



65/5-6

NEUFCHÂTEAU JUSERET

CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE

ÉCHELLE : 1/25 000

**NOTICE
EXPLICATIVE**

EDIWALL



Plus d'infos concernant la carte géologique de Wallonie :

- ▶ <http://geologie.wallonie.be>
- ▶ cartegeologique@spw.wallonie.be

Un document édité par le Service public de **Wallonie**,
Agriculture, Ressources naturelles et Environnement.

Dépôt légal : D/2023/11802/155

ISBN : 978-2-8056-0553-6

ISSN : 2795-8213 (P)

Éditeur responsable : Bénédicte HEINDRICHS, Directrice générale,
SPW ARNE - Avenue Prince de Liège, 15 - B-5100 Namur.

Reproduction interdite.

SPW | *Éditions*, CARTES

▶ *N° vert* : 1718 (*informations générales*) - 1719 (*germanophones*)

▶ *Site* : www.wallonie.be

NEUFCHÂTEAU JUSERET

Pierre GHYSEL

Institut royal des Sciences naturelles de Belgique +
Service géologique de Belgique
Rue Jenner, 13 B-1000 Bruxelles

Photographie de la couverture: +
entrée d'une galerie de l'ardoisière d'Al Chournô à
Neufchâteau, creusée dans les phyllades du Membre de
Martelange, Formation de La Roche.
(© P. Ghysel)

NOTICE EXPLICATIVE 2023 +

Dossier complet déposé: janvier 2014 +
Accepté pour publication: juin 2015

CARTE N° 65/5-6 NEUFCHÂTEAU - JUSERET

■ RÉSUMÉ

La carte géologique Neufchâteau-Juseret 65/5-6 occupe une portion du territoire belge située dans le sud de la province de Luxembourg et dans la partie méridionale de l'Ardenne.

L'aire investiguée couvre un terrain dominé par un socle paléozoïque constitué de roches sédimentaires siliciclastiques bien contrastées, à dominance schisteuse, datées du Lochkovien sommital à l'Emsien. Elles se superposent de bas en haut selon les formations lithostratigraphiques suivantes :

- *la Formation de Sainte-Marie (STM), renferme des bancs décimétriques à métriques de phyllade et siltite gris foncé à gris moyen fréquemment laminaires, généralement chargés en porphyroblastes millimétriques d'ilménite ($FeTiO_3$) résultant d'un métamorphisme pré-orogénique. Ils alternent avec des bancs de grès argileux micacé (muscovite) et de quartzite gris moyen pâle à laminations obliques et croisées. Localement apparaissent des horizons carbonatés cellulux et des niveaux de grès bruns oxydés, poreux et décalcifiés. Des plages isolées sporadiques, parfois épaisses, de siltites et de phyllades indurés (« cornéites ») peuvent apparaître chargées en biotite et ilménite. La transition vers la Formation supérieure de Mirwart, généralement progressive et dès lors imprécise, se marque par l'appauvrissement en muscovite et par l'apparition plus régulière de bancs différenciés de quartzite ;*
- *la Formation de Mirwart (MIR) est constituée d'épaisses séries récurrentes de phyllade gris foncé à noir, de quartzophyllade et de bancs de grès argileux et de quartzite pâles. Au sommet, se manifestent de fréquents horizons schisteux à végétaux fossiles chloritisés ;*
- *la Formation de Villé (VIL) comprend principalement un grès argileux micacé décalcifié, limonitique, brunâtre à rouille, fortement bioturbé, localement carbonaté et fossilifère. Il est entrecoupé par des bancs de siltite et de quartzophyllade foncés ;*

- la Formation de La Roche (LAR) est formée d'un phyllade micacé foncé à nodules silteux carbonatés limonitiques fréquemment cariés, souligné de lamines silteuses souvent pâles, parfois brunâtres et de bancs minces de quartzite. À la base, le Membre de Martelange (MTL) se singularise par un important corps lenticulaire irrégulier fait d'un phyllade très fin (schiste ardoisier) uniforme, gris foncé à noir, ponctué de nodules et de pyrite. Ce matériau très homogène et quasi dépourvu de structures sédimentaires a fait la renommée industrielle des bassins ardoisiers locaux d'Herbeumont, Warmifontaine, Neufchâteau et Martelange ;
- la Formation de Clervaux (CLE) se compose d'un ensemble assez hétérogène fait de schiste et de siltite bigarrés, violacés et verdâtres, alternant avec des bancs décimétriques à plurimétriques, souvent lenticulaires, de quartzite, grès, grès kaolineux, carbonatés ou argileux gris-vert foncé à gris-vert pâle. Trois bancs repères de quartzite pâle soulignent le sommet de la Formation ;
- la Formation de Wiltz (WIL) se distingue par un phyllade généralement homogène, gris foncé, localement chargé en nodules disséminés, parfois carbonatés ou cariés, formant des lentilles épargnées par la schistosité. A proximité de la base de la formation, s'insère un banc décimétrique fossilifère, parfois calcschisteux, qui peut constituer un niveau repère régional.

Plis et failles ont déformé ces formations autour du Synclinorium de Neufchâteau - Eifel, chevauché par l'Anticlinorium de Givonne par le biais de la faille d'Herbeumont (hors carte). Ces deux plis de premier ordre aux dimensions plurikilométriques et associés à la schistosité régionale, ont été structurés au cours de l'orogénèse varisque. Une série de plis mineurs s'ajustent sur ces deux grandes ondulations pour esquisser une structure en feuille de chêne que l'on perçoit mieux en altitude.

La Formation de Wiltz, barrant obliquement la moitié est de la carte géologique, occupe le cœur du Synclinorium de Neufchâteau - Eifel, dont le Synclinal de Witry souligne le pli majeur. La Formation de Clervaux en dessine la ceinture périclinale et les formations inférieures en occupent les flancs nord et sud, amorçant par la même occasion les flancs des anticlinoria voisins de l'Ardenne et de Givonne.

Les plis sont droits au cœur du synclinorium, généralement déjetés au nord en périphérie, et s'accompagnent d'une schistosité qui leur est plan-axiale. Leur ennoyage s'oriente vers l'est à nord-est avec une inversion sud-ouest locale.

Un métamorphisme léger pré- à synorogénique s'est établi dans des conditions anchi- à épizonales.

Ajoutons encore les altérites, observées généralement sur les sommets des plateaux, une forme tardive d'altération in situ par rubéfaction et lessivage de la roche mère. Elle s'accompagne parfois d'une kaolinisation, de concrétions ferrugineuses ou d'apports de sédiments argilo-limoneux souvent logés dans les fissures.

Il reste encore quelques placages isolés d'alluvions anciennes (ALA), perchés en terrasses et préservés de l'érosion quaternaire.

Enfin, les alluvions modernes (AMO) des fonds de vallées, en se superposant au réseau hydrographique actuel, complètent la série lithologique.

■ NOTE DE L'ÉDITEUR

+ ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Le levé de la carte Neufchâteau - Juseret (feuille n° 65/5-6) a été réalisé par l'équipe de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique) dans le cadre du Programme de Révision de la Carte géologique de Wallonie.

Ce programme a été commandité et financé par le Service public de Wallonie Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, en application d'une décision du Gouvernement wallon du 9 avril 1992, faisant suite à un programme pilote, qui avait débuté en 1990.

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

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

La présente carte Neufchâteau - Juseret à l'échelle du 1/25 000, succède à la feuille n° 209 de la Carte géologique à 1/40 000 due à DORMAL (1897). Plus d'un siècle sépare donc les deux parutions.

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

- deux cartes géologiques détaillées à l'échelle du 1/10 000 ;
- deux cartes à l'échelle du 1/10 000 localisant les affleurements et sondages décrits ;
- les fiches descriptives des affleurements 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 SPW Agriculture, Ressources naturelles et Environnement, avenue Prince de Liège 15, B-5100 Jambes (Service géologique de Wallonie).

Un accord de collaboration permet la consultation des fiches descriptives des points d'affleurements et sondages décrits à l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique (Service géologique de Belgique), rue Jenner 13, B-1000 Bruxelles.

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

- ▶ <http://geologie.wallonie.be>
- ou via le Géoportail de la Wallonie :
- ▶ <http://geoportail.wallonie.be>

✦ **MÉTHODOLOGIES ET AVERTISSEMENTS**

▶ **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 feuille a été réalisé, à l'échelle du 1/10 000, par Pierre GHYSEL.

La mise à jour de la carte s'appuie également sur de nombreux documents et études tels que :

- les minutes archivées au Service géologique de Belgique ;
- les différentes recherches, études et publications existantes, singulièrement celles d'ASSELBERGHS (1927, 1946).

▶ **Méthodologie de tracé de la carte**

Cette carte peut être à certains endroits couverte par une épaisseur de limon, dont les cartes pédologiques donnent les principales caractéristiques.

La carte géologique ne tient pas compte de cette couche superficielle. Elle représente un écorché des formations paléozoïques sous la couverture limoneuse volontairement ignorée.

Les tracés géologiques sont donc corrects à une altitude qui correspond à celles des courbes de niveau à laquelle il faut soustraire l'épaisseur des limons en ce lieu estimée par interpolation à partir de points où celle-ci est connue (sondages, puits).

Par contre, les limites des alluvions (AMO) encadrant les rivières figurent à leur altitude réelle telle que représentée sur la carte.

▶ **Avertissements**

Certaines données reportées sur la carte ne le sont qu'à titre indicatif, et non exhaustif. C'est en particulier le cas pour 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.

Depuis 2023, les captages n'apparaissent plus sur la Carte géologique. Ils sont consultables de manière exhaustive sur le site internet de la Carte hydrogéologique de Wallonie.

La Carte géologique de Wallonie est un document scientifique sans valeur légale. C'est une interprétation du sous-sol à un moment donné, susceptible d'évoluer après acquisition de nouvelles données.

1

INTRODUCTION

■ 1.1. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

La carte géologique Neufchâteau - Juseret 65/5-6 s'intègre dans ce que l'on appelle l'Ardenne *sensu stricto*, une région qui compte des dépôts sédimentaires siliciclastiques à dominance pélitique datés du Dévonien inférieur. Elle fait partie en outre de l'Ardenne *sensu lato* qui couvre tout le Paléozoïque wallon, plissé au cours de l'orogénèse varisque.

Les massifs cambro-siluriens, plissés une première fois au cours de l'orogénèse calédonienne, percent en surface dans des « boutonnières » logées au droit des grands anticlinoria varisques.

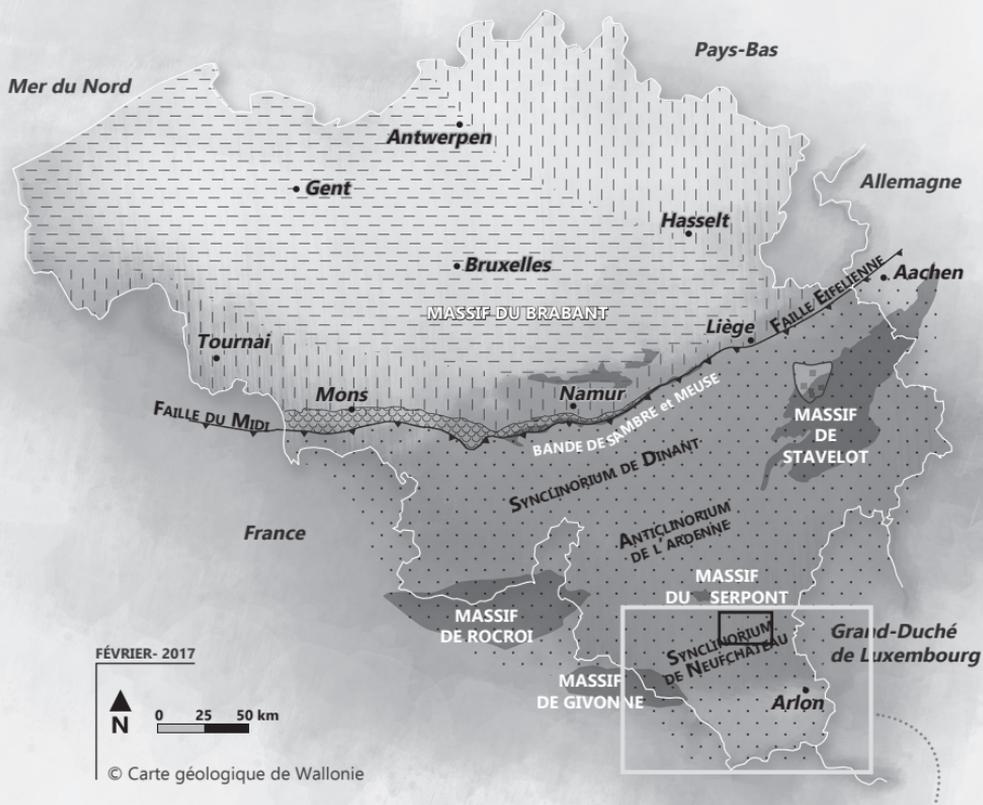
Cet assemblage forme l'Allochtone ardennais charrié sur le Parautochtone brabançon par la zone failleuse de Midi-Eifel, auquel on associe les Écailles et massifs renversés de Haine-Sambre-Meuse, le tout reposant sur les contreforts du Massif du Brabant (fig. 1).

Ces déformations font partie intégrante de la bande rhéno-hercynienne qui ceinture le front septentrional de l'orogène varisque en Europe occidentale, orogène qui résulte du raccourcissement du socle continental selon une direction moyenne SSE-NNW opéré durant le Silésien (Carbonifère supérieur, fig. 2).

La faille d'Herbeumont (fig. 1) est un accident régional impliquant un chevauchement, dont on suit partiellement la trace en surface sur un parcours d'environ 100 km, d'ouest en est, depuis la France jusqu'au Grand-Duché de Luxembourg où il rejoint la faille de Martelange. Cet accident tardi-varisque empile sur un rejet au moins kilométrique l'Anticlinorium de Givonne sur le Synclinorium de Neufchâteau, deux grands plis complexes de premier ordre et d'amplitude kilométrique.

■ 1.2. CADRE GÉOGRAPHIQUE GÉNÉRAL

La carte couvre un plateau de 160 km² confiné dans la partie sud de la province de Luxembourg, une région qui appartient géographiquement à l'Ardenne schisteuse méridionale.



LÉGENDE

- | | |
|----------------------------|--|
| Couverture méso-cénozoïque | Parautochtone brabançon |
| Carbonifère | Massif du Brabant sous couverture |
| Dévonien | Écailles et massifs renversés Haine-Sambre-Meuse |
| Silurien | Allochtone ardennais |
| Ordovicien | |
| Cambrien | |
- BANDE DE SAMBRE ET MEUSE**
MASSIF DU BRABANT
MASSIF DE ROCROI
MASSIF DE GIVONNE
MASSIF DU SERPONT
MASSIF DE STAVELOT
- Neufchâteau - Juseret

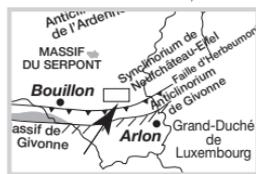
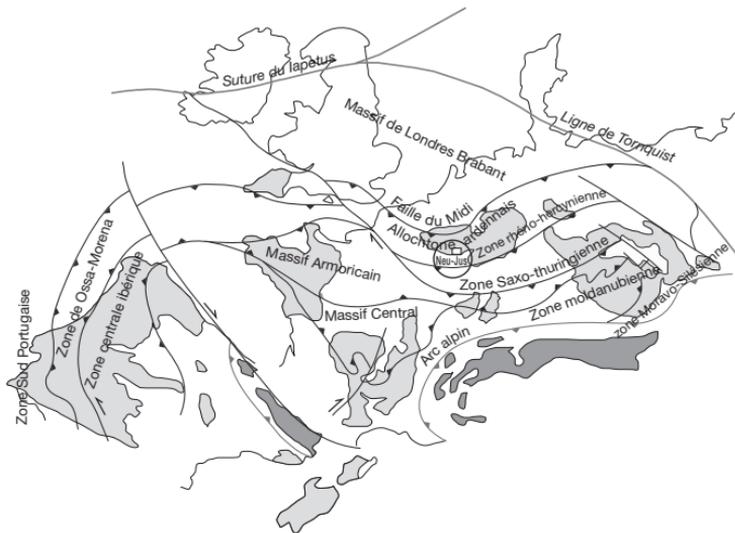


Fig. 1. Localisation de la carte Neufchâteau - Juseret dans le cadre géologique général de la Belgique.

Le relief forme un plateau peu accidenté d'altitude moyenne établie autour de 450 m en soulignant une légère déclivité vers le sud et vers l'est.

Le point dominant de la carte culmine à 545 m d'altitude au lieu-dit «La Bellaubois», près de Blanchimont. De ce point haut, se développe un réseau hydrographique imbriqué et ramifié (STRAHLER, 1957) formant les bassins versants de l'Ourthe occidentale, du Ruisseau de Neufchâteau (en amont de la Vierre) et de la Sûre, les trois cours d'eau méandreux principaux de la région. Leur bassin versant délimite une crête de partage entre les grands bassins versants de la Meuse, via l'Ourthe occidentale ou la Semois, et du Rhin via la Moselle.

On ne peut observer de relations nettes entre les grandes composantes géologiques du socle et la géomorphologie locale. Les contrastes lithologiques des roches en présence ne sont pas suffisamment marqués pour s'imprimer dans le relief.



Légende :

- Neu-Jus Neufchâteau - Juseret
- Faille hercynienne
- Faille calédonienne
- Faille transformante
- ▲ Chevauchement
- ▲ Front de déformation alpin
- Affleurement du Massif hercynien
- Massif hercynien repris par les déformations alpines

Fig. 2. Configuration de la chaîne varisque en Europe occidentale : deux arcs orogéniques divergents centrés sur l'Espagne et la Moldavie et constitués de zones structurales chevauchantes. La zone rhéno-hercynienne forme le front septentrional de déformation dont fait partie l'Allochtone ardennais, reposant sur le Massif calédonien de Londres-Brabant par la Faille du Midi. Carte modifiée d'après Woodloper (Contenu soumis à licence CC-BY-SA 3.0 de Wikipedia en français). Sources : FRANKE (1992, 2000), MATTE (2001), VON RAUMER *et al.* (2003) et WALTER (2003).

D'un point de vue paysager, c'est d'un couvert forestier qu'il s'agit, composé de grands peuplements mixtes de hêtraies-chênaies et de pessières dont les forêts d'Anlier, Rulles et Neufchâteau sont les principaux massifs.

Ce couvert végétal est découpé en une mosaïque de grandes clairières où se sont implantés des villages et des hameaux à caractères rural et résidentiel prédominants. Vaux-sur-Sûre, Longlier, Ebly, Bercheux et Witry figurent parmi les plus importantes bourgades et Neufchâteau est la localité la plus importante.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Se basant sur divers travaux antérieurs (DUMONT, 1848, GOSSELET, 1888 a et b), la légende de la carte géologique n° 209 à 1/40 000, levée par DORMAL (1897), présente déjà les divisions essentielles du Dévonien inférieur (fig. 3), avec toutefois une lacune pour le Hundsrückien supérieur.

Dumont 1848	Carte géologique de Belgique BAYET <i>et al.</i> , 1900	Carte n° 209 Neufchâteau- Juseret DORMAL, 1897	ASSELBERGHS, 1946 Ardenne méridionale	GODEFROID <i>et al.</i> , 1994 Synclinorium de Dinant	Carte géologique Neufchâteau- Juseret 65/5-6 GHYSEL, 2023	Carte géologique G.-D. Luxembourg LUCIUS, 1950		
Burnotien			sup.	Assise de Wiltz E3	Formation de Hierge	Formation de Wiltz WIL	Schistes de Wiltz S3	
		Schiste rouge (...) de Burnot Bt	moy.	Assise de Clervaux E2	Formation de Chooz	Formation de Clervaux CLE	Schistes bigarrés de Clervaux E2	
Ahrien	sup.	Grès et schistes noirs de Vireux Cb3	Emsien	inf.	Faciès de Vireux E1	Formation de Vireux	Quartzophyllades de Schuttbourg E1b	
								Formation de Pesche
Coblentzien Hundsrückien sup.	Coblentzien moy.	Assise sup. Phyllade à grands feuilletés Cb2b	Siegentien	sup.	Faciès de La Roche et de Neufchâteau S3	Formation de Pérmelle / Formation de La Roche	Schistes grossiers Sg3	
								Assise inf. Grauwacke d'Houffalize Cb2a
Taunusien	inf.	Phyllade d'Alle Cb1b	Siegentien	inf.	Phyllades d'Alle / Quartzites et quartzophyllades d'Anlier S1	Formation de Villé	Formation de Villé VIL	Grès et schistes gréseux Sg2
Gedlinien		Grès de Libramont Gd						

Fig. 3. Relations entre les différentes formations du Dévonien inférieur établies par divers auteurs. * DEJONGHE *et al.*, 2008.

En effet, sur cette carte l'auteur n'a reconnu que les Assises du Cb1b, *phyllades d'Alle*, et du Cb2a, *grauwacke d'Houffalize*, qu'il place symétriquement de part et d'autre d'un axe synclinal distordu et inexact passant par le village de Léglise.

Cette représentation est due à la confusion entre les Assises phylladeuses regroupées du Cb2b et Cb3 avec celle du Cb1b qu'il a figurée erronément au coin nord-ouest de la carte.

Plus tard, dans son étude sur l'Éodévoniens de l'Ardenne et des régions voisines, ASSELBERGHS (1946) a revu le découpage de cette série stratigraphique en adoptant de nouvelles dénominations, cette fois plus spécifiques au contexte de l'Ardenne méridionale.

La carte géologique de la présente édition adopte pour trois des six formations éodévoniennes des appellations qui ont été définies au bord sud du Synclinorium de Dinant par la Commission Nationale de Stratigraphie du Dévonien (GODEFROID *et al.*, 1994). Les lithologies concernées comportent dans leur généralité des similitudes suffisantes, en dépit des formations de Pèrnelle/Jupille, Pesche et Vireux que nous n'avons pas pu distinguer dans le contexte sud-ardennais. Pas plus que nous n'avons pu y reconnaître les subdivisions stratigraphiques luxembourgeoises de l'Emsien inférieur (E1) avancées par LUCIUS (1950), faute de niveaux marqueurs convaincants.

■ 2.1. LES FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

STM

FORMATION DE SAINTE-MARIE

✦ **Origine du nom :** du village de Sainte-Marie-Chevigny anciennement faciès de Sainte-Marie (ASSELBERGHS, 1946).

✦ **Description :**

Elle comprend des schistes gréseux, des siltites et des phyllades laminaires, en général gris foncé, pétris de cristaux microscopiques de biotite et d'ilménite. Ces derniers peuvent adopter un faciès local induré de « cornéite ».

Ils alternent en bancs peu épais, parfois massifs, avec des grès argileux et des quartzites gris moyen pâle à gris pâle. Ceux-ci montrent souvent des stratifications obliques ou croisées et quelques joints de stratification couverts de rides de courant. Ont également été observés des bancs intercalaires de calcschiste brunâtre et de grès brun foncé décalcifiés, de schiste à nodules carbonatés et de schiste celluleux carié.

À plus grande échelle, les niveaux de teinte gris foncé virent à des ensembles plutôt altérés gris verdâtre de grès sableux, de siltite tendre et de schiste gris moyen pâle.

La Formation de Sainte-Marie se cantonne aux confins nord-ouest de la carte, une zone dépourvue d'affleurements marquants.

Ce contexte, outre le fait de la similitude des lithologies respectives, rend hasardeux le tracé du contact avec le complexe des schistes gris de la Formation de Mirwart sus-jacente. Le passage entre les deux formations, rendu dès lors insensible, se fait par appauvrissement de biotite, peu perceptible, et par une vague tendance d'apparition plus régulière de bancs de quartzite.

- ✦ **Épaisseur :** près de 900 m.
- ✦ **Âge :** d'après le contenu palynologique de la Formation de Mirwart sus-jacente, la Formation de Sainte-Marie devrait se situer sous ou dans la biozone Z (STEEMANS, 1989) du Lochkovien (fig. 4).
- ✦ **Utilisation :** des vestiges de carrières ouvertes dans ce membre semblent attester d'exploitations de la pierre pour des usages locaux.
- ✦ **Pour en savoir plus :** ASSELBERGHS (1921, 1922, 1954)
BEUGNIES (1983, 1985)

MIR *FORMATION DE MIRWART*

- ✦ **Origine du nom :** d'abord reconnue par HEBERT (1855) comme le grès d'Anor, comme les phyllades d'Alle par DORMAL (1897), puis comme faciès d'Anlier (S1) par ASSELBERGHS (1946), un nouveau stratotype de la formation a été défini par GODEFROID *et al.* (1994) à Mirwart (province de Luxembourg), le long de la ligne de chemin de fer Namur - Arlon, sur les rives de la Lhomme.

- ✦ **Description :**

La formation montre généralement une alternance de lamines plus ou moins régulières et plus ou moins espacées de grès fins et de quartzites pâles avec des siltites fines et des phyllades foncés, qui donnent à la roche un aspect zébré typique.

Ces horizons gréseux et quartzitiques, généralement pâles, peuvent renfermer des lamines, des lits ondulants, des rides et des lentilles connectées ou isolées (*wavy* et *lenticular beddings*), caractéristiques de sédiments littoraux.

Les siltites fines et les phyllades sont gris bleuté à noirs et peuvent être homogènes sur de fortes épaisseurs. Ils sont parfois micacés et ponctués de microcristaux de pyrite.

On trouve par ailleurs des bancs décimétriques à plurimétriques de grès et de quartzites généralement pâles, parfois foncés, en paquets ou isolés dans la masse phylladeuse.

Tantôt massifs ou hachurés par une schistosité fruste, ces grès et ces quartzites montrent des stratifications parallèles, obliques et entrecroisées, incluant occasionnellement à leur base des surfaces ravinantes, des figures de charge (*load casts*) et des clastes remaniés de phyllades (*chips*, « galets mous »).

Les différentes lithologies de la formation renferment sporadiquement des horizons carbonatés généralement en plages irrégulières de dimensions variables.

Vers le sommet, les grès, enrichis en limonite, brunissent et se chargent de bioturbations (dérangements, pistes, terriers de vermidiens, etc.) annonçant le faciès typique de la Formation de Villé sus-jacente.

Les couches de la Formation de Mirwart ont en général un contenu en faune fossile pratiquement inexistant. En revanche, les gisements de flore fossile se distribuent de manière sporadique sur toute la hauteur de la formation, le plus souvent dans les niveaux phylladeux. Ils se présentent sous forme d'empreintes de débris accumulés de tiges végétales chloritisées (« paille hachée ») ou de languettes foliaires parallèles ou parfois entrelacées dont *Taeniocrada decheniana* est le plus représenté.

Plusieurs de ces horizons à plantes se condensent au sommet de la formation dans des niveaux phylladeux, anthraciteux, homogènes ou quartzophylladeux. Ils constituent un bon repère régional dans le prolongement lointain des « Phyllades d'Alle » (Bouillon).

Sur la carte géologique, la Formation de Mirwart s'étend sur une bande diagonale d'une largeur minimale de 2 900 m formant ainsi le méga flanc nord du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel.

- ✦ **Épaisseur** : estimée à 1 000 m à Bertrix par ASSELBERGHS (1946) et à 2 000 m au moins sur base de la construction de la coupe géologique attenante à la carte.
- ✦ **Âge** : la palynologie de la Formation de Mirwart dans la région d'Herbeumont (STEEMANS, communication personnelle) et de Chiny (STEEMANS, 1989) révèle qu'elle débute dans la biozone d'intervalles Z et E, ou de la zone d'Oppel BZ du Lochkovien supérieur et monte dans le Praguien (fig. 4).
- ✦ **Utilisation** : naguère, des petites carrières disséminées dans la région, l'on extrayait du granulats pour l'empierrement des chemins, des dalles et des moellons pour la construction traditionnelle locale. Aujourd'hui, l'extraction de la pierre de cette formation n'a plus cours dans le périmètre de la carte.

✦ **Affleurements représentatifs :**

Lahérie, Centre logistique de Longlier: les talus bordant les plateformes industrielles exposent sur près de 1 000 m de largeur les niveaux à plantes des «Phyllades d'Alle» qui clôturent le sommet de la formation.

✦ **Pour en savoir plus :** ASSELBERGHS (1921, 1922, 1924, 1927) GODEFROID, STAINIER (1982)

VIL **FORMATION DE VILLÉ**

✦ **Origine du nom :** d'abord reconnue, à la suite de STAINIER (1896), comme grès d'Houffalize Cb2a par DORMAL (1897) sur la carte géologique à 1/40 000, puis comme quartzophyllades ou faciès de Longlier (S2) par ASSELBERGHS (1946), la Formation de Villé a été redéfinie par GODEFROID *et al.* (1982) dans le Synclinorium de Dinant. Le stratotype se situe à Villez (province de Luxembourg) le long de la route de La Roche-en-Ardenne à Maboge (GODEFROID *et al.*, 1994).

✦ **Description :**

La Formation de Villé montre des faciès variés qu'ASSELBERGHS (1946) a définis sous différentes appellations selon les régions concernées: ainsi en est-il du faciès de Bouillon, un quartzophyllade rythmé par de fréquents passages de calcaire crinoïdique franc. Il évolue vers une phase pélitique plus développée, par endroit carbonatée, associée à la disparition des bancs calcaires: c'est le faciès de Longlier reconnu dans les limites de la carte géologique.

La transition entre les formations de Mirwart et de Villé s'y fait parfois de manière progressive, ce qui, à défaut de l'horizon repère à végétaux du sommet de la première, se traduit par une appréciation malaisée de la limite et son tracé imprécis.

Ici d'emblée, c'est un faciès gréseux qui s'impose dans l'ensemble: grès fins, gris moyen à rouille, limonitiques, argileux et micacés, délités par une schistosité généralement fruste et irrégulière qui masque souvent la stratification. Ils alternent parfois avec des niveaux de quartzophyllades fréquemment limonitisés. D'intenses bioturbations peuvent les affecter: affouillements, pistes et terriers de vermidiens.

Le matériau est par endroit carbonaté et revêt un aspect ruiforme par altération. C'est une des deux formations dans les limites de la carte qui ait un contenu significatif en fossiles, mais inégalement réparti: des niveaux, surtout riches en crinoïdes,

comportent une faune composée de brachiopodes, de rugueux solitaires et de tabulés branchus, généralement disséminés dans la masse rocheuse ou, plus rarement, concentrés dans des horizons lenticulaires.

Enfin, moins fréquemment, s'intercalent des bancs décimétriques à plurimétriques de grès argileux limonitisés et de quartzites massifs, parfois boudinés ainsi que des passages de phyllades homogènes gris foncé.

Sur la carte géologique, la Formation de Villé occupe symétriquement les deux méga flancs du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel. Le flanc nord se réduit à une bande quasi rectiligne diagonale NE-SW de 500 m de largeur, tandis que le flanc sud, relégué dans le coin sud-est de la carte, amorce les contreforts de l'Anticlinorium de Givonne. Cette formation est peu exposée dans la région.

✦ **Épaisseur :** de 400 à 500 m selon ASSELBERGHS (1946), elle pourrait atteindre 700 m.

✦ **Âge :** bien que très riche en fossiles, crinoïdes, lamellibranches, brachiopodes et tabulés, (ASSELBERGHS, 1946, GODEFROID *et al.*, 1994), la formation n'a pas livré d'associations fossiles guides déterminants. On l'intègre dès lors dans le Praguien du fait de l'âge connu des formations encaissantes. Elle n'a pas fait l'objet non plus d'études palynologiques spécifiques au Synclinorium de Neufchâteau-Eifel (STEEMANS, 1989). Toutefois, par corrélation sur une formation équivalente (Faciès des Amonnines) située dans le Synclinorium de Dinant, on peut en déduire son insertion dans la zone d'intervalle palynologique Pa α et β intégrée au cœur du Praguien (fig. 4).

✦ **Utilisation :** naguère, l'on comptait des petites carrières disséminées, ouvertes dans la formation, dont l'extraction était orientée vers la production de granulats destinés à l'empierrement des chemins locaux et de moellons pour la construction traditionnelle locale.

✦ **Affleurements représentatifs :**

- Lahérie, Chantenieule (Lamb. 72: 230 235, 62 165): un promontoire rocheux le long du ruisseau de Longlier et une ancienne carrière le long d'un chemin de campagne, non loin;
- Gare de Longlier (Lamb. 72: 227 685, 61 235): la tranchée le long de la voie ferrée à hauteur du km 160,6, accessible sous réserve d'une autorisation de la SNCB.

✦ **Pour en savoir plus :** GODEFROID, STAINIER (1982)

✦ **Origine du nom :** une coupe de référence située à la sortie de la ville de La Roche-en-Ardenne développe la partie inférieure de la formation, le long de la route de Hotton, tandis que la partie supérieure est exposée au sud de Jupille au carrefour de la route de Hodister (GODEFROID *et al.*, 1994).

✦ **Description :**

Passant sans transition de la Formation de Villé sous-jacente, plutôt arénacée et limonitique, celle de La Roche présente un phyllade gris foncé, micacé. Ce dernier est entrecoupé de laminations silteuses pâles et de bancs décimétriques, de quartzites et de grès limonitiques, isolés ou groupés en paquets, parfois boudinés, dont la fréquence est croissante vers le haut de la formation.

Ce sont les caractères types du «Faciès de La Roche» d'ASSELBERGHS (1946) et de la «Formation de La Roche» de GODEFROID *et al.* (1994) dans le Synclinorium de Dinant.

Des nodules silteux, carbonatés, parfois limonitiques ou cellulés cariés, surviennent de manière disséminée ou soulignent parfois la stratification.

La Formation de La Roche couvre une largeur de plus de 6 000 m par l'effet cumulé de plusieurs plis mineurs structurant le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel. Elle se réduit, en revanche, à près de 1 000 m de largeur dans la bande la plus resserrée du flanc sud du même synclinorium par la présence probable d'une zone failleuse.

► **Membre de Martelange**

Origine du nom : la coupe de référence est située à la sortie de Martelange le long de la Route d'Arlon.

Description :

Il est exclusivement formé d'un phyllade homogène, compact, gris foncé à noir et ponctué de pyrite millimétrique, qui se présente en surface sous la forme d'une bande lenticulaire discontinue. Ce membre d'environ 400 m d'épaisseur s'insère à la base de la Formation de la Roche.

Les laminations silteuses pâles, aussi rares que les bancs de quartzite, rompent parfois la monotonie en soulignant la stratification. C'est le «Faciès de Neufchâteau» qu'ASSELBERGHS (1946) intègre parmi les faciès méridionaux du Siegenien supérieur (S3). Il est l'équivalent

de la Formation de Martelange (Sg3a) que LUCIUS (1950) met en exergue à la base des « schistes grossiers Sg3 ».

Localement, la roche peut adopter un faciès silteux fin ou quartzeux et cassant. Des insertions plus ou moins prononcées de calcschiste sont courantes.

Les fossiles sont plutôt rares ou mal conservés : on y a recueilli notamment des empreintes de crinoïdes et, localement vers la base du membre, des orthocères.

Il s'y développe généralement une schistosité ardoisière, serrée à pénétrative. Celle-ci est par endroit déformée par des bandes de *kinks* (cf. 4.5), un système de flexures anguleuses organisé en bandes étroites et parallèles dans lesquelles la schistosité a basculé.

Ces bandes de *kinks* sont à l'origine d'importantes surfaces de discontinuité dans la roche, plus ou moins perpendiculaires à la schistosité, dont les carriers tiraient avantageusement parti pour extraire d'une pièce de gros blocs rocheux.

✦ **Épaisseur** : plus de 1 500 m pour l'ensemble de la Formation de La Roche (LAR) dont 400 m environ pour le Membre de Martelange (MTL).

✦ **Âge** : Praguien (GODEFROID *et al.*, 1994) à la base de la formation et probablement Emsien inférieur vers le sommet.

✦ **Utilisation** : autrefois, ce matériau fournissait l'ardoise des toitures ou les mœllons pour l'habitat local et, il y a peu, pour l'empierrement des voies de circulation. Dans le périmètre de la carte, on dénombre une douzaine d'entrées de galerie souterraine principalement réparties dans les environs de Neufchâteau. Aujourd'hui, ce secteur d'activité est à l'arrêt dans la région faute de rendement.

✦ **Affleurements représentatifs :**

Le flanc nord du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel est particulièrement démonstratif de la Formation de la Roche :

- les versants tout au long du ruisseau de Neufchâteau, notamment au lieu-dit La Chaurhô, une ancienne ardoisière, ainsi que la paroi retirée du Hays, abritant une entrée de galerie ;
- à Juseret : paroi arborée située au nord du château-ferme du Monceau ;
- à Le Chêne : ancienne carrière à la rue d'Avinière.

Les versants de la Sûre, entre le hameau de Sûre et la Fagne de Lescheret exposent la Formation de la Roche.

Le Membre de Martelange est visible :

- à Neufchâteau: les parois rocheuses réparties sur le versant nord du ruisseau du Grand Vivier débouchant sur la chaussée de Recogne ;
- à Longlier: le tunnel sous la voie ferrée de la gare a été creusé dans le Membre de Martelange.

✦ **Pour en savoir plus :** ASSELBERGHS (1921, 1924, 1927, 1946)
DUFOUR (1998)
GODEFROID, STAINIER (1982)

CLE **FORMATION DE CLERVAUX**

✦ **Origine du nom :** le nom de «Schistes de Clervaux» fut, à l'origine, donné par GOSSELET (1888 a et b) aux schistes rouges de l'Emsien inférieur présents aux alentours du village de Clervaux (Grand-Duché de Luxembourg). Par après, ASSELBERGHS (1946) et LUCIUS (1950) ont repris cette dénomination pour caractériser les schistes bigarrés de l'Emsien moyen (E2).

✦ **Description :**

Elle se définit par un ensemble coloré assez hétéroclite, composé de schistes et de siltites bigarrés, violacés et verdâtres ou bleu pâle, alternant avec des bancs décimétriques à plurimétriques, souvent lenticulaires fréquemment laminaires, de grès, grès kaolineux, carbonaté ou argileux, gris-vert foncé à gris-vert pâle et orangés. Ces caractères s'affirment de plus en plus vers le haut de la formation. À ce stade, apparaissent deux niveaux repères, plurimétriques et discontinus, formés de quartzite à patine blanchâtre, inégalement poreux et à ponctuations rouille, qu'ASSELBERGHS (1946) a dénommés q2 et q3. Ces niveaux passent latéralement à un grès gris-vert à brun ornés de *flaser bedding*.

Le sommet de la formation est fixé au sommet du Quartzite de Berlé qu'il désigne sous le label q1. Ce repère régional franc est un banc discontinu et lenticulaire, épais de un à cinq mètres, fait de quartzite blanc, parfois ponctué de rouille et renfermant des empreintes de lamellibranches et de crinoïdes. Il passe latéralement à un grès gris-vert à brun à *flaser bedding* (MICHEL, 2012).

✦ **Épaisseur :** de 400 à 500 m.

✦ **Âge :** Emsien moyen à base de l'Emsien supérieur (q1) (ASSELBERGHS, 1946 ; STEEMANS, BRASSEUR, 1999).

✚ **Utilisation :** naguère, l'on comptait des petites carrières disséminées, ouvertes dans la formation. L'extraction de ce matériau était orientée vers la production de granulats pour l'empierrement des chemins locaux et de moellons pour l'habitat traditionnel local.

✚ **Affleurements représentatifs :**

- Vaux-lez-Chêne : la petite carrière prolongée du talus le long de la ruelle, au sortir du hameau, expose le faciès bigarré classique ;
- Winville : le talus le long de la rue de Saint-Hubert (N848), au km 28,9 ;
- au nord de Winville : au lieu-dit Sautrey, une coupe discontinue située sur le versant ouest du ruisseau Lipré ;
- Volaiville, rue du Moulin : le talus arboré ;
- Winville, au lieu-dit Wasohé, le long de la Sûre : belle coupe naturelle montrant la transition des grès orangés de la formation de Clervaux au phyllade noir de la Formation de Wiltz ;
- Volaiville, au km 30 de part et d'autre de la N848 : 2 carrières ont exploité les niveaux quartzitiques du sommet de la formation ;
- Witry, rue du Paradis : le talus situé derrière le hangar et la maison voisine, où s'exposent les grès argileux orangés et les niveaux de quartzite q2 q1 du sommet de la formation avant le passage à la formation de Wiltz.

✚ **Pour en savoir plus :** ASSELBERGHS (1946)
GODEFROID, STAINIER (1982)
FRANKE (2006)
MICHEL *et al.* (2010)

WIL

FORMATION DE WILTZ

✚ **Origine du nom :** GOSSELET, 1888 a et b.

✚ **Description :**

La formation débute par un banc décamétrique de schiste décalcifié fossilifère, parfois de calcschiste, pétri de crinoïdes, coraux et brachiopodes, et constituant aussi un niveau repère régional.

Elle développe ensuite un phyllade homogène, monotone et compact, gris foncé à noir et affecté d'une schistosité ardoisière. De très fines lamines silteuses pâles ou ocre, rares dans cette séquence, rompent parfois la monotonie en soulignant la stratification.

Cette formation est chargée en nodules disséminés, parfois carbonatés, cellulux cariés ou remplis de silt limonitique résiduel, qui développent des lentilles épargnées par la schistosité. Des ponctuations millimétriques de pyrite métamorphique peuvent survenir soit sur les surfaces de stratification ou au sein de la masse rocheuse.

✦ **Épaisseur** : cette formation, dont le sommet n'est pas atteint, développe une puissance locale de 500 m minimum.

✦ **Âge** : Emsien supérieur (ASSELBERGHS, 1946; STEEMANS, BRASSEUR, 1999).

✦ **Utilisation** : d'anciennes petites carrières ont été ouvertes dans tous les faciès de cette formation pour des usages locaux, depuis le granulat destiné à l'empierrement des voies carrossables jusqu'aux moellons pour l'habitat.

✦ **Affleurements représentatifs** :

- Volaiville, rue de la Justice: le talus en fond des cours d'habitations expose le niveau fossilifère de la base de la formation;
- Volaiville, rue de Saint-Hubert: le talus du bord de la route montre le phyllade nodulaire;
- Witry, rue d'Everlange (N825): le talus du bord de la route;
- Winville, rue du Facteur: le sentier, au sud du pont sur la Sûre, et l'excavation située non loin en prairie marque la transition depuis le quartzite de Berlé q1 au niveau repère fossilifère.

✦ **Pour en savoir plus** : GODEFROID, STAINIER (1982)
LUCIUS (1950)

■ 2.2. LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Ces dépôts couvrent des étendues considérables sur les plateaux et les versants à pente douce en formant un manteau relativement continu qui masque le tracé des terrains sous-jacents. Ils sont issus du mélange de produits de désintégration du substrat et de limons éoliens: argile, limon et sable dans des proportions variées, avec un contenu variable en éléments grossiers. Leur épaisseur ne peut être estimée avec précision en l'absence de renseignements fournis par les sondages, tranchées ou fouilles de bâtiments implantés dans le substrat. Faisant l'objet d'investigations pédologiques, ils ne sont pas représentés sur la carte géologique.



FORMATIONS D'ALTÉRATION OU ALTÉRITES

Sous ce terme, on désigne des formations superficielles résultant de la fragmentation et de l'altération sur place des roches antérieures sans transformations pédologiques notables (FOUCAULT, RAOULT, 1995). Ces phénomènes sont le résultat d'une altération en majorité d'origine chimique. Ils définissent un profil de plusieurs mètres d'épaisseur comptant en général plusieurs horizons superposés à dégradation décroissante de haut en bas :

- un sol pédologique généralement de couleur vive aujourd'hui presque disparu ;
- un horizon à rares blocs de schistes et de quartzites noyés dans une matrice d'altération argileuse et sableuse. Il peut parfois prendre de l'importance au creux de poches qui sont à l'origine d'exploitations de sable, d'argile ou de kaolinite ;
- un horizon intermédiaire riche en plaquettes de schistes et débris de quartzites altérés dans une matrice argileuse ;
- un horizon de roche mère altérée et fissurée. Il constitue un socle de roches attendries voire décomposées et décolorées et où le blanc presque pur, produit par lessivage de la roche ou par réduction des oxydes de fer, peut trancher sur les zones rubéfiées aux couleurs d'oxydation. Il s'accompagne souvent de concrétions ferrugineuses ou d'apport de sédiments argilo-limoneux sus-jacents souvent logés dans les fissures de la roche hôte. C'est ce dernier horizon qui est le mieux préservé en Ardenne et qui constitue principalement le manteau d'altérite.

Ces formations superficielles constituent des surfaces d'aplanissement développées en milieu continental au cours de cycles climatiques humides tropicaux (YANS *et al.*, 2003, WYNS *et al.*, 2003) ou lors d'épisodes de climat aride (ALEXANDRE, THOREZ, 1995).

La formation des altérites du plateau ardennais s'étend sur une période plus ou moins longue selon les auteurs. Elles seraient essentiellement d'âge éocène malgré la possibilité d'un effet cumulatif d'actions antérieures au cours du Mésozoïque (ALEXANDRE, THOREZ, 1995) ou encore d'un âge éocène à quaternaire (MACAR, 1976). Elles pourraient avoir été initiées dès le Crétacé inférieur et développées au Miocène inférieur (YANS *et al.*, 2003).

Ces surfaces sont donc le résultat d'une pénélplanation du socle hercynien lors d'un soulèvement épirogénique que certains auteurs associent à un contrecoup de l'orogénèse alpine (DEMOULIN, 1995, WYNS *et al.*, 2003).

Ce soulèvement s'accompagne d'un affaissement isostatique des régions voisines vers lesquelles se déverseraient le produit

d'érosion du plateau ardennais. Il s'y formerait des dépôts siliceux dont les témoins résiduels donneraient aujourd'hui la pierre de Stonne en Lorraine belge ou des dépôts à l'origine des argiles wealdiennes du bassin de Mons (YANS *et al.*, 2003).

Sur le socle primaire, une surface d'aplanissement remarquable souligne le «plateau ardennais». Cette formation d'altérite constitue un ancien glacis dont il ne subsiste aujourd'hui que des lambeaux résiduels sporadiques de formes et de dimensions variées.

À des exceptions près, le front d'altération est subhorizontal et discordant sur les couches plissées de la roche mère.

Dans le périmètre de la carte, les altérites sont localisées sur les sommets culminant de 425 à 500 m d'altitude. Elles occupent un tronçon proche de la crête de partage des eaux des bassins de la Semois et de la Sûre, sur les hauteurs de Maisoncelle et d'Ebly.

C'est à l'occasion de grands travaux d'excavation, de tranchées d'autoroutes, de voies ferrées ou de rafraîchissements des chemins que l'on découvre le manteau d'altérite. C'est ainsi que l'on a pu en localiser un certain nombre sur les sommets dominant Longlier, Lahérie et Neufchâteau, la tranchée de la voie ferrée de Neufchâteau et celle de l'autoroute à hauteur de Namoussart. L'existence de ce manteau est souvent trahie par une couverture limoneuse rouge brique paraissant sur les chemins ou à la surface topographique.

- ✦ **Épaisseur :** de moins d'un mètre à plusieurs mètres. Ces différentes formations superficielles s'organisent en lambeaux résiduels et peuvent présenter de fortes irrégularités locales.
- ✦ **Âge :** Tertiaire et Quaternaire.
- ✦ **Utilisation :** si les archives mentionnent des activités d'extraction de fer sur la crête topographique au nord des Hayons et au lieu-dit «Les Minières» dans la région de Sensenruth (Bouillon, hors carte), en revanche, aucune mention d'extraction d'argile, de sable ou de kaolinite n'est recensée, dans les limites de la carte.
- ✦ **Affleurements représentatifs :**
 - Lahérie, Ardenne Logistics: ce site est implanté dans les altérites de la Formation de Mirwart;
 - Tronquoy: le plateau de Sur la Hè;
 - Perchepai: le centre commercial est implanté sur un socle rubéfié.

- ✦ **Pour en savoir plus :** DEMOULIN (1995)
DE PUTTER, YANS (2003)
PISSART (1961)
QUESNEL (2003)

ALA

ALLUVIONS ANCIENNES

Il s'agit de sable, gravier ou cailloux formant des dépôts fluviatiles laissés en altitude dans des méandres recoupés ou sur des terrasses abandonnées par l'approfondissement actuels des vallées.

✦ **Affleurements représentatifs :**

Volaiville, rue du Centre: terrasse occupée par le cimetière du village, et juchée à environ 25 m au-dessus du niveau hydrographique actuel à hauteur d'un méandre recoupé de la Sûre.

AMO

ALLUVIONS MODERNES

Il s'agit d'argile, silt, sable et gravier ou cailloux formant des dépôts fluviatiles de fonds de vallées. Ces dépôts alluvionnaires délimitent généralement le lit majeur des cours d'eau. Ils ont été cartographiés d'après la géomorphologie locale.

3

SCHÉMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

La notion de chronostratigraphie (âge relatif des roches) ne doit pas être confondue avec celle de lithostratigraphie (ensemble de roches de caractéristiques déterminées superposées stratigraphiquement).

Le lien entre ces deux types d'échelle stratigraphique se fait sur base de la biostratigraphie (fig. 4). Celle-ci repose sur les macrofossiles (brachiopodes, coelentérés, etc.), les microfossiles (foraminifères, conodontes, algues, etc.) ou la palynologie (spores, palynomorphes, acritarches, etc.).

Le socle paléozoïque, dans le cadre de cette carte géologique, compte les six formations suivantes, toutes comprises dans le Dévonien inférieur :

- la **Formation de Sainte-Marie** (STM) atteint le sommet de la zone d'intervalle Z de STEEMANS (1989) du Lochkovien sommital;
- la **Formation de Mirwart** (MIR) est intégrée dans le Praguien en englobant les biozones d'intervalles E, Po et W de STEEMANS (1989) et aborde localement la biozone Z du Lochkovien (STEEMANS, com. pers.);
- la **Formation de Villé** (VIL) plus riche en fossiles, crinoïdes, mollusques, coraux et brachiopodes (ASSELBERGHS, 1946, GODEFROID *et al.*, 1994), est intégrée dans le Praguien du fait de l'âge connu des formations encaissantes. Aucune étude palynologique n'a été entreprise à ce jour à propos de cette formation dans le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel;
- on attribue à la **Formation de La Roche** (LAR) un âge praguien pour l'essentiel, mais, faute de fossiles guides présents dans la région, on peut supposer que le sommet atteint l'Emsien inférieur par analogie à la Formation de Vireux définie dans le Synclinorium de Dinant (Emsien, GODEFROID *et al.*, 1994) et à celles de Stolzenbourg et de Schuttbourg réunies du Grand-Duché de Luxembourg (E1a, b, LUCIUS, 1950);
- La **Formation de Clervaux** (CLE), à défaut de la présence locale d'une macrofaune fossile, n'a pas révélé de paléontologie convaincante. Elle est intégrée dans l'Emsien

moyen, un étage défini par MAILLIEUX, (1941), de par son faciès lithologique diversicolore typique rencontré dans toute l'Ardenne. La même incertitude concerne la palynologie de STEEMANS et BRASSEUR (1999);

- La **Formation de Wiltz** (WIL) n'apporte pas plus de preuve palynologique suffisante. Elle est par ailleurs intégrée dans l'Emsien supérieur du fait qu'elle repose sur le quartzite de Berlé daté, lui, du même âge (ASSELBERGHS, 1946, p 31).

Ces formations sédimentaires ont été plissées par la tectonique varisque durant le Carbonifère supérieur, faisant ainsi émerger une chaîne montagneuse continentale. L'érosion aplanit ensuite ces reliefs en une vaste pénéplaine que des sédiments continentaux couvriront dès le Permo-trias.

La subsidence subséquente ouvre le socle aux dépôts sédimentaires marins transgressifs dans le Bassin de Paris durant le Jurassique, Crétacé et Tertiaire. Cet ensemble méso-cénozoïque se dispose ainsi à plat en discordance sur le socle paléozoïque plissé. L'ultime soulèvement éocène du socle et son érosion consécutive conduisent à une vaste pénéplaine qui fera l'Ardenne et la Gaume d'aujourd'hui.

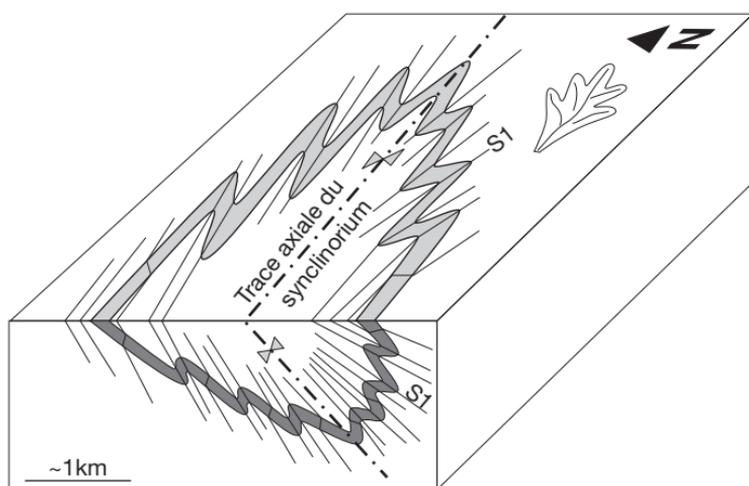


Fig. 5. Bloc diagramme d'un synclinorium idéalisé: un synclinal majeur d'ennoyage ouest sur lequel se greffe une série de plis mineurs déversés vers le nord, dans une disposition qui rappelle une feuille de chêne. Un banc de quartzite (en gris) est représenté au sein d'un schiste affecté d'une schistosité S1 de pente sud, quasi parallèle au plan axial du plissement.

4

GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'Ardenne *sensu stricto*, qui occupe la Haute Ardenne, comprend des sédiments siliciclastiques à prépondérance pélitique d'âges cambro-silurien et éodévonien qui ont été enfouis sous de puissantes séries marines accumulées dans un bassin subsident jusqu'au Carbonifère supérieur. Lors de la fermeture de ce dernier par convergence tectonique intraplaque, plis, failles et schistosité ont progressivement pris place et déformé ces sédiments au cours de l'orogénèse varisque qui s'ensuivit. C'est durant cette période, dont le paroxysme se situe au Stéphanien (Carbonifère supérieur), que s'opère le raccourcissement crustal, principalement dans une direction SSE-NNW, qui aboutit à l'émergence continentale des sédiments dans un contexte de chaîne montagneuse.

■ 4.1. LES PLIS

Dans le périmètre de la carte Neufchâteau-Juseret, les couches géologiques du socle dévonien se plissent en s'articulant autour du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel.

Ce pli forme une enveloppe synclinale complexe de premier ordre, de dimension plurikilométrique, modulée par l'enchaînement de plis de longueurs d'onde inférieures, qui s'ordonnent généralement selon une disposition classique en « feuille de chêne » étirée que l'on peut percevoir de haut (fig. 5).

Il s'agit donc d'un synclinorium composite, dont le cœur s'ouvre sur les phyllades de la Formation de Wiltz et occupe en travers diagonal le tiers sud-est de la carte. La trace de la surface axiale principale, révélée par le Synclinal de Witry, passe au sud de la bourgade de Namoussart, se dirige vers le nord-est en traversant les hameaux de Traimont et de Witry et quitte la carte par le bord est à hauteur du ruisseau de la Voie Habay entre Menufontaine et Hotte. Il se décline ainsi en un méga flanc nord occupant les 2/3 nord de la carte, formant les contreforts de l'anticlinorium de l'Ardenne et d'un flanc sud cantonné dans le tiers sud-est de la carte, dont l'anticlinal de Légglise constitue un des plis mineurs de l'Anticlinorium de Givonne.

Dans les niveaux pélitiques, les plis sont généralement isoclinaux, fermés (angle des deux flancs d'un pli $< 30^\circ$) et semblables, qui par aplatissement conduisent à l'étirement des flancs et l'épaississement des charnières. Les niveaux quartzitiques ou gréseux, en revanche, plus cohérents, tendent à former des plis isopaques avec leur charnière arrondie.

Des plis droits déformant les phyllades de la Formation de Wiltz se manifestent au cœur du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel. Tandis que dans les formations les plus externes qui structurent l'enveloppe périsinglinale, les plis adoptent une allure asymétrique déjetée à renversée de vergence nord. Le tout est associé à une schistosité régionale plan-axiale de même tendance. Le plissement est dit synschisteux, c.-à-d. contemporain de la schistosité.

L'alternance de ces roches à compétence contrastée constitue un ensemble hétérogène au comportement anisotrope marqué qui tend à produire une dysharmonie (irrégularité) du plissement.

Les plis s'ennoient dans leur grande majorité vers le nord-est à l'est selon des pentes généralement faibles (5° à 10°), mais ces ennoyages peuvent s'inverser localement vers l'ouest. Ces vagues ondulations transversales, principalement localisées à l'est de Volaiville, expliquent l'extrême allongement en surface des formations géologiques concernées.

■ 4.2. LA SCHISTOSITÉ

La schistosité, distincte de la stratification, se manifeste par un clivage ou un débit systématique de la roche en feuillets plus ou moins serrés en fonction de la granulométrie des constituants ou de leur nature argileuse.

Les matériaux les plus fins et homogènes présentent une schistosité de type ardoisier, une schistosité dite pénétrative, car elle concerne toute la masse de la roche. Elle reflète une réorientation des paillettes de micas parallèlement aux surfaces axiales des plis, répondant ainsi par aplatissement aux importantes contraintes tectoniques en jeu.

Les nodules silteux, clairsemés ou alignés dans les séries les plus phylladeuses des formations de Mirwart, La Roche et Wiltz ont généralement été préservés de la schistosité, montrant ainsi des ombres de pression allongées dans le sens du plan de schistosité. Ils affichent parfois aussi une schistosité réfractée.

Dans les matériaux plus grossiers (grès, quartzites, calcschistes, etc.), la schistosité, en revanche, s'exprime de manière réfractée, non pénétrative ou grossière par la formation de surfaces de pression-dissolution. Elle peut être absente dans les quartzites massifs.

Si les pélites des formations géologiques adoptent dans leur ensemble une schistosité qui oscille dans une fourchette serrée autour de 75° sud, en revanche, celle des phyllades de la Formation de Wiltz, au cœur du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel, se redresse dans une disposition uniformément verticale.

■ 4.3. LES FAILLES LONGITUDINALES DE CHEVAUCHEMENT

On relèvera sur la carte géologique deux rétro chevauchements longitudinaux aux rejets inégaux. L'une, située au sud de Traimont, rompt le cœur d'un synclinal mineur. L'autre superpose la Formation de La Roche sur celle de Clervaux à hauteur de la Fagne de Lescheret. Ces accidents tectoniques à caractère chevauchant se résument pour la plupart à de simples surfaces striées, à un joint d'argile ou à un niveau de brèche qu'accompagnent parfois des plis parasites intenses et/ou une schistosité à proximité.

■ 4.4. LES DÉCROCHEMENTS

Observés à Cobreville en bordure nord-est de la carte et à Witry dans le sud, ces décrochements sénestres au rejet peu important sont transversaux aux structures régionales et marquent des réajustements mineurs locaux.

■ 4.5. LES BANDES DE KINKS

Il s'agit d'un système organisé en bandes étroites, parallèles et régulièrement espacées, produites dans des matériaux généralement pélitiques (siltite et phyllade) par la flexure anguleuse de la schistosité et/ou de la stratification (*kink-bands*). On les assimile à des failles avortées où la rupture, qui ne s'est pas produite, est remplacée par le basculement de ces structures. Elles n'avaient pas été mises en évidence dans ces localités et par ailleurs peu mentionnées en Ardenne méridionale (RONDEEL, 1971 ; FOURMARIER, 1906).

Ces bandes marquent ici le plus fréquemment un mouvement de type normal (fig. 6) dans une inclinaison nord, quasi perpendiculaire au plan schisteux. Les bandes de kinks inverses conjuguées sont en revanche peu fréquentes.

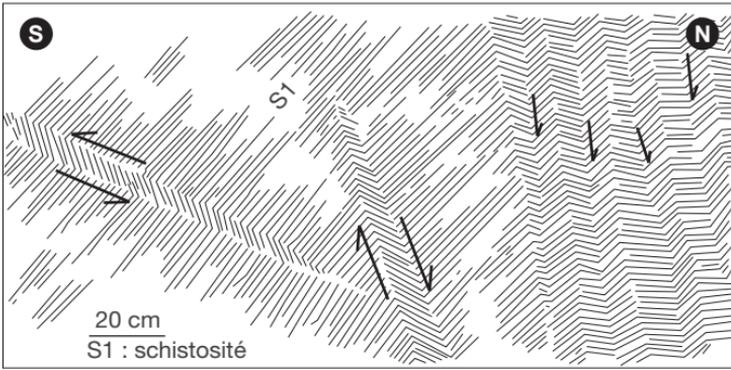


Fig. 6. Systèmes de bandes de kinks normaux parallèles et un de leur conjugué inverse. Membre de Martelange (croquis d'affleurement à Lingle - Herbeumont).

Dans un contexte régional, ces déformations, comme pour les failles normales précédentes, apparaissent en nombre sur une aire de 40 x 5 km², centrée sur Bouillon et Herbeumont, et axée sur le Synclinorium de Neufchâteau-Eifel. Localement, elles sont plutôt cantonnées dans la moitié nord-ouest de la carte, en affectant le flanc nord du synclinorium, et leur fréquence tend à diminuer vers l'est.

Ces bandes de kinks sont conjuguées et contemporaines des failles normales et des zones de cisaillement de pendage sud. Ensemble, elles forment un réseau de déformations qui témoigne d'un épisode extensif régional particulier, au moins postérieur à la phase compressive responsable du plissement varisque.

Elles sont à l'origine de grands plans de discontinuité de la roche dont l'espacement quasi constant permet une découpe de la roche en blocs réguliers. Cette propriété a permis jadis d'exploiter l'ardoise en carrières souterraines par chambres et piliers obliques. Cela permettait jadis aux carriers d'extraire aisément d'importants blocs rocheux en surface. Mais ces bandes de kinks peuvent parfois se resserrer au point de « froisser » le matériau et d'en faire un « pourri » stérile.

■ 4.6. LE BOUDINAGE

Le tronçonnage par étirement d'un banc compétent (un quartzite, par exemple) intercalé entre deux couches schisteuses incompetentes forme parfois un boudinage dans lequel s'aligne une série de « boudins », sorte de prismes allongés aux sections arrondies. Entre ces prismes, il peut y avoir bourrage, pincement par les niveaux incompetents voisins ou remplissage par cristallisation de quartz (fig. 7).

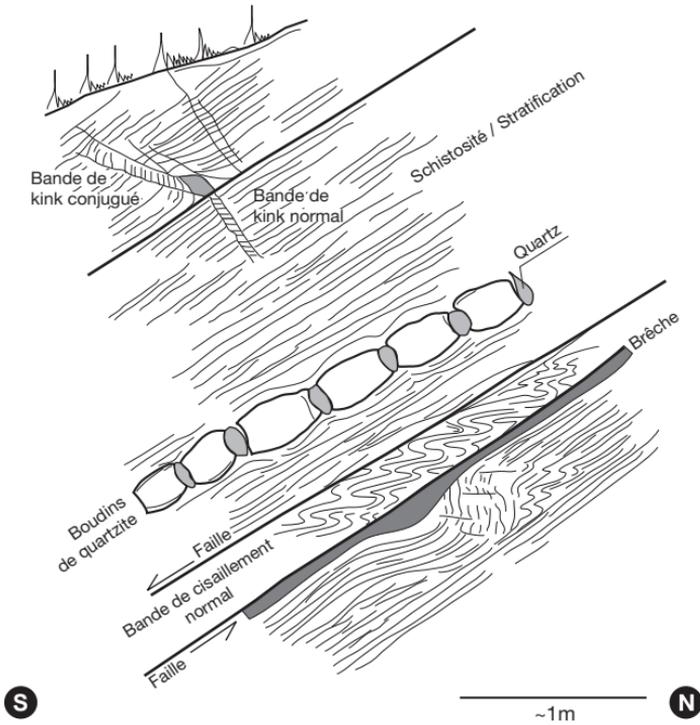


Fig. 7. Bandes de kinks conjugués, boudinage et bande de cisaillement normal avec plissements asymétriques internes. Formation de Villé (croquis d’affleurement à Pursumont - Herbeumont).

La direction des joints du boudinage est sensiblement parallèle aux axes d’ennoyage des plis ou aux linéations d’intersection (L1) de la schistosité et de la stratification. On l’interprète comme une déformation par étirement des bancs compétents situés sur les flancs d’un pli durant sa formation, une structuration donc contemporaine de la tectonique varisque.

Le boudinage, généralement assez discret, s’observe sporadiquement dans des conditions d’affleurement favorables.

■ 4.7. LE FAUCHAGE

Ce terme définit une déformation superficielle et récente des couches géologiques à l’aplomb d’une pente topographique, qui peut entraîner une estimation erronée du pendage réel observable en profondeur.

Ce type de déformation est présent à des degrés divers sur l’ensemble de la carte et nécessite une vigilance accrue de l’observation.

5

LE MÉTAMORPHISME

Le métamorphisme en Ardenne-Eifel est un métamorphisme régional en grande partie pré-orogénique. Il a eu lieu avant le plissement varisque, engendré dans des conditions lithostatiques dont l'intensité est liée au degré d'enfouissement en profondeur des roches, sous de fortes épaisseurs de couverture estimées à 10 000 m environ.

La carte géologique en question, comme l'ensemble de l'Ardenne méridionale, manifeste un métamorphisme régional léger, engendré dans des conditions anchizonaes (de faible intensité, 100-200 °C et 1 Kbars. BEUGNIES, 1976). Ce métamorphisme s'exprime par l'aspect sériciteux des phyllades et par la formation de quartzites : cristallisation de nouveaux minéraux phylliteux (séricite, biotite, etc.) chez l'un et recristallisation des grains détritiques de quartz chez l'autre.

Cette anchizone ardennaise enserme une épizone, une zone de métamorphisme plus accentué, établie sur l'assemblage des minéraux visibles sur le terrain et qui ne touche que le coin nord-ouest de la carte géologique Neufchâteau - Juseret (fig. 8). Cette dernière caractérise des roches enfouies et soumises à des conditions de haute température et basse pression (jusqu'à 500 °C et 2 Kbars). Elle apparaît en surface sous forme d'îlots elliptiques agencés sur près de 120 km, couvrant les bordures sud des boutonnières calédoniennes des massifs de Rocroi, Serpont, Stavelot et la bordure nord du Massif de Givonne ainsi que le flanc sud de l'Anticlinorium de l'Ardenne.

Dans la région voisine de Paliseul, par exemple, (BELANGER, GHYSEL, 2017), ce métamorphisme est à l'origine de porphyroblastes de magnétite, biotite et ilménite observés dans les niveaux bigarrés des formations lochkoviennes d'Oignies et Saint-Hubert, et praguienne de Mirwart.

Plus au sud, à la pointe orientale du Massif cambrien de Givonne (région de Muno - BEUGNIES, 1961), il se manifeste par l'apparition de la biotite et de la muscovite dans les phyllades siluriens à la base de la Formation de Mondrepuis.

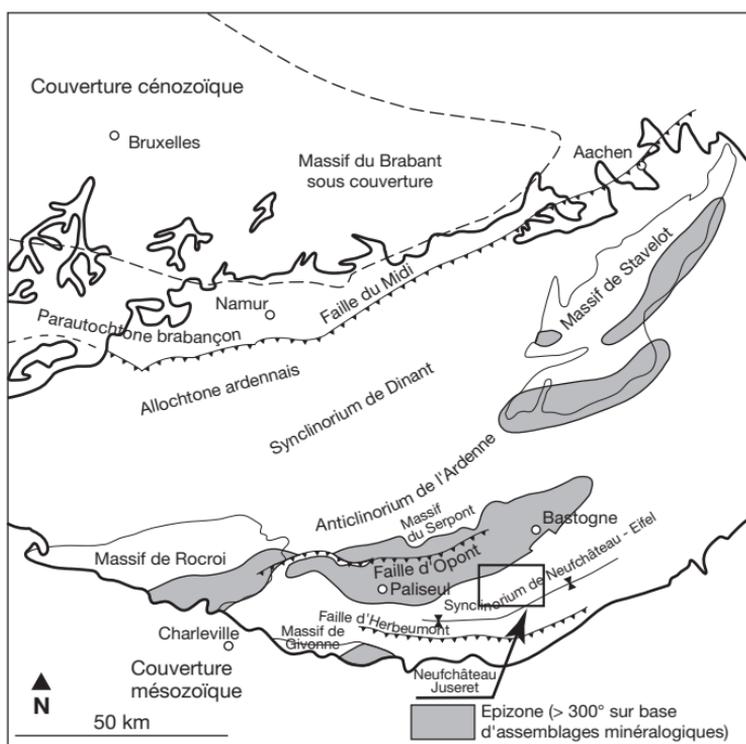


Fig.8. Répartition des zones de métamorphisme épizonal en Ardenne (modifié d'après FIELTZ et MANSY, 1999).

Ensuite, au cours du Silésien et ce dans un contexte dynamique de raccourcissement tectonique de direction NNW-SSE doublé d'une orogénèse et d'une surrection continentale, apparaît une schistosité régionale génétiquement liée au plissement varisque qui se charge d'une seconde phase de métamorphisme cette fois rétrograde.

Elle se forme par la réorientation des minéraux argileux et micacés pour former la schistosité et par le contournement de la plupart des porphyroblastes déjà formés lors de la première phase de métamorphisme, laissant ainsi des « ombres de pression » occupées notamment par la chlorite, témoin d'un déséquilibre initié par la diminution des conditions de pression et de température des roches métamorphiques.

BEUGNIES (1976, 1988) voit aussi dans les phyllades reviniens du Massif de Givonne (région de Muno, BELANGER, GHYSEL, 2017) la rétro-morphose de la chiastolite (andalousite orthorhombique) en pseudomorphose micacée et celle de la biotite en chlorite.

6

SYNTHÈSE : HISTOIRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique de l'Ardenne s'inscrit dans un contexte géologique qui dépasse les frontières politiques actuelles. Dans la région, elle peut se résumer dans les grandes lignes de la manière suivante :

- 1 Dépôt de séries sédimentaires détritiques en milieu profond (turbidites) datées du Revinien (Cambrien supérieur) ;
- 2 Plissement calédonien : un premier cycle de plissement donne naissance à des reliefs émergés, accompagnés de leur cortège d'érosion et de pénéplanation ;
- 3 Au Silurien supérieur (Přidoli, GODEFROID, CRAVATTE, 1999), en Ardenne méridionale, dépôt d'un conglomérat fluvio-littoral continental en discordance sur le socle cambrien pénéplané, suivi d'une transgression marine sur une plate-forme subsidente, avec dépôts sableux, argileux et calcaires qui s'accumulent sur plus de 10 000 m d'épaisseur durant le Dévonien et le Carbonifère (~ 100 millions d'années) ;
- 4 Mise en place du métamorphisme d'enfouissement, anchizonal à épizonal, qui affecte les sédiments les plus profondément enfouis. Dans la région, il va donner les quartzites et les phyllades des formations éodévoniennes ;
- 5 Plissement varisque au Silésien (Carbonifère supérieur) : un second cycle orogénique plisse l'ensemble des sédiments en place, dont le front septentrional de déformation se limite à hauteur du sillon Sambre-et-Meuse. Une surrection continentale complète le cycle orogénique et constituera le socle ardennais *sensu lato*. Le plissement s'accompagne d'une schistosité régionale pour les terrains les plus anciens de la ceinture schisteuse ardennaise, l'Ardenne *sensu stricto*, en même temps que s'installe un métamorphisme rétrograde. Dans la région concernée par la carte, cet événement a développé notamment deux grands plis : les Synclinorium de Neufchâteau et Anticlinorium de Givonne ;

- 6 Ces mouvements se poursuivent par de grands chevauchements longitudinaux tardifs dont la faille d'Herbeumont-Martelage et ses failles satellites sont les principaux représentants. S'ensuit, dans la foulée, une phase de fléchissement des structures géologiques en place, centrée sur Les Fossés et accompagnée de décrochements ;
- 7 Le mouvement s'inverse : une phase d'extension locale se manifeste par des failles normales conjuguées à un système dense de bandes de kinks ;
- 8 Sur la chaîne varisque émergée agit l'érosion continentale jusqu'à la pénéplanation généralisée de l'Ardenne et une mise au jour locale de boutonnières cambro-ordoviciennes à hauteur des Massifs de Givonne, Rocroi, Serpont et Stavelot ;
- 9 Au Permo-Trias, subsidence du Sud ardennais continental en bordure du Bassin de Paris et dépôt au Trias supérieur de sédiments continentaux et littoraux en discordance sur le socle paléozoïque. A l'Hettangien, transgression marine et dépôt des premiers sédiments marins (sables, marnes et calcaires). Ceux-ci s'empileront dans le Bassin de Paris durant le Jurassique, le Crétacé et le Cénozoïque ;
- 10 Le Cénozoïque en Belgique enregistre plusieurs cycles de dépôts continentaux et marins (sables et argiles) d'origine septentrionale recouvrant quasi toute l'Ardenne ;
- 11 Au Cénozoïque supérieur, un dernier bombement tectonique soulève l'Ardenne qui émerge cette fois définitivement et réactive son érosion. Celle-ci en entamant les différentes couvertures sédimentaires révèle le socle paléozoïque plissé, laissant çà et là quelques poches résiduelles sableuse cénozoïques et la couverture méso-cénozoïque du Bassin de Paris. Dans le même temps, se dépose un limon périglaciaire qu'entaille le réseau hydrographique, lequel façonne le relief que nous connaissons aujourd'hui.

7

RESSOURCES DU SOUS-SOL

■ 7.1. RESSOURCES MINÉRALES

► *QUARTZITE, GRÈS ET GRÈS ARGILEUX*

Le territoire délimité par la carte géologique fourmille de vestiges d'exploitations anciennes et de carrières récentes ouvertes dans toutes les formations du Dévonien inférieur. On en a extrait du schiste, du grès et du quartzite principalement pour la construction de monuments anciens et l'habitat traditionnel dont les nombreux témoins forment le patrimoine architectural rural de la région. Le granulat qui en était issu par broyage servait à l'empierrement du réseau routier local et des voies ferrées. Ces carrières, témoins d'une activité économique naguère florissante, sont aujourd'hui laissées à l'abandon et parfois remblayées.

► *SCHISTE ARDOISIER*

Dans le périmètre de la carte, on compte plusieurs veines ardoisières exploitées, spécifiques du Membre de Martelage. À Neufchâteau, d'anciennes carrières longent la Chaussée de France et le Chemin du Lac, de même qu'une série de galeries souterraines jalonnent des veines situées à la base de la Formation de La Roche. Elles sont cantonnées au pied de Neufchâteau, dans la vallée du même nom, et comptent notamment les galeries de la Chaurno, Hays, Ospot, la galerie Devaux. À Longlier, du versant sud du vallon du ruisseau des Rébures débouche la galerie Jacques.

Ces veines se situent dans le prolongement stratigraphique des ardoisières renommées d'Herbeumont, et de Warmifontaine qui firent la réputation industrielle de la région dès le XVII^{ème} siècle (DUFOUR, 1998). Par ailleurs, de vagues mentions historiques font état de la présence d'ardoisières, cette fois dans les phyllades situées au cœur de la Formation de Mirwart, aujourd'hui disparues.

On a utilisé l'ardoise pour divers usages liés à l'architecture traditionnelle de tous types, chapelles, églises paroissiales,

habitations, etc. Elle fut employée en plaquettes pour la couverture en toiture et en grosses dalles selon les qualités pour les encadrements d'ouvertures, les revêtements de sols ou pour la confection de stèles funéraires.

Dans un passé récent, l'ardoise fut exploitée comme granulats dans certaines carrières aujourd'hui fermées.

■ 7.2. HYDROGÉOLOGIE

La rareté des études hydrogéologiques dans la région et la complexité des systèmes aquifères de la ceinture schisteuse ardennaise rend l'analyse des potentialités aquifères délicate. En général, on considère que le socle ardennais ne renferme qu'une nappe superficielle libre, plus ou moins continue et restreinte à la tranche d'altération, éventuellement appuyée par un drainage local en présence d'un milieu fissuré accentué.

Dans cette nappe supérieure, la perméabilité est de type mixte car elle combine les propriétés hydrodynamiques de la tranche altérée à celles des milieux globalement fissurés et singulièrement dans les zones failleuses.

Par contre, dans les milieux plus profonds, quelques nappes, parfois captives, sont localisées dans des passages gréseux et quartzitiques où la perméabilité est exclusivement de type fissuré, nettement favorisée par la fracturation de ces bancs alors qu'elle est réduite dans les aquicludes pélitiques voisins plus ductiles.

A l'exception de la nappe de surface, quasi continue mais irrégulière, on discerne mal les aquifères potentiels dans les intercalations gréso-quartzitiques des ensembles pélitiques sains.

La perméabilité peut varier de façon imprévisible et de manière extrême d'un point à l'autre d'un même niveau lithologique donné et *a fortiori* entre les niveaux schisteux et gréseux.

Dans ces derniers, qui ont une conformation généralement lenticulaire, d'extension limitée et difficilement cartographiable, la perméabilité dépend non seulement du taux de fissuration et de fracturation de la roche mais aussi du degré et de la nature du colmatage par les produits d'altération (argiles très peu perméables et sables de perméabilité plus importante).

Les aquifères gréso-schisteux ardennais affichent en général des capacités d'emmagasinement peu importantes et très variables, fortement influencées par les conditions météorologiques locales : leur tarissement et leur saturation alternent au gré des saisons.

Leur caractère libre, à proximité de la surface topographique, accroît leur vulnérabilité face à une pollution souvent liée aux multiples activités anthropiques, notamment les pratiques agricoles et l'expansion de l'habitat.

Certains de ces réservoirs, bien que limités, méritent néanmoins un intérêt appuyé, car non seulement ils soutiennent le débit d'étiage du réseau hydrographique, surtout en période post-estivale, mais peuvent aussi répondre à une consommation locale raisonnable.

Aucune formation géologique présente sur la carte de Neufchâteau-Juseret ne peut prétendre constituer un aquifère d'envergure.

Toutefois, le caractère plus gréseux à niveaux carbonatés souvent altérés et dissous de la Formation de Villé (VIL), abrite un aquifère que BOUEZMARNI *et al.* (2013) qualifient d'*aquitard à niveaux aquiclude*. Ce dernier accuse une transmissivité, somme toute importante, à près de 10^{-3} m²/sec et assure par ses teneurs carbonatées, un pouvoir tampon sur le pH de l'eau doublé d'une minéralisation accrue. Cette formation serait susceptible d'assurer un potentiel aquifère plus soutenu que les formations encadrantes de Mirwart et de La Roche, globalement beaucoup plus schisteuses et réputées d'*aquicludes à niveaux aquifères*.

Les données hydrochimiques (BOUEZMARNI *et al.*, 2013) des eaux prélevées dans deux de ces captages affichent une neutralité chimique (pH ~7) mais une dureté totale étonnamment basse (1 à 5° F, degrés français), pour des niveaux aquifères inégalement carbonatés de la Formation de Villé. Les teneurs en nitrate d'origine anthropique sont également peu significatives.

Malgré sa surface d'affleurement restreinte sur la carte, l'aquitard de Villé alimente plusieurs sources à l'émergence et plusieurs captages, principalement des puits pour des besoins domestiques ou agricoles privés.

Le lecteur intéressé par de plus amples informations concernant l'hydrogéologie de la région, son potentiel aquifère et son exploitation, est invité à consulter la carte hydrogéologique et les données hydriques qui l'accompagnent, sur le site du SPW Environnement à l'adresse suivante :

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

Remerciements

Nos remerciements vont aux membres de la Division Nature et Forêts (DNF) du Ministère wallon de l'Agriculture des cantonnements de Bertrix, Neufchâteau et Florenville pour nous avoir facilité l'accès aux forêts domaniales qui sont de leur compétence.

BIBLIOGRAPHIE

ALEXANDRE J., THOREZ J., 1995. Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale. L'altération des roches et les climats anciens. *In: DEMOULIN A. L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Prof. Pissart. Département de Géographie physique. Univ. Liège, 53-67.*

ASSELBERGHS E., 1921. Le noyau hunsrückien du synclinal de l'Eifel dans la région Cugnon-Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 2, 26-35.*

ASSELBERGHS E., 1922. Observations sur les couches éodévoniennes de l'anticlinal de Givonne. *Bull. Soc. belge Géol., 31, 98-120.*

ASSELBERGHS E., 1924. Mémoires. Les ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belgique, 1037-1098.*

ASSELBERGHS E., 1927. Le Synclinal de l'Eifel et l'Anticlinal de Givonne dans les Ardennes française et belge, à l'Ouest de Bertrix-Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 4, 1-101.*

ASSELBERGHS E., 1946. L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, 14, 598 p.*

ASSELBERGHS E., 1954. L'Eodévonien de l'Ardenne. *In: FOURMARIER P. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Vol. hors série, Soc. Géol. Belgique, 88-117.*

BAYET L., BRIART A., CORNET J., DE BROUWER M., DE DORLODOT H., DELVAUX E., DE LA VALLÉE POUSSIN CH., DE WALQUE G., DORMAL V., FORIR H., FOURMARIER P., GOSSELET J., HALET F., MALAISE C., MOURLON M., PURVES A., SIMOËNS G., SOREIL G., STAINIER X., VAN DEN BROECK E., VELGE G., 1900. Carte géologique de Belgique. D'après la carte géologique originale à l'échelle de 40 000^e, dressée par ordre du Gouvernement.

BELANGER I., GHYSEL P., 2017. Bouillon - Dohan - Muno n° 67/1-2 et 67/6. *Carte géologique de Wallonie, Ministère de la Région wallonne.*

BEUGNIES A., 1961. Compte rendu de la session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique du 15 au 18 septembre 1961. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 85, 51-84.

BEUGNIES A., 1976. Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clef du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belgique*, 6, 481-509.

BEUGNIES A., 1983. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 102, 165-173.

BEUGNIES A., 1985. Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et Mohret. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 104, 87-95.

BEUGNIES A., 1988. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 107, 117-125.

BOUEZMARNI M., DENNE P., DEBBAUT V., 2013. Neufchâteau - Juseret n° 65/5-6. *Carte hydrogéologique de Wallonie, Service public de Wallonie. Direction Générale Agriculture, Ressources Naturelles et Environnement*, 66 p., 1 pl.

DEJONGHE L., DUMOULIN V., BLOCKMANS S., 2008. La Formation de Jupille, nouvelle formation dans le Dévonien de la Haute-Ardenne (Belgique). *Geologica Belgica*, 11, 71-81.

DEMOULIN A., 1995. L'Ardenne des plateaux, héritage des temps anciens. Surface d'érosion en Ardenne. In : DEMOULIN A. L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Prof. Pissart. *Département de Géographie physique. Univ. Liège*, 68-93.

DE PUTTER T., YANS J., 2003. Weathering mechanisms in the Belgian Ardenne Massif. *Géologie de la France*, 1, 128 p.

DORMAL V., 1897. Neufchâteau - Juseret n° 209. *Carte géologique de la Belgique à 1/40 000*.

DUFOUR S., 1998. Les ardoisières. Les vallées d'Aise et des Alleines. *Ed. resp. Alain Thomas - Centre culturel de Bertrix*. D/1998/8154/1.

DUMONT A., 1848. Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. II: Terrain Rhénan. *Mémoire de l'Académie royale des Sciences de Belgique*, 22, 1-451.

FIELITZ W., MANSY J.-L., 1999. Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Renohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309, 227-256.

FOUCAULT A., RAOULT J.F., 1995. Dictionnaire de géologie. 4^e édition. *Masson*.

FOURMARIER P., 1906. La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 34, 1906-1907.

FRANKE C., 2006. Die Klerf-Schichten (Unter-Devon) im Grossherzogtum Luxemburg, in der Westeifel (Deutschland) und im Gebiet von Burg Reuland (Belgiën): fazielle und biostratigraphische Deutungen. *Ferrantia*, 46 (1), 42-96.

FRANKE W., 1992. Phanerozoic structures and events in central Europe. In: BLUNDELL D.J., FREEMAN R., MUELLER S. A Continent Revealed - The European Geotraverse, *Cambridge University Press*, ISBN 052142948X, 164-179.

FRANKE W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *Geological Society of London, Special Publications*, 179, 35-61.

GODEFROID J., STAINIER P., STEEMANS P., 1982. Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. In: PLODOWSKI G., WERNER R., ZIEGLER W. Field Meeting on Lower and Lower Middle Devonian stages in Ardenno-Rhenish type area. *International Union of Geological Sciences. Subcommission on Devonian Stratigraphy, Guidebook*, 3-79.

GODEFROID J., STAINIER P., 1982. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Belgian Siegenian on the south and south-east borders of the Dinant Synclinorium. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 55, 139-164.

GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK P., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANSE L., MEILLIEZ F., STAINIER P., STEEMANS P., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mémoires pour servir à l'Explication des cartes Géologiques et Minières de la Belgique*, 38, 144 p.

GODEFROID J., CRAVATTE T., 1999. Les brachiopodes et la limite Silurien/Dévonien à Muno (Sud de la Belgique). *Bull. Inst. Roy. Sc. Nat. Belgique Sc. de la Terre*, 69, 5-26.

GOSSELET J., 1880. Esquisse géologique du Nord de la France et des contrées voisines. 1^{er} fascicule: Terrains primaires. *Société géologique du Nord*, 6, 167 p.

GOSSELET J., 1888a. L'Ardenne. *Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France*. Paris. Baudry et Cie, éditeurs du Service de la Carte géologique détaillée de la France, 881 p.

GOSSELET J., 1888b. Carte géologique des terrains primaires de l'Ardenne. Echelle 1/320 000. Impr. Lemercier, Paris.

HEBERT E., 1855. Quelques renseignements nouveaux sur la constitution géologique de l'Ardenne française. *Bull. Soc. France*, 2^{ème} sér., 12, 1165-1186.

HEDBERG H., 1976. International, stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. London, John Willey and Sons, 200 p.

LUCIUS M., 1950. Geologie Luxemburgs. Das Oesling. *Publ. Serv. Géol. Lux.*, 6-174.

MACAR P., 1976. Les mouvements épirogéniques décelables en Belgique. L'aide de la géomorphologie. In: Géomorphologie de la Belgique. Hommage au Professeur Macar. *Laboratoire de Géologie et de Géographie physique. Université de Liège*.

MAILLIEUX E., 1941. Répartition des *Spiriferidae* et des *Spiriferinidae* dans le Dévonien de l'Ardenne. *Bulletin du Musée royal d'Histoire naturelle de Belgique*, 17 (13), 1-6.

MATTE P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.

MICHEL J., 2012. Lithostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle du Quartzite de Berlé (Emsien supérieur, Grand Duché de Luxembourg). *Thèse inédite, Université de Liège*. 208 p.

MICHEL J., BOULVAIN F., PHILIPPO S., DA SILVA A-C., 2010. Palaeoenvironmental study and small scale correlations using facies analysis and magnetic susceptibility of the Mid-Emsian (Himmelbaach quarry, Luxembourg). *Geologica Belgica*, 13, 447-458.

PISSART A., 1961. Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. geol. Belg.*, 84 (1), 2-104.

QUESNEL F., 2003. Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: geometry, dating and geodynamic implications. *Géologie de la France*, 1, 95-104.

RONDEEL H.E., 1971. About three sets of kink bands near Herbeumont (Belgian Ardennes). *Geologische Rundschau*, 60 (3), 912-923.

STAINIER X., 1896. Champlon - Laroche n° 187. *Carte géologique de la Belgique à 1/40 000*.

STEEMANS P., 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Mémoires pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de la Belgique*, 27, 453 p.

STEEMANS P., BRASSEUR O., 1999. Rapport d'analyse de 60 échantillons de l'Emsien du nord du Grand-Duché de Luxembourg. *Rapport-Laboratoire de Paléontologie Végétale, Palynologie et Micropaléontologie, Université de Liège*, 279 p.

STRAHLER A. N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 8 (6), 913-920.

VON RAUMERA J. F., STAMPFLIB G. M., BUSSYC F., 2003. Gondwana-derived microcontinents - the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365,7-22.

WALTER R., 2003. Erdgeschichte - Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, *Walter de Gruyter, Berlin (5th ed.)*, 325 p.

WYNS R., QUESNEL F., SIMON-COINÇON R., GUILLOCHEAU F., LACQUEMENT F., 2003. Major weathering in France related to lithospheric deformation. *Géologie de la France*, 1, 79-85.

YANS Y., with the collaboration of CHAUVIN A., CLAUER C., DEJAX J., DE PUTTER T., DUPUIS C., FERRAUD G., GUILLOCHEAU F., MASURE E., LEOST I., PERRUCHOT A., PONS D., SPAGNA P., WYNS R., 2003. An overview of the saprolites of Belgium and their potential kaolinitic supplies to Mesozoic and Cenozoic sediments. *Géologie de la France*, 1, 33-37.

FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - LEGENDE - LEGEND

- Gesteinsgrenze - *Formatiegrens* - Geological boundary
- Mögliche Gesteinsgrenze - *Vermoedelijke formatiegrens* - Hypothetical geological contact
- Gesteinsgrenze verdeckt - *Formatiegrens onder bedekking* - Geological boundary under cover
- Verwerfung - *Breuk* - Fault
- Mögliche Verwerfung - *Vermoedelijke breuk* - Hypothetical fault
- Verwerfung verdeckt - *Breuk onder deklagen* - Covered fault
- ▼▼▼▼ Überschiebung - *Overschuiving* - Thrust fault
- ▼▼▼▼ Hypothetische Überschiebung - *Vermoedelijke overschuiving* - Inferred thrust fault
- ▼▼▼▼ Überschiebung verdeckt - *Overschuiving onder bedekking* - Concealed thrust fault
- ↗ a Schichtung: Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten - *Gelaagdheid: Strekking en helling (a) van normaal hellende lagen* - Bedding: Strike and dip (a) of inclined strata
- ↘ a Schichtung: Streichen und Fallen (a) der überkippten Schichten - *Gelaagdheid: Strekking en helling (a) van overhellende lagen* - Stratification: Strike and dip (a) of overturned strata
- ⊕ Schichtung: Streichen der vertikal gelagerten Schichten - *Gelaagdheid: strekking van verticale lagen* - Stratification: strike of vertical strata
- ↗ a Intersektionslineation: Streichen und Fallen (a) - *Snijlijn belijning: strekking en helling (a)* - Intersection lineation: strike and dip (a)
- ↔ Horizontale intersektionslineation - *Horizontale Snijlijn* - Horizontal intersection lineation
- ↗ a Schieferung: Streichen und Fallen (a) - *Hellende druksplijting: strekking en helling (a)* - Cleavage: strike and dip (a)
- ⊕ Vertikale Schieferung - *Verticale druksplijting: strekking* - Strike of vertical cleavage

- ↙ Steinbruch außer Betrieb - *Verlaten steengroeve* - Disused quarry
- ↘ Aufgeschütteter Steinbruch - *Opgevulde steengroeve* - Filled quarry
- ⊗ Hinweis auf unterirdischen Abbau - *Spoor van ondergrondse exploitatie* - Underground mining indice

STRUKTURGEOLOGISCHES SCHEMA - STRUCTUREEL SCHEMA – STRUCTURAL SCHEME

- ◇—◇—◇ Verlauf der Antiklinalachse - *Spoor van anticlinaal assenvlak*
- Synclinal axial surface trace
- ⊗—⊗—⊗ Verlauf der Antiklinalachse zweite Generation - *Spoor van anticlinaal assenvlak van de tweede generatie* - Anticlinal axial surface trace of second generation
- ∇—∇—∇ Verlauf der Synklinalachse - *Spoor van synclinaal assenvlak*
- Anticline axial surface trace
- ⊗—⊗—⊗ Verlauf der Synklinalachse zweite Generation- *Spoor van synclinaal assenvlak van de tweede generatie* - Synclinal axial surface trace of second generation

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	3
NOTE DE L'ÉDITEUR	6
Établissement de la carte	6
Méthodologies et avertissements	7
1. INTRODUCTION	9
1.1 <i>Cadre géologique général</i>	9
1.2 <i>Cadre géographique général</i>	9
2. LITHOSTRATIGRAPHIE	12
2.1 <i>Les formations paléozoïques</i>	13
Formation de Sainte-Marie (STM)	13
Formation de Mirwart (MIR)	14
Formation de Villé (VIL)	16
Formation de La Roche (LAR)	18
Membre de Martelage (MTL)	18
Formation de Clervaux (CLE)	20
Formation de Wiltz (WIL)	21
2.2 <i>Les formations superficielles</i>	22
Formations d'altération ou Altérites	23
Alluvions anciennes (ALA)	25
Alluvions modernes (AMO)	25
3. SCHÉMA CHRONOSTRATIGRAPHIQUE	26
4. GÉOLOGIE STRUCTURALE	29
4.1 <i>Les plis</i>	29
4.2 <i>La schistosité</i>	30
4.3 <i>Les failles longitudinales de chevauchement</i>	31
4.4 <i>Les décrochements</i>	31
4.5 <i>Les bandes de kinks</i>	31
4.6 <i>Le boudinage</i>	32
4.7 <i>Le fauchage</i>	33
5. LE MÉTAMORPHISME	34
6. SYNTHÈSE : HISTOIRE GÉOLOGIQUE	36

7. RESSOURCES DU SOUS-SOL	38
7.1. <i>Ressources minérales</i>	38
7.2. <i>Hydrogéologie</i>	39
Remerciements	41
Bibliographie	42
Farben - und zeichenerklärung - Legende - Legend	47

