

Carte géologique de la Wallonie

HUY – NANDRIN

48/3-4



HUY - NANDRIN

48/3-4

Bernard MOTTEQUIN

Jean-Marc MARION

Université de Liège - Dépt. de Géologie
Paléontologie animale et humaine
Quartier Agora, B18
Sart-Tilman, B-4000 Liège 1
e-mail : jmmarion@ulg.ac.be
bmottequin@naturalsciences.be

Photographie de couverture : la base du Dévonien inférieur (passage de la Formation de Fooz à la Formation du Bois d'Ausse), le long de la nouvelle route de contournement de Huy (mars 2009)

NOTICE EXPLICATIVE

Dépôt 2011
Dernières corrections 12/2016

Résumé

Le territoire couvert par la feuille Huy-Nandrin est intégralement situé dans la province de Liège. Quatre entités géomorphologiques y sont distinguées, du N au S : la retombée du plateau hesbignon, le sillon mosan, le Condroz ardennais et le Condroz. D'un point de vue géologique, la région cartographiée permet de réaliser un transect NW-SE, depuis le flanc méridional du Parautochtone brabançon jusqu'au cœur du Synclinerium de Dinant, recoupant ainsi la Bande de Sambre-et-Meuse. Les caractéristiques de ces unités structurales sont détaillées dans la présente notice.

Le sous-sol est essentiellement constitué de terrains sédimentaires s'étageant depuis l'Ordovicien moyen jusqu'au Carbonifère supérieur; quelques témoins d'activité volcanique locale se rencontrent dans les formations du Paléozoïque inférieur (notamment des tuffites). Les dépôts de couverture comprennent les terrains sablo-argileux (Paléogène) piégés dans les cavités karstiques et les placages limono-graveleux quaternaires.

Au point de vue hydrogéologique, les sous-bassins hydrographiques de l'Ourthe, du Hoyoux et de la Mehaigne alimentent le bassin de la Meuse. Les interactions entre les cadres structuraux et lithologiques sont responsables de différents comportements hydrogéologiques. Les calcaires dévoniens et dinantiens sont le siège d'une importante activité karstique.

Les ressources minérales (calcaire, grès, fer, etc.) furent jadis intensément exploitées comme en témoignent les nombreuses carrières qui parsèment la région. A l'heure actuelle, seuls les grès famenniens font encore l'objet d'une activité extractive artisanale (vallée du Hoyoux).

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

Le levé de la carte Huy-Nandrin (feuilles 48/3-4) a été effectué entre 2008 et 2010 par J.-M. Marion et B. Mottequin, géologues attachés au département de Géologie de l'Université de Liège, dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Ministère de la Région wallonne (Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement), en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990.

Collaborent à ce programme l'Université de Liège, l'Université Catholique de Louvain, l'Université Libre de Bruxelles, l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) et l'Université de Mons.

La nouvelle Carte géologique de Wallonie a été levée et élaborée sur base lithostratigraphique, en respectant les règles du Code stratigraphique international (Hedberg, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre aux besoins du plus grand nombre d'utilisateurs.

La carte géologique de Wallonie comprend 142 feuilles à 1/25 000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (I.G.N.). Chaque carte publiée couvre normalement une feuille; toutefois, pour des raisons de cohérence, il arrive qu'une ou deux feuilles partielles contigües soient publiées avec la feuille principale.

Les levés ont été réalisés à l'échelle du 1/10 000 ; le présent document à l'échelle du 1/25.000 en constitue une réduction et une synthèse. La carte géologique est basée sur le levé d'unités lithostratigraphiques, c'est-à-dire d'unités de nature lithologique homogène et de position stratigraphique définie (formations et membres), ainsi que sur l'interprétation des relations spatiales entre celles-ci.

Les tracés géologiques ont été établis à partir:

- d'un important travail d'observation sur le terrain: 876 points d'affleurements ont été répertoriés (561 sur Huy et 315 sur Nandrin);
- des données figurant dans les « minutes de la Carte géologique de Belgique », archivées au Service géologique de Belgique et contrôlées autant que possible par de nouvelles observations sur le terrain;
- de diverses informations conservées au sein des universités et institutions de recherche ou publiées dans des ouvrages et des articles scientifiques dont les références sont reprises à la fin de ce livret;
- de l'interprétation des photographies aériennes, réalisées par l'Institut Géographique National et le Ministère des Travaux Publics, et satellitaires (Google Earth, PICVerts, etc.).

Le dossier relatif à cette nouvelle carte comprend notamment les documents suivants:

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000 (Huy 48/3 et Nandrin 48/4);
- deux cartes à l'échelle du 1/10 000 localisant les points et sondages décrits;
- les fiches descriptives des points et sondages décrits, réactualisant les données figurant dans le dossier «Minutes de la Carte géologique de Belgique».

Ces documents peuvent être consultés:

- à la Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (SENSICOM et Cellule Sous-sol/Géologie);
- à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), rue Jenner 13, B-1000 Bruxelles.

La Carte géologique de Wallonie, avec l'intégralité des notices, peut être consultée de manière interactive sur le site Internet du Programme, à l'adresse suivante:

<http://environnement.wallonie.be/cartosig/cartegeologique/>

ou via le Portail cartographie de la Région wallonne:

<http://geoportail.wallonie.be/walonmap>

Avertissement: certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et pas exhaustif. C'est en particulier le cas pour les captages, les carrières, les puits de mines, les phénomènes karstiques, etc. Il s'agit en général d'ouvrages ou de phénomènes remarquables ou utiles à reconnaître. Des renseignements plus complets sur ces différentes couches d'informations peuvent être obtenus auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet.

Les auteurs remercient E. Goemaere, E. Poty et J. Thorez qui leur ont aimablement fait bénéficier de leurs connaissances de la région cartographiée ainsi que Ph. Steemans pour ses déterminations de spores.

1.2. Précédentes éditions

Ce document constitue la seconde édition la carte géologique Huy-Nandrin. Publiée en 1898 à l'échelle du 1/40 000 par la Commission géologique de Belgique, la première édition fut réalisée par G. Dewalque, H. Forir et M. Lohest avec le concours de C. Malaise pour les terrains du Paléozoïque inférieur et de Ch. de la Vallée Poussin et d'A. Renard pour les roches volcaniques. Il faut également y ajouter les cartes géologiques détaillées couvrant partiellement le territoire étudié. Citons parmi les plus importantes:

- Asselberghs (1933, pl. 1): carte géologique du Dévonien inférieur entre la vallée du Hoyoux et Saint-Séverin;
- Asselberghs (1946, pl. 10): carte géologique de l'Eodévonien du bord septentrional du Synclinerium de Dinant;
- Michot (1932a, fig. hors-texte): carte géologique du Paléozoïque inférieur entre Huy et Ombret;

- Michot (1969, fig. 2): carte géologique du Paléozoïque inférieur et du Lochkovien entre les vallées du Ri de Mer et du Ruisseau du Fond d'Oxhe.

1.3. Cadre géologique et géographique

L'histoire géologique de la région cartographiée (fig. 1) comprend une succession de phases de sédimentation, de plissement et d'érosion dont les principales sont les suivantes:

- dépôt de sédiments détritiques terrigènes au cours de l'Ordovicien et du Silurien.
- plissement des terrains ordovico-siluriens lors de l'orogénèse calédonienne et érosion de ceux-ci entre le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur (bord nord du Synclinorium de Dinant), voire le Dévonien moyen (Givetien) pour le flanc méridional du Parautochtone brabançon (Belanger *et al.*, 2012). Ces dépôts ordovico-siluriens plissés et érodés constituent le socle calédonien;
- dépôt, en discordance sur ce socle calédonien, de sédiments carbonatés et terrigènes dévono-carbonifères;
- orogénèse varisque (ou hercynienne), érosion et pénéplation;
- dépôt de sédiments méso- et cénozoïques, généralement meubles, discordants sur cette pénéplaine;
- depuis la fin du Tertiaire, le soulèvement de la pénéplaine épi-varisque a entraîné l'érosion presque complète de la couverture cénozoïque dont il ne subsiste plus que de rares témoins.

Des informations complémentaires sont disponibles dans Mottequin *et al.* (2014) et Marion *et al.* (2016).

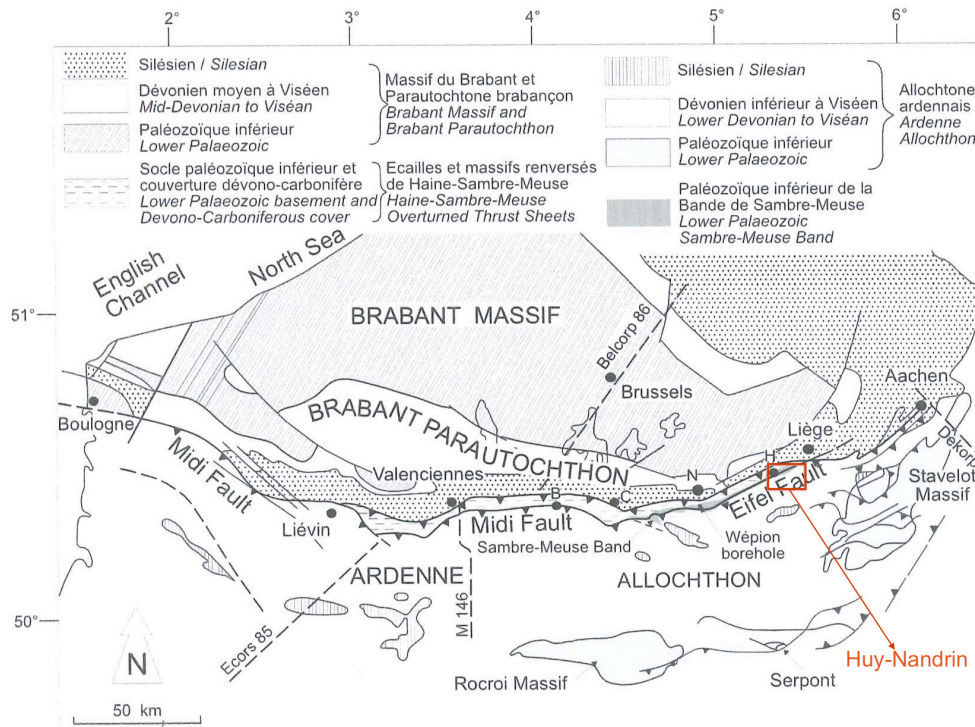


Figure 1. Situation de la carte Huy - Nandrin dans le contexte géologique général de la Belgique et des pays limitrophes ; localisation des grands profils sismiques (modifié, d'après Hance *et al.*, 1999; Belanger *et al.*, 2012). Abréviations : B: Binche; C: Charleroi; H: Huy; N: Namur.

D'un point de vue administratif, la région cartographiée est située en province de Liège et couvre, à des degrés divers, des portions de territoire appartenant aux communes suivantes : Anthisnes, Clavier, Engis, Huy, Neupré, Ouffet, Tinlot et Wanze. L'altitude varie entre environ 65 m dans la plaine alluviale de la Meuse à Amay et près de 285 m à Soheit-Tinlot.

Le plateau hérité de la pénéplaine post-varisque a été profondément entaillé par les nombreux cours d'eau qui parsèment la région (voir chapitre 5). Au sud de la Meuse, l'érosion différentielle a mis en évidence deux ensembles structuraux: le Condroz ardennais et le Condroz. Limité au nord par la dépression précondrusienne occupée par les terrains ordovico-siluriens de la Bande de Sambre-et-Meuse, le Condroz ardennais correspond aux couches péliques et arénacées du Dévonien inférieur et moyen; elles présentent une allure monoclinale à plissée. La dépression du Fond d'Oxhe résulte d'une moindre résistance à l'érosion des roches du Paléozoïque inférieur par rapport à celles du Lochkovien qui la ceinturent entièrement. Les calcaires givetiens et frasniens ainsi que les formations argileuses du Frasnien supérieur et du Famennien inférieur forment la transition (dépression médio-dévonienne *sensu* Poty [1976]) entre le Condroz ardennais et le Condroz proprement dit. Le relief caractéristique de ce dernier est constitué d'une succession de crêtes (tiges) et de dépressions allongées (chavées ou xhavées) qui correspondent respectivement à des anticlinaux de grès famenniens et de synclinaux carbonifères. Le Parautochtone brabançon ne présente pas de relief caractéristique. Signalons la présence de méandres recoupés à Leumont-Antheit (Fourmarier, 1907b ; Stainier, 1926) et à Ombret-Rausa (Mouchamps, 1928).

Outre la ligne de chemin de fer Liège-Namur, la carte compte deux voies de communication importantes: les routes nationales reliant respectivement Liège à Namur (N90) et Liège à Marche-en-Famenne (N63). La centrale nucléaire de Tihange est à l'origine de nombreuses lignes à haute tension qui traversent la carte de part en part. Hormis les zones densément peuplées de Huy et d'Amay où sont installées quelques industries, la région étudiée revêt un caractère essentiellement rural. Les massifs boisés sont établis sur le Condroz ardennais ainsi que sur les versants escarpés de la vallée du Hoyoux et de ses affluents. Les plateaux et les fonds de vallées sont dévolus aux cultures ainsi qu'aux pâtures.

2. Description des formations

2.1. Introduction

La plupart des formations utilisées dans le cadre du lever de la carte ont été décrites ou précisées dans les travaux de synthèse suivants:

Paléozoïque inférieur: Verniers *et al.* (2001);

Dévonien inférieur: Godefroid *et al.* (1994);

Dévonien moyen: Bultynck *et al.* (1991);

Dévonien supérieur: Boulvain *et al.* (1999), Bultynck et Dejonghe (2001), Thorez *et al.* (2006);

Carbonifère: Poty *et al.* (2001, 2006), Delmer *et al.* (2001).

Le degré de précision de ces descriptions est tributaire de la qualité des affleurements sur l'aire couverte par la carte et sa proximité immédiate. C'est ainsi que certaines d'entre elles sont parfois plus détaillées que d'autres. Les références mentionnées ici ne concernent

que les observations réalisées sur le territoire de la carte ; la bibliographie présentée à la fin de la notice sera utilement complétée par celle dressée par Vandenven (1993) pour la planchette n°146 (Huy-Nandrin).

La terminologie utilisée pour les roches sédimentaires (shale, schiste, etc.) est celle exposée dans le guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie (Dejonghe, 2001).

2.2. Description

2.2.1. Les dépôts du Paléozoïque inférieur

Regroupement des formations ordovico-siluriennes (OS)

Maintes formations ont été reconnues dans les dépôts calédoniens qui affleurent dans la partie méridionale du Parautochtone brabançon (également dénommée «Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse») et aussi, dans l'Allochtone ardennais (fig. 1), notamment à Ombret et au Fond d'Oxhe (fig. 2). Mais, pour la plupart, elles ne sont généralement connues que par des affleurements ponctuels qui ne permettent pas d'apprécier l'extension latérale, sans oublier les nombreuses failles qui affectent ces unités lithostratigraphiques. Pour ces raisons, nous avons choisi de les cartographier indifféremment sous une même couleur.

Formation du Bois d'Hermalle

Origine du nom: d'après le Bois d'Hermalle sur le territoire de la commune d'Engis (De Geest, 1998).

La Formation du Bois d'Hermalle comprend des shales et des siltites à clivage schisteux de teinte grise à gris foncé; ces lithologies présentent des laminations irrégulières d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique.

Epaisseur: inconnue avec précision, entre 40 et 90 m, voire davantage (De Geest, 1998).

Âge: la formation est supposée d'âge ordovicien moyen (Dapingien à Darriwilien) selon De Geest (1998) et Vanmeirhaeghe (2006) (fig. 2).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: aucun, hormis le long de la route de Yernée, à l'ouest de la terminaison orientale de la boutonnière du Fond d'Oxhe.

Syst.	Séries	Etages	Bande de Sambre-et-Meuse			S. l.		
			Centrale	Oxhe	Ombret			
Silurien	Pri.							
	Lud.	Ludfordien						
		Gorstien	Thimensart					
	Wenl.	Homerien	Jonquoï					
		Sheinwoodien	Naninne					
	Llandovérien	Telychien	Dave					
		Aéronien	?	?				
		Rhuddanien	Bonne Espérance					
		Hirnantien	Tihange					
	Ordovicien	Ordovicien supérieur	Fosses	Faux-l-Tombes				Ashgillien
			Bois de Presles					
Katien			Rue de Courrière					
			Sart-Bernard	?	?			
			La Bruyère	?	Tier d'Olne			
Ordovicien moyen		Sandbien	Vitrival-Bruyère	Giroux			Caradocien	
				Húy	Húy			
				B. Herm.				
		Dapingien						Llanvirnien
					Aré.			

Figure 2. Position chronostratigraphique des différentes formations ordovico-siluriennes reconnues sur la feuille Huy-Nandrin (d'après Vanmeirhaeghe et Verniers [2002], Vanmeirhaeghe [2006], Servais *et al.* [2008] et Verniers *et al.* [2008]). Abréviations: Aré., Arénigien; BdP, Membre du Bois de Presles; B. Herm., Formation du Bois d'Hermalle; Lud., Ludlowien; Pri., Pridolien; S. l., Séries locales; Syst., Systèmes; Wenl., Wenlockien.

Pour en savoir plus:

De Geest (1998)

Vanmeirhaeghe et Verniers (2002)

Vanmeirhaeghe (2006)

Formation de Huy

Origine du nom: d'après la ville de Huy (Malaise, 1888a, b).

La Formation de Huy consiste en shales légèrement micacés de teinte gris foncé à noire avec des lamines silteuses et de rares bancs d'épaisseur pluricentimétrique de grès fin.

Les graptolites prédominent au sein de la macrofaune (e.a. Cluysenaar et Lecrenier, 1887; Bulman, 1950; Servais et Maletz, 1992).

Epaisseur: de l'ordre de 150 m (Michot, 1954).

Âge: Ordovicien moyen (Darriwilien) (fig. 2). Dans la tranchée de la gare de Huy, la présence de didymograptides pendants (e.a. *Aulograptus cucullus*) indique, selon la nomenclature stratigraphique britannique, le Llanvirnien (Aberreidien) (Servais et Maletz, 1992).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: le stratotype historique de la Formation de Huy se situait dans la tranchée du chemin de fer de Huy-Statte (Malaise, 1909, 1910), mais il a disparu lors de la construction du nouveau tunnel ferroviaire. Seuls quelques pointements sont encore visibles de part et d'autre du tunnel (fig. 3).

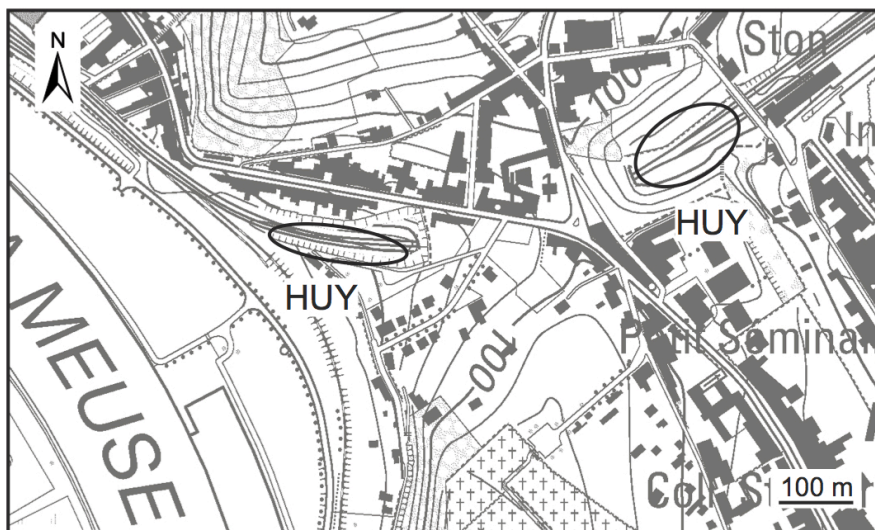


Figure 3. Affleurements représentatifs de la Formation de Huy à hauteur de la station de Huy-Nord.

Pour en savoir plus:

- Malaise (1894, 1900)
- Michot (1934a, 1934c, 1954)
- Martin (1969a)
- Dean (1991)
- Servais et Maletz (1992)
- Vanmeirhaeghe (2006)
- Owens et Servais (2007)
- Servais *et al.* (2008)

Formation du Tier d’Olne

Origine du nom: le Tier d’Olne, également connu sous le nom de colline 118, sur le territoire de la commune d’Engis, en rive droite de la Meuse (Vanmeirhaeghe, 2002).

Correspondant à l’unité inférieure de Formation d’Ombret *sensu* Martin *et al.* (1970), la Formation du Tier d’Olne est essentiellement constituée de schistes gris à gris foncé. De minces bancs pluricentimétriques de siltite grossière micacée, parfois à laminations obliques, et de grès fin s’y rencontrent. Cette unité n’est connue qu’à Ombret.

Épaisseur: au minimum 50 m selon Martin *et al.* (1970), plus de 200 m d’après Vanmeirhaeghe (2002) et Vanmeirhaeghe et Verniers (2002).

Âge: Ordovicien moyen à supérieur (fig. 2). D’après les acritarches, Martin *et al.* (1970) indiquent un âge ordovicien supérieur, vraisemblablement Caradocien (Sandbien-Katien moyen). Vanmeirhaeghe et Verniers (2002) proposent un âge compris entre le Darriwillien moyen et le Katien basal

Utilisation: pas d'usage connu.

Affleurements représentatifs: à Ombret, la tranchée du chemin prolongeant la rue Fouyet en direction de la Meuse (fig. 4).

Pour en savoir plus:

Martin (1969b)

Martin *et al.* (1970)

Vanmeirhaeghe (2002, 2006)

Vanmeirhaeghe et Verniers (2002)

Servais *et al.* (2008)

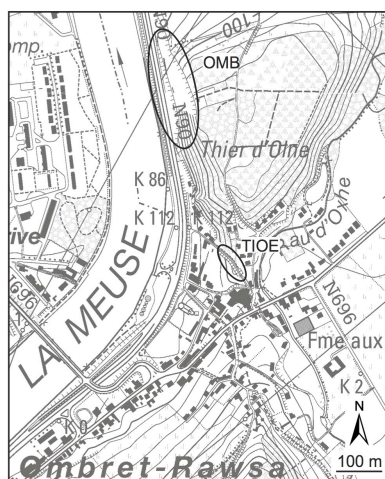


Figure 4. Localisation des coupes dans les formations du Tier d'Olné (TIOE) et d'Ombret (OMB).

Formation d'Ombret

Origine du nom: Ombret-Rawsa, localité de la commune d'Amay (Martin *et al.*, 1970)

La Formation d'Ombret, uniquement développée dans la localité éponyme, se caractérise par la présence de turbidites qui apparaissent dans sa partie inférieure et qui prédominent par la suite. Ces dernières lui confèrent un caractère répétitif avec des alternances de grès fin micacé, gris clair, à laminations obliques, de siltite gris moyen à laminations parallèles et de shales gris foncé à clivage schisteux. Dans sa partie supérieure, les bancs de grès peuvent atteindre près de 40 cm d'épaisseur. Des horizons volcano-sédimentaires d'épaisseur infracentimétrique à décimétrique ont été observés dans la première douzaine de mètres de la formation.

Epaisseur: de l'ordre de 330 m, voire plus (Vanmeirhaeghe et Verniers, 2002).

Âge: Ordovicien supérieur (fig. 2). Martin *et al.* (1970) avancent un âge ordovicien supérieur (Caradocien; Sandbien tardif à Katien basal) d'après les acritarches; quant aux chitinozoaires, ils indiquent un âge proche (Caradocien moyen (Burrellien); Sandbien tardif à Katien basal).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: le long du flanc occidental du Tier d'Olné, en bordure de la route N90 (fig. 4).

Pour en savoir plus:

Martin (1969a, b)
Martin *et al.* (1970)
Hance *et al.* (1991)
Vanmeirhaeghe (2002, 2006)
Vanmeirhaeghe et Verniers (2002)
Servais *et al.* (2008)

Formation d'Oxhe

Origine du nom: en référence au Fond d'Oxhe, un lieu-dit aux confins des communes d'Amay, d'Engis et de Nandrin (Malaise, 1900).

La Formation d'Oxhe est surtout constituée de shales et de siltites micacés à clivage schisteux parfois bien marqué. Des bancs lenticulaires de grès fin laminaire, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont interstratifiés au sein de ces lithologies. En cassure fraîche, la couleur gris foncé est de règle parmi les lithologies rencontrées mais, à l'altération, elle vire au brun et au brun-vert. Peu diversifiée, la macrofaune, préservée sous forme de moules internes comprend notamment des brachiopodes, des trilobites, des orthocères et des ostracodes (Dewalque, 1894; Dean, 1991; Schallreuter *et al.*, 2000). Cette unité lithostratigraphique n'a été reconnue que dans la boutonnière du Fond d'Oxhe.

Epaisseur: de l'ordre de 200 m (Dean, 1991).

Âge: Ordovicien supérieur (Sandbien supérieur à Katien inférieur ; anciennement Caradocien) (fig. 2). D'après Dean (1991), les trilobites *Broeggerolithus nicholsoni* et *Brongniartella minor minor* indiquent un âge longvillien (un sous-étage de l'étage britannique régional Burrellien).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs : dans la vallée du ruisseau du Fond d'Oxhe, le long de la route reliant Ombret à Strée et dans les talus d'un chemin creux menant au Bois du Joli Chêne (fig. 5).

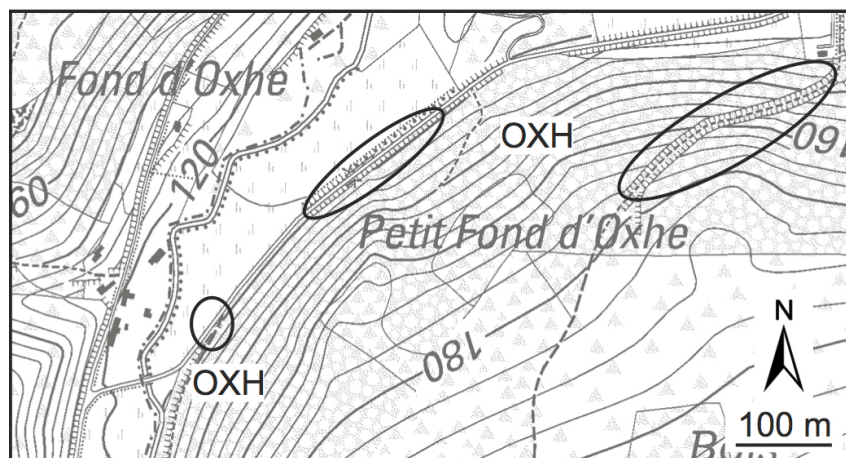


Figure 5. Localisation des coupes exposant la Formation d'Oxhe dans la vallée du ruisseau du Fond d'Oxhe.

Pour en savoir plus:

Michot (1934a, 1954)

Martin (1969a)

Dean (1991)

Vanmeirhaeghe (2006)

Owens et Servais (2007)

Servais *et al.* (2008)

Formation de Vitrival-Bruyère

Origine du nom: Vitrival-Bruyère, section de la commune de Fosses-la-Ville (Maillieux, 1926).

La Formation de Vitrival-Bruyère comprend quatre membres définis par Vanmeirhaeghe (2006), à l'exception de celui de Sart-Bernard (Maillieux, 1939). Ce sont les suivants (de bas en haut):

- le Membre de Giroux essentiellement constitué de shales et de siltites micacés au sein desquels s'intercalent des bancs (max. 30 cm d'épaisseur) de grès fin de teinte grise et pyriteux;
- le Membre de La Bruyère caractérisé par des barres gréseuses formées par des bancs épais de grès séparés par de minces interlits de shale et de siltite, le tout ponctuant une série de shales et de siltites micacées;
- le Membre de Sart-Bernard correspondant à un ensemble de siltites et de shales micacé de couleur grise à gris foncé où les bancs de grès sont rares;
- le Membre de la Rue de Courrière consistant en nombreux bancs de grès (max. 25 cm d'épaisseur) et quelques horizons microconglomératiques intercalés au sein d'une succession composée de shales et de siltites micacés de teinte gris foncé.

Epaisseur: inconnue avec précision; selon Vanmeirhaeghe (2006), elle varie entre 380 et 480 m.

Âge: Ordovicien supérieur (Sandbien à Katien) (fig. 2).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: le Membre de la Rue de Courrière est visible dans la rue de la Bonne Espérance à Tihange (figs 6, 7).

Pour en savoir plus:

Michot (1932a, 1934c)

Vanmeirhaeghe (2006)

Servais *et al.* (2008)

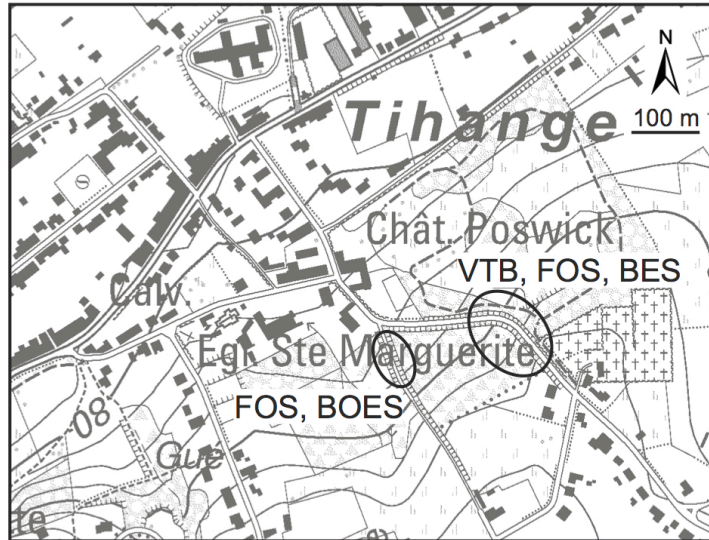


Figure 6. Affleurements représentatifs des formations de Vitrival-Bruyère (VTB), Fosses (FOS) et Bonne Espérance (BOES) à Tihange.

Formation de Fosses

Origine du nom: d'après Fosses-la-Ville en province de Namur (Malaise, 1900).

La Formation de Fosses débute par le Membre du Bois de Presles (Martin, 1969a) qui correspond à des siltites et des grès fins carbonatés ou décalcifiés, vert-brun à gris avec occasionnellement de minces bancs de calcaire, parfois riches en articles de crinoïdes. La macrofaune est généralement diversifiée (brachiopodes, trilobites, etc.). Le Membre de Faulx-les-Tombes (Martin, 1969a), qui lui fait suite, consiste en siltites gris-vert micacées présentant couramment des traces de bioturbations elliptiques à fusiformes orientées parallèlement aux joints de stratification. Le Membre de Tihange (Vanmeirhaeghe, 2006) commence par des siltites grises présentant des traces de teinte de rouille disposées le long des plans de stratification et quelquefois bioturbées; sa partie supérieure se singularise par des siltites grossières laminaires et des grès habituellement fins.

Épaisseur: supérieure à 50 m à Tihange (Vanmeirhaeghe, 2006).

Âge: Ordovicien supérieur (Katien à Hirnantien) (fig. 2).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: à Tihange, les coupes le long des rues de la Bonne Espérance et du Rouge Lion (figs 6, 7).

Pour en savoir plus:

Michot (1932a, 1934c)

Martin (1969a)

Hance *et al.* (1991)

Vanmeirhaeghe (2006)

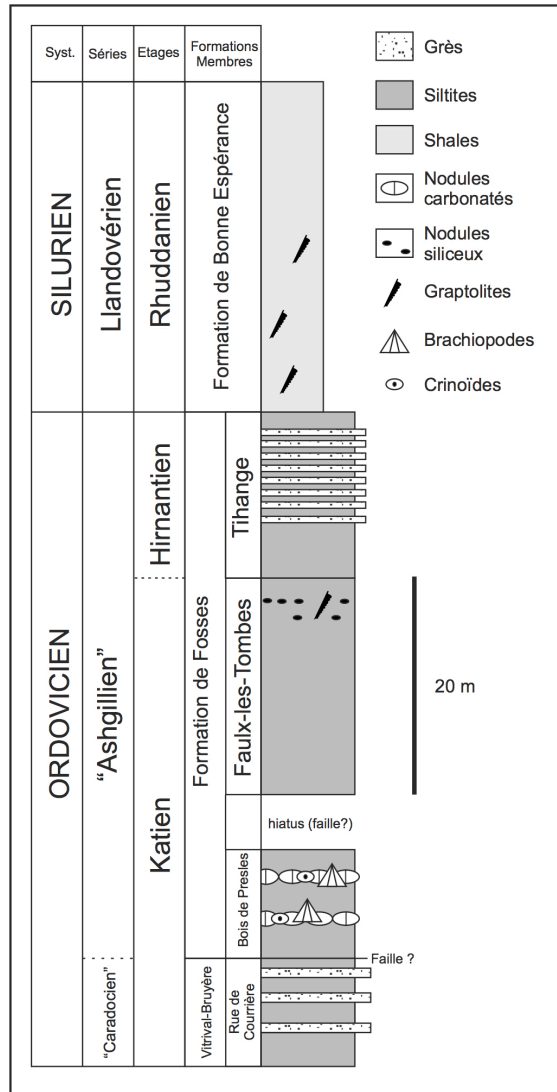


Figure 7. Log des coupes de la rue de Bonne Espérance et du Rouge Lion à Tihange (adapté de Vanmeirhaeghe [2006]). Abréviations: Syst., Systèmes.

Formation de Bonne Espérance

Origine du nom: d'après la rue de la Bonne Espérance à Tihange où se situe le stratotype (Vanmeirhaeghe, 2006).

La Formation de Bonne Espérance est constituée de shales laminaires, vert foncé à gris foncé et riches en graptolites ; le caractère laminaire s'estompe dans sa partie supérieure. Quelques niveaux argileux blanchâtres, probablement d'origine volcano-sédimentaire, sont présents dans la moitié inférieure de la formation.

Épaisseur: plus de 30 m (Vanmeirhaeghe, 2006).

Âge: Silurien (Llandoveryen) (fig. 2). La présence de graptolites indiquant les Zones à *Parakidograptus acuminatus* et *Cystograptus vesiculosus* (Michot, 1932a, 1934c) implique un âge rhuddanien (Vanmeirhaeghe, 2006).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: à Tihange, les coupes le long des rues de la Bonne Espérance et du Rouge Lion (figs 6, 7).

Pour en savoir plus:

Malaise (1907)
Michot (1932a, 1934c)
Martin (1969a)
Vanmeirhaeghe (2006)

Formation de Dave

Origine du nom: localité de Dave, commune de Namur (Michot, 1932c; emend. Michot, 1954).

La Formation de Dave comprend des siltites fines de teinte grise, gris verdâtre à vert olive alternant avec des siltites fines laminaires de couleur gris foncé à gris-vert. Dans la région de La Neuville-sous-Huy, la monotonie de la formation est interrompue par des intercalations de tuf feldspathique, de tuffite et de lave kératophyrique.

La précédente édition de la carte géologique (de la Vallée Poussin et Renard *in* Dewalque *et al.*, 1898) renseignait déjà la présence d'eurites, de rhyolithes et de porphyroïdes au sud de La Neuville-sous-Huy. Ces roches, interstratifiées au sein des formations siluriennes de Dave et de Naninne, qui ont été signalées pour la première fois par Dumont (1848), ont été surtout étudiées par Michot (1934c, 1938) et Collard (1963) et dans une moindre mesure par Denaeyer et Mortelmans (1954) et Corin (1965).

Epaisseur: de l'ordre de 280 m (Michot, 1954).

Âge: Silurien, Llandoveryen supérieur (Telychien) (fig. 2). A La Neuville-sous-Huy, la faune de graptolites est caractéristique des Zones à *Spirograptus turriculatus*, à *Monograptus crispus* et à *Monoclimacis crenulata-M. griestoniensis* (Michot, 1932a, 1934c; Maes *et al.*, 1979).

Utilisation: aucune, hormis à La Neuville-sous-Huy où les tufs feldspathiques (arkoses *sensu* Michot [1938]), puissants de 3 à 4 m, ont fait jadis l'objet d'une exploitation artisanale.

Affleurements représentatifs:

- deux ravines situées respectivement à 700 et 1200 m à l'est des étangs de La Neuville-sous-Huy (fig. 8);
- la coupe des étangs de La Neuville-sous-Huy (propriété privée) (fig. 8).

Pour en savoir plus:

Michot (1932a, 1934b, 1934c, 1938)
Martin (1967)
Maes *et al.* (1979)
Vanmeirhaeghe (2006)

Formation de Naninne

Origine du nom: Naninne, localité de la commune de Namur (Malaise, 1900; emend. Michot, 1954).

La Formation de Naninne se compose de shales finement laminaires de teinte essentiellement grise avec des nuances bleutées à verdâtres, dont certains niveaux sont carbonatés. S'y rencontrent également des intercalations de grès argileux et de minces bancs de shale rouge. A La Neuville-sous-Huy, trois niveaux kératophyriques ont été repérés par Maes *et al.* (1979)

Epaisseur: de l'ordre de 50 m (Michot, 1954), voire plus de 90 m (Maes *et al.*, 1979).

Âge: Silurien, Wenlockien inférieur (fig. 2). La Zone à *Cyrtograptus centrifugus* a été reconnue par Maes *et al.* (1979) dans la région de La Neuville-sous-Huy.

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

- deux ravines situées respectivement à 700 et 1200 m à l'est des étangs de La Neuville-sous-Huy (fig. 8);
- la coupe des étangs de La Neuville-sous-Huy (propriété privée) (fig. 8).

Pour en savoir plus:

Michot (1932a, 1934b, 1934c)

Martin (1967)

Maes *et al.* (1979)

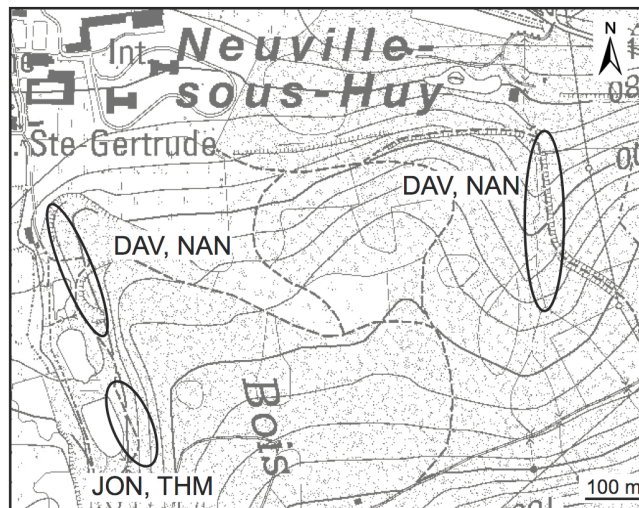


Figure 8. Localisation des coupes exposant les formations de Dave (DAV), Naninne (NAN), Jonquoi (JON) et Thimensart (THM) dans les environs de La Neuville-sous-Huy.

Formation de Jonquoi

Origine du nom: hameau de Jonquoi, à proximité de Fosses-la-Ville (Michot, 1954).

Majoritairement composée de shales vert olive, la Formation de Jonquoi contient aussi des intercalations de shale laminaire, parfois gréseux, de teinte similaire, voire gris-bleu à verte. De rares nodules carbonatés sont également présents.

Epaisseur: environ 300 m (Michot, 1954).

Âge: Silurien, Wenlockien moyen à supérieur (Sheinwoodien terminal ou Homerien basal) (fig. 2). D'après Maes *et al.* (1979), les graptolites rencontrés à La Neuville-sous-Huy indiquent les Zones à *Cyrtograptus rigidus* et à *C. lundgreni*.

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: la coupe des étangs de La Neuville-sous-Huy (propriété privée) (fig. 8).

Pour en savoir plus:

Michot (1932a, 1934c)

Martin (1969a)

Maes *et al.* (1979)

Formation de Thimensart

Origine du nom: d'après l'ancienne ferme de Thimensart à l'est de Fosses-la-Ville (Malaise, 1900; emend. Michot, 1954).

La Formation de Thimensart consiste en shales vert olive, micacés, laminaires à noduleux.

Epaisseur: de l'ordre de 100 m (Michot, 1954).

Âge: Silurien, Ludlowien inférieur (Gorstien) (fig. 2). Les Zones à *Neodiversograptus nilssoni* et *Lobograptus scanicus* ont été reconnues à La Neuville-sous-Huy par Maes *et al.* (1979).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: la coupe des étangs de La Neuville-sous-Huy (propriété privée) (fig. 8).

Pour en savoir plus:

Michot (1932a, 1934c)

Ubaghs (1940)

Maes *et al.* (1979)

2.2.2. Les dépôts dévoniens

Les correspondances entre la terminologie utilisée pour les formations éodévoniennes rencontrées sur la feuille Huy-Nandrin et les anciens termes stratigraphiques sont renseignés au tableau 1.

Formation de Fooz (FOO)

Origine du nom: ravin de Fooz à Wépion (commune de Namur) (Gosselet, 1873).

La Formation de Fooz débute par un poudingue (*Poudingue d'Ombret* [Mourlon, 1876a]) d'épaisseur éminemment variable (quelques décimètres à plusieurs mètres) et ce, sur des distances très courtes. Celui-ci est constitué de galets de quartz, de grès, de quartzite, de tourmalinite (Lohest, 1885a) et, accessoirement, de calcaire (vallée du Ruisseau de Falogne), dont le diamètre peut atteindre près de 20 cm. Des grès grenus kaolineux, voire conglomératiques lui font suite et étaient autrefois dénommés *Arkose de Dave* (Gosselet, 1873). Le reste de la formation est essentiellement composé de siltites vertes à rouges contenant fréquemment des nodules calcaires plurimillimétriques à centimétriques (calcrètes); leur dissolution confère à ces roches un aspect celluleux caractéristique. Localement (Petit Fond d'Oxhe), la coalescence de nodules carbonatés peut donner naissance à des bancs de calcaire (Asselberghs, 1946). De plus, les structures de type *slicken slides* sont communes. Des bancs de grès vert à gris-vert, devenant beige à l'altération, s'intercalent au sein des siltites. La formation se termine sous la première barre gréso-quartzitique continue de la Formation du Bois d'Ausse. Des fragments d'hétérostracés ont été signalés à Ombret (Blieck, 1982).

Epaisseur: de l'ordre de 180 m.

Âge: Lochkovien supérieur. Les sous-zones S_{1a} et G de la zone d'Oppel à miospores MN ont été reconnues respectivement à Huy-Sud et à Tihange (Stemans, 1989) (fig. 9).

Utilisation: seules quelques barres gréseuses ont été exploitées pour la production de moellons.

Carte géologique 146 (Dewalque <i>et al.</i> , 1898)	Asselberghs (1933)	Asselberghs (1946)	Formations (ce travail)
Schiste rouge et grès rouge et blanc avec poudingue à ciment rouge de Burnot (Bt)	Schistes, grès et poudingues rouges (Bt)	Poudingues, quartzites et schistes rouges de Burnot (E2-E3)	Burnot (BUR)
Grès de Wépion avec schistes souvent gris-bleu (Cb3)	Schistes et grès verts de Wépion (Cb3)	Quartzite de Wépion (E1)	Wépion (WEP)
Schistes, psammites et grauwaques souvent rouges et grès d'Acoz (Cb2)	Schistes rouges et grès roses d'Acoz (Cb2)	Schistes rouges et quartzites roses et blancs d'Acoz (S3)	Acoz (ACO)
Grès du bois d'Ausse (Cb1)	Grauwaque, schistes, grès, Grès et schistes de Solières (Cb1) Schistes et grès quartzites (Cb1)	Localement quartzites et schistes de Solières (S2) Schistes gris, bleus et rouges avec quartzites du bois d'Ausse (S1)	Bois d'Ausse (BAU)
Psammites et schistes de Fooz (Gdb) Poudingue d'Ombret et Arkose de Dave	Schistes à nodules calcaires, schistes bigarrés, grès et psammites. A la base, arkose et poudingue (Gcd)	Psammites et schistes de Fooz ; arkose et poudingue (G2)	Fooz (FOO)

Tableau 1. Evolution de l'échelle stratigraphique du Dévonien inférieur (Mottequin et Marion, ce travail)

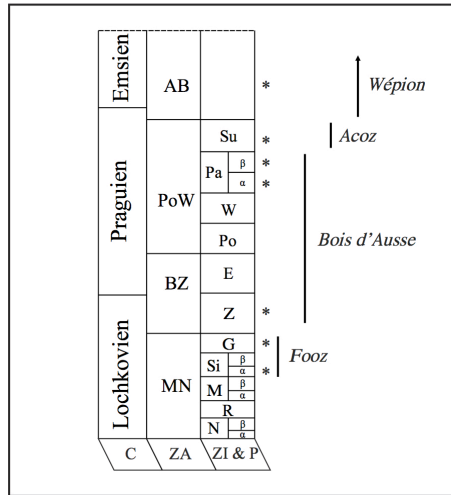


Figure 9. Chronostratigraphie et zonation à spores du Dévonien inférieur (d'après Steemans, 1989). Abréviations: C, chronostratigraphie; ZA, zones d'assemblage; ZI et P, zones d'intervalle et phylozones (en gras). Les astérisques indiquent les datations obtenues sur la feuille Huy-Nandrin par Steemans (1989).

Affleurements représentatifs:

- le *Poudingue d'Ombret* est remarquablement développé dans la localité éponyme, notamment au lieu-dit Les Communes (Pierre Falhotte) (fig. 10a) et au Fond d'Oxhe (fig. 10b). Son contact avec le socle calédonien est bien exposé le long de la rue du Fond d'Oxhe (fig. 10c);
- la tranchée de l'ancienne gare de Huy-Sud (fig. 11);
- la tranchée de la nouvelle route reliant la vallée de la Meuse au Condroz à Tihange illustre particulièrement bien le caractère séquentiel de la Formation de Fooz, mais sa base n'y est pas exposée (fig. 2 in Goemaere *et al.*, 2006).

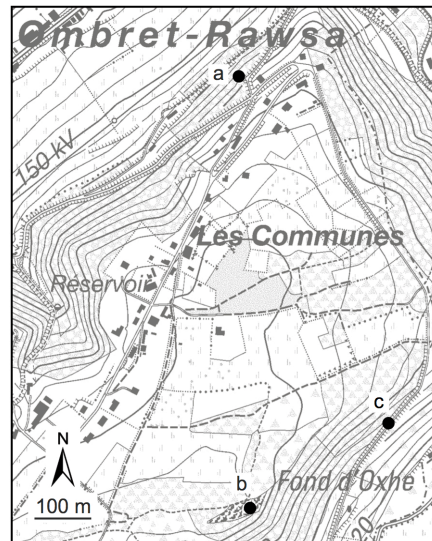


Figure 10. Affleurements représentatifs du Poudingue d'Ombret (base de la Formation de Fooz) dans la localité éponyme (a, b et c).

Pour en savoir plus:

- Asselberghs (1933, 1946)
- Michot (1969)
- Steemans (1989)
- Goemaere *et al.* (2006)

Formation du Bois d'Ausse (BAU)

Origine du nom: lieu-dit Bois d'Ausse, à l'est de Sart-Bernard en province de Namur (d'Omalius d'Halloy, 1868).

La Formation du Bois d'Ausse débute par une barre plurimétrique de grès quartzitiques de teinte bleue; elle se poursuit par des alternances de grès et de quartzites, au sein desquelles s'intercalent de minces niveaux de shales (clivage schisteux), qui sont fréquemment interrompues par des passées parfois épaisses de siltites et de grès argileux. Les grès grenus à galets mous (*mud chips*) sont caractéristiques de la formation. Les teintes sont assez variables: rouges, vertes, voire bariolées.

Epaisseur: 300 m environ.

Âge: Lochkovien supérieur à Praguien supérieur. La sous-zone Z de la zone d'Oppel à miospores BZ et les sous-zones Pa α et Pa β de la zone PoW ont été reconnues par Steemans (1989) dans la vallée du Hoyoux (Pa α , Pa β) et à Tihange (Z) (fig. 9). Le térébratulide *Crassirensselearia crassicosta* a été signalé dans la partie supérieure de la formation à Marchin (Goffart, 1907) ainsi qu'aux Fonds d'Oxhe (Lohest, 1894a) et de Yernée (Asselberghs, 1933).

Utilisation: les barres gréseuses et quartzitiques ont été exploitées de manière artisanale pour la production de moellons; des excavations jalonnent généralement la base de la formation.

Affleurements représentatifs: à Tihange, la tranchée de la nouvelle route reliant la vallée mosane au Condroz expose le contact entre les formations de Fooz et du Bois d'Ausse, ainsi qu'une part importante de cette dernière (fig. 2 *in* Goemaere *et al.*, 2006). Cette coupe peut être utilement complétée par celle du ruisseau de Petite France, à Yernée, qui montre le contact avec la Formation d'Acoz sus-jacente, et la tranchée de la gare de Huy-Sud (fig. 11).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1933, 1946)

Michot (1958)

Steeemans (1989)

Goemaere *et al.* (2006)

Regroupement des formations d'Acoz, de Wépion et de Burnot AWBU

La vallée du Hoyoux qui recoupe transversalement les formations géologiques du Dévonien inférieur offre quelques bonnes coupes et affleurements intéressants dans les formations d'Acoz, de Wépion et de Burnot; ces informations permettent donc d'en réaliser une cartographie relativement précise sur la feuille Huy. Cependant, lorsque vers l'est, on atteint le plateau condrusien sur la feuille Nandrin, les affleurements ont pratiquement disparu. C'est pourquoi, à l'E et au NE de Villers-le-Temple, les trois formations ont été regroupées, sachant aussi que plus à l'est encore, la série est affectée d'une lacune qui fait disparaître les formations de Wépion et de Burnot (Hance *et al.*, 1992). Ces trois formations font, par ailleurs, déjà l'objet d'un regroupement sur la carte Tavier-Esneux (Bellière et Marion, 2015).

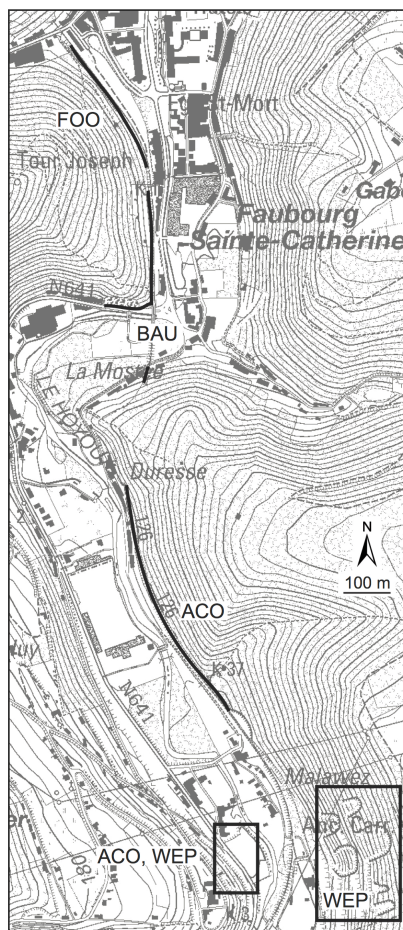


Figure 11. Localisation des coupes représentatives du Dévonien inférieur (*pars*) dans la vallée du Hoyoux.

Formation d'Acoz (ACO)

Origine du nom: localité d'Acoz dans la commune de Gerpinnes (Anonyme, 1892).

La base de la Formation d'Acoz est définie par la première occurrence de siltites et de grès de teinte bordeaux qui coiffent les quartzites de la Formation du Bois d'Ausse. Elle comprend des shales et des siltites bordeaux (à clivage schisteux); dépôts au sein desquels s'intercalent des barres métriques gréseuses à quartzitiques, habituellement de teinte claire (rouge, rosé voire verdâtre ou crème). L'aspect généralement tigré des grès ainsi que la présence de ferricretes sont caractéristiques de cette unité lithostratigraphique.

Epaisseur: 450 à 500 m.

Âge: Praguien supérieur. Les échantillons prélevés dans la vallée du Hoyoux indiquent la Sous-zone Su de la zone d'Oppel à miospores PoW mais sans certitude (Stemans, 1989; Hance *et al.*, 1992) (fig. 9).

Utilisation: les barres gréséo-quartzitiques ont localement servi à la production de moellons.

Affleurements représentatifs:

- au Tier de Duresse, la tranchée débutant dès la sortie sud du tunnel ferroviaire offre une magnifique coupe au sein de la formation (fig. 11);

- le lit du ruisseau de Petite France à Yernée;
- le contact avec la Formation de Wépion sus-jacente est visible le long de la route N641, à l'ouest des anciennes carrières de Mâlawé (fig. 11).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1933, 1946)

Garzaniti (2007)

Formation de Wépion (WEP)

Origine du nom: d'après les carrières situées à Wépion dans la commune de Namur (Gosselet, 1888).

La Formation de Wépion débute au premier gros banc de quartzite vert à base conglomératique (dragées de quartz et de tourmalinite). Elle se caractérise par une alternance de barres plurimétriques gréseuses/quartzitiques et d'autres pélitiques (shales et siltites à clivage schisteux). Les grès sont assez grossiers, verts, en bancs décimétriques à pluridécimétriques et fréquemment lenticulaires. Les shales et les siltites sont verts, gris ou rouges. Plusieurs de ces niveaux fins recèlent des débris de végétaux (e.a. Gerrienne, 1994, 1997). Les grès verdâtres du sommet de la formation s'enrichissent en graviers et en galets de faible dimension qui annoncent les premiers bancs de véritables poudingues rangés au sein de la Formation de Burnot sus-jacente.

Epaisseur: 400 à 450 m.

Âge: Emsien. La Zone d'Oppel à miospores AB a été reconnue dans la vallée du Hoyoux (Stemans, 1989) (fig. 9).

Utilisation: les grès de la Formation de Wépion ont été activement exploités dans la vallée du Hoyoux pour la production de moellons et de pavés.

Affleurements représentatifs:

- les anciennes carrières ouvertes au lieu-dit Mâlawé et la tranchée de la voie ferrée reliant Huy à Marchin, située immédiatement au nord de ces dernières, offrent une bonne coupe des deux tiers inférieurs de la formation (fig. 11);
- l'extrémité occidentale du Bois Bailli, au sud de Mâlawé, expose le sommet de la Formation de Wépion, mais le contact avec la Formation de Burnot sus-jacente n'y est pas visible.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1933, 1946)

Garzaniti (2007)

Gerrienne (1994, 1997)

Stemans (1989)

Formation de Burnot (BUR)

Origine du nom: le Burnot, un affluent de la Meuse par la rive gauche (d'Omalius d'Halloy, 1839).

La base de la Formation de Burnot coïncide avec celle de la première barre constituée de poudingue gris rougeâtre qui coiffe les grès verdâtres et graveleux du sommet de la Formation de Wépion. Les barres de poudingue à galets de grès, quartzite et tourmalinite (Lohest, 1885b) sont séparées par des passées de grès, siltite et shales (clivage schisteux) dont le rouge constitue la teinte prédominante.

Epaisseur: entre 200 et 250 m.

Âge: Emsien probable.

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: dans la vallée du Hoyoux, plusieurs affleurements situés entre les lieux-dits Grands Poirier et Régissa offrent autant d'opportunités d'observer la Formation de Burnot (fig. 12).

Pour en savoir plus:
Asselberghs (1933, 1946)

Formation de Pépinster (PER)

Origine du nom: localité de Pépinster, située à la confluence de la Vesdre et de la Hogne (Dejonghe *et al.* in Bultynck *et al.*, 1991).

La Formation de Pépinster débute au premier banc de poudingue à ciment verdâtre composé de galets de quartz, de quartzite gris clair, gris foncé à vert. Dans la vallée du Hoyoux, il a été reconnu par de nombreux auteurs comme équivalent au poudingue de Tailfer (e.a. Stainier, 1891) Les poudingues, au sein desquelles s'intercalent de minces bancs de grès et de siltite, peuvent former des barres plurimétriques à pluridécamétriques. Parmi les teintes, le vert prédomine nettement sur le rouge.

Le Membre de Marchin (MRC): au méridien de Marchin, juste sous les premiers calcaires de la Formation de Névremont (fig. 13), le sommet de la formation comporte une barre de près de 20 m d'épaisseur constituée de bancs pluridécimétriques à métriques, réguliers à lenticulaires, de conglomérat (poudingue) à ciment quartzitique, gris clair à blanc qui est essentiellement constitué de galets de quartz. Ce niveau particulier correspondant au *poudingue de Marchin* (Forir, 1897) est élevé ici au rang de membre.

Epaisseur: de l'ordre de 180 m.

Âge: Eifelien voire extrême base du Givetien. De minces bancs de siltite intercalés au sein du poudingue de Marchin (quelques mètres sous le sommet de la Formation de Pépinster) ont livré des spores indiquant un âge compris entre l'Eifelien moyen-supérieur et l'extrême base du Givetien (Ph. Steemans, com. pers. 2010).

Utilisation: la partie supérieure de la formation, également connue sous le nom de *poudingue de Marchin* dans la région éponyme, a été intensivement exploitée pour la fabrication de creusets destinés aux hauts-fourneaux ainsi que pour la production de meules.

Accessoirement, les bancs de poudingue ont été exploités comme pierre de taille comme en témoignent certaines habitations anciennes à Marchin.

Affleurements représentatifs: les versants de la vallée du Hoyoux, entre Régissa et la résidence de Sénones (Marchin), offre une coupe relativement continue de la Formation de Pépinster et permet d'observer ses contacts avec les formations encaissantes.

Pour en savoir plus:

- Asselberghs (1946, 1951)
- Forir (1897)
- Michot (1980)
- Stainier (1891)
- Wegria (1965)

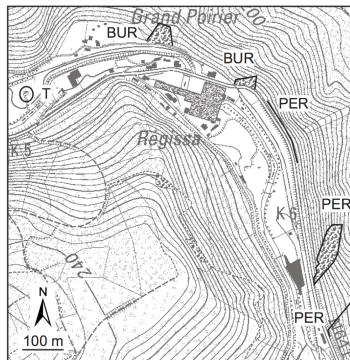


Figure 12. Localisation des affleurements représentatifs de la Formation de Burnot (BUR), de Pépinster (PER) et de tuf calcaire, aussi appelé travertin (T), dans la vallée du Hoyoux.

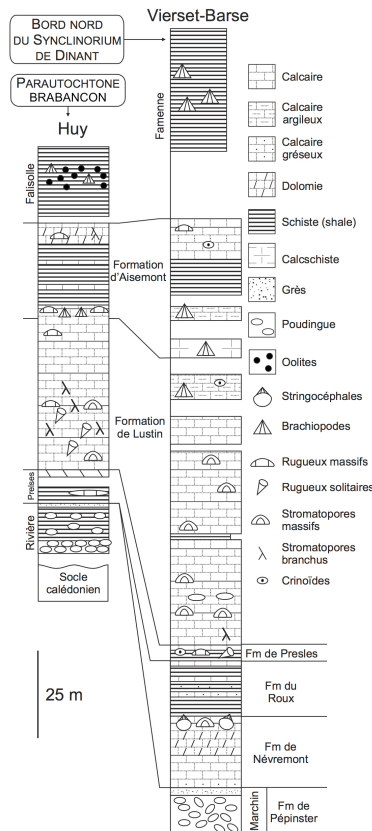


Figure 13. Colonnes lithologiques partielles du Dévonien entre Huy (Parautochtone brabançon) et Vierset-Barse (bord nord du Synclinorium de Dinant) (modifié d'après Coen-Aubert et Lacroix, 1979).

Formation de Rivière (RIV)

Origine du nom: localité de Rivière, commune de Profondeville (Bultynck *in* Bultynck *et al.*, 1991).

Dans la partie méridionale du Parautochtone brabançon (Huy) où elle est a été reconnue, la Formation de Rivière est constituée de poudingue pugilaire de teinte rougeâtre, de grès ferrugineux, grossier et parfois graveleux et de siltites rouges.

Épaisseur: sa puissance est inconnue avec précision car son contact avec le socle sous-jacent n'a pas été observé, mais une épaisseur minimale de 15 m peut être avancée en regard des observations (Lacroix, 1974; Coen-Aubert et Lacroix, 1979). Cfr fig. 13.

Âge: imprécis, Mésodévonien (Eifelien-Givetien).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: à Huy, dans le talus nord de la rue Cherave, à environ 180 m à l'ouest de l'intersection de cette dernière avec le Chemin de la Cave (fig. 14).

Pour en savoir plus:

Lacroix (1974)

Coen-Aubert et Lacroix (1979)

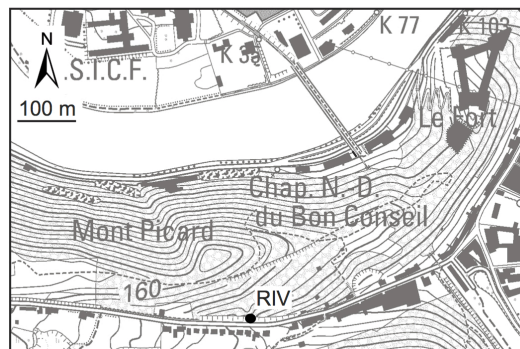


Figure 14. Affleurement représentatif de la Formation de Rivière (RIV) à Huy.

Regroupement des formations de Névremont et du Roux (NR)

Ces deux formations sont regroupées en raison de leur faible épaisseur dans la région cartographiée.

Formation de Névremont (NEV)

Origine du nom: hameau de Névremont dans la commune de Fosses-la-Ville (Lacroix, 1974).

La Formation de Névremont comprend des calcaires fins à grenus, clairs à foncés, parfois laminaires et disposés en bancs pluridécimétriques. Quelques minces intercalations de schistes interrompent la succession carbonatée. Un niveau biostromal riche en brachiopodes, rugueux, tabulés et stromatopores est caractéristique du sommet de la formation.

Epaisseur: de l'ordre d'une vingtaine de mètres (fig. 13).

Âge: La présence de brachiopodes stringocéphalidés au sein de la Formation de Névremont indique un âge givetien.

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: à Barse, la formation affleure de manière discontinue dans la tranchée du RAVeL ainsi qu'en bordure de la route N641 (fig. 15).

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1973)

Formation du Roux (ROU)

Origine du nom: localité du Roux, commune de Fosses-la-Ville (de Dorlodot, 1893).

La Formation du Roux correspond à un ensemble de roches argilo-calcaires et dolomitiques. Ces lithologies sont généralement gréseuses et de minces bancs de grès carbonatés sont également présents.

Epaisseur: une dizaine de mètres (fig. 13).

Âge: Givetien.

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: la Formation du Roux affleure de manière discontinue le long de la route N641, au nord du carrefour de Barse (fig. 15).

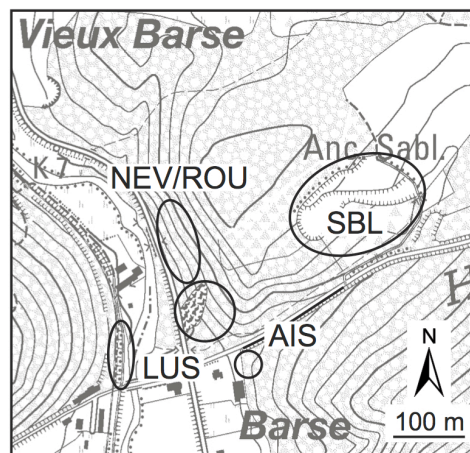


Figure 15. Localisation des affleurements représentatifs des formations de Névremont (NEV), du Roux (ROU), de Lustin (LUS) et d'Aisemont (AIS) autour de Barse. Les dépôts sablo-argileux tertiaires sont représentés par le sigle SBL.

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1973)

Regroupement des formations de Presles et de Lustin (PRLU)

En raison de la très faible épaisseur de la Formation de Presles (inférieure à 10 m), il a été décidé de la regrouper avec la Formation de Lustin. La quasi-absence d'affleurements de la première unité justifie également ce choix.

Formation de Presles (PRE)

Origine du nom: Presles, localité de la commune d'Aiseau-Presles en province de Hainaut (Coen-Aubert *et al.*, 1985).

La Formation de Presles comprend de minces bancs de dolomie à crinoïdes et de calcaire à brachiopodes et coraux ainsi que des schistes (shales) foncés parfois ferrugineux et localement carbonatés à dolomitiques.

Épaisseur: variable, de 4 à 9 m (fig. 13).

Âge: Frasnien inférieur. Présence du conodonte *Ancyrodella rotundiloba* à Vierset-Barse (Coen-Aubert, 1973).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

- coupe de la tranchée du chemin de fer à l'est du cimetière de Huy (fig. 15);
- sur la planchette voisine de Tavier-Esneux (Bellière et Marion, 2015), en bordure de la présente carte, la Formation de Presles affleure dans le talus de la rue de Berleur, au SE immédiat du carrefour entre cette dernière et la rue de La Vaux.

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1973)

Coen-Aubert et Lacroix (1979)

Formation de Lustin (LUS)

Origine du nom: Lustin, localité de l'entité de Profondeville en province de Namur (Coen-Aubert et Coen, 1975).

La Formation de Lustin est essentiellement formée d'alternances de calcaires construits à aspect massif et de calcaires stratifiés; les interlits schisteux y sont rares. La teinte prédominante est gris, clair à gris foncé. L'unité inférieure de la formation comprend des calcaires massifs à stromatopores massifs et branchus ainsi que des coraux (rugueux et tabulés) au sein desquels s'intercalent des calcaires subnoduleux et d'autres en bancs minces. Cet ensemble est interrompu par une intercalation métrique de schistes (shales) noirs et de calcaires argileux, à laquelle fait suite l'unité supérieure composée de calcaires massifs à coraux et à stromatopores et de calcaires en bancs minces. Certains bancs revêtent un caractère bréchoïde (paléosols).

Epaisseur: variable, de l'ordre de 80 m dans la vallée du Hoyoux à une quarantaine de mètres à Huy-Statte (fig. 13).

Âge: Frasnien moyen.

Utilisation: les calcaires ont été localement exploités pour la production de pierre de taille et de chaux.

Affleurements représentatifs:

- Barse, les coupes situées dans la tranchée du RAVeL et le long de la N641 (fig. 15);
- Huy, la coupe de la tranchée du chemin de fer située au nord de l'ancienne gare Saint-Hilaire, complétée par celle du cimetière, offre un bon aperçu de la formation, malgré la présence de failles (fig. 16).

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1973)

Coen-Aubert et Lacroix (1979)

Da Silva (2004)

Formation d'Aisemont (AIS)

Origine du nom: localité d'Aisemont dans la commune de Fosses-la-Ville (Graulich, 1961).

La Formation d'Aisemont comprend trois termes facilement identifiables. Le terme inférieur comprend des calcaires argileux riches en brachiopodes, occasionnellement associés à des rugueux massifs, au sein desquels s'intercalent des schistes (shales) pauvres en macrofaune. Le terme médian est essentiellement constitué de schistes (shales) verts tandis que le terme supérieur correspond à des calcaires foncés, parfois dolomitisés et caractérisés par la présence de nombreux oncolithes. Ce dernier contient également des rugueux massifs.

Epaisseur: de l'ordre de 25 m (Huy) à 35 m (Vierset-Barse). Cfr. fig. 13.

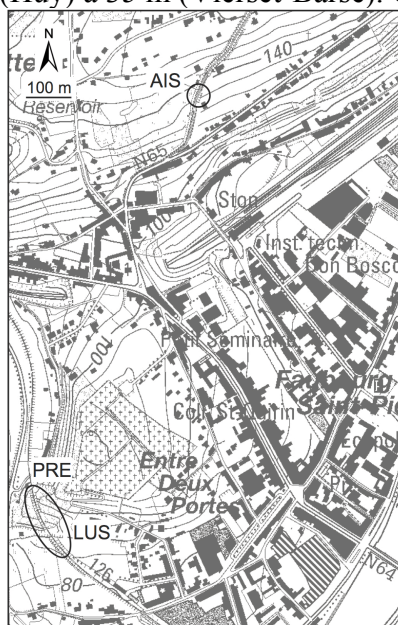


Figure 16. Localisations des affleurements représentatifs des formations frasnienne de Presles (PRE), Lustin (LUS) et d'Aisemont (AIS) à Huy, en rive gauche de la Meuse.

Âge: Frasnien supérieur. Les coupes de Vierset-Barse et de la région hutoise ont livré les conodontes *Ancyrognathus triangularis* et *Ancyrodella curvata* (Coen-Aubert, 1973; Coen-Aubert et Lacroix, 1979). Parmi les rugueux, Coen-Aubert et Lacroix (1979) ont signalé la présence de *Frechastraea carinata*, *F. limitata* et *F. pentagona micrastraea* au sein du terme inférieur de la formation; ces espèces sont typiques des associations de coraux désignées faunes 1 et 2 par Coen *et al.* (1977).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs:

- à Barse, la partie moyenne de la formation est visible dans les filets d'eau et la tranchée de la rue Haie de Barse, tandis que son sommet affleure juste au sud (fig. 15);
- bien que discontinue, la coupe de la route Thier Falise à Huy constitue l'une des meilleures opportunités d'observer les différents termes de la Formation d'Aisemont (fig. 16).

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1973)

Lacroix (1974)

Coen-Aubert et Lacroix (1979)

Formation de Falisolle (FLS)

Origine du nom: Falisolle, localité de la commune de Sambreville (Delcambre et Pingot, 2000).

Dans le Parautochtone brabançon, la Formation de Falisolle fait suite à la Formation d'Aisemont; elle est essentiellement constituée de shales gris-vert, gris-bleu, verts à violacés. Des bancs lenticulaires d'hématite oolithique, dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs décimètres, se rencontrent dans sa partie moyenne. De minces lentilles gréseuses et micacées sont également présentes et se font plus nombreuses vers le sommet de la formation.

Epaisseur: de l'ordre d'une trentaine de mètres (fig. 13).

Âge: Frasnien supérieur à Famennien inférieur. Les rhynchonellides *Ptychomaletoechia omaliusi*, *P. gonthieri* et *P. dumonti*, présents à Huy, indiquent un âge famennien inférieur (Coen-Aubert et Lacroix, 1979) tandis que les «*Porthmorhynchus ferquensis*» signalés dans la même localité par Beugnies (1973) impliquent un âge frasnien.

Utilisation: les niveaux d'hématite oolithique ont été exploités dans la région hutoise pour la production de fer.

Affleurements représentatifs: la tranchée située au nord-est de la gare de Huy, le long du Thier des Malades, permet d'observer plusieurs niveaux d'hématite oolithique (fig. 17).

Pour en savoir plus:

Van Leckwijck et Ancion (1956)

Beugnies (1973)

Coen-Aubert et Lacroix (1979)

Vanguetaine *et al.* (1983)

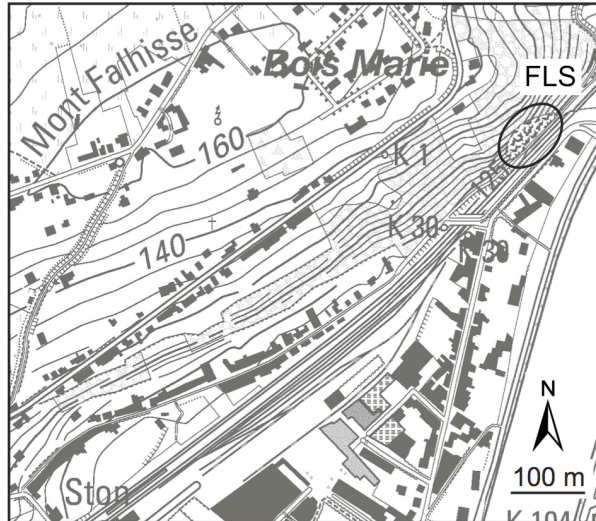


Figure 17. Localisation de la coupe représentative de la Formation de Falisolle (FLS).

Formation de la Famenne (FAM)

Origine du nom: d'après la dépression de la Famenne (d'Omalius d'Halloy, 1828, p.73).

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, La Formation de la Famenne coiffe de manière tranchée la Formation d'Aisemont et comprend majoritairement des schistes verts, gris-vert à brun violacé, avec de minces bancs de grès calcareux et de calcaire. Le passage à la Formation d'Esneux sus-jacente est graduel. En effet, le matériau devient progressivement silteux et, concomitamment, les niveaux gréseux d'épaisseur millimétrique deviennent plus abondants. La partie inférieure comporte fréquemment des niveaux lumachelliques, généralement décalcifiés et riches en brachiopodes; un horizon à hématite oolithique peut ponctuellement y être observé. Les macrofaunes collectées au sein de ces lumachelles sont plus diversifiées dans la partie frasnienne de la formation où s'y rencontrent des rugueux solitaires et des bryozoaires fénestellidés.

Epaisseur: une centaine de mètres.

Âge: Frasnien supérieur à Famennien inférieur. Le conodonte *Palmatolepis subrecta* a été identifié à Vierset-Barse par Coen-Aubert (1973) au sein de la partie inférieure du groupe des schistes et shales de la Famenne. Parmi les brachiopodes, signalons également les représentants du genre *Retrorstrophia* qui indiquent la partie supérieure du Frasnien par comparaison avec le bord sud-est du Synclinorium de Dinant (Mottequin, 2008).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: à Nandrin, tranchée de la rue de la Rolée (fig. 18).

Pour en savoir plus:
Coen-Aubert (1973)

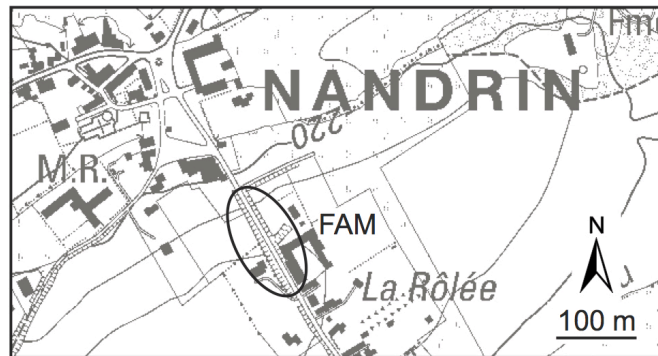


Figure 18. Coupe représentative de la Formation de la Famenne (FAM).

Formation d'Esneux (ESN)

Origine du nom: Esneux, commune de la vallée de l'Ourthe (Mourlon, 1886).

La Formation d'Esneux est caractérisée par une alternance de bancs centimétriques à pluricentimétriques, à superposition rythmique, de microarkose («grès») et de siltite arkosique de teinte généralement beige, avec de rares et minces intercalations de shales et de calcaire à crinoïdes et brachiopodes. Les teneurs en feldspaths (plagioclase albite-oligoclase, orthose) varient entre 16 et 22 % (Thorez, com. pers. 2010). Des bancs d'hématite oolitique sont présents juste sous la base de la Formation de Souverain-Pré sus-jacente.

Épaisseur: 40 à 120 m.

Âge: Famennien moyen.

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

- Huy, le long de la Chaussée Napoléon (N90), à l'ouest du pont ferroviaire;
- à Chabôfosse, la tranchée du RAVeL, située à cheval sur la feuille Modave-Clavier et la présente carte, permet d'observer le contact avec la Formation de Souverain-Pré sus-jacente et les bancs d'hématite oolitique présents au sommet de la Formation d'Esneux (fig. 19).

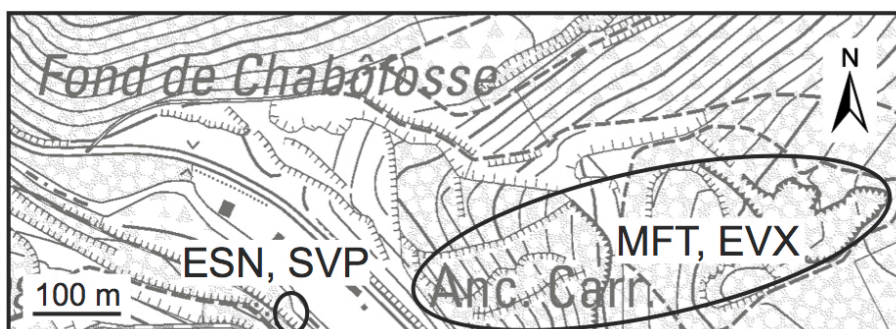


Figure 19. Localisation des coupes représentatives des formations d'Esneux (ESN), Souverain-Pré (SVP) (visible sur la feuille Modave-Clavier), Montfort (MFT) et Evieux (EVX).

Pour en savoir plus:

Beugnies (1965)

Thorez et Dreesen (1986)

Regroupement des formations de Souverain-Pré, de Montfort, d'Evieux et de Comblain-au-Pont (SMEC)

Sous l'acronyme SMEC sont regroupées les diverses formations de l'ensemble détritique terrigène compris entre les formations d'Esneux et d'Hastièrre y compris la Formation de Comblain-au-Pont, également connue sous le nom de «Strunien», qui se singularise par la présence de bancs ou de lentilles calcaires.

Dans la région hutoise, la Formation d'Esneux est surmontée par des grès rouges en bancs massifs que Murlon (1875b, p. 775) renseigne comme *psammites grésiformes rouge et bigarré en bancs très puissants*. Ceux-ci seront successivement désignés par le même auteur sous les termes suivants: *psammites rouges de Huy* (Murlon, 1876b, p. 855), *psammite grésiforme rouge-amarante* (sic) de Huy (Murlon, 1882, p. 520), et *psammite grésiforme de Huy* (Fa3c) ou *psammite rouge amarante de Huy* (Murlon, 1886, p. 407 et légende des figures hors-texte). Récemment, cet ensemble lithologique particulier a été inclus par Thorez *et al.* (2006) dans une nouvelle unité provisoirement dénommée Formation (*ibid.*, p. 32) ou Membre (*ibid.*, p. 31, fig. 4)] de la Citadelle de Huy qui serait un équivalent (ou un membre) de la Formation d'Evieux. Dans l'attente de nouvelles observations, bien que des datations palynologiques soient en cours, il a été convenu d'inclure ces roches sous le sigle SMEC.

Formation de Souverain-Pré (SVP)

Origine du nom: localité de Souverain-Pré (commune d'Esneux) dans la vallée de l'Ourthe (Murlon, 1875a).

Les siltites à nodules calcaires de la Formation de Souverain-Pré n'ont pas été observées à l'affleurement sur la planchette de Huy-Nandrin. Elle a toutefois été cartographiée en bordure de cette dernière sur les feuilles Modave-Clavier (Barchy et Marion, sous presse) et Tavier-Esneux (Bellière et Marion, 2015). Dans la vallée du Hoyoux, la Formation de Souverain-Pré atteint une épaisseur de l'ordre de 3 à 4 m à Chabôfosse, mais elle est absente à Royseux (Thorez et Dreesen, 1986).

Epaisseur: à Chabôfosse (carte Modave-Clavier), juste en bordure méridionale de la carte, sa puissance n'excède pas 4 m; elle est nulle à Royseux.

Âge: Famennien moyen.

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: aucun sur la carte, mais la Formation de Souverain-Pré est bien exposée dans la tranchée du chemin de fer à Chabôfosse (voir ci-dessus) (fig. 19).

Pour en savoir plus:

Thorez *et al.* (1977)

Thorez et Dreesen (1986)

Formation de Montfort (MFT)

Origine du nom: Montfort, localité de la vallée de l'Ourthe, au sud d'Esneux (Davreux, 1833).

La Formation de Montfort est essentiellement constituée de bancs décimétriques à métriques de (micro)arkoses («grès») dont les teneurs en feldspaths sont comprises entre 25 et 35 %. Les (micro)arkoses sont généralement de teinte bleue à gris-bleu en raison de la présence de dolomite ferrifère (15 % de Fe dans le réseau de la dolomite) et susceptibles de prendre une teinte beige par altération atmosphérique (oxydation du Fe). Habituellement, les intercalations pélitiques sont très réduites. Certains bancs d'arkose incorporent, vers leur sommet, des lithoclastes («chips») noirs de dolomie micacée. Les micas, essentiellement détritiques, comportent de la muscovite et, dans une moindre mesure, de la biotite.

La base de la formation comprend des structures de type «ball-and-pillow» (pseudonodules) correspondant aux «calamanes» des carrières (Ancion et Macar, 1947; Macar, 1948) et dont l'origine est probablement liée à de l'activité sismique engendré par du «block tilting» (Thorez *et al.*, 2006). D'autres structures sédimentaires sont présentes (e.a. ripple-marks, empreintes de «gouttes de pluie»), mais l'élutriation vigoureuse du matériau sédimentaire par les vagues, les courants et les tempêtes n'a pas permis la mise en place, par exemple, de stratifications entrecroisées (J. Thorez, com. pers. 2010). Notons également la présence de débris de végétaux carbonisés sur certains plans de stratification des bancs de dolomie micacée.

Sur les plateaux, là où les «grès» de la Formation de Montfort ont subi les effets de l'altération atmosphérique de manière pénétrative, les roches deviennent relativement poreuses et acquièrent une teinte ocre («pierre d'avoine»).

La Formation de Montfort se singularise des formations encaissantes par sa plus grande résistance à l'érosion. Elle est d'ailleurs à l'origine de la plupart des crêtes allongées et parallèles qui sont connues dans le Condroz sous le nom de «tîges». Néanmoins, vraisemblablement en raison de la présence de minéraux altérables (carbonates et feldspaths), cette formation donne rarement lieu à des escarpements rocheux naturels de sorte que les affleurements sont, dans leur grande majorité, artificiels (carrières, tranchées de routes, etc.).

Epaisseur: une soixantaine de mètres.

Âge: Famennien moyen à supérieur.

Utilisation: les «grès» ont été activement exploités pour la fabrication de dalles, moellons et pavés. Actuellement, leur exploitation s'effectue de manière épisodique dans quelques carrières de la vallée du Hoyoux.

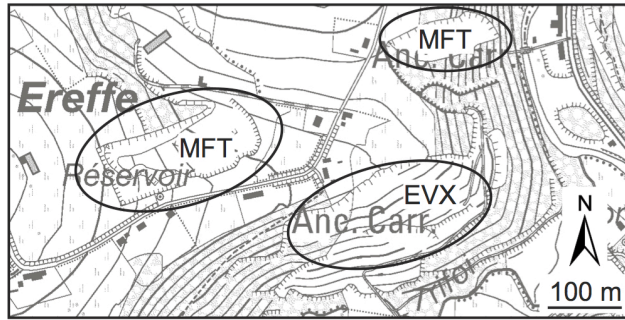


Figure 20. Localisations des coupes dans les formations de Montfort (MFT) et d'Evieux (EVX).

Affleurements représentatifs:

- ancienne carrière de Chabôfosse (fig. 19);
- les carrières situées de part et d'autre du lit du Hoyoux, à hauteur du lieu-dit Royseux (fig. 20);
- ancienne carrière d'Ereffe à Marchin (fig. 20).

Pour en savoir plus:

- Thorez (1964a, b)
- Beugnies (1965)
- Thorez *et al.* (1977)
- Thorez et Dreesen (1986)

Formation d'Evieux (EVX)

Origine du nom: Evieux, localité en amont d'Esneux dans la vallée de l'Ourthe (Mourlon, 1875a).

La Formation d'Evieux est constituée de bancs d'arkose («grès»), moins bien classée qu'au sein de la Formation de Montfort sous-jacente, de siltite et de shale arkosiques dont les teintes varient entre le beige et le gris, mais jamais le bleu. De la dolomie à texture massive y est également développée, mais elle est généralement très rapidement altérée à l'air libre en donnant un matériau ameubli jaune-orangé. La base de la formation est placée à la première occurrence de bancs amarantes. Le pourcentage en feldspaths oscille entre 45 et 55 %. Signalons localement la présence de paléosols rouges à rhizoconcrétions de dolomie jaunâtre et débris de troncs flottés. Les structures sédimentaires consistent essentiellement en stratifications entrecroisées et chenaux.

Epaisseur: de l'ordre de 120 m.

Âge: Famennien supérieur à terminal.

Utilisation: similaire à celle de la Formation de Montfort (dalles, moellons, etc.).

Affleurements représentatifs:

- ancienne carrière de Chabôfosse (fig. 19);
- carrière de Trifoi à Marchin (fig. 20).

Pour en savoir plus:

- Thorez (1964b, 2002)

Beugnies (1965)
Thorez *et al.* (1977)
Thorez et Dreesen (1986)

Formation de Comblain-au-Pont (CLP)

Origine du nom: localité de Comblain-au-Pont, dans la vallée de l'Ourthe (Dufrénoy et de Beaumont, 1841-1848).

La Formation de Comblain-au-Pont débute par des grès verts et bruns en bancs décimétriques; ils alternent avec des schistes carbonatés, fossilifères (coquilles de brachiopodes, coraux solitaires, etc.) auxquels succèdent des calcaires argileux, bruns à jaunâtres (altérés, fossilifères, parfois gris et crinoïdiques). Cette formation constitue une transition, depuis des sédiments détritiques terrigènes francs du Famennien vers une sédimentation de plus en plus carbonatée qui annonce le passage à la Formation d'Hastière et, de façon plus générale, aux calcaires carbonifères.

Épaisseur: 20 m environ dans le Synclinorium de Dinant, pratiquement nulle dans le Parautochtone brabançon.

Âge: Famennien terminal (Strunien).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

La tranchée du RAVeL, au sud de l'ancienne halte de Royseux, offre une belle coupe dans la partie supérieure de la Formation de Comblain-au-Pont ainsi que son contact avec la Formation d'Hastière sus-jacente (fig. 21).

Pour en savoir plus:

Bouckaert et Ziegler (1965)
Austin *et al.* (1970)
Thorez et Dreesen (1986)

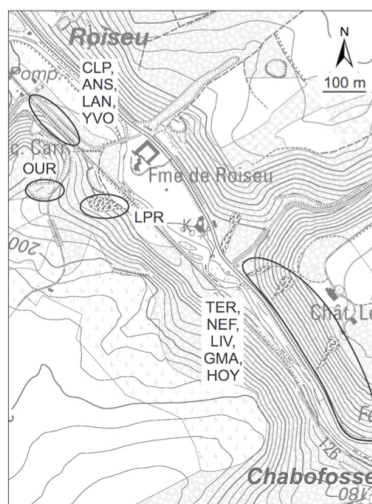


Figure 21. Affleurements représentatifs des formations du sommet du Famennien et du Dinantien dans la vallée du Hoyoux entre Royseux et Chabofosse.

2.2.3. Les dépôts dinantiens

La succession dinantienne présente des différences notables entre le bord sud du Parautochtone brabançon et le Synclinorium de Dinant (fig. 22) qui résultent de la situation paléogéographique qui prévalait au Carbonifère. Deux aires de sédimentation ont été reconnues sur la carte, à savoir celles de Namur et du Condroz (Hance *et al.*, 2001).

Groupe d'Anseremme (ANS)

En raison de leurs faibles épaisseurs respectives, les formations d'Hastière et de Pont d'Arcole ont été regroupées au sein du Groupe d'Anseremme (Delcambre et Pingot, 2000).

Formation d'Hastière (HAS)

Origine du nom : Hastière, localité de la Haute Meuse dinantaise (de Dorlodot, 1895).

La Formation d'Hastière est classiquement divisée en trois membres. Le membre inférieur («Tn1b α ») comprend des calcaires crinoïdiques gris foncé à noirs, en bancs décimétriques à pluridécimétriques au sein desquels s'intercalent des calcshales. Le membre moyen («Tn1b β ») correspond à des calcaires crinoïdiques disposés en bancs pluridécimétriques à métriques. Le membre supérieur («Tn1b γ ») ressemble au terme inférieur mais les horizons de calcshale y sont généralement plus abondants

Épaisseur: de l'ordre de 15 à 20 m au bord nord du Synclinorium de Dinant contre environ 5 m dans la partie méridionale du Parautochtone brabançon.

Âge: Tournaisien inférieur (Hastarien). A Royseux, Les conodontes *Siphonodella cooperi* et *Patrognathus variabilis* ont été collectés à environ 3 m au-dessus de la base de la Formation d'Hastière (Austin *et al.*, 1970) (Biozone à *Siphonodella*). Dans la même localité, Poty *et al.* (1991) et Poty et Boland (1996) ont notamment signalé «*Caninia*» *tregaensis* (= *Conilophyllum priscum*) et *Kizilia kremersi*; ces rugueux sont typiques de la Zone RC1 selon Poty (*in* Poty *et al.*, 2006) (fig. 22).

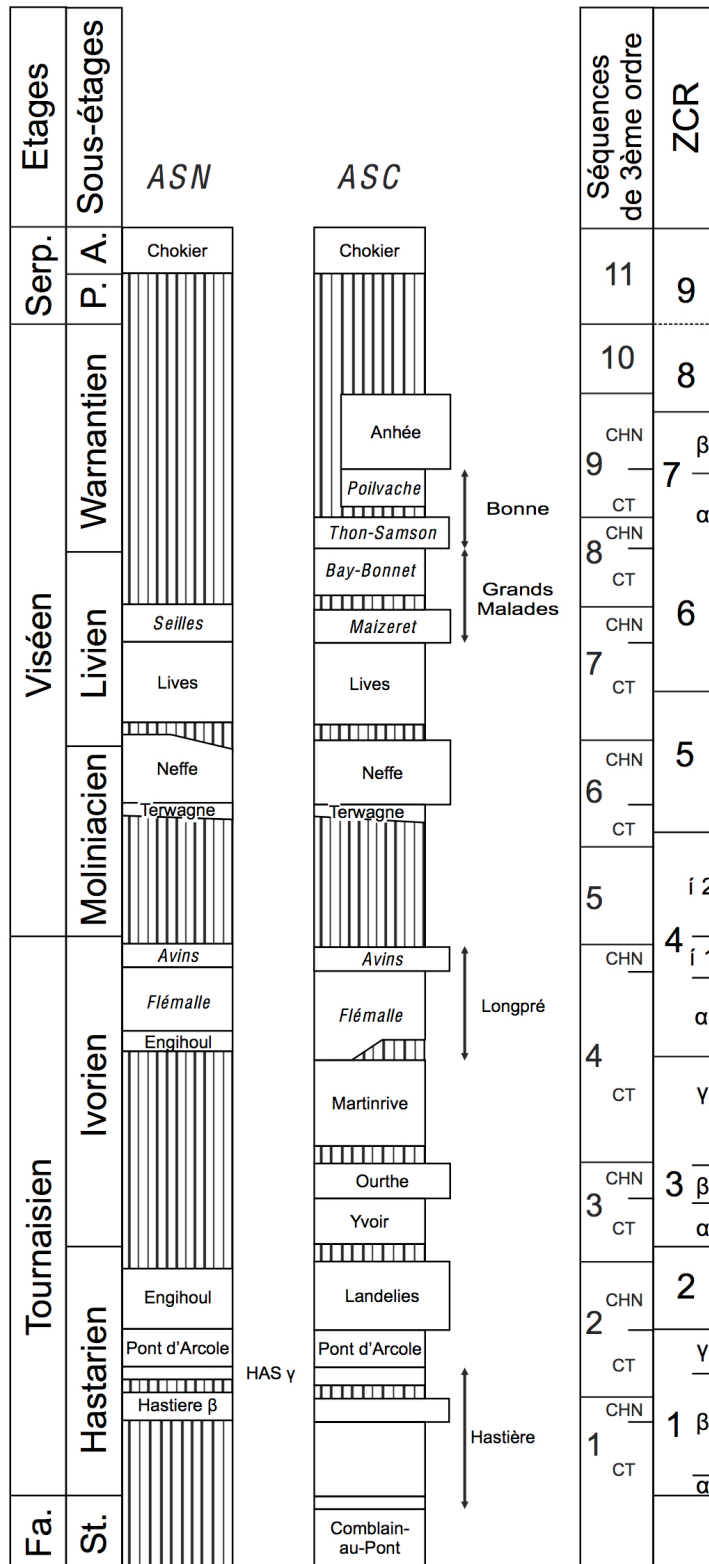


Figure 22. Comparaison entre les successions lithostratigraphiques dinantiennes observées dans les aires de sédimentation de Namur (ASN) et du Condroz (ASC) avec indication des séquences de troisième ordre définies par Hance *et al.* (2001). Abréviations : A., Arnsbergien ; CHN, cortège de haut-niveau ; CT, cortège transgressif ; HAS, Formation d'Hastière ; Fa, Famennien ; P., Pendleien ; Serp., Serpukhovien ; St., Strunien ; ZCR, Zones à coraux rugueux de Poty (*in* Poty *et al.*, 2006). Les membres sont indiqués en italiques (modifié, d'après Hance *et al.*, 2001).

Utilisation: Néant.

Affleurements représentatifs:

- la tranchée du RAVeL, située au sud de l'ancienne halte de Royseux (fig. 21);
- la tranchée ferroviaire à l'est du tunnel d'Ampsin (fig. 23).

Pour en savoir plus:

Lohest (1894b)
Delépine (1911)
Conil (1964)
Conil *et al.* (1967)
Austin *et al.* (1970)
Conil *et al.* (1986)
Van Steenwinkel (1988)
Poty *et al.* (1991)

Formation de Pont d'Arcole (PDA)

Origine du nom: d'après la grotte de Pont d'Arcole, située entre Hastière-Lavaux et Maurenne (Groessens, 1975).

La Formation de Pont d'Arcole est principalement constituée de shales verdâtres à noirs qui deviennent progressivement carbonatés avec quelques occurrences de minces bancs de calcaire crinoïdique dans sa partie sommitale. La macrofaune, généralement préservée sous la forme de moules internes, comprend essentiellement des brachiopodes (dont le spiriferinide *Spiriferellina peracuta*), des bryozoaires, des crinoïdes et des coraux.

Epaisseur: variable, environ 2 m sur le flanc sud du Parautochtone brabançon et de l'ordre de 10 m sur le bord septentrional du Synclinorium de Dinant.

Âge: Tournaisien inférieur (Hastarien) (fig. 22).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

- la tranchée du RAVeL située au sud de la halte de Royseux (fig. 21);
- la tranchée de chemin de fer située à l'est du tunnel d'Ampsin (fig. 23).

Pour en savoir plus:

Lohest (1894b, 1922)
Delépine (1911)
Fourmarier (1911)

Formation de Landelies (LAN)

Origine du nom: Landelies, section de la commune hennuyère de Montigny-le-Tilleul (de Dorlodot, 1895).

La Formation de Landelies est constituée de bancs pluridécimétriques de calcaire crinoïdique au sein desquels s'intercalent de rares interlits de calcshale. Les joints de stratification sont généralement ondulants. Les calcaires recèlent une macrofaune abondante comprenant notamment des grands rugueux solitaires (*Siphonophyllia*) et des brachiopodes.

Au bord sud du Parautochtone brabançon, les quelques mètres de calcaire crinoïdique non dolomitisé avec de minces intercalations de calcshale, qui coiffent les shales de la Formation de Pont d'Arcole, pourraient être attribués à la Formation de Landelies, mais en raison de leur faible épaisseur, ils sont rangés à la base de la Formation d'Engihoul.

Épaisseur: d'une trentaine à une quarantaine de mètres.

Âge: Tournaisien inférieur (Hastarien). Poty et Boland (1996) rapportent la présence de *Siphonophyllia rivagensis* à Royseux; il s'agit de l'espèce caractéristique de la Zone RC2 (Poty *in* Poty *et al.*, 2006) (fig. 22).

Utilisation: certains bancs furent autrefois exploités dans la vallée du Hoyoux pour la production de moellons comme en témoignent les carrières ouvertes à proximité de Royseux.

Affleurements représentatifs:

La tranchée du RAVeL située au sud de la halte de Royseux expose l'entièreté de la formation; elle peut être utilement complétée par la coupe d'une carrière située plus haut dans le même versant (fig. 23).

Pour en savoir plus :

Bouckaert *et al.* (1975)

Poty *et al.* (1991)

Formation d'Yvoir (YVO)

Origine du nom: d'après la coupe de la gare d'Yvoir (Conil, 1960).

La Formation d'Yvoir se compose de calcaires foncés avec des niveaux coquillers et crinoïdiques. Elle recèle de nombreux cherts noirs sur toute son épaisseur, ce qui la distingue aisément des formations encaissantes.

Épaisseur: 50 m environ.

Âge: Tournaisien inférieur à supérieur (Hastarien-Ivorien). La présence de *Caninophyllum patulum*, signalée par Poty *et al.* (1991), indique la Zone RC3 de Poty (*in* Poty *et al.*, 2006) (fig. 22).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: la tranchée du RAVeL située au sud de l'ancienne halte de Royseux (fig. 22).

Pour en savoir plus:

Groessens (1975)

Poty *et al.* (1991)

Formation de l'Ourthe (OUR)

Origine du nom: d'après les carrières de la vallée de l'Ourthe, au sud de la localité d'Esneux (Fourmarier, 1922).

La Formation de l'Ourthe est constituée de bancs pluridécimétriques à plurimétriques de calcaire crinoïdique gris-bleu à gris foncé, dépourvu de cherts et contenant une macrofaune peu diversifiée (rugueux solitaires, tabulés et brachiopodes).

Epaisseur: entre 20 et 25 m.

Âge: Tournaisien supérieur (Ivorien) (fig. 22).

Utilisation: les calcaires crinoïdiques de la Formation de l'Ourthe ont été activement exploités pour la production de pierres de taille bien connues sous l'appellation de «Petit-Granit» (Groessens, 1994).

Affleurements représentatifs:

- à proximité de la ferme de Royseux, les carrières abandonnées ouvertes dans les versants de la vallée du Hoyoux offrent de nombreuses possibilités d'observation de la Formation de l'Ourthe (fig. 21);
- au nord de la localité d'Abée, le long de la route N636 (fig. 24).

Pour en savoir plus:

Libert (1911)
Groessens (1978)
Hance (1984, 1988)

Formation de Martinrive (MRT)

Origine du nom: parois calcaires à proximité de Martinrive, hameau de la commune d'Aywaille, dans la vallée de l'Amblève (Groessens, 1975).

Cette unité lithostratigraphique est majoritairement constituée de calcaires noirs, fins à finement grenus qui contiennent des crachées crinoïdiques et des lits de cherts blonds. Les calcaires de la base de la formation recèlent de nombreux nodules de calcite (pseudomorphes d'anhydrite). La partie sommitale est plus massive et se compose de calcaires fins à grenus, fréquemment dolomitisés. De surcroît, elle renferme moins de cherts. La Formation de Martinrive est couramment altérée sous la forme d'une dolomie pulvérulente à cherts.

Epaisseur: de l'ordre de 25 à 30 m.

Âge: Tournaisien supérieur (Ivorien) à Viséen inférieur (Moliniacien) (fig. 22).

Utilisation: la dolomie pulvérulente a été localement exploitée comme sable pour l'amendement des sols.

Affleurements représentatifs: aucun, la Formation de Martinrive affleure très mal sur le territoire de la carte.

Pour en savoir plus:

Hance (1984, 1988)

Regroupement des formations d'Engihoul, de Longpré et du Groupe d'Anseremme AEL

La Formation d'Engihoul décrite ci-dessous est un équivalent latéral des formations de Landelies, d'Yvoir, de l'Ourthe et de Martinrive. Elle n'a pas été cartographiée en tant que telle ; elle est incluse dans le regroupement AEL qui comprend le Groupe d'Anseremme, ainsi que les formations d'Engihoul et de Longpré.

Formation d'Engihoul (ENG)

Origine du nom: d'après la carrière d'Engihoul, en rive droite de la Meuse, près du pont d'Engis (Poty *in* Poty *et al.*, 2001).

Deux membres sont reconnus au sein de la Formation d'Engihoul. Le membre inférieur est majoritairement constitué de dolomie brune à noire en bancs épais à massifs où sont développés quelques nodules de calcite ainsi que des cherts. L'extrême base peut inclure quelques bancs pluridécimétriques de calcaire crinoïdique à gros rugueux solitaires (*Siphonophyllia*) de couleur grise avec de minces interlits de calcshale (voir le paragraphe dédié à la Formation de Landelies). Le membre supérieur comprend des dolomies crinoïdiques avec des niveaux de mudstone dolomitique et de calcite palissade ; il livre aussi de nombreux nodules pluricentimétriques à pluridécimétriques de calcite grossière et parfois du quartz.

Epaisseur: environ 70 m.

Âge: Tournaisien inférieur à supérieur (Hastarien supérieur-Ivorien basal) (fig. 22).

Utilisation: les quelques mètres de calcaire crinoïdique non affecté par la dolomitisation ont été exploités comme pierre de taille dans les carrières ouvertes dans le versant mosan du Mont Picard à Huy. Les dolomies pulvérulentes ont vraisemblablement servi pour l'amendement des sols (sables dolomitiques).

Affleurements représentatifs:

- la tranchée située à l'est du tunnel ferroviaire d'Ampsin, en face de la centrale nucléaire de Tihange (fig. 23) ;
- les rochers bordant la chaussée de Liège (N617) à hauteur de ce tunnel (fig. 23).

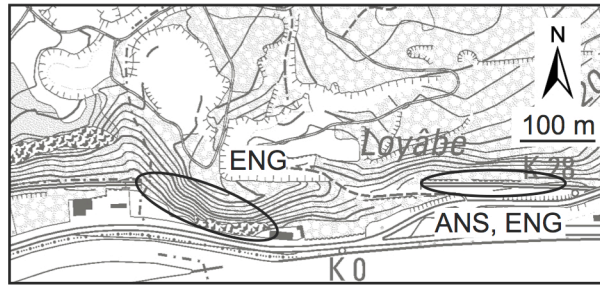


Figure 23. Affleurements représentatifs du Groupe d'Anseremme (ANS) et de la Formation d'Engihoul (ENG) à hauteur du tunnel ferroviaire d'Ampsin.

Pour en savoir plus:

Lohest (1894b)

Delépine (1911)

Poty (*in Poty et al.*, 2001)

Formation de Longpré (LPR)

Origine du nom: Longpré, localité de la commune de Wanze (Hance et Poty *in Poty et al.*, 2001).

La Formation de Longpré comprend, à sa base, le Membre de Flémalle et, à son sommet, le Membre des Avins. Le Membre de Flémalle, fréquemment dolomitisé, se caractérise par des bancs massifs (pluridécimétriques à métriques) de calcaire crinoïdique, gris foncé à noir. Il est coiffé par les calcaires gris clair et oolitiques du Membre des Avins; ces derniers sont disposés en bancs épais à massifs. La *Dolomie de Modave*, terme introduit par Hance (1984, 1988) pour désigner des dolomies crinoïdiques, est incluse dans la Formation de Longpré (Hance et Poty *in Poty et al.*, 2001)

Epaisseur: de l'ordre de 70 à 100 m.

Âge: Tournaisien terminal (Ivorien) (fig. 22).

Utilisation: les calcaires crinoïdiques du Membre de Flémalle ont été exploités au nord d'Abée vraisemblablement pour la production de moellons («Petit-Granit»).

Affleurements représentatifs:

- vallée du Hoyoux, au sud de Royseux (fig. 21);

- au nord de la localité d'Abée, dans le triangle dessiné par les ruisseaux d'Abée et de Tillesse, plusieurs carrières abandonnées de taille réduite permettent d'observer le Membre de Flémalle, localement dolomitisé à des degrés divers (fig. 24).

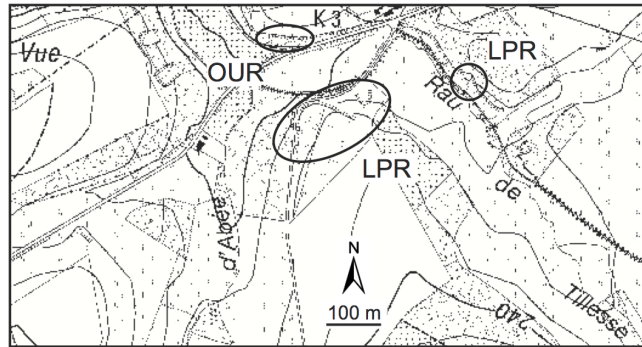


Figure 24. Localisation des affleurements représentatifs des formations de l'Ourthe (OUR) et de Longpré (LPR) au nord d'Abée.

Pour en savoir plus:

Hance (1984, 1988)

Formation de Terwagne (TER)

Origine du nom: Terwagne, localité de la commune de Clavier (Conil, 1967).

La Formation de Terwagne débute généralement par une dolomie bréchoïde (*Brèche de Royseux* [Hance, 1984, 1988]) qui repose directement sur les calcaires oolitiques du Membre des Avins. Cette dernière est surmontée par des calcaires crinoïdiques finement grenus et des calcaires fins gris foncé à noirs, parfois beiges, contenant des oïdes ainsi que divers intraclastes et bioclastes. Des structures cryptalgaires sont également présentes. Ces calcaires sont disposés en bancs décimétriques à pluridécimétriques qui forment des séquences d'épaisseur métrique à plurimétrique. La partie sommitale de la formation comprend des calcaires grenus gris clair similaires à ceux de la Formation de Neffe sus-jacente, mais ils sont suivis par des récurrences de calcaire fin de teinte noire à gris foncé.

Epaisseur: de l'ordre de 100 m.

Âge: Viséen inférieur (Moliniacien) (fig. 22).

Utilisation: les calcaires ont été localement exploités au nord d'Abée, probablement pour la production de moellons.

Affleurements représentatifs: la formation est bien exposée dans la vallée du Hoyoux, à hauteur du carrefour entre la rue Facqueval et la route N641 (fig. 21).

Pour en savoir plus:

Michot (*in Michot et al.*, 1963)

Hance (1984, 1988)

Formation de Neffe (NEF)

Origine du nom: Neffe, faubourg de Dinant sur la rive gauche de la Meuse (de Dorlodot, 1895).

La Formation de Neffe est essentiellement constituée de bancs massifs (métriques à plurimétriques) de calcaire grenu, gris clair à gris moyen, crinoïdique à oolitique. Dans sa partie supérieure, les calcaires sont plus fins et peuvent localement contenir des stromatolites et des oncoïdes. Par endroits, la formation est dolomitisée, plus particulièrement dans sa moitié inférieure. La macrofaune comprend des brachiopodes, des crinoïdes et des rugueux.

Epaisseur: de l'ordre de 40 m dans la vallée du Hoyoux (Hance, 1984) à environ 20 m dans la vallée de la Meuse (Corphalie) (Poty, 1975).

Âge: Viséen inférieur (Moliniacien supérieur). A Corphalie, Poty *et al.* (1991) signalent l'apparition de *Siphonodendron undulosum* vers la base de la formation; cette espèce est caractéristique de la base de la Zone RC5 (Poty *in* Poty *et al.*, 2006) (fig. 22).

Utilisation: contrairement à d'autres régions de Wallonie, les calcaires purs de la Formation de Neffe recherchés par les chauxfourniers ont été très peu exploités, hormis à Corphalie.

Affleurements représentatifs:

- en rive droite du Hoyoux, le versant escarpé, situé à l'ouest immédiat du château Le Facqueval, expose les limites inférieure et supérieure de la Formation de Neffe (fig. 21);
- la partie supérieure des rochers de Corphalie.

Pour en savoir plus:

Monty (*in* Michot *et al.*, 1963)

Monty (1964)

Hance (1988)

Pirotte (2004)

Formation de Lives (LIV)

Origine du nom: Lives-sur-Meuse, localité de la commune de Namur (Demagnet, 1923).

La Formation de Lives débute par un marqueur argileux ocre d'épaisseur variable, pluricentimétrique à pluridécimétrique. Ce niveau repère, connu dans la littérature sous le nom de Banc d'or de Bachant, est une cinérite localement transformée en paléosol (Delcambre, 1989). Il est suivi par un ensemble de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaires fins et grenus, de teinte gris foncé à noire, pouvant être subdivisé en trois membres définis par Laloux *et al.* (1996); ce sont les suivants (de bas en haut):

- le Membre de Haut-le-Hastia constitué de calcaires gris stratifiés et à caractère séquentiel où prédominent les horizons stromatolitiques ainsi que les niveaux fins. Il recèle quelques bancs de brèche de teinte grise, voire rouge;
- le Membre de Corphalie dont la partie inférieure est composé de bancs épais de calcaire bioclastique de teinte noire et à nombreux brachiopodes et rugueux (*Lithostrotion araneum* et *Siphonodendron* à la base). La partie supérieure comprend des bancs minces (plaquettes) de calcaire fin noir ainsi qu'un marqueur argileux;
- le Membre des Awirs divisé en trois unités. L'inférieure est constituée de paraséquences dont la base est composée de calcaire bioclastique gris foncé contenant occasionnellement des chers noirs et de nombreux rugueux coloniaux (*Siphonodendron martini*). L'unité moyenne inclut des calcaires bioclastiques, noirs et riches en cherts. L'unité supérieure comprend des

calcaires bioclastiques gris à gris foncé.

Epaisseur: de l'ordre de 80 m.

Âge: Viséen moyen (Livien inférieur). La présence de *Lithostrotion araneum* signalée à Corphalie par Poty *et al.* (1991) est caractéristique de la Zone RC6 de Poty (*in* Poty *et al.*, 2006) (fig. 22).

Utilisation: pierre de taille («calcaire de Meuse») et granulat.

Affleurements représentatifs:

- de part et d'autre de la vallée du Hoyoux, à hauteur du château Le Facqueval (fig. 20);
- l'ancienne carrière d'Ampsin (fig. 25);
- le versant nord du Mont Falise à Huy, où sont situés de nombreux affleurements naturels ainsi que quelques carrières abandonnées.

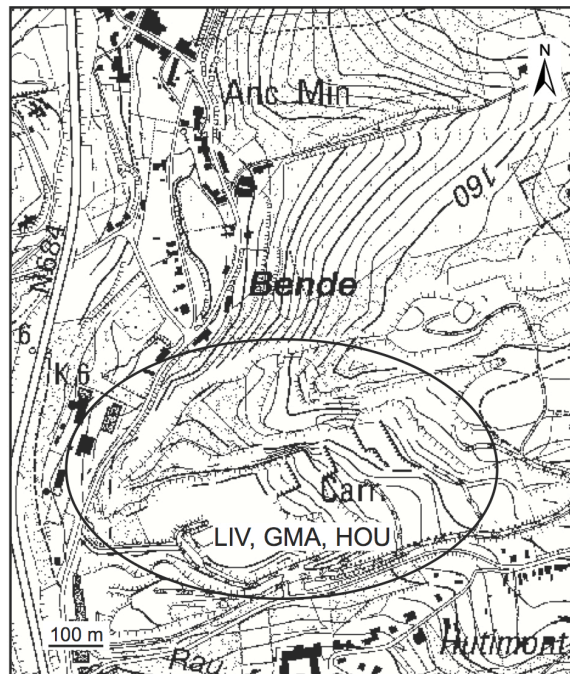


Figure 25. Localisation de l'ancienne carrière d'Ampsin exposant les formations de Lives (LIV) et des Grands Malades (GMA) ainsi que le Groupe houiller (HOU).

Pour en savoir plus:

- Gerards (1955)
- Gerards et Michot (*in* Michot *et al.*, 1963)
- Simon (1963)

Formation des Grands Malades (GMA)

Origine du nom: rochers des Grands Malades à Bouge, à l'est de Namur (Conil *et al.*, 1967).

La Formation des Grands Malades comprend trois membres qui sont, dans l'ordre ascendant:

- le Membre de Seilles (Conil *et al.*, 1967) constitué de calcaires clairs en bancs épais d'aspect massif, organisés en paraséquences dominées par des calcaires bioclastiques à oolitiques qui sont coiffés par des calcaires algaires à fins;
- le Membre de Maizeret (Poty *in* Poty *et al.*, 2001) comprenant des bancs épais de calcaire gris clair et fin (algaire), de dolomie et de brèche; les niveaux bréchiques peuvent prédominer;
- le Membre du Bay-Bonnet (Poty *in* Poty *et al.*, 2001) rassemblant des bancs pluridécimétriques de calcaire gris et stromatolitique, avec de nombreux horizons à microconchides.

Epaisseur: entre 40 et 60 m.

Âge: Viséen moyen (Livien terminal) (fig. 22).

Utilisation: en raison de sa haute teneur en CaCO₃, de l'ordre de 98,5 % selon Poty et Chevalier (2004), le Membre de Seilles fut exploité pour la production de chaux.

Affleurement représentatif: le Membre de Seilles est bien exposé dans l'ancienne carrière d'Ampsin reconvertie en parcours didactique (Les Maîtres du feu) où il est coiffé par le Groupe houiller (fig. 25).

Pour en savoir plus:

Bourguignon (1951)

Pirlet (1964)

Groupe du Hoyoux (HOY)

Origine du nom: en référence à la vallée du Hoyoux où sont situées les coupes de référence (Royseux et Modave) (Delcambre et Pingot, 2000).

Le Groupe du Hoyoux rassemble les formations calcaires de la Bonne et d'Anhée. Distinctes sur de bons affleurements pour l'œil averti, elles sont cependant suffisamment proches du point de vue lithologique pour être cartographiées en un seul groupe.

Formation de la Bonne (BON)

Origine du nom: La Bonne, un affluent du Hoyoux (Poty *in* Poty *et al.*, 2002).

La formation débute par le Membre de Thon-Samson (Conil *et al.*, 1967) qui est majoritairement constitué de calcaires massifs, généralement crinoïdiques et de teinte claire à foncée. La macrofaune inclut des brachiopodes et des coraux. Le Membre de Poilvache (Conil *et al.*, 1967) qui lui fait suite est composé de calcaires stratifiés, clairs à foncés et ordonnés en paraséquences où dominent les calcaires fins (mudstones) et à stromatolites.

Epaisseur: 80 m environ.

Âge: Viséen supérieur (Warnantien inférieur) (fig. 22).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: dans les versants de la vallée du Hoyoux, à hauteur de Chabôfosse, ainsi que le long de la N641 (fig. 21).

Pour en savoir plus:

Pirlet (1964, 1968)

Poty *et al.* (1991)

Formation d'Anhée (ANH)

Origine du nom: Ancienne carrière souterraine Watrisse à Anhée, sur la rive ouest de la Meuse (de Dorlodot, 1909).

La Formation d'Anhée comprend un membre inférieur et un membre supérieur (Poty *in* Poty *et al.*, 2001). Le premier membre revêt un caractère séquentiel et débute par des calcaires gris foncé, en bancs décimétriques à pluridécimétriques, finement grenus à grossiers. Localement, des biostromes à coraux et à brachiopodes (gigantoproductidés) sont développés au sein des paraséquences (faciès de Chabôfosse *sensu* Poty *in* Poty *et al.*, 2001). Des lits charbonneux sont développés au sein de ce dernier (Fourmarier, 1923; Pirlet, 1964). Le second membre comprend des phanites noirs intercalés dans des shales.

Epaisseur: 30 m pour le membre inférieur, au moins 15 à 20 m pour le membre supérieur.

Âge: Viséen supérieur (Warnantien moyen et supérieur). Les rugueux *Siphonodendron junceum*, *Aulophyllum fungites* et *Pseudozaphrentoides juddi* signalés à Royseux par Poty *et al.* (1991) sont caractéristiques de la Sous-Zone RC7 β (Poty *in* Poty *et al.*, 2006). La première apparition du genre *Lonsdaleia*, qui caractérise la base de la Zone RC8 (*ibid.*), a été observée au sein de la formation à Royseux (Poty *et al.*, 1991) (fig. 22).

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: au débouché du ravin de Chabôfosse ainsi que le long de la route N641 à hauteur du lieu-dit éponyme (fig. 21).

Pour en savoir plus:

Aretz (2002)

Pirlet (1964, 1968)

Laurent (1985)

Poty (1981)

Poty *et al.* (1988, 1991, 2011)

2.2.4. Le Groupe houiller (HOU)

Origine du nom: en référence à la houille qu'il contient et qui a été intensivement exploitée (Renier, 1912).

Les sédiments silicoclastiques surmontant les derniers calcaires viséens sont inclus au sein du Groupe houiller qui, lorsque les conditions d'affleurement le permettent, peut être divisé en plusieurs formations. Toutefois, faute d'affleurements continus dans la région

cartographiée, il n'a pas été possible de les cartographier séparément. Les travaux miniers ont permis à Stainier (1922) de reconnaître les formations suivantes, de bas en haut:

- la Formation de Chokier (d'Omalius d'Halloy, 1853) comprenant des shales calcaires et des shales alunifères riches en pyrite. Les faunes marines sont diversifiées, mais les veines de charbon y sont généralement défaut;
- la Formation d'Andenne (Dumont, 1832) constituée majoritairement de shales silteux non-marins, de grès et de fines veines de charbon ou des bancs à racines avec quelques minces intercalations de shale marin à goniatites et des bancs de calcaire;
- la Formation de Châtelet (Renier, 1912) composée de grès et de shales silteux au sein desquels s'intercalent de minces veines de charbon ou des bancs à racines.

Épaisseur: pour le bassin houiller de Huy, Stainier (1922, p. 210) indique que les épaisseurs des formations de Chokier, d'Andenne et de Châtelet sont respectivement de 15, 185 et 402 m.

Âge: Aernsbergien à Westphalien A (Delmer *et al.*, 2001; Dusar, 2006)

Utilisation: les shales alunifères de la Formation de Chokier ont été exploités depuis l'alunière de Soiron, à Corphalie, en direction de l'est. Les veines de charbon développées au sein de la Formation d'Andenne, mais surtout au sein de la Formation de Châtelet, ont été exploitées en divers endroits (Statte, Leumont, Male Semaine).

Affleurements représentatifs:

- la base du Groupe houiller et son contact avec la Formation des Grands Malades sous-jacente sont visibles dans la paroi septentrionale de l'ancienne carrière d'Ampsin (fig. 25);
- la tranchée de chemin de fer située sur le territoire de la commune de Wanze (en bordure ouest de la carte), au lieu-dit Vieille Hesbaye, offre une coupe intéressante dans des faciès essentiellement gréseux (fig. 26).

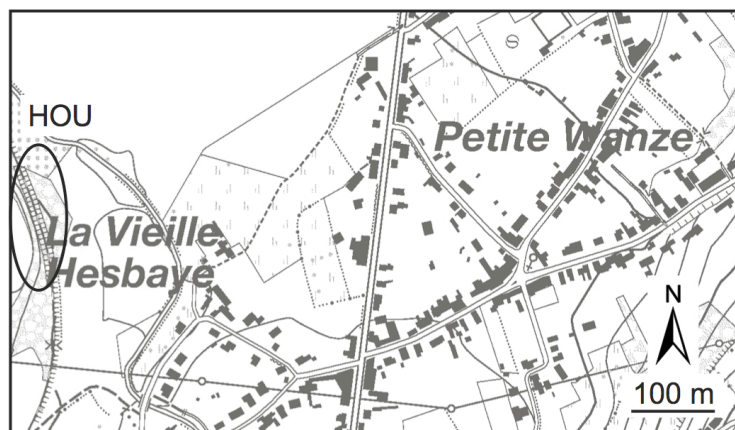


Figure 26. Affleurement représentatif du Groupe houiller (HOU), au nord de Wanze.

Pour en savoir plus:

Stainier (1922)

2.2.5. Les dépôts mésozoïques et cénozoïques

Silex résiduels (Sx)

La carte géologique de Dewalque *et al.* (1898) renseigne un conglomérat à silex (chert), représentant un faciès d'altération, à 1 km au SSE de Soheit-Tinlot que les auteurs ont attribué au Maastrichtien. Certains silex atteignent un diamètre de près de 20 cm. Des dépôts similaires ont également été repérés au sud d'Outrelouxhe. Par analogie avec ce qui a été observé dans les Hautes-Fagnes (e.a. Marlière, 1954; Bless et Felder, 1989; Dhondt et Jagt, 1997) (fig. 27), ces silex résiduels résulteraient de l'altération de dépôts d'âge maastrichtien, proches de ceux des formations de Gulpen et de Maastricht.

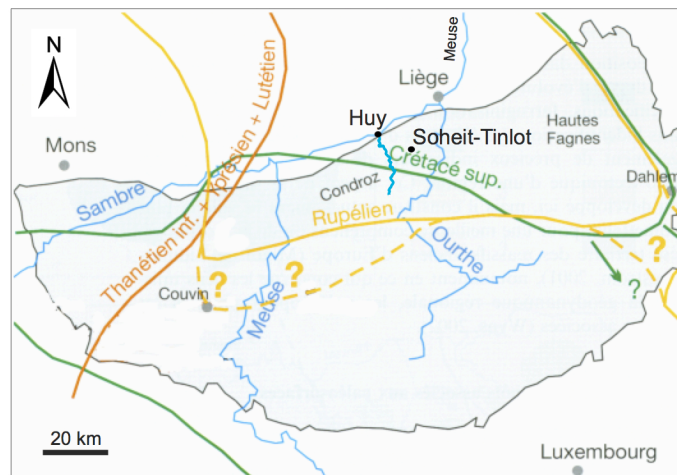


Figure 27. Limites supposées des transgressions crétacées et paléogènes sur le massif paléozoïque de l'Ardenne-Eifel (d'après Demoulin, 2006).

Dépôts sablo-argileux (SBL)

Il s'agit de dépôts piégés dans des cavités karstiques développées au sein des calcaires dévoniens et dinantiens ou quelquefois au contact entre des lithologies carbonatées et gréseuses. Ils sont principalement constitués de sables de teinte jaune à blanche avec parfois des intercalations d'argile et de gravier quartzeux, voire de galets roulés de silex.

Epaisseur: éminemment variable, de l'ordre de quelques mètres, voire davantage.

Âge: ils sont considérés comme d'âge oligocène (voir notamment Forir 1908).

Utilisation: les sables ont été utilisés dans le domaine de la construction.

Affleurements représentatifs: à Barse, un paléokarst, développé dans les calcaires massifs de la Formation de Lustin, contient des argiles plastiques blanchâtres et des sables jaunes (fig. 14).

Pour en savoir plus:

Calembert et Gulinck (1954)

Alluvions anciennes (ALA)

Les alluvions anciennes comprennent des cailloux roulés d'origine diverse et de diamètre variable (Fourmarier, 1907b) : quartz blanc, quartzite noir des massifs cambriens, grès et poudingue dévoniens, cherts dinantiens et crétacés. Les terrasses témoignent de la reprise d'érosion après une période de remblaiement correspondant à un profil d'équilibre.

Pour en savoir plus:

Fourmarier (1907b)

Clairbois (1959)

Alluvions modernes (AMO)

Les alluvions modernes, qui affleurent rarement, sont constituées de sables divers (argileux, limoneux, sableux, grossiers, etc.), de silts et de cailloux roulés de diamètre variable. Le tracé de leurs contours s'appuie sur la morphologie des fonds de vallée.

Pour en savoir plus:

Monjoie (1968)

Le tuf calcaire (T)

Présent tant dans les dépôts anciens qu'actuels, le tuf calcaire, communément appelé «Travertin du Hoyoux» est un calcaire d'origine continentale d'aspect concrétionné, vacuolaire et donc, de faible densité apparente. Il est grossièrement lité et de teinte brun ocre à grise; sec, ce tuf calcaire est parfois blanc. Sa formation est intimement liée à des eaux sursaturées en ions Ca^{2+} et HCO_3^- conjuguées à une baisse de la pression partielle de CO_2 ou à une hausse de la température ambiante, facteurs auxquels s'ajoutent l'oxygénation et la turbulence des eaux ainsi que l'action des algues et des bryophytes (Muxart, 1981; Pentecost, 2004). L'origine du calcium est liée aux sources issues des bandes calcaires recoupées par le Hoyoux. Les cours du Hoyoux et du ruisseau de Trifoi sont jalonnés de barrages de tuf calcaire dont l'édification se poursuit encore de nos jours (e.a. Lespineux, 1903; Lohest et Forir, 1904; Lanuit, 1984 ; Franco *et al.*, 2008).

A Vierset-Barse (entre les lieux-dits Régissa et Bois François), un important dépôt de tuf calcaire, qui a été exploité jadis, a édifié une terrasse longue de 1,2 km et épaisse de près de 11 m; sa largeur n'excède pas 100 m et le Hoyoux y a creusé une gorge étroite de 6,50 m de profondeur (Geurts, 1976) (fig. 12). Forir (1897) et Lohest (1901) ont proposé une origine lacustre pour ce dépôt: les poudingues résistants de la Formation de Burnot auraient constitué un barrage en avant du Hoyoux, et dans le lac formé à l'amont, la précipitation du calcaire aurait amené le développement de tuf et la surélévation du lit de la rivière; par la suite le cours d'eau aurait détruit le barrage et recreusé son lit dans les couches de tuf. Selon Van den Broeck *et al.* (1910), la formation de tuf calcaire résulterait plutôt de l'agitation et de l'aération de l'eau tombant du barrage rocheux ayant dû, autrefois, fournir la tête d'amont de cette ancienne expansion lacustre. Des empreintes végétales (Dumont, 1832; Stockmans, 1947), des coquilles de mollusques (Dewalque, 1875) ainsi que des os de cerfs et de castors (Lohest et Forir, 1904) ont été recueillis au sein de ces dépôts carbonatés.

Loess

Les loess forment une couverture constituée de limons d'origine éolienne mise en place lors des glaciations quaternaires, sous climat périglaciaire. Ils sont particulièrement épais sur les plateaux, leur épaisseur pouvant atteindre plusieurs mètres. Cependant, ils n'ont pas été figurés car ils sont décrits et cartographiés en détail sur les cartes pédologiques de Huy (Oldenhove de Guertechin, 1971, 1973) et de Nandrin (Avril, 1990; Maréchal et Vandenhoudt, 1977).

Pour en savoir plus:

Fourmarier (1959)

Marion *et al.* (2016)

Mottequin *et al.* (2014)

Dépôts anthropiques (X)

Ce terme englobe les différents dépôts générés par l'activité humaine tels les remblais et terrils de carrière, les déchets résultant de l'industrie alunière (shales calcinés) et les décharges.

3. Géologie structurale

La territoire de la carte Huy-Nandrin recouvre trois unités structurales (*sensu* Belanger *et al.*, 2012, voir fig. 28):

1°. Le Parautochtone brabançon qui comprend:

- a: les terrains ordovico-siluriens de la Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse (voir 2.2.1 en début de notice) qui ont été déformés lors du plissement calédonien et à nouveau au cours de l'orogénèse varisque.

La structure de la partie méridionale de cette bande de dépôts calédoniens, entre Huy et Ombret, a été précisée par Michot (1932a,b,c et 1969), mais sa révision impliquerait un levé de détail qui n'a pas été entrepris ici. Notons que la schistosité n'y est pas (ou très peu) développée.

La partie septentrionale de la Bande calédonienne de Sambre de Sambre-et-Meuse (au Tier d'Olné) se distingue de sa partie centrale par le développement d'une schistosité (Martin *et al.*, 1970; Valcke et Debacker, 2002). D'après les études menées notamment sur le pouvoir réflecteur de la matière organique et l'indice de cristallinité des illites, le Tier d'Olné serait séparé du reste de la Bande de Sambre-et-Meuse par une faille importante d'orientation NE-SW, mais dont le sens et l'inclinaison seraient inconnus (Hance *et al.*, 1991). Ces auteurs ont proposé plusieurs modèles pour expliquer les observations réalisées dans la région d'Ombret. Récemment, Vanmeirhaeghe (2002) et Vanmeirhaeghe et Verniers (2002) ont montré que les formations du Tier d'Olné et d'Ombret sont très proches des formations contemporaines de Rigenée et d'Ittre connues dans le Massif de Brabant. D'après Valcke (2002) et Valcke et Debacker (2002), la schistosité observée au Tier d'Olné résulterait du plissement calédonien. Ces éléments seraient en faveur de l'hypothèse formulée par Hance *et al.* (1991, fig. 6c) selon laquelle les formations du Tier d'Olné et d'Ombret se seraient déposées dans le même bassin

(Bassin du Brabant) que celles citées précédemment; la partie nord de la Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse appartiendrait donc à la zone orogénique anglo-brabançonne (Valcke et Debacker, 2002).

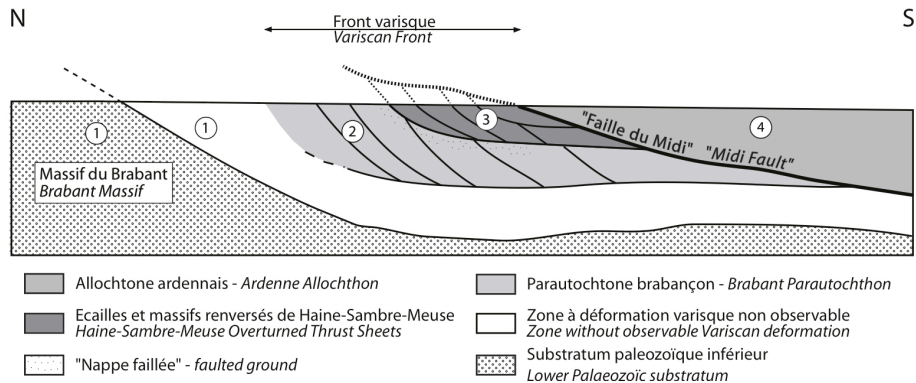


Figure 28: Profil schématique N-S au travers du front varisque (sans échelle). Diverses zones de déformation numérotées de 1 à 4 sont distinguées depuis le massif du Brabant en position autochtone et qui sont à la base de la reconnaissance des unités structurales (d'après Belanger *et al.*, 2012).

-b: des dépôts dévono-carbonifères qui ont été plissés lors de l'orogénèse varisque. Ils reposent en discordance sur les terrains de la Bande calédonienne de Sambre-et-Meuse (Michot, 1932a, 1979).

Le bord sud du Parautochtone comporte, à l'est du méridien du Mont Picard, l'extrémité orientale du synclinal faillé de la Citadelle de Huy (Fourmarier et Lespineux, 1908; Fourmarier, 1922; Michot, 1932a, b) et l'anticlinal de Huy-Statte. Ces plis sont déversés vers le nord et s'enoient vers l'ouest; la direction du premier est grosso modo W-E, celle du second est WSW-ENE.

Par ailleurs, et contrairement aux tracés existants (Dewalque *et al.*, 1898; Michot, 1932a), nous avons décidé de ne pas raccorder physiquement le poudingue (base du Givetien?) observé dans le centre historique de Huy, avec les affleurements cartographiés dans la montée vers Saint Léonard; son positionnement dans une charnière synclinale pourrait expliquer son caractère isolé dans cette partie de la vallée du Hoyoux.

Les terrains du Groupe houiller (bassin houiller de Huy) sont recoupés par de nombreuses failles longitudinales inverses telles celles de Corphalie et d'Andenne reconnues lors des travaux miniers (Stainier, 1922) (fig. 29).

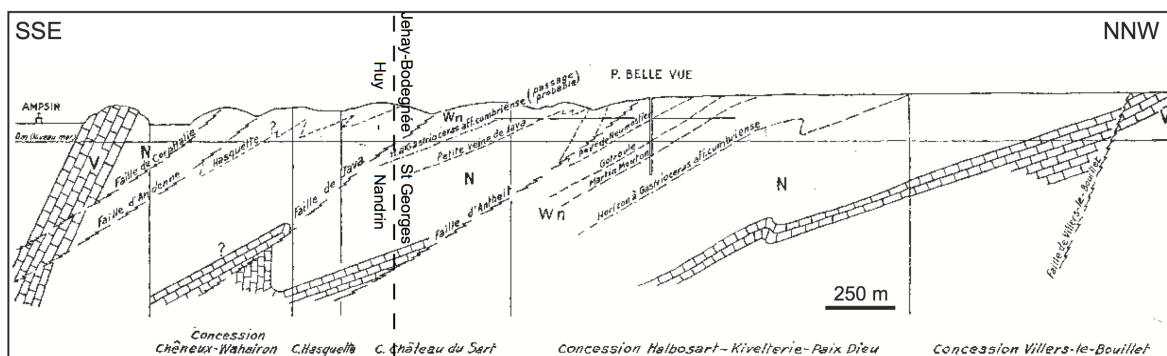


Figure 29: Coupe à travers le bassin houiller de Huy passant par le Puits Belle Vue sis sur la concession Halbosart-Kivelterrie-La Paix Dieu (Lambrecht [1957], d'après Stainier [1922]). Abréviations: V, Viséen; N, Namurien; W, Westphalien.

2°. La terminaison des Ecailles et Massifs renversés de Haine, Sambre et Meuse:

Les Ecailles et Massifs renversés de Haine, Sambre et Meuse ne concernent qu'un secteur réduit de la carte, entre le bord occidental de la carte, à proximité de la localité de Saint Léonard et le Mont Picard, à l'ouest de la citadelle de Huy.

A l'ouest du méridien du Mont Picard, le synclinal de la Citadelle de Huy est affecté, du nord au sud, par les failles inverses de Boussale, du Bastion et de Saint-Léonard qui perturbent son flanc méridional et sont orientées WSW-ENE.

La faille de Boussale constitue la limite nord des Ecailles et Massifs renversés de Haine, Sambre et Meuse. Elle a été reconnue au sud d'Andenne par Stainier *et al.* (1901) et celle du Bastion serait la plus redressée des trois. Son inclinaison serait de l'ordre de 85 degrés alors que celle des deux autres avoisinerait la trentaine de degrés.

Les travaux de levé ne nous ont pas permis d'apporter de nouveaux éléments qui préciseraient la connaissance de la structure de cette portion de la carte, si ce n'est la disparition d'une partie du flanc sud (renversé) du synclinal de Huy, au méridien de Saint-Léonard, dans le sommet du versant mosan.

3°. L'allochtone ardennais:

Il est constitué par des dépôts dévono-carbonifères du Synclinorium de Dinant (bord nord et partie centrale), qui ont été plissés lors de l'orogénèse varisque et charriés sur les terrains précédents via la Faille du Midi (Nappe charriée du Condroz *sensu* Fourmarier [1933]).

Les terrains ordovico-siluriens de la boutonnière du Fond d'Oxhe (e.a. Michot, 1934, 1969), sur lesquels les formations dévono-carbonifères reposent en discordance, sont solidaires de la nappe charriée (Michot, 1980) et leur schistosité résulterait du plissement varisque (e.a. Fourmarier, 1939; Martin *et al.*, 1970).

Les plis, d'axe SW-NE, sont généralement droits dans les formations famenno-dinantiennes du Condroz qui occupent la moitié SE de la carte ou dotés d'une vergence sud, au fur et à mesure que l'on se dirige vers le bord septentrional du Synclinorium de Dinant; ils s'ennoient vers le sud-ouest. Dans les zones occupées par les formations mésodévonienues et frasniennes, ces plis sont généralement serrés, de longueur d'onde hecto- à plurihectométrique. Pour autant que l'on puisse en juger, les terrains famenniens et carbonifères sont, quant à eux, affectés par des plis dont les longueurs d'onde sont proches du kilomètre. Des observations similaires ont été réalisées sur la feuille Tavier-Esneux par Bellière et Marion (2015), qui borde la présente carte à l'est. D'après ces derniers, ces différences pourraient résulter du fait que le taux de raccourcissement d'une série plissée n'est pas distribué de manière homogène. Les plis secondaires sont fréquents et affectent principalement les formations dévoniennes (e.a. Formation de Fooz dans le vallon du Ri de Mer [Michot, 1969]).

La schistosité de plan axial affecte essentiellement les séries pélitiques dévoniennes, mais il n'est pas rare d'observer son développement, dans les zones de charnière, au sein des

unités carbonatées, notamment dans les formations de Névremont et de Lustin à proximité de Barse.

Les failles longitudinales de chevauchement, telles celles de Goesnes, de Pont-de-Bonne et de Villers-le-Temple (e.a. Lohest *et al.*, 1902; Fourmarier, 1907a, 1922, 1954) sont orientées SW-NE et présentent une inclinaison vers le SE estimée à 45° au maximum. En effet, un pendage du plan de faille supérieur à celui de la stratification ne permettrait pas d'expliquer la disparition de deux flancs de plis, c'est-à-dire le flanc sud d'un synclinal dinantien et le flanc nord d'un anticlinal famennien, comme cela apparaît clairement sur les coupes associées à cette carte. Nous attirons toutefois l'attention des lecteurs sur le fait que les conditions d'affleurement ne permettent pas d'apprécier précisément la valeur de ces chevauchements majeurs. En raison des raccourcissements importants qu'elles engendrent, ces failles se suivent en direction sur des distances considérables. Par ailleurs, ces grands accidents longitudinaux, qui sont connus dans la vallée du Hoyoux depuis longtemps (e.a. Gosselet, 1860), pourraient constituer le prolongement occidental de certaines grandes failles qui ont été cartographiées sur la carte Tavier-Esneux (Bellière et Marion, 2015) ou encore, celui de la faille d'Yvoir, cartographiée jusqu'au méridien d'Assesse (Bellière, 1948; Delcambre et Pingot, sous presse; Marion et Barchy, sous presse).

Si l'on se réfère aux travaux antérieurs, la faille eifélienne n'a jamais clairement été nommée sur cette carte; cependant, la faille de Huy, qui a notamment été représentée par Michot (1932a) entre la gare de Huy-Sud et l'entrée du tunnel ferroviaire vers le pont sur la Meuse, pourrait s'y apparenter. Vers le NE, des failles ont aussi été représentées par Michot (1932a), telle celle de Tihange, qui pourraient en constituer le prolongement. Lors des travaux de levé, nous avons pu constater à plusieurs reprises que l'épaisseur du poudingue développé à la base de la Formation de Fooz (poudingue d'Ombret) n'est pas constante. Il disparaît parfois complètement (Fond d'Oxhe) et ce, sans le concours d'une faille. Ces variations latérales affectent par ailleurs également le reste de la Formation de Fooz sur cette zone. Pour cette raison, et bien que les travaux de Michot (1969) sur la faille d'Ombret soient d'un grand intérêt, nous pensons que le tracé de la faille eifélienne devrait occuper une position plus septentrionale que les tracés existants, de manière à recouper une zone d'affleurement très tectonisée, à Ombret, qui présente des caractères comparables à celle qui a été observée dans une excavation de la montée vers Saint Léonard, à l'ouest de la gare de Huy-Sud.

4. Phénomènes karstiques

L'activité karstique, tant ancienne qu'actuelle, est manifeste parmi les calcaires dévoniens et carbonifères présents sur le territoire couvert par la carte, mais c'est principalement dans la région du Hoyoux qu'elle est la plus développée (e.a. Van den Broeck *et al.*, 1910). Elle se traduit par des phénomènes aussi divers que les pertes, les résurgences, les grottes et les dolines. L'inventaire des principaux phénomènes karstiques (e.g. Trou du Blanc, Grotte du Salpêtre) a été dressé par Dubois (1982a, b) et De Broyer *et al.* (1996). Par ailleurs, les deux grottes situées sur le versant septentrional du Mont Falize à Huy ont livré du matériel archéologique (e.g. Haeck, 1963; Janssens, 1963). Des traces récentes d'effondrements karstiques ont été observées à proximité du lieu-dit Les Tombales, au SSW de Tinlot. Des paléokarsts comblés par des dépôts de sable, qui ont d'ailleurs été exploités, sont bien exposés à Barse et au SE de Tinlot.

L'Atlas du karst wallon, dans son numéro consacré aux bassins versants du Hoyoux et de la Solières (Michel et Thys, 2016) constitue un ouvrage de référence dans le domaine.

5. Ressources du sous-sol et exploitations

5.1. Hydrogéologie

5.1.1. Les bassins hydrographiques

Outre le bassin de la Meuse qui couvre 52,3 % du territoire de la carte de Huy-Nandrin (fig. 30), trois sous-bassins hydrographiques sont reconnus (Ruthy, 2005; Briers *et al.*, 2016a, 2016b). Il s'agit de ceux du Hoyoux (33,2 %), de l'Ourthe (10,6 %) et de la Mehaigne (3,9 %). Notons que le Hoyoux et la Mehaigne se jettent dans la Meuse, respectivement à Huy et à Wanze (en bordure occidentale de la carte).

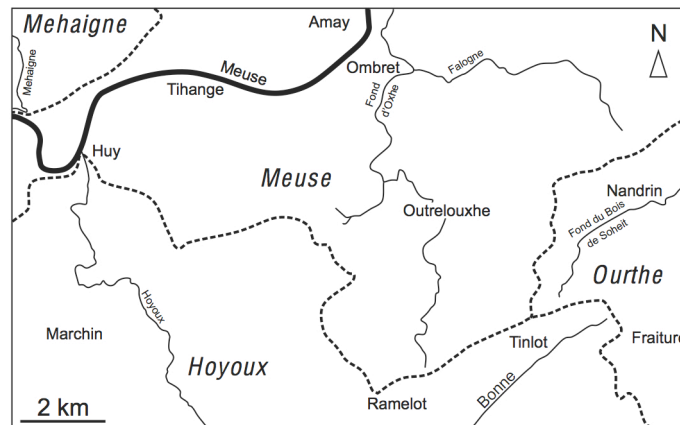


Figure 30 les principaux bassins hydrographiques de la carte Huy-Nandrin (modifié d'après Ruthy [2005]).

5.1.2. Les aquifères

Aquifères du socle paléozoïque

Les formations gréseuses du Paléozoïque inférieur sont exploitées localement dans la vallée de la Meuse, mais ces aquifères sont peu connus.

Les schistes intercalés entre les niveaux de grès et de quartzite présents au sein des formations éodévoniennes limitent les potentialités aquifères de ces dernières car ils diminuent leur perméabilité transversale en compartimentant l'aquifère. Quelques puits exploitent toutefois la partie altérée de ces terrains.

Les nappes développées au sein des calcaires givetiens et frasniens restent méconnues par manque de données hydrogéologiques.

Moyennant une importante altération superficielle ainsi qu'une fissuration significative, les formations gréseuses du Famennien supérieur sont à même de constituer un

aquifère. Néanmoins, ce type de nappe, dite de manteau d'altération, se caractérise généralement par une capacité réduite en raison de l'altération superficielle des grès. De nombreuses sources temporaires ou pérennes constituent les exutoires de ces nappes qui s'écoulent vers les dépressions calcaires. Les aquifères du Famennien supérieur sont peu sollicités sur la présente carte bien que près de 400 000 m³ soient prélevés par an à Outrelouxhe (source Marnave). Intercalée entre des formations essentiellement silto-gréseuses, la Formation de Souverain-Pré (Famennien moyen), composée de siltites à nodules carbonatés et de calcaires argileux, est parfois exploitée comme aquifère. Cette particularité est moins développée sur la présente carte en raison de sa très faible épaisseur, voire de son absence vers le bord nord du Synclinorium de Dinant. La présence de cet horizon se traduit cependant par une série d'alignements de venues d'eau, au contact entre les formations d'Esneux et de Montfort.

Les formations carbonatées dinantiennes, en vertu de leur épaisseur considérable, représentent un important aquifère de fissures, localement karstifié. Les différentes nappes sont alimentées par l'infiltration diffuse des eaux météoriques à travers les terrains de couverture et par celle, plus concentrée, via les pertes. Les sables piégés dans les poches de dissolution jouent le rôle de filtre tandis que la présence d'argiles de décalcification, au contact entre les calcaires et les sables, peut être à l'origine de nappes temporaires. De nombreuses pertes drainent directement les eaux de surface vers les nappes sous-jacentes avec comme conséquence, une mise en relation immédiate des eaux de surface avec les eaux souterraines exploitées pour la consommation. Il en résulte donc un risque accru de pollution. En raison de leur imperméabilité, les niveaux argileux, qui existent d'une part au sommet du Famennien (Formation de Comblain-au-Pont) et d'autre part dans la partie inférieure du Tournaisien (Formation de Pont d'Arcole), induisent vraisemblablement une barrière entre la nappe des grès famenniens et celle des calcaires carbonifères. Les calcaires et dolomies dinantiens du flanc méridional du Parautochtone brabançon sont peu sollicités depuis l'arrêt de l'exploitation de la carrière d'Ampsin en 2007. A l'inverse, plusieurs captages ont été implantés dans les calcaires du Synclinorium de Dinant dont le plus important est situé à Marchin (galerie drainante de Triffoy, exploitée par la Compagnie Intercommunale Liégeoise des Eaux) où près de 700 000 m³ ont été prélevés en 2004.

Les lithologies rencontrées (shale, siltite, grès, quartzite) au sein du Groupe houiller sont dotées d'une faible porosité en petit. Seules les fissures ouvertes (diaclasses, fractures diverses) développées dans les horizons de grès et de quartzites peuvent contenir de l'eau récupérable (nappes de fissure) ; les fissures présentes dans les shales sont généralement colmatées par de l'argile d'altération. L'altération de la pyrite, souvent présente en abondance dans ces roches, implique des teneurs élevées en fer et en sulfate ainsi qu'un pH acide. Toutefois, dans la région de Huy-Nandrin, peu de données sont disponibles pour ce type d'aquifère.

Aquifère alluvial

Les dépôts superficiels alluvionnaires (galets, graviers, sables) présents dans les fonds de vallées sont d'intéressants aquifères pour autant que leurs extension et épaisseur soient suffisantes. Cependant, en raison de leur hétérogénéité, ces alluvions ont des propriétés éminemment variables. Les nappes qu'ils contiennent sont alimentées par celle du bed-rock sous-jacent, celles sises dans les versants et les eaux pluviales.

La nappe alluviale de la Meuse est exploitée à Amay par la Société Wallonne de Distribution d'Eau (environ 252 000 à 360 000 m³ par an), à Tihange par Electrabel pour les besoins de la centrale nucléaire (850 000 m³ en 2002) et, dans une moindre mesure, par quelques particuliers et industries.

Pour en savoir plus:

Michel et Thys éditeurs (2016)

Liégeois (1937)

De Broyer *et al.* (1996)

5.2. Ressources minérales, mines et carrières – Matériaux utiles

5.2.1. Introduction

Par le passé, divers types de matériau et de minerai ont été extraits du sous-sol de la région couverte par la planchette Huy-Nandrin. En 2009, le nombre de carrières encore en activité dans la zone cartographiée se comptait sur les doigts d'une main. Les adresses des carrières encore en activité sont disponibles dans l'ouvrage de synthèse de Poty et Chevalier (2004). Le lecteur se référera aux ouvrages de Cnudde *et al.* (1987) et De Jonghe *et al.* (1996) à propos des propriétés des différentes roches exploitées; il en découvrira leurs usages dans l'article de Goemaere *et al.* (2016).

5.2.2. Matières utiles

Les grès

Les grès des formations du Bois d'Ausse et de Wépion ont été activement exploités pour l'empierrement (pavés) et la production de moellons de construction. Les grès de la Formation de Montfort et, dans une moindre mesure, ceux de la Formation d'Evieux ont été extraits pour la production de dalles, moellons et pavés dans la vallée du Hoyoux et au sud d'Outrelouxhe. La cathédrale romane de St-Séverin-en-Condroz a été bâtie à l'aide de grès famenniens. Les carrières du Hoyoux, dont les sièges étaient situés à Vierset-Barse et Vyle-Tharoul (planchette Modave-Clavier), produisaient annuellement, avant la seconde guerre mondiale, 1 750 000 pavés, 500 m² de moellons, 300 m de bordures et 22 000 t de concassés (Ancion et Macar, 1947). A noter que certains grès de la Formation d'Evieux autrefois exploités aux carrières du Soleil à Villers-le-Temple, en réalité des arkoses anormalement riches en feldspath (arkose psammitique à structure quartzitique d'après Michot cité par Acion et Macar [1947]), ont servi à la fabrication de bacs et de cuves à acides (grès anti-acide [*sic*]) en raison de leur insolubilité dans divers acides (Dewalque, 1868 ; Ancion et Macar, 1947).

Les poudingues

Les bancs de poudingue blanchâtre développés au sommet de la Formation de Pépinster (poudingue de Marchin) ont été intensément exploités de part et d'autre de la vallée du Hoyoux (Marchin, Barse) pour la confection de creusets destinés aux hauts-fourneaux et la

fabrication de meules (e.a. Dumont, 1832; Davreux, 1833; Macar, 1947). Cette roche, pourtant difficile à tailler, a aussi été utilisée comme pierre de taille dans la région éponyme.

Les sables

Les sables, piégés au sein des cavités karstiques développées parmi les calcaires dévoniens et carbonifères, ont été exploités essentiellement pour la construction, notamment à Ampsin, Barse, Huy et Soheit-Tinlot. L'extension réduite des poches de sable, résultant de leur mode de formation, explique le caractère local de ces exploitations.

Les schistes alunifères (ampélites)

Les ampélites de la partie inférieure du Groupe houiller (Formation de Chockier) ont été utilisées pour la production industrielle d'alun. Riche en alumine (Al_2O_3) et en sulfure (FeS_2), l'ampélite donnait après calcination, lavage et adjonction de sulfate de potassium, de l'alun, c'est-à-dire un sel double formé par la combinaison du sulfate d'aluminium et d'un sulfate alcalin ($KAl(SO_4)_2 \cdot 12(H_2O)$). L'alun fut utilisé tant en médecine (astringent, caustique) que dans l'industrie (durcisseur du plâtre, encollage du papier, clarification du suif), la teinturerie (fixatif des colorants pour textile), la tannerie et la maroquinerie (raffermissement des peausseries) (Fraipont, 1936; Anonyme, 1992). Une tonne d'alun exigeait en moyenne 60 tonnes d'ampélites (Anonyme, 1992). Plusieurs alunières étaient sises sur le territoire de la commune d'Amay et plus particulièrement aux lieux-dits Loyâbe (alunière St Nicolas) et Wéhairon (ou Wahairon) ainsi qu'à Corphalie. De nos jours, les anciens sites de production d'alun se démarquent dans le paysage par la présence de taches rouges qui témoignent de l'existence de résidus d'ampélite calcinée et lessivée. A titre informatif, l'alunière Saint-Nicolas produisait 1200 t d'alun en 1864 (Anonyme, 1992). Notons également qu'à Hermalle-sous-Huy (à l'est de la présente carte), des «terres rouges» furent utilisées par l'entreprise Dumont-Wautier pour la production de briques de schiste mais cette application ne connut pas le succès commercial escompté et fut rapidement abandonnée (Anonyme, 1992).

Le charbon

La zone cartographiée appartient au bassin ou gisement houiller d'Andenne-Huy, qui correspond à la partie du sillon Haine-Sambre-Meuse comprise entre l'aire de surélévation transversale du Samson, à l'ouest, et l'extrémité occidentale du bassin de Liège, à l'est (e.a. Stainier, 1922; Van Leckwijck, 1952; Lambrecht, 1957). Plusieurs concessions couvraient la partie nord-ouest de la carte et quelques galeries furent ouvertes, notamment aux lieux-dits Male Semaine et Leumont (Stainier, 1922).

Les calcaires

Bien que ces derniers aient été intensivement exploités par le passé comme en témoignent les nombreuses carrières disséminées sur le territoire de la carte, toute activité extractive liée aux roches carbonatées a disparu de nos jours. Celles-ci ont servi à la production de pierres de taille (moellons, pavement, etc.) et de chaux. Les roches exploitées à ces fins ont été extraites des formations:

- frasniennes: plusieurs carrières ont été ouvertes au sein de la Formation de Lustin dans les environs de Marchin, Vierset-Barse et Nandrin, mais aussi à Huy où les moellons de calcaire

ont notamment servi à l'édification de la citadelle. Localement, de la chaux a été produite à partir de ces calcaires;

- tournaisiennes: la Formation de Landelies, mais surtout celle de l'Ourthe ont fait l'objet de nombreuses exploitations dans la vallée du Hoyoux et au sud-ouest de Villers-le-Temple (Libert, 1911).

- viséennes: les calcaires de la Formation de Terwagne ont été exploités au sud de Scry, ceux de la Formation de Lives ont été extraits à Corphalie, Statte et Ampsin auxquels s'ajoutent ceux de la Formation des Grands Malades (Membre de Seilles) à Ampsin. Comparativement à d'autres régions, l'extraction des calcaires oolitiques de la Formation de Neffe, à des fins chauxfournières, a été très faible.

De manière plus anecdotique, citons l'exploitation des tufs de la vallée du Hoyoux (Régissa), pour la construction de rochers artificiels et de grottes (Dewalque, 1875; Van den Broeck *et al.*, 1910).

Les argiles

Calembert (1947) a rapporté la présence d'argilières au lieu-dit Les Mirlondaines sur le territoire de la commune d'Amay.

5.2.3. Les minéralisations

Le minerai de fer

Hormis le tracé de l'oligiste oolitique de Vezin, la précédente version de la carte géologique (Dewalque *et al.*, 1898) ne renseigne pas de gîtes métallifères. Toutefois, divers auteurs ont rapporté la présence de minières d'importance diverse dans la région cartographiée (Dumont, 1832; Davreux, 1833; Franquoy, 1869; Delmer, 1912, 1913; Dargent, 1949; Denayer *et al.*, 2011).

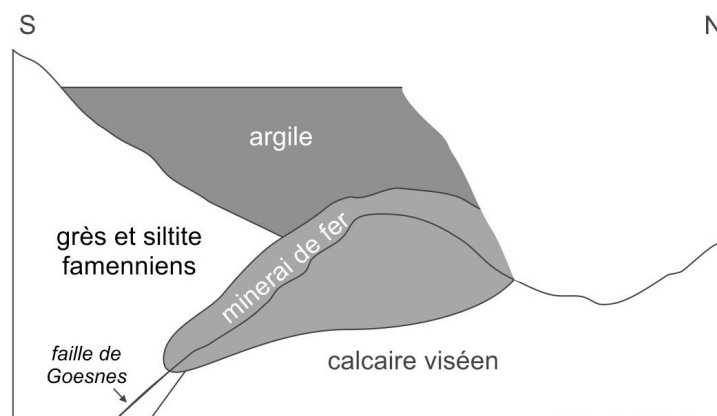


Figure 31: coupe schématique (sans échelle) à travers le ravin de Chabôfosse et localisation du gisement de minerai de fer (d'après Franquoy, 1869).

Parmi les plus importantes, citons celle du ravin de Chabôfosse (vallée du Hoyoux) où fut extraite de la limonite de bonne qualité, mais toutefois phosphoreuse. D'après Dumont

(1832) et Franquoy (1869), il s'agissait d'un énorme amas développé au contact entre le calcaire carbonifère et le Famennien (fig. 31). Les puits s'éparpillaient sur une longueur de 500 m et une largeur de 100 m; la profondeur de la mine atteignait 50 m (Franquoy, 1869). L'hématite oolitique famennienne, dont la source du fer est probablement liée à de l'activité volcanique (Laenen *et al.*, 2002), a été exploitée à Wéhairon (Amay) vers 1835 ou 1840; il s'agissait de deux niveaux de minerai de 30 cm d'épaisseur, séparés par 8 m de morts-terrains (Franquoy, 1869; Delmer 1912). D'après Van Leckwijck et Ancion (1956), la teneur en fer de l'hématite oolitique à Huy était de l'ordre d'une trentaine de pourcents. Il a également fait l'objet d'exploitation à Ahin (Bois de Chaumont) (Franquoy 1869, Delmer 1912). En outre, Delmer (1912) a signalé que la concession de Corphalie renfermait un dépôt de limonite développé au contact entre le calcaire carbonifère et le Houiller.

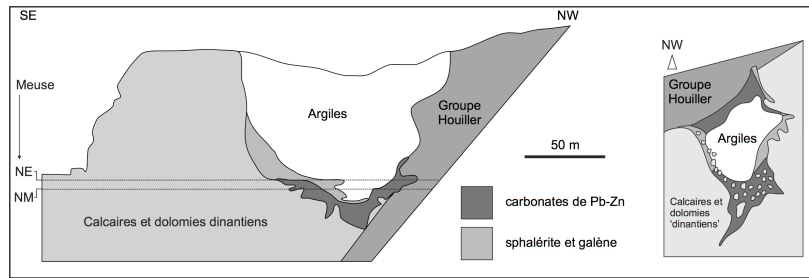
Une synthèse riche et fouillée, consacrée au minerai de fer en Wallonie (cartographie, histoire et géologie), a été réalisée par Julien Denayer (Denayer *et al.*, 2011). Les occurrences relatives à la présente carte y sont décrites et localisées sur cartes.

Le manganèse

Une mine de manganèse a été signalée à Marchin (De Vaux, 1862) où le minerai formait un dépôt dans les anfractuosités du calcaire sous-jacent (Givetien ou Frasnien) qui était recouvert par divers argiles et du sable. Stainier (1911) a renseigné des sables tertiaires manganésifères piégés dans des poches de dissolution développées au sein des calcaires dinantiens.

Les minerais de Pb-Zn

La vallée mosane, entre Huy et Chockier, comptait autrefois plusieurs sites d'extraction de minerais plombo-zincifères (amas et filons) (e. a. Davreux, 1833; Burat, 1846a, b; Lespineux, 1905; De Rauw, 1907; Bartholomé et Gérard, 1976). Au lieu-dit Corphalie (e.a. Burat, 1846b), une vaste poche en forme d'entonnoir arrondi à la base, dont la profondeur atteignait 110 m, a livré du minerai sulfureux composé de sphalérite et de galène, mais uniquement dans sa partie inférieure (Lespineux, 1905). Ce gisement était développé au contact entre le calcaire viséen et les shales et les grès du Groupe houiller (fig. 32). Pour l'année 1862, la mine produisit 935 t de calamine à 27 % Zn, 983 t de sphalérite à 29.5 % Zn, 60 t de galène de première qualité à 65% Pb et 22 t de galène de seconde qualité 31.04 % Pb (Dewez, 1947). Notons que sous le terme «calamine», Lespineux (1905) désignait, à l'instar des mineurs, «un mélange de carbonate de zinc, de plomb et d'oxyde de fer associés à des matières argileuses, mélange dans lequel le zinc domine». Le gîte fut considéré comme épuisé en 1864. Notons également la présence de soufre dans les cavités de la sphalérite concrétionnée (Büttgenbach, 1898). D'autres gisements plombo-zincifères liés à des circulations d'eaux météoriques en rapport avec des phases d'émersion infra-viséenne et pré-namurienne ont été repérés en rive gauche de la Meuse, entre Corphalie et Amay (Balcon, 1981).



Divers

Signalons, pour information, la présence de phosphorite iodée (variété concrétionnée d'apatite) à Ramelot rapportée par Jorissen (1879) et Petermann (1886). Elle provient sans doute des couches de passage Viséen-Namurien comme c'est le cas à Blaton et à Warnant (Scheere et Van Tassel, 1969).

Bibliographie

Ancion, C. et Macar, P., 1947. Les psammites du Condroz. *In Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.): Congrès 1947 – Section Géologie. Vaillant-Carmagne, Liège*, p. 225-238.

Anonyme, 1892. Légende de la carte géologique de la Belgique à l'échelle du 40 000°. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 6: 217-229.

Anonyme, 1992. Les alunières à Flémalle et dans la vallée de la Meuse. *Commission historique de Flémalle*, 143 p.

Aretz, M., 2002. Habitatanalyse und Riffbildungspotential kolonialer rugoser Korallen im Unterkarbon (Mississippium) von Westeuropa. *Kölner Forum für Geologie and Paläontologie*, 10: 1-155.

Asselberghs, E., 1933. Le Dévonien inférieur de la bande de Huy entre Coutisse et Neuville-en-Condroz. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 7: 1-39.

Asselberghs, E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 14: 1-598.

Asselberghs, E., 1951. Note sur la base du Givetien au nord-est du bassin de Dinant. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 59: 351-355.

Austin, R., Conil, R., Rhodes, F. et Streel, M., 1970. Conodontes, spores et foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 93, 305-315.

Avril, P., 1990. Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette de Nandrin 146E-48-4. *Centre de cartographie des sols de la Belgique méridionale, Faculté des Sciences Agronomiques de Gembloux, Gembloux*, 67 p.

Balcon, J., 1981. Quelques idées sur les minéralisations plombo-zincifères dans les formations carbonatées en Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 90: 9-61.

Barchy, L. et Marion, J.-M., sous presse. Carte géologique de Wallonie à l'échelle du 1:25.000. Modave-Clavier 48/7-8 et sa notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne, Namur*.

Bartholomé, P. et Gérard, E., 1976. Les gisements plombo-zincifères de la région d'Engis, province de Liège, Belgique. *Annales des Mines de Belgique*, 11: 901-917.

Belanger, I., Delaby, S., Delcambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., Marion, J.M., Mottequin, B. et Pingot, J.L., 2012. Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, 15/3, 169-175 URL : <http://popups.ulg.ac.be/1374-8505/index.php?id=3665>.

Bellièvre, J., 1948. Le prolongement oriental de la faille d'Yvoir. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 71: B257-B260.

Bellière, J. et Marion, J.-M., 2015. Carte géologique de Wallonie à l'échelle de 1:25.000. Tavier-Esneux n° 49/1-2 et sa notice explicative. *SPW/Editions, Cartes, Jambes (Namur)*, 1-68 + 1 carte.

Beugnies, A., 1965. Contribution à l'étude du Famennien du bord nord du bassin de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 88: B411-B450.

Beugnies, A., 1973. Contribution à l'étude du Famennien du bord sud du synclinorium de Namur. *Annales de la Société géologique du Nord*, 93: 147-155.

Bless, M. J. M. et Felder, P. J., 1989. Note on the Late Cretaceous of Hockai (Hautes Fagnes, NE Belgium). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112: 47-56.

Blieck, A., 1982. Données nouvelles sur les hétérostracés (vertébrés, agnathes) du gisement d'Ombret, Dévonien inférieur de l'Ardenne belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 105: 235-239.

Bouckaert, J. et Ziegler, W., 1965. Conodont stratigraphy of the Famennian Stage (Upper Devonian) in Belgium. *Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, 5: 1-40.

Bouckaert, J., Conil, R., Groessens, E., Streel, M. et Sandberg, C. A., 1975. Excursion C. In Bouckaert, J. et Streel, M. (eds), International Symposium on Belgian micropaleontological limits, Namur 1974, guidebook. Geological Survey of Belgium, p. 1-16.

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. et Vanguetaine, M., 1999. Les formations du Frasnien de la Belgique. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 44: 1-126.

Bourguignon, P., 1951. Etude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 74: M105-M200.

Briers, P., Jamin, P., Ruthy, I., Orban, P. et Brouyère, S., 2016a. Hydrogéologie du bassin du Hoyoux. In: Michel, G et Thys, G. (Edts) Atlas du Karst wallon: les bassins versants du Hoyoux et de la Solières, *SPW Editions, Atlas, Jambes (Namur)*, 41-47.

Briers, P., Descy, J.-P., Schmit, F., Hallet, V., Orban, Ph. et Brouyère, S., 2016b. Le bassin du Triffoy et les eaux souterraines. In: Michel, G et Thys, G. (Edts) Atlas du Karst wallon: les bassins versants du Hoyoux et de la Solières, *SPW Editions, Atlas, Jambes (Namur)*, 48-54.

Bulman, O. M. B., 1950. On some Ordovician graptolite assemblages of Belgium. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 25 (5): 1-8.

Bultynck, P. et Dejonghe, L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 39-69.

Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Prétat, A., Stainier, P., Steemans, Ph., Streel, M. et 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: 1-106.

Burat, A., 1846a. Géologie appliquée, ou traité de la recherche et de l'exploitation des minéraux utiles. *Langlois et Leclercq, Paris*, 628 p.

Burat, A., 1846b. Etudes sur les gîtes calaminaires et sur l'industrie du zinc en Belgique. Plon Frères, Paris, 47 p.

Büttgenbach, H., 1898. Le soufre de Corphalie. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 25: 73-82.

Calembert, L., 1947. Les roches argileuses de la Belgique. In Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.) : Congrès 1947 – Section Géologie. *Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 245-263.

Calembert, L. et Gulinck, M. 1954. Partie 1. La stratigraphie. Chapitre 15. L'Oligocène», In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Fourmarier, P. Edt. *Vaillant-Carmanne, Liège*, 495-532. URL : <http://popups.ulg.ac.be/0037-9395/index.php?id=3385>.

Clairbois, A.-M., 1959. L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82: B213-B233.

Cluysenaar, P.-G. et Lecrenier, A., 1887. Etude des fossiles siluriens de Huy et d'Ombret. *Bulletin du Cercle des Naturalistes hutois*, 1887 (2): 47-54.

Cnudde, C., Harotin, J.-J. et Majot, J.-P., 1987. Pierres et marbres de Wallonie. *Archives d'Architecture moderne, Bruxelles et Ministère de la Région Wallonne-DGRNE, Namur*, 180 p.

Coen, M., Coen-Aubert, M. et Cornet, P., 1977. Distribution et extension stratigraphique des récifs à «*Phillipsastrea*» dans le Frasnien de l'Ardenne. *Annales de la Société géologique du Nord*, 96: 325-331.

Coen-Aubert, M., 1973. Le Givetien et le Frasnien de la vallée du Hoyoux. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 1973/6: 1-12.

Coen-Aubert, M. et Coen, M., 1975. Le Givétien et le Frasnien dans la vallée de la Meuse de Tailfer à Yvoir (bord nord du Bassin de Dinant). *Annales la Société géologique de Belgique*, 97: 499-524.

Coen-Aubert, M. et Lacroix, D., 1979. Le Frasnien dans la partie orientale du bord sud du synclitorium de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 101 : 269-279.

Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Cnudde, C. et Tourneur, F., 1985. Etude stratigraphique, sédimentologique et géochimique de trois sondages effectués à Membach (Massif de la Vesdre). *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 1985/10: 1-57.

Collard, M., 1963. Les manifestations volcaniques du Tarannonien de La Neuville-sous-Huy. Mémoire de licence inédit, Université de Liège, 57 p.

Conil, R., 1960. Le Tournaisien de la gare d'Yvoir. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 69: 277-294.

Conil, R., 1964. Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classes des Sciences*, collection in-4°, 2^e série, 15 (4): 1-87.

Conil, R., 1967. Problèmes du Viséen inférieur dans le Condroz. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 90: B413-B429.

Conil, R., Pirlet, H. et Lys, M., 1967. Echelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 1967/13: 1-56.

Conil, R., Dreesen, R., Lentz, M.-A., Lys, M. et Plodowski, G., 1986. The Devonian-Carboniferous transition in the Franco-Belgian Basin with reference to foraminifera and brachiopods. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109: 19-26.

Corin, F., 1965. Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique*, 4: 1-148.

Dargent, J. L., 1949. Les mines métalliques et la métallurgie au pays de Liège. *Les Chercheurs de la Wallonie*, 14: 152-283.

Da Silva, A.-C., 2004. Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. *Thèse de doctorat inédite, Université de Liège*, 253 p.

Davreux, C. J., 1833. Essai sur la constitution géognostique de la province de Liège. *Mémoires couronnés de l'Académie royale des Sciences et Belles-Lettres de Bruxelles*, 9:1-297.

Dean, W. T., 1991. Ordovician trilobites from the inlier at Le Petit Fond d'Oxhe, Belgium. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 61: 133-155.

De Broyer, C., Thys, G., Fairon, J., Michel, G. et Vrolix, M., 1996. Atlas du karst wallon (province de Liège). Inventaire cartographique et descriptif des sites karstiques et des rivières souterraines de Wallonie. Tome 1, Présentation générale, synthèse et bibliographie; Tomes 2 et 3, fiches descriptives des sites karstiques des captages et des carrières en région calcaire. *Commission wallonne d'étude et de protection des sites souterrains, La Hulpe*, 896 p.

De Geest, P., 1998. Het venster van Fond d'Oxhe (Ordovicium-Siluur): kartering, lithostratigrafie en biostratigrafie met Chitinozoa. *Mémoire de licence inédit, Université de Gand*, 96 p.

Dejonghe, L., 2001. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie. *Ministère de la Région wallonne (2^e édition). Direction générale des ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 51 p.

De Jonghe, S., Gehot, H., Genicot L. F., Weber, P., Tourneur, F., Ducarme, P. et Groessens, E., 1996. Pierres à bâtir traditionnelles de la Wallonie – Manuel de terrain. *Ministère de la*

Région wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur, 261 p.

Delcambre, B., 1989. Marqueurs téphrostratigraphiques au passage des calcaires de Neffe vers ceux de Lives. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 98: 163-170.

Delcambre, B. et Pingot, J.-L., 2000. Carte géologique de Wallonie à l'échelle du 1:25.000. Fontaine-L'Evêque-Charleroi n°46/7-8 et sa notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne-DGRNE, Namur 114 p. + 2 cartes.*

Delcambre, B. et Pingot, J.-L., sous presse. Carte géologique de Wallonie à l'échelle du 1:25.000. Bioul-Yvoir n°53/3-4 et sa notice explicative. *SPW/ Editions, Cartes, Namur.*

Delépine, G., 1911. Recherches sur le calcaire carbonifère de la Belgique. *Mémoires et travaux publiés par des professeurs des Facultés catholiques de Lille*, 8: 1-419.

Delmer, A., 1912. La question du minerai de fer en Belgique. *Annales des Mines de Belgique*, 17: 853-940.

Delmer, A., 1913. La question du minerai de fer en Belgique. Première partie (suite). *Annales des Mines de Belgique*, 18: 325-448.

Delmer, A., Dusar, M. et Delcambre, B., 2001. Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4/1-2: 95-103.

Demanet, F., 1923. Le Waulsortien de Sosoye et ses rapports fauniques avec le Waulsortien d'âge tournaisien supérieur. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 2: 37-286.

Demoulin, A., 2006. La néotectonique de l'Ardenne-Eifel et des régions avoisinantes. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences, Collection in-8°, 3^e série*, 25: 1-252.

Denayer, J., Pacyna, D. et Boulvain, F., 2011. Le Minerai de fer en Wallonie : cartographie, histoire et géologie. *Editions de la Région wallonne-DGO3*, 312 p.

Denayer, M.-E. et Mortelmans, G., 1954. Les roches éruptives. *In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmann, Liège*, p. 747-792.

De Rauw, H., 1907. Etude de la mine métallique de La Mallieue (Engis). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: M125-M139.

De Vaux, A., 1862. Catalogue des roches et des produits minéraux du sol de la Belgique (Exposition de Londres, 1862). *Annales des Travaux Publics de Belgique*, 20: 175-226.

Dewalque, G., 1868. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *J. G. Carmanne, Liège*, 442 p.

Dewalque, G., 1875. Réunion extraordinaire à Huy et à Liège du 19 au 22 septembre 1875. Compte-rendu de l'excursion du 19 septembre 1875. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 2: 106-123.

Dewalque, G., 1894. Un nouveau gisement de fossiles siluriens à Ombret. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 21: 80-81.

Dewalque, G., Forir, H., Lohest, M., Malaise, C., de la Vallée Poussin, Ch. et Renard, A., 1898. Carte géologique de la Belgique l'échelle du 1:40.000. Huy-Nandrin n°146. *Commission géologique de Belgique*.

Dewez, L., 1947. Les minerais du sol belge. I. Les gisements filoniens de plomb, zinc, cuivre, pyrites. In: Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.) : Congrès 1947 – Section Géologie. *Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 75-96.

Dhondt, A. et Jagt, J. W. M., 1997. Late Cretaceous macrofauna from the Hautes-Fagnes area (NE Belgium). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 119 : 39-53.

Dorlodot, H. (de), 1893. Recherches sur le prolongement occidental du Silurien de Sambre-et-Meuse et sur la terminaison orientale de la faille du Midi. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 20: 287-427.

Dorlodot, H. (de), 1895. Le Calcaire Carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français. *Annales de la Société géologique du Nord*, 23: 201-313.

Dorlodot, H. (de), 1909. Description succincte des assises du Calcaire carbonifère de la Belgique et de leurs principaux faciès lithologiques. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 23: 175-193.

Dubois, J., 1982a. Cavités karstiques de la province de Liège. Inventaire des phénomènes karstiques pénétrables tels que : abîme, abri, caverne, chantoir, faille, grotte, puits et trou. Première partie. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 187: 1-217.

Dubois, J., 1982b. Cavités karstiques de la province de Liège. Inventaire des phénomènes karstiques pénétrables tels que : abîme, abri, caverne, chantoir, faille, grotte, puits et trou. Seconde partie. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 188: 218-224, 184 pls.

Dufrénoy, P. et de Beaumont, E., 1841-1848. Explication de la carte géologique de la France (1841-1848). *Imprimerie Royale, Paris*, volume 2, 813 p.

Dumont, A., 1832. Mémoire sur la constitution géologique de la province de Liège. *Mémoires couronnés de l'Académie royale des Sciences et Belles-Lettres de Bruxelles*, 8: 1-374.

Dumont, A., 1848. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. Deuxième partie: Terrain Rhénan. *Mémoires de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et de Beaux-Arts de Belgique*, 22: 1-451.

Dusar, M., 2006. Namurian. *Geologica Belgica*, 9/1-2: 163-175.

Forir, H., 1897. Compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique, tenue à Huy, du 2 au 5 octobre 1897. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 24: 149-203.

Forir, H. (1908). Bibliographie des étages laekénien, lédien, wemmélien, asschien, tongrien, rupélien et boldérien et des dépôts tertiaires de la haute et de la moyenne Belgique - 1868-1900. Prix Gustave Dewalque. *Imprimerie H. vaillant Carmanne, Liège*, 459 p.

Fourmarier, P., 1907a. La tectonique de l'Ardenne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: M15-M124.

Fourmarier, P., 1907b. Le cours de la Meuse aux environs de Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: M219-M236.

Fourmarier, P., 1911. Les Schistes dits à «Octoplicata» du N.-E. du Condroz et les Calcschistes de Maredsous. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 38: B259-B269.

Fourmarier, P., 1922. Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. *Congrès Géologique International, livret-guide pour la XIII^e session, Belgique, Excursion C2*, 79 p.

Fourmarier, P., 1923. Un sol de végétation dans le calcaire viséen supérieur de la vallée du Hoyoux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 46: B205-B206.

Fourmarier, P., 1933. Observations sur l'estimation de l'importance suivant le «charriage du Condroz». *Annales de la Société géologique de Belgique*, 56: B249-B259.

Fourmarier, P., 1939. Quelques résultats de l'étude de la schistosité dans la bande de Sambre-Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 63: B16-B25.

Fourmarier, P., 1954. La tectonique. *In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 609-744.

Fourmarier, P., 1959. Les limons de la bordure de la vallée de la Meuse entre Huy et Liège. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82: B481-B505.

Fourmarier, P. et Lespineux, G., 1908. Compte rendu de l'excursion du dimanche 28 juin 1908 aux environs de Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 35: B301-314.

Fraipont, J., 1936. L'industrie de l'alun à Ramioul. *Bulletin illustré de la Société royale belge d'études géologiques et archéologiques (Les chercheurs de la Wallonie)*, 12: 171-190.

Franco, B., Houbrechts, G., Van Campehout, J., Hallot, E. et Petit, F., 2008. Etude géomorphologique des barrages de travertin du Hoyoux. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 50: 45-56.

Franquoy, M., 1869. Description des gîtes, du caractère minéralogique et de la teneur des minerais de fer de la province de Liège. *Revue Universelle des Mines, de la Métallurgie, des Travaux Publics, des Sciences et des Arts appliqués à l'Industrie*, 1^{ère} série, 25-26: 1-73.

Garzaniti, S., 2007. Etude sédimentologique détaillée du sommet de la Formation d'Acoz et de la Formation de Wépion dans la vallée du Hoyoux. *Mémoire de licence, Université de Liège*, 95 p.

Gerards, J., 1955. Sédimentation rythmique des calcaires du V2b du bassin de Namur. *Mémoire de licence inédit, Université de Liège, Faculté des Sciences*.

Gerrienne, P., 1994. Inventaire des végétaux éodévonien de Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 116: 105-117.

Gerrienne, P., 1997. The fossil plants from the Lower Devonian of Marchin (northern margin of the Dinant Synclinorium, Belgium). V. *Psilophyton genseliae* sp. nov., with hypotheses on the origin of Trimerophytina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 98: 303-324.

Geurts, M. A., 1976. Genèse et stratigraphie des travertins de fond de vallée en Belgique. *Acta geographica Lovaniensia*, 16: 1-104.

Godefroid, J., Blicq, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P. et Steemans, Ph., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique*, 38: 1-144.

Goemaere, E., Geeninckx, S. et Vanbrabant, Y., 2006. Les coupes de Tihange et de Huy : étude paléoenvironnementale des Formations de Marteau et de Bois d'Ausse (Dévonien Inférieur) au bord nord du Synclinorium de Dinant, Belgique. *Géologie de la France*, 1-2: 35-39.

Goemaere, E., Marion, J.-M. et Mottequin, B. 2016. Les ressources du sous-sol du bassin du Hoyoux jusqu'aux portes de la ville d'Andenne. Un riche passé industriel qui se conjugue au présent. In: Michel, G et Thys, G. (Edts) Atlas du Karst wallon: les bassins versants du Hoyoux et de la Solières, *SPW Editions, Atlas, Jambes (Namur)*, 30-40. <http://hdl.handle.net/2268/203849>

Goffart, J., 1907. Fossiles dans le Rhénan de la vallée du Hoyoux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: B49.

Gosselet, J., 1860. Mémoire sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. *Martinet, Paris*, 164 p.

Gosselet, J., 1873. Le système du Poudingue de Burnot. *Annales des Sciences géologiques*, 4: 1-32.

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

Graulich, J.-M., 1961. Le sondage de Wépion. *Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique*, 2: 1-86.

Groessens, E., 1975. Distribution des conodontes dans le Dinantien de la Belgique. *In* Bouckaert, J. et Streel, M. (eds), International Symposium on Belgian micropaleontological limits, Namur 1974. *Geological Survey of Belgium*, Publication n° 17: 1-193.

Groessens, E., 1978. Le petit-granit. *Service géologique de Belgique, Bruxelles*, 62 p.

Groessens, E., 1994. L'origine et l'évolution de l'expression «Petit-Granit». *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 102: 271-276.

Haeck, J., 1963. La grotte du Mont Falise, à Antheit (vallée de la Mehaigne. Province de Liège). *Bulletin de la Société royale belge d'Anthropologie et de Préhistoire*, 74: 43-58.

Hance, L., 1984. Le Moliniacien (Viséen inférieur) du Synclinorium de Dinant depuis la région dinantaise jusqu'à la vallée de l'Ourthe (Belgique) – Biostratigraphie et contexte sédimentologique. *Thèse de doctorat inédite, Université Catholique de Louvain*, 206 p.

Hance, L., 1988. Le Moliniacien (Viséen inférieur) du Synclinorium de Dinant depuis la région dinantaise jusqu'à la vallée de l'Ourthe (Belgique). *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 34: 1-90.

Hance, L., Dejonghe, L. et Steemans, Ph., 1992. Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115: 119-134.

Hance, L., Poty, E. et Devuyst, F.-X., 2001. Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bulletin de la Société géologique de France*, 172: 411-426.

Hance, L., Steemans, Ph., Goemaere, E., Somers, Y., Vandenven, G., Vanguetaine, M. et Verniers, J., 1991. Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 114: 253-264.

Hance, L., Dejonghe, L., Ghysel, P., Laloux, M. & Mansy, J.-L., 1999. Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics*, 309, 161-177.

Hedberg, H. D., 1976. Guide stratigraphique international. Classification, terminologie et règles de procédure. *Doin, Paris*, 233 p.

Janssens, P., 1963. Etude anthropologique et paléopathologique des ossements de la grotte d'Antheit (fouilles de M. J. Haeck). *Bulletin de la Société royale belge d'Anthropologie et de Préhistoire*, 74: 59-68.

Jorissen, A., 1879. Sur la présence de l'iode dans la phosphorite de Ramelot. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, Procès-verbaux*, 6: 106.

Lacroix, D., 1974. Sur la stratigraphie du Mésodévonien et du Frasnien au bord sud du Synclinorium de Namur. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 11-21.

Laenen, B., Dreesen, R. et Roelandts, I., 2002. Sequence-stratigraphic significance and comparative REE-fractionation patterns of Rupelian glaucony concentrates and Famennian

oolitic ironstones (Belgium). In Degryse, P. et Sintubin, M. (Eds), Contributions to the geology of Belgium and Northwest Europe. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting. *Aardkundige Mededelingen*, 12: 51-54.

Laloux, M., Dejonghe, L., Geukens, F., Ghysel, P. et Hance, L., 1996. Carte géologique de Wallonie à l'échelle du 1:25.000. Fléron–Verviers n°42/7-8 et sa notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne-DGRNE, Namur*, 150 p. + 1 carte.

Lambrecht, L., 1957. Etude géologique du bassin houiller d'Andenne-Huy. Le Westphalien inférieur dans la concession Halbosart-Kivelterrie-La Paix Dieu (province de Liège). *Publications de l'Association pour l'étude de la paléontologie et la stratigraphie houillères*, 29: 1-55.

Lanuït, G., 1984. Etude biosédimentologique et pétrographique des travertins du Hoyoux. Relations microbes-carbonates. *Mémoire de licence inédit, Université de Liège*, 71 p.

Laurent, S., 1985. Contribution à l'étude litho- et biostratigraphique du Viséen supérieur de Royseux (Synclinorium de Dinant). *Mémoire de licence inédit, Université de Liège*, 76 p.

Lespineux, G., 1903. Observations sur les cascades de la vallée du Hoyoux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 31: B160-B162.

Lespineux, G., 1905. Etude génésique des gisements miniers des bords de la Meuse et de l'Est de la province de Liège. *Congrès International Mines, Métallurgie, Mécanique et Géologie Appliquée, Liège 1905, Vaillant-Carmann*, 1-27.

Libert, J., 1911. Les carrières de Petit Granit de la Province de Liège. *Annales des Mines de Belgique*, 16 : 803-930.

Liégeois, P. G., 1937. Etude détaillée du gisement aquifère du gravier de la Meuse à Amay. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 60: B177-B182.

Lohest, M., 1885a. De la présence de la tourmaline dans les roches poudingiformes du Gedinnien inférieur (2^{ème} note). *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 12: 95-99.

Lohest, M., 1885b. Sur quelques cailloux du poudingue du Grand Poirier, près de Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 12: 200-201.

Lohest, M., 1894a. Découverte de fossiles dans le Rhénan du bord nord du bassin méridional. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 21: 94-95.

Lohest, M., 1894b. De la présence du calcaire carbonifère inférieur au bord sud du bassin de Namur à l'est de Huy et de ses relations avec le calcaire carbonifère inférieur du bassin de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 21: 175-179.

Lohest, M., 1901. Le tuf de la vallée du Hoyoux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 28: B295-B298.

Lohest, M., 1922. Les facies du Dinantien (calcaire carbonifère). IIe partie : régions orientales de la Belgique. *Congrès Géologique International, livret-guide pour la XIII^e session, Belgique*, Excursion C3, 16 p.

Lohest, M. et Forir, H., 1904. Les cascades de Barse et le tuf du Hoyoux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 31: B155-160.

Lohest, M., Forir, M. et Mourlon, H., 1902. Carte géologique de la Belgique l'échelle du 1:40.000. Modave-Clavier n°157. *Commission géologique de Belgique*.

Macar, P., 1947. Les roches siliceuses et conglomératiques exploitées en Belgique. *In: Centenaire de l'Association des Ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège (A.I.Lg.): Congrès 1947 – Section Géologie. Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 123-161.

Macar, P., 1948. Les pseudo-nodules du Famennien et leur origine. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 72: B47-B74.

Maes, G., Rickards, B., Rombouts, L. et Vandeveld, N., 1979. Silurian formations between Neuville-sous-Huy and Ombret: their correlation, age and structure. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 101: 31-36.

Maillieux, E., 1926. Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 36: 67-85.

Maillieux, E., 1939. L'Ordovicien de Sart-Bernard. *Mémoire du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 86: 1-59.

Malaise, C., 1888a. Les schistes siluriens de Huy et leur signification géologique. *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 15: 39-45.

Malaise, C., 1888b. A propos des schistes siluriens de Huy. *Annales de la Société royale malacologique de Belgique, Bulletin des Séances*, 23: 10-12.

Malaise, C., 1894. Sur l'aspect Llandelien du massif d'Oxhe (Ombret). *Annales de la Société géologique de Belgique, Bulletin*, 21: 108-110.

Malaise, C., 1900. Etat actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique. *Annales de la Société géologique de Belgique, liber memorialis*, 25bis, in-4: 179-221.

Malaise, C., 1907. Graptolithes du Llandovery, à Tihange-lez-Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: B75-B76.

Malaise, C., 1909. Echelle stratigraphique du Silurien de Belgique et âge géologique des Schistes noirs de Mousty. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 36: M31-39.

Malaise, C., 1910. Modifications de l'échelle stratigraphique du Silurien de Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, Procès-verbaux*, 23: 6-8.

Maréchal, R. et Vandenhoudt, H., 1977. Carte des sols de la Belgique à l'échelle du 1/20.000. Feuille 146E: Nandrin. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*.

Marion, J.-M. et Barchy, L., sous presse. Carte géologique de Wallonie à l'échelle du 1:25.000. Natoye-Ciney n°54/1-2 et sa notice explicative. *SPW/ Editions, Cartes, Namur*.

Marion, J.-M., Goemaere, E. et Mottequin, B., 2016. Aperçu géologique du bassin du Hoyoux. In: Michel, G et Thys, G. (Edts) Atlas du Karst wallon: les bassins versants du Hoyoux et de la Solières. *SPW Editions, Atlas, Jambes (Namur)*, 18-29. <http://hdl.handle.net/2268/203846>

Marlière, R., 1954. Le Crétacé. In *Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 417-444.

Martin, F., 1967. Les acritarches du parc de Neuville-sous-Huy (Silurien belge). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 75: 306-335.

Martin, F., 1969a. Les acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belge. Détermination et valeur stratigraphique. *Mémoires de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 160: 1-176.

Martin, F., 1969b. Sur l'âge des schistes de la bande calédonienne de Sambre-et-Meuse à Ombret. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 92: 241-242.

Martin, F., Michot, P. et Vanguetaine, M., 1970. Le flysch caradocien d'Ombret. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 93: 337-362.

Michel, G., Thys, G. (Edts), 2016. Atlas du Karst wallon. Les bassins versants du Hoyoux et de la Solières. *SPW Editions, Atlas, Jambes (Namur)*, 380 p.

Michot, P., 1932a. La tectonique de la bande silurienne de Sambre et Meuse entre Huy et Ombret. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 55: M73-M94.

Michot, P., 1932b. La structure du Mont Picard, à Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 55: B224-B227.

Michot, P., 1932c. La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Dave et le Samson. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 55: B129-B144.

Michot, P., 1934a. Le massif ordovicien du Fond d'Oxhe. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 57: B59-B65.

Michot, P., 1934b. Compte rendu de la session extraordinaire tenue dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse, les 30 septembre, 1^{er} et 2 octobre 1934. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 57: B191-B225.

Michot, P., 1934c. La stratigraphie du Silurien de la bande de Sambre-et-Meuse. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences*, collection in-8°, 2^{ème} série, 13: 1-108.

Michot, P., 1938. Les arkoses et cinérites du Tarannonien de La Neuville-sous-Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 42: B141-B148.

Michot, P., 1954. Le Silurien. In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 39-82.

Michot, P., 1958. Sédimentation rythmique dans le Siegenien inférieur de la région de Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 76: B221-B237.

Michot, P., 1969. La faille d'Ombret. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 92: 243-254.

Michot, P., 1979. La faille mosane et la phase hyporogénique bollandienne, d'âge emsien, dans le rameau calédonien condruso-brabançon. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 101: 321-335.

Michot, P., 1980. Belgique. Introduction à la géologie générale. *26^e Congrès géologique International, Paris. Livret-Guide*. Excursion 211A: 487-576.

Michot, P., Gerards, J., Monty, C. et Pirlet, H., 1963. Excursion G – 1^{ère} partie. Sédimentologie des formations viséennes du Synclinorium de Namur, dans la vallée de la Meuse. *6^e congrès international de sédimentologie, Belgique et Pays-Bas*, 23 p.

Monjoie, A., 1968. La plaine alluviale et les basses terrasses de la Meuse à Tihange et à Hermalle-sous-Huy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 91: 23-33.

Monty, C., 1964. Recherches paléocéologiques dans le V2a de la région «Huy-Moha». *Annales de la Société géologique de Belgique*, 86: B407-B431.

Mottequin, B., 2008. Late middle Frasnian to early Famennian (Late Devonian) strophomenid, orthotetid, and athyridid brachiopods from southern Belgium. *Journal of Paleontology*, 82: 1052-1073.

Mottequin, B., Marion, J.M. et Goeamaere, E., (2014). Livret-guide de l'excursion géologique dans la vallée du Hoyoux (Belgique) pour les membres de la Société Géologique du Nord. *Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique & Société géologique du Nord (France)*, 22 p. <http://hdl.handle.net/2268/172177>

Mouchamps, L., 1928. Les terrasses de la Meuse et de la Sambre: étude de géographie physique. Thèse de doctorat inédite, Université de Liège, 142 p.

Mourlon, M., 1875a. Sur l'étage dévonien des psammites du Condroz en Condroz. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2^{ème} série, 39: 602-659.

Mourlon, M., 1875b. Sur l'étage dévonien des psammites du Condroz dans le bassin septentrional (entre Aix-la-Chapelle et Ath) et dans le Boulonnais. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2^{ème} série, 40: 761-796.

Mourlon, M., 1876a. Sur les dépôts dévoniens rapportés par Dumont à l'étage quartzo-schisteux inférieur de son système eifélien, avec quelques observations sur les affleurements quartzo-schisteux de Wiheries et de Montignies-sur-Roc. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2^{ème} série, 41: 323-345.

Mourlon, M., 1876b. Sur l'étage dévoniens des psammites du Condroz dans la vallée de la Meuse, entre Lustin et Hermeton-sur-Meuse. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 2^{ème} série, 42: 845-884.

Mourlon, M., 1882. Considérations sur les relations stratigraphiques des psammites du Condroz et des schistes de la Famenne proprement dits, ainsi que sur le classement de ces dépôts dévoniens. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 3^{ème} série, 4: 504-525.

Mourlon, M., 1886. Sur le Famennien dans l'Entre-Sambre-et-Meuse. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 3^{ème} série, 12: 369-416.

Muxart, T., 1981. Rappel des principaux facteurs conditionnant la précipitation des carbonates en milieu continental. Actes du Colloque de l'Association des Géographes français «Formations carbonatées externes. Tufs et travertins». *Mémoire de l'Association Française de Karstologie*, 3: 119-128.

Oldenhove de Guertechin, F. B., 1971. Carte des sols de la Belgique à l'échelle du 1:20.000. Feuille n°146W: Huy. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*.

Oldenhove de Guertechin, F. B., 1973. Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette de Huy n°146W. *Comité pour l'établissement des sols et de la végétation de la Belgique, Gand*, 109 p.

Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1828. Mémoire pour servir à la description géologique des Pays-Bas, de la France et de quelques contrées voisines. *Imprimerie de D. Gerard, Marché de l'Ange, n°891, Namur*, 307 p.

Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1839. Eléments de géologie, ou seconde partie des éléments d'inorganologie particulière. Troisième édition. *Pitois-Levrault et Cie, Paris et Levrault, Strasbourg*, 759 p.

Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1853. Abrégé de géologie. *Encyclopédie populaire*, 3: 271-400.

Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1868. Précis élémentaire de géologie. 8^{ème} édition. *C. Muquardt Libraire, Bruxelles*, 636 p.

Owens, R. M. et Servais, T., 2007. The Ordovician of the Condroz Inlier, Belgium: Trilobites from the southeastern margin of Avalonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245: 272-294.

Pentecost, A., 2004. Travertine. *Springer, Berlin*, 445 p.

Petermann, A., 1886. Recherches de chimie et de physiologie appliquées à l'agriculture. Analyses de matières fertilisantes et alimentaires. Seconde édition, revue et augmentée. G. Mayolez, Bruxelles et Masson, Paris, 561 p.

Pirlet, H., 1964. Lithologie, stratigraphie et tectonique du Viséen supérieur de Royseux (bord nord du synclinorium de Dinant). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 86: B397-B404.

Pirlet, H., 1968. La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c inférieur dans les synclinoïdes de Namur et de Dinant. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classes des Sciences*, collection in-4°, 2^e série, 17 (4): 1-98.

Pirotte, N., 2004. Stratigraphie du Calcaire de Neffe. *Mémoire de licence inédit, Université de Liège*, 55 p.

Poty, E., 1975. Contribution à l'étude des genres *Lithostrotion* et *Siphonodendron* du Viséen moyen belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 98: B75-B90.

Poty, E., 1976. L'influence de la structure géologique sur le relief de la Belgique. In: Pissart, A. (ed.), Géomorphologie de la Belgique. *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, p. 107-113.

Poty, E., 1981. Recherches sur les tétracoralliaires et les hétérocoralliaires du Viséen de la Belgique. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 35: 1-161.

Poty, E. et Boland, K., 1996. Révision des tétracoralliaires caninomorphes de l'Hastarien (Tournaisien) belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 117: 201-225.

Poty, E. et Chevalier, E., 2004. L'activité extractive en Wallonie. Situation actuelle et perspectives. *Ministère de la Région wallonne, Direction générale de l'Aménagement du territoire, du Logement et du Patrimoine, Namur*, 85 p.

Poty, E., Hance, L. et Devuyst, F.-X., 2006. Upper Devonian and Mississippian foraminiferal and rugose coral zonations of Belgium and northern France: a tool for Eurasian correlations. *Geological Magazine*, 143: 829-857.

Poty, E., Hance, L., Lees, A. et Hennebert, M., 2001. Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 69-94.

Poty, E., Aretz, M. et Denayer, J., 2011. Field trip 3: Uppermost Devonian and Lower Carboniferous of Southern Belgium. In: 11th Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera, Liège, Auguste 19-29, 2011. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, 20: 99-150.

Poty, E., Conil, R., Groessens, E., Laloux, M. et Laurent, S., 1988. Royseux. In Laloux, M., Bouckaert, J., Conil, R., Groessens, E., Laurent, S., Overlau, P., Pirlet, H., Poty, E., Schiltz, M. et Vandenberghe, N., *Pre-congress excursion to the Carboniferous stratotypes in Belgium. Bulletin de la Société belge de Géologie*, 96: 243-247.

Poty, E., Tourneur, F., Javaux, E., Dreesen, R., Groessens, E., Hibo, D., Lauwers, A. et Lees, A., 1991. The Uppermost Devonian and the Lower Carboniferous coral faunas of Belgium

(Excursion B5). 6th International Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Excursion- Guidebook, Münster, 101 p.

Renier, A., 1912. L'échelle stratigraphique du terrain houiller de la Belgique. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 26: M119-M157.

Ruthy, I., 2005. Carte hydrogéologique de Wallonie. Huy-Nandrin n°48/3-4) et sa notice explicative. *Ministère de la Région wallonne, Direction générale des ressources naturelles et de l'environnement, Namur*.

Schallreuter, R., Verniers, J. et De Geest, P., 2000. An Ordovician ostracod from Belgium. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 2000(9): 570-576.

Scheere, J. et Van Tassel, R., 1969. Phosphorites du passage Viséen-Namurien à Blaton, province de Namur, et à Warnant, province de Namur. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 77: 245-262.

Servais, T. et Maletz, J., 1992. Lower Llanvirn (Ordovician) graptolites and acritarchs from the «assise de Huy», Bande de Sambre-et-Meuse, Belgium. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115: 265-285.

Servais, T., Dzik, J., Fatka, O., Heuse, T., Vecoli, M. et Verniers, J., 2008. Ordovician. In: McCann, T. (Ed.), *The geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. Geological Society, London*, p. 203-248.

Simon, J., 1963. Sédimentologie rythmique des calcaires V2b de la région de Huy. *Mémoire de licence inédit, Université de Liège*, 47 p.

Stainier, X., 1891. Etude sur l'assise de Rouillon. *Annales de la Société géologique de Belgique, Mémoires*, 18: 25-41.

Stainier, X., 1911. Roches manganésifères du tertiaire belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 38: B318-B324.

Stainier, X., 1922. Matériaux pour l'étude du Bassin de Namur. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie, Mémoires*, 32:162-212.

Stainier, X., 1926. L'histoire de la Meuse quaternaire dans les environs de Huy. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*, 56: 272-293.

Stainier, X., Murlon, M. et Malaise, M., 1901. Carte géologique de la Belgique à l'échelle du 1:40.000. Andenne-Couthuin n°145. *Commission géologique de Belgique*.

Stemans, Ph., 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. *Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique*, 27: 1-453.

Stockmans, F., 1947. Introduction à l'étude botanique du Quaternaire en Belgique. In *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe. Session extraordinaire des Sociétés belges de Géologie (19-26 septembre 1946). Hayez, Bruxelles*, p. 248-265.

Thorez, J., 1964a. Relation entre mode de transport et granularité des sédiments du Famennien supérieur à Roiseux (bord nord du synclinorium de Dinant). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 86: B433-B460.

Thorez, J., 1964b. Sédimentation rythmique du Famennien supérieur dans la vallée du Hoyoux (bassin de Dinant, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 87: M3-M51.

Thorez, J., 2002. Palaeosols and inferred palaeoclimatology in the Condroz Sandstone (Upper Famennian, northeastern part of the Dinant Synclinorium, Belgium). In: Degryse, P. et Sintubin, M. (Eds), Contributions to the geology of Belgium and Northwest Europe. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, 11-15 September 2002. *Aardkundige Mededelingen*, 12: 145-148.

Thorez, J. et Dreesen, R., 1986. A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109: 285-323.

Thorez, J., Dreesen, R. et Streel, M., 2006. Famennian. *Geologica Belgica*, 9: 27-45.

Thorez, J., Streel, M., Bouckaert, J. et Bless, M., 1977. Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 28(2): 17-28.

Ubaghs, G., 1940. Sur l'existence du Ludlowien inférieur à Tihange. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 63: B385-B387.

Valcke, S., 2002. Structural analysis of the northern part of the Condroz Inlier at Ombret. *Geologica Belgica*, 5: 58-60.

Valcke, S. et Debacker, T. N., 2002. Structural analysis of the northern part of the Condroz Inlier at Ombret (Belgium). In: Degryse, P. et Sintubin, M. (Eds), Contributions to the geology of Belgium and Northwest Europe. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, 11-15 September 2002. *Aardkundige Mededelingen*, 12: 81-84.

Van den Broeck, E., Martel, E.-A. et Rahir, E., 1910. Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique. *H. Lamertin, Bruxelles*, tomes 1 et 2: 1592 p.

Vandenvén, G., 1993. Banque de données des publications de la Société Géologique de Belgique. 2 – Bibliographies «par carte géologique». *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 1993/8: 1-175.

Vanguetstaine, M., Declairfayt, T., Rouhart, A. et Smeesters, A., 1983. Zonation par acritarches du Frasnien Supérieur – Famennien Inférieur dans les bassins de Dinant, Namur, Herve et Campine (Dévonien supérieur de Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 106: 121-171.

Van Leckwijck, W., 1952. Etude géologique du gisement houiller d'Andenne-Huy. Le Namurien dans le bassin d'Andenne. *Publications de l'Association pour l'étude de la paléontologie et de la stratigraphie houillères*, 11: 1-107.

Van Leckwijck, W. et Ancion, Ch., 1956. A propos de la bordure septentrionale du synclinorium de Namur et de ses horizons d'oligiste oolithique: existence d'une lacune stratigraphique entre Frasnien et Tournaisien à l'est de la bande silurienne de Landenne-sur-Meuse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79: M3-M39.

Vanmeirhaeghe, J., 2002. Stratigraphy and chitinozoans of the Tier d'Olne Hill (Ombret, Condroz Inlier); part of the Brabant Basin? *Geologica Belgica*, 5: 55-57.

Vanmeirhaeghe, J., 2006. The evolution of the Condroz-Brabant Basin from Middle Ordovician to Llandovery: lithostratigraphical and chitinozoan biostratigraphical approach. *Thèse de doctorat inédite, Université de Gand*, 263 p.

Vanmeirhaeghe, J. et Verniers, J., 2002. Biostratigraphy with chitinozoan and lithostratigraphy of the Tier d'Olne hill (Ombret, Condroz Inlier). In: Degryse, P. et Sintubin, M. (Eds), Contributions to the geology of Belgium and Northwest Europe. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, 11-15 September 2002. *Aardkundige Mededelingen*, 12: 85-88.

Van Steenwinkel, M., 1988. The sedimentary history of the Dinant Platform during the Devonian-Carboniferous transition. *Thèse de doctorat inédite, Katholieke Universiteit Leuven*, 173 p.

Verniers, J., Herbosch, A., Vanguetaine, M., Geukens, F., Delcambre, B., Pingot, J.-L., Belanger, I., Hennebert, M., Debacker, T., Sintubin, M. et De Vos, W., 2002. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 5-38.

Verniers, J., Maletz, J., Kříž, J., Žigaitė, Ž., Paris, F., Schönlaub, H. P. et Wrona, R., 2008. Silurian. In: McCann, T. (Ed.), The geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. *Geological Society, London*, p. 249-302.

Wegria, H., 1965. Les variations de faciès du Mesodévonien. Bord nord du Synclinorium de Dinant (Hoyoux-Ourthe). *Mémoire de licence inédit, Université de Liège*, 85 p.

ANNEXES

Localisation des prises d'eau souterraine en exploitation

Situation au 12/08/2009

Lambert X (m)	Lambert Y (m)	Commune	nature d'ouvrage	Activité de l'exploitant
222.652	137.577	ENGIS	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
216.305	128.438	MODAVE	PUITS FORE	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
225.457	135.175	NANDRIN	PUITS TRADITIONNEL	ACTIVITE AGRICOLE (ELEVAGE)
212.279	135.988	HUY	PUITS FORE	ACTIVITE HOSPITALIERE
213.745	136.544	HUY	PUITS FORE	ACTIVITE INDUSTRIELLE
213.813	136.551	HUY	PUITS FORE	ACTIVITE INDUSTRIELLE
214.661	136.437	HUY	PUITS FORE	ACTIVITE INDUSTRIELLE
212.087	136.888	WANZE	PUITS FORE	ADMINISTRATION PUBLIQUE (NON DISTRIBUTION)
215.206	137.507	AMAY	CARRIERE	CARRIERE
221.640	130.380	TINLOT	GALERIE A FLANC DE COTEAU	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
221.590	131.025	TINLOT	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: COMMUNES
218.187	138.166	AMAY	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: SOCIETES ET INTERCOMMUNALES
218.191	138.132	AMAY	PUITS FORE	DISTRIBUTION PUBLIQUE D'EAU: SOCIETES ET INTERCOMMUNALES
220.940	133.363	NANDRIN	PUITS FORE	PARTICULIER (RACCORDE A LA DISTRIBUTION)

Source : SPW – Département de l'Environnement et de l'Eau – Direction des Eaux souterraines
Avenue Prince de Liège, 15
5100 JAMBES

Table des matières

Résumé	3
1. Introduction	4
1.1. Etablissement de la carte	4
1.2. Précédentes éditions	5
1.3. Cadre géologique et géographique	6
2. Description des formations	7
2.1. Introduction	7
2.2. Description	8
2.2.1. Les dépôts du paléozoïque inférieur	8
Regroupement des formations ordovico-siluriennes	8
Formation du Bois d'Hermalle	8
Formation de Huy	9
Formation du Tier d'Olne	10
Formation d'Ombret	11
Formation d'Oxhe	12
Formation de Vitrival-Bruyère	13
Formation de Fosses	15
Formation de Bonne Espérance	16
Formation de Dave	16
Formation de Naninne	17
Formation de Jonquoi	17
Formation de Thimensart	18
2.2.2. Les dépôts dévoniens	19
Formation de Fooz	19
Formation du Bois d'Ausse	22
Regroupement des formations d'Acoz, de Wépion et de Burnot	22
Formation d'Acoz	23
Formation de Wépion	24
Formation de Burnot	24
Formation de Pépinster	25
Formation de Rivière	27
Regroupement des formations de Névremont et du Roux	27
Formation de Névremont	27
Formation du Roux	28
Regroupement des formations de Presles et de Lustin	29
Formation de Presles	29
Formation de Lustin	29
Formation d'Aisemont	30
Formation de Falisolle	31
Formation de la Famenne	32
Formation d'Esneux	33
Regroupement des formations de Souverain-Pré, de Montfort, d'Evieux et de Comblain-au-Pont	34
Formation de Souverain-Pré	34
Formation de Montfort	35
Formation d'Evieux	36
Formation de Comblain-au-Pont	37
2.2.3. Les dépôts dinantiens	38

Groupe d'Anseremme	38
Formation d'Hastière	38
Formation de Pont d'Arcole	40
Formation de Landelies	40
Formation d'Yvoir	41
Formation de l'Ourthe	42
Formation de Martinrive	42
Regroupement des formation d'Engihoul, de Longpré et du Groupe d'Anseremme	43
Formation d'Engihoul	43
Formation de Longpré	44
Formation de Terwagne	45
Formation de Neffe	45
Formation de Lives	46
Formation des Grands Malades	47
Groupe du Hoyoux	48
Formation de la Bonne	48
Formation d'Anhée	49
2.2.4. Le Groupe Houiller	49
2.2.5. Les dépôts mésozoïques et cénozoïques	51
Silex résiduels	51
Dépôts sablo-argileux	51
Alluvions anciennes	52
Alluvions modernes	52
Le tuf calcaire	52
Loess	53
Dépôts anthropiques	53
3. Géologie structurale	53
4. Phénomènes karstiques	56
5. Ressources du sous-sol et exploitations	57
5.1. Hydrogéologie	57
5.1.1. Les bassins hydrographiques	57
5.1.2. Les aquifères	57
5.2. Ressources minérales, mines et carrières – Matériaux utiles	59
5.2.1. Introduction	59
5.2.2. Matières utiles	59
5.2.3. Les minéralisations	61
Bibliographie	64
Annexes	82
Table des matières	83