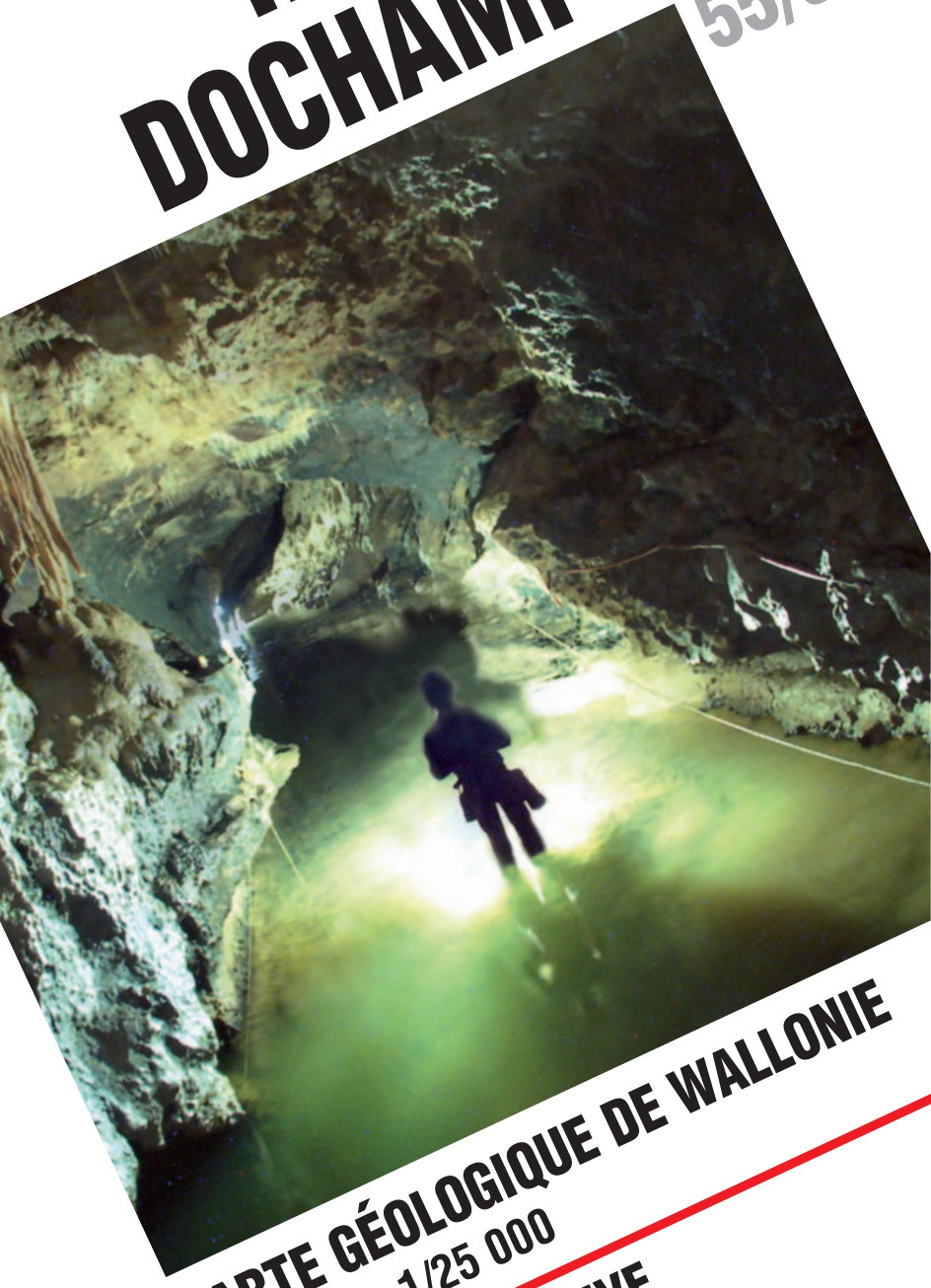
RÉGION WALLONNE

HOTTON DOCHAMPS

55/5-6



CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

NOTICE EXPLICATIVE

MINISTÈRE DE LA RÉGION WALLONNE

DIRECTION GÉNÉRALE DES RESSOURCES NATURELLES
ET DE L'ENVIRONNEMENT

AVENUE PRINCE DE LIÈGE, 15
B-5100 NAMUR

HOTTON

-

DOCHAMPS

Léon DEJONGHE

Institut royal des Sciences naturelles de Belgique
Service géologique de Belgique
Rue Jenner 13
B-1000 Bruxelles
leon.dejonghe@sciencesnaturelles.be

Photographie de couverture :
La rivière souterraine de la grotte de Hotton
(cliché Vincent Remy et David Gueulette)

NOTICE EXPLICATIVE
2008

Déposée et acceptée pour publication en juillet 2002
Version mise à jour acceptée en février 2007

Dépôt légal : D/2008/5322/2

Feuille Hotton – Dochamps n° 55/5-6

1. Introduction

1.1. Établissement de la carte

Le levé de la feuille Hotton - Dochamps (n° 55/5-6) a été réalisé au Service géologique de Belgique en coordination avec le programme de révision des cartes géologiques de Wallonie financé par le Ministère de la Région wallonne (Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement). Il s'agit d'un programme auquel collaborent également la Faculté Polytechnique de Mons, l'Université Catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles et l'Université de Liège.

Cette nouvelle carte géologique n° 55/5-6 à l'échelle du 1/25 000 succède à la carte n°178 à 1/40 000 due à X. Stainier (1898). Plus d'un siècle sépare donc les deux parutions.

La nouvelle carte est accompagnée des documents suivants :

- deux cartes à l'échelle du 1/10 000 avec les points décrits ;
- localisation des fiches descriptives de ces points ;
- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000.

Ces documents peuvent être consultés :

- à la Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Ministère de la Région wallonne, SENSICOM, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes ;
- au Service géologique de Belgique, rue Jenner 13, B-1000 Bruxelles.

1.2. Cadre géographique et géologique

La feuille Hotton - Dochamps est située dans la province de Luxembourg et appartient géographiquement à l'Ardenne septentrionale, où les altitudes varient de 177,5 m (région de Hotton, extrémité nord-ouest) à 572,5 m (région de Samrée, extrémité sud-est).

La moitié ouest de la feuille est traversée par l'Ourthe selon une diagonale NW-SE. Immédiatement au sud, sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne, n° 60/1-2 (Dejonghe & Hance, 2001), la vallée de l'Ourthe est très encaissée. Elle s'élargit progressivement au fur et à mesure que l'on se dirige

vers le nord-ouest et que l'on se rapproche d'Hotton. En outre, les méandres sont moins abondants et moins serrés. Les versants sont toutefois raides à certains endroits, avec des dénivellations atteignant localement 180 m, comme au sud-ouest de Marcourt, dans la région de la Chapelle St Thibaut, voire même 210 m, comme à l'est de Harzé. À l'ouest et au sud de Samrée, les vallées de certains affluents de l'Ourthe (Fond de la Haie, Ruisseau de Pierreux, Ruisseau de Belvâ) sont également très encaissées.

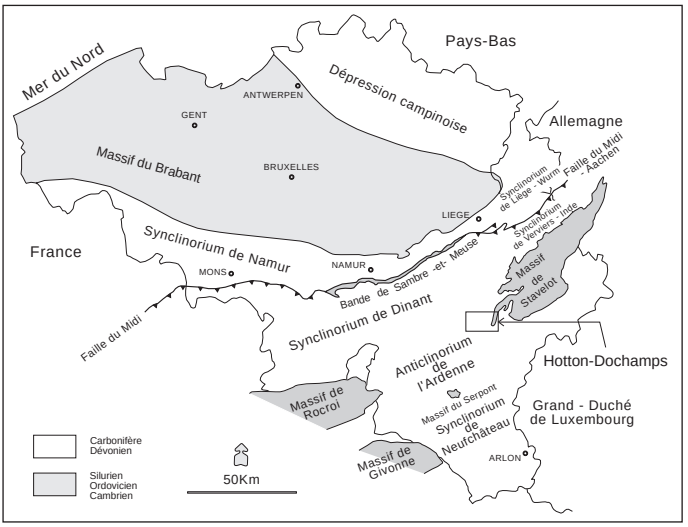


Fig. 1. Carte structurale schématique de Belgique, avec localisation de la feuille Hotton - Dochamps.

Il s'agit d'une région où la superficie boisée domine (environ 2/3) par rapport aux zones de prairies et de champs (environ 1/3), avec une tendance encore plus marquée dans la moitié est. Une liaison entre la végétation et la lithologie est nette dans le cas de certaines formations (voir plus loin pour leur définition) :

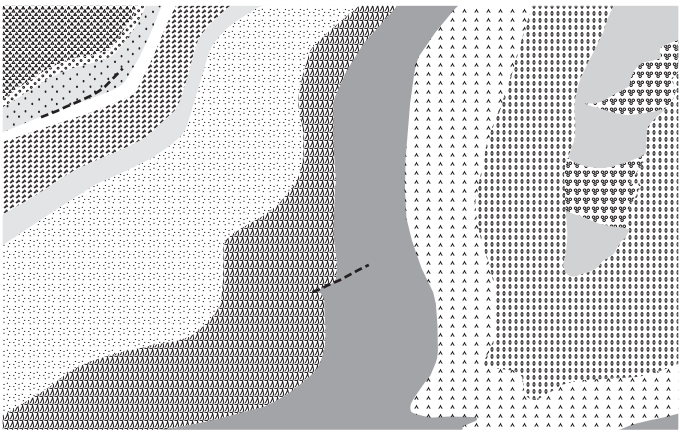
- les prairies s'établissent principalement sur un substratum où les shales dominent : cas des formations de Jemelle, de Saint Hubert et de Nismes ;
- la très large dominance de bois coïncide avec des substratums où les roches détritiques grossières (conglomérats, grés, quartzites et quartzophyllades) dominent : cas des formations de Fépin, Oignies, Mirwart et Hampteau.

Sur le plan géologique, la région s'intègre dans la zone axiale de l'Anticlinorium de l'Ardenne matérialisée à l'ouest, par l'axe ouest-est du Massif de Rocroi et à l'est, par celui du Massif de Stavelot qui prend une orientation SW-NE. Plus particulièrement, on se situe dans la zone où s'opère le changement de direction des couches, immédiatement au sud-ouest du Massif de Stavelot (fig. 1). Le sous-sol est constitué essentiellement de terrains d'âge cambrien à dévonien.

1.3. Quelques jalons chronologiques

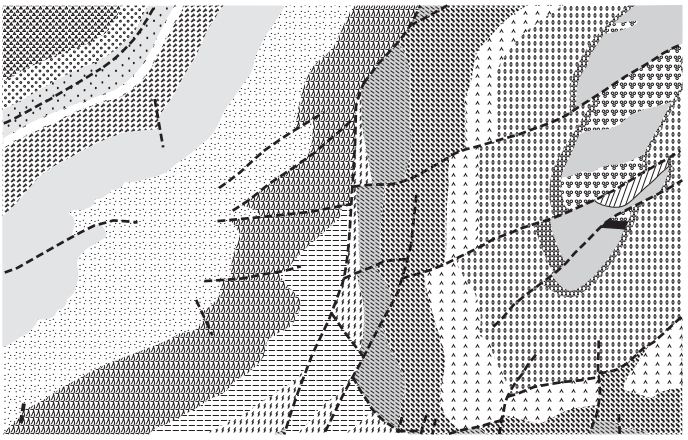
- 1853. Dumont, A. - carte géologique à 1/160 000.
- 1888. Gosselet, J. - carte géologique à 1/320 000.
- 1898. Stainier, X. - carte n°178 Hotton - Dochamps à 1/40 000. L'allure générale des couches est bien dégagée, mais l'interprétation tectonique reste imprécise. Stainier dessine deux failles, dont une qui nous paraît mineure et une autre que nous ne pouvons pas confirmer. En revanche, il omet de nombreuses failles majeures. Un intérêt de cette carte réside néanmoins dans la localisation de nombreux indices métallifères aujourd'hui disparus pour la plupart (indices de plomb et surtout de manganèse).
- 1928. Van Tuijn publie un mémoire sur le Couvinien et la partie supérieure de l'Eodévonien entre l'Ourthe et Ferrière. Il comprend une carte à 1/40 000. Sur celle-ci, la région délimitée par le triangle Hampteau – Amonines - Marcourt fait partie de la feuille Hotton - Dochamps.
- 1934. Asselberghs & Leblanc dressent une carte géologique à 1/100 000 du «Bassin de La Roche» en annexe de leur travail intitulé «Le Dévonien inférieur du Bassin de Laroche». Ils améliorent sensiblement les tracés antérieurs, en particulier en reconnaissant l'existence de nombreuses failles longitudinales et transversales. Seule la partie sud de la feuille Hotton - Dochamps est couverte par cette carte.
- 1939. De Dycker divulgue un mémoire concernant des «Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur, dans la partie Sud-Occidentale du Massif de Stavelot». Il comporte en annexe une carte géologique à l'échelle du 1/20 000 relative uniquement aux terrains reviniens et salmiens. Cette carte couvre tout le socle apparaissant sur la feuille de Dochamps. Deux failles principales sont dessinées : Dochamps et Oster (cette dernière, avait été repérée par Anten, 1926).
- 2001. Dejonghe & Hance publient une nouvelle édition de la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne n°60/1-2, accompagnée d'une notice explicative. Cette feuille est située immédiatement au sud de la feuille Hotton - Dochamps n°55/5-6. Les progrès de ce travail conditionnent bien entendu les tracés de la feuille Hotton - Dochamps. La succession lithostratigraphique est réactualisée et le canevas tectonique est amélioré. Des failles transversales délimitent un couloir de décrochement dextre, orienté NNE-SSW, qui traverse la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne de part en part. Ce couloir cumule un rejet de 3,6 à 4 km et se prolonge loin vers le nord sur la feuille Hotton - Dochamps. Par ailleurs, la chronologie de la déformation est mieux comprise.

L'évolution des tracés entre la carte à 1/40 000 de Stainier (1898) et la nouvelle carte à 1/25 000 est montrée à la figure 2.



X. Stainier, 1898

Frasnien
Givetien Gvb
Givetien Gva
Couvinien Cobp
Couvinien Cob
Couvinien Coa
Burnotien
Cb2b, Cb3
Cb2a, Cb2b
Cb1a
Coblencien
Gedinnien
Salmien Sm2
Salmien Sm1



L. Dejonghe & L. Hance, 2002

Barvaux
Fromelennes à Neuville
Trois Fontaines à Mont d'Haurs
Hanonet + Lomme
Saint-Joseph à Jemelle
Hampteau
Chooz
Pesche + Vireux
Jupille + Pèrnelle
La Roche
Villé
Mirwart
Saint-Hubert
Oignies
Fépin
Bihain
Ottré
Jalhay
La Gleize
Faille

Fig. 2. Évolution des tracés entre la carte à 1/40 000 due à Stainier (1898) et la nouvelle carte à 1/25 000.

2. Description des formations

Asselberghs (1934, 1946, 1954), Bultynck *et al*. (1991), Godefroid *et al*. (1994), Boulvain *et al.* (1999), Geukens (1999) et Dejonghe & Hance (2001) ont décrit avec plus ou moins de précision les formations qui affleurent sur la feuille Hotton - Dochamps. Nous nous limiterons ici à une description synthétique. Hormis les alluvions anciennes et de fond de vallée, toutes les formations appartiennent soit au Cambro - Ordovicien (Massif de Stavelot), soit au Dévonien. Les lithologies rencontrées sont très variées : calcaires, shales, calcshales, schistes, phyllades, quartzophyllades, siltites, grès, quartzites et conglomérats. Une colonne lithologique synthétique est montrée à la

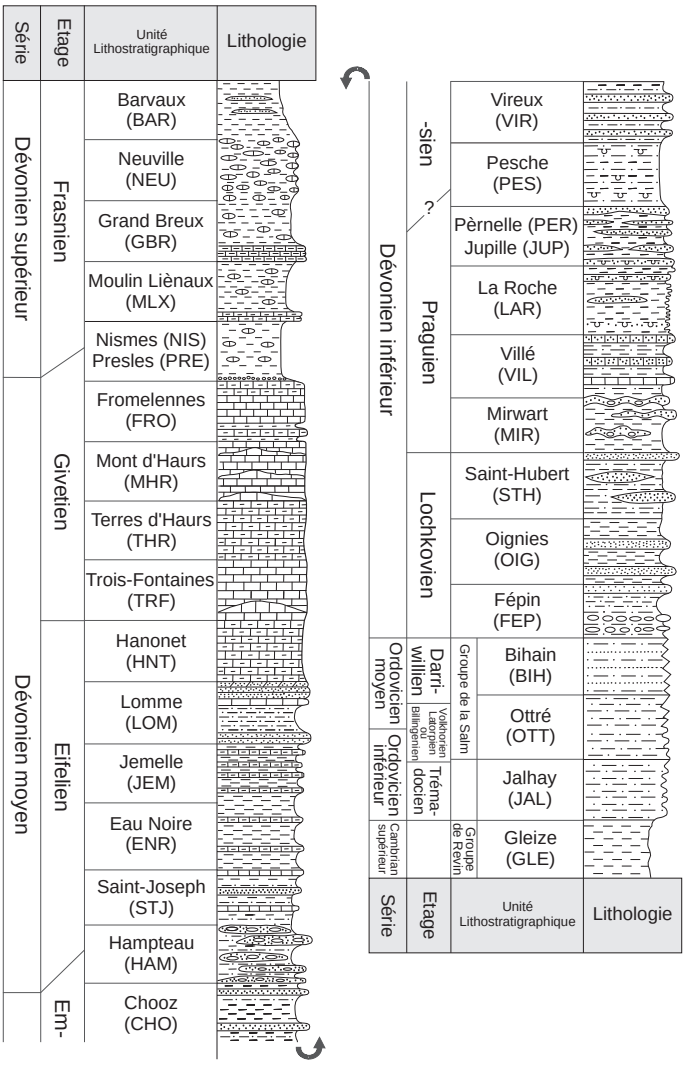


Fig. 3. Colonne lithostratigraphique synthétique. La même épaisseur est attribuée à chaque formation, ce qui ne correspond pas à la réalité. Des informations relatives à l'épaisseur sont mentionnées lors de la description de chaque formation.

figure 3. Les correspondances entre la terminologie utilisée pour les formations rencontrées et les anciens termes stratigraphiques sont renseignées aux tableaux 1 à 3.

Tableau 1. Correspondance entre les formations d'âge cambro-ordovicien et la terminologie antérieure (pour plus de détail, voir, par exemple, GEUKENS, 1999).

Formation	Membre	Système	Série	Ancienne terminologie
Bihain BIH	Salm-Château Ruisseau d'Oneu	Ordovicien moyen à supérieur	Arenig à Llanvirn	Salmien (Sm3a,b)
Ottré OTT	Colanha Les Plattes Meuville	Ordovicien inférieur à moyen	Arenig	Salmien (Sm2a,b,c)
Jalhay JAL	Lierneux Spa Solwaster	Ordovicien inférieur	Tremadoc	Salmien (Sm1a,b,c)
La Gleize GLE		Cambrien supérieur		Revinien (Rv5)

Tableau 2. Correspondance entre les formations d'âge dévonien inférieur et les terminologies antérieures.

Formation	ASSELBERGHS (1946)	MAILLIEUX & DEMANET (1929)	Cartes géologiques 178 (STAINIER, 1898) et 187 (STAINIER,1896)
Hampteau HAM	Poudingue de Wéris, quartzites et schistes rouges (E3)	Schistes et grès verts et violacés de Winenne. Emsien (Em2)	Schistes rouges de Winenne. Burnotien (Bt). Schistes, psammites, grès, grauwacke, poudingue de Wéris. Couvinien (Coa)
Chooz CHO	Schistes rouges de Winenne (E2)	Schistes et grès verts et violacés de Winenne. Emsien (Em2)	Schistes rouges de Winenne. Burnotien (Bt)
Pesche - PES et Vireux - VIR	Grauwacke de Pesche et quartzite de Vireux (E1)	Grauwacke de Pesche et grès blanc de Mormont. Emsien (Em1a)	Grès blanc de Mormont. Coblencien (Cb3g)
La Roche LAR, Pernèle-Jupille JP et Pèrnelle PER	Phyllades à grands feuillets et grauwacke de Petigny (S3)	Grauwacke du Bois de Petigny. Siegenien (Sg3)	Assise supérieure. Phyllades à grands feuillets. Coblencien (Cb2b)
Villé VIL	Grauwacke de St Michel (S2)	Grauwacke du Bois de St Michel et Grès blanc de Clerheid. Siegenien (Sg2)	Assise inférieure. Coblencien (Cb2a). Grès blanc de Cielle pp.
Mirwart MIR	Schistes noirs alternant avec du quartzite à facies anoreux et autres (S1)	Grès blanchâtre et schistes noirâtres d'Anor. Siegenien (Sg1)	Grès d'Anor. Coblencien (Cb1a). Grès blanc de Cielle pp.

Saint-Hubert STH	Schistes verts de St Hubert (G2b)	Grès, psammites et schistes verdâtres de St Hubert. Gedinnien (G2b)	Schistes bigarrés souvent celluleux. Gedinnien (Gc).
Oignies OIG	Schistes bigarrés et arkoses d'Oignies (G2a)	Schistes bigarrés d'Oignies. Gedinnien (G2a)	Grès blanc crème de Samrée. Gedinnien (Gcg). Schistes bigarrés souvent celluleux. Gedinnien (Gc).
Fépin FEP	Arkose et poudingue (G1)	Poudingue de Fépin et Arkose d'Haybes. Gedinnien (G1a)	Poudingue et arkose de Waismes. Gedinnien (Ga)

Tableau 3. Correspondance entre les formations d'âge dévonien moyen à supérieur et les terminologies antérieures.

Formation	**Maillieux & Demanet (1929)**	**Légende générale carte géologique (1929)**	**Carte géologique 178 (Stainier, 1898)**
Barvaux BAR	Schistes de Matagne et de Barvaux-sur-Ourthe. Frasnien (F3)	Schistes de Barvaux. Frasnien (Fr). Partie supérieure.	Schistes violets de Barvaux (Fr2).
Nismes NIS, Moulin Liénaux MLX, Grands Breux GBR, Neuville NEU	Schistes calcareux (F2a) et schistes verts (F2b). Assise de Frasnes. Frasnien (F2)	Schistes de Barvaux. Frasnien (Fr). Partie inférieure.	Schistes divers. Frasnien (Fr1m)
Fromelennes FRO	Assise de Fromelennes. Frasnien (F1)	Calcaire à stromatopores et polypiers. Givetien (Gvb)	Calcaire à stromatoporoïdes. Givetien (Gvb)
Terres d'Haurs THR et Mont d'Haurs MHR	Calcschistes. Assise de Givet. Givetien (Gic)	Calcaire à stromatopores et polypiers, avec couche de schiste à la base. Givetien (Gvb)	Calcaire à stromatoporoïdes. Givetien (Gvb).
Trois-Fontaines TRF	Schistes (Gia) et calcaires de Givet à *Stringocephalus burtini* (Gib). Givetien	Calcaire de Givet. Givetien (Gva)	Calcaire à *Stringocephalus*. Givetien (Gva)
Hanonet HNT et Lomme LOM	Calcaires et schistes, localement psammites. Couvinien (Co2d)	Schistes argileux, avec grandes lentilles de calcaire. Couvinien (Cob). Partie supérieure.	Calcaire à crinoïdes et macigno bleu. Couvinien (Cobp).
Jemelle JEM	Schistes. Couvinien (Co2a, Co2c).	Schistes argileux, avec grandes lentilles de calcaire. Couvinien (Cob). Partie inférieure.	Schistes, grès et psammites. Couvinien (Cob). Partie supérieure.

Eau Noire ENR	Schistes calcareux (Co1b), calcaire argileux (Co1c).	Schistes calcareux, grauwacke de Bure. Couvinien (Coa). Partie supérieure.	Schistes, grès et psammites. Couvinien (Cob). Partie supérieure.
Saint-Joseph STJ	Grauwacke. Couvinien (Co1a).	Schistes calcareux, grauwacke de Bure. Couvinien (Coa). Partie inférieure.	Schistes, grès et psammites. Couvinien (Cob). Partie inférieure.

Des affleurements représentatifs sont proposés pour certaines formations aux figures 4 à 15. Il s'agit d'extraits des cartes topographiques IGN 55/5 (Hotton) et 55/6 (Dochamps) à 1/10 000 - révision 1989. Sauf mention particulière, le Nord correspond au bord supérieur de ces figures.

Formation de La Gleize (GLE)

Origine du nom : village de La Gleize, situé à une dizaine de km au sud de Spa.

Dans la partie sud du Massif de Stavelot, et donc dans la région de Dochamps, la formation est constituée essentiellement de schistes graphiteux.

Épaisseur : 300 m dans la partie nord du Massif de Stavelot ; inconnue dans la partie sud.

Âge : Cambrien supérieur sur la base des acritarches (Vanguestaine, 1974). Ancienne terminologie : Revinien (Rv5).

Utilisation : aucune utilisation sur la planchette Dochamps.

Affleurements représentatifs :

Rive gauche du ruisseau de Noircini, à 200 - 350 m au nord-nord-est du pont de la Bounire (ce dernier, situé à 900 m au sud-est de l'église de Dochamps) (fig. 4).

Pour en savoir plus : De Dycker, 1939
Geukens, 1999

Formation de Jalhay (JAL)

Origine du nom : village de Jalhay, au sud du lac de barrage de la Gileppe.

Schistes, phyllades et quartzophyllades vert olive, vert-bleu ou gris foncé à noir. Très localement, des colorations violacées ont aussi été observées. Vers la base, bancs de grès contenant parfois des fragments de schistes noirs. La formation a été subdivisée en trois membres dénommés de la base au sommet : Solwaster, Spa et Lierneux. Leur distinction est

toutefois hasardeuse sur la planchette Dochamps. Les deux membres inférieurs renferment des graptolites (Anten, 1926 ; De Dycker, 1934 ; Geukens, 1963). En particulier, un gîte à *Rhabdinopora flabelliformis* (anciennement : *Dictyonema flabelliforme sociale*) a été signalé au sud d'Oster (Anten, 1926 ; Geukens, 1963).

Épaisseur : plus de 400 m dans la région-type de Jalhay.

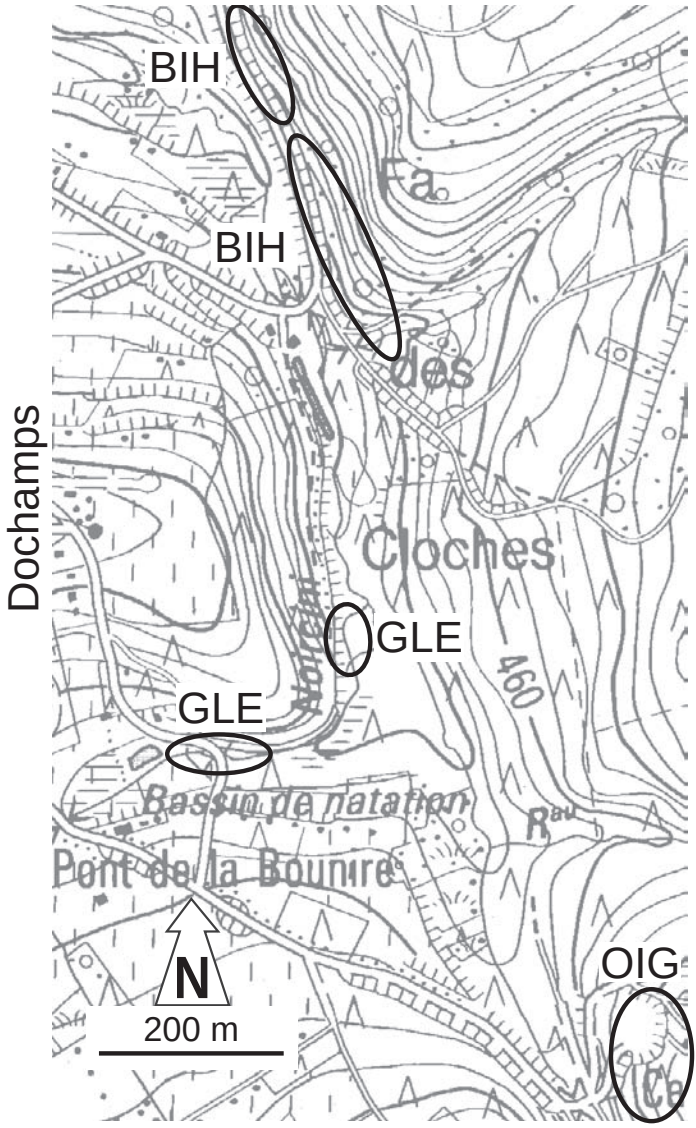


Fig. 4. Affleurements représentatifs des formations de la Gleize (GLE), de Bihain (BIH) et d'Oignies (OIG) au sud-est de Dochamps, dans la région du Pont de la Bounire.

Âge : un âge trémadocien inférieur est indiqué par la présence du graptolite dendroïde *Rabdinopora flabelliformis* présent dans les deux membres inférieurs de la formation.

La partie supérieure de la formation est datée par les acritarches du Trémadocien supérieur (Vanguestaine, 1992). Ancienne terminologie : Salmien Sm1 subdivisé en Sm1a, Sm1b et Sm1c.

Utilisation : une grande carrière a été ouverte dans le passé à environ 1400 m au sud de l'église de Dochamps. De Dycker (1934) mentionne qu'on y a extrait une pierre très tendre à aiguiser.

Affleurements représentatifs :

- chemin forestier longeant l'Aisne (parfois écrit sans « s »), à l'ouest et à l'est de l'ancien Moulin de la Fosse (fig. 5) ;
- ancienne tranchée du chemin de fer vicinal Manhay-Melreux, à l'ouest et au sud-ouest d'Oster (jusqu'à environ 900 m au sud-ouest de l'église d'Oster) ;
- ancienne tranchée de chemin de fer vicinal Manhay-Melreux, à 450 - 1350 m au sud-ouest de l'église de Frêyeneu ;
- ancienne carrière à 1400 m au sud de l'église de Dochamps.

Pour en savoir plus : De Dycker, 1939
Geukens, 1999

Formation d'Ottré (OTT)

Origine du nom : village d'Ottré, situé à environ 7 km à l'est de la Baraque de Fraiture.

Les roches largement dominantes sont des schistes phylladeux et des quartzophyllades bordeaux (lie-de-vin) à violacés, plus rarement verdâtres. La formation comporte trois membres qui présentent des caractéristiques légèrement différentes entre le nord ou le sud du Massif de Stavelot.

Les descriptions ci-dessous concernent uniquement le sud de la feuille. De bas en haut, on distingue :

- Membre de Meuville : quartzophyllades violacés, schistes violacés et schistes à grenats. La base est formée de grès schisteux vert clair à gros cristaux de chloritoïdes manganésifères ;
- Membre des Plattes : schistes violacés et schistes tachetés, plusieurs bandes à coticule ;
- Membre de Colahan : schistes compacts, violacés et verts, à chloritoïdes manganésifères.

La distinction entre ces trois membres est délicate sur la planchette Dochamps. Le chloritoïde est présent, mais ni le coticule, ni le grenat ne le sont de façon certaine. Cette roche (coticule) et ce minéral (grenat) de métamorphisme se rencontrent plus à l'est et au sud-est (De Dycker, 1939).

Rappelons que le groupe des chloritoïdes comprend quatre espèces minérales dont l'ottrélite $\{(Mn^{2+},Fe^{2+},Mg)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4\}$, minéral découvert à Ottré, et qui appartient au pôle manganésifère. Dans la littérature, il est fréquent fait mention d'ottrélite dans la Formation d'Ottré. Selon Fransolet (1978), le terme « ottrélite » a été abusivement utilisé pour des chloritoïdes manganésifères dont la teneur en manganèse est cependant insuffisante. Les seules véritables ottrélites ne seraient présentes que dans la région d'Ottré.

Épaisseur : environ 150 m.

Âge : ni macrofaune, ni microfaune n'ont été observées. Par principe de superposition, on déduit que l'âge doit être compris entre la fin du Trémadocien (Ordovicien inférieur) et l'Ordovicien moyen. Ancienne terminologie : Salmien Sm2, subdivisé en Sm2a, Sm2b et Sm2c.

Utilisation : quelques petites carrières ont été ouvertes dans le passé.

Affleurements représentatifs :

- à 800 - 1000 m au nord-est de l'église de Frêyeneu, chemins dans le lotissement situé à l'est et au sud-est du Moulin de Crahay ainsi qu'au bord de la route reliant Oster à Odeigne ;
- tranchée de l'ancien vicinal reliant Manhay à Melreux, à 800 - 1700 m au nord et nord-est de l'église de Dochamps. Cette tranchée est localement très envahie par la végétation. De Dycker (1939) y a cependant fait dans le passé des observations extrêmement fouillées. Il y signale notamment la présence de très nombreuses laies de phyllades ottrélifères (en fait, à chloritoïdes).

Pour en savoir plus : De Dycker, 1939
Geukens, 1999

Formation de Bihain (BIH)

Origine du nom : village de Bihain, situé à environ 10 km au sud-ouest de Vielsalm.

Les roches largement dominantes sont des quartzophyllades noirs et des grès verdâtres. On a défini deux membres, de bas en haut :

- Membre du Ruisseau d'Oneu : schistes gréseux verdâtres, avec des minces bancs (5 cm) de grès à structure fluidale (litage convolute, slumping) ;
- Membre de Salm-Château : quartzophyllades très schisteux, noirâtres, à épaisses intercalations phylladeuses, souvent très pyriteux, à nombreuses bioturbations. Dans la zone métamorphique, présence de chloritoïde manganésifère.

La distinction entre ces deux membres n'a pas été effectuée sur la planchette Dochamps.

Épaisseur : supérieure à 180 m au sud du Massif de Stavelot. Toutefois, la formation est tronquée par faille sur la planchette Dochamps.

Âge : le Membre de Salm-Château a été daté de l'Ordovicien moyen et/ou supérieur sur la base des acritarches et des chitinozoaires (Vanguestaine, 1974, 1986). Ancienne terminologie pour les deux membres : Sm3a et Sm3b.

Utilisation : pas d'utilisation.

Affleurements représentatifs :

Route Dochamps-Frêyeneu, à 1050-1100 m à l'est-nord-est de l'église de Dochamps, autour et jusqu'à 350 m au nord du pont qui surmonte le Ruisseau de l'Alu (fig. 4).

Pour en savoir plus : De Dycker, 1939
Geukens, 1999

Formation de Fépin (FEP)

Origine du nom : commune de Fépin, dans le nord de la France.

Les grès grossiers à graveleux et les conglomérats, parfois kaolineux, dominent largement. Ils correspondent à la base de la transgression éodévonienne sur le socle cambro-ordovicien.

Les fossiles sont rares. Ce sont essentiellement des ostracodes, des lamellibranches, des brachiopodes, auxquels s'ajoutent des palynomorphes (acritarches, chitinozoaires, spores) (Asselberghs, 1946 ; Godefroid *et al*., 1994).

Dans la région type de Fépin et au stratotype situé au sud de Couvin, la formation est caractérisée par des roches détritiques principalement grossières (grès grossiers à graveleux, conglomérats) qui reposent directement sur le socle. Elle est surmontée par les shales bleutés de la Formation de Mondrepuis. Cette dernière est surmontée à son tour par les couches rouges de la Formation d'Oignies.

Sur la planchette Dochamps, la Formation de Fépin présente une composition sensiblement différente, à dominante de shales et de siltites bordeaux. Cette lithologie annonce la transition vers la Formation de Marteau, à couleur bordeaux dominante, et à laquelle la Formation de Fépin passe latéralement vers le nord. Les grès graveleux à conglomératiques, en niveaux plurimétriques, se rencontrent plus souvent dans la partie supérieure de la formation qu'à sa base. Ils sont parfois coiffés par des grès grossiers. En outre, dans cette région, la Formation de

Mondrepuis manque : la Formation d'Oignies fait directement suite à la Formation de Fépin.

En conséquence, les critères cartographiques suivants ont été adoptés pour caractériser la Formation de Fépin : elle englobe les shales et les siltites qui surmontent directement le socle du Massif de Stavelot et qui incorporent des niveaux de plusieurs mètres d'épaisseur de grès graveleux à conglomératiques. Elle englobe également les niveaux de grès grossiers qui surmontent, par endroits, quasi directement les niveaux de grès graveleux à conglomératiques.

Les limites cartographiques de la Formation de Fépin sont difficiles à établir avec précision pour trois raisons :

- il est rare d'observer en affleurement le contact entre le Massif de Stavelot et les roches dévoniennes qui le surmontent. Ce contact est souvent établi à partir de débris rocheux ;
- les niveaux de grès grossiers qui surmontent les bancs de grès graveleux à conglomératiques sont parfois séparés par des intercalaires de shales ou de siltites bordeaux qui peuvent être confondus avec des roches identiques de la Formation d'Oignies ;
- l'épaisseur de la formation varie rapidement et dans une large mesure, ce qui ne permet pas d'en extrapoler les limites sur de grandes distances.

Épaisseur : très variable : une vingtaine de mètres au sud-est de Frêyeneu, une trentaine de mètres dans la vallée de l'Alu au sud-est de Dochamps, 130 m dans la vallée de l'Aisne, 220 m dans la vallée de l'Alu au nord-ouest de Dochamps.

Âge : la formation est très diachrone. Au sud du Synclinorium de Neufchâteau, Godefroid (1985) a identifié un brachiopode silurien dans la Formation de Mondrepuis qui surmonte la Formation de Fépin. À la carrière de Lahonri, située au sud de Couvin, Steemans (1989b) a daté cette formation sur base des spores. Il l'attribue à la partie inférieure du Lochkovien (biozone palynologique MN).

Utilisation : en général, les grès et conglomérats de la Formation de Fépin ont été utilisés dans le passé comme matériau d'empierrement. Les grès ont aussi été utilisés pour la construction. Des carrières ont été ouvertes dans cette formation à 600 - 700 m à l'ouest de l'église de Lamôrmenil.

Affleurements représentatifs :

- vallée du ruisseau de l'Alu, au nord-ouest de Dochamps ;
- vallée de l'Aisne, à environ 1000 m à l'ouest du Moulin de la Fosse (fig. 5).

Pour en savoir plus : Godefroid *et al.* (1994)

Formation d'Oignies (OIG)

Origine du nom : village d'Oignies, près de la frontière française.

Roches de teinte rouge dominante : schistes rougeâtres à bigarrés incorporant des niveaux de grès grossiers à bancs bien individualisés, surtout dans la partie inférieure de la formation. On note également d'assez nombreux niveaux de grès argileux, micacés, gris verdâtre, parfois avec abondants points limoniteux rouille et des niveaux de siltites vertes ou bigarrées. Dans certains cas, l'abondance du pigment limoniteux en fait de véritables grès limoniteux. Les grès sont parfois quartzitiques. Il existe aussi de véritables quartzites gris bleu s'altérant en grès limoniteux. Les grès incorporent par endroits des nodules de carbonates beige clair, souvent transformés en résidu limoniteux ou, plus rarement, hématitique (par exemple, à la carrière à l'ouest de Burnoufayi). Les auteurs anciens qualifiaient « d'arkoses » des roches qui n'en sont pas. En effet, pour qu'une roche puisse être appelée arkose, il faut qu'elle renferme au moins 25 % de feldspaths. En réalité, ce sont des grès grossièrement grenus, éventuellement feldspathiques, mais dont la teneur en feldspaths n'atteint jamais 25 %. Ces niveaux gréseux sont très lenticulaires et probablement d'extension locale. De rares brachiopodes sont mentionnés dans la littérature. La base de la formation est placée à la base des premières couches rouges.

Épaisseur : de 700 à 1200 m. Épaisseurs nettement supérieures aux 210 m reconnus dans la région-type de Fépin, au lieu-dit le Moulin de Frétogne.

Âge : Lochkovien.

Utilisation : le quartzite gris bleu a été exploité dans des petites carrières. Le grès verdâtre a été exploité dans une grande carrière située à l'ouest de Burnoufayi, à environ 1550 m au sud-est de l'église de Dochamps.

Affleurements représentatifs :

- carrière de Burnoufayi et environs (fig. 4) ;
- vallée de l'Aisne, entre le ruisseau du Chat et Forge à l'Aplé (fig. 5) ;
- vallée du ruisseau de l'Alu, au nord-ouest de Dochamps.

Pour en savoir plus : Godefroid *et al.* (1994)

Formation de Saint-Hubert (STH)

Origine du nom : commune de Saint-Hubert, coupe de la vallée de la Lomme et du chemin de fer de Namur à Arlon.

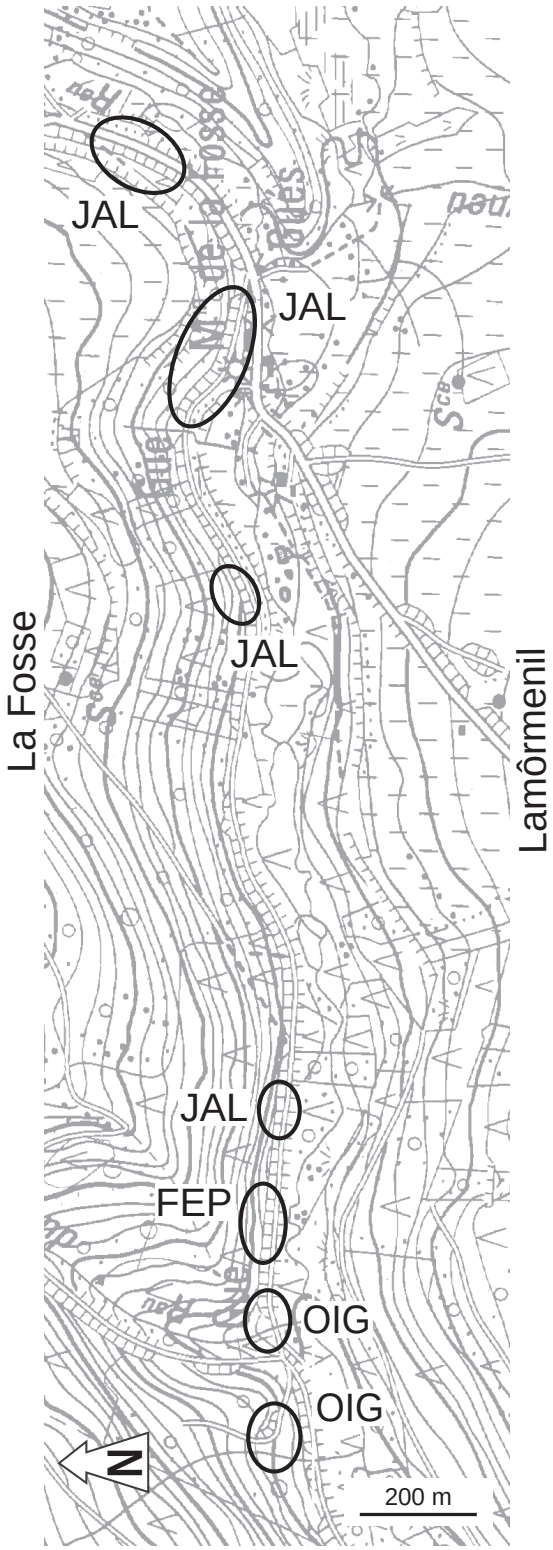


Fig. 5. Affleurements représentatifs des formations de Jalhay (JAL), Fépin (FEP) et Oignies (OIG) le long de l'Aisne, entre La Fosse et Lamôrmenil, dans la région du Moulin de la Fosse.

Cette formation est à dominante de shales verts, localement celluleux (caractère résultant de l'altération de nodules carbonatés évoluant vers un résidu limoniteux pulvérulent qui disparaît à l'affleurement; ce caractère est très typique de la formation) et de siltites vertes ou vert gris. Il s'y intercale parfois des niveaux épais de grès gris clair ou gris verdâtre (parfois grossiers, éventuellement laminaires) et de quartzites verts, vert pâle ou vert gris, en bancs très lenticulaires. Les grès s'altèrent parfois en brun rouille. Sur les pierriers qui recouvrent certains versants, les blocs de quartzites sont souvent blanchis. La limite avec la Formation de Mirwart sus-jacente a été placée au sommet d'un épais niveau de grès et quartzites exploité notamment dans les carrières de Cielle (située au Fond de la Haie) et de Blanc Pierry (située à environ 600 m à l'ouest-nord-ouest de Forge à l'Aplé).

Épaisseur : 550 m dans la vallée de l'Aisne à l'ouest de Forge à l'Aplé ; 700 m dans la vallée du ruisseau prolongeant le ruisseau du Fond Hennet vers le Fond de la Haie. À noter que ces épaisseurs ne sont qu'un peu supérieures à celles rencontrées dans la région de Couvin (400 m) et dans la vallée de la Meuse (500 m).

Âge : Lochkovien supérieur.

Utilisation : le niveau de grès-quartzites du sommet de la formation a été exploité à divers endroits. En 2001, il l'était pour produire des granulats dans la carrière de Cielle au lieu-dit « Fond de la Haie » (imposante carrière comprenant 4 paliers d'exploitation). Deux carrières abandonnées de dimensions plus réduites (carrières de Blanc Perry) existent à environ 600 m à l'ouest-nord-ouest de Forge à l'Aplé. Des carrières ont aussi été ouvertes dans le passé entre les lieux-dits Navrimont et Ermitage, à 800 - 1000 m au sud de l'église de Samrée. Une autre importante carrière, à l'abandon depuis quelques années (situation 2001), est située près du Ruisseau du Fond de Pierreux, à 1200 - 1400 m au sud-ouest du col de Haussire, au lieu-dit dénommé « Diable Château ». Elle était également exploitée pour granulats. Certains niveaux de grès-quartzites internes à la formation ont également fait l'objet d'exploitations plus rudimentaires.

Affleurements représentatifs :

- route de La Roche à Samrée, dans la traversée du Bois de La Roche, de 300 m à l'ouest de la borne K72 à 300 m au nord-est de la borne K73 ;
- carrière de Cielle ;
- carrière du Diable Château ;
- carrière de Blanc Perry.

Pour en savoir plus : Godefroid *et al.* (1994)

Formation de Mirwart (MIR)

Origine du nom : coupe type dans la tranchée du chemin de fer Namur-Arlon traversant le village de Mirwart (ancien « Grès d'Anor »).

La Formation de Mirwart consiste en une alternance irrégulière de phyllades, schistes et siltites bleu noir, avec des quartzophyllades et des bancs ou des paquets de quartzites et grès quartzitiques de tonalité claire. Les roches argileuses dominent, mais les quartzites et les quartzophyllades, plus résistants à l'érosion, constituent la majorité des affleurements. Les grès micacés sont présents, mais nettement moins abondants que dans les formations sous-jacentes. La formation se trahit parfois par la présence de pierriers importants sur le bas des versants.

Les phyllades, les schistes et les siltites sont bleu foncé à noirs ou gris sombre ; par altération, ils deviennent souvent gris clair, vert sale et jaunâtres ou encore rouges.

Les quartzites et grès quartzitiques sont très durs, parfois laminaires. Ce sont des roches à grain fin à moyen (0,1 à 0,3 mm), rarement et très légèrement feldspathiques ou carbonatées. Une légère effervescence à HCl/0,1 N, en particulier vers le sommet de la formation, annonce le caractère carbonaté nettement marqué de la Formation de Villé sus-jacente. Ces quartzites sont gris, gris bleu, beige clair, blancs ou crème, parfois à ponctuations rouille surtout abondantes en périphérie des blocs. Ils sont tantôt rubéfiés (pigment hématitique), tantôt décolorés par altération.

Les quartzites se présentent en bancs isolés ou en paquets de 4 à 10 m d'épaisseur, souvent entrelardés d'intercalations centimétriques de shales gris bleu. Les bancs sont pluridécimétriques à métriques, généralement irréguliers, lenticulaires, à joints ondulants ou bosselés et parfois à base ravinante (de véritables chenaux sont parfois présents). La stratification est souvent oblique ou entrecroisée. Les rides de courant sont fréquentes. De nombreux bancs de quartzite contiennent des pelures, des clastes et des galets de shale foncé à noir, souvent confinés vers la base des bancs. C'est le résultat du remaniement de couches argileuses sous-jacentes.

Par leurs caractères (clastes, galets, bases de bancs ravinantes, chenaux, joints ondulants, stratifications obliques et entrecroisées, etc.), les quartzites de la Formation de Mirwart suggèrent un dépôt sous des conditions de haute énergie dans des eaux peu profondes.

Les quartzophyllades sont formés par l'alternance irrégulière de fines strates (millimétriques à centimétriques) phylladeuses et quartzitiques ; ils présentent donc des zones alternativement bleu noir (phyllades) et grises (quartzites). On les

qualifie parfois de zonaires ou laminaires, par opposition aux quartzophyllades homogènes, équivalents plus évolués des siltites. Les proportions phyllades/quartzites sont extrêmement variables. On reconnaît du litage ondulant, lenticulaire. Le caractère chaotique des alternances reflète une bioturbation intense du sédiment.

Le contact avec la Formation de Saint-Hubert sous-jacente est situé au sommet de l'important niveau de grès-quartzites, exploité notamment dans les carrières de Cielle et de Blanc Perry. La limite avec la Formation de Villé sus-jacente est située au sommet de la dernière barre plurimétrique de quartzite, jalonnée par d'anciennes petites carrières et constituant ainsi un repère cartographique commode.

La dénomination « grès blanc de Cielle » de Stainier (1898) s'applique à des roches appartenant aux formations de Mirwart et de Villé.

La Formation de Mirwart est peu fossilifère. Les gisements de brachiopodes sont rares. On trouve plus fréquemment des végétaux flottés, surtout dans la partie supérieure. Vers le sommet, apparaissent des petits crinoïdes annonciateurs des caractères typiques de la Formation de Villé sus-jacente.

Épaisseur : au bord sud-ouest du Massif de Stavelot, sur la feuille Hotton - Dochamps, la formation possède une épaisseur de l'ordre de 1050 m. On est proche de la valeur minimale de 1100 m proposée par Asselberghs (1954).

Âge : dans les anciennes publications, la Formation de Mirwart (= Grès d'Anor) est rapportée au Siegenien (Sg1) par Maillieux (1937) ou au Siegenien inférieur (S1), faciès méridional d'Anlier ou faciès septentrional du Bois d'Ausse, par Asselberghs (1946). Dans son stratotype, la majeure partie de la formation est d'âge praguien (sommet de la biozone à spores Z et biozones E, Po et W ; Steemans, 1989a,b).

Utilisation : plusieurs petites carrières ont été ouvertes dans le passé dans les niveaux de quartzites ou de grès quartzitiques, à Devant Tâve, à 300 m au sud-est de la Chapelle St Gérard ; à 1100 m au nord-est de l'église de Marcouray, le long du ruisseau de Bellinfoi ; à 1200 - 1400 m au nord-est de l'église de Cielle, entre Royin et Benasse.

Affleurements représentatifs :

- route au nord-est de Cielle, vers Fond de la Haie (fig. 6) ;
- vallée de l'Aisne, tranchée de l'ancien vicinal, à environ 900 - 1600 m à l'est de l'église d'Amonines ;

- vallée du ruisseau de Bellinfoi, à 1100 - 1600 m à l'est-nord-est de l'église de Marcouray ;
- vallée de l'Ourthe, boucle au nord et nord-ouest de Harzé (fig. 6).

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946)
Godefroid *et al. (*1994)

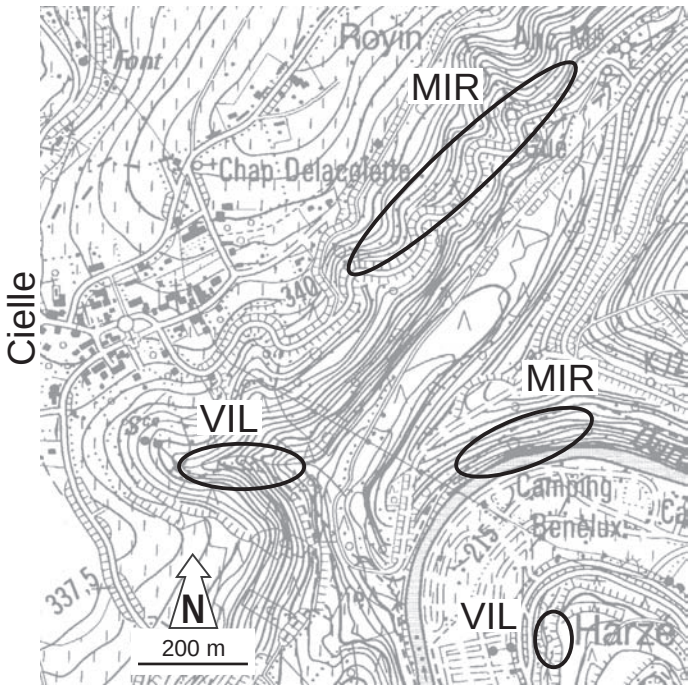


Fig. 6. Affleurements représentatifs des formations de Mirwart (MIR) et de Villé (VIL) à l'est de Cielle.

Formation de Villé (VIL)

Origine du nom : coupe type située sur la planchette La Roche-en-Ardenne n° 60/2, le long de la route de La Roche-en-Ardenne à Houffalize, dans la traversée du hameau de Villé.

La Formation de Villé se caractérise par des alternances de trois lithologies dominantes :

- des phyllades (ou des shales, schistes et siltites) bleu sombre à lamines gréseuses rouille ;
- des siltites et grès argileux gris ou bleus, présentant souvent une altération superficielle brun rouille, en bancs pluridécimétriques ;
- des grès bleus, carbonatés, souvent très fossilifères, cariés superficiellement et limoniteux, en bancs pluridécimétriques.

On note localement le passage des grès carbonatés à des calcaires gréseux crinoïdiques, parfois noduleux. L'élément calcaire se présente aussi en strates lenticulaires ou en nodules de quelques centimètres d'épaisseur intercalés dans des shales. Des grès et des quartzites verts, gris ou blancs, parfois légèrement micacés, constituent une lithologie accessoire. La surface des bancs est souvent couverte de rides de courants.

La Formation de Villé est encore remarquable par l'intercalation à plusieurs niveaux de quartzites blancs ou crème (= faciès « anoreux » d'Asselberghs), souvent fossilifères. On les trouve sporadiquement sur la bordure orientale du Synclinorium de Dinant, depuis Marcourai (nord-ouest de La Roche) jusqu'à la faille de Xhoris.

Asselberghs (1946, pp. 144-146) distinguait le faciès des Amonines (= Villé typique) de celui de Longlier, qui s'enrichit en bancs de quartzites et de quartzophyllades corrélativement à une diminution des niveaux carbonatés. Étant donné que le faciès des Amonines domine très largement sur la feuille Hotton - Dochamps, cette distinction n'a pas été appliquée.

La dénomination « grès blanc de Cielle » de Stainier (1898) s'applique à des roches appartenant aux Formations de Mirwart et de Villé.

La Formation de Villé a livré une faune abondante et diversifiée. On y a dénombré plus de 200 espèces différentes. Dans les faciès décalcifiés et celluleux (roches dénommées improprement « grauwackes » dans la littérature belge ancienne), il s'agit généralement de moules internes. Parmi les éléments caractéristiques, il faut signaler l'abondance de spécimens de grande taille dans les représentants des crinoïdes, des brachiopodes, des lamellibranches, des trilobites et des tentaculites. Les coraux rugueux et tabulés sont fréquents.

Épaisseur : on note des variations appréciables : 250 m au nord-est de Marcouray ; 420 m à Devant Tâve ; plus de 450 m au nord de Cielle ; 550 m au sud d'Amonines. Par comparaison, la Formation de Villé possédait une épaisseur comprise entre 250 et 300 m sur la feuille méridionale voisine de Champlon-La Roche n°60/1-2.

Âge : les brachiopodes confèrent à la Formation de Villé un âge praguien (Godefroid *et al*., 1994). Anciennement : Siegenien moyen (Sg2 ou S2).

Affleurements représentatifs :

- lit d'un ruisseau sans nom à 300 – 450 m au sud-est de l'église de Cielle (fig. 6) ;
- vallée d'un ruisseau sans nom, au lieu-dit « Platte de Cirou », à 1200 – 1800 m au nord de l'église de Cielle (fig. 7) ;

- vallée de l'Aisne, tranchée de l'ancien vicinal, à 800 – 900 m à l'est-nord-est de l'église d'Amonines ;
- lieu-dit « Harzé » (fig. 6), au bord sud de la planchette de Dochamps ;
- au sud-est de Marcouray (Marcouray s'écrit avec y ou i) (fig. 7).

Pour en savoir plus : Godefroid & Stainier (1982)
Godefroid *et al.* (1994)

Formation de La Roche (LAR)

Origine du nom : la coupe de référence de la partie inférieure de la formation est située à la sortie de la ville de La Roche-en-Ardenne, le long de la route vers Hotton ; la partie supérieure est exposée au sud de Jupille, au carrefour de la route de Hodister.

Les roches dominantes de cette formation sont les phyllades, phyllades silteux ou schistes phylladeux bleu sombre, prenant une teinte vert sale par altération. Les phyllades sont souvent affectés par un clivage serré qui assure le débit de la roche en feuillets. Les faciès plus compacts expriment une composante silteuse à quartzeuse et déterminent des escarpements et des promontoires rocheux dénudés.

Accessoirement, les phyllades renferment des intercalations de roches siliceuses, en nodules, en lentilles, en bancs isolés (centimétriques à pluridécimétriques) ou en paquets de bancs. Il s'agit de siltites, grès argileux et quartzites gris bleu (avec des parties décolorées en brun verdâtre), grisâtre ou roux. Les niveaux gréseux sont souvent le siège de figures de charge (pseudonodules de 30 à 50 cm de diamètre), surtout à la base et dans la partie supérieure de la formation.

La Formation de La Roche ne correspond qu'à la partie inférieure du faciès de La Roche d'Asselberghs, caractérisée par le développement des phyllades bleus en grands feuillets. La partie supérieure du faciès de La Roche, nettement plus gréseuse, a été attribuée au regroupement des formations de Jupille et Pèrnelle. La Formation de La Roche fait suite aux couches très fossilifères et carbonatées de la Formation de Villé. C'est ce changement qui constitue le meilleur critère de cartographie. Suivant les endroits, la base de la formation est soulignée par un niveau de quartzite gris clair à bancs à surfaces bosselées, non fossilifère, ou un niveau de siltites gris bleu avec des bancs pluridécimétriques de grès gris, gris bleu et gris verdâtre, ou encore un niveau de grès à pseudonodules.

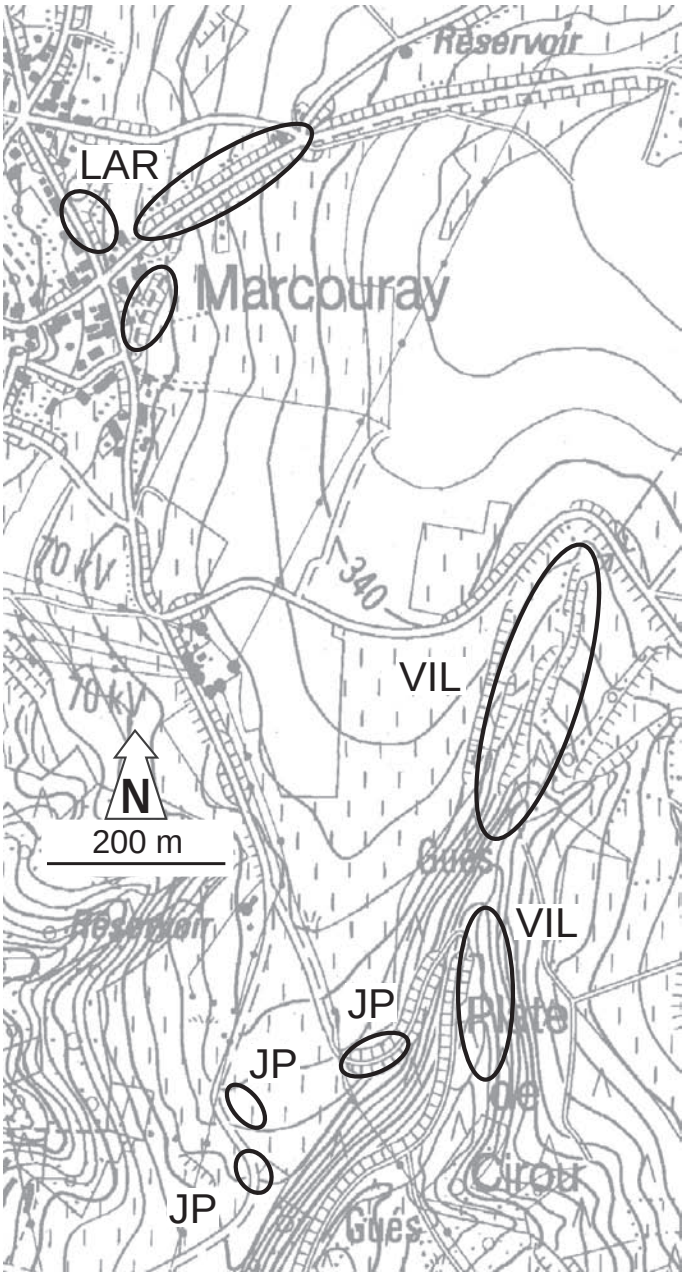


Fig. 7. Affleurements représentatifs des formations de Villé (VIL), La Roche (LAR) et Jupille - Pèrnelle (JP) à et au sud-est de Marcouray.

La Formation de La Roche renferme une faune marine sporadique, constituée essentiellement de brachiopodes et de lamellibranches. Les fossiles se rencontrent le plus souvent dans les quartzites bleus souvent micacés et carbonatés.

Épaisseur : l'épaisseur totale de la formation ne peut être mesurée qu'à Marcouray (300 m) et entre Vecpré

et Hodister (430 m). Sur la feuille Champlon - La Roche située immédiatement au sud, la formation possède des épaisseurs comparables, de l'ordre de 350 m au flanc nord de l'Anticlinal de Halleux et 400 m environ au flanc nord du Synclinal de La Roche. En revanche, au flanc sud de ce synclinal, l'épaisseur augmente pour atteindre une valeur minimale de 800 m.

Âge : probablement praguien (Godefroid *et al.*, 1994). Anciennement : Siegenien supérieur (Sg3 ou S3).

Utilisation : les niveaux de quartzite gris bleu sont généralement stratifiés en bancs minces (décimétriques) à joints de stratification plans. Ils ont fait l'objet de petites exploitations artisanales de moellons.

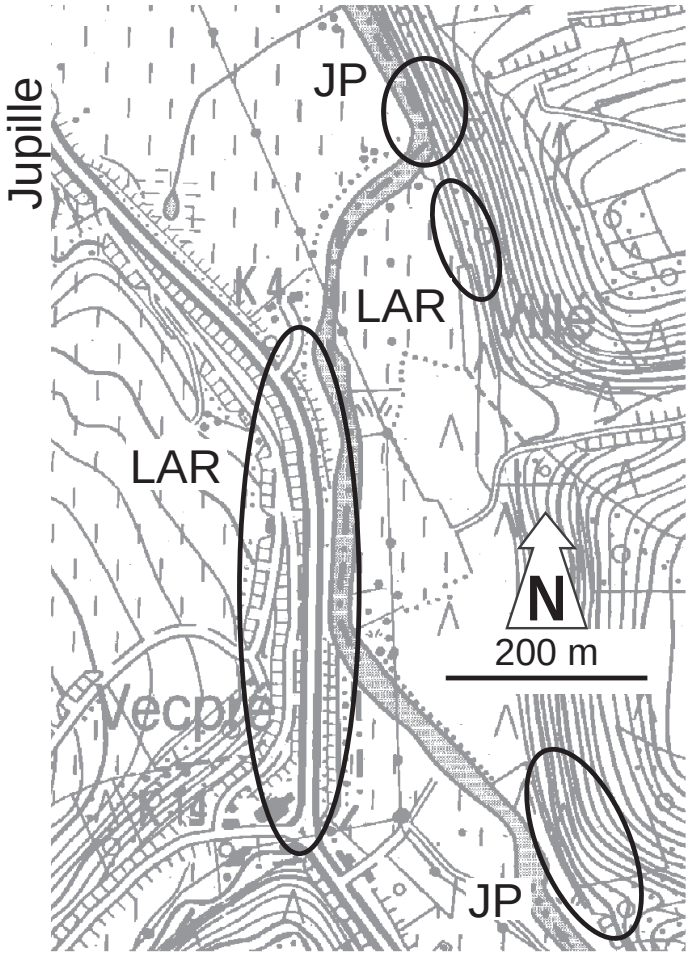


Fig. 8. Affleurements représentatifs des formations de Villé (VIL), La Roche (LAR) et Jupille - Pèrnelle (JP) au sud-est de Jupille.

Affleurements représentatifs :

- talus à Marcouray (fig. 7) ;
- vallée de l'Ourthe, le long de la route N34, aux environs de Vecpré (fig. 8).

Pour en savoir plus : Asselberghs (1946)
Godefroid *et al.* (1994)

Regroupement des formations de Jupille (JUP) et de Pèrnelle (PER) – (JP)

Note introduite en cours d'impression (février 2006)

Lors du levé des cartes de Champlon - La Roche-en-Ardenne (Dejonghe & Hance, 2001) et de Chimay - Couvin (Marion & Barchy, 1999), les roches comprises entre les formations de La Roche, à la base, et de Pesche, au sommet, ont été rangées dans la Formation de Pèrnelle. Si cette option est justifiée pour la carte Chimay-Couvin puisque le stratotype de la Formation de Pèrnelle s'y trouve, en revanche, elle est regrettable pour la carte Champlon - La Roche-en-Ardenne, où on a désigné sous le nom de Formation de Pèrnelle un ensemble de roches qui se distingue nettement de celui du stratotype de cette formation. En effet, alors que la Formation de Pèrnelle dans la région de Couvin est très majoritairement gréseuse, les roches de Haute-Ardenne se singularisent par la présence de paquets de bancs lenticulaires de grès gris, gris bleu ou gris verdâtre, intercalés dans des siltites et des phyllades gris bleu analogues à ceux de la Formation de La Roche.

En fait, des levés dans le Dévonien inférieur de la Haute-Ardenne, s'étalant sur plus de 10 ans, ont conduit Dejonghe *et al*. (2008) à reconsidérer le statut de la Formation de Pèrnelle en Haute-Ardenne et à introduire la notion de Formation de Jupille. L'option choisie de néanmoins conserver la notion de Formation de Pèrnelle en Haute-Ardenne repose sur deux raisons principales :

- là où on dispose d'un affleurement continu, on peut éventuellement reconnaître un ensemble gréseux assimilable à Formation de Pèrnelle surmontant la Formation de Jupille (c'est le cas dans la région de Mirwart) ;
- la notion de Formation de Pèrnelle a été actée sur certaines cartes géologiques éditées dans le cadre du programme de révision de la Carte géologique de Wallonie.

Toutefois, si une révision des formations du Dévonien inférieur devait être envisagée, Dejonghe *et al.* (2008) pensent qu'il vaudrait mieux modifier le statut de la Formation de Pèrnelle et la considérer comme un membre de la Formation de Jupille. En effet, la Formation de Pèrnelle est difficilement

cartographiable isolément. Même sur la carte Chimay – Couvin, où se situe son stratotype, elle a été regroupée avec la Formation de Pesche. En Haute-Ardenne, elle sera regroupée avec la Formation de Jupille. Ce regroupement sous le sigle JP constitue en effet un ensemble lithologiquement cohérent qui se distingue bien, à la base, des formations de La Roche (essentiellement phylladeuse) ou, si La Roche manque, de Villé (très fossilifère et carbonatée) et, au sommet, de Pesche (à dominance de shales et siltites incorporant des fréquents minces bancs de grès coquilliers).

Origine du nom : l'holostratotype de la Formation de Jupille est situé dans la vallée de l'Ourthe, sur la commune de Hodister, entre Hotton et La Roche-en-Ardenne. Jupille est un petit village coincé entre l'Ourthe et la route N833. Formation de Pèrnelle : coupe de référence le long de l'ancien chemin de fer vicinal longeant l'étang de Pèrnelle, au sud de Couvin.

L'ensemble des formations de Jupille et de Pèrnelle se caractérise par l'abondance de paquets de bancs très lenticulaires, d'épaisseur pluricentimétrique à pluridécimétrique, de grès gris, gris bleu ou gris verdâtre, parfois laminaires, parfois argileux et prenant sur surface libre (en périphérie des blocs) une teinte d'altération brunâtre à rousse, voire limoniteuse. Ces roches gréseuses sont intercalées dans des phyllades gris bleu analogues à ceux de la Formation de La Roche. Les grès argileux sont affectés par un clivage irrégulier, espacé (« frustre »). Ils incorporent des niveaux plus compacts, dépourvus de schistosité, correspondant à des grès grisâtres, micacés à très micacés, stratifiés en bancs minces ou en plaquettes, à marques de courant (tools marks), rides de courant, stratifications lenticulaires et obliques ou en « auges et mamelons » (hummocky cross-stratifications). Présence également de belles figures de charge (pseudonodules) au sud-ouest de Jupille et à l'est de Vecpré. Le grès est localement quartzitique. Il peut parfois être légèrement carbonaté.

Lorsque c'était possible, la limite inférieure de la Formation de Jupille a été placée à la première barre plurimétrique de grès, ayant souvent fait l'objet de petites exploitations artisanales, surmontant les phyllades de la Formation de La Roche. Dans le cas d'affleurements isolés, l'interprétation lithostratigraphique est délicate et doit être envisagée dans le contexte cartographique régional.

La partie inférieure de la Formation de Jupille a livré plusieurs bancs pluridécimétriques de grès limoniteux fossilifères (à spirifers, chonetes, tentaculites, etc.). C'est le cas à sur la rive droite de l'Ourthe, entre Villé et Boverie, à 1000 - 1250 m au sud de l'église de Jupille. Ce faciès fossilifère est très proche de celui

de la Formation de Villé mais ne renferme pas de grands crinoïdes. On a relevé également des terriers en spirale (*Spirophyton*) et des rhynchonelles à environ 300 m au sud-ouest de l'église de Jupille ainsi que des débris végétaux à la carrière de la Bruyère à Marcourt (celle-ci pourrait peut-être correspondre à un équivalent latéral de la Formation de Pèrnelle).

Épaisseur : l'ensemble des formations de Jupille et de Pèrnelle étant, à beaucoup d'endroits, tronqué par les failles de Jupille et de Vecpré, il n'est pas aisé d'en calculer l'épaisseur. De 420 m à Warizi, il passe à plus de 600 m dans la région de Marcourt et de Jupille. Sur la feuille Champlon - La Roche n°60/1-2, immédiatement au flanc nord de l'Anticlinal de Halleux, l'épaisseur de ce regroupement est estimée à 150 m. En revanche, dans la région de Nisramont, au sud du Hérou, elle atteint au moins 600 m.

Âge : au stratotype, la Formation de Pèrnelle (= formation « B » de Godefroid, 1979) est entièrement comprise dans la biozone palynologique Su de la partie supérieure du Praguien (Steemans, 1989a,b). Anciennement, elle correspondait à la Grauwacke de Grupont de Maillieux (1937) rattachée au Siegenien (Sg5).

Utilisation : dans le passé, petites exploitations artisanales pour l'utilisation des grès comme matériau de construction. Le niveau gréseux situé au sommet de l'ensemble Jupille - Pèrnelle, qui correpond vraisemblablement à un équivalent latéral de la Formation de Pèrnelle, a été exploité à deux endroits :

- dans des petites carrières situées à 350-400 m au sud-est de la chapelle St-Thibaut ;
- sur plus de 20 m d'épaisseur stratigraphique dans la grande carrière de la Bruyère située à 350 m au nord-est de l'église de Marcourt. À cet endroit, il s'agit de grès grossier, de grès quartzitique et de grès argileux gris bleu ou gris verdâtre, parfois micacés. En 1951, Camerman y renseignait dans les archives du Service géologique de Belgique (point n°178W90) une installation de concassage avec production de granulats pour route et pour béton. On y confectionnait également des moellons bruts et équarris, des pierres d'enrochement, des pavés, des dalles, etc. Cette carrière aurait cessé ses activités vers 1985.

Affleurements représentatifs :

- très belles coupes et nombreux affleurements aux deux flancs de la vallée de l'Ourthe, entre Vecpré et Marcourt (figs 8 et 9) ;

- beaux affleurements également le long de la route bordant le ruisseau des Chanteurs, au sud du Village du Bois d'Arlogne, jusqu'à sa confluence avec le ruisseau de Maladrie.

Pour en savoir plus : GODEFROID *et al.* (1994)

Regroupement des formations de Pesche et de Vireux (PV)

Formation de Pesche (PES)

Origine du nom : village de Pesche, à l'ouest de Couvin. Le stratotype se situe à Couvin, dans la tranchée de chemin de fer de l'ancien vicinal, le long de l'étang de Pèrnelle.

Les shales (ou schistes) et siltites gris bleu sont les lithologies dominantes avec localement une tendance plus gréseuse et micacée ou encore, noduleuse. Suivant le développement du clivage et la composante gréso-quartzitique, les roches, soit se délitent en menus morceaux ou en baguettes (caractère assez

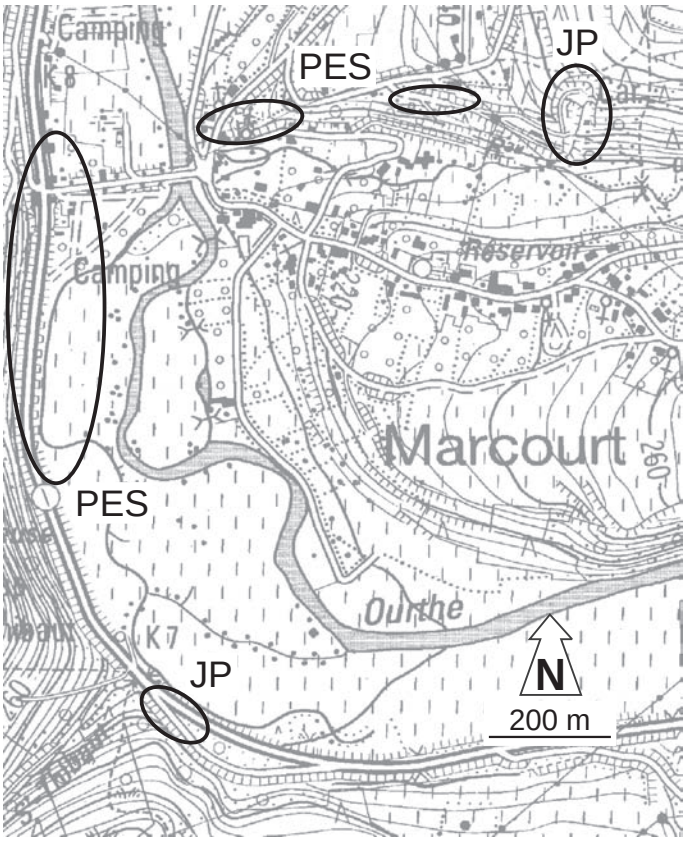


Fig. 9. Affleurements représentatifs des formations de Jupille -Pèrnelle (JP) et de Pesche (PES) aux environs de Marcourt.

typique), soit se présentent en gros bancs compacts chargés de minces strates de quartzite. On y trouve aussi quelques intercalations de shales fins, gris bleu, régulièrement feuilletés. Les figures de charge (pseudonodules) sont très abondantes. La Formation de Pesche se caractérise également par des minces bancs de grès argileux à ciment carbonaté, fossilifères (coquilliers), gris bleu, mais devenant bruns à limoniteux par altération. Elle incorpore aussi des bancs très lenticulaires, pluricentimétriques à métriques, de grès, grès quartzitiques et de quartzites.

La Formation de Pesche est riche en lamellibranches, brachiopodes et trilobites. Les lamellibranches sont particulièrement nombreux dans les shales. Sur les bords sud et sud-est du Synclinorium de Dinant, les gisements fossilifères de cette formation sont caractérisés par un amoncellement de coquilles disjointes, entières quand elles sont petites, mais le plus souvent brisées et se présentant dans toutes les positions. Les parois de ces coquilles sont souvent fines (inférieures au millimètre).

Épaisseur : environ 700 m entre Hodister et Ronzon.

Âge : en se basant sur trois espèces du genre de brachiopode *Brachyspirifer*, Godefroid (1980) et Godefroid & Stainier (1982) placent la limite Siegenien (= Praguien) - Emsien dans la partie inférieure de la Formation de Pesche.

Utilisation : très réduite. Un seul niveau gréseux a été exploité dans des une petite carrière située sur la rive droite de l'Ourthe, à 500 m au sud-est du Moulin de Bardonwé (point n°178W337).

Affleurements représentatifs :

- coupe discontinue au pied du versant du Bois de St-Thibaut, au bord de la route N34 longeant la rive gauche de l'Ourthe, à l'ouest de Marcourt, entre les ruisseaux de dessous St-Thibaut et de Nahiai (fig. 9) ;
- affleurements dans Marcourt (fig. 9) ;
- nombreux affleurements bordant la rive droite de l'Ourthe, au pied du versant des Bois d'Arlogne et del Côre, de 500 à 1600 m au sud-est du Moulin de Bardonwé.

Pour en savoir plus : Godefroid (1979)
Godefroid *et al.* (1994)

Formation de Vireux (VIR)

Origine du nom : commune de Vireux (France), carrière du Mont Vireux.

La Formation de Vireux se compose de masses épaisses de quartzites et de grès plus ou moins pélitiques, gris bleu ou verdâtres, séparées les unes des autres par des bancs de shales

ou de siltites gris foncé ou verdâtres. Quelques bancs de grès et grès quartzitiques sont coquilliers ou contiennent des débris végétaux.

Sur la feuille Hotton - Dochamps, les caractères de la Formation de Vireux ne sont nettement présents qu'au nord d'Amonines, toutefois sans qu'on puisse tracer une limite évidente avec la Formation de Pesche sous-jacente. Les deux formations ont donc été groupées pour les tracés cartographiques. Au nord d'Amonines, les roches rattachées à la Formation de Vireux présentent des caractères spécifiques (notamment de couleur) sensiblement différents de ceux propres au stratotype. Il s'agit de quartzites gris clair à blancs, massifs ou laminaires, à galets et clastes de shales gris bleu (souvent altérés, décolorés, pourris, voire complètement désagrégés) et contenant parfois de nombreux fossiles (brachiopodes, dont des spirifers). Ces roches étaient désignées dans la littérature ancienne par les termes « grès blancs de Mormont ».

Épaisseur: non déterminable sur la feuille Hotton - Dochamps pour la raison évoquée au paragraphe précédent. Une épaisseur cumulée des formations de Pesche et Vireux n'est pas non plus mesurable avec précision car l'ensemble est tronqué par la Faille de Jupille et plissé selon deux anticlinaux/synclinaux au nord-ouest d'Amonines. Sur base d'une coupe située à Ammonines (fig. 10), on peut néanmoins estimer que cette épaisseur cumulée reste autour de 700 m. L'apparition de la Formation de Vireux se traduit donc par une diminution de l'épaisseur de la Formation de Pesche.

Âge : Emsien.

Utilisation : les grès de la Formation de Vireux ont été intensivement exploités, principalement dans la vallée de la Meuse, pour pavés et empierrement. Néanmoins, sur la feuille Hotton - Dochamps, on ne connaît pas d'exploitation dans cette formation.

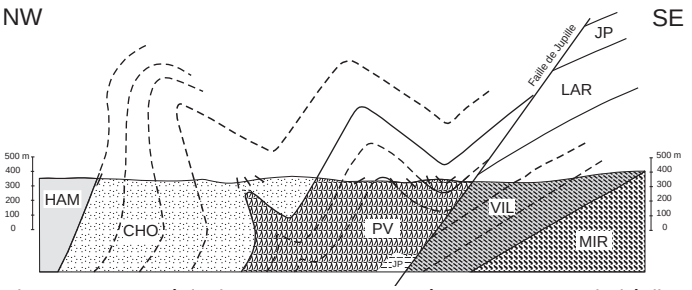


Fig. 10. Coupe géologique NW-SE passant à 200 m au SW de l'église d'Amonines. Les formations suivantes sont concernées : MIR = Mirwart, VIL = Villé, LAR = La Roche, JP = Jupille + Pèrnelle, PV = Pesche + Vireux, CHO = Chooz, HAM = Hampteau.

Affleurements représentatifs :

Vallée de l'Aisne, entre Amonines et le camping le Val de l'Aisne. Coupes et affleurements au flanc sud-ouest de la vallée ; pierriers au flanc nord-est. Ce n'est pas sans raisons que la colline située nord-est de l'Aisne s'appelle « Le Pierreux ».

Pour en savoir plus : Godefroid *et al*. (1994)

Formation de Chooz (CHO)

Origine du nom : commune de Chooz (France).

La base de la Formation de Chooz est placée au premier banc de couleur rouge surmontant les roches gris bleu ou verdâtres des formations de Pesche et/ou de Vireux. La majeure partie de cette formation consiste en des shales et des siltites bordeaux, rouges, verts et bigarrés, dans lesquels s'intercalent des bancs et lentilles de grés rouges ou verts, plus ou moins argileux, en paquets pouvant dépasser 10 m d'épaisseur. Vers le sommet, les grès deviennent plus grossiers, lithiques (présence de clastes de shales verts ou rouges, souvent très altérés) et sont parfois parsemés d'abondants points rouille millimétriques. Ces grès s'altèrent souvent en boules. Les quartzites sont rares mais pas totalement absents. La stratification est parfois ondulante. La limite supérieure de la formation est placée sous le premier banc de grès grossiers à graveleux, voire conglomératiques de la Formation de Hampteau.

La Formation de Chooz est très peu fossilifère. Des restes végétaux ont cependant été signalés par Stockmans (1940) à Grimbiémont et Roy, deux localités situées à 1-2 km à l'ouest de la planchette Hotton, respectivement au nord-ouest et au sud-est de Lignières.

Épaisseur : à l'ouest et au sud-ouest de Rendeux, les couches possèdent un faible pendage, généralement compris entre 10 et 35°, ce qui se traduit sur la carte par une large bande de surface affleurante. Dans cette zone, l'épaisseur de la formation oscille entre 600 et 800 m. Dans le secteur Chéoux - Wahardai - Nohaipré - Magoster - Beffe - Rendeux, la surface d'affleurement de la formation est amplifiée par des plissements et des failles longitudinales. Au nord-est de Beffe, la bande affleurante est rétrécie car les plis sont plus serrés ; localement, les couches sont même en position renversée (fig. 10).

Âge : partie médiane de l'Emsien.

Utilisation : des niveaux gréseux lenticulaires ont été autrefois localement exploités pour empierrement. Certains niveaux ont probablement aussi été utilisés pour des constructions locales (par exemple, certains bancs de grès et de quartzite situés derrière la chapelle St-Gilles à Hamoûle).

Affleurements représentatifs :

- Hamoûle (ou Hamoul), derrière la chapelle St-Gilles, à 650 m au nord-ouest de l'église de Rendeux-Bas (fig. 11) ;
- talus de la route reliant Beffe au pont sur l'Ourthe ;
- talus de la route reliant Chéoux aux Quatre Bras de Lignières ;
- signalons aussi que les sols des champs fraîchement labourés sur un substratum de la Formation de Chooz présentent une couleur rougeâtre très caractéristique, accentuée après une pluie.

Pour en savoir plus : GODEFROID *et al.* (1994)

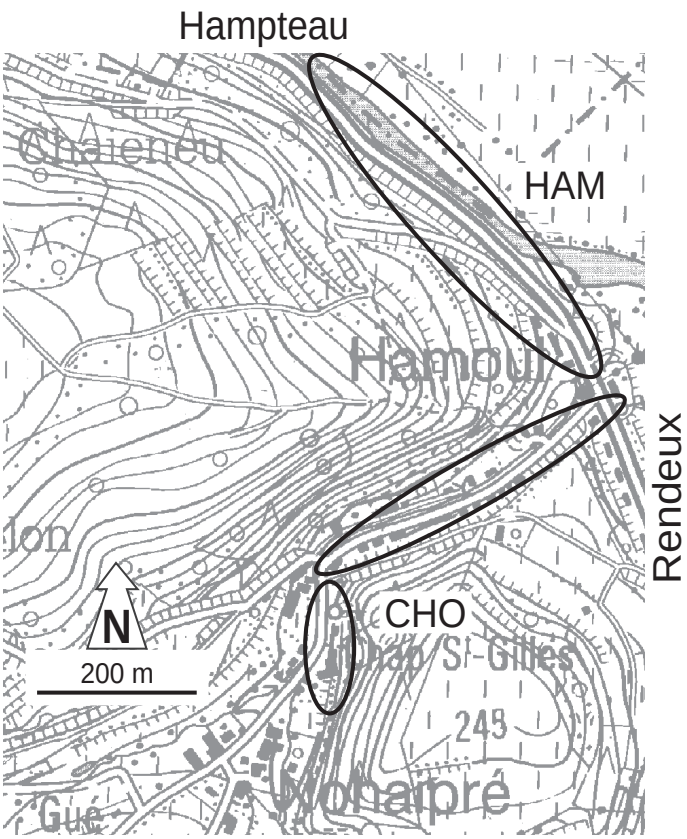


Fig. 11. Affleurements représentatifs des formations de Chooz (CHO) et de Hampteau (HAM) au nord-ouest de Rendeux-Bas.

Formation d'Hampteau (HAM)

Origine du nom : coupe le long de la route N34 Hotton - La Roche-en-Ardenne dans la traversée du village de Hampteau, au sud-est de Hotton.

La formation se caractérise par des masses souvent épaisses de grès grossiers fréquemment graveleux ou contenant des traînées de galets centimétriques à pluricentimétriques de quartz ou de grès. Quelques bancs de poudingues à éléments pluricentimétriques s'observent dans le tiers supérieur de la formation. Les masses gréseuses sont séparées par des niveaux parfois fort importants de shales et de siltites. Ces roches sont rouges, vertes, bigarrées (souvent) ou grisâtres. Au stratotype, STAINIER (in GODEFROID *et al*., 1994) a distingué deux membres :

- à la partie inférieure, le Membre de Hamoûle, constitué de grès grossiers souvent graveleux, rouges, moins fréquemment verts, de shales et siltites verdâtres ou vert gris, localement fossilifères ;
- à la partie supérieure, le Membre de Chaieneu, formé de roches au sein desquelles les grès grossiers montrent souvent des traînées de galets plus importantes. Un gros banc de poudingue à pâte rougeâtre et à galets pluricentimétriques s'observe à 157 m sous le sommet de la formation. En ce qui concerne les fossiles, ce membre ne contient plus que des débris végétaux. Vers sa base, on note la présence d'un épais niveau de shales rouges perforés de terriers.

La limite entre ces deux membres est cependant peu tranchée (elle a été placée par STAINIER, *ibid*. au sommet d'un gros banc gréseux contenant une macrofaune). Quelques bancs sont coquilliers, crinoïdiques ou contiennent des débris de végétaux. Un niveau gréseux du Membre de Hamoûle est riche en ostracodes.

Épaisseur : l'épaisseur varie fortement de l'extrémité sud-ouest (environ 500 m à l'ouest de Wahardai) à l'extrémité nord-est (environ 1000 m à l'ouest de Wi).

Âge : Emsien supérieur à Eifelien (STAINIER, in GODEFROID *et al.,* 1994).

Utilisation : plusieurs niveaux gréseux ont été exploités autrefois pour l'empierrement (anciennes petites carrières le long de la route de Hotton à La Roche).

Affleurements représentatifs :

- coupe le long de la route N34 reliant Hampteau à Rendeux, entre 1000 et 2000 m au sud-est de l'église de Hampteau (fig. 11) ;

- de très nombreux blocs sont présents dans un bois à 700-800 m au sud-est de l'église de Werpin, entre les lieux-dits Kwaie et Ol Fagne.

Pour en savoir plus : Godefroid *et al.* (1994)

Regroupement des formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire et de Jemelle (SJ)

Formation de Saint-Joseph (STJ)

Origine du nom : Nismes, lieu-dit Saint-Joseph.

Principalement shales et siltites gréseux, gris foncé à gris vert, avec des intercalations de bancs décimétriques de calcaire coquillier, généralement argileux (prenant alors un aspect subnoduleux) et parfois gréseux. Localement, on trouve aussi quelques bancs de grès fins. La formation est caractérisée en outre par la présence de quelques lits argileux, centimétriques, interprétés comme méta-bentonites. Le caractère fossilifère est bien marqué : brachiopodes, bryozoaires, crinoïdes, spores, conodontes.

Épaisseur : non déterminable sur la feuille de Hotton - Dochamps par manque d'affleurements (les formations de Saint-Joseph, Eau-Noire et Jemelle ont été groupées). À Nismes, une quarantaine de mètres.

Âge : Emsien supérieur à Eifelien inférieur (zone à *Polygnathus costatus*, voir Bultynck *et al*., 1991).

Utilisation : très localement, pour l'empierrement de chemins forestiers.

Affleurements représentatifs :

Route N34, au sud-est de Hampteau, à mi-distance entre les bornes K13 et K14.

Pour en savoir plus : Bultynck *et al*. (1991)

Formation de l'Eau Noire (ENR)

Origine du nom : Couvin, coupe de la rive gauche de l'Eau Noire.

Au stratotype, la formation comprend, dans la partie inférieure, des shales calcaires gris vert, riches en organoclastes, avec nodules de calcaires argileux et intercalations de petits bancs de calcaires argileux. Dans la partie supérieure, on note des alternances de shales calcaires gris vert ou gris bleu et de

calcaires noduleux. Sur la feuille Hotton - Dochamps, les caractères de la Formation de l'Eau Noire sont peu marqués : seule la présence de quelques affleurements de shale calcaire permet de déceler une certaine analogie avec la partie inférieure de la formation au stratotype. C'est pourquoi les formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire et de Jemelle (voir ci après) ont été cartographiées dans un même ensemble. Bultynck *et al.* (1991, p. 19) précisaient d'ailleurs qu'à partir de Villers-Ste-Gertrude, la distinction entre la Formation de Saint-Joseph et la Formation de l'Eau Noire devient moins nette car des bancs coquilliers et des schistes gréseux, caractéristiques de la Formation de Saint-Joseph, se maintiennent sporadiquement dans la Formation de l'Eau Noire.

Épaisseur : non déterminable sur la feuille Hotton - Dochamps ; pour comparaison, 60 m à Couvin.

Âge : Emsien supérieur à Eifelien inférieur.

Utilisation : aucune.

Affleurements représentatifs :
Aucun.

Pour en savoir plus : Bultynck *et al. (*1991)

Formation de Jemelle (JEM)

Origine du nom : commune de Jemelle, coupes le long de la route Forrières - Jemelle et de la vallée de la Lomme.

Sur la feuille Hotton - Dochamps, la Formation de Jemelle est représentée par des shales et siltites souvent carbonatés, gris ou verts, incorporant des bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques de calcaires gris bleu à altération rouille, de calcaires argileux, fossilifères ou non, et de grès gris ou légèrement verdâtres à ciment carbonaté. Ces caractères ne sont pas suffisamment distincts de ceux de la Formation de l'Eau Noire sous-jacente pour tracer une limite cartographiable entre les deux formations. C'est pourquoi, nous avons regroupé dans un même ensemble les formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire et de Jemelle. La macrofaune est abondante dans la partie supérieure (rugueux solitaires, tabulés, brachiopodes, lamellibranches, trilobites).

Épaisseur : non déterminable sur la feuille Hotton - Dochamps ; pour comparaison, 600 m dans la région de Wellin - Resteigne. L'épaisseur cumulée des formations de Saint-Joseph, Eau-Noire et Jemelle varie d'environ 750 m à l'extrémité nord-est de la carte à environ 1000 m au sud-ouest (région de Menil - Favay).

Âge : Eifelien supérieur.

Utilisation : aucune.

Affleurements représentatifs :

La partie supérieure de ce qui été cartographié dans l'ensemble St Joseph - Eau Noire - Jemelle affleure assez bien à l'ouest de Werpin, le long d'une route secondaire parallèle à l'Ourthe et située immédiatement à l'ouest du ruisseau de Dri Monsai.

Pour en savoir plus : Bultynck *et al.* (1991)

Regroupement des formations de la Lomme et d'Hanonet (LOHA)

Formation de la Lomme (LOM)

Origine du nom : Jemelle, vallée de la Lomme.

Sur la feuille Hotton - Dochamps, la Formation de la Lomme est caractérisée :

- à la base, par un niveau de 10 à 20 m d'épaisseur de quartzite beige à ciment légèrement carbonaté et de grès argileux légèrement micacé et carbonaté, gris beige à gris verdâtre, parfois laminaire et à stratification oblique, avec des passages de shales et siltites gris vert. Une altération atmosphérique rouille à limoniteuse en bordure des blocs est caractéristique. Ce niveau arme une crête remarquable dans la topographie (par exemple, au nord de Menil-Favay (s'écrit avec y ou i) - archives du Service géologique de Belgique, point 178W458 - et à l' ouest de Werpin - archives du Service géologique de Belgique, point 178W72c). Il est surmonté par des shales et siltites incorporant des lentilles ou des bancs de calcaire argileux gris sombre à ciment ankéritique et à altération limoniteuse également caractéristique ;
- au centre, principalement par des shales gréseux dont on ne voit que des petits affleurements sporadiques totalisant une épaisseur estimée entre 130 et 150 m ;
- au sommet, par un niveau de grès/quartzite d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, bleu verdâtre foncé, à altération atmosphérique rouille en périphérie des blocs. Il est entouré :
    - à la partie inférieure, par des alternances pluricentimétriques à pluridécimétriques de calcaires légèrement dolomitiques et de shales ;
    - à la partie supérieure, par des calcaires laminaires, dolomitiques, parfois gréseux, avec traces de pistes de vers ou de terriers horizontaux et à altération « sableuse » jaunâtre. Ceux-ci sont surmontés par des calcaires gris beige, des calcshales gris verdâtres et des grès argileux

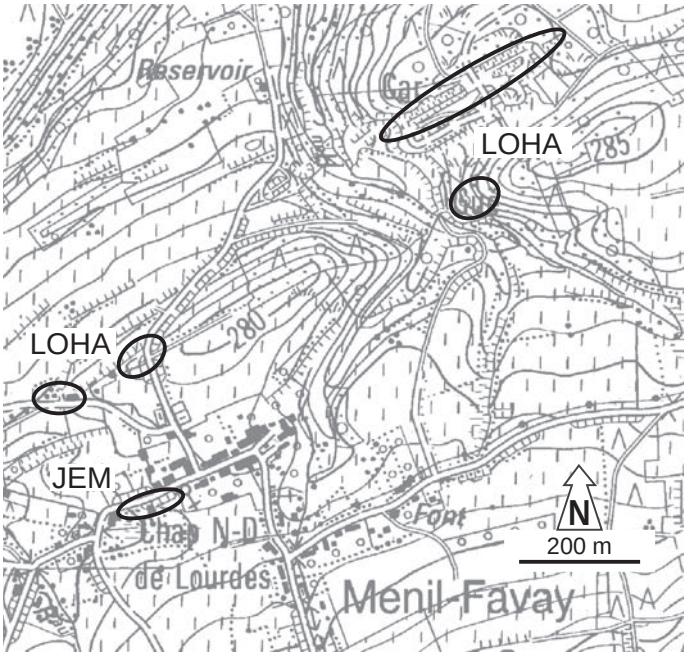


Fig. 12. Affleurements représentatifs des formations de Jemelle (JEM) et Lomme + Hanonet (LOHA) au nord-ouest et au nord-est de Menil-Favay.

verdâtres, légèrement micacés et carbonatés. Les calcaires et les calcshales sont fossilifères (abondants crinoïdes, brachiopodes, lamellibranches, bryozoaires, etc.). Surfaces couvertes de bioturbations.

Sur la planchette Hotton, les formations de la Lomme et de Hanonet ont été groupées sous le sigle LOHA.

Épaisseur : 160 à 190 m.

Âge : Eifelien pour la plus grande partie de la formation. Givetien pour le sommet.

Utilisation : le niveau de grès du sommet de la formation a été exploité dans le passé sur une vingtaine de mètres d'épaisseur à la carrière de l'Alouette à Menil-Favay. En 1951, Camerman (archives SGB, point 178W122) signalait que la carrière possédait une installation de concassage et produisait des granulats pour route ainsi que des moellons de construction, bruts ou équarris. Elle est partiellement remblayée par des immondices. Le niveau de quartzite de la base de la formation a été exploité sur environ 10 m d'épaisseur, à Menil-Favay, dans une carrière située à environ 150 m au sud-est de la carrière de l'Alouette (archives SGB, point 178W613) et sur 6 m d'épaisseur dans une petite carrière à l'ouest de Werpin (archives SGB, point 178W72c).

Affleurements représentatifs :

- le sommet est bien visible à la carrière de l'Alouette à Menil-Favay (fig. 12) et à la carrière de Hampteau (fig. 12) ;
- la base peut être observée dans une petite carrière et des affleurements situés au nord-ouest et nord-est de Menil-Favay (fig. 12) et à l'ouest de Werpin.

Pour en savoir plus : Pel (1961, 1965, 1974)
Bultynck *et al.* (1991)

Formation de Hanonet (HNT)

Origine du nom : stratotype à Couvin, carrière « La Couvinoise ».

Au stratotype, selon Bultynck *et al*. (1991, p. 45), calcaires argileux, foncés, en bancs minces, localement à crinoïdes et brachiopodes. Par places, calcshales. L'ensemble devient bioclastique vers le sommet de la formation (présence de tabulés lamellaires et branchus, de rugueux solitaires et de stromatopores lamellaires).

Les caractères de la Formation de Hanonet ne se reconnaissent que très localement sur la planchette Hotton (sauf dans une coupe à proximité du Château de Héblon). En effet, au-dessus des grès et quartzites de la Formation de la Lomme, on ne retrouve pas toujours les calcaires argileux foncés, en bancs minces, ou les calcshales, qui constituent l'essentiel de la Formation de Hanonet. La Formation de la Lomme est parfois en contact direct avec celle de Trois-Fontaines (cas de la carrière de l'Alouette à Menil-Favay).

La Formation de Hanonet semble bien être constituée d'une ou plusieurs grosses lentilles au sommet de la Formation de la Lomme, avec latéralement des indentations dans la Formation de la Lomme, comme montré sur le schéma de la figure 13. C'est pourquoi, sur la planchette Hotton, les formations de Hanonet et de la Lomme ont été groupées sous le sigle LOHA.

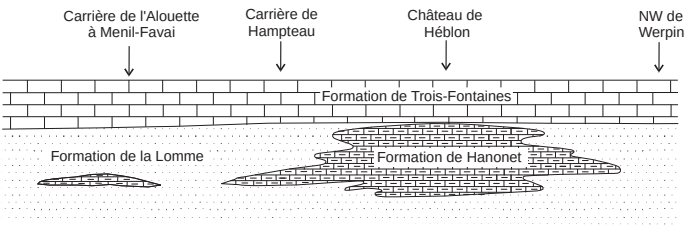


Fig. 13. Schéma de disposition de la Formation de Hanonet par rapport aux formations de la Lomme et de Trois-Fontaines. Épaisseurs qualitatives.

Épaisseur : difficile à déterminer étant donné les caractères peu marqués de la Formation de Hanonet.

Âge : partie sommitale de l'Eifelien supérieur.

Utilisation : néant.

Affleurements représentatifs :

Coupe au nord-est du Château de Héblon.

Pour en savoir plus : Bultynck *et al*. (1991)

Regroupement des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs (TT)

Formation de Trois-Fontaines (TRF)

Origine du nom : carrière de Trois-Fontaines, en bordure de Meuse, au sud-ouest de Givet.

Au stratotype, on distingue de bas en haut :

- environ 20 m de calcaires crinoïdiques, localement riches en coraux, surmontés d'un biostrome à stromatopores, puis d'une lumachelle à Stringocéphales ;
- environ 60 m de calcaires fins, localement finement laminaires, avec quelques passées bioclastiques ;

Ces caractères se retrouvent bien dans la coupe de la carrière de Hampteau (photo 7). Toutefois, la limite supérieure de la Formation de Trois-Fontaines est délicate à déterminer en l'absence d'études sédimentologiques et paléontologiques détaillées. C'est pourquoi, les formations des Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs (voir ci-dessous) ont été groupées pour la cartographie sous le sigle TT.

Le contenu fossilifère est diversifié : brachiopodes (apparition de *Stringocephalus burtini* et d'*Undispirifer givefex* un peu au-dessus de la base de la formation), coraux tabulés, etc.

Épaisseur : sans tenir compte de l'influence de petites failles, l'épaisseur pour l'ensemble des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs est d'environ 250 m (localement, 300 m). Pour comparaison, elle est de 150 m au stratotype. Des petites failles (voir le point 3.2.2. du chapitre « tectonique ») provoquent certainement des redoublements de couches. Cependant, toute l'augmentation d'épaisseur par rapport à celle du stratotype ne semble pas pouvoir leur être attribuée.

Âge : base du Givetien.

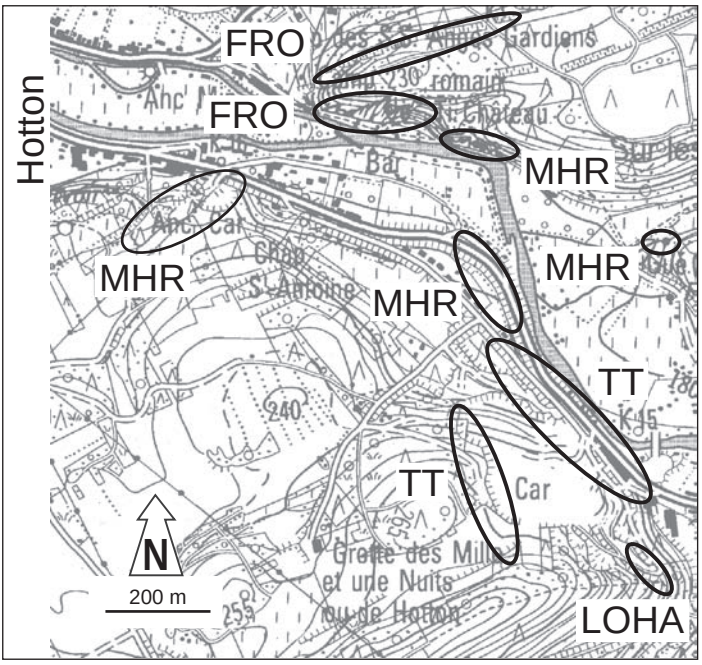


Fig. 14 : Affleurements représentatifs des formations de Hanonet + Lomme (LOHA), Trois-Fontaines + Terres d'Haurs (TT), Mont d'Haurs (MHR) et Fromelennes (FRO) au sud-est de Hotton.

Utilisation : sur la feuille Hotton - Dochamps, les formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs ont été exploitées pour granulat à la carrière de Hampteau.

Affleurements représentatifs :

Coupe continue dans la carrière de Hampteau se prolongeant le long de la route N34 au nord de la borne K15 (fig. 14).

Pour en savoir plus : Pel (1961, 1965, 1974)
Bultynck *et al.* (1991)

Formation des Terres d'Haurs (THR)

Origine du nom : forteresse du Mont d'Haurs, au sud de Givet.

Calcaire argileux (parfois calcshale) foncé, localement crinoïdique, en bancs minces, avec des rares passées bioclastiques (coralliennes). D'une façon générale, le calcaire est sensiblement plus argileux dans la Formation des Terres d'Haurs que dans la Formation de Trois-Fontaines. Toutefois, l'absence de variation lithologique importante entre ces deux formations milite en faveur de leur regroupement pour la cartographie sous le sigle TT. À la base de la formation, niveaux riches en rugueux massifs sous forme de patch-reefs ou de biostromes.

Épaisseur : sans tenir compte de l'influence de petites failles, l'épaisseur pour l'ensemble des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs est d'environ 250 m (localement, 300 m). Pour comparaison, elle est de 150 m au stratotype. Des petites failles (voir le point 3.2.2. du chapitre « tectonique ») provoquent certainement des redoublements de couches. Cependant, toute l'augmentation d'épaisseur par rapport à celle du stratotype ne semble pas pouvoir leur être attribuée.

Âge : Givetien.

Utilisation : sur la feuille Hotton - Dochamps, les formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs ont été exploitées pour granulat à la carrière de Hampteau.

Affleurements représentatifs :

Coupe continue dans la carrière de Hampteau se prolongeant le long de la route N34 au nord de la borne K15 (fig. 14).

Pour en savoir plus : Pel (1961, 1965, 1974)
Bultynck *et al.* (1991)

Formation du Mont d'Haurs (MHR)

Origine du nom : forteresse du Mont d'Haurs, au sud de Givet.

Alternance de calcaires biostromaux massifs et de calcaires fins, le tout en bancs épais. La base de la formation a été placée au premier banc massif à caractère biostromal (stromatopores et coraux). Parmi les fossiles, on relève la présence de brachiopodes (dont *Stringocephalus burtini*), de stromatopores, de coraux, de conodontes, etc. (voir Bultynck *et al*., 1991).

Épaisseur : un peu supérieure à 200 m. Pour comparaison, la Formation du Mont d'Haurs possède une épaisseur d'environ 160 m à Givet. La Faille de Marenne est responsable du redoublement de la Formation du Mont d'Haurs.

Âge : Givetien.

Utilisation : granulat, empierrement.

Affleurements représentatifs :

- la base de la formation est visible dans la coupe bordant la route N34, au nord de la borne K15 (fig. 14) ;
- le sommet est bien représenté dans des anciennes carrières à l'ouest-nord-ouest de la Chapelle St-Antoine de Hotton et à l'extrémité est des rochers de Rénissart (fig. 14).

Pour en savoir plus : Bultynck *et al.* (1991)

Photo 1. Rochers de Rénissart, Formation de Fromelennes. La dalle parallèle à l'Ourthe correspond au plan de stratification.

Photo 2. Rochers de Rénissart, partie centrale. Bancs pluridécimétriques de calcaire en position renversée.

Photo 3. Rochers de Rénissart, partie centrale, zone E. Couches en position renversée montrant un banc de calcaire massif (sur lequel repose le marteau) et un banc de calcaire biostromal (formé par l'accumulation de stromatopores et de coraux) appartenant à la Formation de Fromelennes.

Formation de Fromelennes (FRO)

Origine du nom : commune de Fromelennes, France.

La formation est divisée en trois membres qui sont, de bas en haut :

- le Membre de Flohimont : calcaires argileux à brachiopodes interrompus par plusieurs passées de shales dans la partie supérieure. Ces passées de shales se devinent à Hotton, sur la rive droite de l'Ourthe, à l'extrémité sud-est des rochers de Rénissart, là où le sentier passe un petit col entre deux barres calcaires. À noter que les rochers de Rénissart (photo 1, 2 et 3), utilisés à des fins d'escalade, ne sont pas identifiés sous cette appellation sur la carte topographique à 1/10 000 - révision 1973. Ils sont situés à proximité du lieu-dit « Camp romain de Tî Château » ;
- le Membre du Moulin Boreux : alternances de calcaires fins, parfois dolomitiques dans la partie inférieure et de calcaires construits par des stromatopores. Des niveaux biostromaux à stromatopores globuleux forment de belles dalles dans les rochers de Rénissart (voies d'escalade facile) ;
- le Membre du Fort Hulobiet : calcshales et calcaires argileux et/ou coquilliers.

Les brachiopodes, coraux et stromatopores sont abondants (voir Bultynck *et al*., 1991).

Épaisseur : au bord sud du Synclinorium de Dinant, la Formation de Fromelennes s'épaissit progressivement d'ouest en est, de la région de Frasnes-lez-Couvin (± 120 m) à celle de Hotton (± 200 m).

Âge : Givetien supérieur.

Utilisation : des grandes carrières abandonnées existent au sud-ouest de la route N34 (points 178W 67 et 68). On y produisait de la chaux grasse, des pierres de taille (marbre Florence à petites et grandes fleurs), des pierres d'enrochement et des moellons de construction bruts et équarris. Certains bancs ont été exploités de façon très sélective, ce qui ménage des dépressions très allongées, par exemple à 300 - 750 m à l'est-nord-est des rochers de Rénissart. Le calcaire a également été exploité dans la vallée du ruisseau de l'Agauche.

Affleurements représentatifs :

- à Hotton, les rochers de Rénissart situés sur la rive droite de l'Ourthe offrent une superbe coupe de la formation. Un sentier de grande randonnée passant au pied de ces rochers y facilite l'accès (fig. 14, photos 1, 2 et 3) ;

- de très belles falaises existent également dans la vallée du ruisseau de l'Agauche.

Pour en savoir plus : Pel (1961, 1965, 1974)
Bultynck *et al.* (1991)

Regroupement des formations de Nismes et de Presles (NP)

Origine des noms : commune de Nismes et de Presles.

La Formation de Nismes est essentiellement constituée de shales verdâtres avec des nodules calcaires épars ou alignés selon la stratification et quelques lentilles ou bancs de calcaires. La Formation de Presles débute au stratotype par 3,4 m de calcaires argileux et bioclastiques à brachiopodes et crinoïdes, qui contiennent plusieurs niveaux d'hématite oolithique au milieu. Elle se termine par 6,3 m de shales verts fins, renfermant encore l'un ou l'autre lit ou lentille d'hématite non loin du sommet.

En principe, la Formation de Presles n'existe qu'aux bords sud du Synclinorium de Namur et nord du Synclinorium de Dinant et dans le Synclinorium de Verviers. Au sud, elle passe latéralement à la Formation de Nismes. La présence de calcaires à hématite oolithique, bien décrits par Asselberghs (1941) dans la tranchée de l'ancien chemin de fer vicinal Melreux-Manhay, démontre que, dans la région d'Hotton, des caractères propres à la Formation de Presles existent également. Des oolithes ferrugineuses clairsemées ont également été signalées par Coen & Coen-Aubert (1971) dans la région de Ny - Hotton - Marche-en-Famenne (en particulier à Hotton, à environ 350 m au sud-est de la Chapelle St-Gilles de Hotton - Coen, communication personnelle).

Épaisseur : environ 30 m pour l'ensemble des formations de Nismes et de Presles sur la feuille Hotton - Dochamps. Pour comparaison, la Formation de Nismes atteint entre 38 et 39 m d'épaisseur au stratotype; la Formation de Presles, mesure environ 10 m d'épaisseur au stratotype.

Âge : au stratotype de la Formation de Nismes, le Membre du Pont d'Avignon appartient au sommet du Givetien et les Membres du Sourd d'Ave et de la Prée, au Frasnien inférieur. En 1966, la « Subcommission on Devonian Stratigraphy » a désigné le stratotype de la Formation de Nismes comme stratotype auxiliaire pour la limite Givetien - Frasnien, caractérisée par l'apparition d'*Ancyrodella rotundiloba*. La base de la Formation de Nismes est diachronique : elle est de plus en plus jeune du sud vers le nord et le nord-est.

Utilisation : pas d'usage.

Affleurements représentatifs :

Aucun.

Pour en savoir plus : Boulvain *et al*. (1999)

Formation du Moulin Liénaux (MLX)

Origine du nom : ancien lieu-dit « Moulin Liénaux » à Frasnes-lez-Couvin.

Les shales dominent. Au stratotype, la formation comprend trois membres qui sont, de bas en haut, les membres de Chalon, de l'Arche et de l'Ermitage :

- le Membre de Chalon est épais de 5 à 7 m. Il débute par 2 à 3 m de shales gris brunâtre alternant avec des petits bancs (5 à 10 cm) de calcaire argileux, parfois finement organoclastique et de couleur gris noirâtre. La macrofaune du Membre de Chalon comprend des brachiopodes et des rugueux solitaires. Dans la partie supérieure, les bancs calcaires sont plus développés et caractérisés par une abondance de colonies de rugueux branchus et de tabulés lamellaires. Le Membre de Chalon, bien que de faible épaisseur, constitue un repère stratigraphique important dans la partie inférieure du Groupe de Frasnes, principalement schisteux. Il est reconnu pratiquement tout le long du bord sud du Synclinorium de Dinant ;
- le Membre de l'Arche constitue une lentille calcaire biohermale de 100 à 120 m d'épaisseur. Ce membre n'est pas présent sur la feuille Hotton - Dochamps ;
- le Membre de l'Ermitage est constitué de shales gris verdâtre avec alignements de nodules calcaires et bancs de calcaires noduleux. Il est épais de quelques mètres au stratotype. Dès qu'on s'en éloigne et que le Membre de l'Arche disparait, son épaisseur augmente rapidement (par exemple, 115 m à Boussu-en-fagne, à environ 2 km à l'ouest du stratotype). Au sommet, il est limité par le premier banc de la barre de calcaire argileux appartenant au Membre de Bieumont de la Formation des Grands Breux.

Épaisseur : de l'ordre de 100 m

Âge : partie moyenne du Frasnien.

Utilisation : aucune.

Affleurement représentatif :

Sentier à 300 m au sud-est de la chapelle St-Gilles de Hotton.

Pour en savoir plus : Boulvain *et al.* (1999)

Formation des Grands Breux (GBR)

Origine du nom : lieu-dit « Les Grands Breux » à Frasnes-lez-Couvin.

La Formation des Grands Breux se compose de deux membres :

- à la base, le Membre de Bieumont, essentiellement composé de calcaires fins, argileux, noduleux ou finement bioclastiques, avec intercalations de shales verdâtres incorporant des nodules carbonatés. Les calcaires possèdent parfois un caractère biostromal bien marqué, avec une abondance de coraux, de brachiopodes et de crinoïdes ;
- au sommet, le Membre de Boussu-en-Fagne, essentiellement terrigène avec des nodules calcaires et des lits de calcaires argileux.

Dans certaines régions, un bioherme de calcaire gris se développe aux dépens des deux membres et constitue un troisième membre : le Membre du Lion. Ce calcaire très pur est apprécié pour la fabrication de la chaux. Ce membre n'est cependant pas présent sur la feuille Hotton - Dochamps.

Épaisseur : environ 150 m pour l'ensemble de la formation, dont 10 à 15 m pour le Membre de Bieumont.

Âge : partie moyenne du Frasnien.

Utilisation : aucune.

Affleurements représentatifs :

- le Membre de Bieumont affleure très bien à 1050 m au sud-ouest de l'église de Hotton, au croisement en T des routes Hotton-Marche en Famenne (RN 473) et Marenne (fig. 15, photo 4);
- un très bel affleurement du sommet du Membre de Boussu-en-Fagne existe aussi à 200 m au sud-ouest de la chapelle St-Gilles de Hotton (avec, notamment, une belle dalle à terriers horizontaux) (fig. 15, photos 5 et 6).

Pour en savoir plus : Boulvain *et al.* (1999)

Formation de Neuville (NEU)

Origine du nom : commune de Neuville.

Dans la région d'Hotton, la Formation de Neuville est constituée de shales fins, brun verdâtre, à abondants nodules carbonatés, le plus souvent concentrés dans des niveaux d'épaisseurs pluricentimétriques et passant à des calcaires très

Photo 4. Hotton, route N473 Hotton/Marche-en-Famenne, croisement en T vers Marenne. Formation des Grands Breux. La moitié droite de la photo correspond au Membre de Bieumont, la moitié gauche au Membre de Boussu-en-Fagne. Le Membre de Bieumont est formé de bancs peu épais de calcaire argileux, noduleux ou finement bioclastiques avec intercalation de shales verdâtres incorporant des nodules carbonatés. Le Membre de Boussu-en-Fagne est essentiellement terrigène avec des nodules calcaires et des lits de calcaire argileux.

Photo 5. Hotton, route N473 Hotton/Marche-en-Famenne, à environ 200 m au sud-ouest de la Chapelle St-Gilles. Formation des Grands Breux, sommet du Membre de Boussu-en-Fagne. Les roches terrigènes dominent au premier plan.

Photo 6. Détail de la photo 5. Terriers horizontaux à la base d'un banc carbonaté de la Formation des Grands Breux. Noter que les couches sont en position renversée.

noduleux. On y trouve des coraux (rugueux, tabulés), des brachiopodes, des ostracodes, etc. (voir Boulvain *et al*., 1999).

Épaisseur : une vingtaine de mètres.

Âge : partie supérieure du Frasnien.

Utilisation : aucune.

Affleurement représentatif :

Immédiatement au sud-ouest de la chapelle St-Gilles de Hotton (fig. 15).

Pour en savoir plus : Boulvain *et al.* (1999)

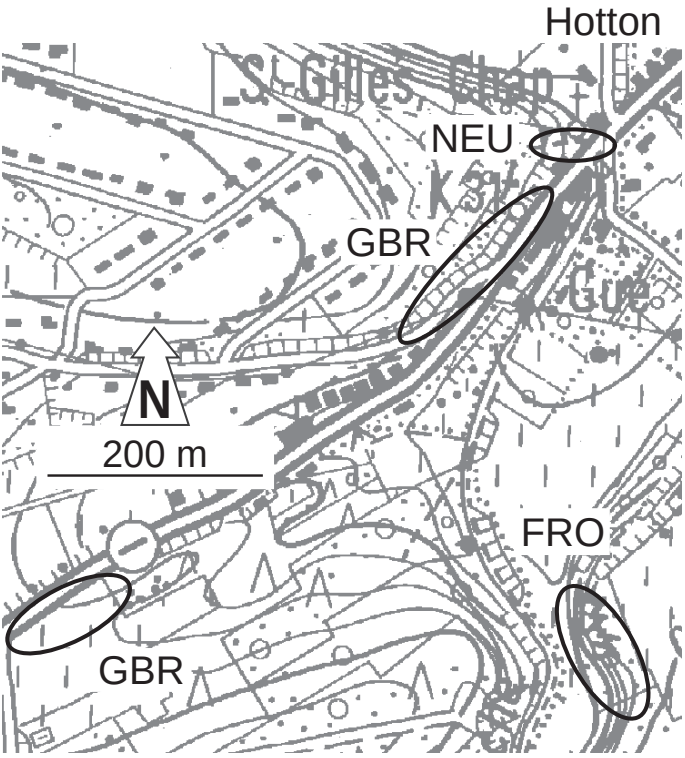


Fig. 15 : Affleurements représentatifs des formations de Fromelennes (FRO), Grands Breux (GBR) et Neuville (NEU) au sud-ouest de Hotton.

Formation de Barvaux (BAR)

Origine du nom : commune de Barvaux.

Dans la partie inférieure de l'entité, la formation se compose de schistes violacés à grands *Cyrtospirifer* avec lentilles gréseuses intercalaires. Vers le bas et le haut de cette zone, les schistes sont plus généralement fins ou peu noduleux; même couleur, même faune. Pour le contenu fossilifère, voir Bouvain *et al*. (1999).

Épaisseur : inconnue sur la feuille Hotton - Dochamps car, d'une part, le contact avec la formation sus-jacente est situé plus au nord et, d'autre part, les affleurements relatifs à la Formation de Barvaux sont très rares, ce qui ne permet pas de préciser le détail de son plissement et d'en déduire une épaisseur minimale. Pour comparaison, au stratotype, la Formation de Barvaux est épaisse de 90 m environ.

Âge : Frasnien supérieur.

Utilisation : aucune.

Affleurements représentatifs :

Aucun.

Pour en savoir plus : Boulvain *et al*. (1999)

Formations superficielles

Alluvions modernes (AMO)

Ils s'agit de sédiments déposés par les cours d'eaux qui se caractérisent par un mélange de limons, d'argiles, de sables et de galets. Ils acquièrent une importance non négligeable dans la vallée de l'Ourthe. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres. En aval d'Hotton, la plaine alluviale s'élargit brusquement après le passage des barres carbonatées du Givetien. On entre alors dans la dépression de la Famenne.

Éboulis, dépôts de versant et colluvions

Le démantèlement des masses de quartzites des formations de Jupille-Pèrnelle, Mirwart, Saint-Hubert et Vireux donne lieu à la formation d'éboulis (ou de pierriers). C'est le cas, par exemple :

- pour Jupille - Pèrnelle, au pied du versant du Bois du Ri, au nord-nord-ouest de Vecpré ;
- pour Mirwart, dans le méandre de l'Ourthe, au nord-ouest de Harzé ; dans la vallée du ruisseau de Belvâ (en particulier au lieu-dit « Navrimont »), au sud-sud-est de Samrée ; au lieu-dit « Benasse », au nord-est de Cielle, etc. ;
- pour Saint-Hubert, dans la vallée du ruisseau de Pierreux, à l'est-nord-est de Harzé ; dans la vallée du ruisseau du Fond Hennet, au nord-est du Fond de la Haie (au lieu-dit Coupe Voué) ; sur le flanc nord du Ruisseau des Dames, au sud du col de Haussire ; etc. ;
- pour Vireux, au nord-est d'Amonines au lieu-dit « Le pierreux ».

Les colluvions ont un développement variable, parfois plurimétrique.

Ces dépôts ne sont cependant pas représentés sur la feuille Hotton - Dochamps.

3. Tectonique

Sur le plan tectonique, les formations de la feuille Hotton-Dochamps se distribuent selon deux grands ensembles et plusieurs sous-ensembles (fig. 16) :

- les formations cambro-ordoviciennes. Elles constituent l'extrémité sud-ouest du Massif de Stavelot et affleurent selon une bande d'environ 5 km de long et 2 km de large dans la partie nord-est de la planchette Dochamps ;
- les formations dévoniennes de couverture. Elles appartiennent :
  - au flanc nord-ouest de l'Anticlinal (ou Anticlinorium) de Halleux sur la planchette Hotton ;

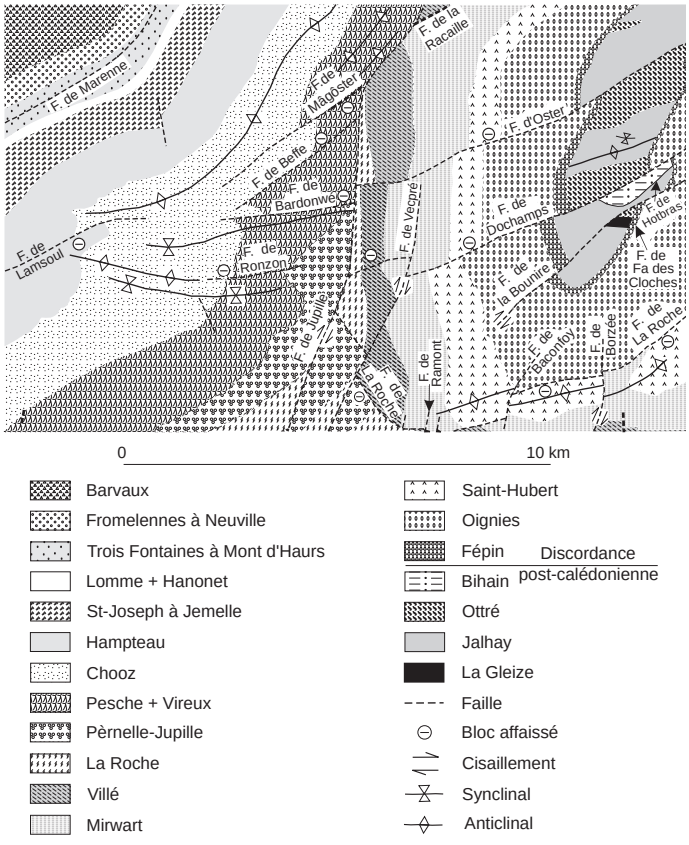


Fig. 16. Carte géologique simplifiée Hotton-Dochamps n°55/5-6 avec indications des principales failles et des principaux plis.

- au flanc nord du Synclinal de La Roche dans l'extrémité sud de la planchette Dochamps ;
- à la couverture périphérique du Massif de Stavelot dans les trois-quarts nord de la planchette Dochamps.

Les couches dévoniennes qui recouvrent l'extrémité sud-ouest du Massif de Stavelot (couches érodées au dessus de la partie affleurante de ce massif) et l'Anticlinorium de Halleux situé principalement sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne n°60/1-2 appartiennent à une même structure anticlinoriale majeure. Toutefois, la surface axiale de ce pli majeur est coudée pratiquement au niveau de la vallée de l'Ourthe. La direction de cette surface axiale passe de N45°E, au droit de l'Anticlinorium de Halleux, à N25°E pour les couches périphériques au Massif de Stavelot.

3.1. Les plis

L'Anticlinorium de Halleux est une structure de grande ampleur. Si on considère toutes les formations dévoniennes constituant son flanc nord-ouest, depuis la Formation de Mirwart au sud-est jusqu'à la Formation de Neuville au nord-ouest, ce flanc affleure sur une douzaine de km de longueur (fig. 17). Les couches sont en position normale jusqu'à un peu moins d'une dizaine de km au nord-ouest de la surface axiale. Au-delà, sur au moins 3 km de longueur dans l'axe de la vallée de l'Ourthe, elles adoptent une position très redressée à renversée. Ce changement d'allure s'opère à proximité de la limite entre les formations de Hampteau et de Saint-Joseph (dans la vallée de l'Ourthe, à 400 m au sud-est de cette limite).

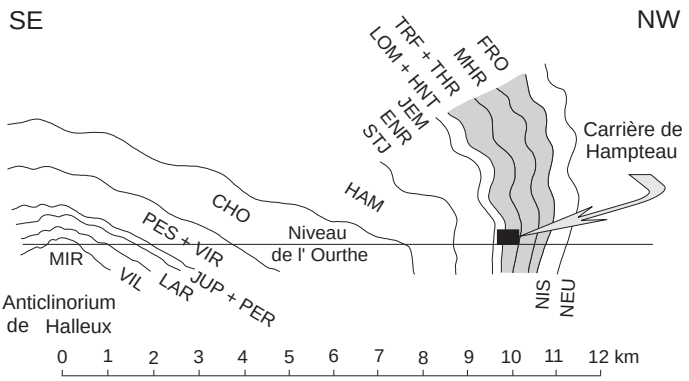


Fig. 17. Coupe dans le flanc nord-ouest de l'Anticlinorium de Halleux. Sauf l'extrémité sud-est qui se trouve sur la carte Champlon-La Roche, le reste correspond à la coupe aa' de la feuille Hotton-Dochamps. La signification des sigles est reprise dans les tableaux 1 et 2 et à la figure 3. En grisé, formations à dominante calcaire.

Les couches des formations dévoniennes situées dans la partie ouest de la planchette Hotton possèdent une direction N70°E à N45°E. Vers l'est, ces formations s'incurvent autour d'un axe qui correspond très grossièrement à la vallée de l'Ourthe et prennent une direction N45°E à N30°E, puis une orientation de plus en plus proche de la méridienne au fur et à mesure que l'on se rapproche du Massif de Stavelot.

Des plissements secondaires s'observent également, principalement sur la planchette Hotton et dans l'extrémité sud de la feuille Dochamps (fig. 16) :

- au nord des failles de Lamsoul et de Mâgoster, de la Chapelle Saint-Orban de Wahardai (au sud-ouest) jusqu'au Château de Blier (au nord-est), on note la présence d'un anticlinal dans la Formation de Chooz repéré sur 8 km de longueur. Sa surface axiale est incurvée vers le sud. En effet, de quasi E-W au nord de Wahardai, elle passe à N30°E aux environs de Cocraimont, puis à N55°E au Château de Blier. À son extrémité nord-est, et plus précisément au nord-est du Ruisseau des Gottes, un resserrement plus important se marque par des couches du flanc nord-ouest en position renversée (voir coupe de la figure 10) ;
- la confirmation de ce resserrement s'observe dans la vallée de l'Aisne au nord-nord-ouest d'Amonines. Les formations de Pesche et de Vireux sont également affectées par un deuxième anticlinal légèrement déjeté, voire par un troisième tronqué par la Faille de Jupille, au sud-est du lieu dit « Le Pierreux » ;
- dans le secteur Chéoux - Wahardai - Nohaipré - Magoster-Beffe - Rendeux, la surface d'affleurement de la Formation de Chooz est aussi amplifiée par des plissements transversaux et des failles longitudinales ;
- enfin, un anticlinal se marque également très bien à l'extrémité sud de la planchette Dochamps, dans les formations de Saint-Hubert et de Mirwart, sur environ 5 km de long. La direction de sa surface axiale évolue de N75°E à proximité de Harzé vers N60°E au sud-est de Samrée. Elle est décalée par les failles transversales de Baconfoy et de Borzée.

Dans la carrière de Hampteau, au niveau des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs, on peut également observer un phénomène de plissement complexe (fig. 18, photos 7 et 8) probablement causé par la combinaison de deux poussées :

- l'une liée au déversement du grand Anticlinorium de Halleux vers le nord-ouest ;
- l'autre liée à la surcharge de la partie supérieure de couches d'allure très redressée à légèrement renversée. La déformation aurait été provoquée par le propre poids de ces

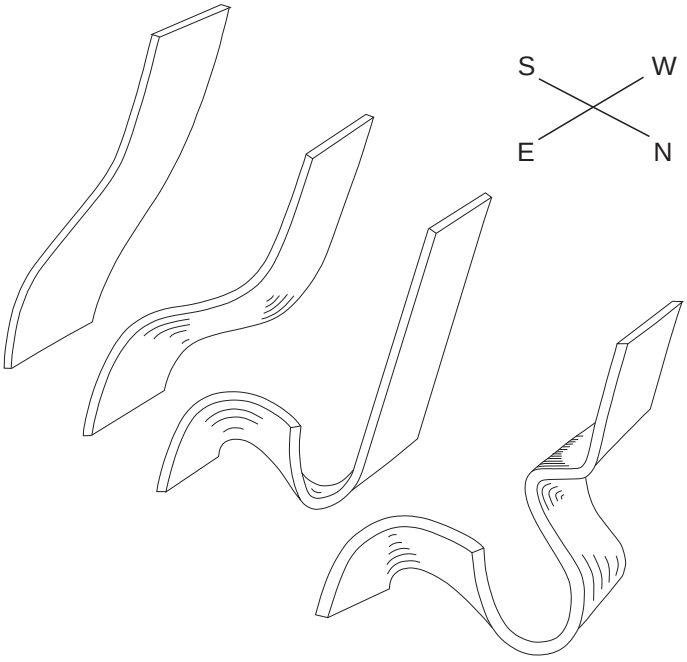


Fig. 18. Plissement complexe dans la carrière de Hampteau, localisé au niveau de la zone non exploitée mentionnée sur la figure 19.

couches à une période où elles n'étaient pas encore érodées. Elle résulterait du flambage du pied de certaines couches très redressées.

Il est possible que la poussée 2 ait joué un rôle prépondérant, voire exclusif.

Dans le Massif de Stavelot, la direction des couches cambro-ordoviciennes oscille en général de 10 à 20° autour de la direction E-W. Les pendages sont souvent compris entre 20 et 60° S.

Cette apparente régularité cache une réalité tectonique plicative et cassante beaucoup plus complexe que l'on peut apprécier sur des affleurements situés au nord du Moulin de la Fosse (fig. 5).

Si la feuille Hotton - Dochamps est structuralement complexe, c'est cependant plus en raison d'un découpage par des failles ou réseaux de failles importants que par son plissement.

3.2. Les failles

Les failles présentes sur la feuille Hotton - Dochamps sont mentionnées sur la figure 16.

Photo 7. Vue générale de la carrière de Hampteau exposant les couches des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs. Voir la figure 14 pour sa localisation (au sud-ouest de la borne K15). Noter que les couches sont en position renversée.

Photo 8. Carrière de Hampteau. Faille F1 positionnée sur la figure 19. Dans la moitié droite de la photo, zone du plissement complexe schématisé sur la figure 18.

3.2.1. Les failles transversales : Failles de Jupille, Vecpré, Ramont, Baconfoy, Borzée et Belvâ

Les Failles de Jupille, Vecpré, Ramont, Baconfoy, Borzée et Belvâ sont bien représentées sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne. Leurs caractéristiques ont été commentées par Dejonghe & Hance (2001). Il s'agit de failles transversales soit de décrochement dextre (Jupille et Vecpré), soit normales (Ramont, Baconfoy, Belvâ), soit présentant une double composante, décrochante et normale (Borzée). Si on excepte la Faille de Jupille, ces failles tantôt s'atténuent très rapidement sur la planchette Dochamps, tantôt ne peuvent plus être identifiées car elles prennent une direction parallèle à celle des couches.

En fait, la feuille Hotton - Dochamps est coupée en deux par un couloir de décrochement dextre d'orientation N-S, qui est constitué par le prolongement des failles de Vecpré et de Jupille. Celles-ci se situent soit le long du flanc est de l'Anticlinorium de Halleux sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne, soit à l'ouest du Massif de Stavelot sur la planchette Dochamps. Ce couloir est caractérisé par un rejet cumulé de l'ordre de 3,6 à 4 km. Il a pour effet de décaler vers le nord, sur la planchette Hotton, toutes les formations et structures reconnues à l'est, sur la planchette Dochamps. Ce décrochement important se retrouve sur la feuille Durbuy – Mormont, située au nord de Hotton - Dochamps. Son extension – plus de 25 km – et sa localisation au bord ouest du Massif de Stavelot suggèrent que le soubassement de ce dernier puisse avoir freiné localement l'avancée de la Nappe de Dinant à la fin de l'orogenèse varisque. La partie de cette nappe située à l'ouest du Massif de Stavelot se serait avancée plus loin vers le nord que celle située au sud de l'actuelle zone d'affleurement de ce massif.

Une faille d'orientation N40°E passe à Ammonines. Elle met en contact les couches de la Formation de Villé, d'orientation N-S, avec celles des formations indifférenciées de Vireux et de Pesche, d'orientation SW – NE. Cette faille a été reconnue sur plus de 1500 m de long. Il semble bien qu'elle constitue le prolongement de la Faille de Jupille. En effectuant l'exercice de remonter dans le temps tout en neutralisation le jeu de certaines failles, on arrive à la conclusion que la Faille de Jupille change de comportement aux environs de Marcouray. Au sud de Marcouray, le jeu de la Faille de Jupille est principalement décrochant dextre ; au nord de Marcouray, il acquiert une composante normale de plus en plus marquée au fur et à mesure que l'on se rapproche d'Amonines, où le bloc nord-ouest est affaissé par rapport au bloc sud-est. Comme le montre la figure 10, en supposant que la faille possède un pendage de 55°NW, le rejet vertical serait de 1,6 km.

Les failles transversales décrochantes sont vraisemblablement tardi-varisques tandis que les failles normales sont post-varisques. Celles qui présentent une double composante décrochante et normale sont probablement tardi-varisques, avec un rejeu éventuel normal post-varisque.

3.2.2. Les failles longitudinales

Les failles longitudinales normales de La Roche et de Lamsoul

La Faille de La Roche a été identifiée par Asselberghs (1931) le long de la route de La Roche à Vielsalm, au nord de La Roche. Contrairement au tracé d'Asselberghs, Dejonghe & Hance (2001) ont montré que cette faille affleure à peine sur

la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne. Son tracé principal se situe sur la planchette Dochamps, vers l'est, au sud de Samrée et vers l'ouest, au sud de Cielle. Son décrochement par la Faille de Vecpré la reporte à 250 m au sud-ouest de l'église de Marcourai. Tricot (1954) faisait de la Faille de La Roche une faille normale, interprétation qui est le plus compatible avec les tracés de Dejonghe & Hance (2001) : sa lèvre sud expose en effet toujours des roches plus jeunes que sa lèvre nord.

La Faille de Lamsoul (Leblanc, 1956, 1977) est bien connue sur la feuille Aye - Marche-en-Famenne. Comme Leblanc (1956, 1977), nous avons pu l'identifier de façon très nette dans la région de Wahardai. C'est une faille normale, avec un rejet vertical de l'ordre de 300 m dans la région de Wahardai. Son prolongement vers l'est est plus problématique à cause de l'absence de contraste lithologique au sein de la Formation de Chooz. Il serait commode de la relier à la Faille de Bardonwé, mais cette dernière est une faille inverse. Bien qu'il ne soit pas fondamentalement incompatible qu'une même faille ait joué selon les tronçons considérés tantôt en faille normale, tantôt en faille inverse, ce comportement est plus inhabituel.

Si on accepte l'unicité des failles de Lamsoul et de Bardonwé, la liaison entre les failles de La Roche et de Lamsoul, suspectée par Dejonghe & Hance (2001), se vérifie en tenant compte d'un décrochement dextre de l'ordre de 2,4 km le long de la Faille de Jupille.

La Faille de Lamsoul possède une signification tectonique régionale soulignée par Delvaux (1990). Cet auteur considère que la Faille d'Ave-et-Auffe, longue de 7,5 km, semble prendre le relais vers l'ouest de la Faille de Lamsoul reconnue sur 27 km de long entre Eprave et Wahardai. Selon lui, les failles normales reconnues sur 34 km de longueur au bord sud du Synclinorium de Dinant correspondent à un épisode de distension N-S qui marque la fin de l'orogenèse varisque.

Les failles longitudinales situées à l'ouest de la Faille transversale de Jupille : Failles de Mâgôster, de Beffe, de Bardonwé et de Ronzon

La Faille de Mâgôster a été mise en évidence par un net décalage du contact des formations de Chooz et de Vireux/Pesche dans la région de Mâgôster. Ce décalage se trahit par le contraste de coloration des sols et des débris rocheux qu'ils renferment. C'est probablement une faille normale avec un rejet horizontal d'environ 500 m. Elle pourrait constituer la prolongation de la Faille de Lamsoul vers le nord-est.

La Faille de Beffe se marque par des directions incompatibles des couches des formations de Chooz et de Pesche/Vireux

au voisinage de la route reliant le pont de Rendeux au village de Beffe. Elle se comporte en faille inverse.

La Faille de Bardonwé passe à 200 m au sud du Moulin de Bardonwé et traverse le Bois d'Arlogne dans une direction sensiblement E-W. C'est également une faille inverse.

La Faille de Ronzon est une faille inverse peu importante, mais qui provoque un changement brutal du cours de l'Ourthe à environ 700 m au sud-est de l'église de Ronzon. Vers l'ouest, elle s'atténue progressivement dans la direction de la surface axiale d'un anticlinal passant au nord de Chéou.

Les failles longitudinales situées à l'est de la Faille transversale de Jupille : failles de Dochamps, d'Oster, de la Bounire et de la Racaille

Les failles de Dochamps, d'Oster et de la Bounire, d'orientation ENE-WSW, sont bien mises en évidence par les décalages de la Formation de Fépin. Ces failles sont particulièrement nettes dans la moitié est de la planchette Dochamps. Vers l'ouest, elles s'amortissent et leur raccord avec les failles longitudinales situées à l'ouest de la Faille de Jupille est souvent problématique.

La Faille de Dochamps a été introduite par De Dycker (1939) et son tracé est précisé sur la carte géologique annexée à son mémoire. Ce tracé a été sensiblement modifié par Geukens mais de façons très différentes sur ses cartes de 1986 et de 1999. Des interprétations multiples ne doivent pas étonner car la tectonique des environs de Dochamps est complexe. Nos levés détaillés nous amènent d'ailleurs à proposer un tracé différent des versions antérieures. En effet, nous pensons que le tracé de De Dycker (1939) réunit deux failles distinctes. À l'ouest de Dochamps, la Formation de Fépin est très nettement décalée selon un rejet horizontal E-W de 450 m. Tous les auteurs s'accordent pour faire passer une faille à cet endroit, faille que nous continuerons d'appeler Faille de Dochamps. Alors que De Dycker (1939) la prolonge vers l'est, nous lui donnons, comme Geukens (1999), une orientation nettement plus redressée vers le nord-est. Au sud du lieu-dit « Fa des Cloches », passe également une faille qui met en contact anormal les formations de la Gleize et d'Ottré, mais qui ne semble pas décaler la Formation de Fépin. Nous l'appellerons Faille de Fa des Cloches. De Dycker (1939) a réunit ces deux tronçons de failles distinctes. Cette interprétation nous paraît erronée car elle nécessiterait une extension de la Formation d'Ottré entre Dochamps et Fa des Cloches alors qu'on n'y trouve que la Formation de Jalhay. La Faille de Dochamps fait remonter le bloc sud-sud-est par rapport au bloc nord-nord-ouest.

La Faille d'Oster a été identifiée par Anten (1926) au sein du Massif de Stavelot. Elle met en contact des phyllades et quartzophyllades verdâtres à *Rhabdinopora* (anciennement : *Dyctionema*) appartenant à la Formation de Jalhay au nord avec des phyllades et quartzophyllades violacés de la Formation d'Ottré au sud. Son existence est confirmée par De Dycker (1939), Geukens (1986, 1999) et nos levés. Elle décale de façon très nette la Formation de Fépin à l'ouest-nord-ouest de Lamôrménil, avec des couches lochkoviennes en positions très différentes au nord (couches redressées et renversées) et au sud (couches à faible pendage en position normale). Sur base de nos levés, la Faille d'Oster se comporte comme une faille inverse à l'ouest du Massif de Stavelot, de la Ferme de Bergister à l'église de Devant Tâve. À proximité du Massif de Stavelot, à l'ouest-nord-ouest de Lamôrmenil, son comportement paraît moins évident. Un comportement normal reste compatible compte tenu des pendages très différents des couches situées de part et d'autre de la faille, comme précisé ci-dessus.

Geukens (1986) considérait la Faille d'Oster comme une faille chevauchante majeure courant sur une trentaine de km au sud-ouest du Massif de Stavelot. En 1999, il a modifié considérablement ses tracés : l'unicité de la Faille faille d'Oster n'est plus conservée sur une aussi grande distance et son caractère chevauchant n'est plus spécifié. De plus il considère que, vers le nord-est, la Faille d'Oster se ramifie en un faisceau dont certaines branches sont parallèles aux failles qui limitent le graben de Malmédy.

La Faille de la Bounire, également repérée par Geukens (1999), a joué plus en décrochement dextre qu'en chevauchement pur. Si on annule ce décrochement au niveau de la Formation de Fépin, on constate qu'une faille subsiste néanmoins au sein du Massif de Stavelot. On serait donc en présence d'une faille antélochkovienne qui a rejoué ultérieurement en faille décrochante.

La Faille de la Racaille est présente de 1300 à 2300 m au nord-est de l'église d'Amonines et passe à proximité du lieu-dit « La Racaille ».

Les failles longitudinales de décrochement de la région de Hotton : la Faille de Marenne et les failles mineures de la carrière d'Hampteau

La Faille de Marenne a été mise en évidence à l'ouest de la planchette Hotton, sur la planchette Marche-en-Famenne, dans la carrière de Marenne (Barchy *et al*., 2004). C'est une faille de décrochement dextre dont le tracé sur la planchette Hotton est cependant fort peu contraint. En particulier, son prolongement oriental est très problématique. En effet, si à l'ouest elle redouble des parties de formations différentes (Terres d'Haurs

et Mont d'Haurs), à l'est, elle ne redouble que des couches de la même formation (Mont d'Haurs). Ne pas prolonger la Faille de Marenne vers l'est, dans la vallée du ruisseau Lisbelle, reviendrait à attribuer à la Formation du Mont d'Haurs une épaisseur tout à fait anormale par rapport à celle qu'on lui connaît dans la vallée de l'Agauche (un peu plus de 200 m).

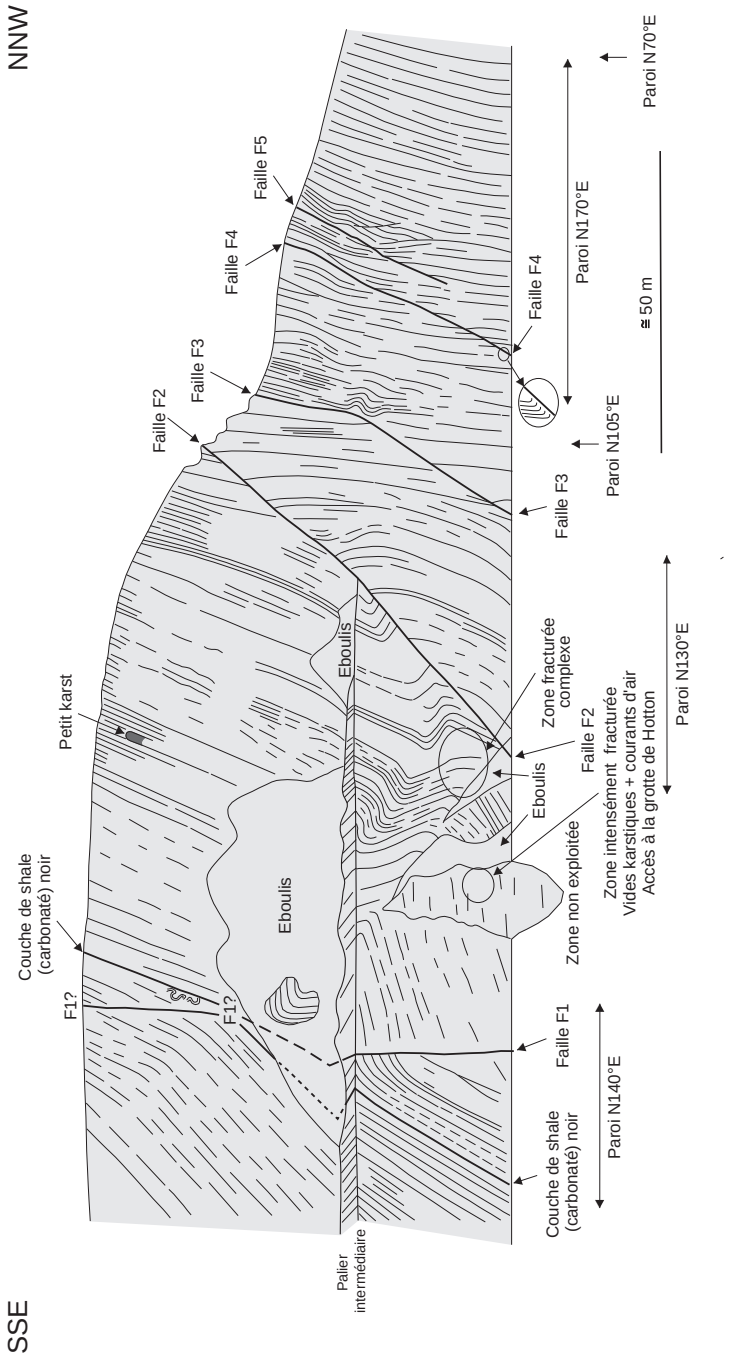


Fig. 19. Coupe géologique dans la carrière de Hampteau (localisée sur la carte de la figure 14). F1 à F5 : failles mineures.

Dans la carrière de Hampteau, cinq failles mineures ont été observées (figure 19, photos 7 et 8). La faille F1 est très nette sous le palier d'exploitation intermédiaire. Il s'agit en fait d'une zone faillée, avec bloc pincé entre deux failles, séparant des couches de pendages très différents au sud-sud-est et au nord-nord-ouest. Cette faille possède un pied nord, une direction quasi E-W et est assez redressée (70 à 90° N). Au-dessus du palier d'exploitation, sa présence est moins nette car les pendages ne sont plus contrastés. Nous pensons néanmoins qu'elle passe immédiatement au sud-sud-est d'un niveau très perturbé situé au sud-sud-est d'une couche pluridécimétrique de shale carbonaté noir. Ce niveau très caractéristique ne semble pas décalé par la faille F1. Celle-ci joue donc essentiellement en décrochement horizontal. Cette faille pourrait correspondre à celle figurant sur la carte de Stainier (1898).

Les failles F2 à F4 ont un pied sud et sont quasi parallèles à la stratification. Certaines s'aplatissent en profondeur et s'écartent alors du pendage de la stratification, tout en possédant exactement la même direction que celle de la stratification. Il s'agit de failles de décrochement sénestre possédant un rejet vertical probablement peu important. Les stries de glissement, particulièrement bien développées dans la carrière de Hampteau, indiquent que bloc sud-est est souvent descendu par rapport au bloc nord-ouest. Des mesures statistiques effectuées sur les nombreuses stries de glissement (photos 9, 10 et 11) visibles tant sur les plans de faille que sur les plans de stratification révèlent deux évènements compressifs post-varisques NE-SW (Vandycke *et al.,* 2001).

Les failles anté-lochkoviennes du Massif de Stavelot : failles de Fa des Cloches et de Hotbras

Au sein du Massif de Stavelot, la présence de failles anté-lochkoviennes paraît indiscutable. C'est le cas de la Faille de Fa des Cloches qui ne décale pas le conglomérat lockkovien de la Formation de Fépin. Il en est de même de la faille qui met en contact les formations de Jalhay et de Bihain à l'est-nord-est de Dochamps et qui ne décale pas non plus la Formation de Fépin. Nous l'appellerons Faille de Hotbras.

Enfin, au sud de Lamôrmenil et de Frêyeneu, le contact entre les formations de Jalhay et de Ottré a été interprété comme faillé par Geukens (1986, 1999), sans décalage du conglomérat lochkovien de la Formation de Fépin. Par contre, De Dycker (1939) y avait vu un contact stratigraphique. Dans ce cas, la portion de terrains appartenant au Groupe de la Salm comprise entre les failles de Dochamps et d'Oster correspondrait à un anticlinal faisant apparaître la Formation de Jalhay dans son coeur et la Formation d'Ottré sur ses flancs. Une étude stratigraphique fine permettrait de trancher entre ces deux hypothèses. Comme

Photo 9. Carrière de Hampteau. Plan de stratification tapissé de plaques en biseau constituées de calcite blanche avec stries de glissement.

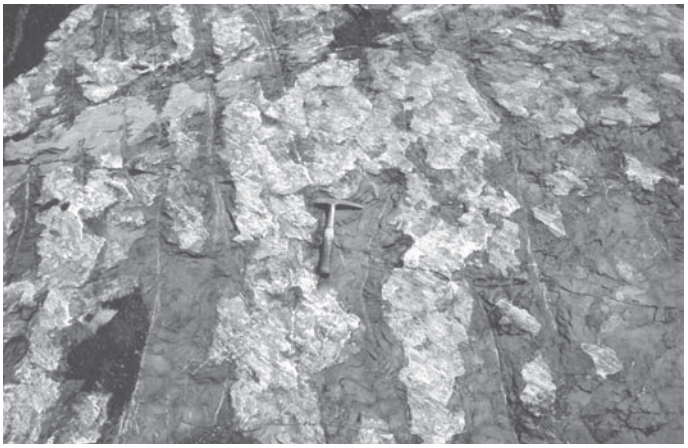


Photo 10. Carrière de Hampteau. Plan de stratification tapissé de plaques en biseau constituées de calcite blanche avec stries de glissement.

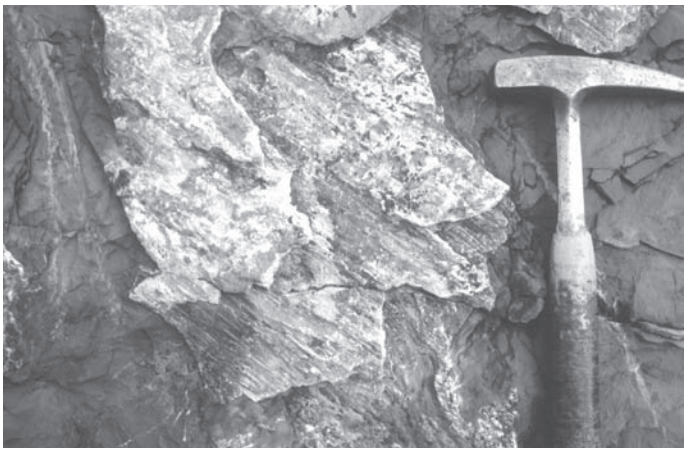


Photo 11. Carrière de Hampteau. Détail de la photo 10. Les stries montrent que le glissement s'est effectué selon la diagonale « coin supérieur gauche – coin inférieur droit ». L'épaississement du biseau précise que le glissement s'est effectué du coin supérieur gauche vers le coin inférieur droit.

celle-ci manque, nous avons essayé de lever l'alternative par des mesures combinées de stratification et de schistosité. En effet, dans le cas d'un anticlinal non déversé, les stratifications devraient être pied nord sur son flanc nord. Néanmoins, les plis calédoniens sont généralement déversés vers le nord et donc les pendages sont pied sud sur les deux flancs, sauf dans la zone de charnière. Les mesures de stratification que nous avons pu relever dans la région de Lamômenil - Frêyeneu - Moulin de Crahay sont plutôt rares (6). Cinq mesures sur six indiquent des pendages sud. Dans un seul cas, à environ 300 m au sud-est du Moulin de Crahay, nous avons pu déterminer que les couches étaient en position renversée sur base d'une schistosité plus faible que la stratification (point 178E697 ; pendage de 36° pour la schistosité, de 48° pour la stratification ; directions pratiquement E-W et identiques pour la schistosité et la stratification). Nous avons donc finalement opté pour un contact stratigraphique entre les formations de Jalhay et d'Ottré situées au voisinage de Lamômenil et de Frêyeneu.

3.3. Le contact du Dévonien et du Massif de Stavelot

À proximité du Massif de Stavelot, les pendages mesurés dans les formations de Fépin et d'Oignies sont très souvent aberrants (fig. 20). En effet, alors que les pendages des couches de la Formation d'Oignies sont généralement faibles à moyens au-delà de quelques centaines de mètres du contact Dévonien-Massif de Stavelot, ils sont au contraire redressés à renversés à plusieurs endroits proches de ce contact, notamment :

- dans la vallée de l'Aisne, à 1400 - 1650 m au nord-ouest de l'église de Lamômenil. Les couches de la Formation de Fépin et de la base de la Formation d'Oignies sont en position renversée sur au moins 350 m à l'ouest du Massif de Stavelot ; plus à l'ouest, elles repassent en série normale ;
- dans la vallée de l'Alu, à 850 - 900 m au nord-nord-ouest de l'église de Dochamps. Jusqu'à environ 100 m à l'ouest du Massif de Stavelot, les couches de la Formation de Fépin sont renversées ; de 100 à 200 vers l'ouest, elles sont très redressées et en position normale. Plus à l'ouest encore, les couches de base de la Formation d'Oignies montrent un pendage relativement faible (20 à 30°) vers l'ouest.

Du côté sud-est du Massif de Stavelot, la Formation de Fépin est moins épaisse et n'a pas pu être observée en place. Les pendages mesurés dans les couches de base de la Formation d'Oignies sont faibles, mais présentent presque toujours des directions et des sens aberrants (par exemple, au nord de Hotbras, à environ 1100 m au sud-sud-ouest de l'église de Frêyeneu et de 400 à 500 m au sud-est du Moulin de Crahay).

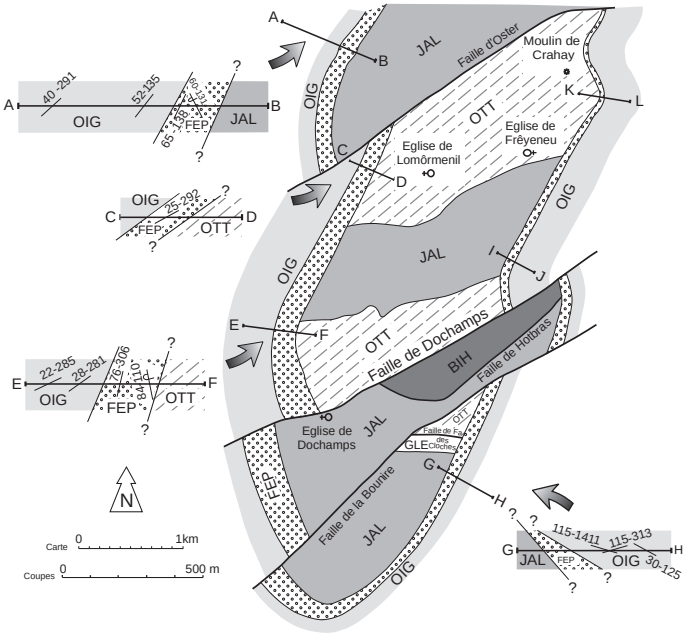


Fig. 20. Déformation des couches dévonienne au contact du Massif de Stavelot. Dans la partie centrale, carte géologique du Massif de Stavelot et de sa couverture lochkovienne. La signification des sigles est reprise dans les tableaux 1 et 2. Quatre coupes sont positionnées au contact socle-couverture. L'échelle des coupes est agrandie par rapport à celle de la carte pour mieux visualiser l'allure des couches. Des indications de pendages orientés sont aussi mentionnées.

Ces perturbations militent pour un contact tectonique entre le Dévonien et le Massif de Stavelot qui semble bien lié au soulèvement du socle cambro-ordovicien postérieurement au plissement varisque, avec désolidarisation de la couverture dévonienne.

Les seuls endroits où les pendages semblent normaux sont aux environs d'anciennes carrières situées entre 600 et 700 m à l'ouest de Lamôrmenil et à Burnoufayi, de 1200 à 1700 m au sud-est de l'église de Dochamps.

3.4. La schistosité

La schistosité ne se marque bien que dans certaines formations : c'est le cas de La Roche et Jupille - Pèrnelle dans le Dévonien, d'Ottré et Jalhay dans l'Ordovicien et de La Gleize dans le Cambrien. Dans les autres formations, elle est souvent frustre. On passe d'une schistosité pénétrative (schistosité ardoisière ou schistosité de cristallisation, qui réoriente certains minéraux) à une schistosité de dissolution (marquée

par l'existence de plans qui délimitent des volumes indemnes de schistosité). Le caractère extrêmement ténu ou l'absence de la schistosité dans les formations dévoniennes plus jeunes que Pèrnelle est frappant au nord-ouest de La Roche-en-Ardenne. Aucune explication à cette absence ou faiblesse de schistosité n'a été proposée.

Au sud-est de la planchette Hotton, dans les formations de La Roche et de Jupille - Pèrnelle, une bonne moyenne de la schistosité est 50°-150° (pendage orienté) soit direction N60°E/ pendage 50°SE. Au sud de la planchette Dochamps, dans les formations d'Oignies à Pèrnelle, les valeurs se situent souvent dans la gamme de 30° à 70°-150° à 200° (pendage orienté) soit N60°E à N110°E/30° à 70°S. Pour simplifier, disons qu'au sud de la feuille Hotton - Dochamps, la schistosité est souvent transverse à la stratification et possède une direction souvent proche de celle E-W avec un pendage toujours sud.

Dans l'Ordovicien et le Cambrien du Massif de Stavelot, la schistosité est relativement constante. Les directions oscillent de quelques dizaines de degrés autour de la direction E-W (directions de 150 à 220 en pendage orienté) avec des pendages de 25 à 50°systématiquement sud, sud-est ou sud-ouest.

Des particularités de la schistosité se marquent aux endroits suivants :

- à Marcouray et jusqu'environ 2000 m au nord de l'église de Marcouray, dans les formations de La Roche et de Jupille - Pèrnelle situées au nord de la Faille de La Roche, les directions de schistosité se rapprochent fortement de la méridienne par rapport à celles mesurées au sud de la Faille de La Roche. Au nord de la Faille de La Roche, la schistosité passe à des valeurs comprises entre 40° à 55°-210° à 240° (pendage orienté), soit des directions NW-SE et des pendages sud-ouest ;
- dans la région d'Ammonines, la variation de schistosité est importante de part et d'autre de la Faille de Jupille. Au sud-est de la faille, dans la Formation de Villé, les valeurs sont proches de 60-180 (directions E-W, pendages sud). Au nord-ouest de la faille, dans les formations de Pesche-Vireux, elles varient de 45 à 75-130 à 175 (en gros, des directions NE-SW et des pendages sud-est) ;
- au nord-ouest de la feuille de Hotton, dans les formations de Nismes à Neuville, la schistosité est quasi parallèle à la stratification, avec des pendages légèrement plus faibles que ceux de la stratification, confortant le fait que les couches sont renversées à cet endroit ;
- à 400 - 500 m au sud de l'église d'Oster, la schistosité est proche de la direction N-S avec de très faibles pendages, tantôt ouest, tantôt est. Cette schistosité est très différente

de toutes celles mesurées dans le Massif de Stavelot. Cette particularité est vraisemblablement liée à la proximité de la Faille d'Oster ;

- à 450 m à l'ouest de l'église de Lamôrmenil, dans la Formation de Jalhay, on relève la seule schistosité à pendage nord (13-003).

3.5. Histoire tectonique

Les Failles de Frêyenu, de Hotbras et de Fa des Cloches, ainsi que les plis que l'on observe au sein du Massif de Stavelot, révèlent une tectonique anté-lochkovienne difficilement caractérisable dans le détail. La langue de Massif de Stavelot affleurant sur la planchette Dochamps est en effet trop réduite pour déduire des implications régionales.

En revanche, une chronologie de la déformation liée à l'orogenèse varisque peut être proposée pour l'ensemble de la feuille Hotton - Dochamps. Le plissement est la première manifestation du raccourcissement. Il se traduit surtout par un anticlinorium majeur auquel est associée une schistosité plan-axiale. L'accentuation du plissement a provoqué le déversement des plis et le cisaillement des flancs courts et redressés des plis secondaires, visibles surtout sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne. Les failles longitudinales inverses (Oster, Dochamps, Ronzon, Bardonwé, Beffe, La Racaille) et de décrochement (La Bounire) sont probablement contemporaines de la phase principale de plissement, sans qu'une relation puisse être clairement établie avec les failles longitudinales normales de La Roche, Lamsoul et Magôster. Celles-ci sont apparues soit précocement, en relation avec le soulèvement de la chaîne, soit tardivement, lors de la phase de relaxation qui a suivi le plissement. Cette dernière interprétation est privilégiée par Delvaux (1990).

Au cours de l'orogenèse varisque, le Massif de Stavelot semble bien avoir joué le rôle de butoir qui a entravé la propagation de la déformation vers le nord. Cette hypothèse explique le coude observé dans la surface axiale de l'Anticlinorium de Halleux à la périphérie sud-ouest du Massif de Stavelot, éventuellement, l'individualisation des Failles d'Oster et de Dochamps, le rejeu de la Faille de la Bounire et enfin, l'apparition d'un couloir de décrochement dextre lorsque le blocage a été plus marqué au niveau du Massif de Stavelot. En effet, les failles transversales de décrochement dextre (Failles de Jupille et de Vecpré) décalent la plupart des failles longitudinales et leur sont donc postérieures. La correspondance entre ces failles longitudinales de part et d'autre du couloir de

décrochement n'est cependant pas aussi évidente qu'elle ne l'était sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne. C'est pourquoi nous leur avons donné des noms distincts. À cause du couloir de décrochement dextre, le déplacement de la nappe a été plus important à l'ouest de la feuille qu'à l'est. Des failles de chevauchement sont peut-être aussi intervenues après le blocage du décrochement transversal et constitueraient donc une phase ultime de raccourcissement.

Les failles longitudinales mineures de décrochement observées dans la carrière de Hampteau traduisent une compression NE-SW post-varisque. Les failles transversales à composante normale de Ramon, de Baconfoy, de Borzée et de Belvâ sont également tardi à post-varisques.

4. Métamorphisme

De Dycker (1939) a étudié les terrains cambro-ordovicien de la planchette Dochamps. Il y mentionne divers minéraux de métamorphisme : ottrélite, chlorite, séricite, muscovite, magnétite. Ceux-ci ne sont toutefois visibles et identifiables que sous le microscope. Une synthèse des connaissances du métamorphisme de l'Ardenne et des régions voisines a été effectuée par Fielitz & Mansy (1999). Outre les minéraux signalés par De Dycker (1939), ces auteurs renseignent d'autres minéraux métamorphiques caractéristiques de la partie sud du Massif de Stavelot, notamment : andalousite, viridine, spessartite, albite, paragonite, pyrophyllite, carpholite etc. Fielitz & Mansy (1999) précisent que dans la vallée de la Lienne, située à une dizaine de km à l'est, le métamorphisme a atteint des températures maximales de 400°C et des pressions maximales de 200 Mpa.

Rappelons que les roches cambro-ordoviciennes de la bordure sud du Massif de Stavelot ont subi deux phases de métamorphisme : la première a accompagné la tectogenèse calédonienne et est responsable de la transformation de sédiments pélitiques en phyllades à séricite-chlorite. Il s'agit donc d'un métamorphisme régional syncinématique. La seconde manifestation a eu lieu après la sédimentation du Dévonien, mais avant la déformation tectonique varisque majeure. Il s'agit d'un métamorphisme régional engendré dans des conditions statiques de basse pression et de haute température. Les causes géologiques de cette manifestation ne sont pas connues. Dans le Massif de Stavelot, les sédiments ordoviciens sont anormalement riches en manganèse, élément qui favorise l'apparition des minéraux du métamorphisme, en particulier du chloritoïde manganésifère et du grenat spessartine.

5. Hydrologie

Toute la région appartient au bassin versant de l'Ourthe. Cette rivière principale n'est présente que par un bout de méandre au sud de la planchette Dochamps mais, après un parcours plus méridional sur la feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne n°60/1-2, elle réapparait sur la planchette Hotton, qu'elle traverse selon une diagonale SE-NW. La présence de failles provoque des changements brusques de direction de l'Ourthe le long de tronçons linéaires de plusieurs centaines de mètres de long. C'est le cas :

- à Jupille, où le cours prend une direction SW-NE sur près d'un km de long pour suivre la Faille de Jupille ;
- à environ 700 m au sud-est de l'église de Rozon, où le cours prend une direction presque E-W sur 600 m de long pour suivre la Faille de Ronzon ;
- à environ 500 m au sud-est de l'église de Rendeux-Bas, où le cours prend un direction SW-NE sur 300 m de long pour suivre la Faille de Mâgôster ;
- de 500 à 900 m au sud de l'église de Werpin, où le cours prend une direction N-S pour suivre une petite faille transversale.

En outre, la plaine alluviale est constituée d'une succession de tronçons tantôt larges, tantôt étroits, conditionnés par la nature lithologique du substratum. Par exemple, elle atteint 700 m de large à la traversée de la Formation de Chooz, constituée de shales et de siltites, alors qu'elle ne possède que 150 m de large dans la traversée des formations du Mont d'Haurs et de Fromelennes, principalement carbonatées. À partir de Hotton, cette plaine s'ouvre très fortement au nord-ouest, en particulier sur la Formation de Barvaux, constituée essentiellement de shales.

Une autre rivière importante, l'Aisne (ou Aine), occupe la moitié nord de la planchette de Dochamps. Sa plaine alluviale ne se développe largement qu'en aval de Forge à l'Aplé pour atteindre 300 m à hauteur d'Amonines.

6. Matériaux utiles

6.1. Grès et quartzites (accessoirement, phyllades et quartzophyllades)

La très large utilisation des pierres de construction d'origine locale pour l'habitat traditionnel se traduit par une multitude

de petites carrières, ouvertes à des périodes plus ou moins reculées, et aujourd'hui abandonnées ou remblayées. C'est le cas :

- dans des niveaux gréseux à conglomératiques de la Formation de Fépin ;
- dans des niveaux de quartzite ou de grès quartzitique de la Formation de Mirwart ;
- dans les quartzites gris bleu de la Formation de La Roche ;
- dans les phyllades et quartzophyllades de la Formation de La Roche ;
- dans les grès/quartzites des formations de Jupille et de Pèrnelle ;
- dans les grès argileux de la Formation de Pesche ;
- dans des grès de la Formation de Chooz.

Des carrières de dimensions plus importantes ont été ouvertes pour la production de granulats :

- dans un niveau de grès verdâtre de la Formation d'Oignies (carrière de Bournoufayi) ;
- dans le niveau de grès/quartzite du sommet de la Formation de Saint-Hubert (carrières de Cielle, de Blanc Perry, de Diable Château, etc.) ;
- dans un niveau de grès du sommet de l'ensemble des formations de Jupille et de Pèrnelle (carrière de la Bruyère) ;
- dans un niveau de grès du sommet de la Formation de la Lomme à Menil-Favay (carrière de l'Alouette).

6.2. Calcaires

Une grande carrière a été ouverte à Hampteau, dans les calcaires des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs, pour la production de granulats. Son activité à cessé, notamment à cause de l'influence néfaste des tirs à l'explosif sur la grotte voisine de Hotton.

Des grandes carrières abandonnées existent également dans la Formation de Fromelennes. On y produisait de la chaux grasse, des pierres de taille (marbre Florence à petites et grandes fleurs), des pierres d'enrochement et des moellons de construction bruts et équarris. Certains bancs ont été exploités de façon très sélective, ce qui ménage des dépressions très allongées.

6.3. Minerais

6.3.1. Mine de plomb de Lignières (ancienne commune de Roy)

Le filon a été découvert en 1848 lors de la construction du chemin agricole reliant Lignières à Hodister. La mine aurait produit au total 25 tonnes de galène entre 1861 et 1869. Un puits profond de 26 mètres donnait accès à 5 galeries disposées sur 3 niveaux et dont la plus longue atteignait un développement de 45 mètres (Caubergs, 1991).

L'indice est précisé par le sigle Pb sur la carte géologique de Stainier (1898). Les archives du Service Géologique de Belgique (point 178W11) mentionnent une observation de Renier, antérieure à 1920, précisant qu'en 1870, 10 ouvriers faisaient des fouilles à Lignières à un endroit où depuis 20 ans d'autres fouilles avaient été entreprises par intervalles sur les traces d'un gîte qui avait déjà fourni beaucoup de galène. Renier mentionne que les fouilles étaient aussi actives en 1861 et 1873. Selon un habitant de Gêne, on descendait encore dans un puits pendant la guerre de 1940-1945 pour y chercher de la galène (pour fabriquer des postes à galène). Par la suite, ce puits a été comblé par les autorités communales pour éviter les accidents. Les traces de l'exploitation sont encore perceptibles à environ 350 m à l'est-nord-est de l'église de Lignières, à l'orée du Bois de Hédrée. Toutefois, sur la base des affleurements actuels, aucun indice géologique particulier ne permet de préciser le contrôle de la minéralisation. Le puits comblé est situé dans la Formation de Pesche à un endroit où subsistent des petits affleurements de shales et siltites gris foncé et verdâtres avec quelques bancs de grès argileux verdâtres. Les débris de grès verdâtres sont toutefois abondants. À environ 150 m au nord (SGB, point 178W238), la trace d'une ancienne galerie de direction N50°E est encore visible dans un banc de grès marquant vraisemblablement la base de la Formation de Chooz. Selon Caubergs (1991), il s'agit d'une galerie de prospection d'une longueur de 18 mètres. Le filon se situait sans doute à cheval sur les formations de Pesche et de Chooz.

6.3.2. Indice de plomb à Amonines

Sur la carte géologique de Stainier (1898), un indice de Pb est renseigné dans le village d'Amonines. Toutefois, nous n'avons trouvé aucun renseignement à ce sujet. Notons que cet indice se trouve à peu de distance de la Faille de Jupille.

6.3.3. Indices ou gisements de manganèse

De nombreux indices ferro-manganésifères sont mentionnés sur la carte de Stainier (1898), en particulier au nord-est de Dochamps, dans la Formation d'Ottré. À 200 m au sud-sud-est de la confluence des ruisseaux de la Bise et de l'Alu, un niveau manganésifère stratiforme a fait l'objet de travaux de recherches comme en témoigne la présence d'une ancienne galerie entre le ruisseau de l'Alu et l'ancienne voie de chemin de fer, à 15 à 20 en contrebas de celle-ci. De Dycker (1934) en donne une description sommaire dans la banque de données du Service Géologique de Belgique (point 178E46). Longue d'environ 40 m, elle adopte une direction N50°E sur 15 m de longueur, puis est coudée et se dirige dans la direction N5°E, perpendiculairement à la stratification. Elle a recoupé des minces laies (0,2 à 1,5 cm) à pyrolusite, rhodocrosite et hématite et des filons de quartz à rhodocrosite. Des informations complémentaires sur les laies manganésifères et les roches encaissantes sont également données par De Dycker (1939).

7. Hydrogéologie

Les phénomènes karstiques sont bien développés dans la région de Hotton. Des plans des grottes des Mille et Une Nuits (ou grotte de Hotton), du Héblon et de la Porte Aïve, toutes situées à Hotton, ont été dressés par Vandersleyen (1967). La grotte de Hotton a fait l'objet de levé topographiques complémentaires par Gillet, Beaurir et Cuvelier (voir Grebeude & Quinif, 1993). Les parties en siphon des trajets souterrains ont été étudiées notamment par Kuypers *et al.* (1972).

La grotte touristique de Hotton a été décrite dans deux publications où les aspects géologiques sont évoqués : l'une est due à Grebeude & Quinif (1993) et l'autre à Quinif (1994). La grotte a été découverte en 1958 à la suite d'un minage dans la carrière de Hampteau. Elle se présente comme une cavité en couloir, d'extension longitudinale dépassant le kilomètre, avec divers étages de galeries superposées. On relève cinq niveaux principaux qui ne semblent pas correspondre aux niveaux de terrasses de l'Ourthe. Son extension transversale est peu importante, en général de l'ordre d'une quinzaine de mètres. Elle est creusée dans quelques bancs de calcaires givetiens, en position subverticale, situés stratigraphiquement à proximité de la limite des formations de Trois Fontaines et des Terres d'Haurs (fig. 21). On observe en effet des niveaux à stromatopores et coraux qui correspondent vraisemblablement à la base de la Formation des Terres d'Haurs. Le système hydrogéologique de Hotton est alimenté par un bassin de 18 à 20 km^2 s'étendant depuis l'Ourthe jusqu'au village de Verdenne, à environ 5 km à l'ouest. Des

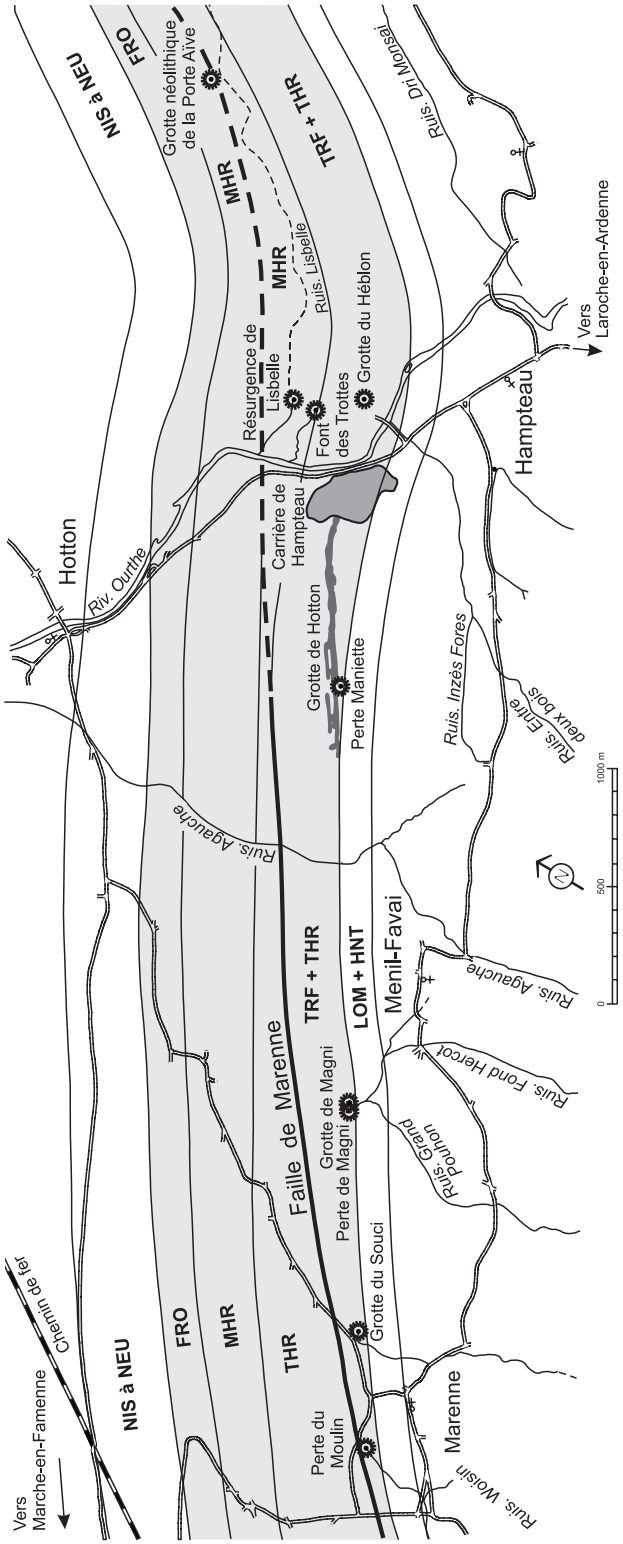


Fig. 21. Position des grottes de Hotton, du Héblon et de la Porte Aïve ainsi que des principales pertes et résurgences de la région. En grisé, formations à dominante calcaire.

pertes, chantoirs, vallées sèches jalonnent ce système hydrogéologique. La grotte de Hotton et toutes les pertes situées à l'ouest se positionnent sur une droite, légèrement oblique par rapport à la stratification, interprétée comme faille par Stainier (1898). Toutefois, aucun critère cartographique ne corrobore cette interprétation. La rivière qui parcourt la grotte de Hotton résurgit dans l'Ourthe. En amont, elle emprunte plusieurs siphons qui ne peuvent être franchis que par des plongeurs. Le résultat de leurs explorations est la découverte d'environ 1,5 km de galeries nouvelles protégées par trois siphons, dont un (le S5) particulièrement redoutable, car constitué d'étroitures vers – 12 m. Des datations U/Th dues à Quinif sur deux planchers stalagmitiques ont livré les âges suivants : plus ancien que 350 m.a. (milliers d'années) et 376,6 (+52,8/-37,0) m.a. L'existence de spéléothèmes cassés, fracturés ou tombés fait suggérer un relation possible avec un tremblement de terre proche de la grotte de Hotton (Delaby *et al.,* 2002).

8. Sites d'intérêt paysager, scientifique et historique

- la grotte néolithique de la Porte Aïve est située dans la vallée du ruisseau de Lisbelle, à environ 1700 m de la confluence avec l'Ourthe. On y a trouvé de nombreux ossements humains appartenant à plusieurs individus auxquels étaient mêlés quelques objets provenant des mobiliers funéraires : des pointes de flèche, des grattoirs, une hachette polie, des fragments de poterie, une canine de renard, etc. (de Loë et Rahir, 1908) ;
- la grotte de Hotton (Grotte des Mille et une Nuits) a été aménagée pour les touristes. On y accède par un ascenseur à partir du plateau. Les aménagements intérieurs mettent très bien en évidence les divers phénomènes karstiques. Ce site mérite d'être visité ;
- les Rochers de Rénissart situés le long de l'Ourthe au sud-est de Hotton forment une jolie falaise découpée en plusieurs plans parallèles où se pratique la varappe.

Remerciements

Louis Franssen, décédé le 07 mai 2001, avait assuré pendant de nombreuses années la gestion administrative du programme de révision de la Carte géologique de la Wallonie. Nous voudrions honorer sa mémoire et souligner l'ampleur du travail qu'il avait accompli. Nos remerciements s'adressent également à toutes les personnes qui nous ont aidés : France Babun, au niveau de l'infographie ; Laurent Barchy, Michel Coen et Jean-Marc Marion, pour les tracés de certaines formations du Dévonien moyen et de la Faille de Marenne ; Jacques Bellière, pour la relecture critique du manuscrit ; Brigitte Préat pour la mise en ordre et la dactylographie de la base de données ; Marta Martinez pour la mise en page de la notice explicative ; Céline Vanneste et Capucine Bertola pour la réalisation de la carte ; Pieter Laga, pour la traduction néerlandaise des légendes et Thomas Servais pour la traduction allemande des légendes.

BIBLIOGRAPHIE

Anten, J., 1926. Un charriage dans le Massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 49 : pp. B198-201.

Asselberghs, E., 1931. La faille de Laroche. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, 41, 2 : 113-116.

Asselberghs, E., 1934 : Le Siegenien et le Gedinnien du bord oriental du basin de Dinant, entre Laroche et Werbomont. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, XLIV, 3 : 342-361.

Asselberghs, E., 1941. Archives du Service géologique de Belgique.

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

Asselberghs, E., 1954. L'Eodévonien de l' Ardenne. In: Prodrome d'une description géologique de la Belgique, *Soc. géol. Belgique*, Liège : 83-117.

Asselberghs, E. & Leblanc, E., 1931. Les facies du Siegenien dans le bassin de Laroche. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, Bruxelles, XVI, 12 : 1364-1388.

Asselberghs, E. & Leblanc, E., 1934. Le Dévonien inférieur du Bassin de Laroche. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, VIII, I : 78 p.

Barchy, L., Coen-Aubert, M., Marion, J.M. & Coen, m., 2004. Mise en évidence de la Faille de Marenne sur la carte géologique Aye - Marche-en-Famenne. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, Sciences de la Terre, 74-suppl. 59-71.

Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Lacroix, D., Laloux, M., Casier, J.G., Dejonghe, L., Dumoulin, V., Ghysel, P., Godefroid, J., Helsen, S., Mouravieff, N.A., Sartenaer, P., Tourneur, F. & Vanguestaine, M., 1999. Les formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the Geological Survey Belgium*, 44 : 125 p.

Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Preat, A., Stainier, P., Steemans, Ph, Streel, M. & Tourneur, F., 1991. Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique*, 30 : 106 p.

Caubergs, M., 1991. Inventaire de quelques anciennes mines et carrières souterraines de Wallonie. *Essai d'archéologie minière* : 1-313.

Coen, M. & Coen-Aubert, M., 1971. L'assise de Fromelennes aux bords sud et est du bassin de Dinant et dans le Massif de la Vesdre. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 94 : 5-20.

Dejonghe, L. & Hance, L., 2001. Carte géologique Champlon - La Roche-en-Ardenne, 60/1-2, à 1 : 25.000 + notice explicative. Ministère de la Région wallonne : 44 p.

Dejonghe, L., Demoulin, V. & Blockmans, S., 2008. La Formation de Jupille, nouvelle formation dans le Dévonien inférieur de la Basse-Belgique. *Geologica Belgica, 11 :71-81*.

Delaby, S., Vandycke, S., Dejonghe, L., Quinif, Y. & Dubois, Y., 2002. Le système karstique de la Grotte de Hotton (Belgique) : apport de l'étude structural et cartographique à la karstogenèse et implication séismologique. *Aardkundige Medelingen*, Leuven : 12, 17-20.

De Loë, A. & Rahir, E., 1908. Fouilles de la terrasse de la grotte de la «Porte Aïve» à Hotton (Province du Luxembourg). *Bulletin de la Société d'Anthropologie de Bruxelles*, 27 : 255-258.

De Dycker, R., 1934. Archives du Service géologique de Belgique.

De Dycker, R., 1939. Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur, dans la partie Sud-Occidentale du massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belgique*, Mémoire, 62 : 3-106.

Delvaux de Fenffe, D., 1990. Structures tardi- et post-hercyniennes dans le bord sud du synclinorium de Dinant, entre Han-sur-Lesse et Beauraing (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112 (2) : 317-325

Dumont, A., 185. Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines représentant les terrains qui se trouvent au-dessous du limon hesbayen et du sable campinien. Neuf feuilles. 1/160 000.

Fielitz, W. & Mansy, J.L., 199. Pre- and synorogeneic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 209 : 227-256.

Fransolet, A.M., 1978. Données nouvelles sur l'ottrélite d'Ottré, Belgique. *Bulletin de minéralogie*, 101 : 548-557.

Geukens, F., 196. Contact Revinien-Salmien dans le massif de Stavelot. *Bull. Soc belge Géologie*, 72 : 35-42.

Geukens, F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3 : 15-30.

Geukens, F., 1999. Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen,* 9 : 183-190.

Godefroid, J., 1979. Les schistes et grès coquilliers de Pesche ou Formation de Pesche (Dévonien inférieur) à l'étang de

Pèrnelle (Couvin, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 101 (1978) : 305-319.

Godefroid, J., 1995. Dayia shirleyi Alvarez & Racheboeuf, 1986, un brachiopode silurien dans les « Schistes de Mondrepuis » à Muno (sud de la Belgique*). Bull. Instit. royal Sciences nat. Belgique*, *Sc. de la Terre*, 65 : 269-272.

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. Explic. Cartes géolog. minières Belgique*, 38 : 144 p

Godefroid, J. & Stainier, P., 1982. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenien on the south and southeast borders of the Dinant Synclinorium. *Cour. Forsch.-Inst. Seckenberg*, 55 : 97-134.

Gosselet, J., 1888. L'Ardenne. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France, Paris : 881 p.

Grebeude, R. & Quinif, Y., 1993. La grotte de Hotton et les datations U/Th. *Regards*, 14 : 21-29.

Kuypers, J.P., Danheux, Ch., Goosens, J. & Lederer, Fr., 1972. Hydrologie souterraine par prospection directe: contribution à l'étude des karsts aquifères de Belgique. *Prof. Paper Service géologique de Belgique*, 1972 : 8, 48 p.

Leblanc, E., 1956. Note sur la Faille de Lamsoul. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, XX : 27-46.

Leblanc, E., 1977. Note complémentaire sur la faille de Lamsoul: la tranchée du Bois de Nolaumont. *Mém. inst. géol. Univ. Louvain*, XXIX : 317-325.

Maillieux, E., 1937. La faune et l'âge des quartzophyllades siegeniens de Longlier. *Mém. Musée roy. Hist. nat. Belgique, Liège*, 73 : 140 p.

Maillieux, E. & Demanet, F., 1929. L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bull. Soc. Belge Géologie*, 38 : 124:131.

Pel, J., 1961. Observations sur le Givetien de la région de Hotton-Hampteau. *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 5e série, 48, 6 : 640-651.

Pel, J., 1965. Etude du Givetien à sédimentation rythmique de la région de Hotton-Hampteau (bord oriental du Synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 88, B487-522.

Pel, J., 1974. Excursion E. In : International Symposium on Belgian Micropaleontological Limits from Emsian to Visean,

september 1-10 1994, Namur, Guidebook, Bouckaert & Streel edit. : 20 p.

Quinif, Y., 1994. Hit 10 le plus long réseau post-siphon - La grotte de Hotton. Lapiaz hors série. Top 15, le patrimoine souterrain wallon : 31-34.

Stainier, P., 1896. Carte géologique Champlon - Laroche n°187 à 1:40.000.

Stainier, P., 1898. Carte géologique Hotton - Dochamps n°178 à 1:40.000.

Steemans, P., 1989a. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 112 : 103-119.

Steemans, P., 1989b. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Mém. explic. Cartes géol. et min. Belgique*, 27 : 453 p.

Stockmans, F., 1940. Végétaux éodévoniens de la Belgique. *Mémoire du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 93 : 88 p.

Tricot, J., 1954. Contribution à l'étude de la faille de La Roche. *Mémoire pour l'obtention du grade d'Ingénieur géologue*, Université de Louvain : 281 p.

Vandersleyen, P., 1967. Atlas des grottes de Belgique. *Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, document de travail N°5, deuxième partie : 50 plans.

Vandycke, S., Dejonghe, L., Delaby, S. & Hance, L., 2001. Structural analysis in term of paleostress of the Givetian limestones around the Hotton Cave. Proceedings of the Workshop: Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present-day low seismic activity in Europe – Han-sur-Lesse, 13-17 March 2000, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 18 : 145-146.

Van Tuijn, J., 1928. Le Couvinien et la partie supérieure de l'Eodévonien du bord oriental du Synclinorium de Dinant, entre l'Ourthe et Ferrière. *Mém. Institut géol. Université Louvain*, IV : 105-262.

Vanguestaine, M., 1974. Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et d'Ardenne française. *Review of Palaeobotany an Palynology*, 18 : 63-82.

Vanguestaine, M., 1986. Progrès récents dans la stratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien d'Ardenne, d'Islande, d'Angleterre, du Pays de Galles et de la Terre Neuve orientale. *Annales de la Société géologique du Nord*, 105(2) : 65-76.

Vanguestaine, M., 1992. Biostratigraphie par acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes: synthèse et perspectives d'avenir. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115 : 1-18.

ANNEXE

Liste des captages

Prises d'eau situées sur la feuille 55/5-6 Hotton-Dochamps (X et Y = coordonnées Lambert).

Dénomination locale	Commune	X	Y
Rue de la Jonction à Hotton	Hotton	226891	107336
Puits à Hotton	Hotton	228006	107388
Puits Vierset	Hotton	227064	106623
Puits Dehay	Hotton	228493	105788
Puits Lamboray	Hotton	226529	108097
Werpin	Hotton	230470	105773
Hampteau	Hotton	228860	105210
Puits à Wy (SOY)	Erezée	231765	107273
Puits Amonines	Erezée	233510	107020
Puits Loriguen	Erezée	233809	108161
Source Georis	Erezée	233621	107787
Puits Hurks	Rendeux	232137	105813
Puits Collard à Trinal	Rendeux	231457	105881
Menil 1	Hotton	226520	103450
Puits Menil 2	Hotton	226772	103949
Puits Dechamp 2	Hotton	226173	104741
Puits route de Marche, 13	Rendeux	230832	102993
Puits rue Saint-Jean, 15	Rendeux	230991	102540
Trolet	Rendeux	230721	104612
Puits Leclerc	Rendeux	230723	104406
Puits Desert	Rendeux	230638	103833
Puits Poirrier	Rendeux	228853	101518
Puits Servais	Rendeux	230596	102115
Puits Andrianne	Rendeux	230624	104216
Sur les Tailles	Rebdeux	232000	104800
Puits ruie de la Maladrie 7	Rendeux	233289	102176
Source Raymond Cornet	Rendeux	231640	102777
Les Planesses à Marcourt	Rendeux	233634	102194
Puits Vandeput	Rendeux	231841	102055
Puits Doucet	Rendeux	232254	102597
Puits Raes	Marche-en-Famenne	226313	98454
Puits Fabry à Lignières	Marche-en-Famenne	226315	98480
Puits Laiterie de Chèoux	Rendeux	228630	101443
Puits Poirrier	Rendeux	228764	101167
Puits Therer	Rendeux	228842	101087

Puits Brullez	Rendeux	228842	101087
Puits Goegebeur	Rendeux	229746	99049
Warisy – Pompage Fermier	Rendeux	232604	99529
Puits Cardinal	Rendeux	233278	99234
Puits Bosquée	Rendeux	233407	100420
Puits Borlon	Erezée	234506	106837
Puits Wansart	Erezée	234829	106704
Wihogne	Manhay	237532	105163
Ferme de Bergister	Manhay	238485	105292
Lehoule	Manhay	239872	105995
Freyneux – Puits Terre da Voie	Mahay	241500	105460
Moulin Crahay	Mahay	241946	106554
Puits	Manhay	240256	104965
Marcouraychoasn Aye-Sourc	Rendeux	236620	103050
Source de Devantave	Rendeux	236460	103150
Marcouray-Choasnaye-Source 2	Rendeux	236320	101930
Drain Bois de Tave	Rendeux	235952	104436
Puits Daco	Erezée	235577	104809
Rowa	Manhay	238882	102702
Benasse 3	Manhay	238725	102400
Soka	Manhay	238420	103070
Domont	Manhay	238619	103003
Laid Prangeleux	Rendeux	236850	103060
Parc Forestier Récrèatif	Manhay	237615	104175
Vera Pre – Freyneux Source	Manhay	241870	103980
Lammormenil Source	Manhay	241100	104725
« T'champs al Hesse »	Manhay	240000	102950
Lamormenil Puits	Manhay	241025	104825
Puits de Harze	La Roche en Ardenne	236140	98260
Cielle – Fagne de Batty	Rendeux	236310	101330
Puits Lallement	La Roche en Ardenne	240390	100666

Source : Ministère de la Région Wallonne, Division de l'Eau - Situation au 01/02/2002.

FARBEN- UND ZEICHENERKÄRUNG – *LEGENDE* - LEGEND

Gesteinsgrenze – *Formatiegrens* – Geological boundary

Gesteinsgrenze unter Bedeckung – *Formatiegrens onder bedekking* – Geological Boundary under covering

Verwerfung – *Breuk* – Fault

Verwerfung vermutet – *Hypothetische breuk* – Hypothetical fault

Verwerfung unter Bedeckung – *Breuk onder deklagen* – Covered

Schichtung: Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten - *Strekking en helling (a): normaal hellende lagen* - Strike and dip (a): inclined strata

Schichtung: Streichen der vertikal gelagerten Schichten - *Strekking: verticale lagen* - Strike of vertical strata

Schichtung: Streichen und Fallen (a)der überkippten Schichten - *Strekking en helling (a): overhellende lagen* - Strike and dip (a): overturned strata

Schieferung: Streichen und Fallen(a) – *Hellende druksplijting: strekking en helling (a)* – Cleavage: strike and dip(a)

Steinbruch im Betrieb – *Steengroeve in uitbating* – Working quarry

Steinbruch ausser Betrieb – *Verlaten steengroeve* – Disused quarry

Grotte (Eintritt) – *Grot (ingang)* – Cave (way in)

Schluckloch – *Verdwijngat* – Shallow hole

Karstquelle– *Resurgentie* – Resurgence

Bleihaltige Mineralisation – *Loodhoudende mineralisatie* – Lead ore deposits

Richtung der Blattverschiebung – *Richting van de horizontale verplaatsing* – Displacement direction of the strike-slip fault

Pumpwerk– *Waterwinning* – Water-catchments

AMO

Moderne alluviale Ablagerungen
Recent alluvium
Recent alluvial deposits

BAR

Barvaux Formation : Shales und violettfarbene Schiefer mit großen *Cyrtospirifer* und Sandlinsen
Formatie van Barvaux : Paarse schiefer en schist met zandsteenachtige lenzen en grote Cyrtospirifer.
Barvaux Formation : Purplish-blue shales and schists with large Cyrtospirifer and interbedded sandstone layers.

NEU

Neuville Formation : Feine, braun grünliche Shales, mit zahlreichen Kalknollen, die zu knolligem Kalkstein überwechseln.
Formatie van Neuville : Bruingroene schiefer met talrijke kalkknollen overgaand in nodulaire kalksteen.
Neuville Formation : Greenish-brown, fine-grained shales, with abundant carbonate nodules passing laterally to nodular limestones.

GBR

Grands Breux Formation : An der Basis feine, tonige, knollige oder leicht bioklastische Kalksteine, manchmal mit Biostromen, mit Zwischenlagerungen von grünlichen Shales, die Kalkknollen einschließen (Bieumont Schichtglied). Im oberen Teil Shales mit Kalkknollen und Bänke aus tonigen Kalksteinen (Boussu-en-Fagne Schichtglied).

Formatie van Grands Breux : Aan de basis fijne, kleiige kalksteen, nodulair of met fijne bioklasten, soms met biostromen en met intercalaties groene schiefer, waarin kalkknollen voorkomen (Lid van Bieumont).
Grands Breux Formation : At the bottom, fine-grained, argillaceous, nodular or slightly bioclastic, sometimes biostromal limestones with interbedded greenish shale layers containing carbonate nodules (Bieumont Member). At the top, shales with carbonate nodules and argillaceous limestone layers (Boussu-en-Fagne Member)

MLX

Moulin Liénaux Formation : Die grau grünlichen Shales dominieren. Sie schliessen Kalkknollen und Bänke aus knolligem Kalkstein ein. An der Basis befindet sich eine Lage aus kleinen Bänken tonigen, grau schwarzen Kalksteins, die lateral eine starke Verbreitung zeigt (Chalon Schichtglied).
Formatie van Moulin Liénaux : Overwegend grijsgroene schiefer. Ze bevatten kalkknollen en banken nodulaire kalksteen. Aan de basis komt een niveau voor met een grote laterale verbreiding en bestaande uit zwartgrijze dunne banken kleiige kalksteen (Lid van Chalon).
Moulin Liénaux Formation : Dominant greenish-grey shales with carbonate nodules and nodular limestone layers. At the bottom, level of large lateral extent made up of small blackish-grey argillaceous limestone layers (Chalon Member).

NP | **NIS**

Nismes Formation : Grünliche Shales mit Kalkknollen und einige Kalksteinlinsen oder –bänke.
Formatie van Nismes : Groenige schiefer met kalkknollen en enkele kalksteenlenzen of -banken.
Nismes Formation : greenish shales with carbonate nodules and some limestone lenses or layers.

NP | **PRE**

Presles Formation : Tonige Kalksteinen mit oolithischem Hematit.
Formatie van Presles : kleiige kalksteen met oölietisch hematiet.
Presles Formation : argillaceous limestones with oolitic hematite.

FRO

Fromelennes Formation : An der Basis, tonige Kalksteine und Shales. Im mittleren Teil, Wechsellagerungen aus feinem Kalkstein, der im unteren Teil manchmal dolomitisch ansteht, und aus Kalkstein, der von Stromatoporen aufgebaut wurde. Im oberen Teil Kalkschiefer und tonige Kalksteine. Brachiopoden, Korallen und Stromatoporen sind häufig.
Formatie van Fromelennes : Aan de basis schiefer en kleiige kalksteen. In het midden, afwisseling van fijne kalksteen, soms dolomietkalksteen in het onderste deel, en kalksteen opgebouwd uit stromatoporen. Aan de top, kalkschiefer en kleiige kalksteen. Brachiopoden, koralen en stromatoporen zijn talrijk aanwezig.
Fromelennes Formation : At the bottom, argillaceous limestones and shales. In the middle, alternations of fine-grained limestones, sometimes dolomitic in the lower part, and limestones built up of stromatoporoids. At the top, calcshales and argillaceous limestones. Brachiopods, corals and et stromatoporoids are abundant.

MHR

Mont d'Haurs Formation : Wechsellagerungen aus biostromalen, massiven Kalksteinen und feinen Kalksteinen, alle in mächtigen Bänken.
Formatie van Mont d'Haurs : Afwisseling van massieve biostromenkalksteen en fijne kalksteen, dit alles voorkomend in dikke banken.
Mont d'Haurs Formation : Thick-bedded alternating massive biostromal and fine-grained limestone.

TT | **THR**

Terres d'Haurs Formation : Tonige, dunkle, oft krinoidenreiche Kalksteine in dünnen Bänken, mit seltenen bioklastischen (Korallen) Lagen.
Formatie van Terres d'Haurs : Dunne banken donkere kleiige kalksteen, plaatselijk met crinoïden en met enkele zeldzaam bandjes bioklasten (koraalkalksteen).
Terres d'Haurs Formation : Thin-bedded, argillaceous, dark, locally crinoidal limestone, with rare bioclastic (corals) intercalations.

TT | **TRF**

Trois-Fontaines Formation : Im unteren Viertel, krinoidenführende Kalksteine, stellenweise reich an Korallen, überlagert von biostromalem Kalkstein mit Stromatoporen. In den drei oberen Vierteln feine Kalksteine, stellenweise fein laminiert, mit einigen bioklastischen Einlagen.
Formatie van Trois-Fontaines : In het onderste vierde deel van de formatie: crinoïdenkalksteen, plaatselijk rijk aan koralen. Ze worden bedekt door biostromenkalksteen met stromatoporen. De bovenste drie vierden van de formatie, fijne en plaatselijke fijn gelaagde kalksteen, aanwezigheid van enkele bandjes met bioklasten.
Trois-Fontaines Formation : In the lower fourth part, crinoidal limestones, locally rich in corals, overlain by a biostrome with stromatoporoids. In the upper three-quarters, fine-grained limestones, locally thinely laminated, with some bioclastic intercalations.

LOHA | HNT

Hanonet Formation : Dunkle, tonige Kalksteine in dünnen Bänken, stellenweise mit Krinoiden und Brachiopoden. Stellenweise Kalkschiefer. Im oberen Teil bio klastischer Charakter (Korallen und lamellenförmige Stromatoporen).

Formatie van Hanonet : Dunne banken donkere kleiige kalksteen, plaatselijk met crinoïden en brachiopoden. Lokaal voorkomen van kalkschiefer. Aan de top gekenmerkt door bioklasten (koralen en lamellaire stromatoporen).

Hanonet Formation : Thin bedded, dark, argillaceous limestones, locally with crinoids and brachiopods. In some places, calcshales. Bioclastic character at the top (coral and lamellar stromatoporoids).

LOHA | LOM

Lomme Formation : An der Basis eine Lage aus Quarziten und tonigem, leicht glimmerführenden und karbonatischen Sandsteinen, grau beigefarben bis grau grünlich, gekennzeichnet durch eine rostfarbene Oberflächenverwitterung. Im mittleren Teil, sandige Shales. Im oberen Teil eine Lage aus Sandstein und dunkel blau grünlichem Quarzit, deren Ränder in rostbrauner Farbe verwittern. Diese Lage ist von dolomitischen Kalksteinen, Kalkschiefer und Shales eingeschlossen. Im oberen Teil stark fossilführend (Krinoiden, Brachiopoden)

Formatie van de Lomme : Aan de basis komt een niveau van beigegrijze tot grijsgroene kwartsiet en kleiige, lichtjes micahoudende en kalkhoudende zandsteen voor, die door de atmosferische verwering een karakteristieke roestkleur heeft. In het midden: zandige schiefer. Aan de top een niveau van donkere groenblauwe zandsteen en kwartsiet met een oppervlakkige bruinroestige verweringskleur op de blokken. Dit niveau is omgeven door dolomietkalksteen, kalkschiefer en schiefer. Zeer fossielrijk (crinoïden, brachiopoden) aan de top.

Lomme Formation : At the bottom, level of beige-grey to greenish-grey, slightly micaceous and carbonate quartzites and argillaceous sandstones with typical rust-coloured weathering. In the middle, sandy shales. At the top, level of dark greenish-blue sandstones and quartzites with brown-rust coloured weathering in the periphery of the blocks. This upper unit is interbedded in dolomitic limestones, calcshales and shales. Very fossiliferous character at the top (crinoids, brachiopods).

SJ | JEM

Jemelle Formation : Shales und Siltite, die oft karbonatisch vorliegen, grau grün oder grau blau, mit Kalksteinknollen und kleinen Bänken aus tonigem Kalkstein. Im oberen Teil Wechsellagerung aus Kalkschiefern und Knollenkalksteinen.

Jemelle Formation: Green-grey or blue-grey, often carbonate shales and siltstones with carbonate nodules and thin-bedded argillaceous limestone layers. In the upper part, alternations of carbonate shales and nodular limestones.

SJ | ENR

Eau Noire Formation : Grau grüne Shales, karbonatisch, mit Kalksteinknollen und kleinen Bänken aus tonigem Kalkstein.

Formatie van Eau Noire : Grijsgroene kalkhoudende schiefer met kalkknollen en dunne banken kleiige kalksteen.

Eau Noire Formation: Green-grey carbonate shales, with carbonate nodules and thin-bedded argillaceous limestone layers.

SJ | STJ

Saint-Joseph Formation : Sandige Shales und Siltite, dunkelgrau bis grün-grau, die Bänke aus Muschelkalk und feinem Sandstein einschliessen. Durch Fossilführung gekennzeichnet.

Formatie van St-Joseph : Donkergrijze tot groengrijze schiefer en zandige siltsteen met intercalatie van schelpenrijke kalksteenbanken en fijnkorrelige zandsteen. Zeer duidelijk fossielhoudend.

Saint-Joseph Formation : Dark grey to green-grey sandy shales and siltstones, with shelly limestone and fine-grained sandstone layers. Strong fossiliferous character.

HAM

Hampteau Formation : In den Shales und Siltiten Vorkommen von mächtigen Massen groben Sandsteins, oft kieselig, mit verstreuten Kieseln aus Quarz oder Sandstein. Einige Konglomeratbänke. Wechselnde Farben: rot oder grün, bunt oder graufarben.

Formatie van Hampteau : In schiefer en siltsteen komen dikke massieve grofkorrelige, vaak zelfs grindachtige zandsteen met verspreide kwarts- en zandsteenkeien. Enkele banken echt conglomeraat met een variërende kleur: rood of groen, bont of grijs.

Hampteau Formation : In the shales or the siltstones, occurrences of thick levels of coarse-grained sandstones, frequently gravely, with dispersed quartz or sandstone pebbles. Some layers correspond to true conglomerates. Rocks of various colours: red or green, motley or greyish.

CHO

Chooz Formation : Rote, bordeauxfarbene, grüne oder bunte Shales und Siltite. Zwischengelagerte Bänke oder Linsen aus rotem oder grünem Sandstein. Zum oberen Teil hin grobere, geschichtete Sandsteine mit häufigen limonitischen Punkten.

Formatie van Chooz : Rode, wijnrode, groene en bonte schiefer en siltsteen. Intercalaties van banken of lenzen rode en groene zandsteen. Naar de top toe, grofkorreliger zandsteen met veel gesteentebrokjes en talrijke limonietvlekjes.

Chooz Formation : Red, maroon, green and motley shales and siltstones. Interbedded lenses or layers of red or green sandstones. To the top, the sandstones become coarser and lithic, with abundant limonitic spots.

PV | **VIR**

Vireux Formation : Wechsellagerung aus grau blauen oder grünlichen Quarziten, Sandsteinen, Shales und Siltiten. Im Norden von Ammonines Vorkommen von hellgrauen bis weissen Quarziten, massiv oder laminiert, mit Kieseln und Bruchstücken aus grau blauen (oft verwitterten) Shales, sehr fossilreich (weisse Sandsteine von Mormont).

Formatie van Vireux : Afwisseling van grijsblauwe tot groene kwartsiet, zandsteen, schiefer en siltsteen. Ten noorden van Ammonines komt er lichtgrijze tot witte, massieve of gelaagde, fossielrijke kwartsiet voor met keien en gesteentefragmenten van grijsblauwe (vaak verweerde) schiefer (Witte Kwartsiet van Mormont).

Vireux Formation : Alternations of blue-grey or greenish quartzite, sandstones, shales and siltstones. North of Ammonines, occurrence of light grey to white, massive or laminar quartzites, with pebbles and clasts of blue-grey (often weathered), very fossiliferous shales (Mormont white sandstones).

PV | **PES**

Pesche Formation : Dominanz von grau blauen Shales und Siltiten. Stellenweise sandigere, glimmerführendere oder knolligere Tendenz. Dünne Bänke aus tonigen, karbonatischen, fossilführenden (Muschelschalen), blau bis braunen (durch Verwitterung limonitischen) Sandsteinen, häufige Pseudonodulen.

Formatie van Pesche : Overwegend grijsblauwe schiefer en siltsteen. Plaatselijk lichtjes zandiger, micahoudend en nodulair. Dunne banken blauwe tot bruine (limonietkleurig door verwering) kleiige kalkhoudende en fossielhoudende zandsteen; talrijke pseudonodulen.

Pesche Formation : Mainly blue-grey shales and siltstones. Locally, more sandy and micaceous or nodular character. Thin-bedded blue to brown (limonitic if weathered), argillaceous, carbonate and fossiliferous (shelly) sandstones. Abundant load casts.

JP

Jupille (JUP) und Pèrnelle (PER) Formations : Bänke mehrerer Meter Mächtigkeit aus grauem, grau blauen, grau grünlichen oder grau braunfarbenen Sandsteinen, manchmal fossilführend, abwechselnd mit grau blauen Phylliten. Manchmal glimmerführender Sandstein, mit Strömungsrippeln, mit Linsen- und Schrägschichtung oder in Trog - und Kuppelform. Stellenweise Lastmarken.

Formaties van Jupille (JUP) and Pèrnelle : Grijze, grijsblauwe, grijsgroene of grijsbruine kleiige soms fossielhoudende zandsteen voorkomend in meerdere m-dikke banken en afwisselend met grijsblauwe fylladen. Soms sterk micahoudende zandsteen met stroomribbels en met schuine en afgesneden gelaagdheid (« hummocky cross-stratification »). Plaatselijk voorkomen van inzakkingsstructuren.

Jupille (JUP) and Pèrnelle (PER) Formations : Levels of a few meters thick of grey, blue-grey, greenish-grey or brownish-grey, argillaceous, sometimes fossiliferous sandstones, alternating with blue-grey phyllites. The sandstones are sometimes very micaceous, with ripple marks, lenticular and cross- or hummocky-stratification. Locally, load casts.

LAR

La Roche Formation : Starke Dominanz blauer Phyllite in grossen Blättern, auch grau blaue Siltite und Quarzite, Pseudonodulen an der Basis und am Top.

Formatie van La Roche : Sterk overwicht van blauwe fylladen met grote splijtingsvlakken; eveneens grijsblauwe siltsteen en kwartsiet; pseudonodulen aan basis en top.

La Roche Formation : Mainly blue phyllites cleaving into large sheets. Also intercalations of blue-grey siltstones and quartzites. Load casts at the top and the bottom.

VIL

Villé Formation : Wechsellagerungen aus grau blauen oder blauen, tonigen, karbontischen, an der Oberfläche angefressenen und limonitischen, oft fossilführenden Sandsteinen, aus glimmerführenden Sandsteinen, aus graufarbenen Quarziten und aus graufarbenen Schiefern und Siltiten; manchmal richtige Kalksteinknollen und Kalksteine mit Krinoiden.

Formatie van Villé : Afwisseling van grijsblauwe of blauwe, kleiige, kalkhoudende zandsteen, vaak fossielhoudend en oppervlakkig aangevreten en limoniethoudend, van glimmerhoudende zandsteen, van grijze kwartsiet en grijze schist en siltsteen; soms een echte nodulaire kalksteen en crinoïdenkalksteen.

Formation de Villé : Alternations of blue or blue-grey, argillaceous, carbonate, superficially weathered (dissolved) and limonitic, often fossiliferous, micaceous sandstones, greyish quartzites and greyish siltstones and shales. In some places, true nodular or/and crinoidal limestones.

MIR

Mirwart Formation : Phyllite, Schiefer und Siltite, dunkelblau bis schwarz, mit « Quartzophyllades » und Bänken oder linsenförmigen Päckchen aus Sandstein und Quarziten aus hellem Tonalit. Wellenförmige oder gebeulte Klüfte. Oft Schräg- oder Wechselschichtung. Schalen, Bruchstücke oder Kiesel aus dunklen bis schwarzen Shales an der Basis der Sandstein- oder Quarzitbänke.

Formatie van Mirwart : Donkerblauwe tot zwarte fylladen en siltsteen met bleekkleurige kwartsofylladen en banken of lensvormige pakketten zandsteen en kwartsiet. Ondulerende

en bultige voegen. Vaak schuine en gekruiste gelaagdheid. Aan de basis van de zandsteen- of kwartsietbanken komen donkere tot zwarte kleibrokjes, klasten en keien van schiefer voor.
Mirwart Formation : Dark blue to black schists, phyllites and siltstones with levels of rocks made up of mm- to cm-thick alternating phyllite and quartzite beds (« quartzophyllades » in French). Also occurrences of lenticular masses of light coloured sandstones and quartzites. Ondulating joints. Frequent oblique- or cross-stratification. At the bottom of the quartzite or sandstone beds, occurrences of dark to black mud chips, clasts and pebbles.

STH

Saint-Hubert Formation : Grüne, stellenweise zellförmige Shales und grüne oder graugrüne Siltite. Zwischenlagerungen aus linsenförmigen Bänken aus Sandsteinen (rostbraun verwitternd) und grünen und hellgrünen Quarziten. Im oberen Teil, mächtige Lage aus Sandstein und Quarzit (in der Steingrube von Cielle abgebaut).
Formatie van Saint-Hubert: Groene schiefer, plaatselijk vol uitlogingsholten en groene of groengrijze siltsteen met intercalaties van lensvormige banken groene of bleekgroene zandsteen (met bruine roestige verweringskleur) en kwartsiet. Aan de top, een dik pakket zandsteen en kwartsiet (uitgebaat in de groeve van Cielle)
Saint-Hubert Formation : Green, locally cellular, shales and green or grey-green siltstones. Intercalations of lenticular sandstone beds (with rust-brown weathering) and green or pale-green quartzites. At the top, thick level of sandstones and quartzites (exploited in the Cielle quarry).

OIG

Oignies Formation : Rote oder bunte Schiefer mit Bänken aus grobem, grauen, grünlichem Sandstein mit limonitischen Punkten (manchmal mit Karbonatknollen die in Limonit verwittert sind). Auch grüne oder bunte Siltitlagen und Bänke aus grau blauem Quarzit, in limonitischen Sandstein verwitternd.
Formatie van Oignies : Rode en bonte schist met banken grijsgroene grofkorrelige zandsteen met limonietvlekjes (soms met tot limoniet verweerde kalkknollen). Eveneens niveaus met groene of bonte siltsteen en grijsblauwe kwartsietbanken, die verweren tot limonietzandsteen.
Oignies Formation : Reddish or motley shales and schists with coarse-grained, greenish-grey sandstones intercalations with limonitic spots (sometimes, with carbonate nodules weathered into limonite). Also, levels of green or motley siltstones and blue-grey quartzites weathered into limonitic sandstones.

FEP

Fépin Formation : Bordeauxfarbene Shales und Siltite, die Lagen aus groben bis kieseligen Sandsteinen sowie Konglomerate einschliessen.
Formatie van Fépin: Wijnkleurige schiefer en siltsteen met niveaus grof-korrelige tot grindachtige zandsteen en conglomeraten.
Fépin Formation : Maroon shales et siltstones with coarse-grained to gravely sandstone and conglomerate lenticular beds.

BIH

Bihain Formation : Schwarze « Quartzophyllades » und grünliche Sandsteine.
Formatie van Bihain : Zwarte kwartsofylladen en groene zandsteen.
Bihain Formation : Alternating mm- to cm-thick quartzite and black phyllites (« quartzophyllades » in French) with greenish sandstone intercalations.

OTT

Ottré Formation : Phyllitische Schiefer und bordeaux- bis violettfarbene, seltener grünliche « Quartzophyllades ».
Formatie van Ottré : Wijnrode tot paarse, een zeldzame keer groenachtige fyllade-achtige schiefer en kwartsofyllade.
Ottré Formation : Slaty schists and alternating mm- to cm-thick quartzite and maroon to purple-blue, less frequently greenish, phyllites (« quartzophyllades » in French).

JAL

Jalhay Formation : Oliv-grüne, grün blaue oder dunkelgraue bis schwarze Schiefer, Phyllite und « Quartzophyllades ».
Formatie van Jalhay : Olijfgroene, blauwgroene of donker grijze tot zwarte schiefer, fylladen en kwartsofylladen.
Jalhay Formation : Schists, phyllites and alternating mm- to cm-thick olive-green, blue-green or dark-grey to black-green phyllites (« quartzophyllades » in French).

GLE

La Gleize Formation : Graphitische, schwarze Schiefer.
Formatie van La Gleize : Zwarte grafietschiefer.
La Gleize Formation : Graphitic black schists.

TABLE DE MATIÈRES

1. Introduction 3
   1.1. Établissement de la carte 3
   1.2. Cadre géographique et géologique 3
   1.3. Quelques jalons chronologiques 5
2. Description des formations 7
   Formation de La Gleize (GLE) 10
   Formation de Jalhay (JAL) 10
   Formation d'Ottré (OTT) 12
   Formation de Bihain (BIH) 13
   Formation de Fépin (FEP) 14
   Formation d'Oignies (OIG) 16
   Formation de Saint-Hubert (STH) 16
   Formation de Mirwart (MIR) 19
   Formation de Villé (VIL) 21
   Formation de La Roche (LAR) 23
   Regroupement des formations de Jupille (JUP) et de Pèrnelle (PER) (JP) 26
   Regroupement des formations de Pesche et de Vireux (PV) 29
   Formation de Pesche (PES) 29
   Formation de Vireux (VIR) 30
   Formation de Chooz (CHO) 32
   Formation d'Hampteau (HAM) 34
   Regroupement des formations de Saint-Joseph, de l'Eau Noire et de Jemelle (SJ) 35
   Formation de Saint-Joseph (STJ) 35
   Formation de l'Eau Noire (ENR) 35
   Formation de Jemelle (JEM) 36
   Regroupement des formations de la Lomme et d'Hanonet (LOHA) 37
   Formation de la Lomme (LOM) 37
   Formation de Hanonet (HNT) 39
   Regroupement des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haurs (TT) 40
   Formation de Trois-Fontaines (TRF) 40
   Formation des Terres d'Haurs (THR) 41
   Formation du Mont d'Haurs (MHR) 42
   Formation de Fromelennes (FRO) 44
   Regroupement des formations de Nismes et de Presles (NP) 45
   Formation du Moulin Liénaux (MLX) 46
   Formation des Grands Breux (GBR) 47
   Formation de Neuville (NEU) 47
   Formation de Barvaux (BAR) 49
   Formations superficielles 50
3. Tectonique 51
   3.1. Les plis 52
   3.2. Les failles 54

3.2.1. Les failles transversales : Failles de Jupille, Vecpré, Ramont, Baconfoy, Borzée et Belvâ 55
3.2.2. Les failles longitudinales 56
Les failles longitudinales normales de La Roche et de Lamsoul 56
Les failles longitudinales situées à l'ouest de la Faille transversale de Jupille : failles de Mâgôster, de Beffe, de Bardonwé et de Ronzon. 57
Les failles longitudinales situées à l'est de la Faille transversale de Jupille : failles de Dochamps, d'Oster, de la Bounire et de la Racaille..... 58
Les failles longitudinales de décrochement de la région de Hotton : la Faille de Marenne et les failles mineures de la carrière d'Hampteau 59
Les failles anté-lochkoviennes du Massif de Stavelot : failles de Fa des Cloches et de Hotbras..... 61
3.3. Le contact du Dévonien et du Massif de Stavelot..... 63
3.4. La schistosité..... 64
3.5. Histoire tectonique 66
4. Métamorphisme..... 67
5. Hydrologie..... 68
6. Matériaux utiles..... 68
6.1. Grès et quartzites (accessoirement, phyllades et quartzophyllades) 68
6.2. Calcaires 69
6.3. Minerais..... 70
6.3.1. Mine de plomb de Lignières (ancienne commune de Roy) 70
6.3.2. Indice de plomb à Amonines 70
6.3.3. Indices ou gisements de manganèse 71
7. Hydrogéologie..... 71
8. Sites d'intérêt paysager, scientifique et historique..... 73
Remerciements 74
BIBLIOGRAPHIE..... 75
ANNEXE 80
Liste des captages 80
FARBEN-UND ZEICHENERKLÄRUNG - *LEGENDE* - LEGEND..... 82