

Carte géologique de la Wallonie

SART – XHOFFRAIX 50/1-2



SART - XHOFFRAIX

50/1-2

Jean-Marc MARION

Fernand GEUKENS

Pauline LAMBERTY

Université de Liège – Département de Géologie
Evolution et Diversity Dynamics (EDDy) Lab
Quartier Agora, B18, Sart-Tilman, B-4000 Liège 1
e-mail: jmmarion@uliege.be
pauline.lamberty@gmail.com

Photographies de couverture:

Vue de la crête de la Vecquée, depuis la Baraque Michel vers Malchamps.
Le château de Reinhardstein édifié sur la Formation de Marteau métamorphisée.

NOTICE EXPLICATIVE

Dépôt: 01/2018

Résumé

La région couverte par la carte Sart-Xhoffraix est située en province de Liège. D'un point de vue géomorphologique, la zone cartographiée est entièrement localisée en Ardenne. Les grandes unités géologiques qui la constituent sont le Massif de Stavelot, le bord oriental de la Fenêtre de Theux, le bord occidental du Synclinorium de l'Eifel et la partie extrême nord du Graben de Malmedy.

Dans la portion de territoire couverte par cette carte, les roches sédimentaires du Massif de Stavelot s'étagent du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur, celles de la Fenêtre de Theux du Cambrien supérieur au Dévonien supérieur, celles du bord occidental du Synclinorium de l'Eifel sont d'âge lochkovien et celles du Graben de Malmedy sont datées du Permien. Les dépôts de couverture correspondent à des débris de silex résiduels datés du Crétacé, à quelques placages sableux d'âge secondaire ou tertiaire, aux alluvions anciennes et récentes d'âge quaternaire, aux coulées de solifluxion et aux dépôts tourbeux.

Les ressources minérales, à savoir les quartzophyllades, les quartzites, les grès, les sables, etc. ont été exploitées sur le territoire de la carte. Lors des travaux de levé, aucune carrière n'était en activité.

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

Le levé de la carte Sart-Xhoffraix n°50/1-2 a été réalisé par l'équipe de l'Université de Liège, dans le cadre du Programme de recherche collective d'intérêt général «Révision de la Carte géologique de Wallonie».

Ce programme a été commandité et financé par le Service public de Wallonie (Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, 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 de Namur, l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) et l'Université de Mons.

La Carte géologique de Wallonie comprend 142 feuilles à l'échelle du 1/25.000, le découpage étant celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN). Chaque carte publiée couvre normalement une feuille; toutefois, pour des raisons de cohérence, il arrive qu'une ou deux feuilles partielles contiguës soient publiées avec la feuille principale.

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

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10.000;
- deux cartes à l'échelle du 1/10.000 localisant les points et sondages décrits;
- les fiches descriptives des points et sondages décrits, réactualisant et complétant les données figurant dans le dossier "Minutes de la Carte géologique de Belgique", archivées au Service géologique de Belgique.

Ces documents peuvent être consultés, sur rendez-vous, au Service géologique de Wallonie, Direction générale opérationnelle de l'Agriculture, des Ressources naturelles et de l'Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Cellule Sous-sol/Géologie et SENSICOM).

Un accord de collaboration permet la consultation des fiches descriptives des points d'affleurements et sondages décrits 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://cartographie.wallonie.be/NewPortailCarto/index.jsp>

1.2. Méthodologie de levé

La nouvelle Carte géologique de Wallonie a été levée et élaborée sur base lithostratigraphique, en suivant 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.

Le levé de cette carte a été réalisé, à l'échelle du 1/10.000, par Jean-Marc Marion et Pauline Lamberty. Les tracés ont été réalisés sur base des observations de terrain et du modèle numérique de terrain généré par la prospection LIDAR (MNT 2013-2014 Hillshade), disponible sur le site WalOnMap du SPW, ainsi que des travaux (publiés et non-publiés) et des conseils de Fernand Geukens.

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 connaître. Des renseignements plus complets sur ces différentes couches d'informations peuvent être obtenus auprès de l'Administration régionale ainsi que sur son site Internet.

1.3. Précédentes éditions

Ce document constitue la deuxième édition de la carte géologique Sart-Xhoffraix. Publiée à l'échelle du 1/40.000 par la Commission géologique de Belgique, la première édition fut réalisée par Dewalque (1899). Toutefois, celle-ci ne contient que la partie occidentale de la carte, car les communes actuelles de Baelen, Malmedy et Waimes (Weismes) se situaient alors en territoire prussien.

Il faut également y ajouter les cartes géologiques suivantes, qui concernent l'entièreté ou seulement une partie de la région cartographiée:

- Essai de carte géologique et synoptique du Département de l'Ourthe et des environs (Dethier, 1814)
- Carte géologique de la province de Liège (Dumont, 1832)
- Carte géologique de Spa, Theux et Pepinster (Dumont, 1855)

- Carte géologique du Massif de Stavelot (Lohest et Forir, 1899)
- Carte géologique de la région Sart-Francorchamps (Ancion et Bourguet, 1933)
- Carte géologique sur le Cambrien de Stavelot et de la Fenêtre de Theux (Geukens, 1949)
- Carte géologique de la partie nord-ouest du Massif de Stavelot (Geukens, 1950a)
- Carte géologique de l'Eifel septentrional (Schmidt et Schröder, 1962)
- Carte géologique de l'Eifel septentrional (Knapp, 1980)
- Carte géologique des cantons de Malmedy et Saint-Vith (Vandenven, 1984)
- Cartes géologiques du Massif de Stavelot (Geukens, 1986, 1999)
- Carte géologique du Nordrhein-Westfalen, Feuille Aachen (Ribbert, 1992)

1.4. Cadre géologique et géographique

1.4.1. Cadre géologique

La région cartographiée se divise en quatre unités structurales distinctes (figs. 1 et 2): le Massif de Stavelot, le bord oriental de la Fenêtre de Theux, le bord occidental du Synclinorium de l'Eifel et la partie nord-est du Graben de Malmedy.

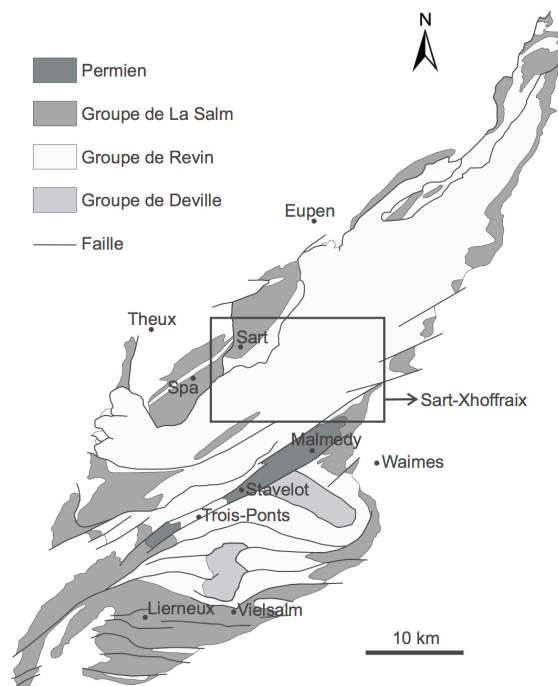


Figure 1. Localisation de la carte Sart-Xhoffraix dans le Massif de Stavelot (modifié d'après Geukens [1986, 1999]). Voir aussi fig. 2 pour la localisation dans le contexte géologique général de la Belgique.

L'histoire géologique de la région (fig. 2) comprend une succession de phases de sédimentation, de plissement et d'érosion dont les principales sont les suivantes:

- dépôt de sédiments marins cambro-ordoviciens;
 - plissement calédonien, émergence continentale, érosion et pénéplanation des roches cambro-ordoviciennes;
 - transgression marine et dépôt des sédiments siluro-dévonien, en discordance sur le socle précédent;
 - plissement varisque (zone rhéno-hercynienne), émergence continentale, érosion et pénéplanation;
 - mise en place du Graben de Malmedy, puis (ou simultanément) son remplissage au Permien par des dépôts majoritairement conglomératiques (Fourmarier, 1954a);
 - transgression marine au Crétacé, dépôt des sédiments suivi de leur émergence et de leur dissolution, pour ne laisser que des silex;
- émergence définitive avec dépôts de sédiments marins et continentaux cénozoïques préservés dans des dépressions;
- succession de périodes glaciaires et interglaciaires au Quaternaire, qui ont structuré le réseau hydrographique actuel et amené leur cortège d'altération, de limons, de terrasses fluviales, de colluvions, de lithalses, etc.

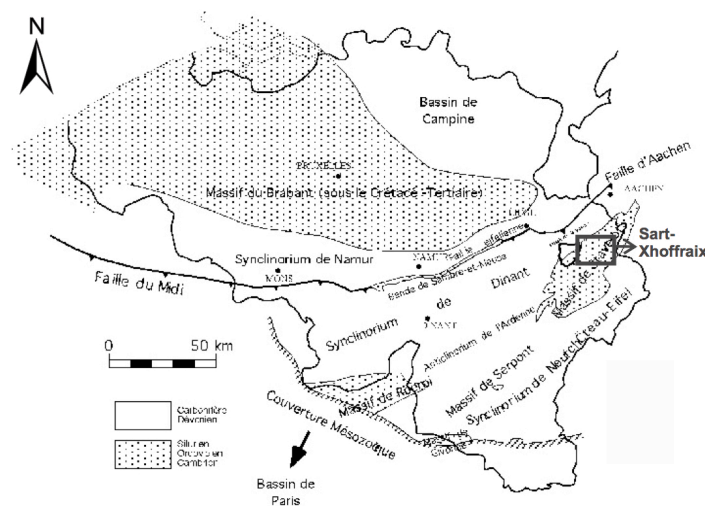


Figure 2. Localisation de la carte Sart-Xhoffraix dans le contexte géologique général de la Belgique et des pays limitrophes; localisation des grands profils sismiques (modifié, d'après Hance *et al.*, 1999; Belanger *et al.*, 2012). Abbreviations: B : Binche; C: Charleroi; H: Huy; N: Namur.

Le Massif de Stavelot, tout comme les massifs de Serpont et Rocroi, appartient à l'Anticlinorium de l'Ardenne. Il comporte essentiellement des roches silicoclastiques

s'étageant depuis le Cambrien inférieur jusqu'à l'Ordovicien moyen. Celles-ci ont été plissées à deux reprises: premièrement, lors de l'orogénèse calédonienne et deuxièmement, lors de l'orogénèse varisque.

Le bord oriental de la Fenêtre de Theux est composé de roches cambro-ordoviciennes (plissées lors de l'orogénèse calédonienne et varisque) et de roches dévoniennes (plissées lors de l'orogénèse varisque) discordantes sur les premières.

Le bord occidental du Synclinorium de l'Eifel est constitué de roches lochkoviennes. Ces dernières ont été plissées lors de l'orogénèse varisque et reposent en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot par l'intermédiaire d'un conglomérat de base.

Le Graben de Malmedy, est un fossé d'effondrement d'extension WSW-ENE, délimité par des failles bordières normales, qui divise le Massif de Stavelot en deux parties inégales et de structuration différente (Geukens, 1957). Entre celles-ci, trois aires d'affleurements distinctes sont reconnues: Basse-Bodeux, Stavelot et Malmedy; seule une portion de cette dernière affleure sur la carte Sart-Xhoffraix. Les sédiments supposés permien qui comblent le graben reposent en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes du socle.

Pour en savoir plus:

Bless *et al.* (1990a)

Boulvain et Pingot (2015)

Fourmarier (1954a)

Michot (1980)

Ziegler (1990)

1.4.2. Cadre géographique

La carte Sart-Xhoffraix concerne le territoire des huit communes suivantes: Baelen, Jalhay, Malmedy, Spa, Stavelot, Stoumont, Theux et Waimés (Weismes). Elles sont toutes situées en Province de Liège.

La Hoëgne, la Statte, la Sawe, le Wayai, le Roannay, le Hockai, la Helle, le Trô Maret, le Bayehon, l'Eau Rouge et la Warche sont les cours d'eaux les plus importants, sans oublier leurs affluents respectifs. Les sommets (plateau des Hautes Fagnes) culminent une altitude d'environ 680-690 m (avec le point culminant de la Belgique 694 m à Botrange), tandis que les zones les plus basses (vallée de la Hoëgne aux environs de Neufmarteau, dans le coin nord-est de la carte) sont à une altitude d'environ 240 m. Les zones les plus hautes sont principalement armées par les quartzites du Groupe de Revin.

Les forêts et les fagnes (landes tourbeuses) couvrent environ 70 % du territoire de la carte, tandis que le reste est occupé par des prairies et des villages. Les activités économiques sont donc essentiellement d'origine forestière, touristique (réserves naturelles, ballades et pistes de ski dans les Hautes Fagnes) et agricole. A Robertville, la construction d'un barrage sur la Warche en 1928 permet d'approvisionner la ville de Malmedy en eau potable et de produire de l'électricité, via la centrale hydroélectrique de Bévercé vers laquelle l'eau est acheminée en conduite forcée. A l'amont du barrage, le lac de retenue de Robertville a également permis le développement du tourisme. La grande voie de communication de la région est l'autoroute E42 Verviers – Prüm qui traverse la planchette de Sart suivant un tracé NW-SE. Par le passé, la région étudiée était traversée par une ligne de chemin de fer qui reliait Spa à Trois-Ponts en passant par Francorchamps; elle a aujourd'hui été aménagée en RAVeL.

Pour en savoir plus:

Demoulin (1995)

Demoulin *et al.* (2018)

Grimbérieux *et al.* (1995)

Pissart, A. (1995)

Prick et Ozer (1995)

2. Description des formations

2.1. Introduction

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

- Paléozoïque inférieur: Verniers *et al.* (2001);
- Dévonien inférieur du Synclinorium de l'Eifel: Vandenven (1990);
- Dévonien inférieur de la Fenêtre de Theux: Godefroid *et al.* (1994);
- Dévonien moyen: Bultynck *et al.* (1991), Bultynck et Dejonghe (2001a);
- Dévonien supérieur: Boulvain *et al.* (1999), Bultynck et Dejonghe (2001a);
- Permien: Bultynck *et al.* (2002).

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°149 (Sart-Xhoffraix).

La terminologie utilisée pour les roches sédimentaires (shale, schiste, etc.) est explicitée dans le guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie (Dejonghe, 2007). La toponymie utilisée est celle de la nouvelle version de la carte topographique de l'IGN.

2.2. Description

2.2.1. Les terrains cambro-ordoviciens

Les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot sont divisées en trois groupes: Deville, Revin et Salm ([fig. 3](#)), qui rassemblent diverses formations lithostratigraphiques aux dénominations anciennes, revues selon la terminologie actuelle. Certaines formations comportent à leur tour des membres aux contours plus explicites, généralement calqués sur l'ancienne nomenclature aujourd'hui abandonnée. Notons au passage que le Cambrien

inférieur n'affleure pas dans les limites de cette carte géologique. Les noms de groupes sont en relation avec les anciens noms des étages du Cambrien et de l'Ordovicien. Jadis, ils étaient subdivisés en Dv1 et Dv2 pour le Groupe de Deville, Rv1 à Rv5 pour le Groupe de Revin et Sm1 à Sm3 pour le Groupe de la Salm. Bien que ces subdivisions aient un sens chronostratigraphique, elles sont basées sur la lithologie et non sur le contenu paléontologique. Elles sont donc équivalentes aux formations lithostratigraphiques. De ce fait, en accord avec la terminologie actuelle, ces subdivisions se sont vues attribuer un nom de formation (Bultynck et Dejonghe, 2001b). Toutefois, certaines des anciennes subdivisions ont été regroupées en une seule et même formation: le Rv1 avec le Rv2 et le Rv3 avec le Rv4. Dans ce cas, l'ancienne terminologie a la valeur de membre.

Groupe de Revin

Origine du nom: localité de Revin dans le Département des Ardennes, en France (Dumont, 1847).

Dans le massif de Stavelot, le Groupe de Revin inclut, de la base au sommet, les formations de Wanne, de La Venne et de La Gleize ([fig. 3](#)). Sur la présente carte, la Formation de Wanne est absente.

Formation de La Venne* *VEN

Origine du nom: le hameau de La Venne, au sud de la localité de La Gleize, sur le territoire de la commune de Stoumont (Geukens, 1999).

Ancien nom: Rv3 (Rn2a) - Rv4 (Rn2b) ([fig. 3](#)).

Le membre inférieur (anciennement Rv3) de la formation correspond au complexe quartzique et phylladeux intercalé entre les roches vert-bleu du membre supérieur de la Formation de Wanne et les gros bancs épais de quartzites caractérisant le début du membre supérieur de la Formation de La Venne. Outre des phyllades noirs et compacts, il comporte des bancs de quartzite bleu foncé tantôt schisteux (riches en paillettes de mica), tantôt bien lité et parfois pyriteux, ainsi que de rares lentilles centimétriques de conglomérat à éléments

plurimillimétriques. Il contient également des passées qui, d'un point de vue lithologique, ne peuvent être distinguées de celles du membre supérieur. Toutefois, la proportion de micas du membre inférieur est plus importante que dans le membre supérieur (Geukens, 1950a).

Chrono.			Lithostratigraphie		Ancienne nomenclature			
P.	E.	Et.	G.	Formation		Membre		
ORDOVICIEN	O. moyen	Darnivillien	Groupe de la Salm	Bihain		Sm3		
				Ottre	Colanhan	Sm2c		
		Les Plattes			Sm2b			
		Meuville			Sm2a			
	O. inférieur	Trémadocien		Jalhay	Lierneux	Sm1c		
					Spa	Sm1b		
					Solwaster	Sm1a		
	CAMBRIEN	Furongien			Groupe de Revin	La Gleize		Rv5 [Rn3]
						?		
Cambrien moyen			La Venne	Supérieur & Inférieur		Rv4 [Rn2b] & Rv3 [Rn2a]		
			?					
Cambrien inférieur			Wanne	Supérieur & Inférieur		Rv2 [Rn1b] & Rv1 [Rn1a]		
			?					
			?					
			Bellevaux (partie supérieure)			Dv2 [Dvb]		
			?					
			?					
Groupe de Deville		Bellevaux (partie inférieure)		Dv2 [Dvb]				
		?						
		Hour		Dv1 [Dva]				

Figure 3. Les formations cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot (d'après Verniers *et al.* [2001]; Geyer *et al.* [2008] et Servais *et al.* [2008]). Pour plus de détails concernant l'ancienne nomenclature des groupes de Revin et de la Salm, le lecteur se référera aux travaux de Geukens (1950a, 1965). La comparaison entre les unités relatives au Massif de Stavelot établie par Geukens (1950a) (e.a. Rv2) avec celles utilisées notamment par Fourmarier (1958) et Asselberghs et Geukens (1960) (e.a. Rn2) est extraite de Vanguestaine (1973). P: Période; E: Epoque; Et.: Etage; G: Groupe.

Le membre supérieur (anciennement Rv4) est composé de quartzites, de quartzophyllades et de phyllades gris-bleuâtre. Après altération, les phyllades prennent une teinte blanche à gris métallique, similaire à celle de la Formation de La Gleize. La base de ce membre est caractérisée par de gros bancs de quartzite pouvant atteindre une épaisseur de 10 mètres. Le sommet est constitué de bancs de quartzite d'une épaisseur de 20 à 50 cm qui alternent avec des phyllades et quartzophyllades noirs. Contrairement au membre inférieur, les quartzites sont en général gris-bleu et non micacés. Les lentilles de microconglomérat sont plus

abondantes et plus épaisses. En outre, les phyllades du membre inférieur sont en général plus noirs, plus compacts et plus micacés (Geukens, 1950a; Asselberghs et Geukens, 1959).

Epaisseur: les membres inférieur et supérieur auraient une puissance respective d'au moins 400 m pour le premier et de 300 à 400 m pour le second. Ces valeurs restent cependant approximatives car, selon Geukens (1950a), «elles sont difficilement estimables en raison des nombreux plis et failles qui affectent les formations du Massif de Stavelot». (supérieure à 500 m, selon Geukens, 2008; supérieure à 700 m, selon Laloux *et al.*, 1996).

Age: Cambrien moyen à supérieur d'après les acritarches (Vanguetaine et Van Looy, 1983; Ribecai et Vanguetaine, 1993), voir [fig. 3](#).

Utilisation: les quartzites ont été exploités localement pour la construction.

Affleurements représentatifs:

- belle barre rocheuse, dans la vallée du Trô Maret, à proximité du Pouhon des Cuves
- la vallée de la Hoëgne (depuis le Pont du Centenaire jusqu'à la cascade Marie-Henriette, à l'amont de Belle-Hé)
- la tranchée de l'ancienne voie ferrée Spa - Trois-Ponts (actuel RAVeL), au NW de l'ancienne gare de Hockai
- le Rocher de Bilisse (vallée de la Statte) (Lambert 2008: x764452-y635571) expose un affleurement remarquable de la Formation de La Venne (membre supérieur). En aval de ce rocher, nous pouvons observer le passage par faille (faille de charriage) à la Formation de La Gleize.

Pour en savoir plus:

Beugnies (1960)

Geukens (1950a)

Hoegen *et al.* (1985)

Lamberty *et al.* (ss presse a et b)

Marion *et al.* (ss presse)

Formation de La Gleize**GLE**

Origine du nom: localité de La Gleize, commune de Stoumont (Geukens, 1999).

Ancien nom: Rv5 (Rn3), voir [fig. 3](#).

La Formation de La Gleize est composée de phyllades et de quartzophyllades noirs, qui acquièrent une patine jaune claire à grisâtre, à reflet parfois métallique à l'altération (contrairement aux phyllades noirs du membre inférieur de la Formation de Wanne qui gardent leur teinte après altération). Des bancs de quartzite viennent parfois interrompre cette succession monotone (Geukens, 1950a, 1999). Ils sont principalement observés à proximité des transitions avec les formations de La Venne et de La Gleize et dépassent rarement l'épaisseur du décimètre. Cette unité lithologique contient également des nodules ellipsoïdaux de taille pluridécimétrique. Ils peuvent être carbonatés, quartzitiques et présenter une structure *cone-in-cone* (Geukens, 1950a; Bellière, 1957). En outre, cette unité peut contenir des filons intrusifs acides et des coulées de lave (Geukens, 1999).

Epaisseur: de l'ordre de 300 m d'après Asselberghs et Geukens (1959). Cependant, cette épaisseur est approximative en raison des nombreux plis et failles et de l'absence de coupe continue.

Age: Cambrien supérieur (Furongien) sur base des acritarches (Vanguetaine, 1974), voir [fig. 3](#).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs:

- les ruisseaux du Roannay et du Bayehon, à proximité de Longfaye;
- versant SE abrupt du ruisseau de Polleur, au SE de Mont Rigi;
- autour de la localité de Solwaster (avec la transition Formation de La Gleize - Membre de Solwaster (Fm. de Jalhay) à Gospinal;
- dans la localité de Ster;

- la vallée de la Hoëgne, depuis l'ancien Moulin Thorez à Solwaster, jusqu'à la cascade Marie-Henriette à l'amont de Belle-Hé;
- le Bois de la Hé du Pouhon, à l'amont du lac de Warfaaz (nodule *cone-in-cone* au point Lambert 72: x258874 - y134304).

Pour en savoir plus:

Beugnies (1960)

Geukens (1950a)

Hoegen *et al.* (1985)

Lamberty *et al.* (ss presse a et b)

Marion *et al.* (ss presse)

Groupe de la Salm

Origine du nom: vallée de la Salm, cours d'eau affluent de l'Amblève (Dumont, 1847).

Ce groupe comprend les formations de Jalhay, d'Ottre et de Bihain, mais seule la première est reconnue sur la présente carte.

Formation de Jalhay JAL

Origine du nom: localité de Jalhay, à la porte des Hautes Fagnes (Geukens, 1999).

Ancien nom: Sm1 (voir [fig. 3](#)).

Selon Geukens (2008), la Formation de Jalhay comporte essentiellement des phyllades, des grès et des quartzophyllades de teinte grise, verte, bleue et noire. Elle comprend trois membres, à savoir de la base au sommet: Solwaster (anciennement Sm1a), Spa (Sm1b) et Lierneux (Sm1c). Dans cette formation qui a fait l'objet d'études sédimentologiques pointues par Lamens (1985, 1986) et Lamens et Geukens (1985), les membres inférieur et moyen sont interprétés comme des complexes de bassin et de talus, riches en turbidites, à l'inverse du Membre de Lierneux qui en serait dépourvu.

Le Membre de Solwaster (SLW) est formé de quartzites, de quartzophyllades foncés bleu vert et de phyllades noirs ou bleu vert. Il débute localement par un niveau grossier conglomératique contenant des fragments de schistes noirs à schistosité pré-sédimentaire. Les bancs gréseux, épais de 5 à 10 cm, sont souvent caractérisés par des stratification «en auges et mammelons» (*convolute bedding*). Des niveaux fossilifères à graptolites (*Rhabdinopora flabelliformis*, anc. *Dictyonema flabelliformis*) se rencontrent dans la partie inférieure du membre. Des couches quartzitiques micacées vertes, contenant localement des nodules à structure “*cone-in-cone*” sont généralement bien développées près de la base du membre. La présence locale de phyllades graphiteux à la limite inférieure du membre crée parfois une incertitude quant à la délimitation avec la Formation de La Gleize.

Le Membre de Spa (SPA) est composé de quartzophyllades durs verdâtres, parfois bleu foncé, alternant avec des bancs de grès quartzitiques à structures sédimentaires très typiques (e.a. stratifications entrecroisées et en auges et mammelons (*convolute*), rides de courant (*ripple marks*), etc.

Le Membre de Lierneux (LIE) est caractérisé par des quartzophyllades schisteux gris-vert à bleuâtres, par des bancs épais (80 cm à 5 m) et continus de quartzite gris-vert clair et par quelques niveaux de quartzophyllade verdâtre à taches rougeâtres. Il contient également des structures sédimentaires telles des stratifications entrecroisées et plan-parallèles (Geukens, 1965; Lamens, 1985; Lamens et Geukens, 1985).

Epaisseur: l'épaisseur de la Formation de Jalhay est de l'ordre de 800 m (Lamens, 1986). Le Membre de Solwaster aurait une épaisseur de 200 à 250 m (Geukens, 2008), le Membre de Spa de 300 à 400 m et le Membre de Lierneux de 100 m (Geukens, 2008). Cependant, ces valeurs sont approximatives en raison des nombreux plis et failles qui affectent les formations du Massif de Stavelot.

Age: Ordovicien inférieur (Trémadocien), voir fig. 3. La présence du graptolithe dendroïde *Rhabdinopora flabelliformis* au sein des membres de Solwaster et Spa (e.a. Malaise, [1874], Geukens, [1950b, 1954], Bulman et Geukens, [1970]) indique un âge Trémadocien inférieur (voir discussion in Verniers *et al.*, [2001]). Quant au Membre de Lierneux, il aura un âge Trémadocien supérieur sur base des acritarches (Vanguetaine et Servais, 2002).

Utilisation: la Formation de Jalhay a été localement exploitée pour la construction (lauzes de toit notamment).

Affleurements représentatifs:

- vallées de ruisseaux du Roannay et du Bayehon (au sud de la localité de Longfaye);
- la vallée de la Warche, à l'aval du contact entre les formations de Jalhay et de Waimes;
- vallée du Roannay (Membre de Solwaster), à l'aval de Francorchamps;
- la vallée de la Hoëgne, depuis l'ancien Moulin de Jalhay, à Royompré, jusqu'au hameau de Parfondbois, au NW de Solwaster.

Pour en savoir plus:

Geukens (1965)

Hoegen *et al.* (1985)

Lamberty *et al.* (ss presse a et b)

Lamens et Geukens (1985)

Lamens (1985, 1986)

Marion *et al.* (ss presse)

2.2.2. Les terrains dévoniens

Formation de Marteau

MAR

Au méridien du barrage de Robertville - Waimes (flanc SE du massif de Stavelot – Synclinerium de l'Eifel)

Origine du nom: localité de Marteau dans la vallée du Wayai. La coupe est à cheval sur la limite des communes de Theux et Spa (Gosselet, 1888). Nombreuses carrières et affleurements sur le territoire de la commune de Waimes, sur le flanc SE du massif de Stavelot (Vandenven, 1990).

Comme sur la carte voisine Stavelot – Malmedy (Lamberty *et al.*, ss presse b), sur le flanc SE du massif de Stavelot, la Formation de Marteau repose en discordance sur les formations cambro-ordoviciennes, par l'intermédiaire d'un conglomérat «de base» épais de 3 à 10 mètres

qui est composé de gros éléments (Asselberghs, 1946); c'est le **Membre de Quareux** *sensu* Hance *et al.* (1992). Sa composition, qui subit d'ailleurs de rapides variations, est immédiatement liée à sa situation sur la roche-mère représentée par le socle cambro-ordovicien. Ceci implique des conditions de dépôt pratiquement *in situ*, sans guère de déplacement*, ainsi qu'en atteste le faible émousé de certains éléments (*par exemple, ces dépôts ne contiennent des éléments de la Formation d'Otré que lorsqu'ils reposent sur celle-ci).

Ce membre de base est surmonté par un ensemble pluridécamétrique de dépôts formés de bancs pluridécimétriques de microconglomérat et de grès grenu blanc ou vert clair, souvent straticulés de lits de gravillons de quartz et de lithoclastes arrachés au socle calédonien. Il s'agit du **Membre de Waimes**, qui est particulièrement épais au méridien de la localité éponyme. Ces grès ont également été dénommés sous le terme d'«arkose» mais, de manière erronée, car leur contenu en feldspaths est pratiquement nul, comme le révèle l'examen de lames minces réalisées dans les matériaux de la carrière Bodarwé, à Waimes (fig. 4). Les enduits pulvérulents blancs, en proportion souvent importante, qui ont conduit à cette dénomination erronée résultent de l'altération de minéraux argileux (Eric Goemaere, com. pers.). Les bancs de grès sont généralement séparés par de minces strates pluricentimétriques de siltites et shales (schistes) vert clair et localement violets.

Le Membre de Quareux et le Membre de Waimes sont ensuite surmontés par un ensemble de dépôts plus caractéristiques de la Formation de Marteau, telle qu'elle est décrite dans le stratotype, sur la carte voisine Louveigné - Spa (Marion *et al.*, ss presse), à savoir une alternance de grès argileux, de siltites et de shales de teinte verte à violacée, voir bigarrée et parfois même, de teinte bleue, dans lesquels la schistosité est bien développée. Les siltites et les shales peuvent également présenter un aspect cellulaire et carié, lié à la dissolution de concrétions argilo-carbonatées (Asselberghs, 1921; Vandenvin, 1990).

Les grès grossiers de la base («Arkose» de G'doumont) sont fossilifères et contiennent des moules internes de brachiopodes, coraux, crinoïdes, etc. (voir Koninck [1876] et Asselberghs [1930, 1943] pour la description), mais ne fournissent que des moules internes, en raison de l'état d'altération/diagenèse des roches (Geukens, 1963). Un test à l'acide confirme l'absence de carbonates.

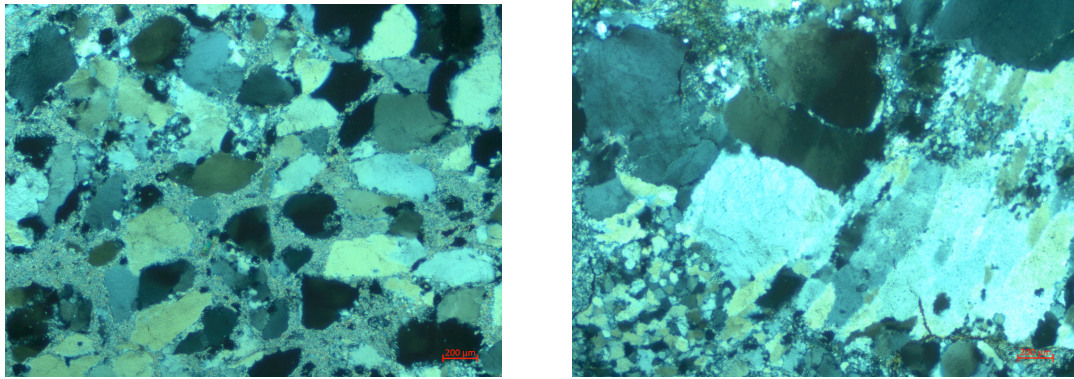


Figure 4. Lames minces réalisées dans les grès grossiers de la Formation de Waimes (prises de vue: Eric Goemaere, 2017).

Le sommet de la formation est marqué par l'apparition de bancs pluridécimétriques de quartzite qui signifie le passage à la formation suivante.

Cette description de la Formation de Marteau, augmentée d'un membre sur le flanc SE du massif de Stavelot et particulièrement épaissie au méridien de Waimes, correspond en tous points à la Formation de Kalltal (*Kalltal Formation* de la *Deutsche Stratigraphische Kommission*) décrite par Ribbert (2006):

- conglomérat de base: 0 à 10 m;
- arkose Weismes: 150 m à Weismes;
- schistes colorés avec conglomérat: 150m;
- schistes colorés avec nodules calcaires: 200 m.

Epaisseur: variable, 450 m sur la bordure orientale du Massif de Stavelot au méridien de Waimes, exception faite des endroits où affleurent les quartzites de G'doumont ou de Samrée (Asselberghs, 1946).

Age: Lochkovien, mais le conglomérat de base est Pridoli à Waimes (Carls, 1971; Godefroid et Cravatte, 1999; Mottequin et Denayer, 2015).

Utilisation: lors des levés de révision de cette carte, nous avons pu observer de belles excavations abandonnées, qui avaient été ouvertes dans les conglomérats et microconglomérats. Les matériaux extraits ont été exploités utilisés pour les besoins locaux, comme en témoigne l'habitat ancien (et récent, puisque la carrière de la Warchenne exploite toujours ces dépôts).

Affleurements représentatifs:

- dans la vallée de la Warche à l'amont du Château de Reinhardstein, de vieilles excavations et des affleurement naturels exposent la formation complète ainsi que la discordance avec la Formation de Jalhay.

Dans la Fenêtre de Theux (flanc NW du massif de Stavelot, coin SE de la carte)

Origine du nom: localité de Marteau dans la vallée du Wayai. La coupe est à cheval sur la limite des communes de Theux et Spa (Gosselet, 1888).

La Formation de Marteau repose en discordance sur le socle cambro-ordovicien par l'intermédiaire d'un conglomérat (poudingue de Quarreux *sensu* Gosselet [1888]; **Membre de Quarreux** *sensu* Hance *et al.* [1992]) dont l'épaisseur, la puissance et l'aspect présentent d'importantes variations. Le reste de la formation est constitué de siltites et de grès fins argileux, généralement micacés et bigarrés (bordeaux à verts), mais la teinte bordeaux est prédominante. La dissolution des nodules carbonatés plurimillimétriques à centimétriques, fréquemment inclus au sein des siltites, confère à ces lithologies un aspect carié caractéristique.

Epaisseur: environ 200 m d'après Fourmarier (1958) et 160-170 m d'après Laloux *et al.* (1996).

Age: Lochkovien (fig. 5). A Nonceveux, sur la carte voisine Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse), le sommet de la Formation de Marteau est proche de la limite entre les zones Si et G (Steemans, 1989a, 1989b). Dans la Fenêtre de Theux (Spa), des spores de la biozone R ont été recueillis quelques mètres au-dessus de la discordance (Dejonghe *et al.*, 1994a).

Utilisation: anciennes carrières le long de la route Tiège-Surister (N629), pierre de construction à usage local.

Affleurements représentatifs:

- le long de la route Tiège-Surister (N629).
- le long de la Hoëgne (à l'aval de l'Ancien Moulin de Jalhay, à Royompré).

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1921, 1946)

Graulich (1951)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a et b)Marion *et al.* (ss presse)

Neumann-Mahlkau (1970)

Pingot (ss presse)

Ribbert (2006)

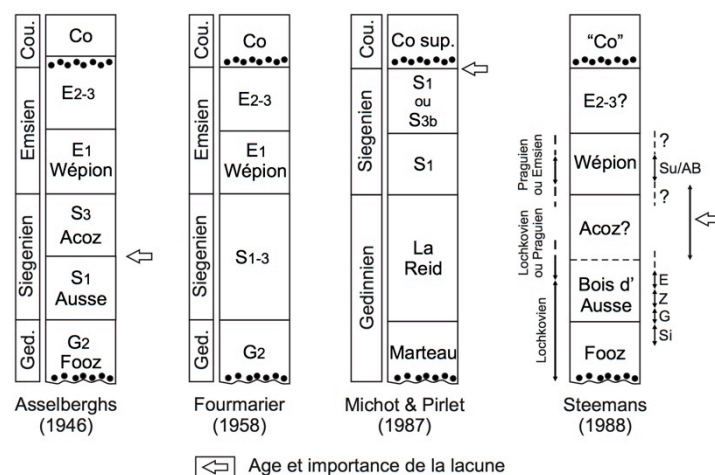


Figure 5. Evolution des idées concernant la succession éodévonienne de la Fenêtre de Theux, dans la coupe de la vallée du Wayai, entre Spa et Theux (d'après Steemans, 1988). Abréviations: Co, Couvinien; Ged., Gedinnien.

Regroupement des formations du Bois d'Ausse et de Nonceveux**BN**

Ces deux unités lithostratigraphiques, au demeurant fort semblables, ont été regroupées en vertu des piètres conditions d'affleurement rencontrées sur le territoire cartographié.

Formation du Bois d'Ausse (BAU)

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

La Formation du Bois d'Ausse comporte principalement des barres plurimétriques constituées de bancs épais de grès et de quartzite qui incorporent fréquemment des «galets mous» (*mud chips*) et entre lesquels peuvent s'intercaler de minces niveaux schisteux. Ces barres sont séparées les unes des autres par des passées de puissance variable formées de siltite et de grès argileux. Les teintes sont assez variables: rouge, verte, voire bariolée; signalons la présence de schistes de teinte bleutée.

Epaisseur: de l'ordre de 150 m.

Age: Lochkovien à Praguien (voir [fig. 5](#), d'après Steemans [1988, 1989a, 1989b] pour les datations palynologiques). Des hétérostracés ont été signalés à la base de la formation (e.a. Raynaud, 1942; Blicek et Goujet, 1991; Thirion et Blicek, 2009).

Utilisation: les barres quartzitiques ont été localement exploitées dans les versants de la vallée de la Hoëgne, à l'amont de Neufmarteau.

Affleurements représentatifs: versants de la vallée de la Hoëgne, entre Neufmarteau et Royompré

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

Steemans (1988, 1989a, 1989b)

Formation de Nonceveux (NON)

Origine du nom: tranchée de la route N633, en rive droite de l'Amblève à Nonceveux, hameau de la commune d'Aywaille (Hance *et al.*, 1992).

La Formation de Nonceveux est caractérisée par une succession de séquences, chacune comportant un terme arénacé (grès/quartzite) à la base et un terme pélitique au sommet; les récurrences gréseuses et silto-gréseuses ne sont pas rares au sein de ce dernier. La limite entre

ces séquences est tranchée, fréquemment ravinante et les lithologies fines sont à dominante bordeaux. A Nonceveux, Monseur (1959) a dénombré 19 séquences dont la puissance varie entre 1,6 m et 15 m.

Epaisseur: de l'ordre de 110 m.

Age: Praguien. Les spores recueillis au stratotype indiquent les biozones E à W (Steemans, 1981, 1989; Hance *et al.*, 1992).

Utilisation: aucune connue; il est cependant possible que les bancs de grès/quartzite aient été exploités pour des usages locaux.

Affleurements représentatifs: le stratotype de la formation est situé le long de la route de Remouchamps à Trois-Ponts (N633), sur la carte voisine Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse).

Pour en savoir plus:

Dejonghe *et al.* (1994c)

Hance *et al.* (1992)

Monseur (1959)

Steemans (1989a)

Regroupement des formations de Solières et d'Acoz

SA

Formation de Solières (SOL)

Origine du nom: hameau de Solières, sur la commune de Huy (Maillieux et Demanet, 1929). La Formation de Solières est de nature fondamentalement schisteuse et ne comporte que de rares bancs de grès et de quartzite. Les teintes rencontrées oscillent généralement entre le gris et le bleu, mais les lithologies plus grossières peuvent être de tonalité claire (la teinte rouge est minoritaire). A Nonceveux (stratotype), la formation débute par un banc pluridécimétrique de quartzite verdâtre suivi par un banc de grès argileux d'épaisseur légèrement inférieure et de teinte identique Dejonghe *et al.* (1994d). Des macrofaunes (brachiopodes, etc.) ont été signalées notamment par Maillieux (1919, 1931), mais elles demeurent rares.

Pour Asselberghs et Geukens (1959) ces dépôts forment «un complexe quartzo-schisteux feuilleté, comprenant des quartzophyllades et des schistes quartzeux gris foncé et bleus, noirs, plus ou moins micacés, calcaireux en profondeur, et des bancs de quartzite et de quartzite micacé. Il y a de rares intercalations de schistes lie-de-vin».

Epaisseur: 120 m à Nonceveux (Monseur, 1959).

Age: Praguien. Au stratotype, la Formation de Solières recouvre les biozones Paa et Paß (Stemans, 1989); Asselberghs (1946) et Godefroid (*in* Stemans, 1981) y ont respectivement signalé les térébratulides *Rhenorensellaeria strigiceps* et *Crassirensellaeria crassicosta*.

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: le parastratotype de la formation est situé le long de la route de Remouchamps à Trois-Ponts (N633), au nord de la localité de Nonceveux, sur la carte voisine Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse).

Pour en savoir plus:

Stemans (1989a)

Dejonghe *et al.* (1994d)

Formation d'Acoz (ACO)

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

La Formation d'Acoz se singularise par des alternances de grès micacés rouges, verts à bigarrés et de schistes de teinte similaire. Des bancs de grès de tonalité claire sont également présents.

Epaisseur: de l'ordre de 150 m.

Age: Praguien (voir [fig. 5](#), d'après Stemans [1988, 1989a]).

Utilisation: veilles excavations abandonnées, ouvertes pour la construction de l’habitat local.

Affleurements représentatifs: versants de la vallée de la Hoëgne, à l’aval de Royompré.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Dejonghe *et al.* (1994 e)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

Regroupement des formations de Wépion et de Burnot ***WB***

Formation de Wépion ***(WEP)***

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

La Formation de Wépion est formée par de gros bancs pluridécimétriques, voire métriques, souvent lenticulaires, de grès grossier (lithique) et de quartzite. Généralement de teinte verte à gris-vert, ils prennent une patine brunâtre typique à l’altération. Localement, ces bancs peuvent incorporer des éléments plurimillimétriques à pluricentimétriques de quartz et de quartzite. Des passées silteuses vertes à rouges, plus rarement grises, viennent s’intercaler entre les différentes barres gréseuses et/ou quartzitiques. Par endroits, la partie inférieure de la formation comporte des niveaux rouges similaires à ceux observés au sein de la Formation d’Acoz sous-jacente.

Epaisseur: ?

Age: Emsien indiqué par un assemblage de spores caractéristiques de la zone AB (fig. 5, d’après Steemans, 1989a, 1989b).

Utilisation: traces d’anciennes excavations, usage local (habitat).

Affleurements représentatifs: versants de la vallée de la Hoëgne, à l'aval de Royompré.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1946)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

Formation de Burnot (BUR)

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

Traditionnellement, 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 schiste dont le rouge représente la teinte prédominante.

Epaisseur: selon la littérature (notamment Fourmarier, 1950), une cinquantaine de mètres à Remouchamps (Marion *et al.*, ss presse), dont une bonne quinzaine de mètres de conglomérat.

Âge: sommet Emsien probable, peut-être Eifélien dans la Fenêtre de Theux ([fig. 6](#)).

Utilisation: vieilles excavations abandonnées: pierres de construction, meules.

Affleurements représentatifs: versants de la vallée de la Hoëgne, à l'aval de Royompré.

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1933, 1946)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

Formation de Pépinster**PER**

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

La Formation de Pépinster est majoritairement composée de schistes, siltites et grès dont les teintes sont vertes et rouges, ou bigarrées. Des bancs de calcaire parfois riche en crinoïdes apparaissent dans la partie supérieure de la formation. Certains bancs de grès sont pétris de moules internes, essentiellement d'articles de crinoïdes, mais aussi de bivalves et de brachiopodes. Dans la région de Polleur (carte Louveigné-Spa, Marion *et al.*, ss presse), deux poudingues, pas toujours bien développés, ont été signalés (Fourmarier, 1950). Des niveaux à plantes ont été observés (Liégeois, 1955; Lessuise et Fairon-Demaret, 1980). Les figures sédimentaires sont nombreuses (chenaux, rides de courant, pseudonodules, etc.).

Epaisseur: dans la Fenêtre de Theux, elle devrait être de l'ordre d'une centaine de mètres au grand maximum (Asselberghs, 1952; Dejonghe *et al.*, 1991). Maximum 50 à 60 m (Fourmarier, 1958).

Age: Eifelien-Givetien ([fig. 6](#)).

Utilisation: ?

Affleurements représentatifs: versants de la vallée de la Hoëgne et lit de cette rivière, à proximité du hameau de Neufmarteau, à l'amont de la localité de Polleur.

Pour en savoir plus:

Fourmarier (1958)

Lessuise et Fairon-Demaret (1980)

Liégeois (1955, 1956)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

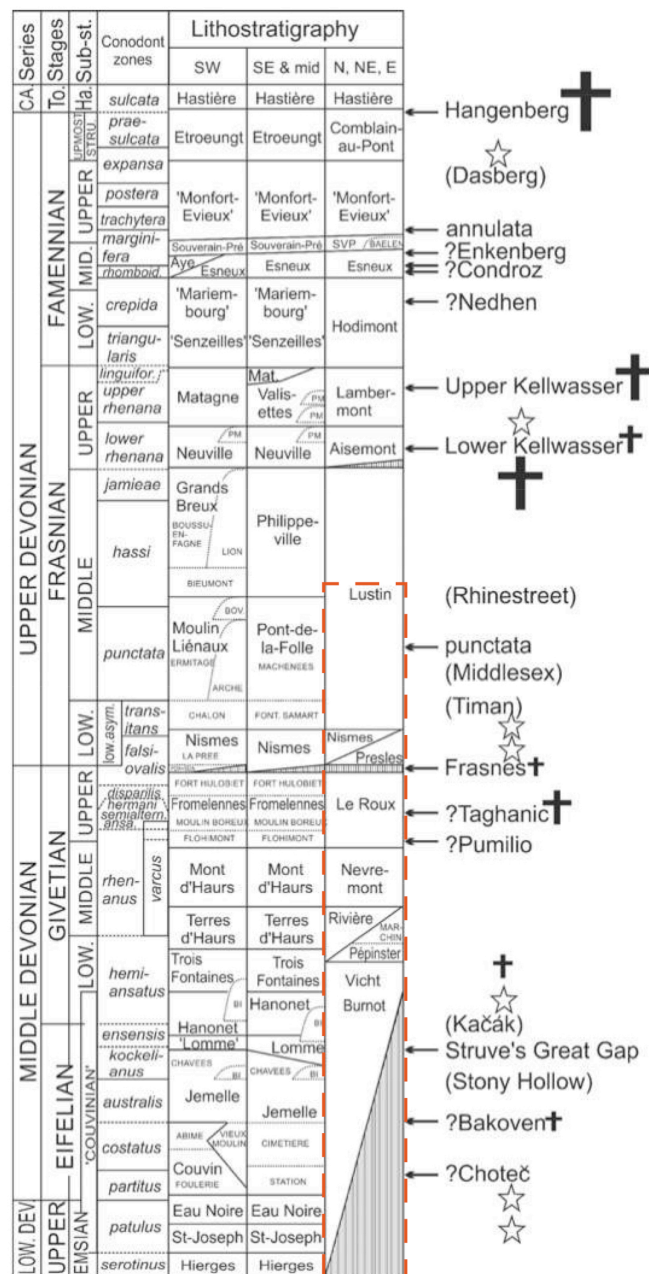


Figure 6. Echelle stratigraphique simplifiée du Dévonien moyen et supérieur du sud de la Belgique avec la position des « bioevents » (modifié, d'après Denayer et Mottequin, 2015). En tirets rouges, la colonne relative aux formations à l'affleurement sur la présente carte. Les noms entre parenthèses renseignent la position théorique d'évènements que ne sont pas connus en Belgique; les noms précédés d'un point d'interrogation renseignent la position hypothétique de certains évènements. Les croix indiquent des événements correspondant à des diversifications ou des colonisations. Largement modifié d'après Bultynck *et al.* (2001 a et b) et Thorez *et al.* (2006). Abréviations: BI, biohermes; Bov., Membre de La Boverie; Ca., Carbonifère; Font. Samart, Formation de la Fontaine Samart; Ha., Hastarien; PDA+SDA, membres du Pont d'Avignon et du Sourd d'Ave; PM, Membre de Petit-Mont; Stru., Strunien; To., Tounaisien.

Regroupement des formations de Névremont et du Roux **NR****Formation de Névremont** **(NEV)**

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

La Formation de Névremont correspond au premier épisode franchement carbonaté reconnu au sein de la succession dévonienne dans la région cartographiée. Elle est essentiellement constituée de bancs décimétriques à pluridécimétriques de calcaire au sein desquels viennent s'intercaler de minces niveaux schisteux de teinte foncée. Les calcaires sont assez variés: gréseux et laminaires, francs, ou biostromaux (stromatopores, coraux dont *Hexagonaria*). Les lumachelles à stringocéphalidés sont fréquentes dans la partie supérieure de la formation.

Epaisseur: 25 m avec celle du Roux (Fourmarier, 1958), voir [fig. 7](#).

Age: Givetien inférieur ([fig. 6](#)).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: aucun sur la présente carte, voir cartes Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse) et Limbourg-Eupen (Laloux *et al.*, 1996).

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1974)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

Formation du Roux **(ROU)**

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

Dans la Fenêtre de Theux, la formation a été recoupée dans les sondages du viaduc de Polleur où Graulich (1979) renseigne des grès calcaireux à nodules carbonatés surmontés par des calcaires foncés noduleux à coraux.

Epaisseur: inconnue avec précision. Dans les sondages du viaduc de Polleur, Graulich (*ibid.*) indique une épaisseur de 3,5 m (fig. 7).

Âge: Givetien moyen à supérieur (fig. 6).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: aucun sur la présente carte. Voir cartes Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse) et Limbourg-Eupen (Laloux *et al.*, 1996).

Pour en savoir plus:

Coen-Aubert (1974)

Graulich (1979)

Fourmarier (1958)

Marion *et al.* (ss presse)

Regroupement des formations de Presles et de Lustin

PRLU

Formation de Lustin (LUS)

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

La Formation de Lustin coiffe abruptement les schistes des formations de Nismes et de Presles sous-jacentes et débute généralement par un banc de calcaire riche en coraux («marbre Sainte-Anne» *auct.*). Elle se poursuit par des bancs souvent massifs (pluridécimétriques à métriques, voire plurimétriques) de calcaire de teinte gris clair à gris foncé. Ceux-ci sont généralement riches en stromatopores, rugueux et tabulés. La base de la formation est

fréquemment dolomitisée; sa partie supérieure comprend des calcaires finement laminaires, des brèches intra-formationnelles et peut exposer des fentes de dessiccation.

Epaisseur: près de 150 m. 50 à 60 m selon Fourmarier (1958) pour la Fenêtre de Theux (fig. 7).

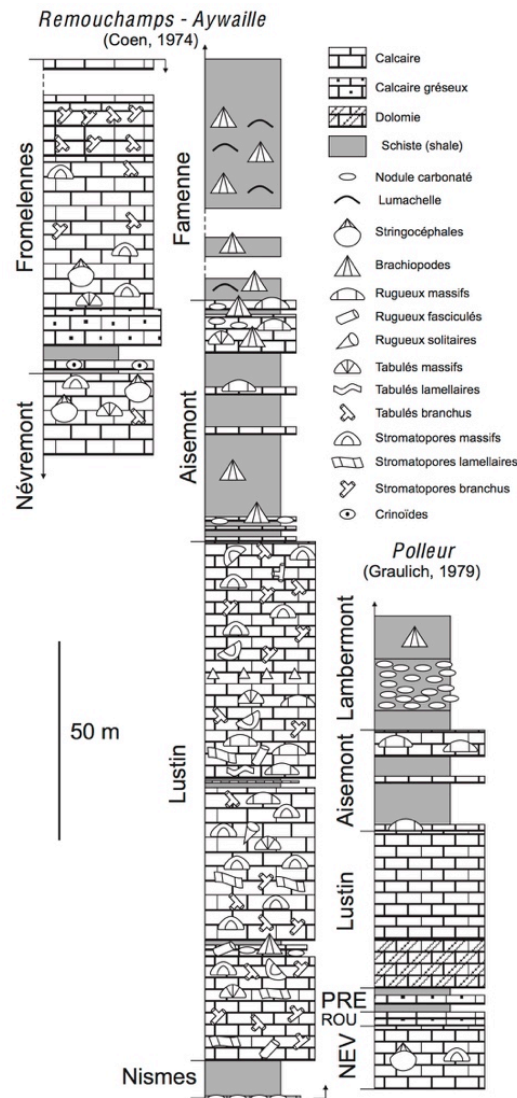


Figure 7. Comparaison partielle entre les successions lithostratigraphiques givetiennes et frasniennes observées au bord oriental du Synclinerium de Dinant (Remouchamps-Aywaille; Coen [1974]) et dans la Fenêtre de Theux (Polleur ; Graulich [1979]) (Mottequin et Marion, 2012a).

Age: Frasnien moyen (fig. 6).

Utilisation: néant

Affleurements représentatifs: aucun sur la présente carte, voir cartes Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse) et Limbourg-Eupen (Laloux *et al.*, 1996).

Pour en savoir plus:

Coen (1968, 1970, 1974)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Marion *et al.* (ss presse)

2.2.3. Les terrains permians

Formation de Malmedy

MAL

Origine du nom: ville de Malmedy, en Province de Liège (Dumont, 1832).

La Formation de Malmedy, connue naguère sous le nom de «Poudingue de Malmedy», inclut essentiellement des conglomérats à matrice ferrugineuse et argileuse à argilo-calcaireuse (Dumont, 1832). Elle s'étend depuis Xhoffraix-Malmedy jusqu'à Basse-Bodeux, sur un développement sud-ouest –nord-est d'environ 22 km et une largeur de 2 à 3 km (Geukens, 1956, 2008). Renier (1902) a divisé ces dépôts en 3 membres: inférieur, moyen et supérieur. Il est possible de les distinguer dans les aires d'affleurement de Malmedy et de Stavelot.

Le **membre inférieur** est constitué d'un conglomérat à matrice argilo-ferrugineuse de teinte rouge jaunâtre alternant avec des bancs lenticulaires de schistes («pséphite»), de grès et de microconglomérats.

Le conglomérat du **membre moyen** possède une matrice argilo-calcaireuse de teinte rouge violacée. Ce membre est le mieux représenté à l'affleurement, en raison de son ciment carbonaté qui lui confère une plus grande cohérence (Renier, 1902; Antun, 1954). Notons également l'occurrence de bancs calcaro-gréseux lenticulaires de taille pluridécimétrique à métrique (contenant quelques éléments plurimillimétriques) intercalés entre les bancs de conglomérat, auxquels s'ajoutent des éléments calcaires fossilifères (coraux, brachiopodes, etc.) du Dévonien moyen et supérieur, et aussi du Carbonifère (e.g. Dumont, 1832; Dewalque,

1868; Renier, 1902; Maillieux, 1931). Selon Smolderen (1987), l'âge de ces éléments carbonatés est compris entre l'Emsien supérieur et le Tournaisien, d'après la faune qu'ils renferment; ils proviendraient de sources multiples, notamment du Synclinorium de l'Eifel. La taille des éléments diminue du nord-est vers le sud-ouest, ainsi que le pourcentage d'éléments calcaires: 60% à Malmedy, 58% à Burnenville, 38% à Stavelot et 32% à Parfondruy (Renier, 1902).

Quant au **membre supérieur**, sa matrice est argileuse et il se présente sous forme d'un conglomérat à petits éléments mal arrondis, offrant des ressemblances avec le membre inférieur (Renier, 1902; Antun, 1954). Parmi les éléments constitutifs des bancs conglomératiques figurent des débris résultant du démantèlement du socle cambro-ordovicien et des roches du Dévonien inférieur (quartz, quartzite, grès, etc.).

Epaisseur: membre inférieur: 60 m à Malmedy ; membre moyen: 150 m à Malmedy (Renier, 1902); membre supérieur: supérieur à 30 m à Malmedy (Antun, 1954).

Age: Permien, sur base de mesures paléomagnétiques (De Magnée et Nairn, 1962).

Utilisation: néant sur cette carte. Par le passé, sur les cartes voisines (Lamberty *et al.*, ss presse b), le membre moyen a été exploité à Stavelot dans le but de produire de la chaux, mais cela resta sans résultats (Lambert, 1847; Dewalque, 1868). Néanmoins, des restes de fours à chaux ont été découverts en 1829 dans la vallée de Marlire près de Malmedy. Ce serait les religieux de l'abbaye qui les auraient construits, afin de produire de la chaux de bonne qualité avec les rognons de calcaire (Davreux, 1833). A Burnenville, le conglomérat a été anciennement exploité pour l'empierrement des routes (Renier, 1902).

Affleurements représentatifs: au sud de la localité de Mont-Xhoffraix, la carrière de la Warche à Mont, sur la carte voisine Stavelot – Malmedy (Lamberty *et al.*, ss presse).

Pour en savoir plus:

Antun (1954)

Dewalque (1868)

Ozer (1967)

Lamberty *et al.* (ss presse b)

Renier (1902, 1919)

2.2.4. Les terrains mésozoïques

Formation de la Vecquée

VEC

Origine du nom: des voies de communications ancestrales, notamment une chaussée romaine appelée ultérieurement «La Vecquée», qui reliaient Tongres à Trier, en passant par Liège et le Plateau des Hautes Fagnes. Elle rejoint la *Via Mansuerisca* à proximité de la Baraque Michel, en passant à travers les champs de lithales périglaciaires développés sur les dépôts de silex résiduels et les sables tertiaires qui recouvrent partiellement les sommets les plus élevés du Massif de Stavelot (Lamberty *et al.*, ss presse a).

De nombreux silex résiduels, parfois de grande taille, ont été observés sur les planchettes de Sart et de Xhoffraix (Fagne de Malchamps, Vecquée, Baraque Michel, Mont Rigi, Hockai, Cronchamps, etc). Ils avaient déjà été renseignés par Dewalque (1899) pour la partie non-prussienne du territoire. Ces silex résiduels sont entiers ou brisés, généralement fortement altérés, de couleur mat, blanc ou jaunâtre et renferment des fossiles: foraminifères, ostracodes, brachiopodes, etc. (Dewalque, 1886a; Bless et Felder, 1989). A l’affleurement, ils baignent souvent dans une matrice sableuse, silteuse et/ou argileuse (Bless *et al.*, 1990b). Ils résulteraient de l’altération de dépôts d’âge maastrichtien, proches de ceux des formations de Gulpen et de Maastricht (Dewalque, 1886a; Bless et Felder, 1989; Bless *et al.*, 1990b; Dhondt et Jagt, 1997).

Epaisseur: variable, de 2 à 6 m, voire d’avantage (Asselberghs et Geukens, 1959).

Âge: Crétacé supérieur (Maastrichtien), âge de l’altération: Tertiaire.

Utilisation: aucune, sinon exploitation probablement préhistorique des silex qui affleurent parfois en blocs pluridécimétriques anguleux.

Affleurements représentatifs:

- plateau des Hautes Fagnes;
- coupe de la rampe d'accès à l'ancienne halte de chemin de fer (actuel RAVeL) de Hockai (fig. 8).

Pour en savoir plus:

Marlière (1954)

Macar et Alexandre (1960)

Alexandre et Thorez (1995)

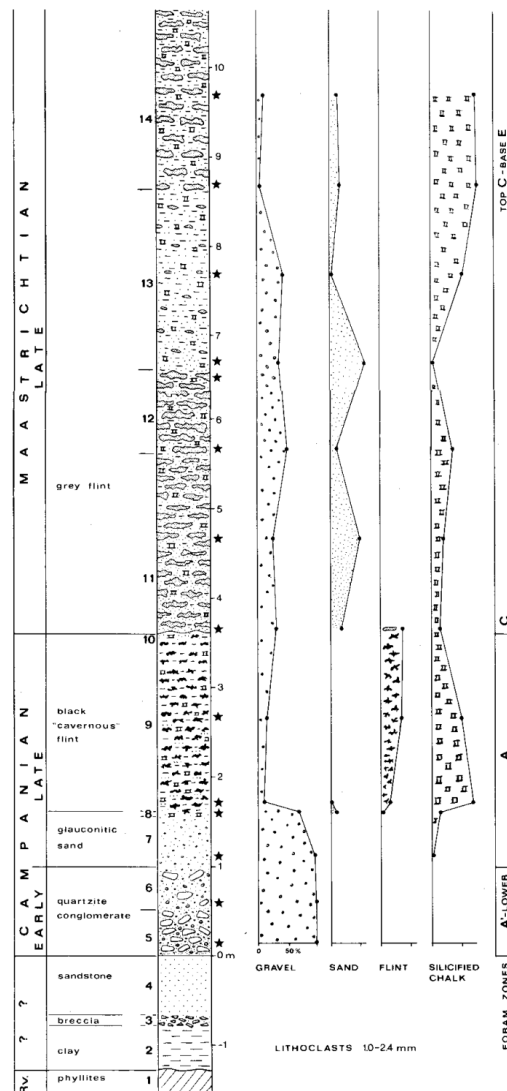


Figure 8. Coupe lithostratigraphique dans le Crétacé de l'ancienne voie de chemin de fer de Hockai (modifié d'après Bless et Felder, 1989). Cette coupe a également été décrite par Dewalque (1886a).

2.2.5. Les terrains cénozoïques

Dépôts sableux

SBL

Dewalque (1899) a signalé cinq dépôts de sable sur la planchette de Sart (au sud de Solwaster et à Hockai) et un dépôt sur la planchette de Xhoffraix (Baraque Michel). Ces dépôts, ainsi que d'autres qui furent découverts par la suite, ont fait l'objet d'études diverses, notamment Dewalque (1888, 1898a), Lohest (1896), Anten (1919a, 1919b, 1928), Guillaume (1924a), Baeckeroot (1936), De Magnée et Macar (1936), Bourguignon (1954) et Demoulin (1982, 1986a, 1986b).

Les sables de **Solwaster** (altitude 490 m, 507 m), de **Cokaifagne** (fig. 9 et 10), du **Chêne du Rond Fayt** (fig. 11) (altitude 490 m), du **Bois Fagne Riche Homme**, du **Tir communal de Spa** (fig. 12) (altitude 485 m) et du **Bois des Minières** (fig. 13) (altitude 485 m) seraient d'origine marine et d'âge oligocène (Chattien,) par analogie pétrographique et minéralogique avec les sables de la Formation de Boncelles (Lohest, 1896; De Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954). Ces sables, qui présentent parfois un caractère argileux, sont de couleur variable: jaune, blanc, ocre, brun, gris au rouge. Par endroits, ils contiennent des dragées plurimillimétriques à centimétriques de quartz blanc et des cailloux anguleux de quartz. Ils peuvent également contenir des débris/ blocs de quartzite et de silex très altérés. Ils peuvent aussi présenter des niveaux indurés, sous la forme de bancs irréguliers de grès conglomératique (Anten, 1919a; Guillaume 1924a; Baeckeroot, 1936; Demoulin, 1982, 1986a).

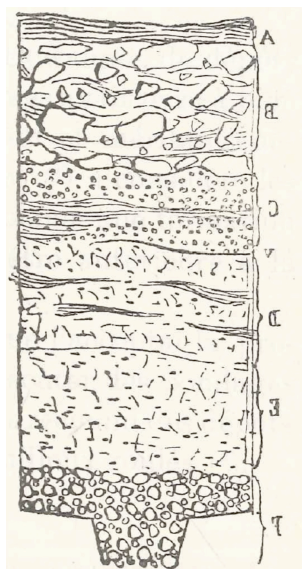


Figure 9. Coupe dans l'ancienne sablière à l'ouest de Cokaifagne.

a) Tourbe, 0,15 m. b) Blocs anguleux de quartzite cambrien, parfois très volumineux et empâtés dans un limon argileux jaune au sommet, dans du limon rouge et de l'argile plastique bigarrée à la base, 1,10 m. c) Sable jaune foncé, argileux, contenant des veinules d'argile plastique, de petites cailloux de la grosseur d'une noisette, généralement de quartz blanc et parfois de quelques fragments de silex altérés, 0,65 m. v) Veinule charbonneuse. d) Sable gris, à grains fins, renfermant des lentilles irrégulières de sable jaune, 1,00 m. e) Sable jaune grossier, 0,80 m. f) Cailloux pugilaires de silex et de quartzite cambrien, 1,50 m (modifié d'après Lohest, 1896).

Les sables de la **Baraque Michel** et du **Mont Rigi** sont localisés respectivement aux altitudes 680 m et 675 m. Ce sont des sables jaunâtres et plutôt fins (Bourguignon, 1954) (plus fin que les sables de Cokaifagne et Solwaster (Demoulin, 1987)). Ils seraient d'origine marine et d'âge oligocène (Bourguignon, 1954).

Tous ces sables marins côtiers, d'âge tertiaire (Demoulin, 1987) forment un lambeau d'orientation SW-NE sur le versant septentrional et sur le sommet de la crête des Hautes Fagnes. Ce lambeau serait localisé à des altitudes comprises entre 375 m et 680 m et s'étalerait depuis Konzen, sur la carte Reinartzhof-Hoscheit (Marion *et al*, en préparation) jusqu'à la terminaison occidentale de la crête à Vertbuisson, sur la planchette Spa (De Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954). Ce lambeau marqué par un replat topographique, bien marqué entre Solwaster et Spa, correspondrait à une ligne de rivage lors de la transgression oligocène (Demoulin, 1987).

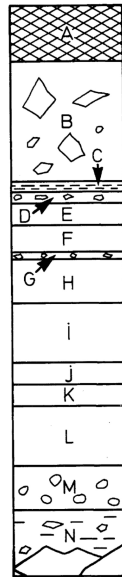


Figure 10. Coupe dans le bassin d'orage de Cokaifagne. A. Terre végétale, 0,50 m. B. Dépôts de pente constitués d'une argile ocre clair contenant des blocs et cailloux anguleux de quartz et quartzite, présence de silex rarement roulés et fortement cacholongisés, 1,10 m. C. Argile plastique de couleur rouge foncé contenant de rares cailloux totalement altérés, décimétrique. D. Gravier quartzeux avec une matrice argileuse gris-blanc, décimétrique. S'ensuivent plusieurs lits sableux à stratification horizontale très régulière. E. Sable jaune, 0,20 m. F. Sable jaune foncé, 0,25 m. G. Niveau graveleux contenant des dragées et des petits cailloux anguleux de quartz dans un sable semblable à celui des lits environnants, 0,05 cm. H. Sable jaune clair, 0,40 m. I. Sable de couleur un peu plus foncé, 0,55 m. J. Sable plus argileux, bariolé de gris, blanc, jaune et traversé de passées violacées, 0,20 m. K. Sable ocre, 0,20 m. L. Sable plus grossier de couleur brune à rouge vif et localement induré, 0,55 m. M. Argile sableuse brun-jaune enrobant un cailloutis de base, 0,40 m. N. Argile blanc-mauve d'altération du Paléozoïque et le substratum quartzitique, 0,60 m et au-delà (Modifié d'après Demoulin, 1982).

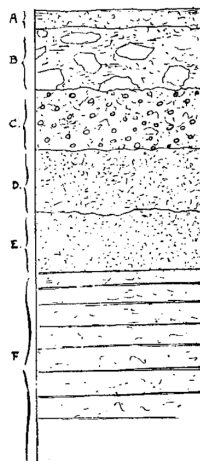


Figure 11. Coupe dans l'ancienne sablière du Chêne du Rond Fayt. A. Terre végétale, 0,15 m. B. Limon englobant des blocs de quartzite, 0,50 m. C. Sable jaune rougeâtre avec petits cailloux de quartz blanc, 0,50 m. D. Sable jaune, 0,50 m. E. Sable blanc fin micacé, 0,50 m. F. Grès à ciment de limonite (modifié d'après Guillaume, 1924a).

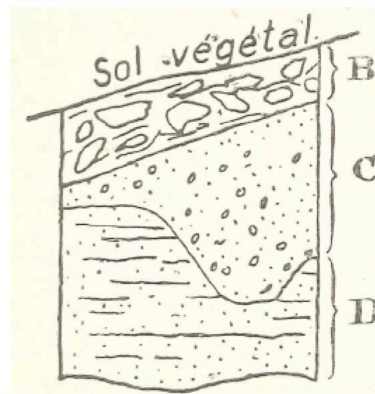


Figure 12. Coupe dans les sables du Tir communal de Spa (Malchamps). B. Blocs anguleux de quartzite cambrien peu ou pas altérés empâtés dans du limon, 1 m. C. Sable jaune argileux contenant des cailloux roulés, extrêmement altérés, de quartzite et de quartzophyllade cambrien, 0,3 à 2 m. D. Sable alternativement rouge et blanc stratifié horizontalement (modifié d'après Anten, 1919a).



Figure 13. Coupe dans les sables du Bois des Minières, à l'ouest de Malchamps. A. Terre végétale, 0,15 m. B. Sable blanc quartzueux, avec petits cailloux roulés de quartz blanc, 1 m et au-delà (modifié d'après Guillaume, 1924a).

Les sables de **Hockai** (altitude 560 m), **Xhoffraix** (altitude 515 m) et **Ovifat** (altitude 605 m) sont situés sur le versant sud de la crête des Hautes Fagnes. Ils seraient d'origine locale et continentale. Ils résulteraient de l'altération de roches cambriennes (quartzite et quartzophyllade) pour les sables de Hockai et Xhoffraix et dévoniennes pour les sables d'Ovifat. Ils seraient d'âge post-oligocène, peut-être quaternaire (De Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954).

Les sables de **Hockai** (fig. 14) (altitude 560 m) sont des sables assez fins et de couleur jaune ocre bariolé de brun et de blanc, pouvant avoir un caractère argileux ou graveleux. Ils sont d'origine fluvatile et proviennent essentiellement de l'altération des roches cambriennes (ils auraient été mis en place par un ancien cours d'eau de la Hoëgne). Ils seraient d'âge tertiaire (néogène) (Demoulin, 1986b).

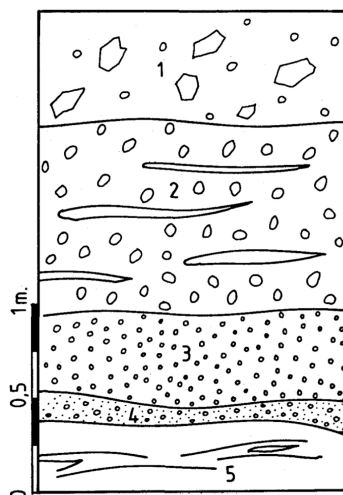


Figure 14. Coupe dans l'ancienne sablière de Hockai. 1. Dépôts de pente limoneux de couleur ocre contenant de nombreux silex (dimension pouvant atteindre 25 cm) et des cailloux du socle paléozoïque plus ou moins émoussés, 0,50-0,60 m. 2. Cailloutis enrobé dans une matrice limono-argileuse brun-noir. Présence de laies et de lentilles limoneuses, 1 m. 3. Gravier quartzeux de teinte mauve-brun foncé à noire ou ocre et à matrice limoneuse, 0,15 m. 4. Gravier quartzeux de teinte jaune clair et à matrice sableuse, 0,50 m. 5. Sable fin jaune ocre bariolé de blanc et de brun, au moins 0,30 m (modifié d'après Demoulin, 1986b).

Les sables de **Ster-Cronchamps** (altitude 532 m) sont composés d'un gravier argileux ocre avec par endroits des passées violacées. Ils sont localisés sur le versant méridional de la crête des Hautes Fagnes et ils correspondent à un dépôt cénozoïque, probablement d'âge néogène (peut-être pliocène), et sont d'origine continentale (Demoulin, 1986b).

Les sables de **Bèleu** (Baileu ou Beauloup ou Lonlou) sont des sables glauconifères grossiers (Anten, 1928; Bourguignon, 1956) et fossilifères, contenant des galets de phyllade et des rognons phosphatés (fig. 15). Les fossiles identifiés correspondent entre autres à des spongiaires, des brachiopodes, des gastéropodes, des restes de poisson, des ammonites et des oursins (Bourguignon, 1956; Bless *et al.*, 1990b). Les rognons phosphatés sont constitués d'agglomérats de microfossile, principalement des foraminifères. Ces sables renferment également un horizon noir constitué de débris de plantes (Bourguignon, 1956). Ils sont situés sous le conglomérat à silex (Anten, 1928; Bourguignon, 1956). Ils sont datés du Crétacé supérieur, Campanien ou Maastrichtien (Anten, 1928; Bourguignon, 1956; Bless *et al.*, 1990b) et seraient d'origine marine (Bourguignon, 1954).

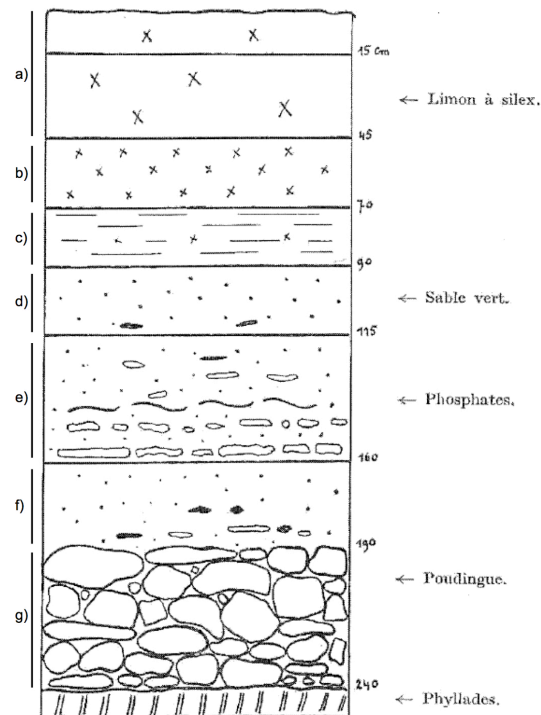


Figure 15. Coupe dans les sables de Bèlu. a) cailloutis de silex empâté dans le limon, 45 cm. b) cailloutis de silex dans limon argileux, 25 cm. c) limon argileux rougeâtre avec quelques petits cailloux de silex, passant vers le bas à une argile sableuse verdâtre, 20 cm. d) sable vert glauconifère, de plus en plus franc vers le bas. Rares cailloux de phyllades altérés et verdis, quartz anguleux, 25 cm. e) sable analogue gris-vert avec plus nombreux cailloux de phyllades verts et rognons phosphatés fossilifères répartis dans toute la masse. Débris de plantes. A la base, prédominance des phosphates qui forment une banquette continue de 5 cm de puissance, 45 cm. f) sable vert se chargeant vers le bas de cailloux roulés de quartzite et quartz; encore quelques amas phosphatés, 30 cm. g) gravier grossier de quartzites, quartz et phyllades reposant directement sur les phyllades gris-bleu du socle relativement frais, orientés parallèlement à ceux de la falaise proche du ruisseau de Polleur, 50 cm (modifié d'après Bourguignon, 1956).

Epaisseur: variable

- 3 à 5 m pour les sables de Solwaster et Cokaifagne (Demoulin, 1986a).
- au moins 2 m pour les sables de Hockai (Demoulin, 1986b).
- environ 3,20 m pour les sables de Ster-Cronchamps (Demoulin, 1986b).
- au moins 90 cm pour les sables de Bèlu (Bourguignon, 1956).

Affleurements représentatifs:

- ancienne sablière de Cokaifagne et du Chêne du Rond Fayt
- les sables d'Ovifat ont été observés grâce à un forage réalisé à la trière.

Pour en savoir plus:

Macar et Alexandre (1960)

Demoulin (1987)

Alexandre et Thorez (1995)

Grès "tertiaire"

Des blocs de grès/microconglomérat gris clair à blanc ont été observés sur le plateau des Hautes Fagnes, notamment dans les environs de la Baraque Michel; ils seraient d'âge tertiaire.

Ces grès blancs (voir microconglomérat) sont constitués de grains arrondis et très transparents de quartz blanc et de quelques grains de limonite (Dewalque, 1886b ; Ledoux, 1911). Ils sont peu cohérents et de couleur blanche et présentent souvent une cassure saccharoïde. Ils se seraient formés à partir d'un sable (Crétacé ?) dans lequel des eaux siliceuses auraient circulé. La cimentation est supposée être d'âge landénien (Eocène inférieur) (Ledoux, 1911).

Affleurements représentatifs:

- aux alentours de la Baraque Michel;
- le long du ruisseau de Polleur (au SE de Mont Rigi, à proximité de Bèleu);
- le long de la Helle.

Dépôts tourbeux

TRB

Le plateau des Hautes Fagnes est recouvert par une série de tourbières. D'après la notice de la carte Limbourg-Eupen (Laloux *et al.*, 1996), les dépôts tourbeux sont généralement constitués par des tourbières à sphaignes (fig. 16). Une synthèse consacrée à ces dépôts est fournie par Schumacker et Noirfalise (1979) ainsi que Wastiaux (2002) et, la bibliographie afférente à leur histoire, dans Bless *et al.* (1990a). Les dépôts de tourbe les plus anciens ont été datés par 14C 12 170 ± 90 ans BP dans la Konnerzvenn (Pissart et Juvigné, 1980). Les tourbières ne recouvrent cependant l'entièreté du plateau des Hautes-Fagnes, au-dessus de l'altitude de 600 m, que depuis le Boréal. Les diverses analyses ont révélé les profondes modifications climatologiques associées aux altérations de l'environnement qui les affectent depuis cette époque. Leur exploitation, le défrichement et le reboisement ont restreint leur extension à quelques grandes zones. Le tracé de celles-ci a été réalisé à l'aide des cartes pédologiques

(Oldenhove de Guertechin, 1960; Pahaut. et Oldenhove de Guertechin 1960; Pahaut, 1965, 1969) et du modèle numérique de terrain «Hillshade 2013-2014» qui est disponible depuis 2015 sur le site «WalOnMap» du SPW.

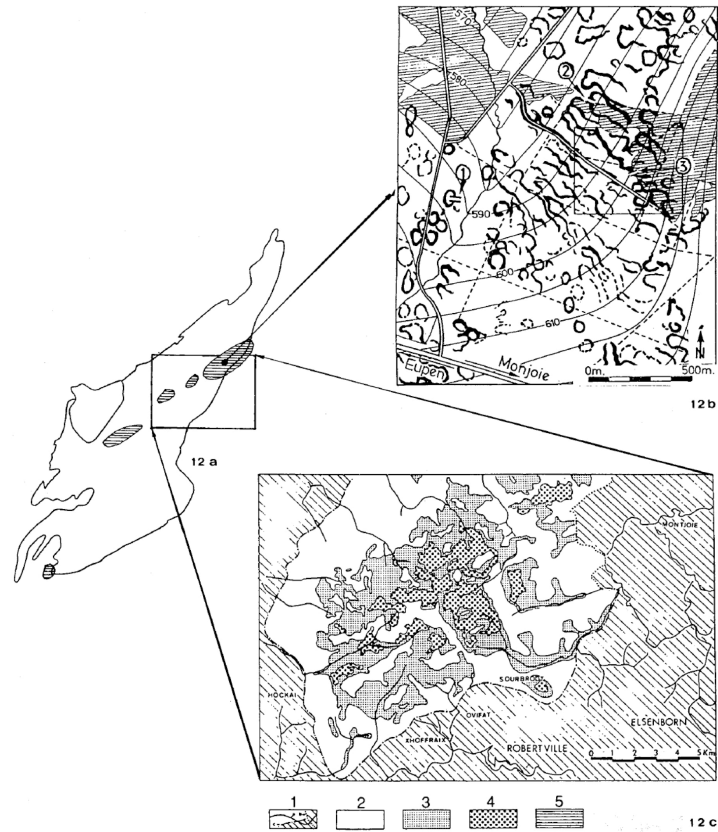


Figure 16: Influence des changements climatiques sur le développement des tourbières durant l'Holocène (tiré de Bless *et al.*, 1990a, d'après Schumacker et Noirfalise, 1979).

Affleurements représentatifs:

- Les Trous Brôli, Baraque Michel, Oneux, Fagne de Polleur

Affleurements représentatifs:

Pour en savoir plus:

Bastin *et al.* (1974)

Pissart (1974)

Juvigné et Pissart (1979)

Wastiaux (2002)

Limons, altérites, éboulis, colluvions, dépôts de versant, coulées de solifluxion, morphologies périglaciaires, lithalses.

Ces formes et dépôts couvrent souvent des étendues considérables sur les plateaux et les versants en pente douce, qu'ils recouvrent d'un manteau relativement continu qui masque le *bed-rock* sous-jacent. Ils sont formés d'un mélange de produits de désagrégation du substrat et de limons éoliens: argiles, limons et sables, dans des proportions variées, avec un contenu variable en éléments grossiers d'altérites. Leur épaisseur ne peut être estimée avec précision, en l'absence de renseignements fournis par des sondages, tranchées ou fouilles de bâtiments atteignant le substratum. Leurs caractéristiques sont détaillées dans les notices explicatives des cartes pédologiques (Pahaut, 1967a, 1967b, 1973a, 1973b). Ils n'ont pas été représentés sur la présente carte géologique. Par contre, sont représentées, par une surcharge (voir la légende de la carte), les coulées de solifluxion qui, sur le Massif de Stavelot, ont depuis longtemps retenu l'attention des chercheurs. Elles sont formées de blocs et débris de roches enrobés dans une matrice limoneuse plus ou moins abondante. Ayant progressé par déplacements (lents et successifs) sur des distances parfois importantes, elles recouvrent des roches en place, parfois de natures différentes et peuvent, de ce fait, constituer une source d'erreurs (Geukens, 2008).

De nombreux cônes de déjection de sont développés au débouché de certaines vallées secondaires, ils sont souvent à l'origine du déplacement latéral du cours d'eau principal, suite à l'importance des dépôts qui les constituent.

Les morphologies périglaciaires sont illustrées par des lithalses subcirculaires ou en forme de V très étirés (fig. 17), selon qu'ils se sont situés sur des replats horizontaux ou des secteurs en faible pente (Juvigné *et al.*, 2015; Marion *et al.*, 2017). Ils constituent des champs de dépressions, parfois fermées et palustres, parfois ouvertes, entourées d'un rempart. Ils sont interprétés comme des traces de buttes cryogènes (lentilles de glace) développées en climat périglaciaire et fondues par après, lors des interglaciaires (Pissart, 1976).

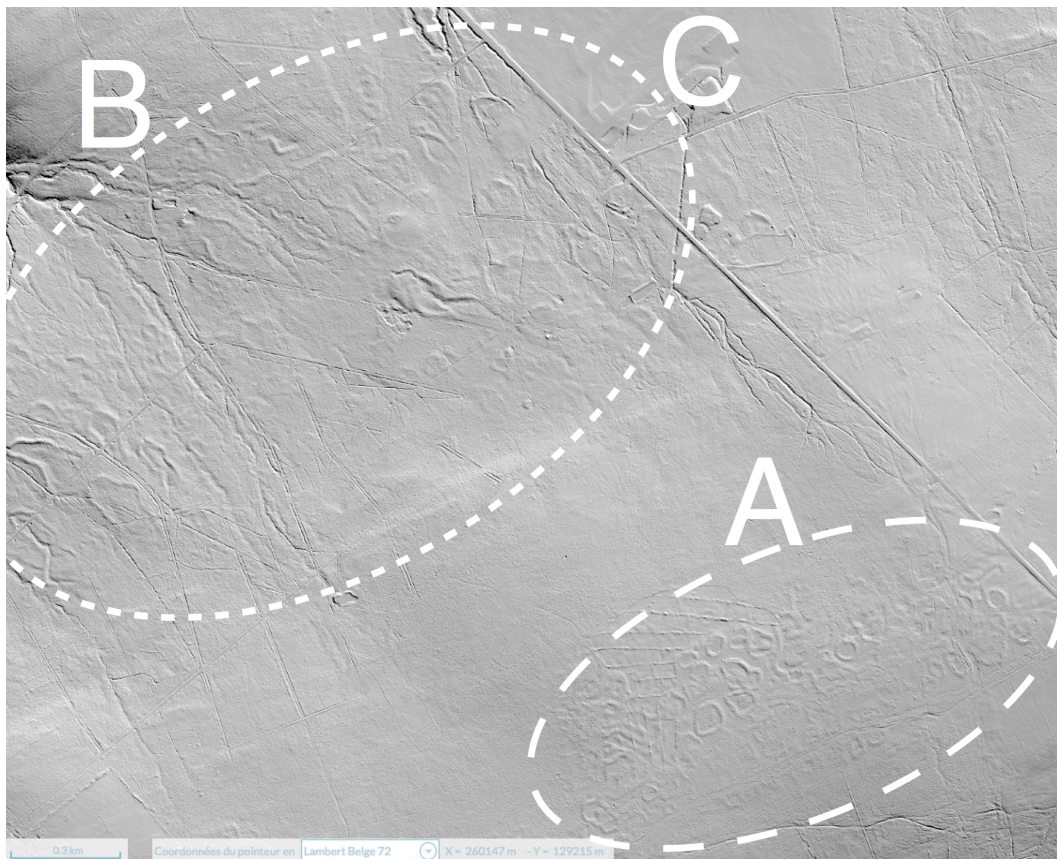


Figure 17. Les formes périglaciaires typiques telles qu'elles sont révélées par le MNT 2013-2014 Hillshade (LIDAR) du SPW. A, formes subcirculaires de la Crête de la Vecquée; B, crêtes allongées à l'ouest de l'aérodrome de Malchamps (C).

De beaux exemples de pierriers peuvent être observés:

- dans les Hautes-Fagnes, aux sources de la Statte entre les altitudes 475-550 m (fig. 18).
- dans les vallées de la Sawe, de la Statte ainsi que dans les vallons affluents de la Hoëgne et sur ses versants, à l'amont du Moulin Thorez (Solwaster)

Pour en savoir plus:

Alexandre et Thorez (1995)

Demoulin (1995a)

Demoulin *et al.* (2015, 2018)

Juvigné (1976)

Juvigné *et al.* (2015)

Macar (1954)

Marion *et al.* (2017)

Ozer (1967)

Pissart (1953a, 1976, 1995)

Pissart *et al.* (1975)

Prick et Ozer (1995)

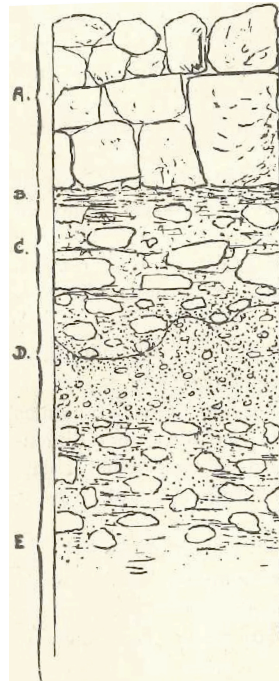


Figure 18. Coupe de la coulée pierreuse de la vallée de la Statte (altitude 515 m). A. Blocs de quartzite altéré enchevêtrés sans interposition de terre végétale, 1m. B. Terre de bruyère. Epaisseur, 0,10m. C. Blocs anguleux englobés dans une argile grise veinée de rouge, 0,50 m. D. Limon sableux jaune à éléments très ténus agglomérant des débris de quartzite et de silex anguleux et polis ainsi que des cailloux pisaires de quartz blanc. Cette partie du dépôt affecte l'allure ravinante indiquée par la coupe, 0,80 m. E. Blocs anguleux de plus fortes dimensions englobés dans du limon, 0,90 m et au-delà. Cette partie de la formation est aquifère (modifié d'après Guillaume, 1924b).

Alluvions anciennes

ALA

Caractéristiques des dépôts de terrasse, les alluvions anciennes comprennent des cailloux roulés d'origines diverses et de diamètre variable: quartz blanc, quartzites foncés du massif cambrien, grès et conglomérats dévoniens, cherts crétacés. Les terrasses témoignent de la reprise d'érosion, après une période de remblaiement, qui correspond à une modification du profil d'équilibre des cours d'eau entraînée par une modification du niveau marin (liée à des variations climatiques, etc.).

Captures de rivières autour de la zone faillée de Hockai (par A. Demoulin, E. Juvigné)

Quoique la capture d'une rivière par une autre soit un phénomène géomorphologique assez banal pouvant répondre à des causes variées (lithologique, tectonique, hydrologique, topographique), les trois captures plio-quaternaires ayant affecté des rivières du cœur du massif de Stavelot présentent l'intérêt d'illustrer les contrôles à la fois passif et actif de la tectonique sur l'évolution des rivières. Elles concernent successivement la Hoëgne, la Warche et le Trô Maret. Nous les passons en revue dans l'ordre chronologique.

1. Capture de la Hoëgne supérieure

La Hoëgne supérieure, aussi appelée Polleur, coule dans une large dépression ENE-OSO entre la crête de la Vecquée au nord et une crête parallèle sur l'autre flanc de sa vallée avant de décrire un coude à angle droit vers le NNO à hauteur du Pont du Centenaire et de s'encaisser brutalement malgré la présence de nombreux bancs quartzitiques très résistants ([fig. 19](#)).

Par ailleurs, dans le prolongement de son cours ENE-OSO, un col à 551 m d'altitude à Hockai sépare la Vecquée, à l'ouest, de son prolongement en direction de Botrange à l'est et s'ouvre au SO vers un amphithéâtre où la tête de vallée du Ru de Hockai puis la vallée largement évasée du Roannai s'alignent quasi-parfaitement sur celle du Polleur. Cette configuration morphologique est très suggestive d'une capture de la Hoëgne supérieure par un cours d'eau NNO-SSE dont la tête aurait progressivement creusé son chemin par érosion régressive au travers de la crête de la Vecquée (Demoulin, 1986b), détournant la rivière de son ancienne vallée du Ru de Hockai ou du Roannai. Cette capture est confirmée par la présence de dépôts fluviaux à 560 m d'altitude sur le flanc SE du col de Hockai. Surmontant des sables et graviers, un cailloutis à émoussé fluvial net montre des directions d'allongement et d'inclinaison préférentielles de ses éléments qui ne laissent aucun doute sur la direction d'écoulement de l'ENE à l'OSO du cours d'eau qui l'a accumulé (Demoulin, 1986a), identifiant ainsi clairement l'ancien prolongement du Polleur. D'autres dépôts continentaux post-crétacés à Hockai et, surtout, Cronchamps, à l'est de Ster (Dewalque, 1898b; Demoulin, 1986a), pourraient être des jalons supplémentaires de cet ancien cours, et l'orienteraient alors au sud, vers Stavelot par la vallée du Ru de Hockai plutôt que dans celle du Roannai. Par ailleurs, le profil longitudinal de la Hoëgne actuelle indique que la reprise d'érosion imposée dans le Polleur par la capture a été fortement limitée par la présence des bancs quartzitiques en aval

du Pont du Centenaire. Quant à l'âge de la capture, seule la profonde altération du cailloutis de Hockai suggérant un âge de dépôt mio-pliocène et l'altitude relative de ~60 m de l'ancien cours à Hockai sont disponibles pour estimer qu'elle pourrait avoir eu lieu au Pliocène ou au début du Pléistocène inférieur, en relation avec la première phase de soulèvement du plateau (Demoulin et Hallot, 2009).

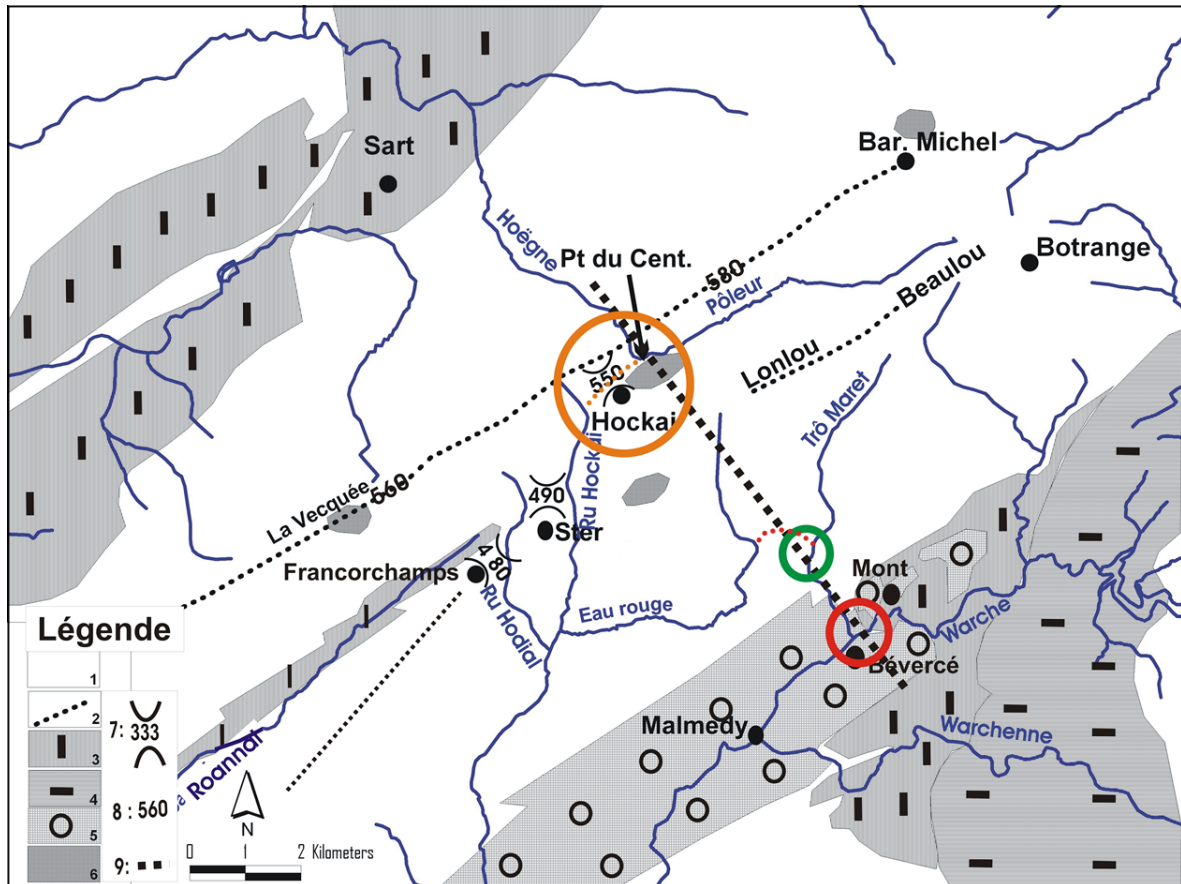


Figure 19. Localisation des captures dans leur contexte géologique. 1: Cambrien sup. 2: crête quartzitique (La Venne). 3: Ordovicien inf. (Fm. de Jalhay). 4: Pridoli-Lochkovien (Fm. de Waimes). 5: Permien. 6: Crétacé (argile à silex). 7: col, avec altitude. 8: autre altitude utile. 9: zone faillée de Hockai. Cercles orange, rouge et vert: lieux des captures de la Hoëgne supérieure (ou Polleur), de la Warche, et du Trô Maret, respectivement. Tireté orange: vallée abandonnée de la Paléohoëgne. Tireté rouge: vallée abandonnée par la Paléo-Warche puis le Paléo-Trô Maret.

2. Captures de la Warche et du Trô Maret

Observations morphologiques et sédimentaires

Les caractéristiques morphologiques patentes de la vallée du Trô Maret actuel, au sud de la crête des Hautes Fagnes, ont permis d'identifier en premier lieu la capture qu'a subie ce ruisseau (Pissart, 1953b). En effet, l'exceptionnel encaissement de la vallée du Trô Maret inférieur, combiné à l'existence d'une large vallée abandonnée prolongeant le Trô Maret supérieur vers l'ouest et actuellement seulement parcourue par le minuscule Rû des Chôdières, et à la mise en terrasse de la plaine alluviale pré-capture dans le Trô Maret supérieur, témoigne clairement de cet événement ([fig. 20](#)).



Figure 20. Vue oblique des éléments morphologiques de la capture du Trô Maret (©2016 Google, © 2009 Geobasis-DE/BKG). Hachuré vert, terrasse le long du Trô Maret supérieur. Croix rouges: dépôts fluviaux de la Warche dans la vallée du Trô Maret inférieur.

Cependant, une terrasse suit également le versant droit de la vallée du Trô Maret inférieur, qui ne peut s'expliquer si cette section du ruisseau ne fut originellement qu'un cours d'eau capteur (Pissart et Juvigné, 1982). Cette terrasse est notamment matérialisée par la troncature subhorizontale vers 465 m d'altitude d'une série de crêts quartzitiques perpendiculaires à la vallée. Suggérant le passage ancien d'une rivière plus importante à cet endroit, elle a incité Pissart et Juvigné (1982) à chercher -et trouver- des dépôts fluviaux associés à ce niveau ([fig. 20](#)). De semblables dépôts fluviaux furent en outre trouvés ultérieurement à 455 m (Juvigné et Schumacker, 1985). Or, ces dépôts contiennent notamment de nombreux cailloux roulés de schistes violacés de la Formation d'Ottre et de

grès grossiers de la Formation de Waimès qui ne peuvent provenir que du bassin de la Warche en amont de Mont (fig. 19). Ces dépôts témoignent donc que la Warche coulait originellement du sud au nord dans la vallée de l'actuel Trô Maret inférieur, avant de poursuivre par la vallée des Chôdières et celle de l'actuelle Eau Rouge (figs. 20 et 21) (Juvigné *et al.*, 2005). Les sédiments fluviaux à 455 m sont scellés par des argiles lacustres indiquant l'abandon de la vallée du fait d'une capture qui eut lieu vers 461 m à Bévercé, là où un affluent de la Paléo-Warchenne, le Ruisseau de Bévercé, détourna la Paléo-Warche vers Malmédyl (fig. 21).

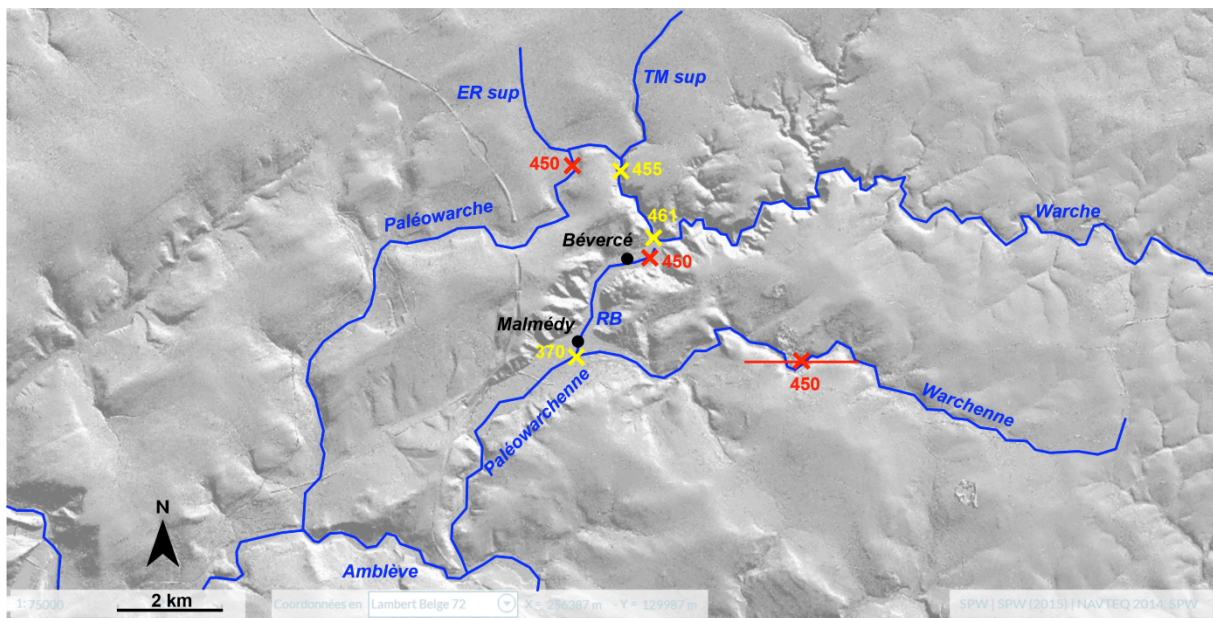


Figure 21. Réseau hydrographique et altitudes-clés au long des rivières à la veille de la capture de la Warche. Croix rouges: position de la vague d'érosion régressive post-0.7-Ma (voir texte), avec altitude et, éventuellement erreur sur la position. Croix jaunes: autres altitudes des rivières au même moment. ER sup: Eau Rouge supérieure. TM sup: Trô Maret supérieur. RB: Ruisseau de Bévercé.

Séquence des événements

La séquence des événements peut être reconstituée de la façon suivante:

- L'érosion régressive accélérée du Ruisseau de Bévercé dans les formations permienes peu résistantes cause la capture de la Paléo-Warche à Bévercé. La Warche plonge de ~20 m (voir ci-dessous) puis suit la vallée très pentée du Ruisseau de Bévercé, entraînant une érosion intense non seulement en aval du point de capture mais aussi en amont, par érosion régressive
- Au nord de Bévercé, la vallée abandonnée de la Paléo-Warche est progressivement remblayée. En particulier, le Trô Maret y construit un important cône de déjection, qui barre un lac dans le tronçon sud de la vallée abandonnée (l'actuel Trô Maret inférieur)

- Au fur et à mesure de l'élévation du cône de déjection, le niveau du lac s'élève et trouve finalement un exutoire à 461 m vers le sud et la nouvelle Warche
- Ce déversement au sud crée rapidement un écoulement nord-sud dans ce tronçon de vallée, dont l'érosion régressive finit par provoquer le détournement au sud du Trô Maret supérieur
- Cette seconde capture engendre à son tour une reprise d'érosion dans la vallée du Trô Maret inférieur et supérieur

Âge des captures

Les derniers dépôts de la Warche à 455 m dans la vallée du Trô Maret fournissent plusieurs indications chronologiques. Au contact entre gravier et cailloux roulés et l'argile sus-jacente, une mince couche subcontinue de tourbe a non seulement fourni un âge $^{14}\text{C} > 50$ ka mais également un assemblage pollinique typique d'un climat froid (Juvigné et Schumacker, 1985). Par ailleurs, la présence de minéraux du téphra de Rocourt dans le dépôt fluvial permet de caler celui-ci à 78-80 ka ou peu après (Juvigné et al., 2013). L'ensemble de ces données tendent à imposer les épisodes froids 77.8-76.4, 74.0-72.4 ka (respectivement GS-21.1 et GS-20, Rasmussen et al., 2014) ou 71-59 ka (MIS 4) comme les plus probables pour le moment* de la capture de la Warche. Une implication intéressante de cette fourchette d'âge concerne la vitesse de la vague d'érosion régressive post-capture, qui se serait propagée à un taux moyen de 90 à 120 mm/a malgré la résistance du bedrock et la profondeur de l'incision, d'environ 100 m. (*en effet, le tephra dans le dépôt de la Warche impose que celui-ci est contemporain ou un peu plus jeune que 78-80 ka et donc que la capture qui a suivi le dépôt est également plus jeune que 78 ka, mais plus vieille que 50 ka (^{14}C). Entre ces deux extrêmes, on a donc les 3 épisodes froids (cf palyno) mentionnés)

3. relation des captures avec la tectonique régionale

Contrôle structural passif

Orientée SSE-NNW, la zone faillée de Hockai est une structure séismogénique active marquée par plusieurs escarpements morphologiques alignés entre Hockai et Battice (Demoulin, 2006). Le bedrock intensément fracturé de la zone de faille a exercé un contrôle au moins passif sur l'établissement du ruisseau responsable de la capture de la Hoëgne supérieure, et qui forme actuellement la Hoëgne moyenne entre Hockai et Solwaster, ainsi que sur le cours pré-capture

de la Paléo-Warche au nord de Bévercé, dont le brusque coude vers le NNO précisément au moment où la rivière rencontrait le substrat permien moins résistant ne peut trouver d'autre explication.

Contrôle tectonique actif

Mais ces diverses captures sont surtout le produit indirect de l'activité tectonique, laquelle se manifeste essentiellement par le soulèvement plio-quaternaire de l'Ardenne NE. Dès sa première phase lors de la transition plio-quaternaire, celui-ci a engendré un abaissement relatif important du niveau de base des rivières descendant du massif vers le nord tandis que les niveaux de base partiels des cours d'eau s'écoulant au sud étaient à peine affectés. Ce changement différentiel des niveaux de base au nord et au sud a rompu l'équilibre érosif entre les flancs nord et sud du massif et de la crête des Hautes Fagnes au profit des rivières du flanc nord, occasionnant ainsi la capture et le détournement vers le nord de la Paléohoëgne.

Par la suite, un épisode d'accélération du soulèvement vers 0.7 Ma a affecté profondément l'évolution du réseau hydrographique régional via la formation d'une discontinuité, ou knickpoint, dans le profil en long de la Meuse à la marge de la zone soulevée (dans la zone Visé-Maastricht). Cette discontinuité s'est propagée dans l'ensemble du réseau hydrographique, et en particulier dans le bassin de l'Amblève, sous la forme de knickpoints remontant au fil du temps les profils de l'ensemble des rivières ardennaises (Demoulin et al., 2012; Beckers et al., 2015). Au moment où la vague d'érosion a atteint Stavelot, vers 140 ka (Rixhon et al., 2011), deux knickpoints ont progressé concurremment, l'un continuant à remonter l'Amblève et, rapidement, aussi la Paléo-Warchenne, l'autre empruntant la vallée de la Paléo-Warche (fig. 3). Or, le knickpoint de la Paléo-Warchenne progressant aisément au travers des formations permienes peu résistantes tandis que celui de la Paléo-Warche était confronté à la résistance à l'érosion nettement plus forte des roches reviniennes, la vague d'érosion a atteint la zone de Bévercé plus vite via la Paléo-Warchenne et le ruisseau de Bévercé que par la Paléo-Warche, causant ainsi la capture de cette dernière. A partir du moment où la Paléo-Warche fut abandonnée à l'aval de Bévercé, le knickpoint qui y évoluait se figea, puis fut enfoui sous le remblaiement de la vallée abandonnée (fig. 22). Les témoins conservés du dernier profil de la Paléo-Warche (profil en long de la rivière en amont de la reprise d'érosion, terrasse de 455 m, contact bedrock-remblaiement en sondage dans la vallée de l'Eau Rouge à hauteur de Bernister) permettent de le localiser vers 450 m d'altitude sous 20 à 30 m de remblaiement à proximité de la confluence Chôdières – Eau Rouge. On déduit de la

loi d'égalité d'altitude à tout moment de l'ensemble des knickpoints d'une vague d'érosion (Niemann *et al.*, 2001) qu'au moment de la capture, la progression d'une discontinuité de l'ordre de 10 m de dénivelée dans le profil du Ruisseau de Bévercé avait amené la tête de ce dernier environ 20 m sous le niveau où coulait la Paléo-Warche à 461 m à cet endroit, rendant la capture inéluctable.

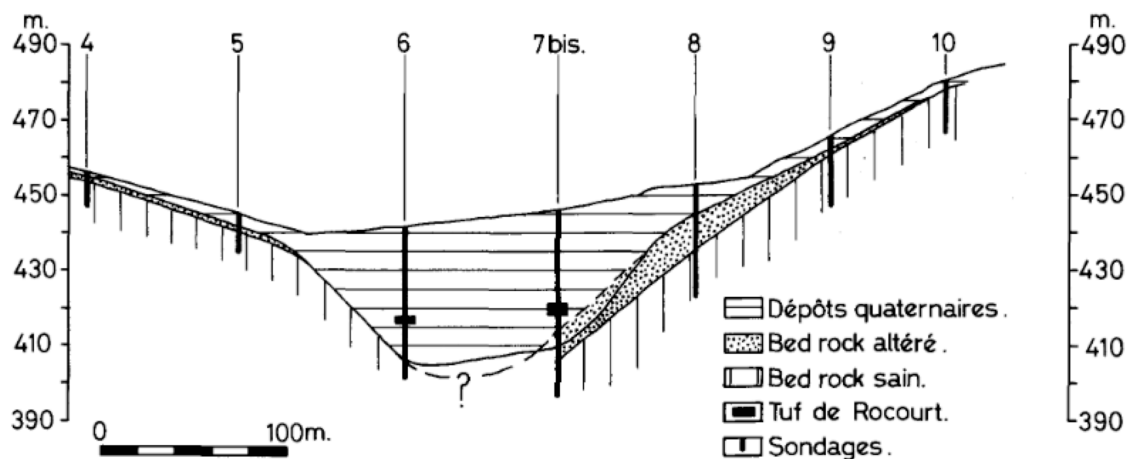


Figure 22. Le remblaiement de la vallée de l'Eau Rouge, après la capture du Trô Maret (d'après Paissart et Juvigné, 1982).

Age: par l'étude des pollens et des minéraux denses, les auteurs démontrent que le début de la sédimentation, dans le fond de la vallée morte des Chôdières, remonte au Vistule 2a (Bastin et Juvigné, 1978).

Pour en savoir plus:

Alexandre-Pyre et Kuper (1976)

Cornet (1995)

Delvenne *et al.* (2004, 2005)

Demoulin *et al.* (2004, 2018)

Grimbérieux *et al.* (1995)

Juvigné (1976, 2004, 2013)

Juvigné et Delvenne (2005a, b et c)

Juvigné *et al.* (2006, 2013)

Laurant (1976)

Macar (1954, 1976)

Alluvions modernes* *AMO

Les alluvions modernes qui affleurent rarement, à l'exception des coupes fournies par les berges des cours d'eau, sont constituées de silts et sables divers (argileux, limoneux, fins, grossiers) et de cailloux roulés de diamètre variable. Le tracé de leurs contours s'appuie sur l'observation de la morphologie des fonds de vallée et sur les modèles numériques de terrain généré par l'utilisation de l'outil LIDAR mis à la disposition des chercheurs et du public par le Service public de Wallonie.

Pour en savoir plus:

Cornet (1995)

Demoulin *et al.* (1995, 2018)

Juvigné (1976)

Monjoie (1968)

Petit (1995)

Cônes de déjection

Localisés au débouché de certaines vallées secondaires, ils sont souvent à l'origine du déplacement latéral du cours d'eau principal, suite à l'importance des dépôts qui les constituent.

Pour en savoir plus:

Demoulin *et al.* (2018)

Macar (1954)

Pissart (1976, 1995)

Juvigné (1976)

3. Roches d'origine magmatique et roches métamorphiques

3.1. Roches intrusives

Selon Geukens (1950a), dans le Bois du Hé du Pouhon, au NE du lac de Warfaaz (planchette de Sart) une couche d'eurite affleure dans la Formation de La Gleize. Lors de nos levés, nous n'avons pas pu l'observer. L'existence de la **roche «éruptive» du ruisseau Trô Maret** a été mentionnée pour la première fois par Dewalque (1887) qui en avait trouvé des débris près de Malmedy. Elle fut ensuite trouvée en place, sur la rive gauche du Trô Maret, par Dewalque (1897), sous la forme d'un filon (dyke) d'une épaisseur de moins de 1 mètre et fortement altérée. Elle décline une composition basique, très similaire à celle de Challes (sur la carte Stavelot-Malmedy). C'est une roche verdâtre massive, à grain très fin et phénocristaux de feldspath altérés. C'est une diabase, selon Stainier (1887). En outre, elle est complètement épidotisée et légèrement minéralisée d'ilménite et de pyrite (Stainier, 1887; Geukens, 1963). Le phénomène d'épidotisation résulterait d'un métamorphisme régional (Geukens, 1963).

Les roches intrusives du Massif de Stavelot, qui affleurent sous forme de dyke, sill, filon, etc. seraient d'âge pré-dévonien (Geukens, 1976), contemporaines du plissement calédonien ou du Cambro-silurien?

3.2. Roches métamorphiques

En Ardenne, le métamorphisme est responsable de la formation de nouveaux minéraux tels que le grenat, l'amphibole, la magnétite, la pyrite, l'ilménite, la biotite, etc. Il n'a donc pas induit de transformation complète de la structure primitive de la roche (Fourmarier, 1907). Il existe deux hypothèses pour expliquer le métamorphisme de l'Ardenne:

- (1) un dynamo-métamorphisme (régional);
- (2) un métamorphisme de contact, lié à la présence de roches éruptives en profondeur (ex. les granites de Lammersdorf et la tonalite de la Helle) a aussi été évoqué. Cette seconde hypothèse n'est plus retenue.

L'ensemble des chercheurs sont actuellement d'accord sur le fait que le type principal de métamorphisme soit le dynamo-métamorphisme lié aux déformations orogéniques mais que,

dans certaines régions, un métamorphisme de contact lié aux intrusions magmatiques s'y soit superposé (Fourmarier, 1954b).

Dans le Massif de Stavelot, les sédiments d'âge cambro-ordovicien et dévonien inférieur ont été métamorphisés (Kramm, 1982). Deux phases de métamorphisme sont observées (Corin, 1929; Schreyer, 1975): une phase d'âge calédonien supérieur (397 ± 44 Ma d'après Michot *et al.*, 1973) et une autre d'âge varisque (305 ± 8 Ma, d'après Michot *et al.* [1973] ou 308-312 Ma, d'après Kramm *et al.* [1985a]). Le métamorphisme calédonien affecte l'ensemble du Massif de Stavelot. Dans la partie située au nord du Graben de Malmedy, il est caractérisé par un métamorphisme anchizonal avec une température de 180-280°C et une pression de 80-130 MPa, soit 0,8-1,3 kb (Ferket *et al.*, 1998). Au sud du graben, les minéraux tels l'andalousite, la rodochrosite et le quartz indiquent des températures comprises entre 360-440°C et des pressions oscillant entre 1-2 kb, avec une pression maximum pouvant atteindre 3 kb (Fransolet et Kramm, 1983; Kramm *et al.*, 1985b).

Le métamorphisme varisque affecte les roches cambro-ordoviciennes et dévoniennes situées le long des flancs méridional et oriental du Massif de Stavelot (Bless *et al.*, 1990) et est caractérisé par un faciès de type schistes verts (Kramm, 1982; Ferket *et al.*, 1998).

Sur la présente carte, seule la partie extrême sud-est (vallée de la Warche) a été affectée par un métamorphisme de type régional épizonal. Ce métamorphisme est lié à celui qui affecte la partie sud du Massif de Stavelot. Le métamorphisme s'observe facilement dans les roches du Lochkovien et de l'Ordovicien, au contraire des roches cambriennes en raison de leur nature lithologique (Geukens, 1963).

Sous l'influence du métamorphisme varisque, les schistes rouges de la Formation de Waimes prennent une couleur violacée. De même, les conglomérats de base et les grès présentent un aspect plus recristallisé (Geukens, 1963), induisant une meilleure cohésion, et la production de granulats d'excellente qualité. Les carbonates ont complètement disparu et le conglomérat de base est particulièrement dur. Les phyllades et quartzophyllades de la Formation de Jalhay, rendus plus durs et compacts, se débitent plus facilement en plaquettes. Quant aux quartzites, ils présentent un aspect plus recristallisé (Geukens, 1963).

Pour en savoir plus:

Baijot *et al.* (2011)

Corin (1930)

De Dorlodot (1910)

Ferket *et al.* (1998)

Fielitz et Mansy (1999)

Fourmarier (1954b)

Goemaere *et al.* (2015)

Hatert *et al.* (2008, 2014)

Herbosch *et al.* (2016)

Kramm (1982)

4. Géologie structurale

La région cartographiée concerne une portion du Massif de Stavelot, le bord oriental de la Fenêtre de Theux, le bord occidental du Synclinorium de l'Eifel et la partie extrême nord du Graben de Malmedy. Les roches cambro-ordoviciennes ont été déformées lors des orogénèses calédonienne et varisque, tandis que les roches dévoniennes n'ont subi que la seconde orogénèse. Ensuite, s'effectue la mise en place du Graben de Malmedy qui a affecté les structures héritées des orogénèses précédemment citées et a piégé des dépôts sédimentaires au Permien. La discordance entre les roches cambro-ordoviciennes et dévoniennes est matérialisée par l'intermédiaire d'un conglomérat qui souligne la base de la Formation de Waimes. La discordance entre les roches permien et le socle cambro-ordovicien est bien visible dans la carrière de la Warche à Mont-Xhoffraix, sur la carte voisine Stavelot-Malmedy (Lamberty *et al.*, ss presse), où elle se matérialise par une surface de contact irrégulière, ondulante, laissant supposer l'existence d'un relief en bosses et fosses, à la base de la Formation de Malmedy. Ailleurs, le contact est parfois matérialisé par des failles subverticales liées à la formation du graben.

L'orogénèse calédonienne a engendré des plis de direction ouest-est à pendage sud qui ont été partiellement repris par la tectonique varisque de direction sud-ouest - nord-est. Cette dernière a provoqué la formation de plis de sud-ouest – nord-est à pendage sud-est (Lohest et Forir,

1899; Fransolet *et al.*, 1977; Bless *et al.*, 1990). Les plis calédoniens d'orientation est-ouest peuvent être facilement observés dans les roches ordoviciennes de la partie sud du massif (hors carte), où ils forment des plis isoclinaux à vergence nord (Lohest et Forir, 1899; Fransolet *et al.*, 1977; Geukens, 1984a).

La schistosité développée dans les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot aurait un âge hercynien (ou varisque), excepté peut-être dans la partie sud du massif où elle serait d'âge calédonien. Elle est par conséquent, hormis dans le sud, similaire à celle développée dans les roches dévoniennes entourant le Massif de Stavelot (Fourmarier, 1951, 1954b).

Les plis

Le **synclinal de Sart** (dénommé aussi synclinal de Jalhay par Laloux *et al.* [1996]) est composé des dépôts ordoviciens de la Formation de Jalhay (membres de Solwaster et de Spa). Il possède un ennoyage vers l'est et une direction SW-NE. Il est formé d'une succession de synclinaux et d'anticlinaux, dans lesquels affleurent les niveaux fossilifères à graptolites (*Rhabdinopora flabelliformis*, anc. *Dictyonema*) du Membre de Solwaster (Geukens, 1950a). Son flanc occidental est coupé par la faille de Theux/Moulin de Jalhay/Royompré.

L'**anticlinal de Cokaifagne** est constitué par la Formation de La Venne et sépare le synclinal de Sart-Royompré de celui du Ronnay. Il formé d'une succession de synclinaux et d'anticlinaux. Son flanc septentrional (au sud du Wayai) possède un ennoyage vers l'est, tandis que dans la vallée de la Hoëgne au nord de Hockai, son flanc méridional a un ennoyage vers l'ouest (Geukens, 1950a).

Le **synclinal du Roannay** (Francorchamps) correspond au prolongement oriental du synclinal de la Lienne, qui affleure sur la carte Harzé – La Gleize (Chevron) (Lohest et Forir, 1899 ; Lamberty *et al.*, ss presse). Son cœur est occupé par les dépôts ordoviciens du Membre de Solwaster (Formation de Jalhay), jusqu'à l'est de Francorchamps. Ensuite, l'allure synclinale est conservée dans les dépôts cambriens de la Formation de La Gleize, probablement jusqu'à l'est de la crête qui relie la Baraque Michel à Botrange. Il possède un axe d'orientation SW-NE. Son ennoyage général s'effectue vers le sud-ouest et il possède une vergence nord.

Le **synclinal de Mon Bijou-Difflot ou synclinal de Xhoffraix** se place dans le prolongement du synclinal de Basse-Bodeux (cartes Bra-Lierneux, Geukens 2008 et Stavelot-Malmedy, Lamberty *et al.*, ss presse). Ces deux synclinaux sont séparés l'un de l'autre par un anticlinorium transversal formé par le Massif de Falize-Ligneuville (Lohest et Forir, 1899; Renier, 1925; Anthoine, 1940; Lamberty *et al.*, ss presse). Le cœur du synclinal de Xhoffraix (à l'affleurement sur la carte Stavelot-Malmedy, Lamberty, *et al.*, *ibid.*) est composé des roches violacées de la Formation d'Ottre et affleure dans la vallée de la Warche, en aval du château de Reinhardstein (Renier, 1925; Lamberty *et al.*, *ibid.*). Nous pouvons également noter que le Graben de Malmedy se superpose au synclinal salmien de Basse-Bodeux – Xhoffraix (Renier, 1902).

Les failles

La **faille de charriage d'Eupen**, selon Laloux *et al.* (1996), «...*met en contact anormal les terrains cambriens du Massif de Stavelot sur leur couverture, ordovicienne à l'ouest (Synclinal de Jalhay) et dévonienne au sud d'Eupen. L'unité charriée correspond, à grande échelle, à la partie frontale d'un grand anticlinal déversé vers le NW. A l'échelle de la feuille, les couches sont intensément déformées en plis aigus à fermés, souvent isoclinaux, de toutes dimensions, avec de nombreuses fractures. Une schistosité de type ardoisier ("slaty cleavage") généralement parallèle à la stratification affecte les couches phylladeuses...*». Sur la planchette de Sart, elle charrie la Formation de La Venne sur celle de La Gleize.

La faille qui passe près de l'Ancien Moulin de Jalhay (Royompré) a quant à elle été identifiée par Renier (1924) comme correspondant à la **faille de Theux**. Geukens (1949, 1950a, 2007) est du même avis. Elle a par ailleurs été recoupée par les travaux de l'autoroute Verviers-Prüm, à proximité de la sortie Tiège (Calembert *et al.*, 1977). Cet accident, qui correspond à une faille de charriage de faible inclinaison, se prolonge en direction de Tiège et de Nivezé pour passer par les zones de sources de cette dernière localité. Tout le long de la trace de cette faille, des brèches tectoniques, des structures broyées, des plis et des failles secondaires sont observés. Divers lambeaux de poussées ont également été identifiés (Geukens, 1950a, 2007). Cette faille charrie les dépôts cambro-ordoviciens du Massif de Stavelot sur le Dévonien inférieur et les dépôts cambro-ordoviciens de la Fenêtre de Theux.

La **faille du Roannay** correspond au prolongement oriental de la faille de Naze-Stoumont (voir cartes géologiques Harzé-La Gleize et Stavelot-Malmedy: Lamberty *et al.*, ss presse a et b). Elle se prolonge probablement jusqu'au nord de Sourbrodt où la Formation de La Gleize bien développée entre Xhoffraix et Longfaye disparaît entre le synclinal de Xhoffraix et la Formation de La Venne au nord de Sourbrodt. Cette faille est définie comme étant une faille de compression au sein des phyllades de La Gleize. (Geukens, 1986).

Les **failles de Konzen et du Ninglinspo** ne représentent probablement qu'une seule et même faille. Cette dernière traverserait par conséquent le territoire de la région cartographiée où elle passerait au nord de Hockai (fig. 23) pour suivre le cours d'eau supérieur de la Hoëgne suivant une direction NE-SW (Geukens, 1986).

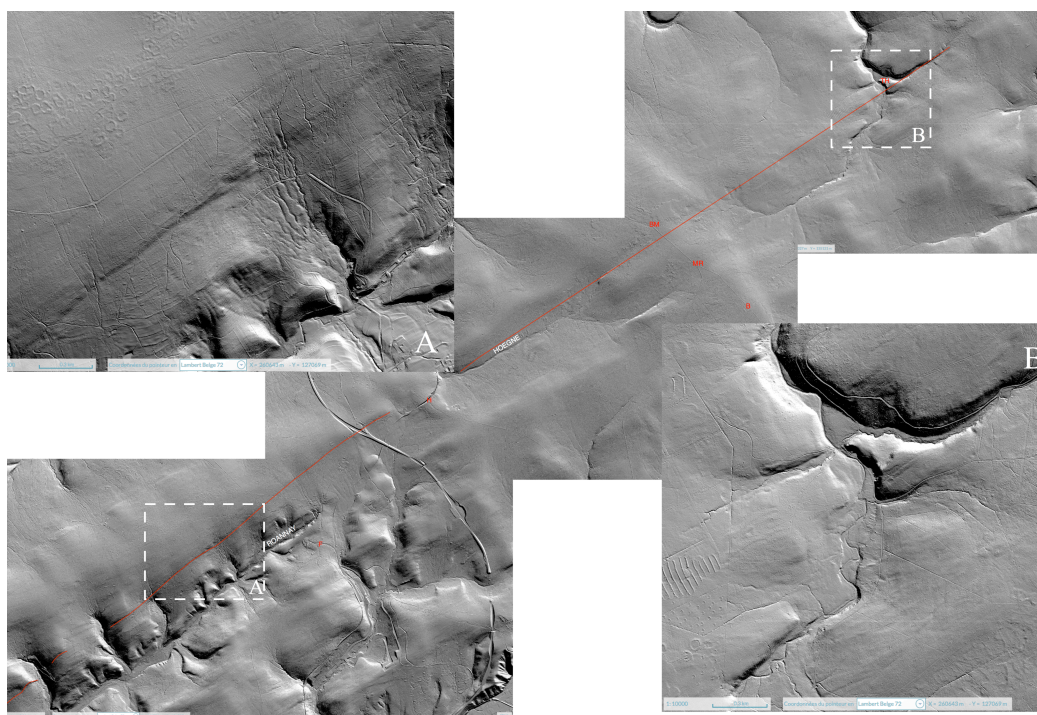


Figure 23. Modèle numérique de terrain 2013-2014 Hillshade (SPW, WalOnMap 2015) illustrant la trace présumée de la faille Konzen-Ninglinspo qui recoupe toutes les structures. Seroit-ce la limite la plus septentrionale du Graben de Malmedy? F, Francorchamps; H, Hockai; BM, Baraque Michel; MR, Mont Rigi; B, Botrange; TH, Tonalite de La Helle

Le **Graben de Malmedy** (fig. 24), de direction WSW-ENE, sépare le Massif de Stavelot en deux grandes structures anticlinoriales aux caractéristiques structurales différentes (Geukens, 1957). Au nord du graben, les formations cambro-ordoviciennes affichent un plissement régulier et constant de direction varisque sud-ouest – nord-est (Robaszynski et Dupuis, 1983; Geukens, 1986).. Tandis qu'au sud du graben, la direction calédonienne est-ouest, qui domine

dans le sud-ouest de la carte, disparaît au profit d'une direction varisque sud-ouest – nord-est, pour revenir dans une direction est-ouest, au coin nord-est de la carte et ce, en dépit des fortes variations locales (Geukens, 1986).

Le contact entre les formations cambro-ordoviciennes et la Formation de Malmedy s'effectue presque uniquement par failles; celles-ci sont des accidents normaux subverticaux, qui se disposent en gradins (Geukens, 1956, 1957) et qui sont plus jeunes que la faille de Xhoris d'âge varisque (Geukens, 1984b). Les dépôts non déformés de la Formation de Malmedy reposent en discordance sur le socle cambro-ordovicien et inclinent en moyenne d'une dizaine de degrés vers le nord- nord-ouest. L'orientation des dépôts permien est également parallèle à certaines structures géologiques, telles que le synclinal du Roannay. Selon Renier (1902), ils se superposeraient également au synclinal de Basse-Bodeux – Xhoffraix.

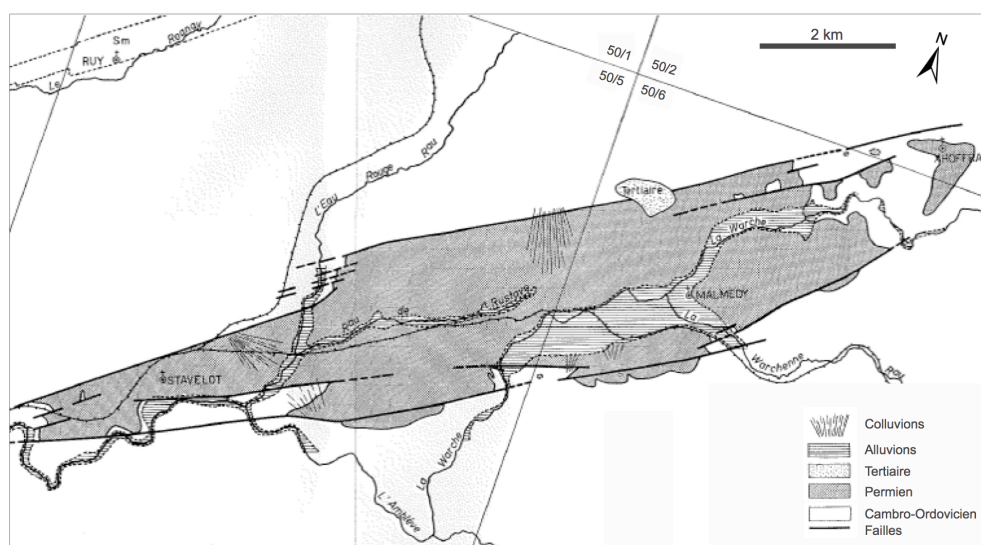


Figure 24. Structure du Graben de Malmedy, entre Stavelot et Malmedy (modifié d'après Geukens, 1957). 50/1 et 50/2: carte Sart-Xhoffraix; 50/5 et 50/6: carte Stavelot-Malmedy.

La genèse du graben a été discutée par de nombreux auteurs. Ainsi pour Grebe (1898), c'est un fossé tectonique. Selon Antun et Fourmarier (1954), c'est un demi-graben, composé uniquement de failles normales de même regard que la bordure septentrionale du fossé. Et pour Geukens (1957), il s'agit d'un vrai graben, limité par des failles subverticales sur ses deux bordures. Ozer (1967), Ozer et Macar (1968), Engels (1981) et Vandenven (1991) sont en faveur de l'hypothèse de Antun et Fourmarier (*ibid.*).

Quant aux auteurs de la présente carte, après avoir effectué le levé de tout le territoire et avoir notamment observé une faille subverticale dans la carrière de Waimes (vallée de la

Warchenne sur la carte voisine Stavelot-Malmedy), sur le bord sud-est du graben (fig. 25), ils se joignent à l'interprétation de Geukens, et ajoutent que l'influence du Graben de Malmedy s'étend bien au-delà des failles qui délimitent les flancs nord-ouest et sud-est des dépôts conglomératiques rouges piégés dans ce fossé d'effondrement. Ce qui justifierait aussi la répartition des poches résiduelles de sable cénozoïque.



Figure 25. Vues aériennes (JMM, drone, 12/2016) de la carrière de Waimes montrant une des failles bordières (SE) du Graben de Malmedy et son action sur l'allure des couches: le compartiment de droite (nord-ouest est descendu, les bancs sont rebroussés (crochons) au contact de la faille subverticale.

Tectonique récente et actuelle (d'après Demoulin *et al.*, 2006)

Ces auteurs ont étudié une zone qui s'étend sur le nord-est de l'Ardenne et sur la bordure de l'Eifel voisin, soit dans la partie occidentale du Massif schisteux rhénan, lui-même

localisé dans l'avant-pays de l'orogène alpin et traversé par le système actif du rift cénozoïque européen (ECRS, [fig.26](#)).

Centré sur le massif des Hautes Fagnes, le réseau de mesure se situe à environ 20 km au sud des principales failles bordières du graben de la Rur, lequel appartient au segment le plus septentrional du rift européen. À proximité immédiate du front varisque, les Hautes Fagnes occupent la moitié nord du massif cambrien de Stavelot. Le plissement varisque s'y est développé en superposition sur les structures héritées de l'orogénèse calédonienne. Il en a résulté un socle structuralement très complexe, où des plis et chevauchements longitudinaux orientés ENE-OSO sont recoupés par un grand nombre de failles NO-SE à NNO-SSE susceptibles d'être actuellement activées en mode normal.

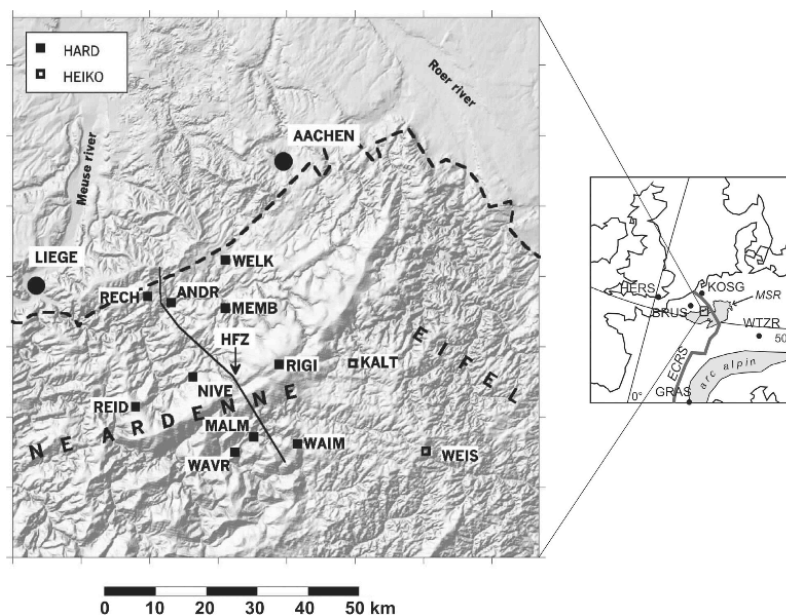


Figure 26. Le réseau GPS HARD en Ardenne NE et les stations HEIKO d'Eifel occidentales intégrées au traitement du réseau HARD. Le trait tireté délimite le massif paléozoïque d'Ardenne-Eifel (HFZ: zone faillée de Hockai). A droite, localisation des stations IGS incluses dans le calcul des solutions (MSR: Massif schisteux rhénan; ECRS: système du rift cénozoïque européen), D'après Demoulin *et al.*, 2006.

Depuis l'Oligocène, la région s'est soulevée de 400 à 500 m. La vitesse de surrection s'est considérablement accrue à partir du Pliocène, culminant à 0,3-0,5 mm/an durant le Pléistocène moyen. L'étude de l'incision quaternaire des rivières suggère en effet que le soulèvement a pu atteindre 200-250 m en Eifel et dans le NE de l'Ardenne depuis 0,8 Ma

(Meyer et Stets, 1998). Or, cette incision s'est très fortement ralentie depuis 0,4 Ma (Quinif, 1999; Van Balen *et al.*, 2000). Il semble donc qu'après une phase d'activité tectonique importante du massif entre 0,8 et 0,4 Ma, l'Ardenne-Eifel se soit nettement stabilisée. Plusieurs causes sont invoquées pour expliquer cette évolution, le soulèvement du Pléistocène moyen pouvant résulter de l'influence combinée d'une compression intraplaque en avant de l'arc alpin, du développement d'un panache mantellique sous l'Eifel et du soulèvement isostatique des épaules du rift (Van Balen *et al.*, 2000; Garcia-Castellanos *et al.*, 2000). Par ailleurs, plusieurs failles normales orientées NNO-SSE et recoupant le massif de Stavelot et son avant-pays ont été réactivées depuis l'Oligocène supérieur, en liaison avec l'ouverture à partir de ce moment du segment bas-rhénan du rift européen. Au moins une d'entre elles, la zone faillée de Hockai, qui s'étend jusque dans le coin nord-est de la présente carte, présente une expression morphologique marquée indiquant une activité récente dans les environs de Verviers.

On y a aussi enregistré une certaine activité sismique au cours des vingt dernières années (Camelbeeck, 1993). De manière plus générale, le graben de la Rur et sa marge occidentale, incluant le nord-est de l'Ardenne, sont actuellement caractérisés par une sismicité modérée (Ahorner, 1983), et le tremblement de terre de 1692 à Verviers, un des plus violents séismes historiques recensés dans le nord-ouest de l'Europe, s'est produit à proximité immédiate de notre zone d'étude (Camelbeeck *et al.*, 1999). Le réseau HARD mesuré dans le nord-est de l'Ardenne a été établi en 1999. Il était initialement constitué de dix stations (y compris la station permanente de l'ORB à Membach), auxquelles furent adjointes deux stations du réseau allemand HEIKO (Görres et Campbell, 1998), situées dans l'Eifel, à proximité de la frontière, à Kalterherberg et au Weisser Stein (fig. 26). Les sites de mesure couvrent les trois unités néotectoniques susceptibles de présenter des mouvements individualisés, à savoir le massif des Hautes Fagnes, son avant-pays au nord du front varisque et, au sud, le Graben de Malmédy. Sur le Massif de Stavelot, il est également possible d'enregistrer un éventuel comportement différentiel des sommets de la Baraque Michel et du Weisser Stein, ainsi que du haut plateau intermédiaire. De plus, le réseau HARD offre trois transects au travers de la zone faillée de Hockai, respectivement localisés dans les trois unités néotectoniques mentionnées. Les longueurs des lignes de

base sont comprises entre 3 et 44 km, avec une moyenne de 19,9 km. La différence d'altitude maximum entre sites est de 438 m.

En outre, associés à cette néotectonique, des glissements de terrain de grande ampleur ont été découverts fin février 2015, à l'occasion des levés de terrain réalisés dans le cadre de la révision de la présente carte et de celle de Stavelot-Malmedy (Lamberty *et al.*, ss presse). Nous les avons confrontés au MNT généré par l'utilisation du LIDAR (MNT 2013-2014 «Hillshade») qui venait d'être mis en ligne par le SPW (fig. 27). Ozer (1967) avait repéré le plus petit de ces glissements (voir sa carte manuscrite, partie inf. de la fig. 27) qui s'inscrivent comme «épiphénomènes», sur la zone de faille active qui s'étire depuis le nord de Verviers, jusqu'à l'est de Malmedy (fig. 28).

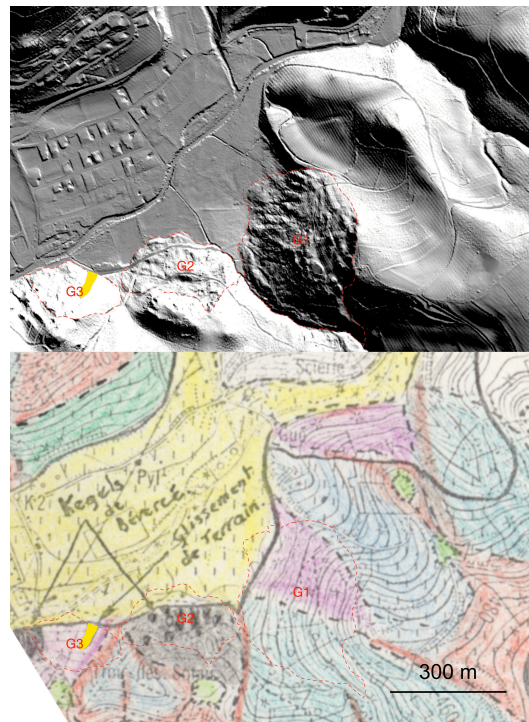


Figure 27. Glissements de Bévercé: G1, G2 découverts en février 2015; G3 observé par Ozer (1967). Les «Kegels» (Ozer, *ibid.*) de Bévercé sont situés à l'ouest du glissement G3. Des «Kegels» avaient été décrits par erreur à l'E de G3; il s'agit en fait de l'un des 2 glissements majeurs découverts.

Pour en savoir plus:

Demoulin (1995b)

Demoulin et Ek (1995)

Demoulin *et al.* (2018)

Fielitz et Mansy (1999)

Geukens (1950a, 1961, 1963, 1986, 1999)

Goemaere *et al.* (2015)

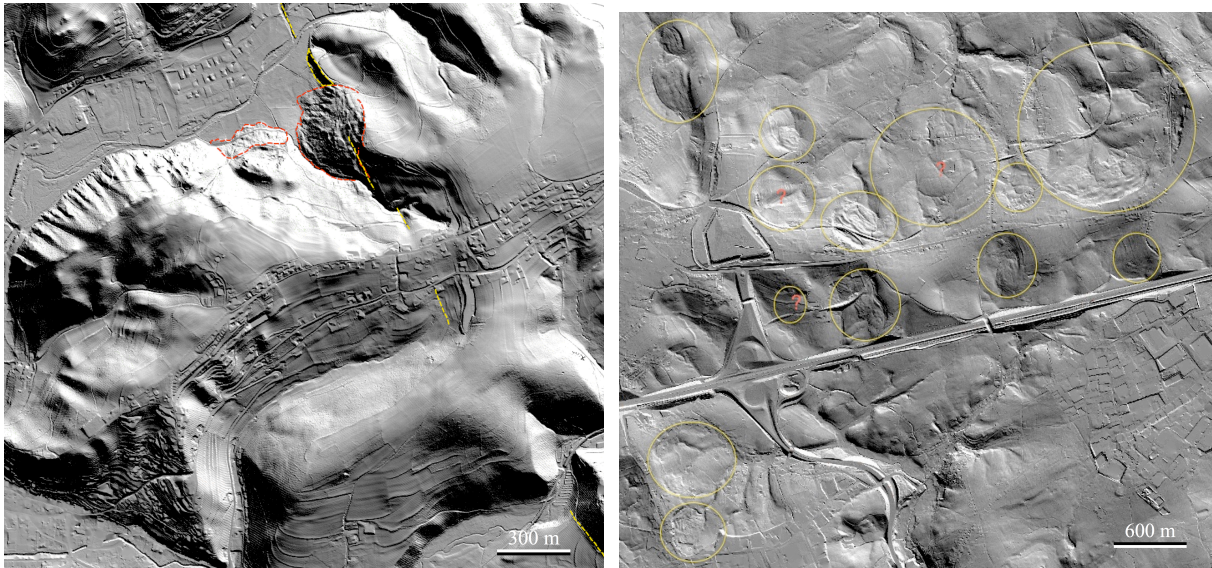


Figure 28. A gauche, les glissements de Bévercé (Lamberty *et al.*, ss presse b; Mreyen *et al.*, ss presse) et, à droite, les glissements de Battice-Manaiant (Barchy et Marion, 2000; Demoulin *et al.*, 2000), localisés respectivement sur la partie sud et sur la partie nord de la zone active de Hockay-Verviers (voir Demoulin, *et al.*, 2006).

5. Phénomènes karstiques et de dissolution

A l'exception d'une vague dépression située dans l'extrême coin NW de la carte, qui pourrait s'apparenter à une doline, aucun phénomène karstique n'a été reconnu sur le territoire de la carte.

6. Ressources du sous-sol et exploitations

6.1. Hydrogéologie

a) On distingue deux types de nappes dans le socle cambro-ordovicien:

- une nappe liée à l'altération des grès et siltites. Cette couche d'altération peut localement constituer un aquifère intéressant (couche perméable) lorsqu'elle pas trop argileuse. La capacité de cette nappe superficielle est très limitée et dépend fortement des conditions

climatiques. Lorsque sa nature devient plus argileuse, des sources, le plus souvent non pérennes, apparaissent dans les versants;

- une nappe profonde, dans les niveaux fracturés et fissurés. Les fissurations dans les niveaux gréseux et quartzitiques, liées aux différentes phases tectoniques ayant affecté le massif de Stavelot, jouent un rôle de drainage intéressant. Mais, comme les roches encaissantes sont des schistes et des schistes phylladeux, on définit cette nappe comme étant un aquiclude à niveaux aquifères. Quelques ouvrages de captage sont d'ailleurs présents au droit des failles importantes de la carte.

Par contre, les failles présentes dans les schistes sont souvent remplies d'argile et jouent plutôt un rôle d'écran ou de seuil hydrogéologique.

La formation de La Gleize est définie en tant qu'aquiclude (couches peu perméables), tandis que la Formation de la Venne, qui est très hétérogène, contient des niveaux aquifères. La formation de Jalhay, composée de quartzophyllades, de schistes, de grès et de quartzites, est définie en tant qu'aquitard à niveaux aquicludes.

b) dans le dévonien inférieur, on retrouve aussi les deux types de nappes tels que décrits ci-dessus:

- une nappe superficielle développée dans le manteau d'altération. Cette nappe a une capacité d'emmagasinement limitée et, par conséquent, est susceptible de tarissements saisonniers;
- une nappe profonde dans les niveaux fracturés et fissurés.

La Formation de Waimes, à dominante gréso-conglomératique, constitue un bon aquifère.

c) dans le Graben de Malmedy, les dépôts permien rouges sont des conglomérats à matrice argilo-sableuse, dans lesquels sont intercalés plusieurs horizons de grès, schistes et galets calcaires dans le membre médian (avec karstification locale). Ces dépôts constituent globalement un bon aquifère et des sources sont souvent observées au sein de ceux-ci, à l'interface entre les lithologies grossières et les schistes.

d) quant aux alluvions modernes des fonds de vallées, qui sont composées principalement de graviers et de sables, elles offrent des potentialités aquifères très réduites, vu leur faible extension, et leur intérêt est donc uniquement local. L'alimentation directe par les eaux

météoriques est faible, en raison de la surface négligeable de la plaine alluviale. Les limons peuvent également jouer un rôle protecteur lors de l'infiltration des eaux météoriques.

Nous renvoyons le lecteur intéressé à la carte hydrogéologique de Stavelot-Malmedy et à sa notice exhaustive réalisées par Briers *et al.* (2012). Notons cependant que le territoire de cette carte est particulièrement riche en émergences d'aquifères et notamment des aquifères ferrugineux et/ou carbo-gazeux. Le contexte géologique en général et structural, en particulier, n'est pas étranger à cette situation.

Pour en savoir plus:

Nous renvoyons le lecteur intéressé à la carte hydrogéologique de Sart-Xhoffraix et à sa notice exhaustive réalisées par Gilson *et al.* (2012).

6.2. Ressources minérales, mines et carrières – matériaux utiles

6.2.1. Introduction

Par le passé, divers types de matériau ont été extraits du sous-sol de la région couverte par la carte Sart-Xhoffraix. Lors de nos levés (2015-2016), aucune carrière n'était en activité dans la zone cartographiée. A proximité immédiate cependant, les carrières de la Warche à Mont-Xhoffraix et de la Warchenne à Waimes offrent de beaux affleurements des formations de Jalhay et de Malmedy, pour la première, et de Waimes, pour la seconde. Le lecteur intéressé se réfèrera aux ouvrages de Cnudde *et al.* (1987) et De Jonghe *et al.* (1996) à propos des propriétés des différentes roches exploitées, et à l'ouvrage de Goemaere *et al.* (2015) pour l'historique et l'héritage culturel et géologique des différentes ressources du Massif de Stavelot.

6.2.2. Matières utiles

Les phyllades, quartzophyllades et quartzites

Les quartzites et quartzophyllades des formations de La Venne et de Jalhay ont fait l'objet d'une exploitation pour des usages locaux (construction ou empierrement). Les roches de la Formation de La Venne ont été exploitées à l'affleurement ou dans les divers pierriers.

Les blocs de quartzite jonchant le sol des Hautes Fagnes ont notamment été utilisés pour l'empierrement des chemins forestiers (Renier, 1925).

Les grès (appelés «arkoses») de Gdoumont

Les grès grenus de la base de la Formation de Waimès ont été exploités à Ovifat et Sourbrodt pour la fabrication de moellons et de granulats, ainsi que pour l'empierrement. Après la deuxième guerre, de nombreuses petites carrières ont vu le jour afin de reconstruire les maisons environnantes. A l'heure actuelle, la plupart des carrières ont été remblayées excepté celles situées au SW d'Ovifat, au sommet d'un versant nord de la Warche.

Les grès et quartzites dévoniens

Les grès et quartzites du Dévonien inférieur de la Fenêtre de Theux ont été exploités pour des usages locaux.

Les sables

La plupart des sables ont jadis été exploités pour des usages locaux.

Les sables Ster-Cronchamps ont été utilisés jusque dans les années 50 par les habitants du village. Cependant, l'excavation est actuellement remblayée (Demoulin, 1986b).

La tourbe

Depuis la fin du Moyen Age jusqu'à récemment, les tourbières étaient exploitées comme combustible par les villageois des Hautes-Fagnes. La tourbe a notamment été extraite dans les environs de la Baraque Michel, Mont Rigi, Béleu et Petite Oneux (Wastiaux, 2002; etc).

Pour en savoir plus:

6.2.3. Minéralisations particulières

Filons de quartz tourmalinifères et cristaux de tourmaline

Au nord d'Ovifat, dans une ancienne carrière (remblayé aujourd'hui), Macar (1948) a observé un banc d'arkose riche en cailloux de tourmalinite. Ces cailloux possèdent un diamètre de 1 à 3 cm et donnent un aspect truité à la roche.

Cristaux de Pyrite

Nous avons eu l'occasion d'observer de nombreux cubes de pyrite (FeS_2) de taille plurimillimétrique à centimétrique lors des levés de terrain. Dans certains cas, les cristaux de pyrite ont été dissouts et il ne reste plus que la cavité. Le minéral est présent, souvent en grande quantité, aussi bien dans les roches cambro-ordoviciennes que dévoniennes, ainsi que dans les zones de faille de charriage.

Minerais divers

A cheval sur le territoire de deux cartes géologiques, la concession de Reinhardstein (fig. 29) s'étend depuis le lieu-dit Agister, au nord de G'Doûmont (Stavelot-Malmedy) jusqu'au lieu-dit Chession, au sud de Longfaye (Sart-Xhoffraix). Elle recouvre un petit synclinal ordovicien dont le cœur est occupé par la Formation d'Otré dans laquelle le coticule et très probablement le minerai de manganèse ont fait l'objet d'une exploitation à une époque où ces territoires appartenaient à la Prusse (Denayer *et al.*, 2011; Lamberty *et al.*, ss presse).

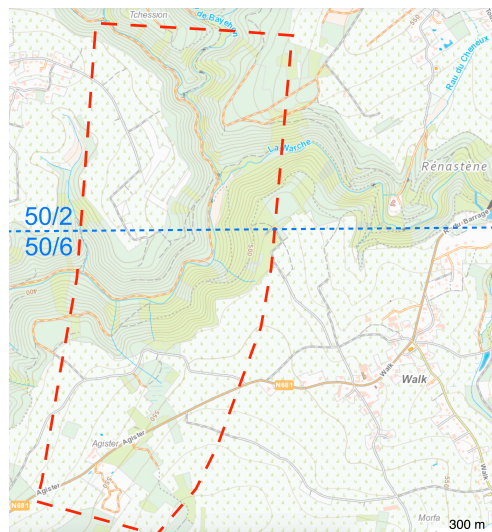


Figure 29. Localisation de la concesssion de Reinhardstein (tirets rouges), à cheval sur Xhoffraix 50/2 et Malmedy 50/6 (d'après Denayer *et al.*, 2011).

Par ailleurs, les minerais de fer ont été abondamment travaillés dans le berceau de la métallurgie que constitua le Marquisat de Franchimont au Moyen-Age (Bans de Sart, Jalhay, Jehanster, Polleur), bien avant le développement du bassin liégeois, puis l'essaimage des connaissances dans toute l'Europe (Bartholomi *et al.*, 2014; Denayer *et al.*, 2011). Le nom du hameau de Neufmarteau, dans le coin NE de la carte, évoque cette période révolue.

Les sources ferrugineuses («pouhons»)

A l'occasion des levés de terrain effectués pour la révision de cette carte, de nombreuses sources et zones ferrugineuses ont été observées. Certaines sont connues depuis longtemps (Marie-Henriette, Tonnelet, Sauvenière, Solwaster, Pouhon des Cuves, Bois de la Hé du Pouhon, etc.). Nous avons pu constater qu'en général, elles sont liées à certaines lithologies (ex. les phyllades de la Formation de La Gleize) et/ou à des zones failleuses.

Pour en savoir plus:

Body (1868)

Damseaux (1898)

Davreux (1833)

Dewalque (1868, p. 268)

Gérard et Chauvin (1914)

Liégeois (1930)

Plateau (1843)

Poskin (1868, 1887, 1909)

7. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires

Afin d'obtenir de plus amples informations sur certains sites et sentiers géologiques, le lecteur intéressé pourra également consulter les ouvrages suivants:

Dethier (1801)

Robaszynski et Dupuis (1983)

Richter (1985)

Walter (2010)

8. **Bibliographie**

- Alexandre-Pyre, S. et Kupper, M. 1976. L'évolution des rivières. *In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. Ed., Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 52-74.
- Alexandre, J. et Thorez, J., 1995. Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale: l'altération des roches et les climats anciens. *In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., Ed. Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 53-67.
- Ancion, Ch. et Bourguet, F., 1933. Recherches sur les limites orientale et méridionale de la Fenêtre de Theux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 56 : B92-B103.
- 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.
- Anten, J., 1919a. Sur la présence d'un nouveau gisement de sable tertiaire sur la planchette de Sart-les-Spa. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 42: B171-B173.
- Anten, J., 1919b. Sur la présence de disthène, de staurotide et d'andalousite dans les sables tertiaires des environs de Liège et de la Haute Ardenne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 42: B186-B193.
- Anten, J., 1928. Les sables du plateau de la Baraque Michel. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 51: B294-B296.
- Anthoine, R., 1940. La fenêtre de Falize-Ligneuville. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 63: M3-M48.
- Antun, P., 1954. La période continentale posthercynienne : le Poudingue de Malmédy et formations analogues. *In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, (Fourmarier, P., ed.). Vaillant-Carmanne, Liège*, 369-375.
- Asselberghs, E., 1921. Le Dévonien inférieur du Cercle de Malmédy. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 31:134-155.
- Asselberghs, E., 1930. Description des faunes marines du Gedinnien de l'Ardenne. *Mémoires du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 41: 1-73.

- Asselberghs, E. 1943. L'arkose de Weismes, le grès de Gdumont et leur faune (Gedinnien supérieur). *Bulletin du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 19/47: 1-12.
- 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., 1952. Le Dévonien moyen dans la région de Harzé (bord oriental du bassin de Dinant). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 60: 342-361.
- Asselberghs, E. et Geukens, F., 1959. Texte explicatif de la feuille Harzé-La Gleize (n°159). *Hayez, Bruxelles*, 37 p.
- Asselberghs, E. et Geukens, F., 1960. Carte géologique de la Belgique 1/25.000, Feuille Harzé - La Gleize 159. *Institut Géographique Militaire, Bruxelles*.
- Baeckeroot, G., 1936. Sur la présence de dépôts transgressifs pliocènes sur la Haute-Ardenne. *Comptes-Rendus hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Paris*, 202: 499-501.
- Baijot, M., Hatert, F. et Fransolet, A.M., 2011. Mineralogical and geochemical study of pseudocoticule from the Stavelot Massif, Ardennes (Belgium), and redefinition of coticule. *European Journal of Mineralogy*, 23: 633-644. DOI: 10.1127/0935-1221/2011/0023-2115.
- Bartholomi, M., Bertholet, P., Joris, F., Potelle, J.-F., Raxhon, P. et Sartorius, F., 2014. Des forgerons du Franchimont aux métallos de Socomef. *I.D.E.E..S asbl, Verviers*, 157 p.
- Bastin, B., Juvigné, E., Pissart, A. et Thorez, J., 1974. Etude d'une coupe dégagée à travers un rempart d'une cicatrice de pingo de la Brackvenn. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 341-358.
- Beckers A., Bovy B., Hallot E., Demoulin A., 2015. Controls on knickpoint migration in a drainage network of the moderately uplifted Ardennes Plateau, Western Europe. *Earth Surf. Proc. Landf.* 40, 357-374.
- Beugnies, A., 1960. Stratigraphie comparée du Cambrien des Massifs ardennais. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 69: 91-106.

- 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.
- Bless, M.J.M., Bouckaert, J., Camelbeeck, T., Dejonghe, L., Demoulin, A., Dupuis, C., Felder, P.J., Geukens, F., Gullentops, F., Hance, L., Jagt, J.W.M., Juvigné, E., Kramm, U., Ozer, A., Pissart, A., Robaszynski, F., Schumacker, R., Smolderen, A., Spaeth, G., Steemans, Ph., Streel, M., Vandenvan, G., Vanguetaine, M., Walter, R. et Wolf, M., 1990a. The Stavelot Massif from Cambrian to Recent: A survey of the present state of knowledge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113: 53-73.
- Bless, M. J. M., Demoulin, A., Felder, P. J., Jagt, J. W. M. et Reynders, J. P. H., 1990b. The Hautes-Fagnes area (NE Belgium) as a monadnock during the Late Cretaceous. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113: 75-101.
- Blicq, A. et Goujet, D., 1991. Les Vertébrés du Dévonien inférieur d'Arville et de Nonceveux (Belgique). *Annales de la Société géologique du Nord*, 2^e série, 1: 67-78.
- Body, A. , 1868. Notices sur le nouvel établissement des bains de Spa. *Imprimerie Severyns, Liège*
- 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.
- Boulvain, F et Pingot, J.-L., 2015. Genèse du sous-sol de la Wallonie, 2^{ème} édition revue et augmentée. *Mémoires de la Classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique, Collection in-8°, n°2103*, 205 p.
- Bourguignon, P, 1954. Les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 77: B201-B241.
- Bourguignon, P., 1956. Données nouvelles sur le Crétacé des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 79: B425-B433.
- Bulman, O.M.B. et Geukens, F., 1970. A new *Dyctyonema* fauna from the Salmian of the Stavelot Massif. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 79: 213-224.
- 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.

- Bultynck, P., et Dejonghe, L., 2001a. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 39-68.
- Bultynck, P., et Dejonghe, L., 2001b. Lithostratigraphic scale of Belgium. Preface. *Geologica Belgica*, 4: 3-4.
- Bultynck, P., Geukens, F. et Smolderen A., 2002. Permian lithostratigraphic units, Malmédy Graben (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 105-106.
- Calembert, L., Lambrecht, L., Pel, J. et Schroeder, Ch., 1977. Trente-huit forages entre Polleur et Solwaster (Autoroute A27 Verviers-Steinebruck): Pl. Spa 148 E - N° 1031 à 1037, Pl. Sart 149 W - N° 212 à 242. *Professional Paper*, 25 p.
- Carls, P., 1971. Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen Keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès de Gdoutmont (Belgien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 3: 195-212.
- 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 (Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement)*, Namur, 180 p.
- Coen, M., 1968. Précisions stratigraphiques et écologiques sur le Frasnien dans la région de l'Amblève. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 91: 337-346.
- Coen, M., 1970. Stratigraphie du Frasnien de la grotte de Remouchamps (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 93: 73-79.
- Coen, M., 1974. Le Frasnien de la bordure orientale du bassin de Dinant. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 67-103.
- Coen-Aubert, M., 1974. Le Givetien et le Frasnien du Massif de la Vesdre. Stratigraphie et Paléogéographie. *Mémoires in quarto de la Classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique*, 2ème série, 18 (2): 1-146.
- Coen-Aubert, M. et Coen, M., 1975. Le Givetien 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.
- Corin, F., 1929. La bordure gedinnienne métamorphique du Sud du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 53: B27-B28.

- Corin, F., 1930. Le métamorphisme de l'Ardenne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: B99-B115.
- Cornet, Y., 1995. L'encaissement des rivières au cours du Quaternaire. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. Demoulin, A., (ed.) *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 155-177.
- Damseaux, 1898. Description du captage Marie-Henriette. *Congrès international d'Hydrologie, Liège*, p. 469.
- Davreux, C. J., 1833. Essai sur la constitution géognostique de la Province de Liège. *Aadémie royale de Belgique*, 298 p. + 9 planches.
- De Dorlodot, L., 1910. Contribution à l'étude du métamorphisme du massif cambrien de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 37: M145-M204.
- 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.
- Dejonghe, L., 2007. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie. *Ministère de la Région Wallonne (3^e édition). Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 51 p.
- Dejonghe, L., Hance, L. et Steemans, P., 1991. Formation de Pépinster. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 30: 93-96
- Dejonghe, L., Hance, L. et Steemans, P., 1994a. Formation de Marteau. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 97-100.
- Dejonghe, L., Hance, L. et Steemans, P., 1994b. Formation du Bois d'Ausse. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 107-111.
- Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L. et Steemans, P., 1994c. Formation de Nonceveux. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 113-116.
- Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L. et Steemans, P., 1994d. Formation de Solières. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 117-119.

- Dejonghe, L., Hance, L. et Steemans, P., 1994e. Formation d'Acoz. *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 121-126.
- De Magnée, I., et Macar, P., 1936. Données nouvelles sur les sables des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 59: B263-B288.
- De Magnée, I. et Nairn, A.E.M., 1962. La méthode paléomagnétique. Application au poudingue de Malmédy. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 71: 551-565.
- Demoulin, A., 1982. Un nouveau gîte de sable oligocène à proximité de Cokaifagne (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 105: 241-247.
- Demoulin, A., 1986a. Nouvelles observations sur les sables oligocènes des Hautes Fagnes (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109: 473-480.
- Demoulin, A., 1986b. Nouvelles observations sur les dépôts sablo-graveleux de Hockai et Ster-Cronchamps (Hautes Fagnes, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 109: 481-487.
- Demoulin A., 1986c. Un phénomène de capture dans les Hautes Fagnes : la Hoëgne à Hockai. *Bull. Soc. belge Etudes géogr.* 1986-1, 45-51.
- Demoulin, A., 1987. Les sables oligocènes du plateau des Hautes Fagnes: une synthèse. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 96: 81-90.
- Demoulin, A., 1995. L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart (Demoulin, A., ed.). *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 68-93.
- Demoulin A., 2006. La néotectonique de l'Ardenne-Eifel et des régions avoisinantes. *Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences, Mémoire*, XXV, 252 p.
- Demoulin A., Hallot E., 2009. Shape and amount of the Quaternary uplift of the western Rhenish shield and the Ardennes (western Europe). *Tectonophysics*. 474, 696-708.
- Demoulin A., Beckers A., Rixhon G., Braucher R., Bourlès D., Siame L., 2012. Valley downcutting in the Ardennes (W Europe): Interplay between tectonically triggered regressive erosion and climatic cyclicity. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91, 79-90.
- Demoulin *et al*, 2018. Landscapes and landforms of Belgium and Luxembourg. *World Geomorphological Landscapes. Springer International Publishing AG*, 424 p.
<https://link.springer.com/book/10.1007/978-3-319-58239-9>

- Demoulin, A., Houbrechts, G. et Juvigné, E. (2018). The periglacial ramparted depressions of the Hautes Fagnes Plateau: traces of Late Weichselian lithalsas. *In: Landscapes and landforms of Belgium and Luxembourg. World Geomorphological Landscapes*, Demoulin, A. (ed.). *Springer International Publishing AG*, 101-113.
- Denayer, J. et Mottequin, B. 2015. Middle and Upper Devonian Events in Belgium: review and new insights. IGCP-SDS Symposium, Climate Change and Biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic. *Strata*, 16/1: 40-42.
- Denayer, J., Pacyna, D. et Boulvain, F., 2011. Le minerai de fer en Wallonie: cartographie, histoire et géologie. *SPW/Direction générale opérationnelle de l'agriculture, des ressources naturelles et de l'environnement, Jambes et Université de Liège, Liège*, 312 p. Dethier, L.-F., 1814, Le Guide des curieux qui visitent les eaux de [Spa](#), ou indication des lieux où se trouvent les curiosités de la nature et de l'art servant d'explication et de supplément à la carte géologique et synoptique de l'[Ourthe](#) et ses environs, etc. *Verviers, 1814, in-8° (2^e édition, Liège, 1818, in-8°, celle-ci avec carte géologique)*.
- Dewalque, G., 1868. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Librairie polytechnique de Decq, Bruxelles et Liège*, 442 p.
- Dewalque, G., 1886a. Session extraordinaire à Spa, tenue les 30 et 31 août et 1^{er} septembre 1885. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 13: 29-56.
- Dewalque, G., 1886b. Echantillons d'un poudingue trouvés à la Baraque-Michel. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 13: B 173-B175.
- Dewalque, G., 1888. Sur quelques dépôts tertiaires des environs de Spa. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 15: B192-B195.
- Dewalque, G., 1898a. Echantillons d'un nouveau gisement de sable présumé oligocène à Coquaifagne (Sart). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 25: B130.
- Dewalque G., 1898b. Nouvelles observations dans la tranchée de Hockai. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 25, 131-133.
- Dewalque, G., 1899. Carte géologique de la Belgique 1/40 000e. Feuille 149: Sart-Baraque-Michel-Petit-Bongard. *Commission géologique de Belgique, Liège*.
- 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*, 20: B287-B427.
- 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., 1847. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros (*sic*). 1ère partie – Terrain ardennais. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences*, 20: 1-163.
- Dumont, A.-H., 1855. Carte géologique de Spa, Theux et Pepinster (1/20.000). *Etablissement géographique de Bruxelles*.
- Ferket, H., Muchez, P., Schroyen, K. et Sintubin, M., 1998. Metamorphism in the Stavelot-Venn Massif: a study of quartz veins in the basal Devonian conglomerates (Lochkovian). *Aardkundige Mededelingen*, 9: 7-16.
- Fielitz et Mansy, J.-L., 1999. Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309, 227-256.
- Fourmarier, P., 1907. La tectonique de l'Ardenne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 34: M15-M124.
- Fourmarier, P., 1950. Le Dévonien moyen dans la Fenêtre de Theux. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 73: B171-B182.
- Fourmarier, P., 1951. L'âge de la schistosité du Cambrien du massif de Stavelot. *Académie royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences*, 5ème série, 37: 341-347.
- Fourmarier, P. (ed.), 1954a. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vaillant-Carmanne, Liège*, 826 p.
- Fourmarier, P., 1954b. La tectonique. *In*: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, (Fourmarier, P., ed.). *Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 609-744.
- Fourmarier, P., 1958. Carte géologique de la Belgique à l'échelle 1/25.000. Texte explicatif de la feuille Louveigné-Spa. *Impriemerie Hayez, Bruxelles*, 55 p.
- Fransolet, A.-M., Kramm, U. et Schreyer, W., 1977. Metamorphose und Magmatismus im Venn-Stavelot-Massiv, Ardennen. *Fortschritte der Mineralogie*, 55: 75-103.

- Fransolet, A.-M. et Kramm, U., 1983. Mineralogie und Petrologie Mn-reicher Metapelite des Venn-Stavelot Massivs, Ardennen, und die varistische Metamorphose im nordwestlichen Rheinischen Schild. *Fortschritte der Mineralogie*, 61: 31-69.
- Gérard, et Chauvin, , 1914. Etude physique des Pouhons du Tonnelet et de la Sauvenière. Compte-rendu hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences. *Gauthier-Villar Imprimeur-Libraire*, Paris, 157: 14-32
- Geukens, F., 1949. Nouvelles données sur le Cambrien de Stavelot et la fenêtre de Theux. *Académie royale de Belgique, Bulletin de la Classe des Sciences*, 5^e série, 35: 949-956.
- Geukens, F., 1950a. Contribution à l'étude de la partie nord-ouest du massif cambrien de Stavelot. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 16: 77-170.
- Geukens, F., 1950b. Quelques nouveaux gîtes à Dictyonema flabelliforme dans le massif de Stavelot. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 59: 163-169.
- Geukens, F., 1954. Quelques remarques au sujet de la répartition des Dictyonema flabelliforme dans le massif cambrien de Stavelot (Belgique). *Congrès Géologique International, Alger*, sect. 13, fasc. 15: 45-52.
- Geukens, F., 1956. Le Graben de Malmédy. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des Sciences, Paris*, 243: 1644-1646.
- Geukens F., 1957. Les failles bordières du graben de Malmédy. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 66: 71-81.
- Geukens, F., 1963. Carte géologique de la Belgique à l'échelle 1/25.000. Texte explicatif de la feuille Stavelot-Malmédy (n°160). *Imprimerie Hayez, Bruxelles*, 25 p.
- Geukens, F., 1965. Problème stratigraphique relatif aux planchettes Odeigne-Bihain. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 74: 214-219.
- Geukens, F., 1976. L'âge des roches éruptives dans le Massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 99: 615-618.
- Geukens, F., 1984a. Problèmes tectoniques dans la partie sud-ouest du Massif de Stavelot. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 93: 27-31.

- Geukens, F., 1984b. Observations sur la Faille d'Xhoris. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 107: 103-108.
- Geukens, F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3: 15-30.
- Geukens, F., 1999. Notes accompagnant une révision de la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 9: 183-190.
- Geukens, F., 2007. Short Note: Les sources de Spa et la fenêtre de Theux. *Geologica Belgica*, 10: 127-130.
- Geukens, F., 2008. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle 1/25.000: Bra – Lierneux 55/3-4 et sa notice explicative. *Service Public de Wallonie, Direction générale opérationnelle agriculture, ressources naturelles et environnement, Namur*, 38 p. + 1 carte couleurs
- Geyer, G., Elicki, O., Fatka, O. et Žulińska, A., 2008. Cambrian. In: McCann, T. (Ed.), The geology of Central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic. *Geological Society, London*, 155-202.
- Gilson, M., Briers, P. et Ruthy, I., 2012. Carte hydrogéologique de la Wallonie 1/25.000 et notice explicative. Sart-Xhoffraix 50/1-2. *Ministère de la Région Wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 79 p. + 1 carte couleurs.
- Godefroid, J. et Cravatte, T., 1999. Les brachiopodes et la limite Silurien/Dévonien à Muno (sud de la Belgique). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 69:5-26.
- Godefroid, J., Blicq, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meilliez, F., Stainier, P. et Steemans, P., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38: 1-144.
- Goemaere, E., Demarque, S., Dreesen, R. et Declercq P.-Y., 2015. The geological and cultural heritage of the Caledonian Stavelot-Venn Massif, Belgium. *Geoheritage*, 23 p.
- 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., 1951. Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 74: B163-B185.
- Graulich, J.-M., 1979. Les sondages d'étude des fondations du viaduc de Polleur. *Service géologique de Belgique, Professional Paper*, 1979/10 : 1-32.
- Grimbérieux, J., Laurant, A. et Ozer, P., 1995. Les rivières s'installent. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart (Demoulin, A., ed.). *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 94-109.
- Guillaume, C., 1924a. Dépôts sableux non encore décrits du haut plateau ardennais. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 47: B129-B135.
- Guillaume, C., 1924b. Contribution à l'étude du modelé du haut plateau ardennais. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 47: B120-B128.
- Hance, L., Dejonghe, L. et Steemans, Ph., 1992. Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre (Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 115: 119-134.
- Hatert, F., Fransolet, A.-M., Wouters, J. et Bernhardt, H.-J., 2008. The crystal structure of sursassite from the Lienne Valley, Stavelot Massif, Belgium. *European Journal of Mineralogy*, 20: 993-998.
- Hatert, F., Blondiau, M., Puccio, S., Baijot, M. et Gustine, C., 2014. Le gisement de manganèse de la vallée de la Lienne, belgique. *Le Règne Minéral*, 117: 5-24.
- Hedberg, H., 1976. International stratigraphic guide : a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. *International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy*, New-York, 200 p.
- Herbosch, A., Liégeois, J.P. et Pin, C., 2016. Coticules of the Belgian type area (Stavelot-Venn Massif): Limy turbidites within the nascent Rheic oceanic basin. *Earth-Science Reviews*, 159: 186–214.
- Hoegen, J. V., Lemme, B., Zielinski, J. et Walter, R., 1985. Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif. A model for depositional history. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 171: 217-235.
- Juvigné, E., 1976. La stratigraphie du Quaternaire. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. Pissart, A. (ed.). *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 169-179.

- Juvigné, E. et Pissart, A., 1979. Un sondage sur le plateau des Hautes-Fagnes au lieu-dit «La Brackvenn». *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102: 277-284.
- Juvigné E., Schumacker R., 1985. Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bévercé. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 21, 3-11.
- Juvigné E., Delvenne Y., Demoulin A., 2005. L'évolution du cours de la Warche au cours des trente derniers millions d'années. Documents hors-série de la Station scientifique des Hautes-Fagnes, *Hautes-Fagnes Université de Liège*, 41 p.
- Juvigné E., Pouclet A., Haesaerts P., Bosquet D., Pirson S., 2013. Le Téphra de Rocourt dans le site paléolithique moyen de Remicourt (Province de Liège, Belgique). *Quaternaire*, 24 (3), 279-291.
- Knapp, G., 1980. Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100.000. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*, 155 p.
- Koninck, L.-G. de, 1876. Notice sur quelques fossiles recueillis par G. Dewalque dans le système gedinnien de A. Dumont. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 3: M25-M52.
- Kramm, U., 1982. Die Metamorphose des Venn-Stavelot Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge: Grad, Alter und Ursache. *Decheniana*, 135: 121-178.
- Kramm, U., Spaeth, G. et Wolf, M., 1985a. Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: a new approach to the question of regional dynamothermal or contact metamorphism. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 171: 311-327.
- Kramm, U., Buhl, D. et Chernyshev, I.V., 1985b. Caledonian or Variscan metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Ardennes? Arguments from a K-Ar and Rb-Sr study. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 171: 339-349.
- 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.
- Laloux, M., Dejonghe, L., Geukens, F. Ghysel, P., et Hance, L., 1996. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle 1/25.000: Limbourg – Eupen 43/5-6 et sa notice explicative. *Ministère de la région wallonne, Direction générale opérationnelle agriculture, ressources naturelles et environnement, Namur*, 192 p.+ 1 carte couleurs

- Lamberty, P., Geukens, F., Marion, J.-M. et Mottequin, B., ss presse a. Carte géologique de Wallonie à l'échelle de 1/25.000. Harzé - La Gleize n°49/7-8 et sa notice explicative. *SPW Editions/ Cartes, Jambes (Namur)*.
- Lamberty, P., Geukens, F. et Marion, J.-M., ss presse b. Carte géologique de Wallonie à l'échelle de 1/25.000. Stavelot - Malmedy n°50/5-6 et sa notice explicative. *SPW Editions/ Cartes, Jambes (Namur)*.
- Lamens, J., 1985. Het Salmiaan (Onder - Ordovicium) in het Massief van Stavelot. Stratigrafie – Sedimentologie – Geochemie. *Thèse de doctorat, Katholieke Universiteit Leuven*, inédit, 285 p.
- Lamens, J., 1986. Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aardkundige Mededelingen*, 3: 125-138.
- Lamens, J. et Geukens, F., 1985. Sedimentary structures in the lower Salmian of the Stavelot massif as indications of turbidite sedimentation. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 94: 29-40.
- Laurant, A., 1976. La formation du réseau hydrographique de la Belgique. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. (Pissart, A., ed.), *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 29-49.
- Ledoux, A., 1911. Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 38: M143-M191.
- Lessuise, A. et Fairo-Demaret, M., 1980. Le gisement à plantes de Niâster (Aywaille, Belgique): repère biostratigraphique nouveau aux abords de la limite Couvinien-Givétien. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103: 157-181.
- Liégeois, P. G., 1930. A propos de la découverte de sources carbogazeuses dans l'Hertogenwald. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: B27-B35.
- Liégeois, R., 1955. Description stratigraphique de nouveaux gîtes de plantes dans le Dévonien belge. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 78: B95-B127.
- Liégeois, R., 1956. Excursion dans le Mésodévonien de l'est du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80: B95-B127.
- Lohest, M., 1896. Des dépôts tertiaires de l'Ardenne et du Condroz. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 23: M37-M53.

- Lohest, M. et Forir, H., 1899. Stratigraphie du Massif cambrien de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 25bis: 73-119.
- Macar, P., 1948. Nombreux cailloux de tourmalinite dans un banc d'arkose du Gedinnien, à Ovifat. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 71: B247-B257.
- Macar, P., 1954. Les terrasses fluviales et la Haute-Belgique au Quaternaire. In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, (Fourmarier, P., ed.). *Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 591-606.
- Macar, P., 1976. Les mouvements épéirogéniques décelables en Belgique. L'aide de la géomorphologie. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar (Pissart, A., ed.). *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 93-106.
- Macar, P. et Alexandre, J., 1960. Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Haute-Belgique? *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 69: 295-315.
- Maillieux, E., 1931. Remarques sur des galets dévoniens du Poudingue de Malmedy. *Bulletin du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 7/15: 1-15.
- Malaise, C., 1874. Sur la découverte du *Dictyonema sociale*, Salt., de la faune primordiale, dans le massif de Rocroy. *Bulletins de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-arts de Belgique*, 43^{ème} année, 2^{ème} série, 38: 464-465.
- Marion, J.-M., Geukens, F., Lamberty, P. et Mottequin, B. ss presse. Carte géologique de Wallonie à l'échelle de 1/25.000. Louveigné -Spa n°49/3-4 et sa notice explicative. *SPW Editions/ Cartes, Jambes (Namur)*.
- Marion, J.-M., Lamberty, P., Ghiette, P. et Juvigné, E., 2017. Des traces de lithalses sur la retombée nord de la crête de la Vecquée. Documents de la station scientifique des Hautes Fagnes, *Hautes Fagnes*, 2017-1: 9-13.
- Marlière, R., 1954. Le Crétacé. In: Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, (Fourmarier, P., ed.). *Vaillant-Carmanne, Liège*, p. 417-444.
- Michot, P., 1980. Belgique. Introduction à la géologie générale. 26^{ème} Congrès géologique international, Paris, Juillet 1980, Livret-guide de l'excursion 211A: 487-576.

- Michot, J., Franssen, L. et Ledent, D., 1973. Preliminary age measurements on metamorphic formations from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fortschritte der Mineralogie*, 50: 107-109.
- Monjoie, E., 1968. La plaine alluviale et les terrasses de l'Amblève dans le méandre de Coö (Stavelot). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 91: 5-22.
- Monseur, G., 1959. Observations nouvelles sur le Siegenien de Nonceveux. Comparaison avec la sédimentation dévonienne d'autres régions. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 82: M1-M69.
- Mottequin, B. et Marion, J.-M., 2012a. L'Ordovicien et le Dévonien entre Remouchamps et Spa (carte Louveigné-Spa, 49/3-4). *Université de Liège*, 14 p. <http://hdl.handle.net/2268/112892>.
- Mreyen, A.-S., Demoulin, A., Lamberty, P. Marion, J.-M. et Havenith, H.B., ss presse. Relevance of a major scarp and two associated landslides at Bévercé (Malmedy area) to the characterisation of neotectonic activity in East Belgium. *Geologica Belgica*,
- Neumann-Mahlkau, P., 1970. Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geologische Mitteilungen*, 9: 311-356.
- Niemann J., Gasparini N., Tucker G., Bras R., 2001. A quantitative evaluation of Playfair's law and its use in testing long-term stream erosion models. *Earth Surf. Proc. Landf.* 26, 1317-1332.
- Oldenhove de Guertechin F.B., 1960. Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette de Sart 149W. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique*, Gand, 94 p.
- Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1839. *Eléments de géologie, ou seconde partie des éléments d'inorganomie particulière*. Troisième édition. *Pitois-Levrault et Cie, Paris et Levrault, Strasbourg*, 759 p.
- Omalius d'Halloy, J. J. (d'), 1868. *Précis élémentaire de géologie*. 8^{ème} édition. C. Muquardt Libraire, Bruxelles, 636 p.
- Ozer, A., 1967. Contribution à l'étude géomorphologique des régions où affleure « le Poudingue de Malmédy ». *Mémoire de Licence en Sciences Géographiques, Université de Liège*, inédit, 189 p.

- Pahaut, P. et Oldenhove de Guertechin F.B., 1960. Carte des sols de la Belgique au 1/20.000e. Feuille 149W: Sart. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand.*
- Pahaut, P., 1965. Carte des sols de la Belgique au 1/20.000e. Feuille 149E: Hoffraix. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand.*
- Pahaut, P., 1969. Carte des sols de la Belgique. Texte explicatif de la planchette de Hoffrai 149E. *Comité pour l'établissement de la carte des sols et de la végétation de la Belgique, Gand, 163 p.*
- Petit, F., 1995. Régime hydrologique et dynamique fluviale des rivières ardennaises. *In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart, (Demoulin, A., ed.). Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège, 194-223.*
- Pissart, A., 1953a. Les coulées pierreuses du plateau des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique, 76 : B203-B219.*
- Pissart A., 1953b. Un phénomène de capture près de Mont-Xhoffraix. *Ann. Soc. Géol. Belg. 76(B), 129-133.*
- Pissart, A., 1974. Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires: mais s'agissait-il réellement de pingos. *Annales de la Société géologique de Belgique, 97: 359-381.*
- Pissart, A., 1976. Les dépôts et la morphologie périglaciaire de la Belgique. *In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar (Pissart, A. ed.), Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège, 116 135.*
- Pissart, A., 1995. L'Ardenne sous le joug du froid. Le modèle périglaciaire du massif ardennais. *In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart (Demoulin, A., ed.). Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège, 136-154.*
- Pissart, A., Bastin, B., Juvigné, E. et Thorez J., 1975. Etude génétique, palynologique et minéralogique des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soor (Hautes Fagnes, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique, 98: 415-439.*

- Pissart, A. et Juvigné, E., 1980 Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103: 73-86.
- Pissart A., Juvigné E., 1982. Un phénomène de capture près de Malmédy: la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 105, 73-86.
- Plateau, J., 1843. Analyse des eaux minérales de Spa, faites sur les lieux, pendant l'été de l'année 1830. *Mémoires de l'Académie royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, tome 17, 32 p.
- Poskin, A., 1868. Bulletin de la Société belge de Géologie, p. 383
- Poskin, A., 1887. Les trous à mauvais air de Nivezé
- Poskin, 1909. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 23:
- Poskin, 1910. Les relations du pouhon Duc de Wellington avec les agents atmosphériques. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences*, 2^{ème} série, tome 3
- Prick, A. et Ozer, A., 1995. Les paysages physiques de l'Ardenne. In: L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart (Demoulin, A., ed.). *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*, 31-52.
- Raynaud, J., 1942. Un nouveau gîte fossilifère dans le Dévonien inférieur des environs de Nonceveux (bordure orientale du bassin de Dinant). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 65: B84-B87.
- Rasmussen S., + 23 coauteurs, 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Sciences Rev.*, 106, 14-28.
- Renier, A., 1902. Le poudingue de Malmédy. – Essai géologique. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 29: M145-M223.
- Renier, A., 1919. Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrogéologie tenue les 17, 18, 19, et 20 septembre 1919. Troisième journée – Environs de Malmédy: Poudingue de Malmédy – Dépôts tertiaires des Hautes Fagnes – Gedinnien de G'doumont. *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrogéologie*, 29: 231-243.

- Renier, A., 1924. Sur un affleurement remarquable de la faille de Theux et ses relations avec les terrasses de la Hoëgne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 47: B167-B173.
- Renier, A., 1925. Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie tenue à Eupen les 7, 8, 9 et 10 Septembre 1925. *Bulletin de la Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 35: 174-249.
- Ribbert, K.-H., 1992. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erläuterungen zu Blatt C 5502 Aachen. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*, 84 p.
- Ribecai, C. et Vanguetaine, M., 1993. Latest Middle-Late Cambrian acritarchs from Belgium and northern France. *Special Papers in Palaeontology*, 48 : 45-55.
- Richter, D., 1985. Aachen und Umgebung, Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. *Sammlung Geologischer Führer, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart*, 48, 302 p.
- Rixhon G., Braucher R., Boulès D., Siame L., Bovy B., Demoulin A., 2011. Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) – Insights from $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ dating of river terraces. *Quat. Geochronol.* 6, 273-284.
- Robaszynski, F. et Dupuis, C., 1983. Guides géologiques régionaux: Belgique. *Masson, Paris*, 204 p.
- Schmidt, Wo. et Schröder, E., 1962. Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der nördlichen Eifel 1:100 000, Hochschul-Umgebungskarte Aachen. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*, 110 p.
- Schreyer, W., 1975. New petrologic evidence for Hercynian metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Belgium. *Geologisches Rundschau*, 64, 819-830.
- Schumacker, R. et Noirfalise, A., 1979. Les Hautes Fagnes. *Fédération du tourisme de la province de Liège et «Parc Naturel Hautes Fagnes- Eifel»*, 46 p.
- 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*, 203-248.
- Smolderen, A., 1987. Age range and origin of the limestone clasts of the Malmedy conglomerate (Permian, Ardennes, Belgium). *Bulletin de la Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, 96: 55-80.

- Steemans, Ph., 1988. Révision de l'âge des quartzites blancs de la coupe du Wayai (Km 7, Massif de Theux, Belgique) et implications paléogéographiques. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 110: 363-369.
- Steemans, Ph., 1989a. 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.
- Steemans, Ph., 1989b. Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112: 103-119.
- Thirion, F. et Blicq, A., 2009. New pteraspidiform heterostracans (Veterebrata) from the Lower Devonian of La Gileppe and Nonceveux, Belgium. *Geologica Belgica*, 12: 31-43.
- Thorez, J., Dreesen, R. et Streel, M., 2006. Famennian. *Geologica Belgica*, 9: 27-45.
- Vandenv, G., 1984. Carte géologique de la Belgique au 1/100.000°. Cantons de Malmedy et de Saint-Vith. *Service géologique de Belgique, Bruxelles*.
- Vandenv, G., 1990. Explications de la carte géologique du Synclinerium de l'Eifel (région de Gouvy-Sankt-Vith-Elsenborn). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113: 103-113.
- Vandenv, 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.
- Vanguetaine, M., 1973. Etude palynologique du Cambro-Ordovicien de la Belgique et de l'Ardenne française (Systématique et Biostratigraphie). *Thèse de doctorat, Université de Liège*, inédit, 366 p.
- Vanguetaine, M., 1974. Espèces zonales d'Acritarches du Cambro-Trémadocien de Belgique et de l'Ardenne Française. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 18: 63-82.
- Vanguetaine, M. et Servais, T., 2002. Early Ordovician acritarchs of the Lierneux Member (Stavelot Inlier, Belgium): stratigraphy and palaeobiogeography. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173:561-568.
- Vanguetaine, M., et Van Looy, J., 1983. Acritarches du Cambrien Moyen de la vallée de Tachedirt (Haut-Atlas, Maroc) dans le cadre d'une nouvelle zonation du Cambrien. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 106: 69-85.

- 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., 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 5-38.
- Walter, R., 2010. Aachen und südliche Umgebung, Nordeifel und Nordost-Ardennen. *Sammlung Geologischer Führer, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart*, 100, 360 p.
- Wastiaux, C., 2002. Topographie de surface et de subsurface des zones tourbeuses des réserves naturelles domaniales des Hautes-Fagnes. Rapport de synthèse. *Service de phytosociologie, flore et végétation des Hautes-Fagnes, Université de Liège*, 52 p., 66 figures.
- Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell international Petroleum Maatschappij B.V.*, 239 p.

Annexes**Liste des captages****Liste des forages profonds****Liste des puits de mines****Légende multilingue****Table des matières**

Résumé.....	1
1. Introduction	3
1.1. Etablissement de la carte	3
1.2. Méthodologie de levé	5
1.3. Précédentes éditions	5
1.4. Cadre géologique et géographique.....	6
1.4.1. Cadre géologique	6
1.4.2. Cadre géographique	8
2. Description des formations	10
2.1. Introduction.....	10
2.2. Description	10
2.2.1. Les terrains cambro-ordoviciens	10
2.2.2. Les terrains dévoniens.....	17
2.2.3. Les terrains permien	32
2.2.4. Les terrains mésozoïques	34
2.2.5. Les terrains cénozoïques	36
3. Roches d'origine magmatique et roches métamorphiques	55
3.1. Roches intrusives	55
3.2. Roches métamorphiques	55
4. Géologie structurale	57
5. Phénomènes karstiques et de dissolution	66
6. Ressources du sous-sol et exploitations	66
6.1. Hydrogéologie.....	66
6.2. Ressources minérales, mines et carrières – matériaux utiles	68
6.2.1. Introduction	68
6.2.2. Matières utiles	68
6.2.3. Minéralisation particulière	70
7. Descriptions publiées de sites et d'itinéraires	72
8. Bibliographie.....	73
Annexes.....	93
Liste des captages	93
Liste des forages profonds	93
Liste des puits de mines	93
Légende multilingue	93
Table des matières.....	93

