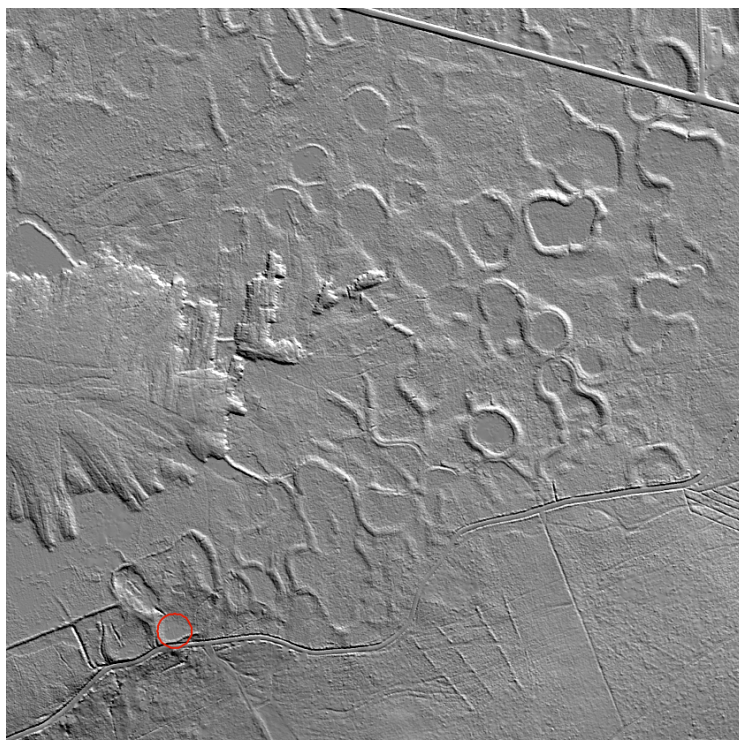


Carte géologique de la Wallonie

Reinartzhof - Hoscheit 43/7-8



Photos de couverture :

Haut : Im Platten Venn, à l'est du Königliches Torfmoor : lithalse à l'avant-plan.

Bas : Im Platten Venn, à l'est du Königliches Torfmoor. MNT 2013-2014 « Hillshade » généré par campagne LIDaR (« light detection and ranging » ou « laser detection and ranging »). Le cercle rouge matérialise le lithalse de la photo du haut.

Résumé

La région couverte par la carte Reinartzhof - Hoscheit est située à cheval sur la province de Liège et sur le Land de Nordrhein-Westphalen. D'un point de vue géomorphologique, la zone cartographiée est entièrement localisée en Ardenne (plateau des Hautes-Fagnes). Les grandes unités géologiques qui la constituent sont le Massif de Stavelot et le bord occidental du Synclinorium de Neufchâteau – Vilz - Eifel.

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 et celles du bord occidental du Synclinorium de l'Eifel sont d'âge lochkovien à praguien, voire emsien inférieur. 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. Au Quaternaire, ces dépôts ont été le siège du développement de morphologies périglaciaires typiques, à savoir des lithalses.

Les ressources minérales (quartzophyllades, quartzites, sables, etc.) ont été exploitées. Lors des travaux de levé, aucune carrière n'était en activité.

1. Introduction

1.1. Etablissement de la carte

Le levé de la carte Reinartzhof-Hoscheit n°43/7-8 a été réalisé par l'équipe de l'Université de Liège, dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie, conseillée par le Prof. Fernand Geukens (Prof. Emérite de la KULeuven) qui a publié deux versions de la carte géologique du Massif de Stavelot (1986, 1999).

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, les Facultés Universitaires Notre-Dame de la Paix, 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 de 1/25.000; le découpage est celui des anciennes éditions des cartes topographiques de l'Institut géographique national (IGN).

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

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle de 1/10.000;
- deux cartes à l'échelle de 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 conservés 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 Service géologique de Wallonie ou, via le Portail cartographie du Service Public de Wallonie et son application WalOnMap.

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 de 1/10.000, par Jean-Marc Marion et Pauline Lamberty. Les tracés ont été réalisés sur base de nombreuses observations de terrain et avec le concours du modèle numérique de terrain (MNT 2013-2014 Hillshade) généré par la campagne de mesures laser « LiDAR » (Light Detection and Ranging) qui est disponible sur l'application WalOnMap du SPW, ainsi que grâce aux travaux, publiés ou non, et aux conseils de Fernand Geukens qui a débuté l'étude de Massif de Stavelot en 1947.

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 première édition de la carte géologique Reinartzhof-Hoscheit. En effet ce territoire appartenait à la Prusse avant la première guerre mondiale, c'est-à-dire au moment où la carte géologique officielle à l'échelle de 1/40.000 a été publiée par la Commission géologique de Belgique.

Cependant, la région n'est pas restée *terra incognita* pour les géologues. En effet, dès le tout début du XIXème siècle, et sans doute déjà au XVIIIème avec Robert de Limbourg, ceux-ci ont été très actifs et souvent particulièrement perspicaces, comme l'illustrent les travaux suivants 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 par L.-F. Dethier (1801, 1814)

- Carte d'A. Dumont (1855) et ses mémoires (1832, 1847)

- Carte géologique du Massif de Stavelot par M. Lohest. et H. Forir (1899)

- Carte géologique de l'Eifel septentrionale par Wo. Schmidt et E. Schröder (1962)

- Carte géologique de l'Eifel septentrionale par G. Knapp (1980)

- Carte géologique des cantons de Saint Vith et de Malmedy par G. Vandeven (1984)

- Cartes géologiques synthétiques du Massif de Stavelot par F. Geukens (1986, 1999)
 - Carte géologique du Synclinorium de l’Eifel par G. Vandenven (1990)
 - Carte géologique de Nordrhein-Westfalen (Feuille Aachen) par K.-H. Ribbert (1992)
- et Ribbert *et al.* (1992)

1.4. Cadre géologique et géographique

1.4.1. Cadre géologique

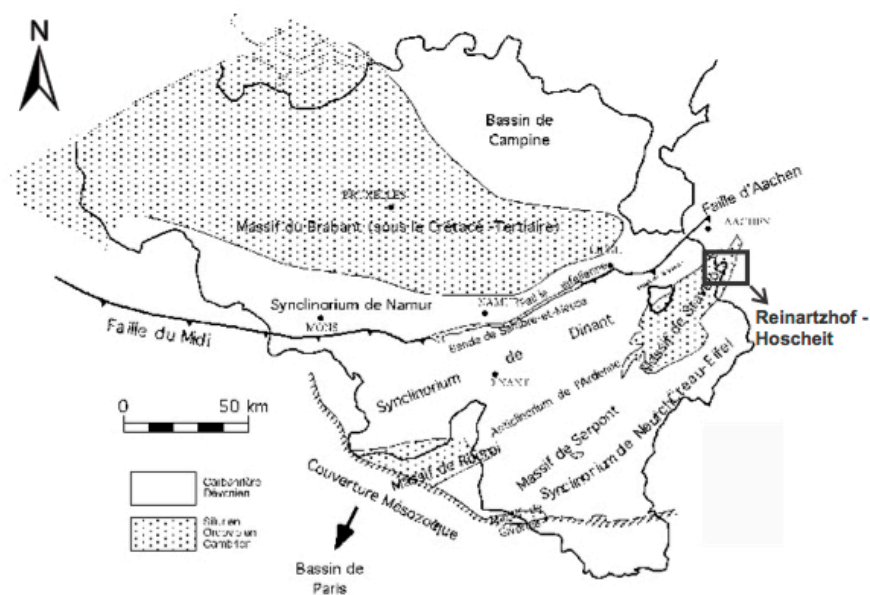


Fig. 1. Localisation de la carte Reinartzhof - Hoscheit dans le contexte géologique général de la Belgique et des pays limitrophes; localisation des grands profils sismiques (modifié, d'après Hance *et al.*, 1999; Belanger *et al.*, 2012). Abréviations: B : Binche; C : Charleroi; H : Huy; N : Namur.

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

- dépôt de sédiments marins cambro-ordoviçiens;
- plissement calédonien, émergence continentale, érosion et pénéplation des roches cambro-ordoviçiennes;
- transgression marine et dépôt des sédiments siluro-dévonien, en discordance sur le socle précédent;
- plissement varisque (zone rhéno-hercynienne), émergence continentale, érosion et pénéplation;
- 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 lithales, etc.

La région cartographiée se divise en deux ensembles structuraux distincts (fig.2): le Massif de Stavelot et le bord occidental du Synclinorium de Neufchâteau – Vilz - Eifel.

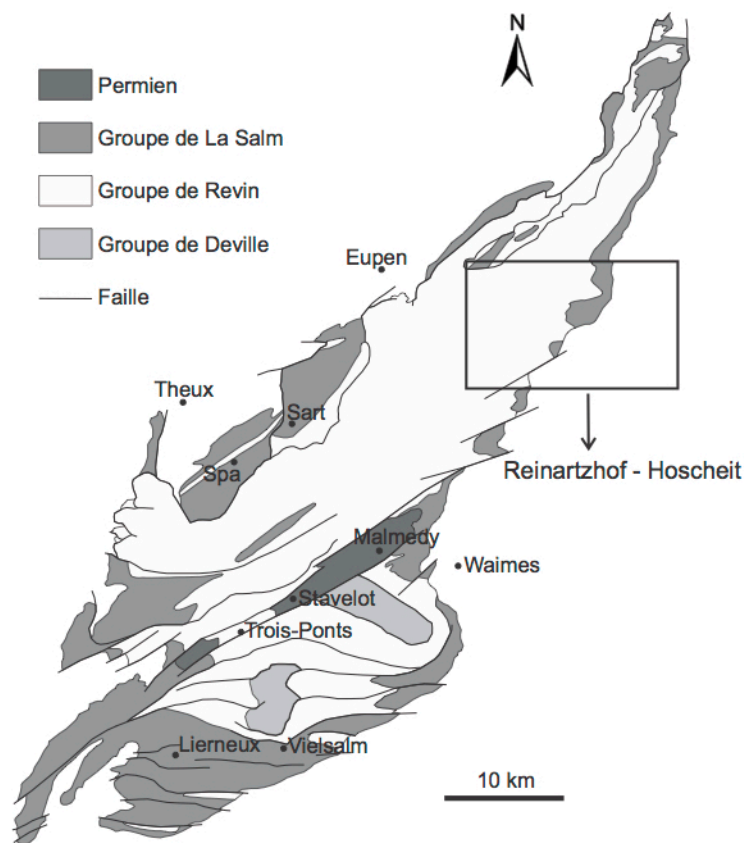


Figure 2. Localisation de la carte Reinartzhof-Hoscheit dans le Massif de Stavelot (modifié d'après Geukens [1986, 1999]).

Le Massif de Stavelot, tout comme les massifs du Serpont et de 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 ; sur cette carte, seules les roches du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur ont été observées. Celles-ci ont subi

deux phases de plissement : premièrement, lors de l'orogénèse calédonienne et deuxièmement, lors de l'orogénèse varisque (zone rhéno-hercynienne).

Le bord occidental du Synclinorium de Neufchâteau – Vilz - Eifel est constitué de roches éodévoniennes qui 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, à savoir le Membre de Quareux (Formation de Marteau).

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. Bien que les dépôts conglomératiques permien rouges qui signalent sa présence (cf. cartes Stavelot-Malmedy et Sart-Xhoffraix) soient absents sur cette carte, ce fossé tectonique pourrait cependant avoir affecté son territoire, comme des observations réalisées à proximité des affleurements de la tonalite de la Helle, ainsi que les nouvelles données (depuis 2015) acquises avec le LIDAR, le laisseraient supposer.

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 Reinartzhof - Hoscheit couvre le territoire des quatre communes belges suivantes: Baelen, Eupen, Raeren et Waimes (Weismes). Elles sont toutes situées en Province de Liège. Du côté allemand, elle concerne les localités de Monschau, Mützenich, Simmerath et Konzen.

La Helle, le Getzbach, la Vesdre et le Steinbach sont les cours d'eaux les plus importants, sans oublier leurs affluents respectifs. Les sommets qui jalonnent la frontière avec l'Allemagne (Hoscheit, Hahnheister, Steling), culminent à une altitude de plus de 600 m (660 m pour

Steling), tandis que les zones les plus basses (vallée de la Vesdre et du Getzbach) sont à une altitude d'environ 360-400 m. Les zones les plus élevées sont principalement armées par les quartzites du Groupe de Revin, représenté ici par la Formation de La Venne.

Les forêts et les fagnes (landes tourbeuses) couvrent presque la totalité du territoire belge; les pâtures apparaissent sur le territoire allemand de la carte, soit à la bordure orientale du Massif de Stavelot. En Belgique, les activités économiques sont donc essentiellement d'origine forestière et touristique (réserve naturelle, ballades et pistes de ski en Hautes Fagnes). Par le passé, la région étudiée était traversée par une ligne de chemin de fer, la Vennbahn, reliant Sourbrodt à Lammersdorf; aujourd'hui, cette ancienne voie ferrée a été aménagée en RAVeL, très fréquenté par les randonneurs cyclistes de toutes nationalités.

Pour en savoir plus:

Demoulin (1995b)

Demoulin et Ek (1995)

Demoulin (ed.) (1995a, 2018)

Grimbérieux *et al.* (1995)

Neckrassof (2014)

Pissart (ed.) (1976)

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: Ribbert *et al.* (1992); Vandenven (1990); Asselberhgs (1946).

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). La terminologie utilisée pour les roches sédimentaires (shale, schiste, etc.) est celle exposée 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 sur le territoire de cette carte géologique où seules deux formations du Cambrien moyen et supérieur ont été reconnues. 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. De ce fait, en accord avec la terminologie actuelle, ces subdivisions se sont vues attribuer un nom de formation (Bultynck et Dejonghe, 2001a). Toutefois, certaines des anciennes subdivisions ont été regroupées en une seule et même formation, notamment le Rv1 avec le Rv2 et le Rv3 avec le Rv4, dans ce cas, ils correspondent à des membres.

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, seules les formations de La Venne et de La Gleize ont été observées.

| Chrono. | | | Lithostratigraphie | | Ancienne nomenclature | | | |
|------------|--------------------|------------------|--------------------|-------------------|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|------|
| P. | E. | Et. | G. | Formation | | Membre | | |
| ORDOVICIEN | O. moyen | D. Darnwillien | Groupe de la Salm | Bihain | | Sm3 | | |
| | | | | O. inférieur | F. Trémasocien | Jalhay | Colanhan | Sm2c |
| | | | | | | | Les Plattes | Sm2b |
| | Meuville | Sm2a | | | | | | |
| | | | | | | 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 | | | Groupe de Deville | Wanne | Supérieur & Inférieur | Rv2 [Rn1b] & Rv1 [Rn1a] | |
| | | | | | ? | | | |
| | | | | | ? | | | |
| | | | | | Bellevaux (partie supérieure) | | Dv2 [Dvb] | |
| | | | | | ? | | | |
| | | | | | 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 la nomenclature utilisée jadis à propos 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 (1959) (e.a. Rn2) est extraite de Vanguetaine (1973). P: Période; E: Epoque; Et.: Etage; G: Groupe.

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 de la Formation de La Venne (anciennement Rv3) 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 (anciennement Rv4). Outre des phyllades noirs et compacts, il comporte des bancs de quartzite bleu foncé tantôt schisteux (riche en paillettes de mica grossières), tantôt bien lité et parfois pyriteux, ainsi que de rares lentilles 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).

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 m. 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 Furongien (voir fig. 3) d'après les acritarches (Vanguestaine et Van Looy, 1983; Ribecai et Vanguestaine, 1993).

Utilisation: de rares et très petites carrières témoignent d'un certain désintérêt pour ces quartzites.

Affleurements représentatifs: versants de rive droite du Getzbach et de la Helle et carrière abandonnée au SE des affleurements de la Tonalite.

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 b)

Formation de La Gleize (GLE)

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

Ancien nom: Rv5 (Rn3) (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 conservent leur teinte noire et leur aspect à caractère « charbonneux ». Des bancs de quartzite viennent interrompre cette succession monotone (Geukens, 1950a, 1999) ; principalement observés à proximité des transitions avec les formations de La Venne et de Jalhay (Mbre de Solwaster), ils 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 et de niveaux repères.

Age: Cambrien supérieur (voir fig. 3) sur base des acritarches (Vanguestaine, 1973).

Utilisation: néant.

Affleurements représentatifs: petite excavation en rive gauche de la Helle, au nord des affleurements de tonalite (lieu-dit Brandehaag).

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 b)

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'Otré 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 (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 stratifications «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 et 1986; Lamens et Geukens, 1985).

Epaisseur: de l'ordre de 800 m (Lamens, 1986) pour l'ensemble des dépôts. 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, cf. 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: aucune sur le territoire de la carte.

Affleurements représentatifs : le lit de la Vesdre, dans le coin NW de la carte et son prolongement immédiatement au nord, sur la carte Petergensfeld – Raeren (Laloux *et al.*, 2000).

Pour en savoir plus :

Geukens (1965)

Hoegen *et al.* (1985)

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

Marion *et al.* (ss presse b)

2.2.2. Les terrains dévoniens

Synclinorium de l'Eifel

Formation de Marteau (MAR)

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 ; Dejonghe *et al.*, 1994). Nombreuses carrières et affleurements sur le territoire de la commune de Waimes, sur le flanc SE du Massif de Stavelot (Vandenven, 1990).

Comme sur les cartes voisines Stavelot – Malmedy (Lamberty *et al.*, ss presse b) et Sart – Xhoffraix (Marion *et al.*, ss presse b), sur le flanc SE du Massif de Stavelot qui concerne la partie orientale de la présente carte, 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 (QUA)** *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 émoussé de certains éléments (*par exemple, ces dépôts ne contiennent des éléments de la Formation d'Ottreé que lorsqu'ils reposent sur celle-ci). Dans le coin SE de la présente carte, 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 (WAI)**, qui est particulièrement épais au méridien de la localité éponyme. Ces grès ont également été dénommés «arkoses» 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., 2016). Les bancs de grès sont généralement séparés par de minces strates pluricentimétriques de siltites et shales (schistes) vert clair et localement violets. Les grès grossiers de la base de ce membre («Arkose» de G'doumont) sont fossilifères et contiennent des moules internes de brachiopodes, coraux, crinoïdes, etc. (voir de 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.

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 a), 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; Vandeven, 1990). **Cette partie plus « classique » de la formation caractérisée par l'absence du Membre de Waimes n'est visible que dans le coin NW de la carte, qui correspond aussi à la zone d'affleurement de la bordure NW du Massif de Stavelot.** Le sommet de la formation est marqué par l'apparition de bancs pluridécimétriques de quartzite qui annoncent 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.
-

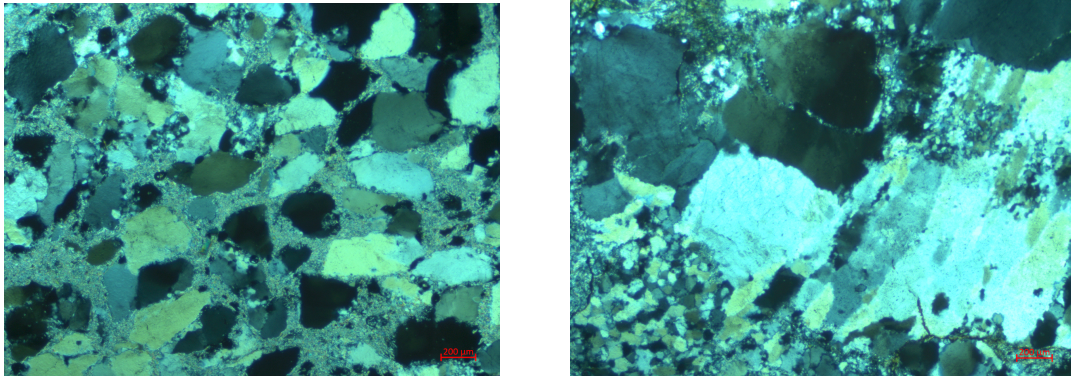


Figure 4. Lames minces réalisées dans les grès grossiers de la Formation de Waimes (prises de vue: Eric Goemaere, 2017).

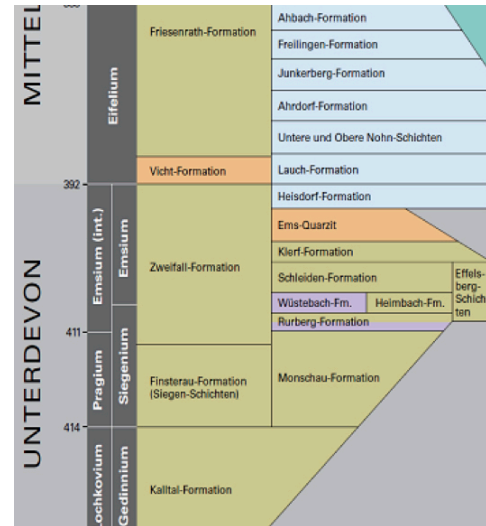
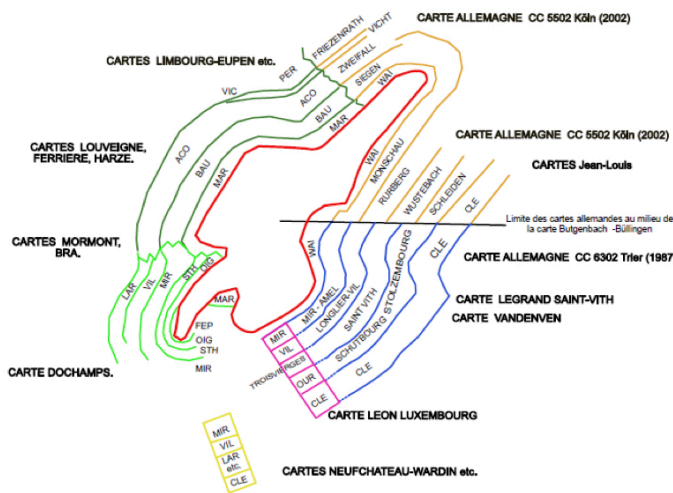
Epaisseur: variable, 450 m sur la bordure orientale du Massif de Stavelot au méridien de Waimes, exception faite des endroits où affleurent les quartzites de G'doumont ou de Samrée (Asselberghs, 1946).

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

Utilisation: néant

Affleurements représentatifs: quelques rares pointements du Membre de Quareux et des siltites (schistes) cariés lie-de-vin, dans le coin NW de la carte. Le Membre de Waimes est quant à lui absent. En territoire allemand, le Membre de Quareux, ainsi que les dépôts du Membre de Waimes affleurent localement sous forme de lentilles pluridécamétriques à plurihectométriques, entre Mützenich et Simmerath. Le passage en tranchée du RAVeL de la VennBahn ainsi que la vallée de la Rur au sud de la localité de Mützenich offrent de beaux affleurements.

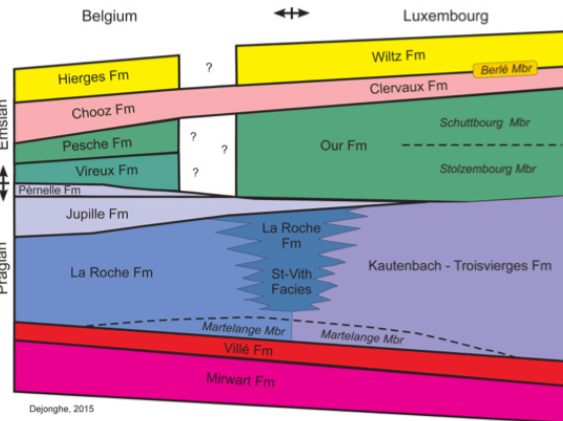
Carte géologique de la Wallonie. Reinartzhof – Hoscheit n°43/7-8. Notice explicative



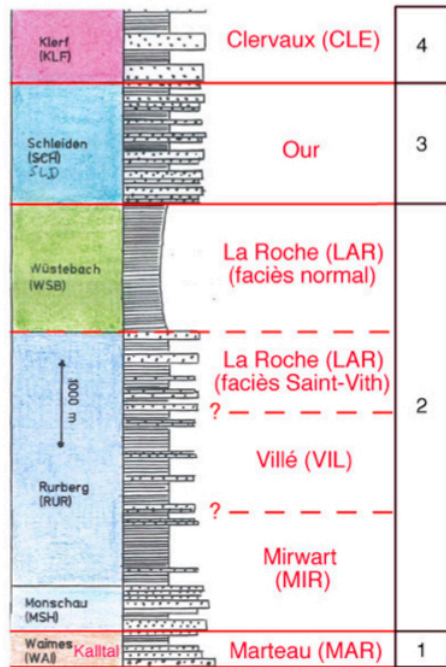
Laloux, 2017

| ostbelgische Ardennen | | Nordeifel | |
|-----------------------|---|---|--|
| ASSELBERGHS 1928 1946 | n. LEGRAND 1965 Blatt Saint-Vith-Schijnberg | VANDENVEN 1990 Région de Gouvy-St. Vith - Elsenborn (Karte 1 : 100 000) | Blattgebiet Aachen Lithologie im Übergangsbereich stratigraphische Gliederung |
| E3 | Emsien supérieur | - | Ems-Quarzit s. 1 |
| E2 | Emsien moyen | Bunz Bunte Schichten von Klerf | Rotschieferführung Klerf-Schichten |
| E1 | Emsien inférieur | En1a Quarz von Andler En1a Quarzophylladen | Sandsteindominanz Carbonatgehalt ? Schleiden-Schichten |
| S3 | Siegenien supérieur | Sg3 Quarzophylladen von St. Vith | Tonsteindominanz Wüstebach-Schichten Schichtdeimbach |
| S2 | Siegenien moyen | Sg2 Binderschiefer und Platten-sandstein | Tonstein-Sandstein-Wechselfolgen Obere Rurberg-Schichten Mittlere Rurberg-Schichten Unter |
| S1 | Siegenien inférieur | Sg1 Sandstein | Tonsteindominanz Monschau-Schichten |
| G | Waimes | Gd Bunte Schiefer und Sandstein Konglomerat und Arkose | Tonstein Sandstein Konglomerat Gedinne-Schichten |

Deutsche Stratigraphische Kommission, 2016



Ribbert, 1992



Dejonghe, 2017

(Pingot, sspresse et Laloux et al., 2017).

Figure 5 : correspondances transfrontalières des formations du Dévonien inférieur

Pour en savoir plus:

Asselberghs (1921, 1946)

Bultynck et Dejonghe (2001 a et b)

Graulich (1951)

Fourmarier (1958)

Lamberty *et al.* (ss presse a)

Neumann-Mahlkau (1970)

Pingot (ss presse)

Ribbert (2006)

Vandenvén (1984, 1990)

Regroupement des formations de Mirwart, Villé et La Roche (MVLR)

Le regroupement de ces différentes formations du Dévonien inférieur, à l'est du Massif de Stavelot est effectué en raison de l'absence ou de la mauvaise qualité des affleurements ; il est calqué sur la carte Elsenborn-Langert (Pingot, ss presse)

Formation de Mirwart (MIR)

Origine du nom : de la commune de Mirwart située au nord-ouest de Saint-Hubert (Hebert, 1855 ; Stainier, 1994a)

Description :

La Formation de Mirwart repose sur celle de Marteau ; elle correspond à la Formation de Monschau et à la base de la Formation de Rurberg (cf. fig. 5). A la base de la partie inférieure, des grès grossiers gris alternent avec des schistes (shales et siltites) gris foncé. De manière générale, viennent ensuite des schistes (shales) au clivage ardoisier et des siltites noires, avec quelques intercalations de grès. Sur la carte voisine Elsenborn-Langert (Pingot, *ibid.*), la partie supérieure est bien représentée dans la région de Leykaul. Des ardoisières à ciel ouvert y sont encore visibles où affleurent des schistes (shales) noirs à clivage ardoisier renfermant quelques fins rubans gréseux.

Le sommet de la Formation de Mirwart se clôture par un niveau à végétaux, non repéré sur cette carte. Des structures sédimentaires traduisent un environnement de dépôt tidal (Schmidt, 1956 ; Goemaere et Dejonghe, 2005).

Epaisseur : très variable, de 600 m dans le nord de l'Eifel à 2000 m dans la région de Monschau, elle diminue probablement d'épaisseur vers le sud.

Age : Praguien inférieur, voire Praguien moyen selon la littérature.

Utilisation : façonnage d'ardoises, moellons pour la construction.

Affleurements représentatifs : localité de Monschau et vallée de la Rur, au sud de celle-ci. Sur la carte Elsenborn-Langert, à Leykaul, deux ardoisières situées dans une propriété privée à l'extrémité sud-ouest du Schieferweg (Lambert 72 : 280.176 – 135.473), permettent d'observer des schistes (shales) noirs au clivage ardoisier dont la monotonie est interrompue par des petits bancs de grès gris plus clair.

Pour en savoir plus : Ribbert, 2008

Formation de Villé (VIL)

Origine du nom : du hameau de Villez à proximité de La Roche-en-Ardenne (Maillieux et, Demanet, 1929 ; Godefroid et Stainier, 1982 ; Stainier 1994b)

Description

Cette formation comprend une alternance de bancs décimétriques de grès à laminations, de schiste (shale) et siltite, toujours dans les tonalités grises, mais plus claires que celles de la formation sous-jacente. Elle renferme des *load casts* et quelques nodules carbonatés. Parfois la stratification n'est pas claire car les différentes lithologies : shale, siltite et grès sont intimement mélangées au sein d'un même ensemble. Une teinte d'altération rouille pelliculaire est généralement caractéristique. La partie supérieure de la formation s'enrichit en bancs (jusqu'à 1,50 m d'épaisseur) de grès fins gris. La transition avec la formation supérieure est progressive, et donc difficilement cartographiable.

Dans l'échelle stratigraphique allemande, la formation correspond à la partie médiane de la Formation de Rurberg.

Epaisseur : entre 500 et 1000 m, 1400 m aux environs du lac de Rursee (Allemagne), sur la carte Elsenborn-Langert.

Age : Praguien moyen

Utilisation : aucune

Affleurement représentatif : aucun

Pour en savoir plus : Ribbert (2008)

Ribbert *et al.* (1992)

Formation de La Roche (LAR)

Origine du nom : de la ville de La Roche-en-Ardenne, sur l'Ourthe (Dewalque, 1874; Godefroid et Stainier, 1982 ; Stainier, 1994c).

Description :

Cette formation peut être scindée en deux membres lithologiquement distincts :

- Le membre inférieur renferme une alternance de schistes (shales), de siltites et de grès finement grenus avec des niveaux de grès grossiers. Ces derniers recèlent des niveaux de phyllades et de quartzophyllades. Certains schistes (shales) contiennent des concrétions carbonatées riches en fer (sidérite) soulignées par une auréole d'altération rouge (Wunstorff, 1931). Des bancs de grès décimétriques à pluridécimétriques mieux individualisés, de teinte gris à gris brun, en alternance avec des niveaux de schistes (shales) noirs et des siltites grises à nuances verdâtres très minoritaires, complètent la partie supérieure de ce membre. Son épaisseur varie selon les auteurs (Ribbert *et al.*, 1992 ; Knapp, 1980) entre 600 et 2000 m. On en a déduit que la région de sédimentation devait accuser une subsidence rapide, sinon que des failles synsédimentaires en extension étaient actives pendant la période de dépôt des sédiments. Cette unité est typique d'une sédimentation marine sous une faible profondeur d'eau (Knapp,

1980). Ce membre (Formation de La Roche, faciès Saint-Vith) correspondrait à la partie supérieure de la Formation de Rurberg cartographiée sur les cartes allemandes.

- De nature essentiellement schisteuse, le membre supérieur, affleure à l'est de la carte Elsenborn-Langert (Pingot, ss presse) jusqu'à la partie occidentale du lac de l'Oleftal dont le barrage se situe à Hellenthal (Allemagne). Les conditions d'affleurement sont particulièrement bonnes dans les vallées de l'Hohviesbach et de l'Olefbach, cette dernière constituant une frontière naturelle avec l'Allemagne. La lithologie principale est représentée par des schistes (shales et siltites) grisâtres ou bleu-grisâtre à teinte d'altération verdâtre ou jaunâtre. Les schistes (shales) micacés noirs, parfois à bigarrures ou à patine brunâtres ou vert foncé, sont majoritaires par rapport aux siltites gris foncé. L'ensemble forme parfois un «mélange» où il n'est pas possible de poser de limites strictes entre les lithologies. Généralement, le clivage schisteux s'y distingue mieux que la stratification. Elle renferme des laminations généralement plus claires ou bleutées. Des bancs décimétriques de grès argileux, micacés à fines laminations s'y trouvent également, particulièrement à proximité de la frontière allemande. Plusieurs bancs de ce grès sont de teinte verte. Ces roches prennent parfois des teintes variées suite à l'altération intense qu'elles ont subie. Ce membre supérieur, qui représente la Formation de La Roche classique, correspond à la Formation de Wüstebach représentée sur les cartes allemandes.

Epaisseur : entre 1600 et 3500 m

Age : de Praguien moyen à Emsien inférieur

Utilisation : empiètement des chemins

Affleurements représentatifs : aucun sur le territoire de la carte. Sur Elsenborn-Langert, ils sont nombreux le long de la vallée de l'Hohviesbach. Comme ce site fait partie de la zone de tirs du Camp militaire d'Elsenborn et pour éviter tout accident, l'accès est interdit au public.

Pour en savoir plus : Ribbert *et al.*, 1992

Ribbert, 2008

Schmidt et Schröder, 1962

2.2.3. Les terrains mésozoïques

Formation de la Vecquée (VEC)

Cette formation n'a pas été cartographiée sur la présente carte, en raison du manque de critères suffisants permettant d'identifier clairement des nappes de silex résiduels, contrairement à d'autres cartes du Massif de Stavelot (Lamberty *et al.*, ssresse a ; Marion *et al.*, ssresse a etb).

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 la carte voisine Sart-Xhoffraix (Dewalque, 1899 ; Marion *et al.*, ssresse b).. 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).

Sur le territoire de la présente carte , nous en avons observé quelques-uns à l'occasion des levés de terrain et les archives du service géologique signalent quelques occurrences entre la route Eupen-Monschau et la vallée de la Helle. 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). Cependant, pas d'observations des grandes nappes visibles le long de la Crête de la Vecquée, sur les cartes Louveigné-Spa et Sart-Xhoffraix.

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.

Utilisation: aucune.

Affleurements représentatifs: aucun sur le territoire de cette carte, sinon silex résiduels ponctuels entre les vallées de la Helle (Hill) et de la Vesdre (Weser)

Pour en savoir plus :

Alexandre et Thorez (1995)

Bless *et al.* (1990b)

Bourguignon (1956)

Demoulin (ed.) (1995a, 2018)

Macar et Alexandre (1960)

Marlière (1954)

2.2.4. Les terrains cénozoïques

Dépôts sableux (SBL)

Plusieurs dépôts sableux ont été signalés sur le territoire de la carte Reinartzhof-Hoscheit. Ils ont été étudiés par Dewalque (1887), Guillaume (1924 a et b) et Bourguignon (1954).

Les **sables du Petit-Bonheur** (altitude 575 m) proviennent de la paroi d'un vivier situé à 1 km de la confluence entre le vallon de Petit-Bonheur et la Helle, dans les environs du Grand Bongard, dans le coin SW de la carte. Ces sables ne sont pas en place, ils ont servi à l'édification du vivier, mais ils ont été extraits non loin de ce dernier. Ils seraient d'origine locale, probablement fluviatile et d'âge post-oligocène selon Bourguignon (1954).

Les **sables de Porfays** (altitude 530 m) ont jadis fait l'objet d'une exploitation et étaient situés non loin de la Baraque de Porfays. Ils sont de teinte jaune, à grains fins et subarrondis. Ils sont

mêlés à du limon et ils renferment des galets pisaires de quartz blanc et des cailloux roulés de quartzite revinien altéré et blanchâtre (Dewalque, 1897; Bourguignon, 1954).

Les **sables de la Croix Arnold** ou **Arnoldskreuz** (altitude 570 m) sont localisés à 800 m au NW de la croix éponyme (Bourguignon, 1954).

Les **sables de Konzen** (altitude 610 m) ont jadis fait l'objet d'une exploitation et sont localisés en bordure du chemin de Ternell à Konzen. Ce sont des sables grossiers qui contiennent des cailloux roulés de quartz laiteux et des galets de quartzite et de grès micacé très altérés. Ils passent ensuite à un gravier. Plus bas, les sables et les graviers sont agglomérés pour former un grès tendre à ciment de limonite. Certains blocs de grès montrent une stratification entrecroisée (Fourmarier, 1920; Bourguignon, 1954). Une coupe dans ces sables (hauteur 1,5 m) a permis à Bourguignon (1954) de faire les observations suivantes:

- limon jaunâtre contenant de petits galets de quartz blanc et des blocs de quartzite.
- sable avec zones graveleuses à galets dressés et contours capricieux; quelques blocs de grès limoniteux et galets volumineux de quartzite altéré.
- argile grise ou blanchâtre enrobant des blocs de quartzite et phyllade.

Les **sables de Porfays, de la Croix Arnod/Arnoldskreuz et de Konzen** seraient d'origine marine et d'âge oligocène (Chattien) par analogie pétrographique et minéralogique avec les sables de la Formation de Bonnelles (Bourguignon, 1954; Demoulin, 1987). Par conséquent, ils appartiennent aux groupes de sables marins tertiaires déjà observés sur les cartes de Harzé-La Gleize (Lamberty *et al.*, ss presse a), Louveigné-Spa (Marion *et al.*, ss presse a) et Sart-Xhoffraix (Marion *et al.*, ss presse b).

Tous ces dépôts de sable marin (côtier) tertiaire (Demoulin, 1987) forment une zone d'affleurement 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'étaleraient depuis Konzen jusqu'à la terminaison occidentale de la crête, à l'ouest de la localité de Desnié sur la carte Louveigné-Spa (de Magnée et Macar, 1936; Bourguignon, 1954). Ce lambeau marqué par un replat topographique, bien observable entre Solwaster et Spa, correspondrait à une ligne de rivage lors de la transgression oligocène (Demoulin, 1987).

Epaisseur : variable.

Affleurements représentatifs : anciennes sablières abandonnées , entre Imgenbroicher Venn et Schennskul (Lambert x280128-y143487 et x280164-y143337).

Pour en savoir plus :

Alexandre et Thorez (1995)

Anten (1928)

Bless *et al.* (1990a)

Demoulin (ed.) (1995a, 2018)

Dewalque (1888, 1898 a et b)

Macar et Alexandre (1960)

Grès “tertiaire”

Des blocs de grès blancs/microconglomérat/conglomérat ont été observés sur le plateau des Hautes Fagnes, notamment à l’est de Arnoldskreuz/ Croix Arnold. Ils seraient d’âge tertiaire.

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

Dans les environs de la Brackkopf, dans le lit de la Vesdre (altitude 540 m) et du Steinbach (altitude 525 m), Renier (1936) a observé des blocs plurimétriques arrondis, et souvent friables, de grès blanc. Ces blocs peuvent être compacts, à grain fin, finement pointillés de noir, avec petits cailloux bien roulés, mais épars ou ils peuvent être grossiers, graveleux, denses ou incomplètement cimentés (Renier, 1936). Ils sont de même nature que les sables oligocènes des Hautes-Fagnes d’où ils sont probablement issus, ils auraient été cimentés par un ciment siliceux. Par conséquent, ces blocs sont soit des sables marins oligocènes ou des roches provenant du remaniement de ces sables par des agents continentaux. Ils seraient d’âge cénozoïque (de Magnée et Macar, 1936; Renier, 1936).

Affleurements représentatifs: le long d'une route forestière, entre Arnoldskreuz et Schennskul, et notamment au point x279813-y143448 (Lambert 72).

Pour en savoir plus:

Bless *et al.* (1990a)

Demoulin (ed.) (1995a, 2018)

Ledoux (1911)

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. 6). Une synthèse consacrée à ces dépôts est fournie par Schumacker et Noirfalise (1979) et par Wastiaux (2002) et, la bibliographie afférente à leur histoire, est disponible dans Bless *et al.* (1990a). Les dépôts de tourbe les plus anciens ont été datés par $14C\ 12\ 170 \pm 90$ 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, soit après la fin de la dernière glaciation. 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 et du modèle numérique de terrain «Hillshade 2013-2014» qui est disponible depuis 2015 sur le site «WalOnMap» du SPW.

Affleurements représentatifs: Brackvenn, Konnersven

Pour en savoir plus:

Bastin *et al.* (1974)

Damblon et Bastin (1986)

Demoulin (ed.) (1995a, 2018)

Juvigné et Pissart (1979)

Pissart (1974)

Renier (1947)

Van Oye et Florschütz (1945)

Woilard (1975)

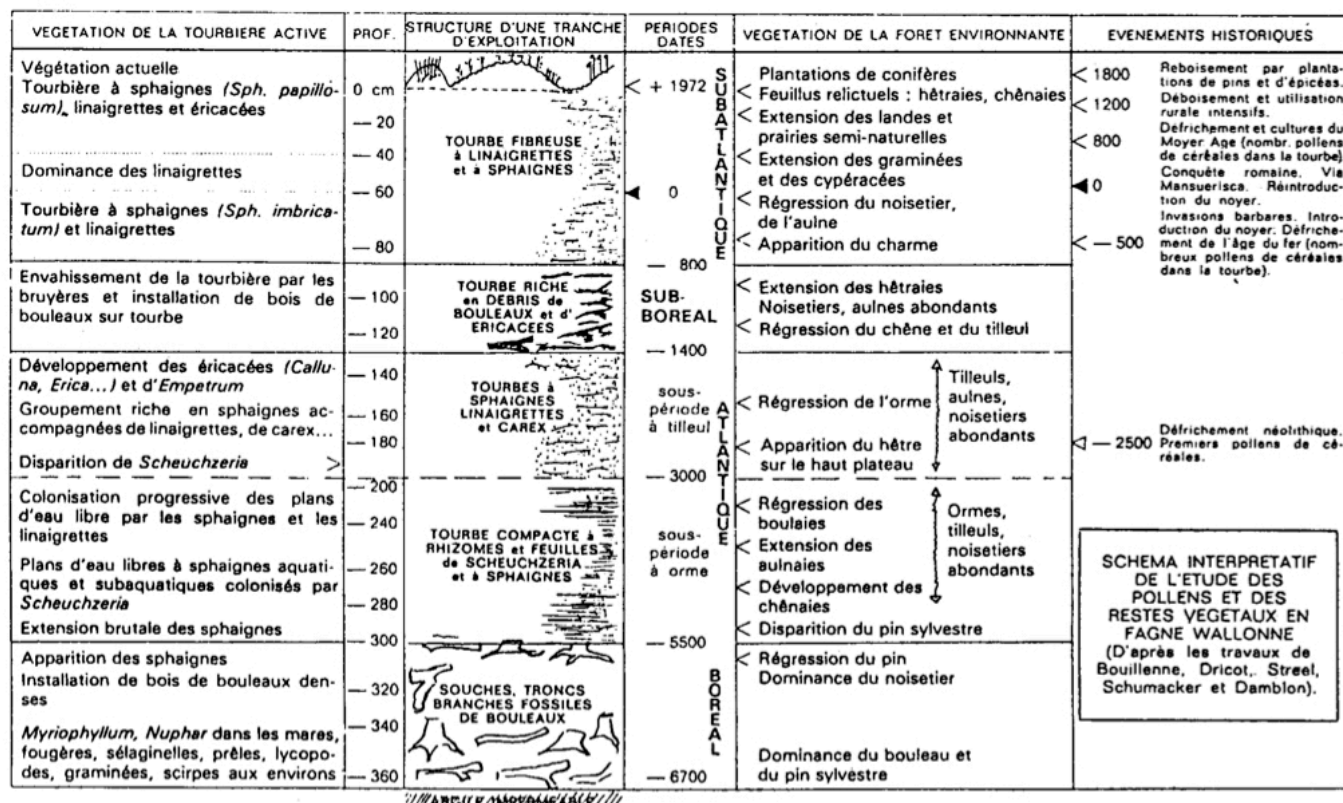


Figure 6: influence des changements climatiques sur le développement des tourbières durant l'Holocène (in Bless et al., 1990a, d'après Schumacker et Noifalaise, 1979).

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 la notice explicative de la carte pédologique (Pahaut, 1961). 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** se 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'accumulation des dépôts qui les constituent.

Les morphologies périglaciaires sont illustrées par des **lithales** soit subcirculaires, soit très allongés (fig. 7), selon qu'ils se sont situés sur des pentes inférieures à 2,4% pour les premiers ou, sur des pentes comprises entre 3 et 6% pour les seconds (Juvigné *et al.*, 2015; Marion *et al.*, 2017 ; Ghiette et Juvigné, 2017). Ils constituent des champs de dépressions, parfois fermées et palustres, parfois ouvertes, entourées d'un rempart (fig. 8). 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 ; Pissart et Juvigné, 1980, Pissart, 2014).

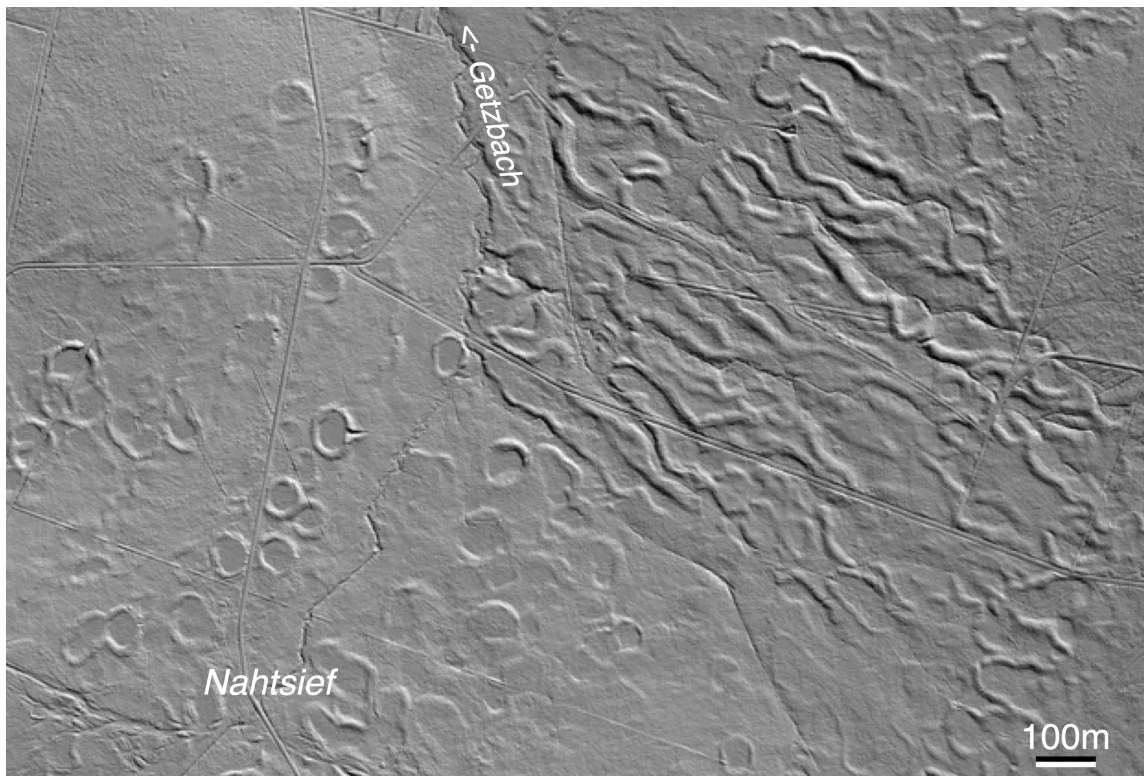


Fig. 7. Les 2 formes de lithales généralement observées (Brackvenn) : subcirculaires ou allongées selon les pentes (JM Marion, cette notice. Source : SPW/WalOnMap : MNT 2013-2014 Hillshade).

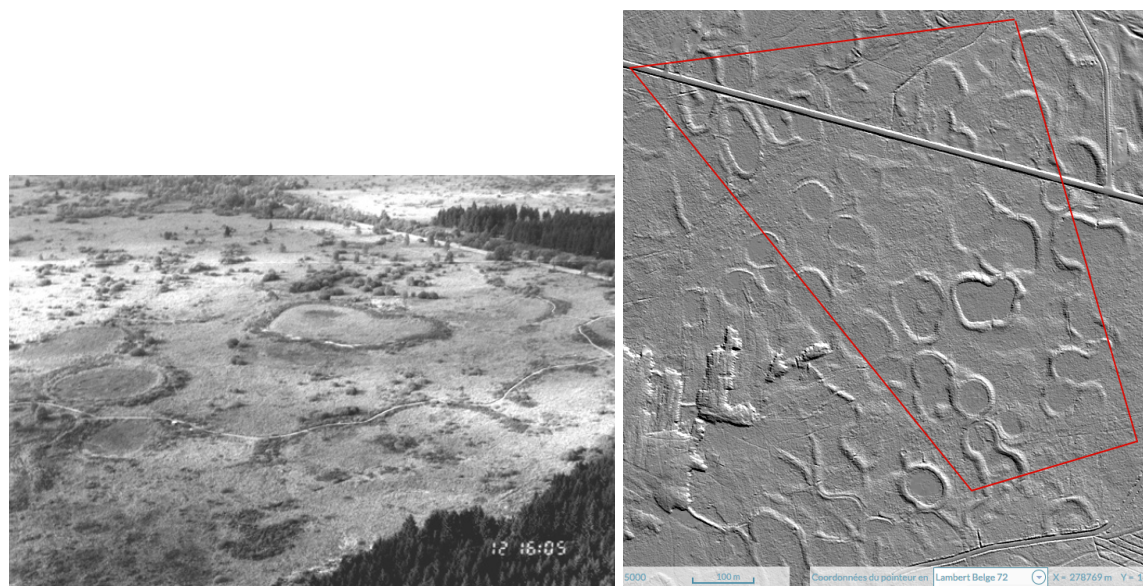


Figure 8 : photo de gauche : illustration de lithalses en photographies aériennes (Pissart , 10/1999) ; photo de droite : même secteur (rouge) vu par le LDAR (JM Marion, [cette notice](#). Source : [SPW/WalOnMap : MNT 2013-2014 Hillshade](#)).

Selon Pissart (2000 a et b), ces « viviers » présentent des formes diverses qui peuvent être expliquées comme des restes de lithalses isolées, de lithalses allongées et de plateaux lithalsiques. La glace qui a constitué ces morphologies est de la glace de ségrégation qui s'est formée non seulement sous le pergélisol mais aussi, au-dessus de celui-ci (glace d'accroissement). Le processus de formation des lithalses indique qu'elles sont apparues dans la zone de pergélisol discontinu (figs 9 a et b). L'absence de tourbe lors de leur croissance implique une température moyenne annuelle de l'ordre de -5 à -6°C , selon un modèle donné par Seppälä (1988). L'auteur a fait réaliser des tranchées au travers de remparts de viviers (fig. 9c). Les indications stratigraphiques résultant de mesures ^{14}C , de l'étude des poussières volcaniques (Juvigné, 1983, 1993) et de recherches palynologiques établissent que ces lithalses sont apparues pendant le Dernier Dryas (Isarin et Bohncke, 1999).

Des formes identiques aux viviers des Hautes Fagnes ont été observées en Hudsonie. Elles résultent de la fusion de lithalses qui existent dans cette partie du Canada où les étés sont frais et le pergélisol discontinu (température moyenne annuelle entre -4° et -6°C ; température du mois le plus chaud entre $+9^{\circ}$ et $+11,5^{\circ}\text{C}$). Comme ces deux conditions se présentent seulement dans des territoires peu étendus, les lithalses actuelles sont rares et seulement connues en Hudsonie et en Laponie. Des traces de lithalses apparues au Dernier Dryas sont seulement connues, en Irlande, au Pays de Galles et dans les Hautes Fagnes. Des formes fossiles comparables, mais plus anciennes, existent dans l'est de l'Angleterre et probablement au Pays-

Bas. Des formes fossiles holocènes ont été décrites en Laponie. La distribution des formes apparues au Dernier Dryas s'accorde bien avec la reconstitution paléoclimatique d'Isarin (1997a et b) qui explique pourquoi les formes fossiles n'existent que dans les Iles Britanniques ainsi que dans les Ardennes belges, et pas ailleurs.

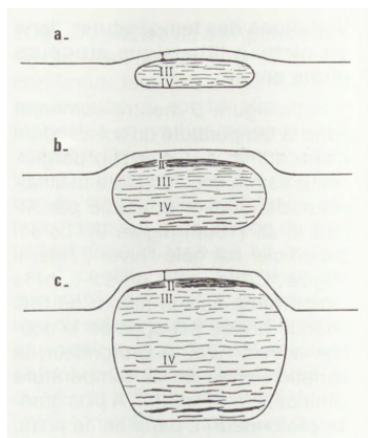


Figure 7. Trois stades de croissance d'un plateau lithalsique en relation avec le développement d'un pergélisol (d'après Allard et al., 1996, mais modifié parce que nous ne croyons pas à la continuité des lentilles de glace). Les conditions d'apparition des lithalses des Hautes Fagnes ont été différentes de celles du plateau lithalsique décrit par Allard et al., car celui-ci s'est formé à la suite de l'émergence de formations silteuses marines, tandis que dans les Hautes Fagnes les formes sont apparues à la suite d'un refroidissement climatique, comme nous le verrons dans un prochain article.

Notre ignorance porte spécialement sur les premiers stades de croissance des lithalses. Il est possible que, au début, une croissance latérale des formes en soulèvement se produise. Une coupe réalisée dans le mur d'un vivier de la Konnerzvenn a montré qu'un tel phénomène s'est bien produit pour ce rempart au moins sur quelques mètres. Les divisions cryostratigraphiques, en chiffres romains, correspondant au contenu variable de glace des différentes couches, sont directement reprises de l'article déjà cité de Allard et al., 1996 (voir figure 5).

Figure 9 a. Les étapes de croissance d'un plateau de lithalse, en relation avec le développement du permafrost (in Pissart, 1999a, p.80 : <http://hdl.handle.net/2268/210336>).

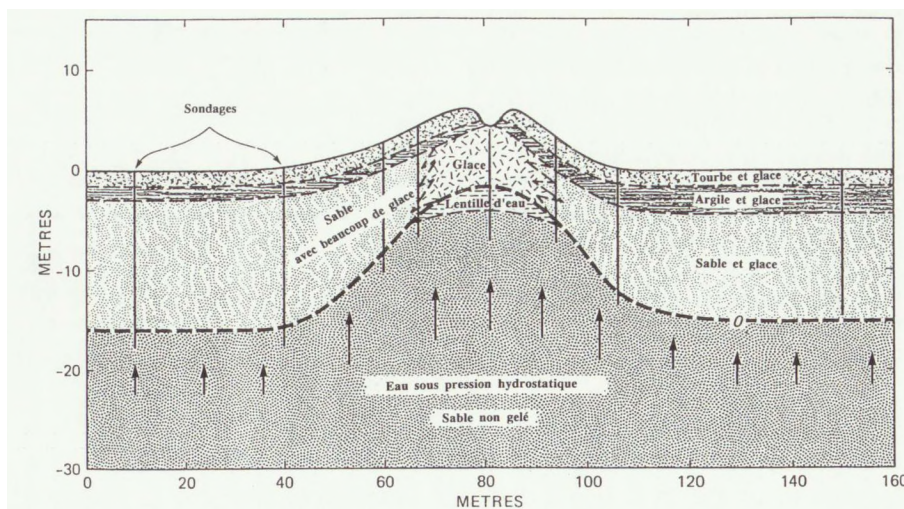


Figure 1. Coupe transversale au travers un pingo en croissance du Delta de Mackenzie. L'eau est injectée sous la lentille de glace depuis une poche de sédiments sableux en cours d'engel (Mackay, 1988). Cette eau gèle ensuite en donnant de la glace dite d'injection. L'injection se fait sous le pingo en croissance parce que le pergélisol y est plus mince et aussi parce que la glace se déforme plus facilement que le sol gelé.

Figure 9 b. (in Pissart, 1999a, p.75: <http://hdl.handle.net/2268/210336>)

Les figures 10 et 11, a et b représentent les zones d'occurrence des lithalses sur la présente carte, telles que ces formes sont soulignées par le modèle numérique de terrain « MNT 2013-2014 Hillshade » élaboré sur base d'une campagne de mesures aéroportées LIDAR (site WalOnMap du SPW).

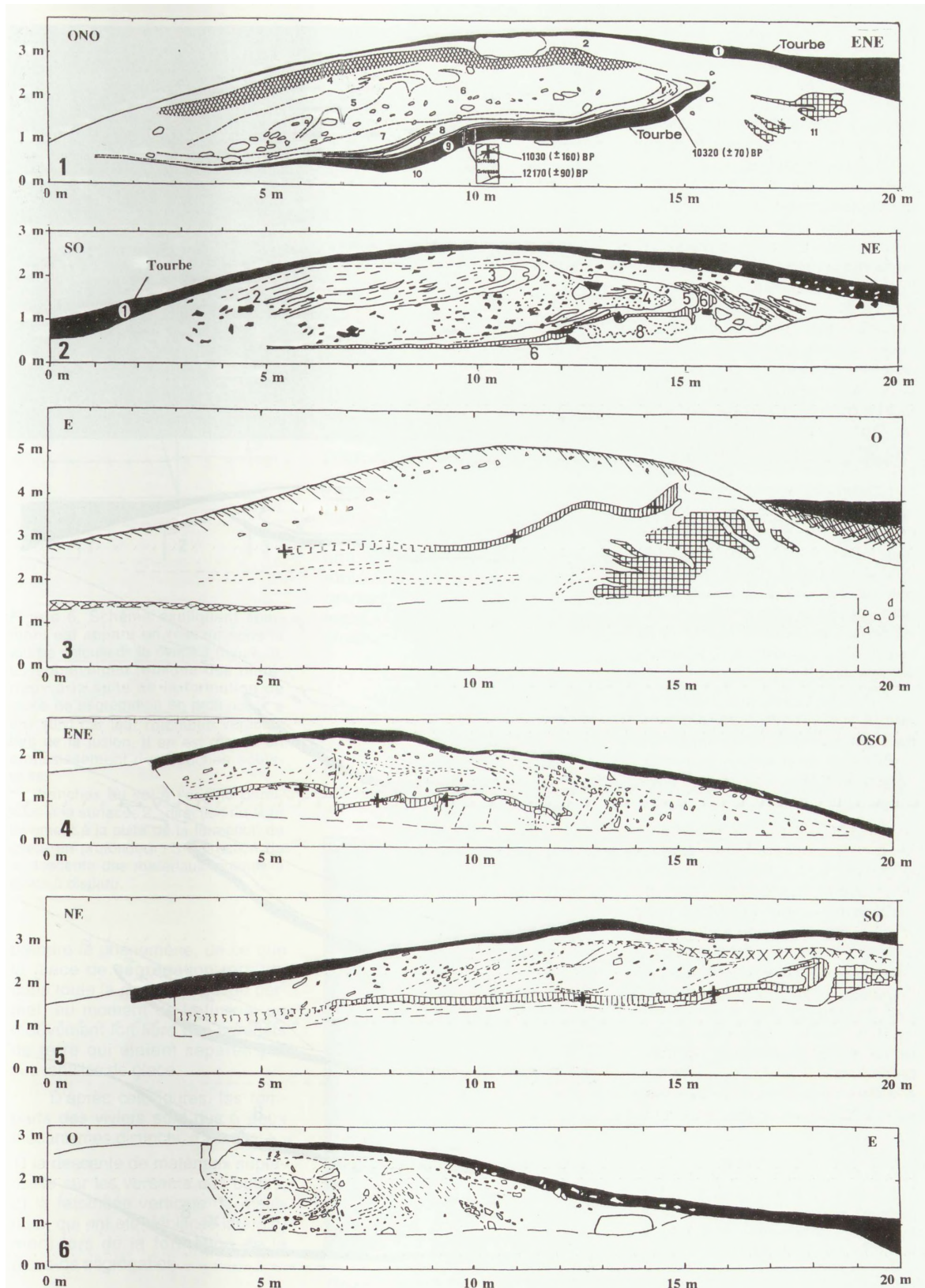


Figure 3. Dessin des coupes 1 à 6. Celles-ci montrent toutes un retournement des couches. Les flèches et les croix indiquent les endroits où un pourcentage très élevé des poussières volcaniques du Laacher See a été trouvé par E. Juvigné. La localisation des coupes est donnée sur la figure 2. La numérotation qui renvoie à ces coupes se trouve à gauche de chaque dessin.

Figure 9 c. (in Pissart, 1999c, p.101: <http://hdl.handle.net/2268/210336>)

D'autres formes héritées des climats périglaciaires, particulièrement abondantes dans les vallées fagnardes et leurs vallons affluents, sont communément appelées *pierriers* ou *coulées pierreuses*. Elles sont constituées d'importantes accumulations de blocs dont il n'est pas rare que leur volume individuel atteigne le mètre-cube. Elles sont particulièrement bien décrites et expliquées par E. Juvigné sur le lien suivant : <http://www.amisdelafrage.be/HF/HFGeologie/HFNatExGeolPierGen.htm>. Nous reproduisons ci-dessous l'introduction de cette présentation.. Toutefois, en principe, le terme *pierrier* désigne une accumulation de blocs qui émerge du sol. Par contre, l'expression *coulée pierreuse* désigne un processus dynamique qui est en réalité une coulée boueuse très riche en blocs, parmi lesquels plusieurs d'entre eux finissent par se retrouver en surface sous l'action de divers facteurs évoqués plus loin. Dans le texte qui suit nous respecterons cette nuance entre *pierrier* et *coulée pierreuse*.

La plupart des *pierriers* recensés par les Amis de la Fagne dans les Hautes Fagnes se trouvent dans divers sites : sur un versant, au pied d'un versant, dans des fonds de vallées où ils sont étirés parfois sur plusieurs centaines de mètres de longueur (fig. 12). En général, les blocs ne sont pas jointifs, si bien que les pierriers sont très souvent colonisés par de la végétation, et notamment par des plantes basses (herbacées, fougères, myrtilles,...) qui en été, dissimulent véritablement les pierriers.

Le problème est ici de comprendre comment ces blocs se sont accumulés en pierriers.

- Stamm (1912) puis Guillaume (1924b) les considéraient comme des dépôts morainiques remaniés, mais on sait aujourd'hui que ni le plateau des Hautes Fagnes, ni les vallées périphériques n'ont porté de glacier, même au moment des paroxysmes glaciaires du Quaternaire.

- Renier (1934) les attribuait à l'action de l'homme qui aurait déplacé les pierres en bordure de parcelles agricoles.

Ces explications sont aujourd'hui obsolètes. Fourmarier (1923, 1933, 1945) a le premier émis l'hypothèse que ces accumulations se sont faites sous des climats de type périglaciaire et invoque notamment l'action de la solifluxion. Au terme d'une étude sédimentologique de plusieurs pierriers des Hautes Fagnes, Pissart (1953) a conforté définitivement cette interprétation » (lire la suite sur le lien ci-dessus).

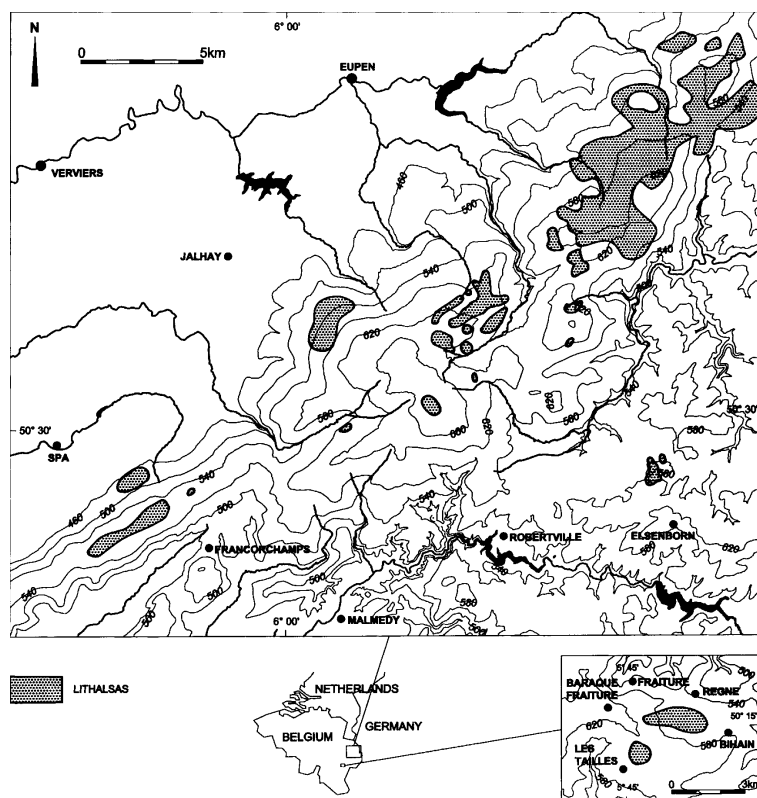


Figure 10 : localisation des principales occurrences de lithalses reconnues en Belgique sur base de l'examen des photographies aériennes (d'après Wastiaux *et al.*, 1999 ; illustré fig. 11b). La mise à disposition publique, en 2015, du modèle numérique de terrain « MNT 2013-2014 Hillshade », élaboré sur base du campagne de mesures LIDAR, a permis la découverte d'autres champs de lithalses et leur cartographie a été précisée.

Pour en savoir plus:

Alexandre et Thorez (1995)

Demoulin (ed.) (1995a, 2018)

Demoulin *et al.* (2012, 2018)

Juvigné (1976)

Juvigné et Pissart (1979)

Juvigné *et al.* (2015)

Macar (1954)

Marion *et al.* (2017)

Pissart (1953, 1965, 1974, 1983, 1987, 1995b, 1999 a et b et 2014)

Pissart *et al.* (1972, 1998)

Seppälä (1972, 1986, 1988, 1994)

Rasmussen *et al.* (2014)

Renier (1947)

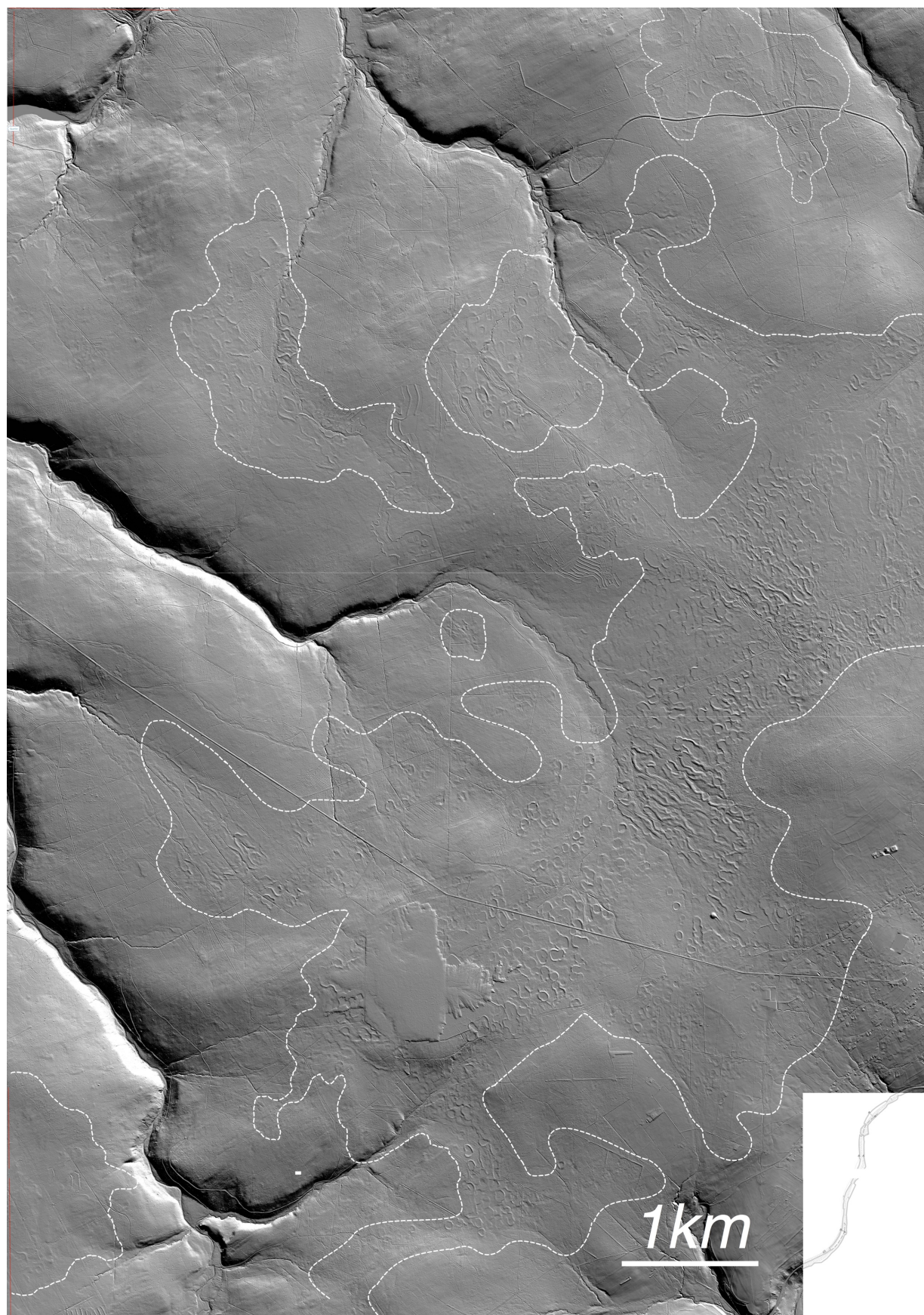


Figure 11a. Les lithales périglaciaires typiques révélés par le modèle numérique de terrain « MNT 2013-2014 Hillshade », sur la planche Reinartzhof : Königliches Torfmoor, Brackvenn, Imgenbroichen Venn, etc. (JM Marion 2017, cette notice. Source : SPW/WalOnMap).

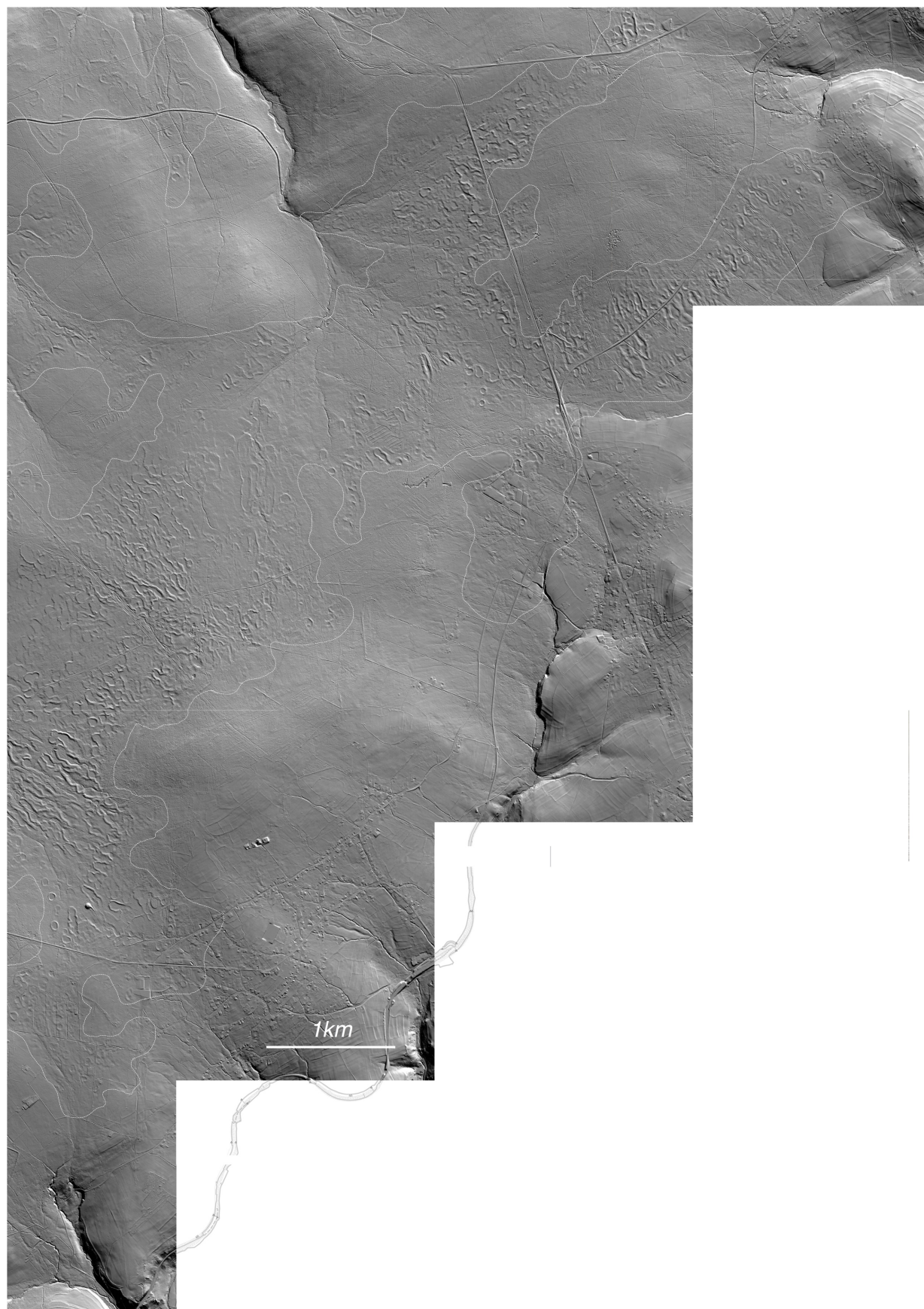


Figure 11b.. Les lithalses périglaciaires typiques révélés par le modèle numérique de terrain «MNT 2013-2014 Hillshade», sur la planche Hoscheit (JM Marion 2017, cette notice. Source : SPW/WalOnMap).

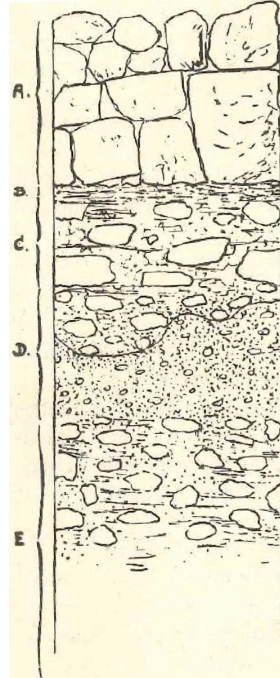


Figure 12 : exemple de coupe d'une coulée pierreuse : la vallée de la Statte (altitude 515 m), sur la carte Sart-Xhoffraix (Lamberty *et al.*, ss presse). A. Blocs de quartzite altéré enchevêtrés sans interposition de terre végétale, 1m. B. Terre de bruyère. Epaisseur, 0,10m. C. Blocs anguleux englobés 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, silex résiduels 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 notamment à des variations climatiques, etc.).

Pour en savoir plus :

Alexandre-Pyre et Kuper (1976)

Cornet (1995)

Demoulin (ed.) (1995, 2018)

Juvigné (1976)

Laurant (1976)

Macar (1954, 1976)

Pissart (ed.) (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 (MNT 2013-2014 Hillshade) généré par la campagne de mesures LIDAR et mis à la disposition des chercheurs et du public par le Service public de Wallonie sur son application WalOnMap.

Pour en savoir plus :

Cornet (1995)

Demoulin (ed.) (1995, 2018)

Juvigné (1976)

Petit (1995)

Pissart (ed.) (1976)

Roches intrusives et métamorphiques

3.1. Roches intrusives

Sur la présente carte, les roches intrusives affleurent dans les vallées de la Helle et du Getzbach. Lors de nos levés, nous avons uniquement pu observer la plus connue des deux, à savoir la **Tonalite de la Helle**

Cette tonalite (fig. 12) affleure dans le lit de la rivière éponyme, à l'amont de sa confluence avec le ruisseau de Petit Bonheur et dans la berge de ce dernier, ainsi que dans le

massif du Herzogenhügel. Les affleurements s'étendent dans une direction ENE-WSW, sur une largeur de +/- 220 m et une longueur de +/- 1 km. Elle est de couleur clair et sillonnée de nombreux filons de quartz pouvant atteindre 20 cm d'épaisseur.

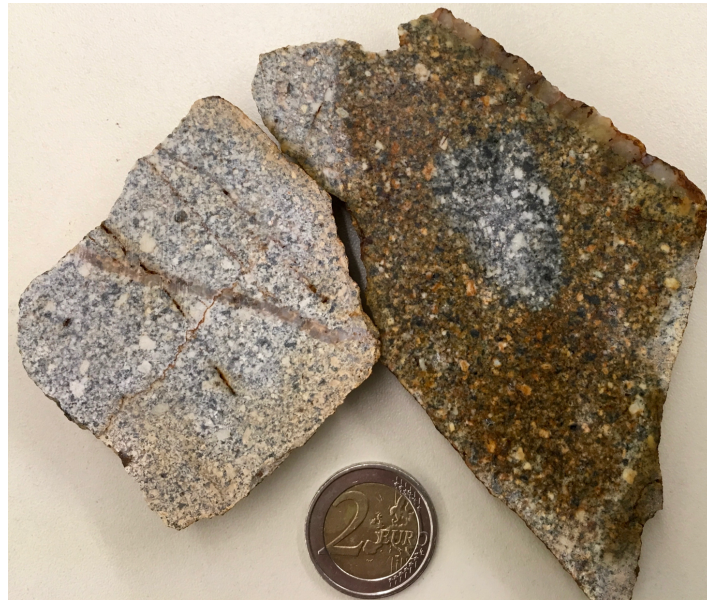


Figure 12 : la tonalite de la Helle (cliché JM Marion, cette notice).

Cette intrusion magmatique de type « sill » est entourée d'une auréole pluri-hectométrique reflétant un métamorphisme de contact qui se traduit par la présence d'une fine cornéenne (moins de 1 m) suivie de schistes tachetés appartenant au sommet de la Formation de La Venne et, probablement aussi, à la base de la Formation de La Gleize.

Appelée initialement granite par Von Lassaux (1884) et Dannenberg et Holzapfel (1898), puis tonalite (Ronchesne, 1930), cette intrusion affiche cependant une composition pétrographique variable (Van Wambeke, 1956a, Weis *et al.*, 1980, Dejonghe et Melchior, 1996) qui a permis d'identifier les termes suivants : diorite, monzodiorite, quartz diorite, granodiorite et quartz granodiorite (Dejonghe, 2003). La minéralisation associée à cette intrusion montre de nombreuses ressemblances avec les « porphyry copper » (Van Wambeke, 1953, 1955, 1956b).

Age : les roches intrusives du Massif de Stavelot seraient d'âge pré-dévonien (Geukens, 1976) et, plus précisément, auraient un âge de 381 (+/- 16) Ma, sur base d'une étude géochronologique (ratios isotopiques U-Pb des zircon) réalisée par Kramm et Buhl (1985).

Utilisation : la tonalite de Helle a fait l'objet d'une tentative d'exploitation (Ronchesne, 1930), mais la petite taille de cette intrusion associée aux faibles teneurs en Cu et Mo en ont considérablement réduit l'intérêt minier (Dejonghe, 2003).

Affleurements représentatifs : vallée de la Helle, juste à l'amont des confluences avec les ruisseaux de Petit Bonheur et de Sporbach (Lambert 72 : x275400 y138990 ; 50°32'53,50'' - 06°08'17,36'')

Pour en savoir plus :

Corin (1930b, 1965)

Dannenberg et Holzapel (1898)

Denaeyer et Mortelmans (1954)

Geukens (1976)

Michot (1930)

Ronchesne (1931)

Scherpp (1959)

Schreyer et Abraham (1979)

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 rhodochrosite 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.*, 1985).

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).

Sous l'influence du métamorphisme varisque, les schistes rouges de la Formation de Marteau 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).

La tonalite de la Helle a également induit un métamorphisme qui s'est superposé au dynamo-métamorphisme, il est caractérisé par une température de 320-360°C et une pression maximum de $3,5 \pm 1$ kb (Kramm, 1982 ; Kramm *et al.*, 1985a).

Pour en savoir plus :

Baijot *et al.* (2011)

Corin (1930a)

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)

Schreyer et Abraham (1979)

Van Wambeke (1958)

4. Géologie structurale – Tectonique

La région cartographiée comprend le Massif de Stavelot et le bord occidental du Synclinorium de Neufchâteau – Vilz - Eifel. Les roches cambro-ordoviciennes ont été déformées lors des orogènes calédonienne et varisque, tandis que les roches dévoniennes n'ont subi que la seconde orogène. La discordance entre les roches cambro-ordoviciennes et dévoniennes est généralement soulignée par un conglomérat (Membre de Quareux) qui constitue la base de la Formation de Marteau. L'orogène calédonienne a engendré des plis de direction E-W à pendage sud qui ont été partiellement repris par la tectonique hercynienne (ou varisque) de direction SW-NE. Cette dernière a provoqué la formation de plis de direction SW-NE à pendage sud-est (Lohest et Forir, 1899 ; Fransolet *et al.*, 1977 ; Bless *et al.*, 1990a). Sur le territoire de la carte, seuls quelques tronçons des vallées de la Helle, du Getzbach, du Steinbach et de la Vesdre (Weser) illustrent le style tectonique des formations cambriennes (fig. 13) dessinés notamment par Van Wambeke (1954) Les plis calédoniens d'orientation E-W peuvent être facilement observés dans les roches ordoviciennes de la vallée de la Lienne et de la Salm, c'est-à-dire dans la partie méridionale du massif, où ils forment des plis isoclinaux à vergence nord (Lohest et Forir, 1899 ; Fransolet *et al.*, 1977 ; Geukens, 1984).

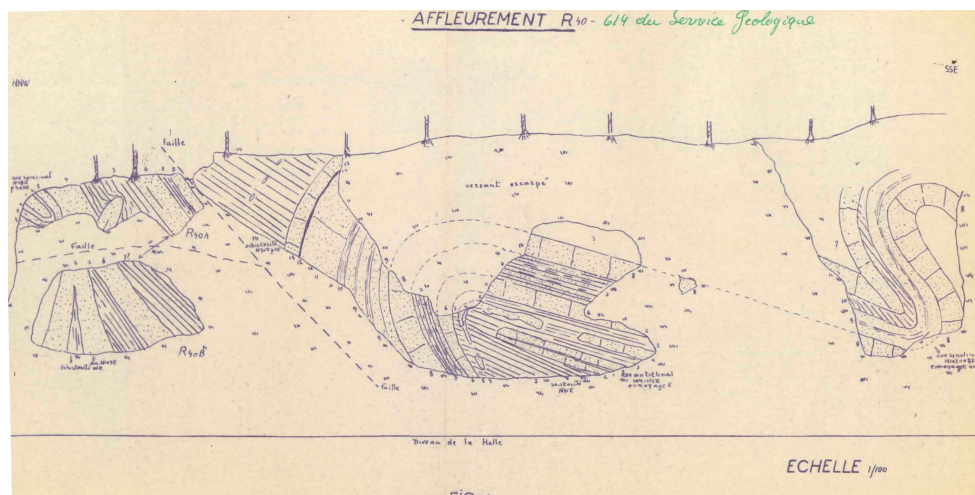


Figure 13: allure des plis affectant la Formation de La Venne dans la vallée de la Helle, au sud de Ternell (Van Wambeke, 1956).

La région cartographiée est principalement occupée par un large anticlinal plissé et faillé composé par les quartzites de la Formation de La Venne. Cet anticlinal est compris entre les synclinaux salmiens de Rötgen au nord et de Mon Bijou-Difflot ou Xhoffraix au sud.

D'après Laloux *et al.* (2000), le coin NW de la carte est situé au SE de la faille de charriage d'Eupen (Eupener Überschiebung) dont la pente sud affiche des valeurs de l'ordre de 10 à 40° (Geukens, 1984, 1986). La faille d'Eupen met en contact anormal les terrains cambriens du Massif de Stavelot (formations de La Venne et de La Gleize) sur leur couverture ordovicienne (Fm. de Jalhay) et dévonienne (Fm. de Marteau). L'unité charriée correspond, à grande échelle, à la partie frontale d'un grand anticlinal déversé vers le NW. Les couches sont intensément déformées en plis aigus à isoclinaux, de toutes dimensions avec de nombreuses fractures. Dans leur majorité, ces plis sont déversés vers le nord. Cette portion de la carte appartient à l'extrémité SW d'une demi-fenêtre tectonique correspondant à une ondulation de la faille d'Eupen, dans laquelle affleurent des couches appartenant aux formations de La Venne, de La Gleize et de Jalhay, et qui a été représentée sur la carte Petergensfeld – Raeren (Laloux *et al.*, 2000). Les auteurs allemands (Knapp, 1980, Walter *et al.*, 1985, Ribbert, 1992) ou Van Wambeke (1997) y voient une combinaison entre des failles normales et des failles de chevauchement différentes de la faille d'Eupen qui reste limitée à sa branche nord, dénommée originellement faille de Lensbach (Geukens et Van Wambeke, 1955).

Schistosité.

La schistosité développée dans les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot aurait un âge hercynien (ou varisque), excepté peut-être dans la partie méridionale de celui-ci, 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).

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

Signalons, outre les failles, le soulèvement relatif du Massif de Stavelot, illustré par la répartition des dépôts crétacés. C'est un phénomène plus récent (post Rupélien) qui est lié au soulèvement général de l'Ardenne durant le Pliocène. Cette zone est encore active actuellement comme l'illustre la comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1990) par Pissart et Lambot (1990). Le soulèvement actuel du Massif de Stavelot est de l'ordre de 1,5mm/an, ce qui très comparable au soulèvement des Alpes (Lamberty *et al.*, 2016).

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 (ECS, fig. 14).

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.

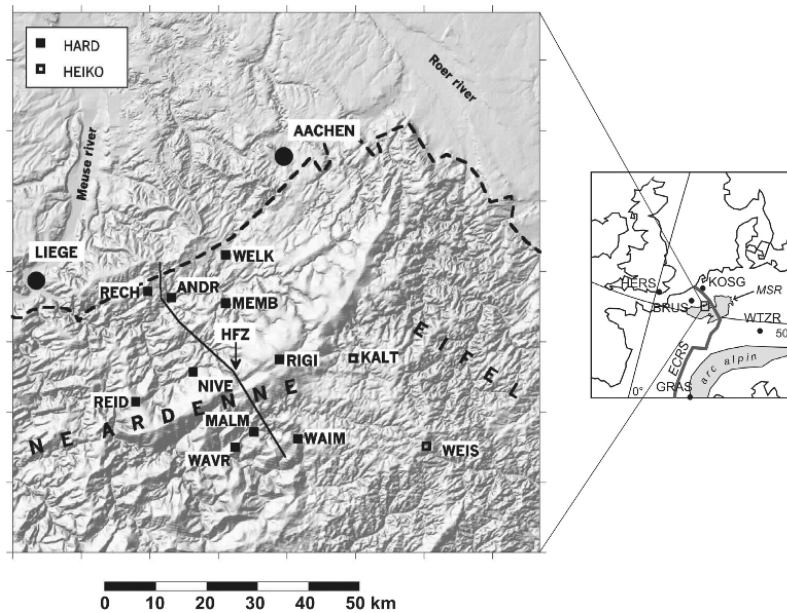


Figure 14. Le réseau GPS HARD en Ardenne NE et les stations HEIKO d'Eifel occidentale intégrées au traitement du réseau HARD. Le trait tireté délimite le massif paléozoïque d'Ardenne-Eifel (HFZ: zone faillée de Hockai). A droite, localisation des stations IGS incluses dans le calcul des solutions (MSR: 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. 14). 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.

Des données récentes montrent cependant un taux de soulèvement actuellement très élevé pour la partie NE du Massif de Stavelot (GDRNW, Martin Salamon com. pers., cf. fig. 15).



Figure 15. Le taux de soulèvement actuel élevé (1,5 mm/an, soit l'équivalent des mesures alpines) qui affecte la zone NE du massif de Stavelot (M. Salamon, com. pers., Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen,).

Pour en savoir plus :

Demoulin (ed.) (1995, 2018)

Demoulin et Ek (1995)

Demoulin et Hallot (2009)

Demoulin *et al.* (2000, 2012)

Fielitz et Mansy (1999)

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

Goemaere *et al.* (2015)

Laloux *et al.* (1996)

Marion *et al.* (ss presse b)

Pingot (ss presse, Elsenborn-Langert)

5. Ressources du sous-sol et exploitations

5.1. Hydrogéologie (repris de Gilson *et al.*, 2015)

Les unités hydrogéologiques définies sur la carte Reinartzhof- Hoscheit sont décrites ci-dessous dans l'ordre stratigraphique. Elles sont reprises de manière synthétique en fin de chapitre (tableau IV.1).

La classification des formations géologiques en unités hydrogéologiques de la présente carte diffère légèrement de la carte voisine, Petergensfeld-Lammerdorf 43/3-4 (Ruthy & Dassargues, 2009). Des nuances ont été apportées aux unités hydrogéologiques précédemment définies, permettant de mieux préciser le contexte hydrogéologique de la région. Par exemple, une zone définie en tant qu'aquiclude est maintenant définie en termes d'aquiclude à niveaux aquifères. Un autre exemple: un aquitard à niveaux aquifères devient un aquiclude à niveaux aquifères. Ces modifications, minimes, concernent essentiellement le Massif de Stavelot mais également quelques unités hydrogéologiques du Dévonien inférieur.

5.1.1. Unités hydrogéologiques du Cambro-Silurien

Les unités hydrogéologiques du socle cambro-silurien de la carte Reinartzhof – Hoscheit appartiennent toutes au Massif de Stavelot. Trois unités sont distinguées.

Aquiclude à niveaux aquifères du socle cambro-silurien

Cette unité hydrogéologique couvre 90 % de la superficie de la carte Reinartzhof-Hoscheit. Elle est constituée de la Formation de la Venne-Coo (Rv3-4) caractérisée par une lithologie hétérogène (schistes et quartzites). Les bancs de quartzites, surtout lorsqu'ils sont faillés, facilitent l'écoulement de l'eau par rapport aux horizons phylladeux nettement moins perméables. Les couches quartzitiques constituent donc des niveaux aquifères dans cette masse globalement aquiclude.

Aquiclude à niveaux aquitards du socle cambro-silurien

Affleurant en divers endroits, la Formation de la Gleize (Rv5) couvre 6% de la carte Reinartzhof-Hoscheit. Cette formation géologique regroupe une succession verticale de couches de phyllades pures ou bien mélangées avec des quartzophyllades. Puisque les phyllades sont le principal constituant de cette formation, la caractéristique hydrodynamique globale de cette unité est peu favorable à l'écoulement. Les quartzophyllades fracturées, facilitant le mouvement de l'eau, constituent des niveaux aquitards.

Aquitard à niveaux aquifères du socle cambro-silurien

Le Salmien inférieur (Sm1), unique formation géologique de cette unité hydrogéologique, est composé de quartzophyllades, de grès ou bien d'un mélange des deux. Les quartzophyllades, lithologie dominante de cette formation, constituent un environnement moyennement

perméable à l'eau. Cependant, les bancs gréseux peuvent constituer des couches préférentielles d'écoulement. La potentialité globale de cette unité hydrogéologique doit être modérée suite à sa faible étendue sur cette carte. Elle couvre environ 1,5 % de la superficie totale de la zone étudiée.

5.1.2. Unité hydrogéologique du Dévonien inférieur

Aquiclude à niveaux aquifères du Dévonien inférieur

Le Lochkovien (anciennement appelé Gedinnien) est composé de différentes lithologies aux caractéristiques hydrodynamiques contrastées. Les schistes prédominants dans cette formation constituent la masse aquiclude de l'unité hydrogéologique. Néanmoins, les zones gréseuses ou de poudingue, plus perméables, constituent des niveaux aquifères non négligeables. La faible étendue de cette unité hydrogéologique (0,7 % de la superficie totale de la zone) modère les potentialités aquifères.

5.1.3. Unités hydrogéologiques du Mésozoïque et du Cénozoïque

Des unités hydrogéologiques du Méso-Cénozoïque, seules les alluvions sont tracées sur la carte principale du poster (1/25.000). Les autres unités n'ont pas été cartographiées par manque d'informations précises sur leur extension (dépôts épars) ou, à l'inverse, parce qu'elles s'étendent sur une grande surface (les dessiner masquerait les unités du socle).

"Aquifère du Crétacé"

Des restes d'une couverture crayeuse datant du Mésozoïque (Crétacé) sont observés sur le plateau des Hautes-Fagnes. Cependant, de nombreuses imprécisions perdurent sur l'épaisseur de ces dépôts de silex et argiles à silex, très peu perméables, et sur leur extension (dépôts épars). Sur cette carte, ces dépôts résiduels présentent davantage les caractéristiques d'un aquitard, voire d'un aquiclude. Leur rôle hydrogéologique est très négligeable (extension réduite). L'utilisation de l'appellation "Aquifère du Crétacé" répond au souci de cohérence d'employer les termes génériques définis pour la carte hydrogéologique de Wallonie.

Aquifère des sables de remplissage

Sur cette carte, les dépôts sableux ont des capacités aquifères réduites vu leur faible extension et la grande hétérogénéité des matériaux. Ils constituent donc de petites nappes locales et

souvent temporaires. Ils jouent également le rôle de filtres pour les nappes sous-jacentes.

Aquitard limoneux

Les limons, épais de quelques décimètres à quelques mètres, jouent un rôle protecteur lors de l'infiltration des eaux météoriques: infiltration retardée dans le temps et "effet de filtration" (piégeage par des processus physicochimiques en zone partiellement saturée). Cependant, cette couverture limoneuse n'est pas uniforme sur l'ensemble de la carte. Ces dépôts n'ont pas été cartographiés sur la carte hydrogéologique.

Aquifère des tourbes

Les tourbes présentent une porosité très élevée ce qui en fait un réservoir superficiel d'eau souterraine intéressant. Cependant, leur perméabilité est très faible ce qui implique que cette ressource aquifère est difficilement exploitable. La qualité des eaux issues d'un milieu tourbeux est souvent médiocre: eau acide (acides humiques), pauvre en éléments nutritifs.

Aquifère alluvial

Les alluvions modernes sont composées principalement de graviers et de sables offrant des potentialités aquifères intéressantes, si leur extension le permet. L'alimentation directe par les eaux météoriques est faible en raison de la surface négligeable de la plaine alluviale. Ainsi, la majeure partie de l'alimentation de ces nappes vient d'éventuels apports de pied de versants, soit par écoulement hypodermique, soit par le suintement de la nappe du bed-rock lorsque celui-ci est aquifère. On peut supposer également des interactions entre la nappe et la rivière, celle-ci n'étant pas canalisée.

Pour en savoir plus :

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

6.2. Ressources minérales, mines et carrières – matériaux utiles

6.2.1. Introduction

Par le passé, divers matériaux ont été extraits du sous-sol de la région couverte par la planchette Reinartzhof-Hoscheit; c'est notamment le cas du sable et de la tourbe.

Par ailleurs, outre les 2 affleurements de tonalite qui ont fait l'objet d'une exploitation très limitée, ainsi que la carrière ouverte dans les quartzites immédiatement au sud de ceux-ci, deux autres vieilles exploitations abandonnées depuis longtemps ont été repérées sur cette carte. L'une est située à l'aval de la tonalite, en rive gauche de la Helle (E de Brandehaag, Lambert 72 : 271104-140011) et l'autre a été repérée dans la vallée du Getzbach (Lambert 72 : 276788-143674). Lors de nos levés (2016-2017), aucune carrière n'était en activité dans la zone cartographiée. 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 (murs de pierres sèches et empierrement des chemins). 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 « arkoses de Gdoumont »

Les grès grenus de la base du Membre de Waimes n'ont pas été exploités sur le territoire belge de la carte ; par contre, quelques anciennes exploitations abandonnées ont été relevées en territoire allemand (E de Mützenich, E de Konzen et E de Pausenbach) ; elles étaient utilisées pour la fabrication de moellons et de granulats, ainsi que pour l'empierrement.

Les sables

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

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 Torfmoor (fig. 14)**

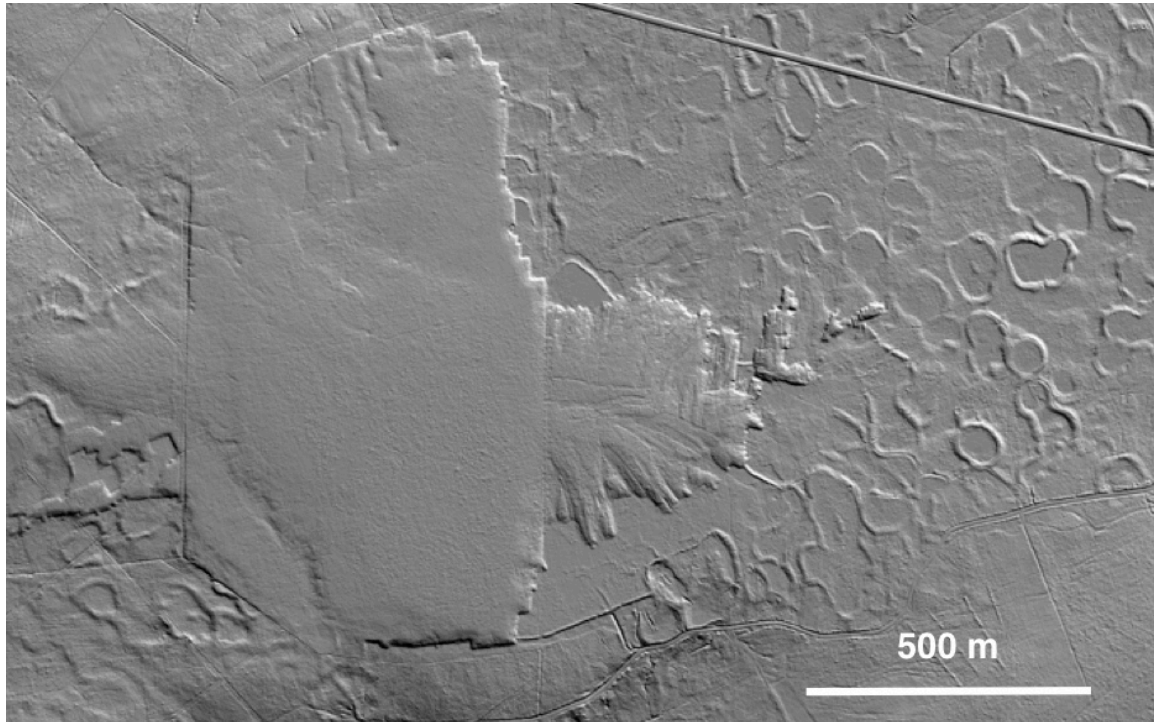


Fig. 14 : la tourbière haute du Königlisches Torfmoor et les lithalses environnants révélés par le modèle numérique de terrain «MNT 2013-2014 Hillshade» (LIDAR), application WaiOnMap du SPW .

6.2.3. Minéralisation particulière

Cristaux de Pyrite

Lors de nos levés, nous avons eu l'occasion d'observer de nombreux cubes de pyrite (FeS_2) de taille plurimillimétrique à centimétrique. Dans certains cas, les cubes de pyrite ont été dissouts et il ne reste plus que leurs empreintes, parfois accompagnées de figures d'étirement. Ces cristaux sont présents aussi bien dans les roches cambro-ordoviciennes que dévoniennes. Ils sont présents en grande quantité dans la zone métamorphique et dans les zones de faille de charriage (cf. Michot, 1930 ; Van Wambeke, 1958 ; Dejonghe, 1983).

Au nord de la Brackkopf, les pyrites sont peu nombreuses, voir absentes, dans les quartzites et phyllades du Cambrien (Renier, 1936).

Les sources ferrugineuses (« pouhons »)

Lors de nos levés, de nombreuses sources et zones ferrugineuses ont été observées. Certaines sont connues depuis longtemps (Pouhon du Grand Bongard, etc.). Nous avons pu remarquer qu'en général, elles sont liées à certaines lithologies (ex. les phyllades de la Formation de La Gleize) et/ou sont conditionnées par la présence d'une faille.

Pour en savoir plus :

Liégeois (1930)

Dimanche et Sterpin (2001)

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 consulter les ouvrages suivants :

Robaszynski et Dupuis (1983)

Richter (1985)

Walter (2010)

Geopfad Ternell: sentier géologique au départ du (passant par le) Centre Nature de Ternell, sur la route reliant Eupen à Mützenich (réalisé par Knapp).

8. Bibliographie

- Ahorner, L., 1983. Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish massif, Central Europe. In Plateau uplift. The Rhenish shield, a case history (K. Fuchs, K. von Gehlen, H. Malzer, H. Mirawski & A. Semmel eds.), Springer, Berlin : 198-221.
- 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.
- Anten, J., 1928. Les sables du plateau de la Baraque Michel. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 51: B294-B296.
- 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 Gdoumont 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. et Geukens, F., 1959. Carte géologique de la Belgique 1/25.000, Feuille Harzé - La Gleize 159. *Institut Géographique Militaire, Bruxelles*.
- 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.
- 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.

- Belanger, I., Delaby, S., Delcambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., Marion, J.-M., Mottequin, B. et Pingot, J.-L., 2012. Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle Carte géologique de Wallonie (Belgique). *Geologica Belgica*, 15/3: 169-175.
- Bellière, J., 1957. Nodules à structure cone-in-cone dans le Cambrien du Massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 80: B264-274.
- 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., Vandeven, 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.
- 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., et Dejonghe, L., 2001a. Lithostratigraphic scale of Belgium. Preface. *Geologica Belgica*, 4: 3-4.
- Bultynck, P., et Dejonghe, L., 2001b. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4: 39-68.

- Camelbeeck, T., 1993. Mécanisme au foyer des tremblements de terre et contraintes tectoniques: le cas de la zone intraplaque belge. *Thèse de doctorat, Louvain-la-Neuve*, 343 p.
- Camelbeeck, T., Vanneste, K. et Alexandre, P., 1999. L'Europe occidentale n'est pas à l'abri d'un grand tremblement de terre. *Ciel et terre*, 115:13-23.
- Carls, P., 1971. Stratigraphische Übereinstimmungen im höchsten Silur und tieferen Unter-Devon zwischen Keltiberien (Spanien) und Bretagne (Frankreich) und das Alter des Grès de Gdumont (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.
- 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.
- 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., 1930a. Le métamorphisme de l'Ardenne. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54: B99-B115.
- Corin, F., 1930b. A propos de la note de P. Michot sur les plagioclases de la roche éruptive de la Helle. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54 : B92-99.
- Corin, F., 1965. Atlas des roches éruptives de Belgique, *Mémoires explicatifs cartes géologiques et minières de Belgique*, 4, 190p.
- Damblon, F. et Bastin, B. 1986. Etude paléoécologique d'une lentille tourbeuse ensevelie dans le rempart d'une palse de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Bulletin de la Société Royale Botanique Belge* **120**: 20–29.
- **Dannenberg, A. et Holzapfel, E., 1898. Die Granite der Gegend von Aachen. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie*, 1-19.**
- 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., 1983. Les minéralisations de la Belgique. *In* : Guides géologiques régionaux : Belgique, Robazynski, F. et Dupuis, C. Edts. *Impr. Masson, Paris*.
- Dejonghe, L., 2003. The Helle igneous rock and associate porphyry copper mineralization (Eastern Belgium) : a summary of the present-day knowledge. *Geologica Belgica*, 6/1-2 : 43-47.
- 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. et Melchior A., 1996. L'intrusion de la Helle (Hautes Fagnes, Belgique) et la minéralisation cupro-molybdénifère associée : synthèse bibliographique, données des sondages et interprétation globale. *Mémoires of the Geological Survey of Belgium*, 41, 94p.
- 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.
- 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., (ed.), 1995a. L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur Albert Pissart. *Département de Géographie Physique et Quaternaire, Université de Liège*.
- Demoulin, A., 1995b. 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., 1995c. L'Ardenne bouge toujours. Néotectonique 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*, 110-135.
- 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. et Ek, C. 1995. La naissance de l'Ardenne des plateaux. Mise en place du massif paléozoïque 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*, 68-93.

- Demoulin A. et 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., Pissart, A., Poty, E., Barchy, L., Marion, J.M. et Chung C.F. (2000). Les glissements de terrain du Pays de Herve. *Convention subsidiée par le Ministère de la Région wallonne*. 146 p.
- Demoulin, A., Campbell, J., De Wulff, A., Muls, A., Jacqmotte, J.-M. et Arnould, R., 2006. Les mouvements tectoniques actuels de l'Ardenne mesurables par GPS? *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 47: 73-85.
- 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 cyclicality. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91, 79-90.
- Demoulin (ed.), 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.
- Denaeyer, M. E. et Mortelmans, G., 1954. Les roches éruptives. In : *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Fourmarier, P. Edt., *Vaillant-Carmanne, Liège*, 747-792.
- Dethier, L.-F., 1801/1802. Essai de carte géologique du Département de l'Ourthe et des environs. *J. L. Wolff Pinx. Spa, 1801. Gravé par L. Jéhotte, à Liège*.
- 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 1801/1802 amendée)*.
- Dewalque, G., 1874. Compte-rendu de la réunion extraordinaire de 1874 tenue à March, du 4 au 6 octobre. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 2 : 78-95.

- 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., 1887. Quelques particularités dans une excursion aux environs de Malmédy. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 14: B164.
- 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 Coquafagne (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.
- 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.
- Dimanche, F. et Sterpin, M., 2001. Les concentrations minérales utiles en milieu fagnards ardennais. *Hautes Fagnes*, 241/1 : 9-14.
- 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.
- 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*). 1^{ère} partie – Terrain ardennais. *Mémoires de l'Académie royale de Belgique, Classe des Sciences*, 20: 1-163.
- Dumont, A., 1855. Carte géologique de la Belgique et des contrées voisines, représentant les terrains qui se trouvent au-dessous du limon hesbayan et du sable campinien. *Imprimerie impériale, Paris*, 1 carte couleurs 69x69 cm.
- 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., 1923. Les prétendus phénomènes glaciaires de la Baraque Michel. *Bulletin, Classe des Sciences, Académie royale belge*, 5 e série, s. IX : 217.
- Fourmarier, P., 1933-34. Observations au sujet des coulées pierreuses du plateau de la Baraque Michel. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 57 : B164-B171.
- Fourmarier, P., 1945. A propos des coulées pierreuses du plateau de la Baraque Michel. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, LXVIII.
- 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. *Imprimerie Hayez, Bruxelles*, 55 p.
- 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.
- Fransolet, A.-M., Kramm, U. et Schreyer, W., 1977. Metamorphose und Magmatismus im Venn-Stavelot-Massiv, Ardennen. *Fortschritte der Mineralogie*, 55: 75-103.
- Garcia-Castellanos, D., Cloethinh, S. et Van Balen, R., 2000. Modelling the Middle Pleistocene uplift in the Ardennes-Rhenish Massif: thermo-mechanical weakening under the Eifel? *Global and Planetary Change*, 27 : 39-52.
- 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., 1957. Les failles bordières du graben de Malmedy. *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., 1984. Hercynische invloed op nord en zuidrand van het Massief van Stavelot. *Med. Kon. Ac. Wet. Klk. Wet.*, 46 : 1-21.
- 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., 2008. Carte géologique de la Wallonie: Bra – Lierneux 55/3-4 1/25.000 et sa notice explicative. *Service Public de Wallonie, Direction générale opérationnelle agriculture, ressources naturelles et environnement, Jambes, Namur*, 38 p. + 1 carte couleurs.
- Geukens, F. et Van Wambeke, 1955.
- 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.
- Ghiette, P. et Juvigné, E, 2017. Le bassin versant supérieur de la Soor : nouveaux champs de viviers et synthèse. *Hautes Fagnes*, 307: 18-21.
- Gilson, M., Briers, P. et Ruthy, I., 2012. Carte hydrogéologique de la Wallonie 1/25.000. Sart-Xhoffraix 50/1-2 et notice explicative. *Ministère de la Région Wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur*, 79 p. + 1 carte couleurs.
- Gilson, M., Briers, P., Ruthy, I. et Dassargues, A., 2015. Carte hydrogéologique de Wallonie, Reinartzhof-Hoscheit n°43/7-8 et sa notice explicative. *SPW/Editions/Cartes, Jambes, Namur*.

- Godefroid, J. et Stainier, P., 1982. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenian on the south and south-east borders of the Dinant Synclinorium. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 55: 139-164.
- Godefroid, J. et Cravatte, T., 1999. Les brachiopodes et la limite Silurien/Dévonien à Munio (sud de la Belgique). *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 69: 5-26.
- Goemaere, E. et Dejonghe, L., 2005. Paleoenvironmental reconstruction of the Mirwart Formation (Pragian) in the Lambert Quarry (Flamierge, Belgium). *Geologica Belgica*, 8/3: 37-52.
- 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.
- Görres, B. et Campbell, J., 1998. Bestimmung vertikaler Punktbewegungen mit GPS. *Zeitschrift für Vermessungswesen*, 123 : 222-230.
- 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.
- 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.
- Hance, L., Dejonghe, L., Ghysel, P., Laloux, M. & Mansy, J.-L., 1999. Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the Variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics*, 309: 161-177.

- 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.
- Hebert, E., 1855. Quelques renseignements nouveaux sur la constitution géologique de l'Ardenne française. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2^{ème} série, 12 : 1165-1186.
- Hedberg, H., 1976. International stratigraphic guide : a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. *International Subcommission 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.
- Isarin, R.F.B., 1997a. *The Climate in North-Western Europe during the Younger Dryas. A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. Drukkerij Elinkwijk: Utrecht*, 160p.
- Isarin, R.F.B., 1997b. Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (3), 313–333.
- Isarin R.F.B. et Bohncke, S.J.P., 1999. Mean July temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as inferred from climate indicator plant species. *Quaternary Research*, 51: 158–173.
- 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. 1983. Two different volcanic ash falls of Alleröd age in high Belgium. *Geologie en Mijnbouw*, 62: 545–549.
- Juvigné E. 1993. *Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, 36: 66p.

- 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., Marion, J.-M., Lamberty, P. et Parkinson, D., 2015. Enseignements de la recherche de viviers sur les images Lidar. *Hautes Fagnes*, 299: 23-27.
- Knapp, G., 1980. Erläuterungen zur Geologischen Karte der nördlichen Eifel 1:100.000. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*, 155 p.
- de 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. et Buhl, D., 1985. U-Pb zircon dating of the Helle tonalite, Venn-Satvelot Massif, Ardennes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 171: 329-337.
- Kramm, U., Spaeth, G. et Wolf, M., 1985. 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.
- 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 n°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.
- Laloux, M., Geukens, F., Ghysel, P., Hance, L. et Servais, T., 2000. Carte géologique de la Wallonie à l'échelle 1/25.000. Gemmenich-Botzelaar n°35/5-6, Henri-Chapelle – Raeren n°43/1-2, Petergensfeld – Lammersdorf n°43/3-4 et sa notice explicative. *Ministère de la région wallonne, Direction générale opérationnelle agriculture, ressources naturelles et environnement, Namur*, 96 p. + 1 carte couleurs
- Lamberty, P., Marion, J.-M. et Salamon, M., 2016. Struktur und Schichtenfolge der Venn-Antiklinale im deutsch-belgischen Grenzgebiet – Ergebnisse der IGL-Kartierung. *Gd-Forum, Wissenschaftliche Sitzungen 14/03/2016, Geologischer Dienst NRW, Krefeld*.

- 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.
- Lohest, M. et Forir, H., 1899. Stratigraphie du Massif cambrien de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 25bis: 73-119.
- 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.
- 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-Carmagne, 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.

- 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.
- Maillieux, E. et Demanet, F., 1929. L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bulletin de la Société belge de géologie*, 38 : 124-131.
- 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 a. Carte géologique de Wallonie: Louveigné - Spa n°49/3-4, 1/25.000. *SPW Editions/ Cartes, Jambes (Namur)*, 1 carte couleurs + 1 notice explicative.
- Marion, J.-M., Geukens, F., Lamberty, P., ss presse b. Carte géologique de Wallonie. Sart – Xhoffraix n°50/1-2, 1/25.000. *SPW Editions/ Cartes, Jambes (Namur)*, 1 carte couleurs + 1 notice explicative.
- Marion, J.-M., Lamberty, P., Ghiette, P. et Juvigné, E., 2017. Des traces de lithales 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-Carmann, Liège*, p. 417-444.
- Meyer, W. et Stets, J., 1998. Junge tektonik im Rheinischen Schiefergebirge und ihre Quantifizierung. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 149 : 359-379.
- Michot, P., 1930. Les plagioclases de la roche éruptive de la Helle. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54 : B44-48.
- 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.
- Mottequin, B. et Denayer, J., 2015. Pridolian-Lochkovian macrofaunas from Southern Belgium and Northern France: de Koninck (1876) revisited. IGCP 596-SDS Symposium. *Strata*, 16/1: 101-102.

- Neckrassof, S., 2014. Hautes-Fagnes. Cartographie ancienne. Enseignements des cartes anciennes pour servir l’histoire du haut plateau fagnard et retracer l’évolution de ses paysages. *Hautes Ardenne, Waimes*, 104 p.
- Neumann-Mahlkau, P., 1970. Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn. *Geologische Mitteilungen*, 9: 311-356.
- Pahaut, P., 1961. Carte des sols de la Belgique à l’échelle de 1 :20.000, sous la direction de R. Tavernier. Reinartzhof-Hoscheit n°136 W et 136 E et son texte explicatif. *Comité pour l’établissement de la carte des Sols et de la Végétation de la Belgique & I.R.S.I.A.*, 2 cartes couleurs , 104 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.
- Pingot, J.-L., ss presse a. Carte géologique de Wallonie. Elsenborn – Langert n°50/34. *SPW/ Editions/ Cartes, Namur, Jambes*, 1 carte couleurs + 1 notice explicative.
- Pissart, A., 1953. Les coulées pierreuses du plateau des Hautes Fagnes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 76 : B203-B219.
- Pissart, A., 1965. Les pingos des Hautes Fagnes: le problème de leur genèse. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 88: B277-289.
- Pissart, A., 1974. Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires, mais s’agit-il réellement de pingos? *Annales de la Société géologique de Belgique*, 97: 359-381.
- Pissart, A. (ed.), 1976. Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur P. Macar. *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique, Université de Liège*, 223p.
- 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. 1983. Remnants of periglacial mounds in the Hautes Fagnes (Belgium). Structure and age of the ramparts. *Geologie en Mijnbouw*, 62: 551–555.
- Pissart, A., 1987. *Géomorphologie Périglaciaire—Texte des leçons de la Chaire Francqui belge 1987*, Chapter 12, Les indicateurs paleoclimatiques périglaciaires et

leurs enseignements. Edition du laboratoire de Géomorphologie et Géologie du Quaternaire de l'Université de Liège.

- 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., 1999a. Les viviers des Hautes fagnes. Le mode de formation des paises et des lithalses. *Hautes Fagnes*, 235: 75-83.
- Pissart, A., 1999b. Les traces de buttes cryogènes des Hautes Fagnes. Gotes, viviers, pingos, paises, lithalses. Pourquoi la terminologie a-t-elle changé? *Hautes Fagnes*, 234: 44-50.
- Pissart, A., 1999c. Les viviers des Hautes fagnes. Les fouilles réalisées, la formation des remparts, leur âge. *Hautes Fagnes*, 236: 99-109.
- Pissart A. 2000a. Le climat des régions où apparaissent aujourd'hui des lithalses et le climat des Hautes Fagnes pendant le Dernier Dryas. *Hautes Fagnes*, 237: 16–25.
- Pissart, A., 2000b. Remnants of Lithalsas of the Hautes Fagnes, Belgium: a summary of present-day knowledge. *Permafrost and periglacial processes*, 11: 327-355.
- Pissart, A., 2014. Les «viviers» des Hautes-Fagnes. Traces spectaculaires de la dernière glaciation. *Haute Ardenne, Waimes*, 56 p.
- Pissart, A. et Juvigné, E., 1980 Genèse et âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou paise) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103: 73-86.
- Pissart, A. et Lambot, P., 1990. Les mouvements actuels du sol en Belgique; comparaison de deux nivellements IGN (1946-1948 et 1976-1980). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112 : 495-504.
- Pissart, A., Juvigné, E., Woillard, G. et Thorez, J., 1972. Les cicatrices de pingos de le Brackvenn (Hautes Fagnes). Compte rendu de l'excursion du 3 juillet 1971. *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, 67: 281 – 294.
- Pissart, A., Harris, S., Prick, A. et Van Vliet-Lanoë, B., 1998. La signification paléoclimatique des lithalses (paises minrales). *Biuletyn Peryglacjalny*, 37: 141–154.
- 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.

- Quinif, Y., 1999. Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne. *Geodinamica Acta*, 12 : 495-504.
- Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvijanovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z., Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T.J., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A., Vallelonga, P.T., Vinther, B.M., Walker, M.J., Wheatley, J.J. & Winstrup, M., 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., 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.
- Renier, A., 1934. L'origine artificielle des coulées pierreuses de la Statte. *Annales de la Société Scientifique de Bruxelles*, série B, Sciences physiques et naturelles, LIV : 324.
- Renier, A., 1936. Une visite à Brack-Kopf. *Annales de la société géologique de Belgique*, 60 : 23-26.
- Renier, A., 1947. Contribution de Robert de Limbourg à l'étude du Quaternaire de l'E de la Belgique. *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*, 420-451.
- Ribbert, K.-H., 1992. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Blatt C 5502 Aachen. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld*.
- Ribbert, K. H., Brunemann, H. G., Jäger, B., Knapp, G., Michel, G., Reinhardt, M., Weber, P., Wrede, V., 1992. Erläuterungen zu Blatt C5502 Aachen. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100.000. *Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld*, 84 S., 21 Abb., 5 Tab.
- Ribbert, K.H., 2006. Die Bohrung RWTH-1- Regionalstratigraphische Einordnung und Deutung. Interner Bericht, *Geologischer Dienst NRW, Krefeld*.
- Ribbert, K. H., 2008. Unterdevon zwischen der Venn-Antiklinale und dem Westrand der Eifeler Kalkmuldenzone. In Deutsche Stratigraphische Kommission (ed.), Stratigraphie von Deutschland VIII: Devon. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 52, 287-296.

- 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.
- Robaszynski, F. et Dupuis, C., 1983. Belgique. Guides géologiques régionaux. Paris, Masson, 204 p.
- Ronchesne, P., 1930. Contribution à la roche éruptive de la Helle (Hautes Fagnes). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54 : 35-43.
- Ronchesne, P., 1931. L'auréole de métamorphisme de contact de la roche éruptive de la Helle. *Annales de la Société scientifique de Bruxelles*, 50 : 268-261.
- Ruthy, I. et Dassargues, A., 2009. Carte hydrogéologique de Wallonie à l'échelle de 1/25.000. Henri-Chapelle-Raeren n°43/1-2, Petergensfeld-Lammersdorf n°43/3-4, Gemmenich-Botzelaar n°35/5-6. *Service Public de Wallonie, D'GARNE, Jambes (Namur)*, 1 crte couleurs + 1 notice explicative 89 p.
- Scherpp, A., 1959. Die Petrographie der Eruptivgesteine im Kambro-Ordovizium des Hohen Venns. *Geol. Jb.*, 77 : 95-120.
- Schmidt, Wo., 1956. Neue Ergebnisse der Revision-Kartierung des Hohen Venns. *Beihefte Geologisches Jahrbuch*, 21: 146 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.
- Schreyer, W. et Abraham, K., 1979. Prehnite/chlorite and actinote/epidote bearing mineral assemblages in the metamorphic igneous rocks of La Helle and Challes, Venn-Stavelot Massif, Belgium. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 101 : 227-241.
- 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.
- Seppälä, M., 1972. Pingo-like remnants in the Peltojarvi area of Finnish Lapland. *Geografiska Annaler*, 54A: 38-45.
- Seppälä, M., 1986. The origin of palsas. *Geografiska Annaler*, 68A (3): 141-147.

- Seppälä, M., 1988. Palsas and related forms. *In: Advances in Periglacial Geomorphology*, Clark, M.J. (ed.). *Wiley, Chichester* : 247–278.
- Seppälä, M., 1994. Snow depth controls palsa growth. *Permafrost and Periglacial Processes*, 5(4): 283–288.
- 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.
- Spaeth, G., Fielitz, W. et Frank, B., 1985 : Caledonian deformation and very low-grade metamorphism in the Northeastern part of the Stavelot-Venn Massif. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 171 (1-3) : 297-310.
- Stainier, P., 1994a. Formation de Mirwart. *In: 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 : 47-51.
- Stainier, P., 1994b. Formation de Villé. *In: 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 : 39-45.
- Stainier, P., 1994c. Formation de La Roche. *In: 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 : 53-57.
- Stamm, K., 1912. Glazialspuren im Rheinischen Schiefergebirge. *Verhandlungen des Naturhistorischen Vereins der preussischen Rheinlande und Westphalens*, 1912: 151-214.
- Van Balen, R., Houtgast, R. Van der Wateren, F. Vandenberghe, J. et Bogaart, P., 2000. Sediment budget and tectonic evolution of the Meuse catchment in the Ardennes and the Roer Valley Rift System. *Global and Planetary Change*, 27 : 113-129.
- Vandenven, G., 1984. Carte géologique de la Belgique au 1/100.000^e. Cantons de Malmedy et de Saint-Vith. *Service géologique de Belgique, Bruxelles*.
- Vandenven, G., 1990. Explications de la carte géologique du Synclinorium de l'Eifel (région de Gouvy-Sankt-Vith-Elsenborn). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 113: 103-113.

- Vandenven, 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., 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.
- 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.
- Van Oye, L., Florschütz, F., 1945. Recherches palynologiques dans les régions des Hautes Fagnes belges. Deuxième partie. *Dodonea Biologisch Jaarboek, Den Haag-Antwerpen*, 12: 307-315.
- Van Wambeke, L., 1953. Note préliminaire sur la minéralisation de la tonalite de la Helle. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 62 : 36-38.
- Van Wambeke, L., 1954. Archives du Service géologique de Belgique, planchette 228_W_43-7_REINARTZHOF, pt. N°614.
- Van Wambeke, L., 1955. Contribution à l'étude de l'auréole métamorphique des massifs tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 64 : 21-37.
- Van Wambeke, L., 1956a. Compositions minéralogiques et chimiques des tonalites de la Helle et de Lammersdorf. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 64/3 : 477-509.
- Van Wambeke, L., 1956b. La minéralisation des tonalites de la Helle et de Lammersdorf et leurs relations avec les autres minéralisations. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 64/3 : 534-580.
- Van Wambeke, L., 1958. Deux nouveaux minéraux belges : la turquoise d'Otré et la ferromolybdénite de la tonalite de la Helle. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 67 : 455-459.
- Van Wambeke, L., 1997. Gedinian block-faulting in the Upper Weser valey in the Stavelot-Venn Massif (Belgium) : significance with regard the Caledonian orogeny. *Aarkundige Mededelingen*, 8: 181-184.

- 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.
- Von Lassaux, A., 1884. Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn. *Verband Naturhistorische Verein Rheinland Westfalens, Bonn*, 41: 418-450.
- Walter, R., 2010. Aachen und südliche Umgebung, Nordeifel und Nordost-Ardennen. *Sammlung Geologischer Führer, Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart*, 100, 360 p.
- Walter, R., Spaeth, G. et Kasig, W. 1985. An outline of the geological structure of the Northeastern Hohes Venn Area and its Northern foreland. *Neues Jahrbuch für geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 171 (1-3): 207-216.
- 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.
- Wastiaux, C., Schumacker, R., Halleux, L. et Jacquemotte, J.-M., 1999. Rapport final de la convention « Topographie de surface et de subsurface des zones tourbeuses des Réerves naturelles domaniales des Hautes Fagnes ». Partim 1: Fagne des Deux-Séries. *Ministère de la Région wallonne, Direction des Ressources naturelles et de l'Environnement, Namur (Jambes)*.
- Weis, D., Dejonghe, L. et Herbosch, A., 1980. Les associations des minéraux opaques et semi-opaques de la roche ignée de la Helle. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 103 : 15-23.
- Woillard, G., 1975. Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges lorraines. *Acta Geographica Loviensia*, 14: 118
- Wunstorf, W., 1931. Über das Unterdevon auf dem Südflügel des Venn-Sattels. *Sitz. Ber. Preuß. Geol. L.-A.*, 6 : 157-168.
- 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