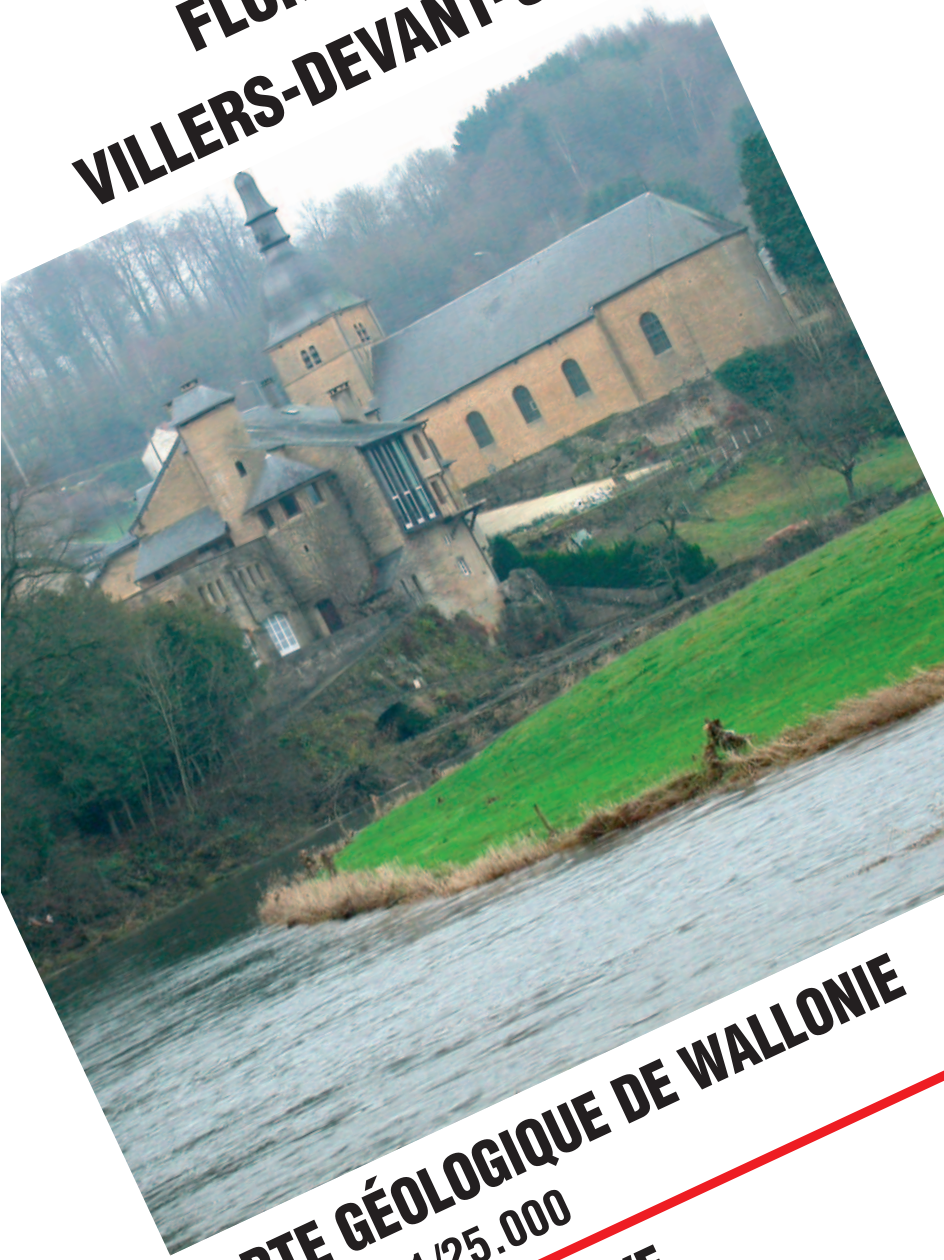


**FLORENVILLE-IZEL 67/7-8**  
**VILLERS-DEVANT-ORVAL 70/4**



**CARTE GÉOLOGIQUE DE WALLONIE**  
**ÉCHELLE : 1/25.000**  
**NOTICE EXPLICATIVE**



RÉGION WALLONNE

**MINISTÈRE DE LA RÉGION WALLONNE**

DIRECTION GÉNÉRALE DES RESSOURCES NATURELLES  
ET DE L'ENVIRONNEMENT

AVENUE PRINCE DE LIÈGE, 15  
B-5100 NAMUR

# **FLORENVILLE - IZEL et VILLERS - DEVANT - ORVAL**

**Pierre GHYSEL  
&  
Isabelle BELANGER**

Institut royal des sciences naturelles de Belgique,  
Service géologique de Belgique,  
Rue Jenner, 13  
1000 Bruxelles

Photographie de la couverture :  
point de vue sur Chassepierre construite au bord de la  
Semois sur une imposante «cranière» (travertin) au pied  
de la cuesta sinémurienne.

**NOTICE EXPLICATIVE**

**2006**

Accepté pour publication en octobre 2005



## Florenville - Izel n° 67/7-8 Villers-devant-Orval n° 70/4

### Résumé

*La carte géologique Florenville - Izel 67/7-8 à laquelle s'ajoute celle de Villers-devant-Orval 70/4 couvre environ 160 km<sup>2</sup> d'une région frontalière située en Belgique aux confins sud-ouest de la province de Luxembourg.*

*Le relief assez contrasté entre le nord et le sud illustre de manière tangible les grandes entités géologiques régionales : le socle paléozoïque du versant sud de l'anticlinorium ardennais et la couverture mésozoïque sub-tabulaire de la Lorraine belge – ou, de manière équivalente, la Gaume associée au Pays d'Arlon – en marge du Bassin de Paris.*

*Le socle paléozoïque qui occupe l'extrémité nord de la carte comprend trois formations sédimentaires à dominance schisteuse :*

- *la Formation de Mondrepuis (MON), définie par des shales noirs fossilifères, localement métamorphisés en une «cornéite» et traversés par un certain nombre de dykes d'origine magmatique ( $\eta$ ) ;*
- *la Formation d'Oignies (OIG), caractérisée par des séries gréso-schisteuses rouges ;*
- *la Formation de Mirwart (MIR), formée par d'épaisses séries récurrentes de schiste et de siltite noirs à barres ou niveaux lenticulaires de quartzite.*

*Ces sédiments marins, déposés successivement au Pridolien (Silurien supérieur), Lochkovien et Praguien (Dévonien inférieur), ont été ensuite plissés dans l'Orogène varisque durant le Carbonifère supérieur. Ils forment ici en particulier l'Anticlinal de Givonne, anticlinal de premier ordre qui chevauche le flanc sud du Synclinal de Neufchâteau par la Faille d'Herbeumont.*

*La Faille de Davia est une faille de charriage, dont la trace en surface suit une direction méridienne ; elle empile en contact anormal les couches de l'unité tectonique de La Cuisine aux allures normales sur celles de l'unité de Sainte-Cécile-Muno aux allures renversées.*

*La couverture mésozoïque occupe la majeure partie méridionale de la carte géologique. D'allure monoclinale à faible pendage sud, elle repose en discordance franche sur le socle paléozoïque ardennais et constitue la marge septentrionale du Bassin de Paris.*

*Elle comprend quatre formations sédimentaires distinctes qui se superposent de bas en haut selon la séquence suivante :*

- *la Formation d'Habay (HAB), formée de conglomérat à matrice dolomitique ;*
- *la Formation de Mortinsart (MOR), constituée de sable et de grès tendre ;*
- *la Formation de Jamoigne (JAM), faite de marne gris foncé en majorité et de bancs de calcaire fossilifère ;*
- *la Formation de Luxembourg (LUX), comportant une alternance de sable et de calcaire gréseux fossilifères jaunâtres.*

*Leur dépôt, daté du Trias supérieur et du Jurassique inférieur, traduisent une succession de transgressions marines qui s'agencent d'est en ouest sur le socle paléozoïque émergé et pénéplané.*

*La différence de compétence des deux dernières formations est à l'origine de l'ossature topographique principale de la région, soulignée par la cuesta sinémurienne (ou cuesta de Florenville), mieux exprimée dans le paysage en bordure des grands méandres de la Semois.*

*Les alluvions anciennes (ALA) et modernes (AMO) ainsi que les tourbières (TRB) sont les seuls dépôts quaternaires représentés sur la carte géologique. Ils délimitent en général les lits mineurs et majeurs (plaines inondables) de la Semois et ses affluents de même qu'ils circonscrivent les terrasses perchées sur les versants et les méandres abandonnés. Y ont été ajoutés les phénomènes karstiques typiques tels que les "crons" (K), sortes de travertins qui tapissent le fond des vallons méridionaux.*

*L'exploitation des sables, grès, marnes et argiles, quartzites et schistes issus de ces formations constitue un secteur important de l'économie régionale d'hier et d'aujourd'hui.*

# 1. Introduction

## 1.1. Établissement de la carte

Le levé et le tracé géologiques des cartes FLORENVILLE - IZEL 67/7-8 ET VILLERS-DEVANT-ORVAL 70/4 s'intègrent dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de la Wallonie, programme initié en 1989 et financé par le Ministère de la Région wallonne, en collaboration avec le Service géologique de Belgique, l'Université catholique de Louvain, l'Université libre de Bruxelles, l'Université de Liège et la Faculté polytechnique de Mons.

La nouvelle carte géologique a été élaborée selon le principe lithostratigraphique, en suivant les règles du code stratigraphique international (HEDBERG, 1976). Priorité est donc donnée aux caractères lithologiques des ensembles cartographiés, afin de répondre au souhait du plus grand nombre d'utilisateurs. Par ailleurs, l'âge des formations du Jurassique, qui couvrent un intervalle de temps depuis l'Hettangien jusqu'au Sinémurien supérieur, est défini par leur contenu en ammonites selon la zonation présentée par le Groupe français d'étude du Jurassique (1997).

La mise à jour de la carte a été possible grâce aux documents suivants :

- les coupes levées sur les affleurements concentrés pour la plupart d'entre eux sur les rives des cours d'eau, le long des tranchées de route ou de chemins de fer et dans quelques carrières anciennes ou récentes ;
- les minutes archivées au Service géologique de Belgique ;
- les observations publiées par MAUBEUGE (1954-1998) ;
- les observations issues des thèses de doctorat de MONTEYNE (1958), HENDRICKS (1982), MERGEN (1984-85) et BOCK (1989) ;
- les données décrites sur des forages d'exploration hydrogéologique par la Fondation universitaire de Luxembourg (DEBBAUT, 1988).

La révision des cartes Florenville-Izel 67/7-8 et Villers-devant-Orval 70/4 a abouti à la constitution des documents suivants :

- trois cartes d'affleurements à l'échelle de 1/10 000 ;
- des fiches descriptives de ces affleurements ;
- trois cartes géologiques détaillées à l'échelle de 1/10 000.

Ces dossiers peuvent être consultés dans les institutions suivantes :

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

## 1.2. Précédentes éditions

La carte géologique Florenville - Izel n° 217 a été levée et tracée par DEWALQUE, celle de Villers-devant-Orval n° 221 par DORMAL. Elles ont été publiées à l'échelle de 1/40 000 dans une première et unique édition de la carte géologique de Belgique par la Commission géologique de Belgique en 1897.

Les cartes géologiques existantes qui ont été consultées sont les suivantes :

- la carte géologique détaillée de la France, feuille de Longwy (2e édition, 1962-63), d'après MAUBEUGE ;
- la feuille de Mézières (3e édition 1964) complétée sur le territoire belge par BEUGNIES ;
- la planche des faciès du Siegenien de l'Ardenne, annexée à son étude de l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines par ASSELBERGHS (1946) ;
- la carte géologique dessinée par MERGEN (1984-85 inédite).

## 1.3. Cadre géographique et géologique

La carte géologique "Florenville - Izel 67/7-8" définit une planche composée de deux planchettes contiguës intitulées d'ouest en est «Florenville 67/7» et «Izel 67/8» auxquelles est associée la planchette "Villers-devant-Orval 70/4". Elle couvre une région située à l'extrémité sud-ouest de la Province de Luxembourg. La superficie cartographiée est d'environ 16 000 ha. Le coin sud-ouest est en territoire français.

Le cadre géologique situe le territoire à la fois dans l'ensemble des séries siluro-dévonniennes (Paléozoïque) formé par l'Anticlinorium de l'Ardenne *sensu lato*, intégré dans la zone rhéno-hercynienne de l'Orogène varisque, et dans la couverture mésozoïque en marge du Bassin de Paris (fig. 1).

Dans la bande supérieure de la carte, le socle ardennais affleure en d'épaisses séries pélitiques à barres quartzitiques plissées des Formations dévoniennes de Mondrepuis, d'Oignies et de Mirwart (LOCHKOVIEU et PRAGUIEN).

Elles occupent la ceinture périclinale à ennoyage oriental de l'Anticlin de Givonne (France) bien visible sur la planchette de Florenville, anticlin de premier ordre à coeur cambrien (carte de Munro 67-6) déversé vers le nord.



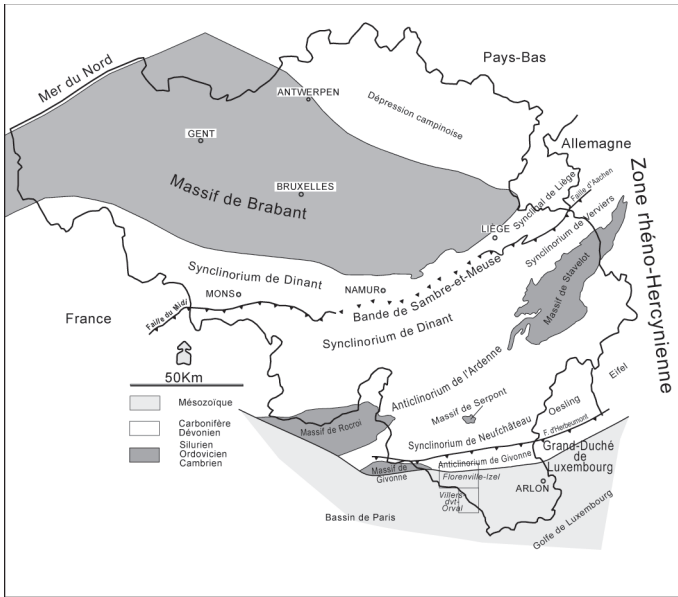


Fig. 1. Carte montrant l'extension septentrionale des terrains triasiques et jurassiques et les grandes structures du Paléozoïque en Belgique.

Plus au sud et sur le reste de la carte, s'étend la couverture mésozoïque monoclinale reposant par une discordance sur la surface pénéplanée du socle paléozoïque. Située en marge nord-est du Bassin de Paris (fig. 2), elle marque l'entrée du Golfe de Luxembourg aligné dans le prolongement du sillon eifélien.

Le cadre géographique situe le territoire de la carte à cheval sur la frontière entre l'Ardenne assise sur le socle paléozoïque et la Gaume (ou plus largement la Lorraine belge) définie par la couverture mésozoïque.

Cette particularité se marque d'emblée par le contraste entre les défilés profonds des méandres creusés par la Semois dans le socle ancien et les plaines alluviales très élargies dans la couverture mésozoïque.

Contraste également dans la couverture entre les formations grésos-sableuses et les formations marno-calcaires du Jurassique : il a donné naissance à un relief structural particulier défini par la ligne de crête d'une longue cuesta, frontière entre les bassins versants de la Semois et de la Chiers.

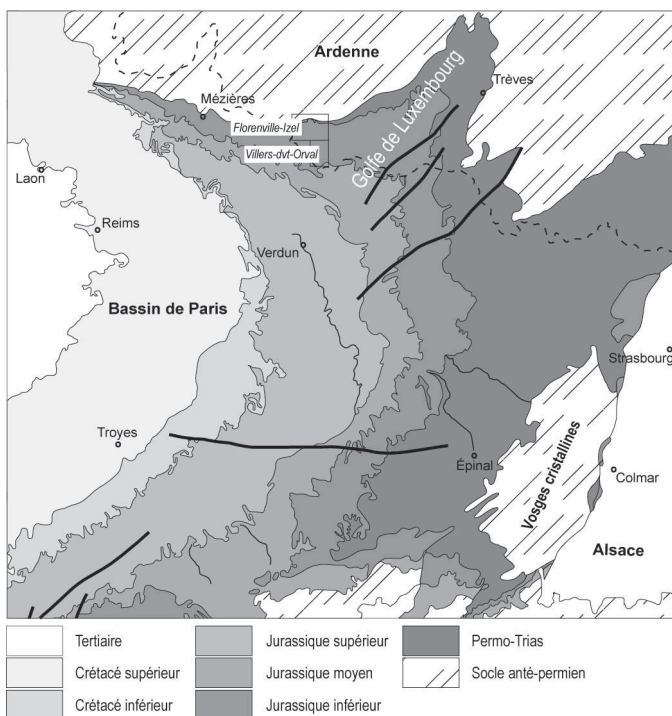


Fig. 2. Carte géologique partielle et simplifiée du Bassin de Paris et du Golfe de Luxembourg, extraite de la Synthèse géologique du bassin de Paris. Planche G1 "Cadre Géologique". Vol. II, Atlas.

Cette cuesta, dite «sinémurienne» ou «de Florenville» (fig. 3), est la plus septentrionale d'une série de trois cuestas qui serpentent d'est en ouest à travers la Lorraine belge.

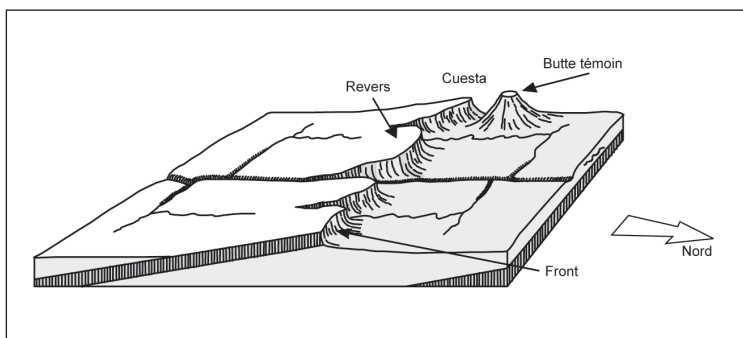


Fig.3. Bloc-diagramme schématisé d'une cuesta.

Au front de la cuesta s'alignent notamment Florenville, la principale ville de la région, et les villages de Jamoigne, Chassepierre et Watrinsart.

Au pied de ce front, s'étale une plaine marneuse, zone de culture, relayée au nord par le plateau forestier ardennais.

Sur le revers de la cuesta, s'étend un plateau sablonneux forestier et aride, de pente faible exposée au sud. Il est profondément entaillé par un réseau hydrographique tel que le ruisseau frontalier de Williers, les ruisseaux du Fonds des Seaux, de la Mouline et leurs affluents.

Les vallons sont le siège de formation de cranières, tufs calcaires développés à l'exurgence des nappes aquifères.

C'est le décor lorrain par excellence qui se présente, dans lequel on découvre notamment le hameau aux vestiges gallo-romains de Chamleu.

## 2. Lithostratigraphie

### 2.1. Description des formations

#### *Formation de Mondrepuis (MON)*

**Origine du nom :** Commune de Mondrepuis (Département de la Meuse en France). La seule coupe complète, aujourd'hui dégradée, se situe autour du Massif de Rocroi, dans le Bois de Ridoux (GODEFROID *et al.*, 1994) non loin dans la commune d'Haybes.

Autour du Massif de Givonne, en revanche, le nom de la localité de Muno a été choisi par plusieurs auteurs pour désigner des horizons, assises, membres et formations d'âges aussi divers qu'ils s'échelonnent depuis le Cambrien jusqu'au Jurassique.

Ainsi BEUGNIES (1959-60, 1976, 1988) réserve le terme de Phyllades de Muno non seulement à l'assise supérieure du Cambrien du Massif de Givonne mais qualifie aussi du même nom le membre fossilifère supérieur de la Formation de Mondrepuis. L'appellation de Formation ou Schistes de Muno introduite par MAILLEUX et DEMARET (1929), reprise ensuite par ASSELBERGHS (1946), BOUCOT (1960), LECOMPTE (1967) comprend l'ensemble de la Formation de Mondrepuis. Enfin, GODEFROID & CRAVATTE (1999) considèrent ce terme le mieux approprié pour cette formation dans la région de Muno eu égard à l'âge pridolien (Silurien sup.) du membre fossilifère inférieur. DORMAL (1894) et

MAUBEUGE (1954), quant à eux, appellent Grès de Muno ou calcaire poudingiforme la série de base de l'Hettangien au contact du socle paléozoïque.

Afin d'éviter toute confusion, l'appellation Formation de Mondrepuis a été reprise dans cette notice par analogie à celle établie autour du Massif de Rocroi. Cette formation désigne, en effet, sur les deux massifs une lithologie principalement pélitique et fossilifère insérée entre les séries conglomératiques et arénacées des Formations de Fépin et d'Haybes et les schistes rouges de la Formation d'Oignies, indépendamment de leur âge.

La Formation de Mondrepuis est à prédominance pélitique : elle comprend des shales et des siltites micacés en bancs minces souvent ornés de lamines silto-gréseuses. La couleur est invariablement gris foncé à noire et s'accompagne parfois de niveaux à taches bordeaux (les flammes) ou d'auréoles rouges autour d'inclusions pyriteuses.

La base de la formation comporte quelques intercalations de barres lenticulaires de grès quartzitique plus pâle. Si sous sa forme naturelle la roche est tendre et se débite en plaquettes, elle a été par endroits indurée en une «cornéite» compacte par métamorphisme.

Le litage est souvent affecté de crénelation (microplis) ou finement découpé par une schistosité grossière oblique qui donne à la roche un débit en crayons caractéristique.

Les fossiles sont concentrés dans deux membres distincts : le membre inférieur ou Membre du Ruisseau des Roches (BEUGNIES, 1976, GODEFROID & CRAVATTE, 1999) à faune prydolienne et le membre supérieur ou Membre de Parnesart à faune dévonienne (GODEFROID & CRAVATTE, 1999).

Seul ce dernier est présent sur la carte géologique. Il renferme de nombreuses strates calcaires cariées de 2 à 5 mm d'épaisseur, transformées par dissolution en lits bruns de poussière limonitique. Elles livrent de nombreuses empreintes de rugueux solitaires, bryozoaires, brachiopodes, lamelli-branches, trilobites et tentaculites.

La Formation de Mondrepuis s'étend sur une largeur d'environ 1000 m et ferme l'Anticlinal de Givonne par un arc périclinal faillé depuis le ruisseau de Rembufa au sud jusque dans les vallons tributaires de la Goutelle des Maques au nord.

**Épaisseur** : bien que ni la base ni le sommet de la formation ne soient visibles dans la région et en dépit des décrochements qui l'affectent, on estime sa puissance totale de l'ordre de 325 m dont la moitié supérieure est représentée sur la carte.

**Âge** : «Prégedinnien» (GRAULICH in BEUGNIES, 1962), Pridolien (GODEFROID & CRAVATTE, 1999) à la base de la formation par la biozone de l'Horizon du Ruisseau des Roches présente sur la carte de Muno (67/6) et Lochkovien vers le sommet par celle de l'Horizon de Parensart essentiellement présente sur la présente carte géologique.

**Utilisation** : aucun usage des matériaux de cette formation n'a été signalé sur cette carte.

#### **Affleurements représentatifs :**

À l'ouest de la ferme de Parensart, tranchée de l'ancienne voie du vicinal (chemin R.A.V.E.L.) entre Muno et Sainte-Cécile, plus précisément, sur un tronçon compris entre la Goutelle des Maques et le Ruisseau de Remy. Cet affleurement est celui de la 6<sup>ème</sup> tranchée décrite par FOURMARIER (1911).

#### **Formation d'Oignies (OIG)**

**Origine du nom** : Oignies, commune de la Province de Luxembourg en Belgique. Le stratotype de la limite inférieure est décrit à Fépin (Dpt. de la Meuse, France) en rive gauche de la Meuse et le long de la RN 51, au lieu-dit Moulin de Fétrogne (GOUDALIER *et al.*, 1992). Le sommet se situe en rive droite de la Meuse au nord du confluent du Ridoux.

La partie inférieure de la formation, mise au jour sur un tronçon de la tranchée du vicinal de Parensart, comprend une dominance de shale et de siltite tendres, rouge bordeaux, micacés et débités en plaquettes, accompagnés des niveaux peu fréquents de grès argileux et feldspathique. Les bancs sont ornés de structures sédimentaires telles que des laminations parallèles, obliques, en circonvolution et montrent parfois des chenaux d'écoulement.

Au pied des fermes de Parensart, il existe notamment deux niveaux peu épais de conglomérat. L'inférieur, le plus grossier, est situé à plus ou moins 70 m de la base de la formation. Quelques 115 m de couches le séparent du second. ASSELBERGHS (1954) les aurait reconnus sur plusieurs kilomètres de distance au nord de Muno.

Le toit de la formation n'affleure sporadiquement que dans un rayon restreint autour de Sainte-Cécile et dans la tranchée du vicinal de Bertrix au nord. Il renferme des phyllades satinés, entrecoupés de bancs lenticulaires parfois massifs de

grès quartzitique et arkosique fin et grossier et de microconglomérat.

La couleur majoritairement rouge bordeaux à bigarrures verdâtres bien tranchées est caractéristique de la formation (GODEFROID *et al.*, 1994). Elle apparaît dans la majeure partie des affleurements sur la carte géologique avec, toutefois, des passées importantes d'un vert vif uniforme, bleu vert et gris vert qui se notent sporadiquement en surface au sein de cette masse bariolée. Si le toit et le mur de la formation sont bien apparents, on considère que près de 80% de la colonne stratigraphique n'affleurent pas.

Dans leur phase métamorphique accentuée, les séries argileuses de la formation perdent leur couleur rouge caractéristique et se transforment en une roche massive et compacte, uniformément gris vert à paragenèse de chlorite, ilménite et porphyroblastes de magnétite (BEUGNIES & CHAVPEYER, 1981), comme le montrent les affleurements le long de la chaussée de Bouillon (v. la carte Herbeumont-Suxy 67/3-4).

La Formation d'Oignies en épousant la terminaison périclinale de l'Anticlinal de Givonne s'épanouit sur près de 3500 m de part et d'autre de l'axe anticlinal. Très incomplète à l'affleurement, elle s'étend depuis le ruisseau de Rembufa au pied de Watrinsart au sud jusqu'à l'entrée du tunnel du vicinal désaffecté de Bertrix (au nord de Sainte-Cécile).

Le passage masqué vers les formations voisines et l'absence d'affleurements suffisamment continus ne permettent pas d'évaluer la puissance de la formation ni d'en tracer les limites avec précision.

**Épaisseur** : estimée à environ 800 m à partir du tracé de la carte géologique.

**Âge** : Lochkovien. Le contenu fossilifère de la formation est inexistant : aucun brachiopode n'a été signalé dans la région autour de l'Anticlinal de Givonne.

**Utilisation** : exploitation des quartzites à usage local : empierrement des chemins, moellons de construction. Quelques tuileries jadis installées à proximité de Sainte-Cécile ont extrait l'argile rouge et le kaolin issus de l'altération des phyllades rouges de la Formation d'Oignies.

**Affleurements représentatifs :**

- la tranchée de l'ancienne voie du vicinal (chemin R.A.V.E.L.) vers Muno, au pied de la ferme de Parensart ;
- au nord de Sainte-Cécile, quelques affleurements dans la tranchée de l'ancienne voie du vicinal de Bertrix ;

- la tranchée de la route de Sainte-Cécile à Chassepierre à 450 m de la chapelle de Saint Donat en donne un petit aperçu.

**Pour en savoir plus :** ASSELBERGHS (1921, 1922, 1946, 1954)

### ***Formation de Mirwart (MIR)***

**Origine du nom :** coupe de la tranchée du chemin de fer au nord de la gare de Mirwart en Province de Luxembourg et au lieu-dit «Pré des Forges» (GODEFROID *et al*, 1994).

Les séries pélitiques, dominantes dans la formation, comprennent des phyllades, des siltites laminaires (quartzo-phyllades) et des grès argileux micacés, gris foncé à noirs et des interlits quartzitiques. Elles apparaissent par paquets épais et récurrents sur toute la hauteur de la formation, encadrés par des barres lenticulaires isolées plus ou moins massives de grès quartzitiques.

Ceux-ci sont gris pâle et micacés et peuvent être lithiques et feldspathiques. Ils montrent des stratifications parallèles, obliques ou croisées, présentent parfois des figures de charge et exposent des rides de courant sur les plans de stratification. A de rares occasions, ils peuvent contenir à leur base un niveau de brèche à éléments argileux (mud chips). Cet ensemble arénacé est souvent affecté par des fentes de tension injectées de quartz.

À la base de la formation, apparaît une zone de transition sous la forme de siltite et de shale laminaires tantôt gris verdâtre tantôt gris foncé à reflets bordeaux entrecoupés de rares nodules carbonatés mais surtout de bancs intercalaires de grès ferrugineux, dernières réminiscences des couches de la Formation d'Oignies.

La fraction pélitique déteint souvent par altération météorique en gris clair, gris verdâtre. Elle est localement rubéfiée à proximité de la discordance par les sédiments triasiques (Formation d'Habay) de la couverture.

Pauvre en faune fossile en général, le sommet de la formation en particulier renferme des lits à débris de végétaux flottés (paille hachée) et de minces niveaux ferrugineux à crinoïdes. Les gisements connus affleurent aux environs d'Habay-la-Neuve (carte de Tintigny - Etalle 68/5-6).

La Formation de Mirwart affleure sur le versant de la Semois depuis les Moulins de la Mécanique à Sainte-Cécile et s'étend sur plus de 20 km vers l'est dans la vallée de la Rulles à Habay-la-Neuve (carte de Tintigny - Etalle 68/5-6).

**Épaisseur** : la puissance de la formation estimée de 900 à 1000 m par ASSELBERGHS (1946) pourrait atteindre les 2000 m dans la région.

**Âge** : la Formation de Mirwart comprend les «Phyllades d'Alle» et les «quartzophyllades, grauwackes, psammites et grès de Houffalize» du Coblencien tels qu'ils sont indiqués sur la carte géologique au 1/40 000 de DEWALQUE (1897).

Elle correspond aussi aux Grès d'Anor de HÉBERT (1855). ASSELBERGHS (1946) en fait un faciès méridional dit «d'Anlier» qu'il range dans le Siegenien inférieur. Aujourd'hui, si la majeure partie de la formation est considérée d'âge praguien (GODEFROID *et al.*, 1994), la base, quant à elle, diachrone à l'échelle régionale, appartiendrait au Lochkovien–Zone G de la biozone d'assemblage MN (STEEMANS, comm. pers)

**Utilisation** : la formation a fourni comme matériaux de construction les moellons bruts et les pierres de taille.

#### **Affleurements représentatifs :**

- la vallée de la Semois est jalonnée de falaises et de sommets remarquables comme le Rocher du Ha, la Roche Lenel, la Roche brûlée, etc. de Chiny à Sainte-Cécile ;
- les versants le long de la Vierre, en amont et en aval du barrage régulateur ;
- les versants du ruisseau des Araignans ;
- les versants du ruisseau de Tamijan au nord des Forges Roussel ;
- la coupe de la tranchée de la voie ferrée entre Bertrix et Florenville.

**Pour en savoir plus** : ASSELBERGHS (1954),  
LUCIUS (1952)

## **2.2. Métamorphisme**

Dans les séries lochkoviennes de l'Anticlinal de Givonne, apparaît un métamorphisme régional qui s'apparente à celui du Massif de Rocroi (BEUGNIES, 1986) et que l'on intègre dans le métamorphisme ardennais.

S'il est caractérisé par des paragenèses différentes, fonctions de la nature originelle des sédiments en cause, ce métamorphisme présente en générale des porphyroblastes de chloritoïde et, dans des îlots plus réduits, de clinozoïsite, biotite, ilménite et margarite, paragenèses qui rangent ces roches dans un faciès minéral typique des «Schistes verts» du métamorphisme.



Le métamorphisme s'exprime en particulier dans les shales noirs de la Formation de Mondrepuis en une paragenèse soulignée par l'apparition de la biotite et l'anorthitisation de l'albite sédimentaire liée à la décarbonatation de la calcite des niveaux fossilifères du Membre de Parensart.

Il s'agit principalement d'un métamorphisme préorogénique (BEUGNIES, 1976) dit «d'enfouissement» – lorsque la roche est soumise à de fortes pressions lithostatiques (+/- 10 000 m) à basses températures (200-500°C) – entraîné par la suite dans la déformation varisque.

### **La «cornéite» de Parensart**

Dans le coin supérieur gauche de la carte géologique, est figurée en surcharge l'extension d'une «cornéite». Cette appellation, à la suite de FOURMARIER qui en est l'auteur et de BEUGNIES, a été maintenue dans cette notice pour des raisons historiques et de commodité. Elle désigne aujourd'hui une roche particulière très cohérente indurée hors du contexte de métamorphisme de contact.

La «cornéite» affleure sur environ 250 m dans la tranchée du vicinal Sainte-Cécile-Muno à l'interfluve de la Goutelle des Maques et du ruisseau de Remy.

À cet endroit, les shales du Membre de Parensart acquièrent la consistance d'une roche massive, très cohérente, non fissile, à cassures esquilleuses et d'aspect corné.

Au microscope, la matrice de la «cornéite» renferme des grains fins équidimensionnels de quartz, plagioclase et chlorite. Les porphyroblastes comprennent des lamelles (mm) de biotite idiomorphe orientées en tous sens, de plus en plus grandes et de plus en plus abondantes à l'approche du premier dyke de "kersantite" (HACQUAERT, 1928, STENMANS, 1978).

La «cornéite» de Parensart était dans un premier temps considérée comme une véritable cornéenne, résultat d'un métamorphisme de contact engendré par un hypothétique réservoir magmatique (un batholite) situé en profondeur et responsable des intrusions magmatiques de Parensart.

Aujourd'hui, on intègre la «cornéite» de Parensart dans le cadre du métamorphisme régional ardennais, que l'on observe notamment dans la région de Bertrix et autour de la zone anticlinale ardennaise.

Pour en savoir plus : FOURMARIER (1911b)  
BEUGNIES (1976, 1983, 1986)  
DARIMONT (1989)

## **Magmatisme : la «kersantite» de Prensart (η)**

**Origine du nom :** le nom de «kersantite» a été choisi par ANTEN (1913) pour les intrusions magmatiques découvertes par Fourmarier par analogie à une variété de lamprophyre décrite par BARROIS (1886-87) à Kersanton en France, village du Département du Finistère situé en face de la rade de Brest.

L'activité magmatique se manifeste dans la région par des filons intrusifs (dykes) qui affleurent principalement dans ce que FOURMARIER (1911b) appelle la «6<sup>ème</sup> tranchée du vicinal» de Sainte-Cécile à Muno, entre les fermes de Prensart et la Goutelle des Maques.

Parmi la petite dizaine de dykes répertoriée sur ce tronçon (ANTEN, 1913, HACQUAERT, 1928, 1936, GODEFROID & CRAVATTE, 1999), on en repère aisément quatre plus fréquemment sur le flanc nord de la tranchée.

Ils n'existent que sous deux variétés différentes probablement apparues à des époques et de sources différentes. La première variété, la plus connue, désigne le dyke le plus occidental situé sur les deux côtés de la tranchée, à l'interfluve de la Goutelle des Maques et du ruisseau de Remy.

De quelques décimètres d'épaisseur, ce dyke gît en position subhorizontale au sein de la «cornéite» de la Formation de Mondrepuis. C'est une variété de lamprophyre porphyrique à matrice microtrachytique mélanocrate (HACQUAERT, 1928). Les phénocristaux sont composés de plagioclase (oligoclase) pluricentimétrique, de biotite et de calcite et la pâte renferme des microlithes de plagioclase, calcite, quartz, biotite, apatite, zircon, chlorite et pyrite (STENMANS, 1978).

On découvre non loin, 275 m à l'est de ce dernier, la seconde variété de kersantite, plutôt verdâtre, altérée et souvent envahie de vacuoles. Elle renferme des phénocristaux de calcite et de kaolin, sans doute issus de l'altération hydrothermale du plagioclase (HACQUAERT, 1928).

Épais de 3 à 4 m, ce dyke se dresse en position verticale dans une direction sensiblement nord-sud. Ses prolongements probables affleurent à plus de 500 m au nord et au sud de la tranchée, sous la forme de débris de roches vacuolaires disséminés sur les flancs de la Goutelle des Maques et son vallon adventif, et par un pointement timide dans le ruisseau de Rembufa.

Ces dykes, contrairement aux représentations de BEUGNIES (1988), ne présentent apparemment aucune direction prédéterminée.

Certains auteurs (FOURMARIER, 1911b, HACQUAERT, 1928, BEUGNIES, 1976, DARIMONT, 1989) attribuent l'ensemble de ces phénomènes intrusifs à une montée en profondeur d'un réservoir magmatique. Ce dernier aurait joué le rôle de «point chaud» dans un environnement métamorphique régional préexistant et serait responsable du métamorphisme de contact à l'origine de la «cornéite» de la Formation de Mondrepuis.

Le rôle de ce réservoir magmatique est aujourd'hui minimisé et relégué au second plan selon d'autres auteurs (STENMANS, 1978, BEUGNIES, 1986).

**Âge :** sans pouvoir être fixé à ce jour, l'âge de la venue des intrusions magmatiques de Parensart est encore sujet à controverse. GOFFETTE (1991) et GOFFETTE *et al.* (1990), sans préjuger de leur âge en particulier, attribuent un âge dévonien basal aux filons magmatiques mis en place dans les sédiments dévoniens du Massif de Rocroi voisin et en Ardenne méridionale en général. Ce magmatisme pourrait caractériser un épisode de distension intracontinentale du socle en marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges et la formation d'un bassin sédimentaire dévono-carbonifère, phénomènes qui auraient perduré jusqu'au Dévonien moyen à supérieur. ANTEN (1913) date ces intrusions, apparemment non plissées, au Permo-Trias, contemporaines des kersantites bretonnes sans pour autant leur attribuer un lien de parenté.

**Pour en savoir plus :** BEUGNIES & CHAVPEYER (1981)

### ***Formation d'Habay (HAB)***

**Origine du nom :** Communes de Habay-la-Vieille et Habay-la-Neuve de la province de Luxembourg. Nom attribué par BOULVAIN *et al* (2000).

Prédominance de conglomérat à éléments peu émoussés et non triés de quartzite et de quartz blanc ou de phyllade d'origine dévonienne et de dimensions pisaires à pugilaires. Ces éléments sont noyés dans une matrice dolomitique, de grès dolomitique, parfois sableux, ou dans un ciment d'anhydrite. Cet ensemble est accompagné de passées de dolomie d'aspect carié, plus rarement de sable vert et d'argile bigarrée. La couleur dominante de la formation est rosâtre, parfois rouge brique ou lie-de-vin.

La formation affleure à Auzi et Le Mènil (au nord de Florenville), sur le plateau de la route de Neufchâteau au nord de La Cuisine, sur les versants entourant le plateau du Fayi de Moyen entre la Semois et la Vierre et remonte sur le versant est de la Goutelle Plaquet en direction de La Justice (au nord de Les Bulles). Elle n'est pas observée sur le plateau de Chiny.

La Formation d'Habay dénote un caractère continental marqué par un régime fluvio-littoral (plaines alluviales, chenaux fluviatiles anastomosés, paléosols etc.) (BOCQ, 1989) occupant des paléo-vallées entamant le socle ardennais pénéplané, d'où son épaisseur localement très variable. Sa présence se manifeste à l'affleurement par des extensions lenticulaires isolées et sporadiques.

Sur le plateau de Chiny, la formation s'altère en laissant un limon lie-de-vin à forte charge graveleuse que l'on ne peut distinguer des sédiments quaternaires déposés sur d'anciennes terrasses de la Semois. D'où la difficulté de cerner les limites de la formation en place.

**Épaisseur** : la puissance de la formation, très variable d'un endroit à l'autre, ne dépasse guère 10 à 15 m à l'affleurement.

**Âge** : la plupart des auteurs attribuent à cette formation un âge carnien et norien du Trias alpin supérieur, ou son équivalent des Marnes irisées (Bunte Mergel) du Keuper (BOCK, 1989) du Trias germanique. D'autres auteurs la rangent dans le Permien supérieur (MAUBEUGE, 1959). Jusqu'ici aucun fossile décisif n'a été trouvé ni sur les affleurements ni dans les sondages.

En l'absence d'éléments probants et faute de méthodes de datation, le problème de l'âge de la formation reste entier.

**Utilisation** : le conglomérat, qui était peu exploité, était grossièrement équarri en moellons bruts et utilisé en construction comme appareils de maçonnerie ou comme éléments d'encadrement d'ouvertures.

**Affleurements représentatifs :**

- le talus de la Rue d'Auzi et Le Mènil ;
- les vallons affluents de la Semois au pied de la Ferme du Charmoi ;
- la berge de la Vierre à hauteur du bosquet de la Halyeule au nord de Jamoigne.

**Pour en savoir plus** : MAUBEUGE (1998)  
HENDRIKS (1982)

## **Formation de Mortinsart (MOR)**

**Origine du nom :** Village de l'entité d'Etalle en Province de Luxembourg.

Le nom «Grès de Mortinsart» (DUMONT, 1849) a été utilisé par divers auteurs pour décrire les faciès gréseux du Rhétien. La coupe représentative de la formation à Mortinsart (planchette Etalle 68/8) (TERQUEM & PIETTE, 1861-62) n'existe plus. La coupe de Grendel (planchette Attert 68/4), décrite par MONTEYNE (1969), peut désormais servir de référence. Une tranchée ouverte à Nantimont (tranchée du Musée, Habay-la-Neuve) découvre la partie sommitale de la formation.

Sur la carte de Florenville-Izel, la formation n'offre plus qu'un corps arénacé peu cohérent formé de grès fin tendre micacé ou de sable, homogène et bien trié, blanc à gris verdâtre ou jaune, parfois laminaire ou montrant des stratifications croisées. Les bancs sont parfois affectés de bioturbations, pétris de lamellibranches (notamment *Rhaetavicula contorta*) ou interrompus par des passées d'argile et de gravier.

Une semelle de base faite de conglomérat de quartz et de quartzite dévonien (Poudingue de Rossignol) qu'il est souvent difficile de distinguer de celle de la Formation d'Habay, constitue la base de la formation lorsqu'elle repose sur le socle paléozoïque.

La présence de la formation n'est attestée qu'aux Croissettes, sur les talus du Bosquet de la Halyeule, non loin en rive droite de la Vierre ainsi que sur le versant ouest autour du plateau du Fayi de Moyen au pied de la ferme du Charmoi (BOCQ, 1989 HENDRIKS, 1982).

La Formation de Mortinsart correspond à un environnement marin proximal et deltaïque (baie, lagon) soumis à une influence évaporitique encore marquée (BOULVAIN *et al.*, 2000).

**Épaisseur :** de près de 2 m, la formation s'amincit vers l'ouest où elle n'est plus qu'un mince biseau raboté par la Formation de Jamoigne. Elle disparaît définitivement à l'ouest du méridien de Chiny.

**Âge :** le dépôt de la formation est daté du Rhétien (Trias supérieur germanique) sur base du lamellibranche *Rhaetavicula contorta*, de palynomorphes (SCHUURMANS, 1977, ADLOFF & DOUBINGER, 1982, ROCHE, 1994, RAUSCHER *et al.*, 1995) et des vertébrés (DUFFIN *et al.*, 1983, DUFFIN & DELSATE, 1993). Elle renferme quelques *bone beds* contenant des micro-restes de vertébrés marins et terrestres (sauriens, mammifères précoces, etc.).

**Utilisation :** aucune mention n'est faite sur cette carte sur l'utilisation de ce matériau.

**Affleurements représentatifs :**

- les vallons affluents de la Semois au pied de la Ferme du Charmoi ;
- la berge de la Vierre à hauteur du bosquet de la Halyeule au nord de Jamoigne.

**Pour en savoir plus :** MAUBEUGE (1955)  
MAUBEUGE & DELSATE (1997)

***Formation de Jamoigne (JAM)***

**Origine du nom:** localité de Jamoigne en Gaume. DUMONT (1842) n'a désigné aucune coupe de référence pour cette formation. Celles qui ont été décrites, notamment par TERQUEM & PIETTE (1861-62) dans les environs de Jamoigne ne sont plus visibles à l'heure actuelle. Aucune coupe de référence n'a été proposée à ce jour.

Se succèdent en une alternance régulière des lits épais de marne plus ou moins sableuse, bleu sombre, et des dalles de calcaire argileux bioclastique légèrement gréseux, gris bleu ou jauni par l'altération. La marne quasi cohérente et feuilletée à l'état frais s'altère rapidement en une argile plastique à l'affleurement.

Les sédiments exhibent de fréquentes bioturbations, des terriers tubicoles, et sont par endroits criblés de lumachelles à cardinies, liogryphées, crinoïdes, coraux du genre *Montlivaultia* etc. La formation recèle également des restes d'ammonites, d'ossements isolés d'ichtyosaures, de plésiosaures et des dents de requins (BOULVAIN *et al.*, 2000).

Le sommet de la formation tend vers une alternance de grès calcaire et de sable argileux gris bleuté. Elle peut être confondue par altération de la couleur avec les premiers niveaux sus-jacents de la Formation de Luxembourg, d'où des limites entre formations parfois incertaines.

Le base de la formation comporte un psammite (grès argileux) stratiforme et fossilifère qui le sépare de la formation de Mortinsart (Membre de Rossignol).

Lorsqu'elle repose en discordance franche sur le socle dévonien, la base évolue vers une semelle de calcaire bioclastique «poudingiforme» (Membre de Muno). Il s'agit d'une

lumachelle à lamellibranches, gastéropodes etc. contenant des galets disséminés de quartzite dévonien.

Par ailleurs, s'y ajoute un faciès continental de base particulier qui affleure en quelques plaques isolées sur le socle dévonien entre Sainte-Cécile, Parensart et Watrinsart. Il s'agit d'un conglomérat à ciment ferrugineux à éléments pugilaires à céphalaires non triés et peu émoussés de quartz et de quartzite dévoniens déposés dans des chenaux fluviaux continentaux.

S'il affleure en général en contact discordant sur le socle dévonien, les archives du Service géologique de Belgique le mentionnent cependant dans une position intercalaire aux niveaux marneux de la base de la Formation de Jamoigne à Sainte-Cécile en particulier (archives du S.G.B., planchette Florenville 67/8, n°16).

L'interface qui sépare la base de la formation de celle de Mortinsart définit une lacune majeure suivie d'une transgression marine significative.

Les sédiments de la Formation de Jamoigne ont été accumulés, en milieu côtier subtidal, relativement protégé, soumis aux influences marines et voisin d'un système continental de chenaux. L'évolution sommitale de la formation vers un faciès sableux annonce le grand corps sableux de la Formation de Luxembourg.

**Épaisseur** : environ 50 m sur base de la coupe de la carte, elle s'amincit quelque peu vers l'ouest.

**Âge** : cette formation, reprise de DUMONT (1842), est définie comme comprise entre les "grès rhétiens" (Formation de Mortinsart) et les grès supérieurs (Formation de Luxembourg). La couche lumachellique de base a livré *Caloceras johnstoni* de la zone à *Psiloceras planorbis* (D. DELSATE, comm. pers.) à Sainte-Cécile. Le sommet de la formation atteint la zone à *Arnioceras bucklandi* à la base du Sinémurien inférieur. L'ensemble englobe donc les anciennes appellations à connotation chronostratigraphique telles que les «Marnes d'Helmsingen, de Jamoigne et de Warcq». Le conglomérat à ciment ferrugineux inséré dans les marnes pourrait être hettangien ou préhettangien lorsqu'il repose sur le socle, si l'on tient compte des observations similaires faites à la Grandville (France) (BARALE *et al.*, 1989, VOISIN, 1989-90, THEVENARD *et al.*, 1995).

**Utilisation** : le matériau extrait des marnières était jadis destiné à l'amendement des sols. Il a aussi servi de matière première aux briqueteries. Quelques dépressions témoins de ces anciennes activités ponctuent encore le paysage, notamment à Sainte-Cécile, sur

le plateau au sud de Chiny, d'Auzi, et à Davia sur la route des Epioux.

Affleurements représentatifs :

- le calcaire lumachellicque poudingiforme de la base de la formation est bien exposé sous la forme d'un pavage régulier sur le côté ouest de l'église de Sainte-Cécile ;
- le conglomérat à ciment ferrugineux affleure au coin de la rue du Hameau au nord de Sainte-Cécile, et dans un talus du ruisseau de Rembufa au sud-ouest de la Ferme de Parensart ;
- la tranchée de chemin de fer désaffecté entre Sainte-Cécile et Muno au pied de la Ferme de Parensart, où affleure la discordance.

**Pour en savoir plus :** GUÉRIN-FRANIATTE & MULLER (1986)  
GUÉRIN-FRANIATTE *et al.* (1991) MAU-  
BEUGE (1955)

### ***Formation de Luxembourg (LUX)***

**Origine du nom :** capitale du Grand-Duché de Luxembourg. Cette formation a été créée par STEININGER (1828) et amendée par GUÉRIN-FRANIATTE *et al.* (1991).

La Formation de Luxembourg, dénommée aussi Grès calcaire ou Calcaire sableux de Florenville et d'Orval par DORMAL (1894), englobe désormais l'ensemble des faciès sableux et gréseux du Lias du Grand-Duché de Luxembourg et de la province belge de Luxembourg.

Elle est formée par l'alternance systématique de bancs lenticulaires ou continus de sable calcaire orangé à ocre et de bancs décimétriques à métriques de grès calcaire, de calcaire bioclastique et oolithique, de couleur jaune à jaune orange. Cet ensemble montre généralement des stratifications obliques ou entrecroisées ainsi que des phénomènes de bioturbation. S'y insèrent parfois des niveaux de calcaire coquillier tendre (le grigne), riche en lamellibranches, liogryphées, cardinies, crinoïdes.

La Formation de Luxembourg s'articule en membres lorsque ceux-ci sont délimités par des intercalations marneuses sous forme d'indentations parfois isolées de la Formation d'Arlon (ARL). Bien que proches des anciennes assises à connotation biostratigraphique, ces membres sont redéfinis avec de nouvelles limites lithostratigraphiques. Sur la carte géologique on distingue de bas en haut les Membres de la Chevratte (CHT), de Florenville (FLO), d'Orval (ORV) et de Virton (VIT),



séparés par des bancs marneux des Membres du Trite (TRT), de Strassen (STR) et de la Posterie (POS).

Si la plupart de ces membres ne peuvent être identifiés par le seul contenu lithologique, le Membre de Virton, en revanche, se démarque par un sable orangé à blanchâtre plus ou moins cohérent et doté à différents niveaux de passées centimétriques d'argilite bleue, de charbon et de strates lenticulaires de grès ferrugineux.

La Formation de Luxembourg, dans son ensemble en Lorraine belge, est typique d'une barre sableuse composée d'une série de mégarides accumulées en milieu côtier subtidal (BERNERS, 1983) ouvert sur le Bassin de Paris. Le diachronisme marqué d'est en ouest en fait un corps transgressif sur une ligne de rivage orientée WSW-ENE (MAUBEUGE, 1955).

**Épaisseur :** la Formation de Luxembourg, de plus de 70 m dans le puits de Florenville (voir Documentations complémentaires - Sondages), s'épaissit vers le sud à plus de 90 m, en ce compris les membres de la Formation d'Arlon. Elle se décompose en environ 15 m pour le Membre du Trite, 20 m pour le Membre de Florenville, 25 m pour le Membre d'Orval et 10 m au moins pour le Membre de Virton.

**Âge :** la Formation de Luxembourg comprend, sur la carte, le Sinémurien inférieur et la base du Sinémurien supérieur (Lotharingien). Elle chevauche 6 zones à ammonites selon la succession suivante : les zones à *Coroniceras bucklandi*, *Arnioceras semicostatum*, et *Caenisites turneri* du Sinémurien inférieur, et les zones à *Asteroceras obtusum* (par la découverte de fragments d'*Asteroceras stellare* (Sow.), TOMASI, 1986), du Sinémurien supérieur (Lotharingien). Aucune donnée sur le terrain de cette carte ne permet d'affirmer ou d'infirmer son accession à la zone supérieure à *Oxynoticeras oxynotum*.

**Utilisation :** du petit nombre de carrières qui subsistent encore au sud de Walensart et de Pin, on extrait le sable et produit des granulats. Celles qui sont situées au sud de Fontenoille, quant à elles, exploitent en outre les bancs constants et réguliers du Membre d'Orval pour en débiter des moellons bruts de maçonnerie et de parement. Ils sont commercialisés sous les appellations de Grès calcaire de Florenville et Grès d'Orval, de Montauban ou Pierre de Fontenoille. Le (ou la) grigne, en revanche, par sa facilité à être taillé servait jadis d'éléments d'encadrement d'ouvertures.

### **Affleurements représentatifs :**

- la carrière en activité du Bois Brûlé au sud de Walensart ;
- d'anciennes carrières qui ponctuent les alentours de Florenville (La Concille), de Pin et de Walensart ;
- l'ancienne carrière du Bois de la Sablonnière à Walensart ;
- les talus d'arrière-maisons de la rue des Chanvières et de la rue de la Canteleine à Walensart ;
- la Nouvelle Carrière Bissot en activité au sud de Pin ;
- la tranchée au sommet de la côte de l'avenue Germain Gilson entre Pin et Izel ;
- les deux carrières voisines en activité au sud de Fontenoille ;
- les anciennes carrières de la vallée du Corwez qui ont fourni en partie les matériaux nécessaires à la reconstruction de l'abbaye d'Orval.

**Pour en savoir plus :** DE BEAUMONT (1856)  
DELSATE & DUFFIN (1993)  
DEWALQUE (1854, 1857)  
DUMONT (1842)  
GUÉRIN-FRANIATTE (1988)  
LUCIUS (1952)  
MAUBEUGE (1954, 1955, 1968, 1974, 1998)  
MONTEYNE (1958)  
TERQUEM (1855)

### ***Formation d'Arlon (ARL)***

**Origine du nom :** ville d'Arlon en Province de Luxembourg.

La Formation d'Arlon créée par DEWALQUE (1902) et redéfinie par BOULVAIN *et al.* (2000), regroupe en une seule formation tous les faciès marneux contemporains de la Formation de Luxembourg. Si elle ne forme qu'un seul corps marno-sableux bien développé à l'est d'Arlon, la formation n'est plus représentée à l'ouest que par des interdigitations marneuses insérées dans le corps grésosableux de la Formation de Luxembourg.

Formée de marne sableuse, décalcifiée en surface et de grès calcaire en proportions variables, la Formation d'Arlon est caractérisée par la couleur grise à gris bleu des roches non altérées ainsi que par un faible pourcentage de débris carbonneux noirs infra-millimétriques.

La carte géologique compte 3 membres distincts qui se succèdent de bas en haut :

- le Membre du Trite (TRT), recoupé dans le sondage de La

Soye (Archives du S.G.B., 74/4, Villers-devant-Orval, n° 1), est un lit argileux intercalé entre 5 et 15 m au-dessus de la base de la Formation de Luxembourg. Bien que les affleurements soient modestes sur le revers de la cuesta sinémurienne, cet niveau jalonne un certain nombre de sources alignées sur les flancs des vallons ;

- le Membre de Strassen (STR) comporte souvent, mais pas toujours, une base ferrugineuse. Son contenu fossilifère très riche compte des lamelibranches, des brachiopodes, des ammonites, des coraux et de nombreuses gryphées. Il a d'ailleurs été défini par les anciens auteurs comme marne à gryphées.

Peu épais, ce membre se cantonne dans deux zones discontinues de la partie sud de la carte géologique : il a été repéré en rive est du canal du Moulin ou ruisseau de la Soye, sur les versants de la vallée du Bois le Baron et sur le plateau du Bois le Bâti au nord de Villers-devant-Orval.

De nature plus gréseuse que les autres, le Membre de la Posterie (POS) peut aussi parfois débiter par une assise fossilifère. Encadré par les Membres d'Orval et de Virton de la Formation de Luxembourg, il est présent à l'est du canal du Moulin ou ruisseau de la Soye et ne comporte pas d'extension latérale affirmée vers l'ouest.

**Épaisseur** : les épaisseurs des membres de la Formation d'Arlon varient d'un membre à l'autre. Le Membre du Trité a une puissance de 1 à 3 m. Le Membre de Strassen, apparemment lenticulaire, de 5 m à la Soye, s'épaissit localement à 10 m sur le plateau du Bois le Bâti. Le Membre de la Posterie, lenticulaire, ne dépasse pas les 5 m de puissance.

**Âge** : sinémurien inférieur et supérieur. Le Membre du Trité est daté de la zone à *Coroniceras Bucklandi*, le Membre de Strassen de la zone à *Arnioceras semicostatum* et le Membre de la Posterie de la zone à *Asteroceras obtusum*.

**Utilisation** : par sa teneur en calcaire, la marne a été utilisée pour amender les terrains agricoles.

#### **Affleurements représentatifs :**

- le Membre du Trité, qui affleure rarement, jalonne les sources des ruisseaux de Nerbi, du Pont des Cochons, de la Moulaine et de la Houdrée, des Douze Fontaines à la Soye et dans le ruisseau de Williers à l'ouest de l'abbaye d'Orval ;
- le Membre de Strassen est présent aux sources du ruisseau du Bois le Baron à l'ouest de Villers-devant-Orval ;
- le Membre de la Posterie a été repéré en amont du ruisseau de la Planchette.

**Pour en savoir plus :** MAUBEUGE (1955)  
MONTEYNE (1958)  
MERGEN (1983)

### *Alluvions anciennes (ALA)*

Les alluvions anciennes forment des dépôts argileux, sableux et graveleux datés du Quaternaire. Ceux-ci constituent les différents niveaux de terrasses fluviales du bassin de la Semois. Dans le Jurassique, HUFTY (1957) en distingue six, qui se manifestent par un étagement plus ou moins distinct à des altitudes comprises entre 6 et 47 m au-dessus de la confluence de la Semois et de la Vierre.

La disposition étagée de ces terrasses peut s'expliquer par la combinaison du soulèvement du massif ardennais et de l'alternance climatique de périodes plus froides et plus tempérées (DE MOOR & PISSART, 1992).

Sous climat froid, les plaines alluviales ont pris une extension latérale, alimentées par un alluvionnement important dans un régime d'écoulement faible et anastomosé. En revanche, les périodes tempérées ont vu les débits des rivières s'accroître, rendant possible leur encaissement dans de nouvelles vallées alluviales plus restreintes abandonnant ainsi en altitude des tronçons de terrasses.

L'alternance climatique engendre dès lors ce terrassement caractéristique qui représente les restes d'anciens lits successifs dans lesquels le cours d'eau s'est enfoncé.

Les terrasses ne sont pas toutes figurées sur la carte géologique. Celles dont l'étagement ou le replat se manifeste particulièrement bien dans le modelé paysager ont été tracées. Elles s'alignent en général le long des versants de la Semois et de la Vierre, les deux principaux cours d'eau de la région.

La Semois a par ailleurs laissé deux méandres recoupés remarquables et perchés sur les versants est et ouest du grand méandre de Chiny.

Le plateau de Chiny, quant à lui, est couvert par une argile rouge brique à graviers issue du remaniement in situ de la Formation d'Habay.

L'important placage de sable qui couvre le versant de la Halyeule au nord de Jamoigne est considéré comme un sable remanié de la Formation de Mortinsart probablement sous-jacente.

## *Alluvions modernes (AMO)*

Les alluvions modernes forment des dépôts argileux, sableux et graveleux d'âge récent. Présents dans la plupart des vallées alluviales, ils constituent le lit des cours d'eau permanents ou intermittents, mais ils n'ont une réelle importance que dans les vallées de la Semois et de la Vierre.

Ces dépôts ont une épaisseur très variable qui peut atteindre plusieurs mètres. Leur figuration sur la carte correspond à l'extension théorique du lit majeur ou plaine inondable des cours d'eau et leur tracé suit quelque peu la rupture de pente majeure qui sépare les fonds de vallée des versants.

Après la traversée dans les sables de la Formation de Luxembourg en amont de Jamoigne, la Semois aborde le domaine couvert par la carte en étirant quatre grands méandres alternativement creusés dans le socle paléozoïque et sa couverture marneuse hettangienne.

Deux méandres s'encaissent profondément dans le socle dévonien de la Formation de Mirwart, bordés par une plaine alluviale étroite ou quasi inexistante. Le premier méandre contourne par le nord la ville de Chiny en s'accompagnant de méandres recoupés (ALA) remarquables suspendus à plusieurs dizaines de mètres au-dessus du thalweg actuel. Le second au dessin plus tourmenté entoure les abords de Froidvent.

Il s'y succède des gorges dominées par les impressionnantes falaises du Rocher du Ha, le piton de la Roche Brûlée, le pic de la Roche Lenel, etc., sites de prédilection des promeneurs et des sportifs adeptes de la descente de la Semois.

Lorsqu'elle serpente sur les marnes de la Formation de Jamoigne, la Semois étire deux autres méandres jusqu'au pied de la cuesta sinémurienne en élargissant considérablement sa plaine alluviale.

Renforcée par la Vierre, principal affluent doté d'un barrage régulateur de crues, la Semois draine un réseau hydrographique peu développé mais dense issu essentiellement des pentes du socle paléozoïque et de la plaine marneuse de la Formation de Jamoigne.

Sur le revers de la cuesta, par contre, s'étend un plateau sablonneux forestier et plutôt aride, de pente faible exposée au midi. Le réseau hydrographique y est beaucoup moins dense mais mieux développé et s'intègre au bassin versant de la Chiers.

Les cours d'eau sont profondément encaissés dans toute l'épaisseur des séries grésos-sableuses de la Formation de Luxembourg et entament le sommet des séries marno-calcaires sous-jacentes de la Formation de Jamoigne.

## *Couverture quaternaire des plateaux*

Les plateaux de la région située au nord de la Semois renferment en général de nombreux galets pugilaires de grès quartzitique issus du démantèlement du socle paléozoïque ardennais au cours du Quaternaire.

Ils reposent sur la pénéplaine posthercynienne façonnée par les transgressions marines mésozoïques et exhumée plus tard par érosion continentale de la couverture.

Outre sa composante sableuse, la Formation de Mortinsart cède au limon de nombreux petits graviers de quartz blanc et de quartzite qui tapissent la surface topographique.

Les sols développés sur la Formation de Luxembourg comportent une fraction sableuse importante. Ils sont particulièrement bien développés sur le revers et au front de la cuesta sinémurienne où les phénomènes de fluage par solifluxion prédominent.

L'ensemble de ces dépôts quaternaires n'est pas figuré sur la carte géologique.

## *Tourbières (TRB)*

Le tracé de l'extension des tourbières est extrait de la carte des sols (STEFFENS, 1964, 1967, 1968) complété par les observations de terrains.

Si la tourbe est connue en plusieurs endroits de la région, on l'observe principalement dans les plaines alluviales de la Semois et de ses affluents. Elle occupe d'anciens méandres abandonnés ou se développe sur d'anciennes zones de suintement permanent comme le fond du ruisseau de la Terme à l'ouest de Pin.

Le relevé cartographique de ces tourbières n'est pas exhaustif.

## *Travertin (T)*

La cranière ou craonière est le terme local pour désigner un dépôt ou un massif de travertin. Le «cron» est ce tuf calcaire

à la fois tendre, léger et résistant, né de l'encroûtement par précipitation de la calcite d'un enchevêtrement de débris végétaux dissous par après, ce qui lui confère un aspect poreux, caverneux ou vacuolaire caractéristique.

Le travertin se dépose à l'émergence de «sources pétrifiantes» carbonatées. Celles-ci sont les exutoires naturels de la nappe aquifère logée dans les grès calcaires et les sables de la Formation de Luxembourg. Leur localisation est conditionnée par l'existence d'une base argileuse imperméable (Formation de Jamoigne) ou d'un des niveaux marneux de la Formation d'Arlon.

La cranière se manifeste par un encroûtement plus ou moins étendu blanchâtre ou jaunâtre, plus ou moins cohérent ou par l'édification d'un massif ou d'un barrage qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Elle apparaît généralement au fond de la plupart des vallées encaissées du revers de la cuesta sinémurienne.

Ainsi, la vallée frontalière du ruisseau de Williers offre-t-elle un bel exemple de ces barrages édifiés par le travertin. Il est fait d'une succession de gradins de plusieurs mètres d'épaisseur que la rivière a entaillés par après.

Une étude stratigraphique détaillée de ce barrage naturel (PÆPE *et al* 1970) étayée par une datation au 14C des niveaux tourbeux intercalaires (SOUCHEZ & PÆPE, 1972), a établi une chronologie d'événements climatologiques en trois phases principales :

- creusement en «V» fini-péglaciaire (Würm) de la vallée suivi d'un dépôt graveleux de base au cours du 2nd interstade du Bölling (13200 B.P.) et de l'Alleröd (11700 B.P.) (fig. 4) ;
- édification postglaciaire (Holocène) du barrage de travertin durant le Préboréal (10300 B.P.) et le Boréal (9000 B.P.) ;
- reprise de l'érosion par l'incision du barrage lui-même durant l'Atlantique (8000 B.P.) et le Subboréal (4700 B.P.), suivie par un colmatage par des sédiments alluviaux plus récents.

	Âges en années (B.P.)	Divisions stratigraphiques	
HOLOCENE	2700	Subatlantique	
	4700	Subboréal	
	8000	Atlantique	
	9000	Boréal	
	10300	Préboréal	
PLEISTOCENE	WURM	Dryas III (= Dryas récent)	
		10700	Allerød
		11700	Dryas II
		12200	Bolling
		13200	Dryas I (= Dryas ancien)
		15000	

Fig. 4 Chronostratigraphie du Quaternaire. Extrait du dictionnaire de Géologie. Edition Masson, 1995.

Le seul travertin du front de la cuesta qui soit de taille pour être cité est celui sur lequel est édifée une bonne moitié du village de Chassepierre. Long d'environ 400 m, il développe un front dominant la Semois de plus de dix mètres de hauteur. Matériau facile à ouvrir, il a été percé par un tunnel drainant qui aboutit à un ancien moulin dont on voit encore les vestiges au pied de l'église.

Excellent réservoir aquifère, aujourd'hui la cranière de Chassepierre fait l'objet d'un captage important d'eau potable.

**Utilisation :** en construction, confection de cheminées et de voûtes d'églises. Pour les linteaux des édifices vernaculaires, on recourait parfois à la pierre de cron, à la fois légère et résistante.

### 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).

Le lien entre ces deux disciplines se fait sur base de la biostratigraphie (fig. 5). Celle-ci repose soit sur la macrofaune (mollusques, coelentérés, etc.), soit sur la microfaune ou la microflore (foraminifères, conodontes, spores, palynomorphes ou acritarches).



Le socle paléozoïque compte trois formations dans le Dévonien inférieur :

- la Formation de Mondrepuis (MON) qui dans le territoire défini par la carte débute par le Membre de Parensart (PAR). Ce dernier renferme une faune typique du Lochkovien inférieur (GODEFROID & CRAVATTE, 1999). La base de la formation en revanche, d'âge pridolien, n'affleure pas ;
- la Formation d'Oignies (OIG) qui ici ne comporte pas de témoins fossiles. Elle est insérée dans le Lochkovien supérieur ;
- la Formation de Mirwart (MIR) qui est à cheval sur la limite du Lochkovien supérieur et du Praguien.

La couverture mésozoïque comprend :

- la Formation d'Habay (HAB). Elle ne peut être datée faute d'espèces guides. Selon l'école allemande (BOCQ, 1989), que nous suivons ici, la formation s'intégrerait dans le Keuper moyen du Trias supérieur (Carnien/Norien) et comprendrait peut-être une partie du Trias Moyen (la Lettenkohle (Ladinien) ou tout au plus le sommet du Muschelkalk). Selon MAUBEUGE (1998), en revanche, elle ferait partie du Permien supérieur. Jusqu'ici, aucun indice ne permet d'étayer l'une ou l'autre de ces chronologies ;
- la Formation de Mortinsart (MOR). Elle est datée du Rhétien par la présence du fossile guide *Rhaetavicula contorta* (lamellibranche).

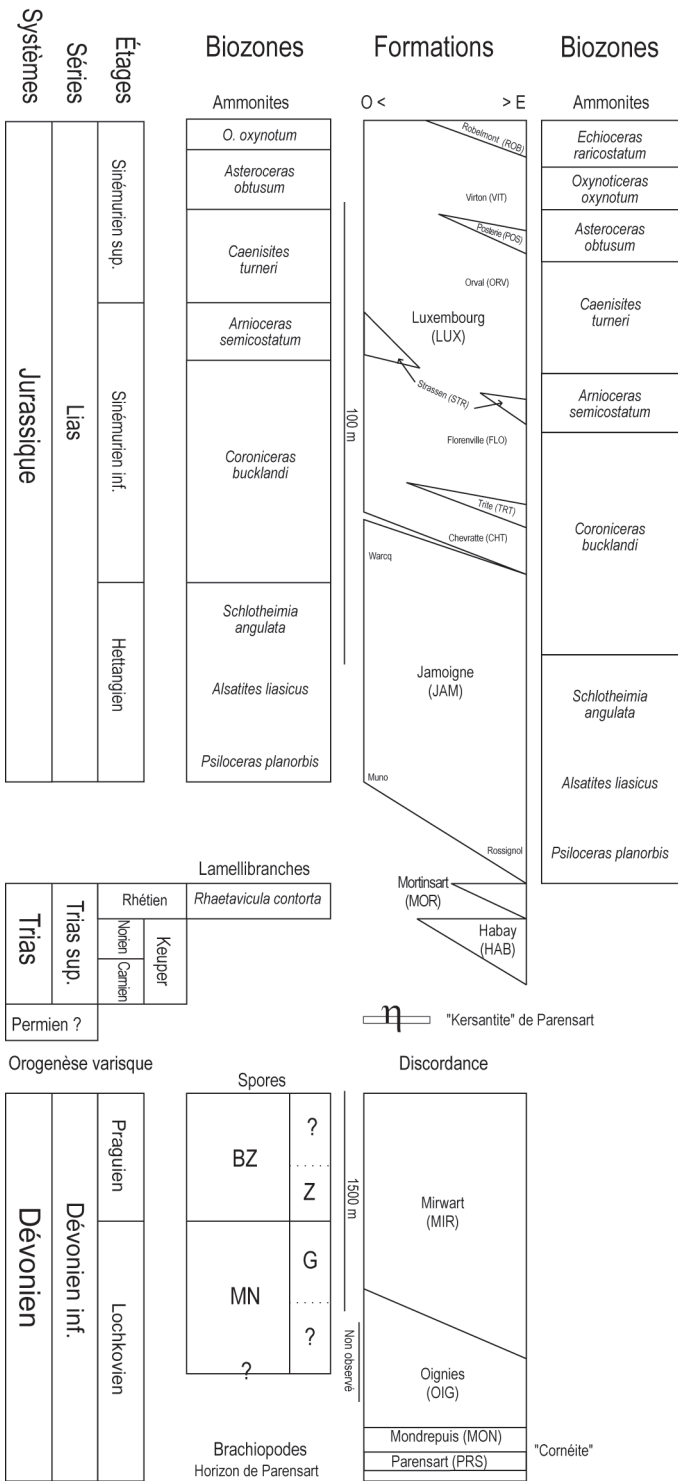


Fig. 5. Colonne stratigraphique.

La chronostratigraphie du Jurassique est basée sur la zonation d'ammonites guides définie par le Groupe français d'Étude du Jurassique (1997) :

- la Formation de Jamoigne (JAM). Evoluant de manière diachronique d'est en ouest, la base est établie à l'est, à Sainte-Cécile, dans la zone à *Psiloceras planorbis* (Membre de Helmsingen) et s'insère à l'ouest, à Muno (carte Muno 67/6), dans la zone à *Schlotheima angulata*. Le sommet de la formation atteint la zone à *Coroniceras bucklandi* (Membre de Warcq), base du Sinémurien inférieur ;
- la Formation de Luxembourg (LUX), également diachrone d'est en ouest à l'échelle régionale, couvre ici le Sinémurien inférieur et atteint la base du Sinémurien supérieur (Lotharingien). Elle en comprend la zone à *Coroniceras bucklandi* (Membre de Florenville), celle à *Arnioceras semicostatum* (Membre d'Orval) et monte dans les premiers niveaux de la zone à *Asteroceras obtusum* (Membre de Virton).

### 3.1. Analyse structurale

#### 3.1.1. Socle paléozoïque

##### Les plis

La région cartographiée s'inscrit dans la terminaison orientale du Massif de Givonne, anticlinal à coeur cambrien qui affleure en une longue boutonnière longitudinale à l'ouest de Muno (voir carte Muno 67/6). Il s'agit d'un anticlinal de premier ordre déversé vers le nord qui chevauche le synclinal de Neufchâteau par la faille d'Herbeumont reconnue par ASSELBERGHS (1921, 1922). L'ensemble forme le flanc sud de l'Anticlinorium de l'Ardenne, voisin de l'Oesling grand-ducal et de l'Eifel allemand, et s'intègre dans la zone rhéno-hercynienne affectée par le plissement varisque (fig. 1).

Les séries éodévoniennes des Formations de Mondrepuis, d'Oignies et de Mirwart, de plus de 4000 m de puissance, se caractérisent par d'épaisses successions pélitiques incomplètes encadrées par des barres quartzitiques compétentes plus ou moins massives. Elles reposent en discordance sur un noyau revinien affecté par le plissement calédonien.

À la lecture de la carte géologique, deux grands styles tectoniques différents se révèlent d'emblée. Ils définissent deux unités tectoniques superposées par la Faille de Davia (fig. 6) dont la trace en surface court depuis le plateau de Davia et atteint le hameau d'Auzi.

À l'ouest de la faille et sous celle-ci, dans l'unité parautochtone de Muno-Sainte-Cécile, se présente l'Anticlinal de Givonne, grand anticlinal de 1<sup>er</sup> ordre. Ce dernier dessine une voûte ample et s'accompagne de quelques plis mineurs et de décrochements. Il est déversé vers le nord et s'ennoie de 25 à 30° vers l'est.

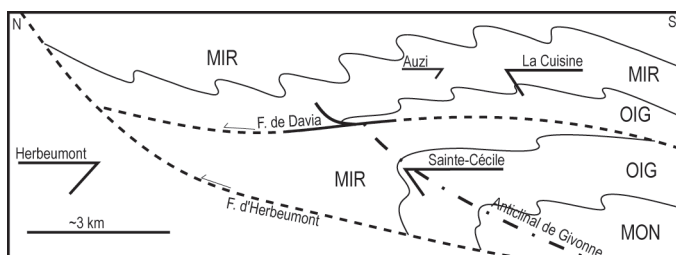


Fig. 6. La coupe illustre la transition entre deux styles tectoniques différents par la présence de la faille de Davia : sous faille, l'unité parautochtone de Muno-Sainte-Cécile formée par l'anticlinal de premier ordre de Givonne dans les Formations de Mondrepuis (MON), d'Oignies (OIG) et de Minwart (MIR), sur la faille, l'unité allochtone de La Cuisine, composée par un train de plis en chaise de second ordre répétant les Formations d'Oignies et de Mirwart. Cet ensemble repose sur la Faille d'Herbeumont.

Sa trace axiale emprunte le tracé du ruisseau de Rembufa dans les couches de la Formation de Mondrepuis, passe à hauteur de la chapelle de Saint-Donat (au sud de Sainte-Cécile), et s'incurve vers le nord-est jusqu'au plateau de Davia dans les niveaux de la Formation de Mirwart.

Cet axe sépare un flanc méridional en position normale de pente variant de 20 à 40° vers le sud-est (ruisseau de Rembufa) d'un flanc septentrional aux allures systématiquement renversées vers le nord, comme le suggèrent les coupes dans la tranchée du vicinal de Bertrix au nord de Sainte-Cécile et sur les versants de la Semois.

À l'est de la Faille de Davia et au-dessus de celle-ci, l'unité allochtone de La Cuisine se traduit par la disparition de l'Anticlinal de Givonne proprement dit et par l'apparition d'un train de plis en chaise de second ordre disposés en relais et d'extension limitée.

Les plis sont systématiquement déversés vers le nord ou plus rarement couchés, s'ouvrent selon un angle moyen de 60° - ils peuvent parfois être isoclinaux - et s'ennoient de 10 à 30° de manière décroissante vers l'est. Leur trace axiale se dirige, cette fois, vers le nord-est.

Ce train de plis s'exprime plus nettement dans les niveaux quartzitiques compétents par des plateaux longues (plurihétéométriques à kilométriques) et des dressants renversés et courts (plusieurs dizaines de mètres). Cette configuration caractérise le flanc normal d'un très large anticlinal surbaissé.

Le cour pélitique de ces plis, dont la forme est généralement imposée par les bancs compétents de quartzite, présente des plissements serrés par aplatissement et accompagnés d'une schistosité de plan axial (fig. 7).

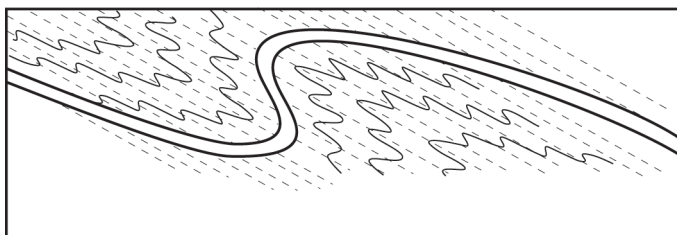


Fig. 7. Dysharmonie de plissement liée au contraste de compétence lithologique. Le pli de grande amplitude déforme un banc de quartzite alors que les plis serrés accompagnés de la schistosité affectent les séries pélitiques.

## Les schistosités

On reconnaît la présence d'au moins deux schistosités de chronologie distincte au sein des séries éodévoniennes de l'Anticlinal de Givonne.

La schistosité de première génération (S1) est ardoisière et se manifeste de manière généralisée dans tous les niveaux pélitiques des formations dévoniennes en question. Elle est plus dispersée et réfractée dans les bancs gréseux plus compétents et parfois sigmoïdes dans les niveaux granoclassés.

Contemporaine de la phase principale du plissement varisque, S1 est généralement parallèle ou disposée en éventail peu ouvert autour de la surface axiale des plis.

A l'ouest du méridien de Davia, la schistosité possède une direction est-ouest régionale. A l'est de ce méridien, elle devient nord-est et localement nord-sud (lac de la Vierre). Son pendage régional varie de 15 à 30° vers le sud et est lié au déversement régional du plissement. Elle peut localement devenir horizontale ou même basculer vers le nord.

Cette dernière particularité structurale s'observe notamment dans le Membre de Parensart (PRS, F. Mondrepuis) sur un

tronçon de plus de 250 m du flanc sud de la tranchée de l'ancienne voie ferrée entre Sainte-Cécile et Muno, où la stratification et la schistosité S1 basculent vers le nord-est.

La schistosité de seconde génération (S2) est une schistosité de crénulation. La crénulation se manifeste par un "gaufrage" (microplissements ou microkinks) de S1 et de la stratification. Il s'accompagne d'un débit plus ou moins serré de la roche parallèlement aux plans axiaux de ces microplis. La conjonction de ces deux structures est souvent responsable du débit «en crayon» de la roche. S2 apparaît généralement dans les niveaux les plus argileux, en des zones restreintes et de manière dispersée.

Souvent verticale, oblique à S1 et donc transversale au plissement régional, S2 marque une phase tardive de la déformation. Sa direction, bien que très variable spatialement, oscille autour d'une direction moyenne de N160E. Elle est probablement liée à la dynamique contemporaine de la Faille des Amerois (carte Muno 67/5) (BEUGNIES, 1959-60, 1988).

## **Les failles**

### **La Faille de Davia**

La coupe du versant oriental du plateau de Davia met en évidence la trace d'une faille de pente apparente faible accompagnée de chevauchements mineurs. Elle superpose de manière anormale les couches du sommet de la Formation d'Oignies et celles de la base de la Formation de Mirwart sur celle-ci.

Il s'agit d'une faille de charriage qui à hauteur de Davia plonge de 10 à 15° vers le nord-est et dont la trace, localement sinueuse par la configuration topographique, court en surface depuis le plateau de Davia et atteint le hameau d'Auzi.

A plus grande échelle, la Faille de Davia empile les deux unités tectoniques précitées aux styles structuraux nettement distincts (fig. 8) : l'unité allochtone (l'unité charriée) de La Cuisine à l'est, d'origine plus méridionale et caractérisée par une série de plis en chaise de 2<sup>nd</sup> ordre et l'unité para-autochtone de Muno-Sainte-Cécile à l'ouest dont l'ossature principale est l'Anticlinal de 1er ordre de Givonne. Le mouvement de l'allochtone sur cette faille s'opère dans le sens sud-nord avec un rejet estimé à plusieurs kilomètres.

Probablement contemporaine de la Faille d'Herbeumont, la Faille de Davia pourrait s'y raccorder au nord (hors carte).

## **Les failles normales et inverses**

La plupart des failles sont visibles à l'affleurement sur les rives de la Semois et de la Vierre et sur les flancs de la tranchée de la voie ferrée de Bertrix-Florenville.

Peu de failles normales d'ampleur cartographiable ont été observées, elles ont une direction transversale au plissement varisque.

En revanche, les failles inverses ont une direction longitudinale et sont généralement contemporaines du plissement varisque. Elles sont parfois parallèles à la schistosité ou affectent les dressants des plis. Dans les quartzites, elles s'accompagnent aussi de fentes de quartz. Malaisés à estimer, leurs rejets apparents sont généralement peu importants.

## **Les failles de décrochement**

Deux failles de décrochement encadrent le village de Sainte-Cécile. Elles ont une composante apparente dextre. De rejet estimé de l'ordre de 500 m chacune, elles rompent le flanc renversé de l'Anticlinal de Givonne dans les Formations d'Oignies et de Mirwart. L'une d'elles se prolonge vers l'ouest au-delà de Parensart dans les niveaux de la Formation de Mondrepuis où elle oblitère la charnière anticlinale de Givonne, mettant en contact direct flanc sud et flanc nord du pli. Probablement liées ou de même nature que la faille des Amerois (BEUGNIES, 1959-60, 1988), dont elles sont les relais orientaux, elles ont un rejeu contemporain d'une phase tardive de la déformation varisque.

### **3.1.2. Couverture mésozoïque**

Les formations du Mésozoïque, du Trias au Jurassique, s'inclinent dans la région selon une pente moyenne de 1 à 3° vers le SSW, vers le coeur du Bassin de Paris. Elles reposent en discordance sur la "surface d'aplanissement post-hercynienne" (postvarisque) du socle paléozoïque (ALEXANDRE, 1957-58).

La planéité de ces couches sédimentaires est parfois rompue par l'une ou l'autre légère ondulation, perturbation que l'on peut parfois observer à l'affleurement. A cela s'ajoute une faille verticale, de direction est-ouest et de rejet pluridécimétrique, mise au jour dans la carrière occidentale de Fontenoille et reportée sur la carte géologique.

**Pour en savoir plus :** BEUGNIES (1976, 1983, 1985)

## 4. Synthèse : histoire géologique

Il est hasardeux d'élaborer en quelques lignes la reconstitution des paléogéographies successives locales sans envisager un cadre géographique régional plus étendu.

L'objet de ce chapitre se bornera à énumérer une chronologie des événements correspondant aux formations présentes sur la carte, à laquelle s'ajoute un bref commentaire sur les divers paléo-environnements rencontrés. Le lecteur pourra opérer dans les références bibliographiques un choix plus circonstancié sur les travaux réalisés sur ce thème.

Au cours de l'orogénèse calédonienne, à l'origine du plissement des sédiments cambriens, émerge le continent des Vieux Grès Rouges. Ce dernier couvre le Nord de l'Amérique et l'Eurasie alors réunis dont les massifs de Londres-Brabant, Rocroi, Stavelot, Serpont et Givonne constituent les principaux témoins en Belgique.

Dès la fin du Pridolien jusqu'au Carbonifère supérieur, la transgression marine va progressivement recouvrir de sédiments ce continent en permanente subsidence. Elle s'opèrera en trois grandes pulsations transgressives successives de plus en plus étendues vers le nord et dépassant la pointe du Massif de Londres-Brabant.

Seule la première pulsation est observée dans la région délimitée par la carte par le dépôt au Pridolien d'un conglomérat de base (Formation de Fépin, voir la carte de Muno 67/6). Il est ensuite recouvert par des sédiments fins noirs à lits fossilifères (bioclastes) de la Formation de Mondrepuis, déposés jusqu'au début du Lochkovien dans un environnement littoral protégé.

Les pélites rouges bariolées à barres grés-conglomératiques (Formation d'Oignies) qui s'ensuivent, définissent un retour vers un milieu continental émergé, inséré dans un système côtier de plaines alluviales et de deltas.

Les épaisses séries pélitiques à barres quartzitiques de la Formation de Mirwart ont été déposées dès la fin du Lochkovien et durant le Praguien. Elles marquent, sur le domaine délimité par la carte géologique, le retour des influences marines sur le plateau continental et témoignent d'un milieu subtidal de plus en plus profond.

Après un hiatus équivalant à l'épaisseur d'une dizaine de milliers de mètres de sédiments déposés depuis lors jusqu'au Carbonifère supérieur, se déclenchent les processus de métamorphisme en même temps que le plissement varisque. Ce dernier s'accompagne d'une série de grands charriages vers le nord, qui feront émerger in fine un orogène.



Ce long moment d'émersion, qui règne du Permien au Trias, déclenche des processus d'érosion d'une grande partie du socle en place et s'achève par une pénéplanation et par le dépôt au Permien des premiers sédiments continentaux.

Dès le Trias supérieur (Mésozoïque), une lente subsidence du socle engendre l'ouverture du Bassin de Paris aux incursions marines méridionales de la Téthys : la région est le siège de dépôts d'abord continentaux et littoraux (chenaux fluviaux, plaines alluviales, sabkha) affectés par la pédogenèse puis de sédiments marins. Les cycles de transgressions et de retraits marins qui s'y succèdent alors déposent en discordance sur le socle des sédiments de plate-forme peu profonde.

A l'Éocène (Cénozoïque), un dernier soulèvement fait émerger le massif ardennais et engendre la régression générale et définitive du rivage marin.

Il s'ensuit un cortège d'érosion, de pédogenèse et de pénéplanation qui aboutit à un modelé du relief en constante évolution. S'édifie alors un système fluvial continental évoluant, parfois par captures successives, au réseau hydrographique que nous connaissons aujourd'hui.

**Pour en savoir plus :** SOUCHEZ, (1966-67)  
BOCK, (1989)

## **5. Ressources minérales**

### **5.1. Hydrogéologie**

Sur la carte géologique se définissent, en gros, deux grands domaines aquifères distincts aux caractères hydrogéologiques propres aux substrats en présence.

Le premier domaine appartient au socle paléozoïque en grande partie schisteux. Il abrite des nappes de fissures cantonnées dans la tranche plus ou moins mince d'altération superficielle ainsi que dans des couloirs drainants définis par les zones de failles, de fractures et de diaclases et qui alimentent les sources.

Ces aquifères ont une capacité d'emménagement faible et sont par conséquent susceptibles de tarissements saisonniers.

La plupart des ouvrages de captage qui puisent l'eau de cette nappe, à l'émergence des sources ou dans des puits, desservent de petites collectivités locales ou sont destinés à des

usages domestiques limités. Ils fournissent généralement une eau peu minéralisée, douce et peu alcaline et sensible aux apports dus aux activités d'origine anthropique.

Le second grand domaine aquifère appartient à la couverture mésozoïque, essentiellement cantonnée dans la Formation de Luxembourg. Ce dernier constitue par ailleurs le plus grand potentiel hydrogéologique de la Lorraine belge.

Assis sur la base marneuse imperméable de la Formation de Jamoigne, ce réservoir aquifère peut être d'un seul tenant et libre ou compartimenté en une série de réservoirs superposés semi-captifs selon la présence ou non des intercalations marneuses des Membres du Trite, de Strassen et de la Posterie de la Formation d'Arlon.

Il s'agit en général de nappes à grande perméabilité (10-4 à 10-3 m/sec) et de capacité d'emmagasinement importante, nappes à la fois de fissures et de pores, logées dans des alternances de niveaux de sables et de calcaires gréseux de la Formation de Luxembourg.

Ces nappes dont les zones d'alimentation couvrent le revers de la cuesta sinémurienne s'écoulent vers le sud selon les pentes du toit de la Formation de Jamoigne ou des niveaux marneux imperméables des Membres de la Formation d'Arlon.

Leur émergence s'exprime souvent d'ailleurs par un alignement régulier d'exurgences qui jalonnent les flancs des vallées profondes de la plupart des cours d'eau au revers de la cuesta et, plus rarement vers le nord, par des chutes d'eau au front de celle-ci (Chassepierre).

La gestion et l'exploitation de cet aquifère sont en général du ressort des communes, des sociétés intercommunales de distribution d'eau ou d'entreprises industrielles de production d'eau.

Parmi les ouvrages recensés dans les limites de la carte géologique on compte la plupart du temps des fontaines publiques, d'anciens lavoirs, des galeries drainantes creusées à flanc de coteau et implantées à la base de la Formation de Luxembourg comme, par exemple, les captages de Chassepierre, ceux de la vallée de Lamouline et du Fonds des Saulx.

Cette situation assure ainsi une production d'eau en quantité suffisante, peu sujette aux fluctuations saisonnières et de qualité constante, fortement minéralisée mais de dureté élevée.

## **5.2. Activités extractives**

L'extraction des matériaux locaux pour la construction immobilière en Lorraine belge est une activité devenue aujourd'hui désuète car non rentable, hormis dans de rares exploitations subsidiées destinées à la restauration du patrimoine bâti. A l'heure actuelle, l'essentiel de la production des carrières locales comprend le sable et le granulats ou concassé.

Dans le territoire de la carte, on compte quelques grandes carrières en activité, mais la région fourmille de vestiges d'anciens sites d'extraction à ciel ouvert et plus rarement souterrains.

Le lecteur désireux d'aborder ce domaine plus en profondeur est invité à consulter le manuel de terrain "Pierres à bâtir traditionnelles de la Wallonie" (DE JONGHE *et al.*, 1996) édité par le Ministère de la Région wallonne.

### **Quartzites et schistes des formations dévoniennes**

Le quartzite est extrêmement varié par sa nature et par ses couleurs tirant du rouge au vert en passant par le gris pâle nuancé de teintes bleuâtres, parfois ocre ou brun.

C'est une pierre compacte et dure, d'une texture qui peut être fine à très grenue, et d'un ciment siliceux ou argileux en proportions variables. Sa mise en œuvre en fait un matériau très résistant à la compression et à l'usure. Elle est non gélive et insensible aux agents atmosphériques.

Quelques petites carrières ouvertes dans les faciès les plus favorables sont encore visibles entre Parensart et le barrage de retenue de la Vierre, isolées en forêt ou en bordure de cours d'eau.

Le grès quartzitique était dégrossi sous forme de moellons de gros calibre à peine équarris, et utilisé en architecture rurale traditionnelle ardennaise comme linteaux, seuils de portes, encadrements de baies ou comme pavé de cours de ferme. Aujourd'hui, ce matériau n'est plus guère employé comme pierre à bâtir, pas même comme granulats.

### **Conglomérat de la Formation d'Habay**

D'un rose orangé pâle, parfois bigarré de taches verdâtres, c'est un conglomérat de galets de quartzite et de débris schisteux peu émoussés, non triés et noyés dans un ciment grésodolomitique. Le litage peu prononcé en fait un matériau difficile à exploiter et à mettre en forme.

D'un emploi peu fréquent en maçonnerie, on le taillait en moellons bruts comme élément d'encadrement d'ouvertures des édifices traditionnels ou comme revêtement de sol.

### **Sable et grès de la Formation de Mortinsart**

L'extrême minceur de cette formation (1 à 2 m) ne permet pas une extraction suffisamment rentable du matériau.

Le grès est tendre et gélif. Il offre peu de résistance mécanique et n'a guère été utilisé comme matériaux de construction. Le sable, quant à lui, peut avantageusement remplacer le sable bruxellien couramment utilisé en maçonnerie ou comme stabilisateur des ouvrages routiers.

### **Marne de la Formation de Jamoigne**

La marne est une argile à haute teneur en carbonate. De couleur gris foncé, elle est souvent associée à des bancs de calcaire argileux fossilifères. La marne fut utilisée comme produit local d'amendement des sols des prairies et des cultures. Il subsiste encore dans la région entre Sainte-Cécile et Pearsart des vestiges de petites marnières pour la plupart remblayées.

### **Grès calcaire et sable de la Formation de Luxembourg**

Pierre de Fontenoille, Grès sableux de Florenville et d'Orval, Pierre de Luxembourg, Calcaire de Montauban, grigne ou Calcaire coquillier du Sinémurien etc., telles sont les multiples appellations d'un grès calcaire ou d'un calcaire gréseux bioclastique caractérisé par des bancs réguliers en alternance avec des niveaux sableux.

De nombreux vestiges (et quelques carrières souterraines) témoins d'une activité extractive passées ponctuent le front et le revers de la cuesta sinémurienne.

Ce matériau typiquement lorrain était dégrossi en moellons bruts, taillé en appareils plus réguliers pour la construction traditionnelle paysanne ou comme revêtement de cours de fermes. Le grigne (en dialecte lorrain), un calcaire coquillier tendre et qui se prête à la taille, a plus spécialement servi en construction d'encadrements des ouvertures.

Aujourd'hui, la Formation de Luxembourg ne produit plus que du sable et du grès concassé dans quelques grandes carrières, comme celles qui sont situées au sud de Fontenoille et de Pin.

Les carrières de Fontenoille ont en plus cette particularité de mettre au jour au sommet du front de taille des bancs minces, très réguliers et bien continus. Ces bancs se prêtent à la taille de moellons clivés plus ou moins équarris et de pierres de parement fort prisés en construction.

## Remerciements

Les auteurs adressent leurs remerciements à E. GOEMAERE du Service géologique de Belgique, à V. DEBBAUT et A. HANSON de la Fondation Universitaire de Luxembourg, à P. STAINIER, M. COEN et D. DELSATE, qui ont apporté de pertinents commentaires critiques sur le terrain, à F. BABUN et B. DE BOOSE pour leur aide précieuse et efficace en infographie et pour l'archivage des données géologiques. Notre reconnaissance va à Mme N. LEMOINE et Mr T. CRAVATTE de la Division Nature et Forêts de la Région wallonne qui nous ont ouvert l'accès aux forêts domaniales, à Mr et Mme. REYNTIENS et Mr et Mme de MAEVIUS qui nous ont reçus dans leur domaine respectif des Croisettes et de la Forge Roussel. Enfin, un vif merci à F. BOULVAIN qui a relu la carte géologique et la notice explicative, à P. LAGA et T. SERVAIS pour les traductions néerlandaise et allemande de la légende stratigraphique.

## BIBLIOGRAPHIE

**ADLOFF, M. C. & DOUBINGER, J.**, 1982 : Étude palynologique du Rhétien et de l'Hettangien de cinq sondages situés dans les environs de Mersch (Luxembourg). Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris, 19, 2 : pp. 9-20.

**ALEXANDRE, J.**, 1957-58 : La restitution des surfaces d'aplanissement tertiaires de l'Ardenne centrale et ses enseignements. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 81, pp. 333-423.

**ANTEN, J.**, 1913-14 : Sur l'âge de la Kersantite de la Ferme de Parensart près de Muno. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 41, pp. B 250-251.

**ASSELBERGHS, E.**, 1921 : Observations sur les couches éodévonniennes de Givonne. Bull. Soc. Belge Géol., t. 31, pp. 98-120.

**ASSELBERGHS, E.**, 1922 : Le Synclinal de l'Eifel dans la vallée de la Meuse. Ann. Soc. Scient. Belge, t. 41, pp. 387-390.

**ASSELBERGHS, E.**, 1946 : L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, t. 14, pp. 39-109.

**ASSELBERGHS, E.**, 1954 : L'Eodévonien de l'Ardenne. In : Pro-drome d'une description géologique de la Belgique, Volume hors série Soc. géol. Belgique, pp. 83-117.

**BARALE, G., MEILLIEZ, F. & VOISIN, L.**, 1989 : Sur une flore jurassique inférieure en bordure méridionale de l'Ardenne française (La Grandville, Ardennes). Bull. Inf. Géol. Bassin. Paris, t. 26, 2, pp. 41-48.

**BARROIS, CH.**, 1886-87 : Sur le Kerzanton de la rade Brest. Ann. Soc. Géol. Nord, t. 14, pp. 31-50.

**BERNERS, H.P.**, 1983 : A lower Liassic offshore bar environment, contribution to the sedimentology of the Luxemburg sandstone. Ann. Soc. Géol. Belg., 106, pp. 87-102.

**BEUGNIES, A.**, 1959-60 : Le Massif cambrien de Givonne. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 83, Mémoire, 39 pp.

**BEUGNIES, A.**, 1962 : Le Massif cambrien de Rocroi. Serv. carte géol. France, Bull. 270.

**BEUGNIES, A.**, 1976 : Structure du métamorphisme du paléozoïque de la région de Muno, un secteur-clef du domaine hercynien de l'Ardenne. Ann. Mines de Belgique, 6<sup>ème</sup> livraison, pp. 481-509.

**BEUGNIES, A.**, 1983 : Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. Ann. Soc. Géol. Nord, t. 102, pp. 165-173.

- BEUGNIES, A.**, 1985 : Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et Mohret. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 104, pp. 87-95.
- BEUGNIES, A.**, 1986 : Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynica*, t.2,1, pp.17-33.
- BEUGNIES, A.**, 1988 : Le métamorphisme de l'aire anticlinale de Givonne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 117, pp. 117-125.
- BEUGNIES, A. & CHAVPEYER, G.**, 1981 : Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif de Rocroi – La zone à magnétite. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 31, pp. 135-149.
- BOCK, H.**, 1989 : Ein Modell zur Beckenausdehnung und Fazieszonierung am Westrand der Eifeler Nord-Süd Zone während der Trias und zur Transgression des Unteren Lias am Ardennensüdrand. Dissertation inédite. Fakultät f. Bergbau, Hüttenwesen u. Geowiss. Rhein.-Westfäl. Techn. Hochsch. Aachen., 417 p.
- BOUCOT, A.J.**, 1960 : Lower Gedinian brachiopods of Belgium. *Mem. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. 21, pp. 281-324.
- BOULVAIN, F., BELANGER, I., DELSATE, D., GHYSEL, P., GODEFROIT, P., LALOUX, M., TEERLINCK, H. & THOREZ, J.**, 2000 : Nouvelles données lithostratigraphiques, sédimentologiques et palynologiques sur le Mésozoïque de la Lorraine belge. *Geologica belgica*, t. 3 /1-2, pp. 3-33.
- DARIMONT, A.**, 1989 : Veines de quartz riches en azote dans l'aire métamorphique de Givonne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 112, 1, pp. 151-155.
- DEBBAUT, V.**, 1988 : Etude des ressources en eau souterraine du sud de la province de Luxembourg. Contrat R.W.-Formation U.L. 8321735, Rapport final, Fondation Universitaire Luxembourgeoise (A.S.B.L.), p. 64.
- DE BAUMONT, E.** 1856 : Notes sur le Lias inférieur. *Bull. Soc. géol. France*, 2S, t. 13, p. 219.
- DE JONGHE, S., GEHOT, H., GENICOT, L. F. & WEBER, P.**, 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, 261 p.
- DELSATE, D. & DUFFIN, J.C.**, 1993 : Chondrichthyens du Sinémurien de Belgique. In : Herman, J. (Ed) : *Elasmobranches et stratigraphie*. *Geol. Surv. Belgium. Prof. Paper*, t. 264, pp. 103-136.
- DE MOOR, G. & PISSART, A.**, 1992 : Les formes de relief. In : *Géographie de la Belgique*, J. Denis. Ed. Crédit Communal de Belgique, pp. 129-216.

**DE VLEESCHOUWER, X. & BOULVAIN, F.**, 1997 : Inventaire systématique des sondages, Planchettes 214 W à 226 E (Lorraine belge). Min. Aff. Econ. pp. 47-64.

**DEWALQUE, G.**, 1854 : Note sur les divers étages de la partie inférieure du Lias dans le Luxembourg et les contrées voisines. Bull. Soc. Géol. France (2), t. 9, pp. 234.

**DEWALQUE, G.**, 1857 : Description du Lias de la province de Luxembourg. Dissertation inaugurale. Bull. Soc. Géol. France, t. 14, pp. 719.

**DEWALQUE, G.**, 1897 : Carte géologique de la Belgique. Florenville-Izel. N° 217 (planchette 7-8 de la feuille LXVII de la carte topographique).

**DORMAL, V.**, 1894 : Compte rendu de la Société belge de Géol., Pal. & Hydro. Excursion dans les terrains jurassiques et triassiques des environs d'Arlon et de Florenville. Bull. Soc. Géol., Pal. et Hydr., t. 8.

**DORMAL, V.**, 1897 : Carte géologique de la Belgique. Villers-devant-Orval. N°221 (planchette 3-4 de la feuille LXX de la carte topographique).

**DUFFIN, C.J., COUPATEZ, P., LEPAGE, J.C. & WOUTERS, G.**, 1983 : Rhaetian (Upper Triassic) marine fauna from "Le Golfe de Luxembourg" in Belgium (Preliminary note). Bull. Soc. Belge Géol., t. 92, 4, pp. 311-315.

**DUFFIN, C.J. & DELSATE, D.**, 1993 : Upper Triassic vertebrate fauna from Attert (Province of Luxembourg, Belgium). In : Herman, J. (Ed) : Elasmobranches et stratigraphie. Geol. Surv. Belgium. Prof. Paper, t. 264 : pp. 33-44.

**DUMONT, D.**, 1842 : Mémoire sur les terrains triassiques et jurassiques dans la province de Luxembourg. Mém. Ac. roy. Bruxelles, t. 14.

**DUMONT, D.**, 1849 : Rapport sur la carte géologique de la Belgique. Bull. Ac. Roy. Belgique, t. 16/2, p. 351.

**FOURMARIER 1911b** : Compte rendu de la session extraordinaire tenue à Arlon et Florenville du 16 au 20 septembre 1911. Ann. Soc. Géol. Belgique, T. 38, p. B 353.

**GODEFROID, J., BLIECK, A., BULTYNCK, P., DEJONGHE, L., GERRIENNE, P., HANCE, L., MEILLIEZ, F., STAINIER, P., STEEMANS, P.**, 1994 : Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). Mem. Explic. Cartes géol. minières Belgique, t. 38, 144 p., Bruxelles.



**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, t. 69, pp. 5-26.

**GODEFROID, P., 1994** : Les reptiles marins du Jurassique inférieur en Lorraine belgo-luxembourgeoise. Thèse de doctorat U.C.L., inédite, 359 p.

**GOFFETTE O., 1991** : Les corps magmatiques paléozoïques de la zone externe nord-varisque (Ardenne et régions voisines) : Distribution, typologie et implications géodynamiques. Ann. Soc. Géol. Nord 1 (2ème série), pp. 87-95.

**GOFFETTE O., MEILLIEZ F. & GAGNY C., 1990** : Données nouvelles sur le magmatisme bimodal du Massif de Rocroi. Géologie de la France, n°1, pp. 3-17.

**GOUDALIER, M., LAMARCHE, J., PILON, W. & MEILLIEZ, F., 1992** : La coupe du Moulin de Fétrogne (Dévonien inférieur, bord nord du Massif de Rocroi). Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes, t. 22, pp 22-26.

**GROUPE FRANÇAIS D'ÉTUDE DU JURASSIQUE, 1997** : Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou, E. & Hantzpergue, P. (coord.), Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém., t. 17, 440 pp.

**GUERIN-FRANIATTE, S., 1988** : Corrélations biostratigraphiques dans le Lias inférieur du bassin parisien. Rapport avec l'ensemble du NW européen. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, pp. 85-100.

**GUERIN-FRANIATTE, S. & MULLER, A., 1986** : L'Hettangien dans le NE du Bassin de Paris : biostratigraphie et évolution sédimentaire. Ann. Soc. Belgique, t. 109, pp. 415-425.

**GUERIN-FRANIATTE, S., HARY, A., MULLER, A., 1991** : La formation des Grès du Luxembourg, au Lias inférieur : reconstitution dynamique du paléoenvironnement. Bull. Soc. géol. France, t. 162, 4, pp. 763-773.

**HACQUAERT, 1928** : Over het eruptiefgesteente van Muno (Prov. Luxembourg) en over het Metamorphism erdoor veroorzaakt. Nat. Tijdschrift, t. 10, pp. 73-89.

**HACQUAERT, 1936** : Nieuwe gegevens over de magmatische gesteente uit de streek van Muno (Prov. Luxembourg). Nat. Tijdschrift, t. 18, pp. 75-76.

**HEBERT, E., 1855** : Quelques renseignements nouveaux sur la constitution géologique de l'Ardenne française. Bull. Soc. France 2ème sér., t. 12, pp 1165-1186.

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

**HENDRIKS, F.**, 1982 : Ein Modell der Rätsedimentation am Ostrand des Pariser Beckens ; Untersuchungen zur Granulometrie, Schwermineralvergesellschaftung und Tongeologie. Diss. Rhein.-Westfahl.Techn. Hochsch., Aachen, 294 p. Dissertation inédite.

**HUFTY, A.**, 1957 : Problèmes géomorphologiques en Lorraine belge. Mém. inédit. Univ. Liège, 111 p.

**LECOMPTE, M.**, 1967 : Le Dévonien de la Belgique et du Nord de la France. In : Oswald D.H. (Editor). International Symposium on the Devonian System. Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, t. 1, pp. 15-52.

**LUCIUS, M.**, 1952 : Manuel de la Géologie du Luxembourg. In Vue d'ensemble sur l'aire de sédimentation luxembourgeoise. Arch. Instit. gr.-d., section sciences naturelles, t. 19, 1950, pp 283-341.

**MAILLEUX & DEMARET**, 1929 : L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydro., t. 38, pp. 124-131.

**MASSON, B., DEBBAUT, V., TOMASI, B., VANDER- BORGHT, P.**, 1993 : Étude de l'aquifère sinémurien du Pays lorrain. Contrat MRW-FUL (ASBL), 75 p.

**MAUBEUGE, P.L.**, 1954 : Le Trias et le Jurassique du Sud-Est de la Belgique. In : Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Vol. hors série Soc. géol. Belgique, pp. 385-416.

**MAUBEUGE, P.L.**, 1955 : Observations géologiques dans l'Est du Bassin de Paris. Thèse de doctorat, Ed. privée, Nancy. 2 tomes, 1083 p.

**MAUBEUGE, P.L.**, 1959 : Présence du Permien bien développé sur l'aile occidentale du Golfe de Luxembourg. C.R. Séance Acad. Sc., t. 248, pp. 3725-3727.

**MAUBEUGE, P.L.**, 1968 : Problèmes du Grès de Luxembourg. Arch. Inst. Grand-Duché. Sect. Sc., t. 31, pp. 217-239.

**MAUBEUGE, P.L.**, 1974 : Vers une solution au problème stratigraphique du Grès de Luxembourg dans le Grand-Duché. Arch. Inst. Grand-Duché. Sect. Sc., t. 36, pp. 407-436.

**MAUBEUGE, P.L.**, 1998 : Etudes sur le Permo-Trias du Luxembourg belge et du Grand-Duché de Luxembourg. Bull. Acad. et Soc. Lorraines des Sc., t. 37, 1, pp. 65-128.

- MAUBEUGE, P.L.**, 1998 : Observations et études géologiques sur le Lias inférieur du Luxembourg belge et du Grand-Duché de Luxembourg. Bull. Acad. et Soc. Lorraines des Sc., t. 37, 1, pp. 11-63.
- MAUBEUGE, P.L. & DELSATE, D.**, 1997 : Paléogéographie des bordures ardennaises et vosgiennes au Rhétien. Les terres émergées à la fin de la période triasique. Travaux scientifiques du Musée d'Histoire Naturelle du Luxembourg, t. 27, pp. 17-51.
- MERGEN, P.**, 1983 : Les marnes de Buzenol et de Bellefontaine, un seul et même niveau à la base de l'Assise d'Orval (zone à *semicostatum*). Bull. Soc. Belge de Géol., t. 92, pp. 99-106.
- MERGEN, P.**, 1984-85 : Géologie et hydrogéologie du Lias inférieur et moyen en Lorraine Belge. Thèse de doctorat en Sc. géol. et min. de Univ. cath. Louvain, 3 vol., 2 annexes, inédite.
- MONTEYNE, R.**, 1958 : Recherches sur le Lias inférieur du sud de la Belgique. Thèse de doctorat en Sc. géol. et min. de l'Univ. Libre Bruxelles, 3 tomes, 641 p., inédite.
- MONTEYNE, R.**, 1969 : Une coupe de référence dans le Rhétien du Bas-Luxembourg belge. Serv. Géol. Belgique, Prof. Paper, t. 2, Min. Aff. Écon., Adm. Mines, Serv. Géol. Belgique, 3 p.
- PAEPE, R., SOUCHEZ, P., PEETERS, R. & KUGLER, M.**, 1970 : Le barrage de la vallée du Williers. Sondage de Villers-devant-Orval. Prof. Paper, 1, Min. Aff. Écon., Adm. Mines, Serv. Géol. Belgique.
- RAUSCHER, R., HILLY, J., HANZO, M. & MARCHAL, C.**, 1995 : Palynologie des couches de passage du Trias supérieur dans l'Est du Bassin Parisien. Problèmes de datation du « Rhétien » de Lorraine. Sc. Géol. Bull., t. 48, pp.159-185.
- ROCHE, M.**, 1994 : Palynologie et palynofaciès du Rhétien (Trias supérieur) du nord-est du Bassin de Paris., Univ. Liège, Ph. D. Thesis, inédit, 138 p.
- SCHURMANS, W. M. L.**, 1977 : Aspect of late Triassic palynology. 2-Palynology of the grès et schiste à *avicula contorta* and argile de Levallois (Rhaetian) of the Northeastern of France and Southern Luxemburg. Rev. Palaeobot. & Palyno., t. 23, pp. 159-253.
- SOUCHÉZ, M. & PAEPE, R.**, 1972 : Radiocarbon ages and valley floor evolution in south Belgium. Bull. Soc. Belg. Géol., Pal. & Hydr., t. 81, 3-4, pp. 221-225.
- SOUCHÉZ, M.**, 1966-67 L'évolution de la Lorraine belge nord-orientale au Néogène. Ann. Soc. Géol. Belgique, t. 91, 2, pp. B 151-171.

**STEININGER, J.**, 1828 : Essai d'une description géognostique du Grand-Duché de Luxembourg. Mém. Acad. roy. des Scienc. et belles Lettres, Bruxelles, 7.

**STEFFENS, E.**, 1964 Carte des Sols de Belgique. Texte explicatif de la planchette de Villers-devant-Orval 221E. I.R.S.I.A., 91 p.

**STEFFENS, E.**, 1967 : Carte des Sols de Belgique. Texte explicatif de la planchette de Florenville 217W. I.R.S.I.A., 217 p.

**STEFFENS, E.**, 1968 : Carte des Sols de Belgique. Texte explicatif de la planchette d'Izel 217E. I.R.S.I.A., 222 p.

**STENMANS, V.**, 1978 : Le métamorphisme de Muno. Univ. cath. Louvain, Mémoire inédit de fin d'étude de licence en Sc. géol. et minér., 98 p.

**TERQUEM, O. & PIETTE, E.**, 1861-62 : Le Lias de la Meurthe, de la Moselle, du Gd-Duché de Luxembourg, de la Belgique, de la Meuse et des Ardennes. Bull. Soc. Géol. France, t. 19, pp. 322.

**TERQUEM, O.**, 1855 : Paléontologie de l'étage inférieur de la formation liasique de la Province de Luxembourg. Mém. Soc. Géol. France, t. 5.

**THEVENARD, F., PHILIPPE, M. & BARALE, G.**, 1995 : Le delta hettangien de La Grandville (Ardennes, France) : Etude paléobotanique et paléoécologique. GEOBIOS, t. 28, 2, pp. 142-165.

**TOMASI, B.**, 1986 : Hydrogéologie du bassin de La Soye (Lorraine belge). Mém. présenté en vue de l'obtention du diplôme spécial interuniv. en hydrologie. Communauté des Universités francophones de Belgique, 149 p. Inédit.

**VOISIN, L.**, 1989-90 : Nouvelles observations sur le cailloutis de La Grandville. Bull. Soc. Hist. Nat. Ardennes., t. 80, pp. 25-26.

## ANNEXES :

### Sondages

Il existe un inventaire (DEVLEESCHOUWER & BOULVAIN, 1997) des sondages de Lorraine belge répertoriés dans les archives du Service géologique de Belgique. Ceux-ci sont localisés sur un support géographique et agencés selon la division des cartes topographiques au 1/ 10 000. Les paramètres ainsi qu'une description de chacun d'eux s'accompagnent d'une interprétation stratigraphique.

Le sondage qui suit, qui n'est pas dans l'inventaire en question, donne une bonne représentation des formations du Jurassique de la carte géologique.

Sondage de Florenville. Sondage non carotté X = 216,8 Km, Y = 42,4 km et Z = ~ 360 m.

De (m)	A (m)	Description
0,00	6,00	Sable brun roux
6,00	7,00	Sable brun, grès calcaire
7,00	8,00	Calcaire (débris coquilliers), sable brun, grès calcaire
8,00	10,00	Sable brun, calcaire, grès calcaire
10,00	14,00	Jaune à brun, sable
14,00	17,00	Sable jaune rouille contenant de nombreux débris calcaires et quelques cuttings de grès
17,00	18,00	Calcaire gréseux blanc jaune, sable jaune avec débris calcaire
18,00	22,00	Calcaire gréseux blanc jaune, sable brun rouille
22,00	31,00	Calcaire gréseux, blanc jaune
31,00	32,00	Sable et grès, calcaire blanc gris
32,00	33,00	Calcaire gréseux blanc gris
33,00	39,00	Sable brun, calcaire gréseux blanc gris
39,00	51,00	Calcaire gréseux blanc gris avec un peu de sable blanc ou rouille
51,00	54,00	Calcaire gréseux gris jaune, sable brun jaune
54,00	54,80	Sable brun jaune
54,80	56,00	Sable fin blanc gris
56,00	61,00	Calcaire gris, sable fin blanc gris, argile brune
61,00	63,00	Non décrit
63,00	64,00	Calcaire et marne grise, calcaire gréseux jaune

64,00	66,00	Sable blanc gris, calcaire gris
66,00	67,00	Calcaire gris légèrement argileux
67,00	68,00	Sable blanc gris, calcaire gris légèrement argileux
68,00	70,00	Sable blanc gris, légèrement argileux, débris coquilliers
70,00	71,00	Marne grise, sable fin argileux gris
71,00	76,00	Marne grise et argile grise

<b>De (m)</b>	<b>A (m)</b>	<b>Interprétation (P. Ghysel)</b>
0,00	61,00	Sable et calcaire gréseux de la Formation de Luxembourg
61,00	63,00	Récurrence du faciès marneux, Membre du Trite (Formation d'Arlon)
63,00	70,00	Grès de la Formation de Luxembourg
70,00	76,00	Marne de la Formation de Jamoigne

Source : MASSON *et al*, 1993, Fig. II p.66.

## Captages











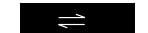









Les positions (X et Y) des prises d'eau dans le tableau suivant sont exprimées en coordonnées Lambert et sont figurées sur les cartes géologiques.

Carte de Florenville-Izel n° 67/7-8 et Carte de Villers-devant-Orval 71/4.

<b>Dénomination (ou lieu-dit)</b>	<b>Coord. Lambert X</b>	<b>Coord. Lambert Y</b>
Le Hemeau ou Beau Cheneau (S3)	212820	47410
Martue	217794	45616
Source-Chassepierre	215668	46074
Puits pré richaux	216490	45440
Fonds des Saulx G1	212433	42536
Fonds des saulx G2	211825	42547
Chassepierre village S3	214371	44198
Chassepierre village S4	214331	44199
Chassepierre village S5	214370	44254
Wanson G1	214516	44257
Chassepierre agricole	214334	44084
Rue de la fontaine	217488	42391
Mandelavaux	217488	42391
Source "ferme de charmoi"	222240	45539
"La terme"	220010	42380
Puits ferme de griffaumont	221941	44548
Rambrul	225067	42888
Puits "rue de suxy"	225825	44599
Trois fontaines	219195	40111
Petit haut chemin ou tcheresse	219195	40111
Lamouline	221825	40918

Source : MRW, Division de l'Eau. Situation au 1/4/1999.

## FARBEN - UND ZEICHENERKLÄRUNG - LEGENDE – LEGEND

-  Formationsgrenze - *Begrenzing* - Geological boundary
-  Formationsgrenze unter Bedeckung - *Begrenzing onder bedekking* - Geological boundary under covering.
-  Verwerfung - *Breuk* - Fault
-  Unbestimmte Verwerfung - *Onbepaalde breuk* - Indetermined fault
-  Verwerfung unter Bedeckung - *Breuk onder bedekking* - Fault under covering
-  Überschiebung - *Overschuiving* – Overthrust
-  Überschiebung unter Bedeckung - *Overschuiving onder bedekking* – Overthrust under covering
-  Abschiebung - *Normale breuk* - Normal fault.
-  Antiklinalachse - *Anticlinale as* - Anticlinal axis.
-  Synklinalachse - *Synclinale as* - Synclinal axis.
-  Verschiebungssinn - *Verschuivingszin* - Sense of strike slip
-  Steinbruch im Betrieb - *Steengroeve in uitbating* - Working quarry
-  Steinbruch außer Betrieb - *Verlaten steengroeve* - Disused quarry.
-  Aufgefüllter Steinbruch. - *Opgepulde steengroeve* – Filled quarry
-  Schichtung : Streichen und Fallen (a) der normal gelagerten Schichten - *Strekking en helling (a) : normaal hellende lagen* - Strike en dip (a) : inclined strata
-  Streichen und Fallen (a) der überkippt gelagerten Schichten - *Strekking en helling (a) : overhellende lagen* - Strike en dip (a) : overturned strata.
-  Horizontale Schichtung - *Horizontale lagen* - Horizontal strata.
-  Schieferung : Streichen und Fallen (a) - *Strekking en helling (a) : druksplijting* - Strike en dip (a) : cleavage.
-  Travertin (“Cron”) – *Travertijn* (“Cron”) - Travertin (“Cron”)
-  Wassergewinnung – *Waterwinnen* - Water Catchment.



- X** Auffüllung  
*Aanvullingen*  
Fill
- T** Torf  
*Veen*  
Peat deposit
- TRB** Travertin  
*Travertijn*  
Travertine
- AMO** Rezente alluviale Ablagerungen : Ton, Sand und Schotter in der Alluvionsebene und in der Talsohle.  
*Recente rivierafzettinge : Klei, zand en grind in de alluviale vlakten.*  
Recent river deposit : alluvial clay, sand and gravel.
- ALA** Ältere alluviale Ablagerungen : Ton, Sand und Alluvionsschotter in den Terrassen und den Hängen der Semois und deren Nebenflüsse abgelagert, sowie in den verlassenen Mäandern.  
*Oud alluvium : Alluviale klei, zand en grind, afgezet op terrassen van de Semois, zijn bijrivieren en in afgesneden meanders.*  
Ancient alluvial deposits : alluvial clay, sand and gravel deposited on riverbanks, terraces and cut meanders of the Semois and tributaries.
- ARL** Arlon Formation : die Formation besteht aus den drei Schichtgliedern Posterie (POS), Strassen (STR) und Trite (TRI). Posterie Schichtglied : sandige Tone und Tonsteine, grau blau, mit wenigen Fossil-ien. Strassen Schichtglied : graublauer Ton, oft sandig und fossilführend, durch Verwitterung in braunen Farben, auf einem "harten Grund" lagernd. Trite Schichtglied : leicht sandiger Ton, grau blau.  
*Formatie van Arlon : de formatie bestaat uit de Leden van Posterie (POS), Strassen (STR) en Trite (TRT) ; Lid van Posterie : Grijsblauwe zandige klei en argilliet, zwak fossielhoudend Lid van Strassen : Grijsblauwe klei, vaak zandig en fossielhoudend, bruin door verwerking ; een 'hardground' aan de basis Lid van Trite : grijsblauwe zwak zandige klei.*  
Arlon Formation : the formation covers the Posterie (POS), Strassen (STR) and Trite (TRT) Members. Posterie Member : bluish grey and fossil-bearing sandy clay and argillite. Strassen Member : bluish to brownish weathered grey clay, often sandy and fossiliferous, and a hard ground at the sole. Trite Member : bluish grey and slightly sandy clay.

**LUX**

Luxemburg Formation : Wechsellagerung von linsenförmigen Bänken mehrerer Dezimeter bis mehrerer Meter Mächtigkeit aus bioklastischem und oolithischem Sand-Kalkstein und Sanden, gelb bis or-angefarben, mit Schräg- und Parallelschichtungen. Lagen aus weichem, bioklastischen Kalkstein ("le grigne") unterbrechen manchmal die Schichtfolge. Im oberen Teil werden die Bänke unveränderter und ununterbrochener. Die Formation besteht aus den folgenden Schichtgliedern : Virton (VIT), Orval (ORV), Florenville (FLO) und Chevratte (CHT).

*Formatie van Luxemboug: Afwisseling van lens-vormige, verscheidene decimeters tot meters dikke banken zandige, bioklastische en oölietische kalk-steen en geel tot oranje zand met gekruiste, scheve en parallelle gelaagdheid. Soms voorkomen van horizonten bestaande uit zachte bioklastische kalk-steen ("le grigne"). Naar de top toe zijn de steen-banken vrijwel constant en continu aanwezig. De formatie bestaat uit de volgende leden : De Formatie wordt in de vier volgende leden versplit : de Leden van Virton (VIT), van Orval (ORV), van Florenville (FLO) en van Chevratte (CHT).*

Luxembourg Formation : pluricentimetre- to plurimetre-thick lenticular beds of oolitic bioclastic sandy limestone alternating with cross-bedded oolitic calcareous and quartz sand. Some soft bioclastic limestone intercalated beds break off sometimes the sequences. The top locally ends up with continuous and constant beds. The Formation includes four Members following as : the Virton (VIT), Orval (ORV), Florenville (FLO) and Chevratte Members (CHT).

**JAM**

Jamoigne Formation : Mächtige Schichtfolgen aus dunkelgrauem Mergel und Bänken aus tonigen, bioklastischen, hellgrauen Kalksteinen, die zum Top hin mehr und mehr sandig werden (Warcq Schichtglied), diskordant auf den darunterliegenden Formationen liegend. Diese Sohle wechselt seitlich von Osten nach Westen von einem tonigen, glimmerführenden, fossilreichen und gut geschichteten Sandstein auf der Mortinsart Formation (Rossignol Schichtglied) zu einem bioklastischen Kalkstein mit Quarzitlinsen (Muno Schichtglied) auf den devonischen Sockel. Bei Sainte-Cécile und Umgebung sowie bei Parensart schliessen isolierte Bänder einer Sedimentationsbreccie mit Quarzitelementen auf, die unsortiert in einem sandigen, eisenhaltigen Zement liegen.

*Formatie van Jamoigne : Afwisseling van dikke lagen bestaande uit donker grijze mergel en bleek grijze*

*kleiige bioklastische kalksteen, die naar de top toe zandig en zandsteenachtig worden (Lid van Warcq). Deze formatie rust discordant op de onder-liggende formaties. De basislaag evolueert lateraal van oost naar west van een kleiige glimmer-houdende, fossielhoudende en regelmatig gebande zandsteen op de Formatie van Mortinsart (Lid van Rossignol), naar een bioklastische kalksteen met kwartsietknollen (Lid van Muno) op de Devoon sokkel. Te Sainte-Cécile en omgeving en te Paren-sart dagzomen geïsoleerde plaatvormige gesteentelagen bestaande uit een sedimentaire breksie met slecht gesorteerde kwartsietbrokken in een zandig en ijzerhoudend cement.*

Jamoigne Formation : thick series of dark grey marl interbedded with layers of pale grey bioclastic argillaceous limestone more sandy upwards (Warcq Member). The base shows a sole lying unconformably on the lower formations. The later develops westwards from beds of micaceous argillaceous and fossiliferous sandstone (Rossignol Member) on Mortinsart Formation to a bioclastic limestone with scattered quartzite pebbles (Muno Member) on the devonian basement. Between Sainte-Cécile and north of Prensart, isolated outcrops show sedimentary breccia having ill-sorted quartzite elements and matrix composed of limonitic sandstone.

**MOR**

Mortinsart Formation : Sand und Silt, stellenweise weiche Sandsteine und Siltite, grau grün und gelb durch Verwitterung, auf einer Schotterbasis aus Quarz- und Quarzitkiesel (Rossignol Schichtglied).

*Formatie van Mortinsart : Grijsgroene, en door vertering geel, zand en silt, plaatselijk zachte zandsteen en siltsteen op een basislaag van kwarts en kwartsiet grind en keien (Lid van Rossignol).*

Mortinsart Formation : sand and silt beds, locally soft sandstone and siltstone, greenish grey weathering to yellow, on a gravelly layer composed of quartz and quartzite elements.

**HAB**

Habay Formation : Konglomerat aus ei- und faustgrossen Elementen aus Quarzit und Devonphylliten in einem dolomitischen Zement und sandiger hellrosafarbener Dolomitstein, sowie dünne Zwischenlagen aus Sand, tonigem Sand und rotem, manchmal grünem Ton.

*Formatie van Habay : Conglomeraat bestaande uit elementen van Devoon kwartsieten of fylladen ter grootte van een ei tot een vuist; het cement bestaat uit lichtroze dolomiet of zandige dolomiet ; met dunne*

*rode, soms groene zand-, kleiig zand- en klei-intercalaties.*

Habay Formation : devonian quartzite and slate pebbles to boulders conglomerate having a matrix composed of pale pink coloured dolomite and dolomitic sandstone, with some imbricated layers of red greenish mottled coloured thin sand, argillaceous sand and clay.

**MIR**

Mirwart Formation : Massive, sich wiederholende Schichtfolgen aus homogenen Phylliten und laminierten Siltiten (“Quartzophyllade”), dunkel-grau, glimmerführend, oft pyritführend und stellen-weise mit roten “Flammen” befleckt, sowie Bänke mehrerer Dezimeter Mächtigkeit aus grau dunkel-grünem quarzitischem Sandstein mit häufigen Sedi-mentstrukturen. An der Basis, grün-graue und dunkelgraue Shales mit violettfarbenem Glanz, sowie Passagen aus eisenhaltigem Sandstein.

*Formatie van Mirwart : Afwisseling van compacte donkergrijze glimmerhoudende homogene fylladen en gelamineerde siltsteen (kwartsofylladen), vaak pyriet-houdend en plaatselijk roodgevlamd, en van donkere groengrijze kwartsietachtige zandsteen met talrijke sedimentaire structuren, die voorkomen in verscheidene meters dikke banken. Aan de basis voorkomen van grijsgroene en donkergrijze schiefer met paarse glans en ijzerhoudende zandsteen lagen.*

Mirwart Formation : recurrent series of massive-bedded slate, schist and laminated siltstone, mica-ceous often pyritic, dark grey coloured locally red-dish mottled, and thick layers of quartzitic sandstone, greenish grey, with frequent sedimentary structures. The sole is composed of greenish to dark grey with purple gleams shales and imbricated li-monitic sandstone.

**OIG**

Oignies Formation : Shale und Siltit, glimmer-führend, in Plättchen laminiert, sowie zwischenge-lagerte Bänke aus Kieselkonglomeraten und Arkosesandstein zum unteren Teil hin. Zum oberen Teil hin, Siltite und Phyllite, weinrot, bunt, glän-zend, und Zwischenlage-rungen aus linsenförmigen Bänken aus Mikrokonglo-merat und hell grauem, quarzitischem Sandstein. Die meistens bordeaux-rot Farbe mit grau-grünen Flecken kann in isolierte grünliche Anhäufungen überwech-seln.

*Formatie van Oignies : Glimmerhoudende fijn gelamineerde schiefer en siltsteen in dunne lagen ; naar de basis van de formatie toe intercalaties van con-glo-*

*meraat- en arkose-achtige zandsteenbanken. Naar de top toe voorkomen van wijnrode en bontkleurige silts-teen en fyllade met satijn-glans, waarin interca-laties van bleekgrijze lensvormige banken micro-conglomerate en kwartsietachtige zandsteen. De overwegend wijnrode kleur met grijsgroene strepen en vlekken kan overgaan in geïsoleerde groene vlek-ken.*

Oignies Formation : Thin-layered laminated and micaceous shale and siltstone with conglomerate and arkosic sandstone intercalations near the base. Up-side, glossy purple siltstone, slate and pale grey micro-conglomerate and quartzitic sandstone lenticular beds. The predominating greenish mottled purple colour of the Formation sometimes develops into isolated uniform green masses.

**MON**

Mondrepuis Formation : Shale und Silt, glimmer-führend, laminiert, sowie Passagen aus tonigem oder quarzitischem Sandstein, in dünnen Bänken, die in Plättchen zerfallen. Der Parensart Schichtglied schliesst fossilführende Schichten mit Brachiopoden, Tentakuliten und Korallen ein, die in das Unterde-von gestellt wurden. Die Farbe wechselt nicht und ist dunkelgrau bis schwarz, manchmal von bor-deaux-roten, fleckigen Lagen begleitet.

*Formatie van Mondrepuis : Glimmerhoudende gelamineerde schiefer en siltsteen met bandjes kleiige of kwartsietachtige zandsteen, voorkomend in dunne banken en splijtend in dunne plakken. De Lid van Parensart bevat fossielhoudende laagjes met brachiopoden, tentaculieten en koralen, die als Onder Devoon zijn gedateerd. De kleur is onveranderlijk donkergrijs tot zwart en bevat soms niveaus met een wijnrode mengeling van kleuren.*

Mondrepuis Formation : laminated micaceous shale and siltstone in small plates and intercalated argillaceous and quartzitic sandstone beds. Parensart Lid contains fossiliferous silty layers of Devonian dated brachiopods, tentaculites and corals. The homogeneous dark grey to black colour sometimes develops into red purpled mottled layers.



"Cornéite" : Metamorphes Gestein der Mondrepuis Formation. Sehr hartes, massives und geklüftetes Gestein dunkler Farbe, nicht spaltbar, im Bruch hornähnlich.

*"Cornéite" : Metamorf gesteente van de Formatie van Mondrepuis. Donker gekleurd, zeer hard ges-teente, massief en met diaklazen, zonder splijting.*

"Corneite" : Mondrepuis Formation contact metamorphic rock. Very competent, without cleavage and

massive-layered dark grey laminated siltstone with biotite phenoblasts.



"Kersantit" von Parensart : Dyke aus Intrusivmagma. Eine Art Lamprophyre mit großen Kristallen aus Plagioklas (Oligoklas), Biotit und Kalzit in einer dunkelgrauen und grünlichen Matrix aus Mikrotrachit mit einer dioritischen Komposition. In der Mehrzahl der Dyke ist das Plagioklas hydrothermal in Kaolinit verwittert.

*"Kersantite" van Parensart : Dyke of gesteentegang van intrusief magma. Een variëteit van lamprofier met fenokristen van plagioklaas (oligoklaas), biotiet en calcië in een donkergrijze en groene microtrachitische grondmassa met een diorietsamenstelling. In de meeste dykes zijn de plagioklazen door hydrothermale werking verweerd tot kaolinit.*

Parensart "Kersantite" : intrusive igneous dyke. Type of lamprophyre consisting mainly of plagioclase, biotite and calcite phenocrysts within a dark to greenish grey diorite constituted trachytic matrix.

## TABLE DES MATIERES

Résumé .....	3
1. Introduction .....	5
1.1. Etablissement de la carte .....	5
1.2. Précédentes éditions .....	6
1.3. Cadre géographique et géologique .....	6
2. Lithostratigraphie .....	9
2.1. Description des formations .....	9
Formation de Mondrepuis (MON) .....	9
Formation d'Oignies (OIG) .....	11
Formation de Mirwart (MIR) .....	13
2.2. Métamorphisme .....	14
La "cornéite" de Parensart .....	15
Magmatisme : la "kersantite" de Parensart .....	16
Formation d'Habay (HAB) .....	17
Formation de Mortinsart (MOR) .....	19
Formation de Jamoigne (JAM) .....	20
Formation de Luxembourg (LUX) .....	22
Formation d'Arlon (ARL) .....	24
Alluvions anciennes (ALA) .....	26
Alluvions modernes (AMO) .....	27
Couverture quaternaire des plateaux .....	28
Tourbières (TRB) .....	28
Travertin (T) .....	28
3. Schéma chronostatigraphique .....	30
3.1. Analyse structurale .....	33
3.1.1. Socle paléozoïque .....	33
Les plis .....	33
Les schistosités .....	35
Les failles .....	36
La faille de Davia .....	36
Les failles normales et inverses .....	37
Les failles de décrochement .....	37
3.1.2. Couverture mésozoïque .....	37
4. Synthèse : histoire géologique .....	38
5. Ressources minérales .....	39
5.1. Hydrogéologie .....	39
5.2. Activités extractives .....	41
Quartzites et schistes des formations dévoniennes .....	41
Conglomérat de la Formation d'Habay ....	41
Sable et grès de la Formation de Mortinsart .....	42
Marne de la Formation de Jamoigne .....	42
Grès calcaire et sable de la Formation de Luxembourg .....	42
Remerciements .....	43
Bibliographie .....	44
Annexes .....	51
Farben-und Zeichnenerklärung - <i>Legende</i> - Legend .....	54