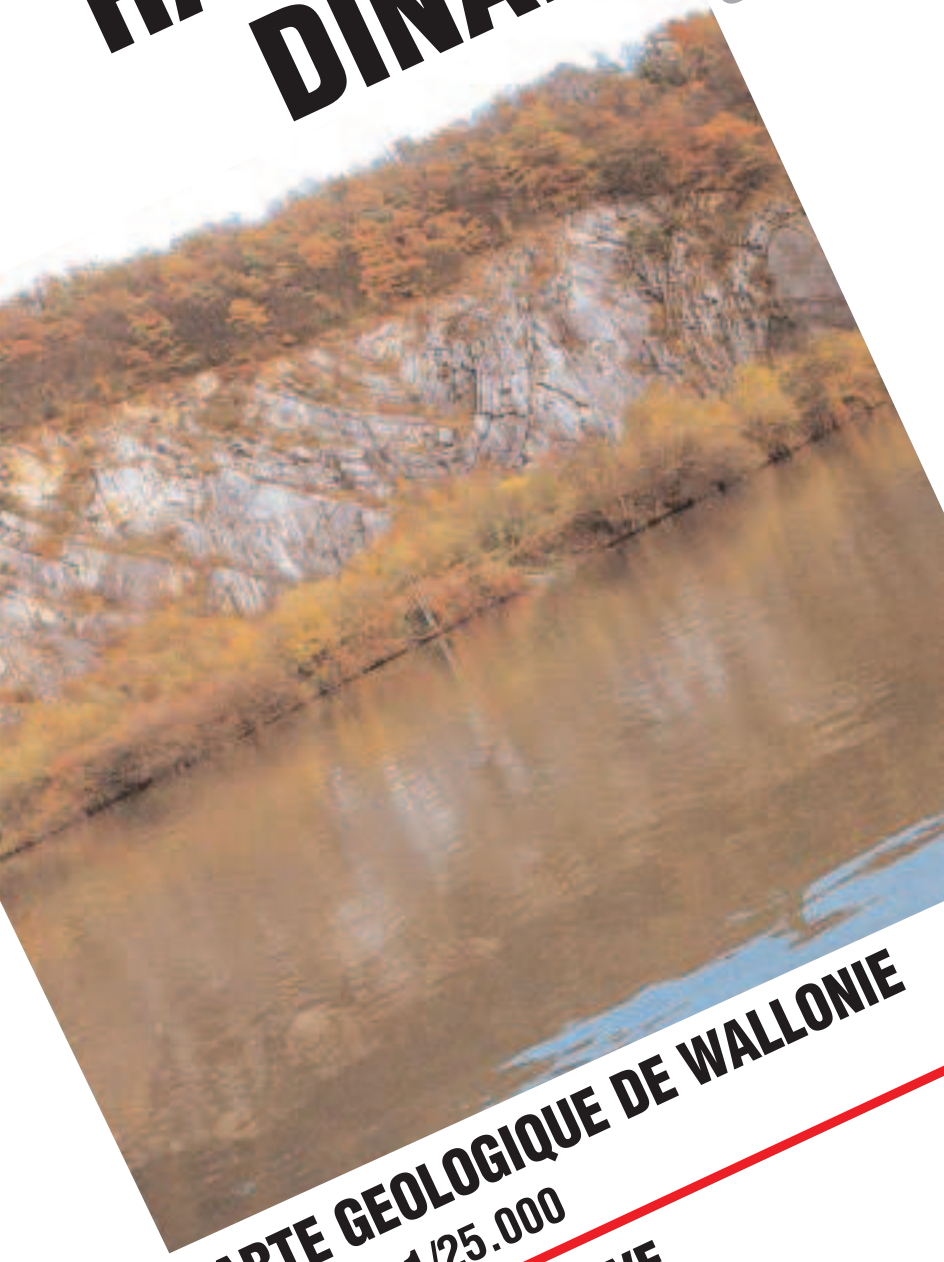
HASTIERE DINANT

53/7-8



CARTE GEOLOGIQUE DE WALLONIE

ECHELLE : 1/25.000

NOTICE EXPLICATIVE

MINISTERE DE LA REGION WALLONNE

DIRECTION GENERALE DES RESSOURCES NATURELLES
ET DE L'ENVIRONNEMENT

AVENUE PRINCE DE LIEGE, 15
B-5100 NAMUR

HASTIERE - DINANT

B. Delcambre

J.L. Pingot

NOTICE EXPLICATIVE

Planchette Hastière - Dinant n° 53/7-8

Résumé

La planchette n° 53/7-8 Hastière - Dinant couvre un segment de la partie méridionale du Synclinorium de Dinant, segment de la Nappe du Condroz, unité allochtone charriée sur la couverture du massif cambro-silurien de Brabant. La Meuse et ses principaux affluents entaillent le plateau condrusien mollement vallonné. Les vallées exposent sur leurs versants les formations du Paléozoïque supérieur, essentiellement terrigènes au Famennien et carbonatées au Carbonifère inférieur. Historiquement, la région dinantaise présente des coupes classiques ayant fait l'objet d'une multitude d'études. De nombreux stratotypes locaux et même internationaux y ont été définis. Le terme Dinantien est d'ailleurs utilisé mondiale-ment pour désigner le Carbonifère inférieur. Structuralement, les terrains paléozoïques décrivent des plis dont les axes sont orientés selon une direction est-ouest. Quelques failles longitudinales à rejet inverse affectent le flanc nord des anticlinaux.

Les terrains de couverture ne sont représentés que par des lambeaux cénozoïques piégés dans le karst développé dans les calcaires dinantiens, par les dépôts de terrasse, les alluvions déposées par la Meuse et ses affluents et par une importante couverture limoneuse quaternaire masquant les formations paléozoïques du plateau. Le fond des vallées est couvert d'alluvions sablo-graveleuses récentes.

L'extraction du minerai de fer et l'exploitation de certains niveaux de calcaire carbonifère à des fins marbrières sont deux activités qui ont constitué un secteur important de l'économie de la région dinantaise au cours des siècles passés.

Introduction

Le levé de la planchette n° 53/7-8 Hastière-Dinant a été commandé par le Ministère de la Région Wallonne dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de la Wallonie. Les levés de terrain ont été exécutés du 1er avril 1990 au 30 septembre 1991, soit sur une période de 17 mois. Le levé a été réalisé à 1/10.000e. La présente carte à l'échelle 1/25.000e constitue une réduction et une synthèse de ce document.

Les tracés géologiques ont été déterminés à partir :

- des données figurant dans le dossier des "minutes de la carte géologique de Belgique" archivé au Service Géologique de Belgique, contrôlées autant que possible par de nouvelles observations de terrain. Ces minutes ne contiennent ni les données de Ed. Dupont, ni celles de H. de Dorlodot, auteurs des versions précédentes ;
- des carnets de terrain de H. de Dorlodot auteur de la précédente version de la planchette l/40.000e (1919) conservés à l'Université Catholique de Louvain (Laboratoires associés de Géologie et de Minéralogie, GEM). Leur usage est toutefois limité par l'absence des cartes de localisation qui devaient les accompagner ;
- des données ayant servi à l'établissement de la carte d'Ed. Dupont et M. Mourlon à l/20.000e de la planchette "Dinant", publiées dans un livret guide accompagnant cette carte ;
- des informations éparses conservées dans les Universités et Institutions de recherche ou publiées dans une littérature abondante dont quelques titres figurent à la fin de ce livret ;
- et surtout d'un important travail d'observation sur le terrain représentant plusieurs centaines de journées de collecte.

La révision de la carte Hastière Dinant a abouti à la constitution d'un important dossier contenant :

- une minute détaillée de près de 4000 points d'affleurement décrits et localisés ;
- une carte géologique détaillée à 1/10000e ;
- une carte d'affleurements ;
- une carte structurale complète sur laquelle toutes les données tectoniques ont été reportées.

Ce dossier peut être consulté :

- A la Direction Générale des Ressources naturelles et de l'environnement, Ministère de la Région Wallonne, Service de Documentation, avenue Prince de Liège 15, 5100 Namur, tel. 081 32 59 73.
- Au Service Géologique de Belgique, rue Jenner 13, 1040 Bruxelles, tel. 02 647 64 00.

Ce travail n'aurait pu être réalisé sans les travaux de plusieurs générations de géologues belges et étrangers qui ont porté leur regard sur le sous-sol de la Belgique. Cette carte accompagnée de sa notice et le dossier des minutes s'inscrivent dans une politique de meilleure connaissance de nos ressources et de notre environnement pour une gestion équilibrée de notre Région.

Précédentes éditions

Cette carte géologique constitue la troisième édition de la planchette Hastière-Dinant. Deux versions précédentes datées de 1880 -1883 et 1919 ont été publiées :

- deux planchettes intitulées "Hastière-Lavaux" et "Dinant" éditées à l'échelle l/20.000e par le Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique et dressées sous la conduite d'Ed. Dupont et de M. Mourlon (1880 - 1883).
- une feuille intitulée "Hastière-Lavaux-Dinant" publiée au l/40.000e par la Commission Géologique de Belgique et établie par H. de Dorlodot, M. Mourlon avec la collaboration de F. Kaisin Sr. (1919). Ce levé constitue en partie une mise à jour de l'édition l/20.000e de E. Dupont et M. Mourlon, notamment dans le choix et la désignation des formations cartographiées.

Cadre géographique et géologique général

La région dinantaise occupe une position intermédiaire entre le Condroz et l'Entre-Sambre-et-Meuse. Elle est formée d'un plateau ondulé s'élevant entre 180 et 250 m d'altitude profondément entaillé par la Meuse et ses affluents dont les principaux sont la Lesse et l'Hermeton. Ces rivières occupent des vallées assez encaissées. La Meuse développe une série de larges méandres ; l'Hermeton et la Lesse adoptent un cours plus sinueux. La plaine d'inondation est étroite et la régulation artificielle du débit de la Meuse ne permet plus au fleuve que de déborder exceptionnellement des limites de son lit mineur.

Le plateau est mollement ondulé et ses formes traduisent l'érosion différentielle des calcaires du Carbonifère inférieur occupant les vallons, des grès et siltites du Famennien supérieur marquant préférentiellement les crêtes appelées localement "Tiges".

Dans la partie méridionale de la planchette, ce plateau culmine vers 250 m et marque la bordure nord d'un haut relief séparant le synclinorium carbonifère de Dinant de la dépression de la Famenne occupée par les schistes du Frasnien et du Famennien inférieur.

Le Paléozoïque supérieur couvert par la planchette contient les formations carbonifères les plus méridionales du Synclinorium de Dinant. Ce synclinorium appartient au massif allochtone (Nappe du Condroz) charrié sur la bordure méridionale du Massif de Brabant et délimité par la Faille du Midi qui parcourt la bande silurienne du Condroz au sud de Namur (fig. 1).

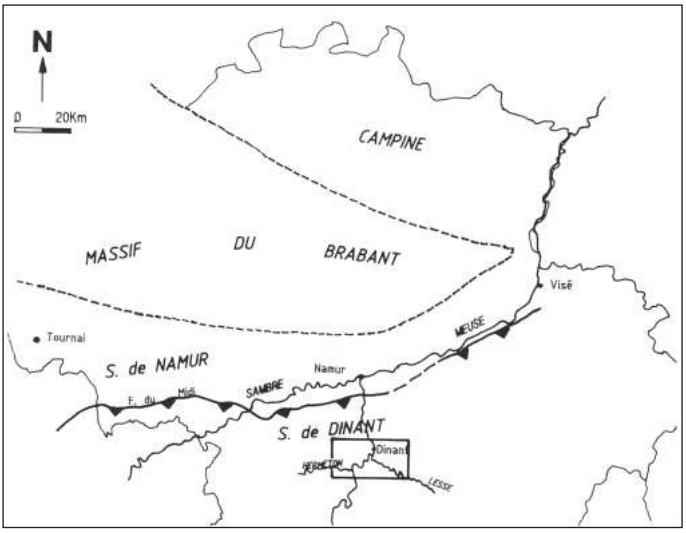


fig. 1 Le paléozoïque de la région de Dinant dans le cadre géostructural général de la Belgique.

Dans la région de Dinant, la qualité et la multitude des affleurements fournis par l'entaille des vallées a depuis longtemps attiré les géologues. Les coupes du Carbonifère inférieur servent de référence internationale : le Carbonifère inférieur n'est-il pas mondialement désigné sous le nom de "Dinantien "?

Description des lithotypes

1 ° Formation de la Famenne (FAM).

Origine du nom de la formation :

dépression de la Famenne dont ils en occupent une partie (Omalius d'Halloy (d'), 1835).

La Formation de la Famenne est formée essentiellement de schistes verts assez fissiles à lits de débris de faune ocre décalcifiée, alternant avec des passées plus silteuses. Le sommet de la formation est atteint dans la vallée de l'Hermeton dans le méandre des Hallées au nord du village de Gochenée. La série est assez mal exposée.

Coupe conseillée :

- Méandre des Hallées à Gochenée, dans la vallée de l'Hermeton. Le sommet de la formation y est exposé. La qualité de la coupe n'est pas exceptionnelle. On pourra mieux observer cette formation sur les planchettes voisines, où son développement est plus complet.

2° Formation d'Esneux (ESN).

Origine du nom de la formation :

coupe de référence dans la vallée de l'Ourthe à Esneux (Mourlon, 1886).

La Formation d'Esneux comporte essentiellement des grès fins, verts à vert olive disposés en bancs de quelques centimètres. Ils sont riches en structures sédimentaires : stratifications entrecroisées marquées par des lenticulations de grès plus grossier, petites figures de charge, bioturbations. La transition vers la Formation de Souverain-Pré s'opère par une série schisteuse et l'apparition de bancs de calcaire gris clair et crinoïdique (tranchée du chemin de fer Dinant-Houyet, à l'ouest de la Maisonnette Nini au flanc S de la vallée de la Lesse, au lieu-dit "Hambia"). Sur la Lesse, vers le bas de la formation, les grès alternent avec de nombreuses intercalations de siltite et de schiste et deviennent de plus en plus lenticulaires, traduisant le passage latéral aux faciès silteux d'Aye (Thorez et al., 1977). Les grès et les siltites contiennent souvent des débris de faune décalcifiés (crinoïdes, brachiopodes essentiellement). La base de la formation n'est accessible que dans la vallée de l'Hermeton, où les grès et les siltites passent progressivement aux schistes verts de la Famenne.

Epaisseur : 250 m dans la vallée de l'Hermeton. Sur la Lesse, valeur vraisemblablement identique.

Age : Famennien.

Utilisation : inexploités dans la région de Dinant, ils servent à la production de concassés dans la région d'Yvoir.

Coupes représentatives :

- Le coeur de l'anticlinal de Moniat est formé des grès et siltites d'Esneux. Ils y sont fortement tectonisés (fig. 2).
- La coupe en bordure de la Lesse au S de l'entrée N du tunnel de Gendron-Celles montre la Formation d'Esneux répétée par une série de plis.
- Dans la vallée de l'Hermeton, la base de la formation est atteinte et est relativement bien exposée dans le méandre des Hallées, au nord du village de Gochenée (en direction du lieu-dit "Les Cinq Frères").

Pour en savoir plus : Mourlon M. (1886)
Thorez J., Streel M., Bouckaert J. et Bless M.J.M. (1977)

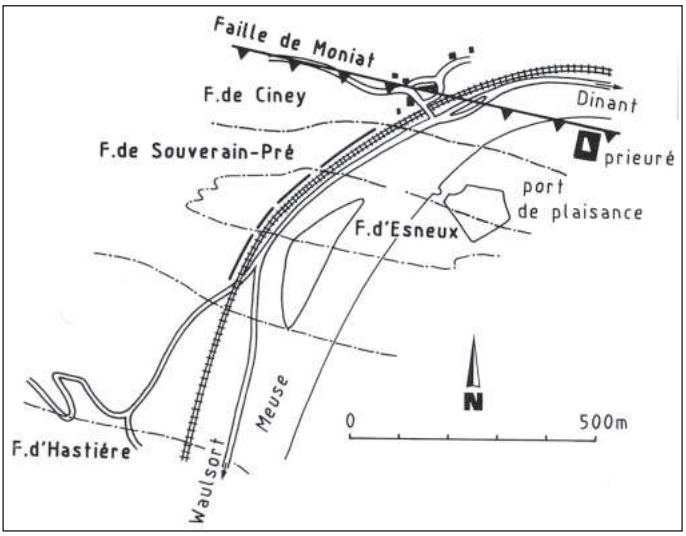


fig. 2 L'anticlinal de Moniat à Anseremme. Détail de la carte géologique et localisation de la coupe.

3° Formation de Souverain-Pré (SVP).

Origine du nom de la formation :
coupe de l'ancienne halte du chemin de fer de Souverain-Pré (vallée de l'Ourthe), (M. Mourlon, 1886).

La Formation de Souverain-Pré est formée pour l'essentiel de gros bancs métriques de calcaire nodulaire à ciment silto-schisteux. Les nodules calcaires sont essentiellement bioclastiques (crinoïdes, brachiopodes). A la base de la formation, le calcaire est constitué de minces bancs alternant avec des grès

semblables à ceux de la Formation d'Esneux. Les calcaires nodulaires sont interrompus par des intercalations de grès calcaire nettement divisées en bancs décimétriques. La limite supérieure de cette formation est difficile à cerner. La transition vers la Formation de Ciney est progressive et se marque par l'apparition de grès à fines structures sédimentaires. Cette formation se reconnaît assez aisément par l'aspect carié de ses bancs, mettant en évidence les alignements, dans le plan de stratification, des cavités laissées par la dissolution des nodules calcaires.

Epaisseur : assez variable : de 50 à 120 m.

Age : Famennien. À l'échelle du Synclinorium de Dinant les déterminations biostratigraphiques ont montré le diachronisme de cette formation. A Blaimont, au sud de la planchette la Formation de Souverain-Pré occupe la zone à *Scaphignathus velifer* ; sa base n'y est pas atteinte. A Houyet, la formation couvre la zone à *Palmatolepis marginifera* et la base de la zone à *Sc. velifer* (Dreesen, 1978).

Utilisation : -

Coupes représentatives :

- Vallée de l'Hermeton : coupe du "limnigraphe", à l'aboutissement du chemin empruntant la vallée sur la rive nord de la rivière. En ce point, l'Hermeton prend un cours nord-sud et recoupe la totalité de la formation sur le flanc est de la vallée, au nord de l'anticlinal d'Hermeton-sur-Meuse.

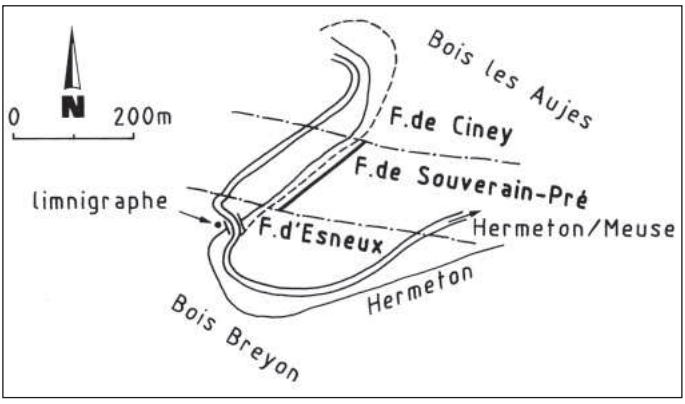


fig. 3 Localisation de la coupe du limnigraphe dans la vallée de l'Hermeton.

- Tranchée du chemin de fer de Moniat. Les deux flancs de l'anticlinal montrent la Formation de Souverain-Pré surmontant le coeur d'un anticlinal très tectonisé formé des grès et siltites d'Esneux. Les bancs riches en nodules calcaires contiennent des intercalations plus stratifiées de grès calcaires (fig. 2, p. 8).

- Coupe de la gare de Gendron-Celles. Les calcaires nodulaires de la Formation de Souverain-Pré dessinent une longue plateure ondulante entre la partie méridionale de la tranchée du chemin de fer et l'entrée du tunnel au sud de la gare.

Pour en savoir plus : Mourlon M. (1886)
Thorez J., Streel M., Bouckaert J. et Bless M.J.M. (1977)
Dreesen R. (1978)

4° Formation de Ciney (CIN).

Origine du nom de la formation :

série de carrières autour de la ville de Ciney (vallée du Bocq) (Thorez et al, 1977).

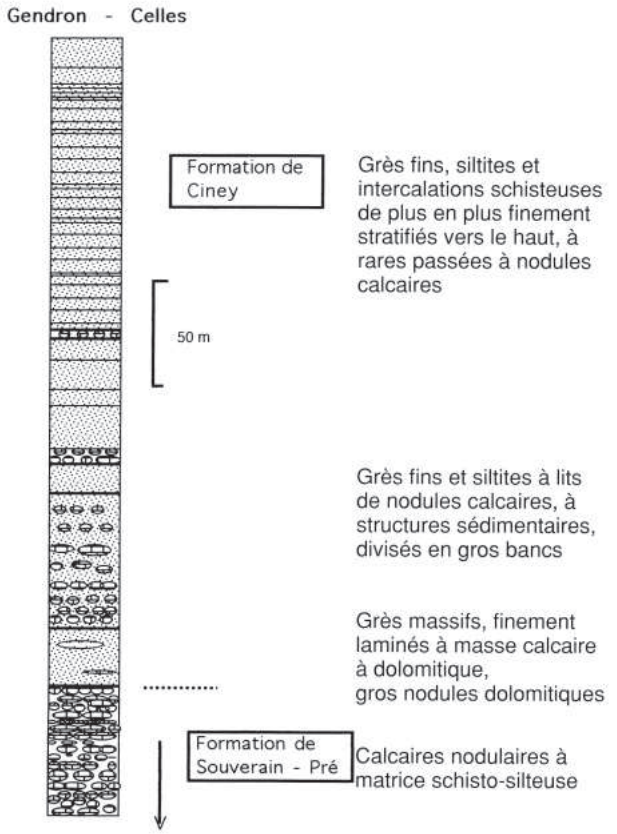


fig. 4 Coupe de la gare de Gendron-Celles, partie inférieure de la formation de Ciney Transition a partir de la formation de Souverain-Pré

La Formation de Ciney est essentiellement constituée de grès fins et de siltites avec des calcaires nodulaires à sa base et à son sommet, et des calcaires stratifiés à son sommet seule-

ment. La série débute au dessus de la Formation de Souverain-Pré par l'apparition de barres de grès fin, finement lité, à longs nodules aplatis de dolomie, divisées en gros bancs métriques à plurimétriques (fig. 4). Ces grès à ciment calcaire sont surmontés de grès à nodules calcaires alternant avec des grès et des siltites grises à patine d'altération ocre jaune divisés en gros bancs métriques. Ces séries correspondraient à la Formation de Ciney *sensu* Thorez et al. (1977).

A mesure que l'on monte dans la série, les bancs à nodules calcaires deviennent progressivement plus minces et espacés. Ils laissent place à des grès et siltites de plus en plus stratifiés. La série devient plus finement grenue vers le haut où des passées schisteuses s'intercalent entre les bancs de grès. Les grès restent carbonates. (Formation de Gendron-Celles et de Montfort *sensu* Thorez et al., 1977).

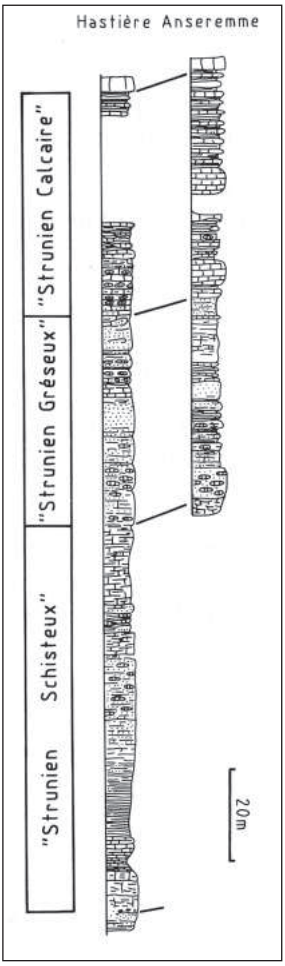


fig. 5 Coupe du Strunien au Sentier des Vignes à Hastiere-Lavaux

Dans la vallée du Flavion, certains bancs de grès et de siltite se chargent nettement en micas et renferment vers le haut des intercalations schisteuses de plus en plus abondantes. Dans la coupe des Journaux à Hastière, un banc à pseudo-nodules apparaît dans la partie supérieure de la formation. Son extension latérale n'a pu être établie.

La sédimentation calcaire réapparaît dans le dernier tiers de la Formation, laquelle peut être divisée en trois unités (fig. 5) :

- une unité schisteuse : quelques bancs de calcaire nodulaire et de calcaire sont surmontés d'une vingtaine de mètre de schiste gris à gris verdâtre (appelée le "Strunien Schisteux", Conil et Lys, 1964) ;
- une unité gréseuse à lit de nodules calcaires ("Strunien Gréseux", Conil et Lys, 1964) ;
- une unité montrant des alternances de calcaire et de calcaire gréseux avec des schistes et des siltites marquant la réapparition progressive des faciès carbonates au Dinantien. ("Strunien Calcaire").

Epaisseur : 250 à 300 m (dont 120 m pour le Strunien à Hastière)

Age : Famennien supérieur

Utilisation : objet autrefois d'une exploitation intensive dans la Montagne de Froide Vaux au sud de Dinant (pavés et concassés), ces grès n'y sont plus exploités. A Yvoir, dans la vallée du Bocq (planchette 53/3-4 Bioul - Yvoir), ils servent encore à la production de granulats.

Coupes représentatives :

- Vallée de la Lesse, coupe face et au sud de la station de Gendron-Celles. Cette coupe expose la partie inférieure de la formation. Les formations du Strunien occupant la vallée du Ry des Forges ne sont malheureusement pas exposées.
- Coupe du Moulin de Falmagne. Chemin reliant le village d'Hulsonniaux à la ferme du Bois de Chaleux. Affleurements dans le talus de la route, au nord du moulin.
- Carrières de Froide Vaux Accès par le parking du Penant, promontoire et point de vue panoramique sur la ville de Dinant et la vallée de la Meuse.
- Moniat. Coupe le long de la vallée de la Meuse, au nord du ravin de Naverogne. Cette coupe expose la partie inférieure de la formation (fig. 2, p. 8).
- Sentier des Vignes à Hastière. Cette coupe expose les séries du Strunien formant la partie supérieure de la Formation de Ciney et se prolonge dans les calcaires du Tournaisien inférieur (fig. 6).

Pour en savoir plus : Conil R. et Lys M. (1964)
Thorez J., Streel M., Bouckaert J. et Bless M.J.M. (1977)

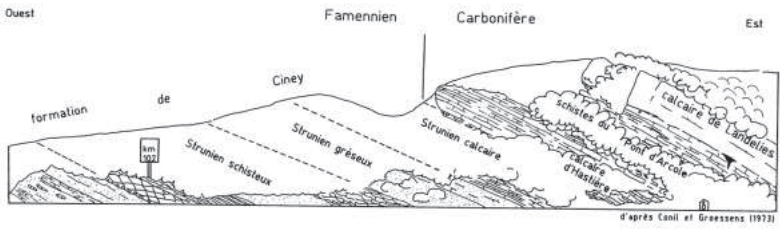


fig. 6 La coupe du Sentier des Vignes à Hastière-Lavaux vue depuis la rive sud de la Meuse.

5° Formation d'Hastière (HAS).

Locus typicus :

carrière bordant la route reliant le village d'Hastière-Lavaux au hameau d'Insemont, en face des grottes du Pont d'Arcole (Carrière Demanet - de Dorlodot, 1895).

Formation constituée essentiellement de calcaire crinoïdique à lits schisteux et calcschisteux divisée en trois unités (de bas en haut) (fig. 8) :

- α : calcaire crinoïdique stratifié à récurrences calcschisteuses avec un gros banc oolithique à la base
- β : calcaire crinoïdique en gros bancs, très résistant, gris foncé et finement crinoïdique
- γ : alternance de schiste gris calcaire et de calcaire crinoïdique en bancs décimétriques

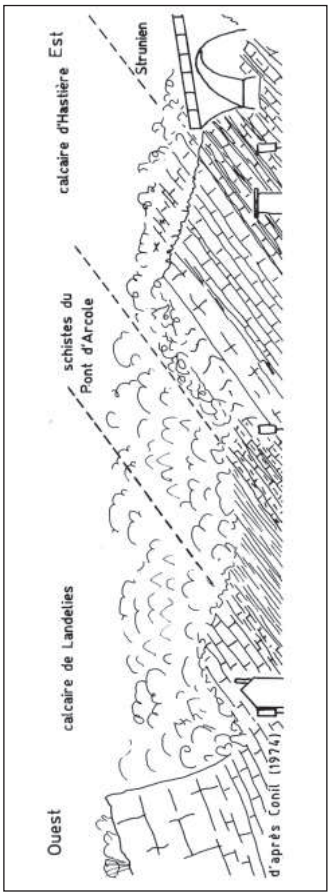


fig. 7 Coupe du pont-rail à Anseremme. Les couches du Tournaisien inférieur y sont exceptionnellement exposées (R. Conil 1974).

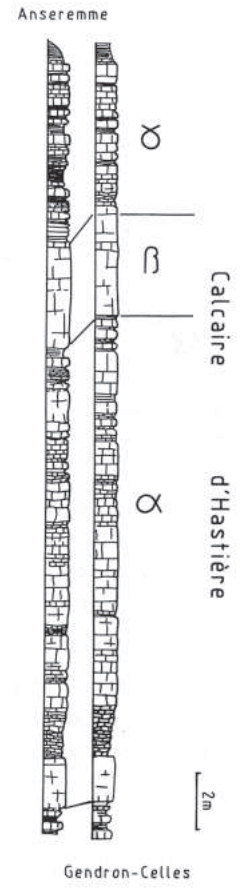


fig. 8 Le calcaire d'Hastière dans les coupes du Pont-rail d'Anseremme et de Gendion-Celles.

Epaisseur : 20 à 35 m

Age : Hastarien (zone Cflα - Ccl : Paproth, Conil et al., 1983)

Utilisation : autrefois exploité dans la région d'Hastière comme pierre de taille (unité β) ou pierre d'appareillement.

Coupes représentatives :

Le stratotype de la Formation d'Hastière est malheureusement devenu bien difficile d'accès. La carrière est en grande partie comblée. Toutefois d'autres bonnes coupes sont disponibles non loin de là :

- Carrière à l'est du hameau de Maurenne, dans le flanc ouest du vallon, en contrebas des habitations.
- Hastière-Lavaux, carrière en haut du chemin montant de la vallée de la Meuse (200 m au N du stade d'Hastière, au lieu-dit "Les Journaux") vers le hameau d'Insemont (fig. 9).

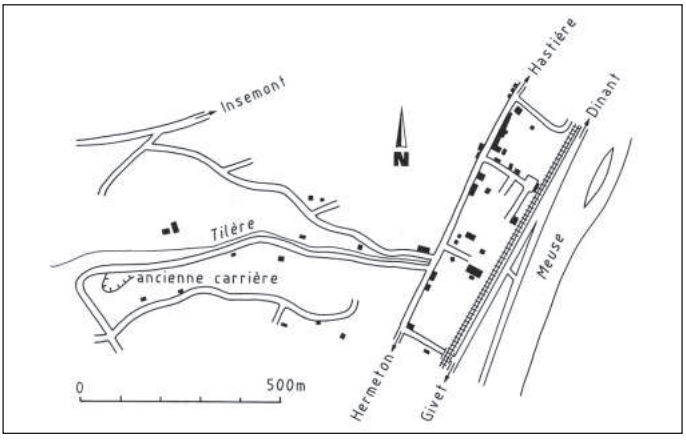


fig. 9 Localisation de la carrière dans le calcaire d'Hastière à Insemont, au coeur de la vallée de la Tilère.

- Coupe du Pont-Rail d'Anseremme. Affleurements le long de la voie ferrée Dinant-Bertrix, au nord du pont ferroviaire franchissant la Meuse (fig. 7, p. 13).
- Coupe de Gendron-Celles. Affleurements le long de la voie ferrée Dinant-Bertrix, au nord de la station de Gendron-Celles, au nord du pont franchissant la route Hulsonniaux -Celles.

Pour en savoir plus : Dorlodot H.de (1895)
Conil. R, Lys M. et Paproth E. (1964)
Conil. R. (1968)
Van Steenwinkel. M. (1980)

6° Formation du Pont d'Arcole (PDA).

Locus typicus :

affleurements bordant la route reliant Hastière-Lavaux au hameau d'Insemont, en face de l'entrée des grottes de Pont d'Arcole (Groessens, 1974).

Formation constituée essentiellement de schistes fissiles et doux verdâtres à patine d'altération brun ocre, contenant au sommet de la formation quelques bancs de calcaire crinoïdique. Dans les schistes, joints riches en bioclastes décalcifiés affluent des bryozoaires divers parmi lesquels des fenestelles, des articles de crinoïdes et des brachiopodes dont *Spiriferina peracuta* qui lui a conféré la dénomination aujourd'hui abandonnée de "Schistes à *Sp. Peracuta*"

Epaisseur : 15 à 20 m.

Age : Hastarien (Zone Cflα" - Ccl - Zone VI in Streel, 1977)

Utilisation : -

Coupes représentatives :

- Coupe du Pont-Rail d'Anseremme. Affleurements le long de la voie ferrée Dinant-Bertrix, au nord du pont ferroviaire franchissant la Meuse (fig. 7, p. 13).

- Coupe de Gendron-Celles. Affleurements le long de la voie ferrée Dinant-Bertrix, au nord de la station de Gendron-Celles, au-delà du pont ferroviaire franchissant la route Hulsonniaux - Celles.

- Coupe des rochers de Pierre Pétru entre Hastière et Waulsort. Excavation dans les schistes à hauteur de la borne ferroviaire 101,2 Km, 650 m au S-E de la petite chapelle bordant la route Dinant-Givet au N du pont traversant la Meuse à Hastière.

- Anthée. Petite excavation en retrait de la route Anthée-Hastière, en bordure du sentier entrant dans le bois dans le virage amenant la route dans la direction nord-sud face au château "Fontaine", au lieu-dit "BoisHinse".

Pour en savoir plus : Demanet F. (1958)
Groessens E. (1974)
Streel M. (1977)

7° Formation de Landelies (LAN).

Origine du nom de la formation :

commune des bords de la Sambre au S-W de Charleroi (de Dorlodot, 1895).

Calcaire souvent argileux, gris foncé, crinoïdique à gros articles, stratifié dans sa partie inférieure, massif vers le haut, contenant dans sa partie inférieure quelques minces bancs calcschisteux. Bancs riches en débris de macrofaune (coraux *Siphonophyllia* sp., brachiopodes). Les diasthèmes séparant les bancs sont typiquement bosselés. A la cassure, ce calcaire dégage une odeur d'hydrocarbure assez caractéristique. Ses cassures sont souvent tapissées d'enduits ferriques provenant probablement de l'oxydation des pyrites dispersées dans la roche (fig. 11).

Epaisseur : 35 à 40 m.

Age : Hastarien (Zone Cflα et Cc1β)

Utilisation : autrefois exploité dans la région d'Hastière comme pierre d'appareillage et pour la production de chaux hydraulique (Hastière-par-delà).

Coupes représentatives :

- Rochers du Chamia à Waulsort. Grandes barres rocheuses à r ouest du village (fig. 10).

- Coupe de Gendron-Celles. Affleurements le long de la voie ferrée Dinant-Bertrix, au nord de la station de Gendron-Celles, au nord du pont franchissant la route Hulsonniaux-Celles.

- Rochers bordant la Meuse entre Pierre Pétru et le Chamia. Ancienne carrière située 700m au sud-est de la chapelle bordant la route Dinant-Givet, à l'est du pont enjambant la Meuse à Hastière.

- Eperon rocheux au sud du Rocher Bayard à Dinant.

Pour en savoir plus : Dorlodot H.de (1895)
Groessens E. (1974)

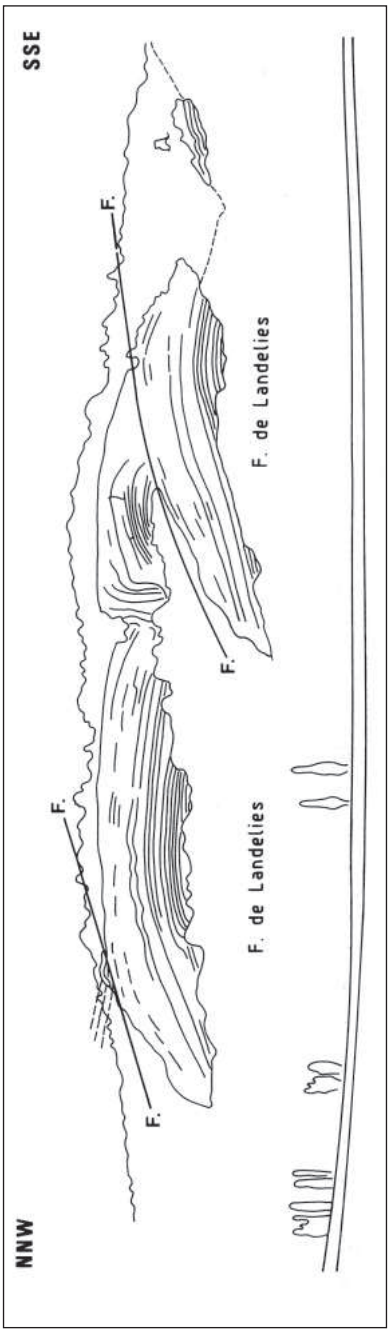


fig. 10 Vue panoramique du rocher du Chamia à Waulsort dans le calcaire de Landelies. Ce calcaire est répété par deux failles inclinées au nord, remarquablement exposées dans le versant.

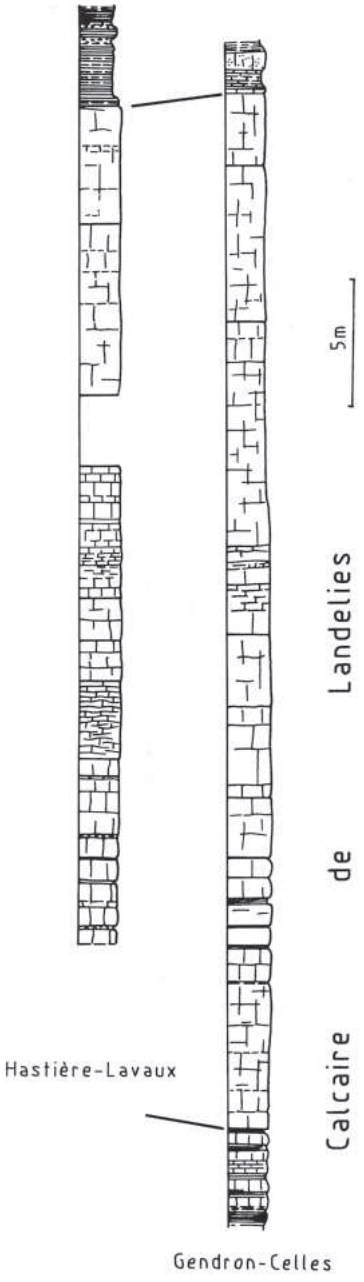


fig. 11 Le calcaire de Landelies au sud de Dinant, à Hastière-Lavaux et Gendron-Celles.

8° Formation de Maurenne (MAU).

Locus typicus :

carrière à Maurenne, sur le flanc oriental du vallon bordant à l'est le hameau. (Bouckaert, Conil et al., 1974).

Calcschistes et calcaires argileux gris terne à bancs de calcaire argileux pétris de débris écrasés de brachiopodes, de coraux et de petits crinoïdes, pouvant développer une schistosité intense par endroits (Gendron-Celles, Anseremme). Cherts noirs ou lie-de-vin dans la partie supérieure de la formation.

Epaisseur : 15 à 40 m

Age : Hastarien / Ivorien (Cclγ - Cc2α)

Utilisation : -

Coupes représentatives :

- Carrière du stratotype à l'est du hameau de Maurenne, au flanc oriental de la dépression (fig. 12).

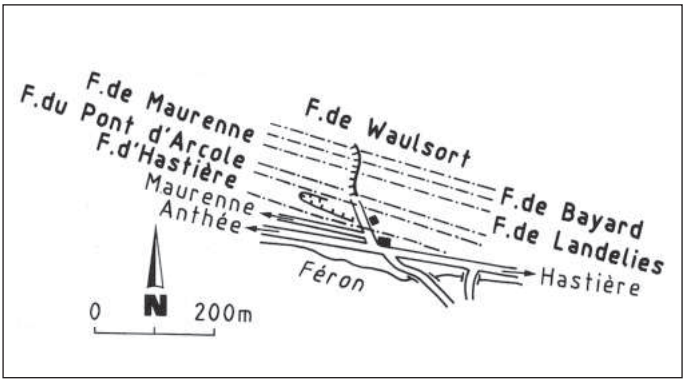


fig. 12 Localisation de la carrière de Maurenne, coupe-type de la formation de Maurenne

- Route de Spontin à Leffe. Affleurements dans le virage serré lorsque la route commence à s'élever de la vallée du ruis-seau des Fonds de Leffe.
- Vallée de la Lesse, coupe du chemin de fer 800 m au sud-ouest de la gare d'Anseremme.
- Coupe de Gendron-Celles. Affleurements le long de la voie ferrée Dinant-Bertrix, au nord de la halte de Gendron-Celles, au N du pont franchissant la route Hulsonniaux-Celles. Dans cette coupe, cette formation est exceptionnellement développée et est affectée dune schistosité intense.

Pour en savoir plus : Bouckaert J., Conil. R. et al. (1974)
Groessens E., Conil R. et Lees A. (1976)

9° Formation du Bayard (BAY).

Locus typicus :

affleurements en retrait de la route au sud immédiat de la barre rocheuse prolongeant l'éperon de la Roche à Bayard (ou Rocher Bayard) au sud de Dinant, (Groessens, 1973).

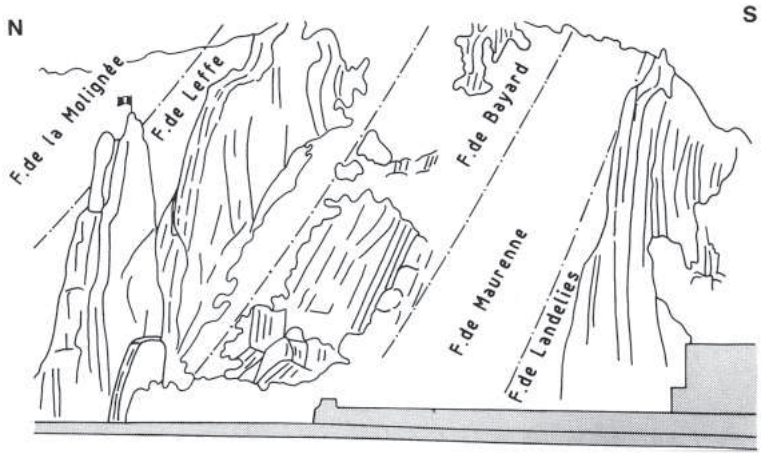


fig. 13 Vue panoramique du site du Rocher Bayard à Dinant. La coupe-type se situe au sud de la dalle rocheuse prolongeant le Rocher Bayard.

Calcaire nettement stratifié, moyennement à fortement crinoïdique avec ou sans cherts noirs, gris foncé à gris à reflets brunâtres formant :

- dans les régions à récifs waulsortiens, la semelle stratifiée des récifs, soit au-dessus des calcschistes de Maurenne, soit entre deux lentilles récifales ;
- dans les domaines péri-récifaux, les premiers mètres de calcaire succédant aux calcschistes de Maurenne et souvent fortement crinoïdiques. Il constitue partiellement des équivalents stratigraphiques latéraux aux formations récifales dans lesquelles il peut s'indenter. Il passe très progressivement au calcaire de Leffe qui le surmonte.

Localement ces bancs de calcaire sont partiellement ou totalement dolomitisés. C'est notamment le cas en bordure de la route Serville-Onhaye, au sud-est de la ferme bordant le Flavion

Epaisseur : de 5 à 30 m.

Age : Ivorien (Zone Cf3, Cc2α à Cc2δ).

Utilisation : pierre de taille, d'appareillage. Exploitée autrefois un peu partout dans la région dinantaise notamment dans une série de profondes carrières le long de la Lesse, de la Meuse, de la route d'Hastière à Anthée et au nord de Dinant (à proximité de la carrière Michaux, au lieu-dit Montorgueil).

Coupes représentatives :

- Affleurements au sud immédiat de la dalle rocheuse prolongeant le Rocher Bayard (locus-typicus) (domaine périrécifal), (fig.13, p.19).
- Récif des Pauquys à Waulsort, le long de la voie ferrée Dinant-Givet. Les calcaires stratifiés à cherts foncés séparent deux lentilles récifales waulsortiennes et peuvent être suivis depuis l'ancienne gare de Waulsort Jusqu'à l'extrémité nord des grandes barres rocheuses bordant la ligne de chemin de fer.
- Route de Vêves à la halte ferrovaire de Gendron-Celles. Petite excavation en bordure de la route, 800 m au sud-ouest du château de Vêves.
- Ancienne carrière à Pont-à-Lesse, en aval du premier pont enjambant la rivière à partir d'Anseremme, au lieu-dit "Forges et Fosses".
- Longue carrière le long de la voie ferrée Dinant-Givet, à l'est de l'entrée du tunnel de Moniat,face au pont-rail.
- Carrières ouvertes au sud de la route Dinant-Celles au sud-ouest du village de Sorinnes, entre Gémechenne et "Chesneu" (ou Chesnoy) (fig. 14).

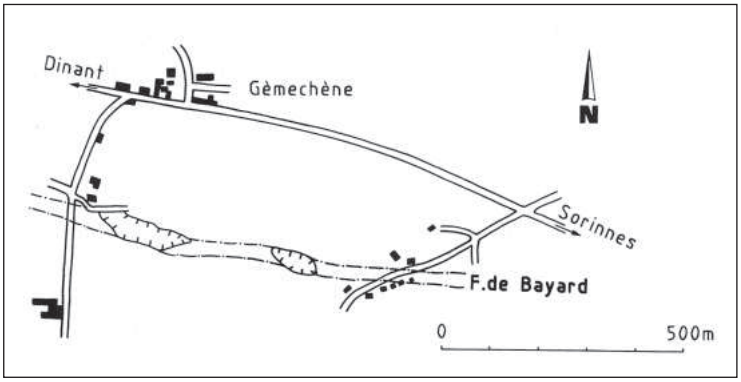


fig. 14 Localisation des carrières au sud de Gémechenne dans les calcaires de la Formation de Bayard.

Pour en savoir plus : Groessens E. et Noël B. (1974)
Lees A., Noël B. et Bouw P. (1977)

10° Formation de Waulsort (WAU).

Locus typicus :

rochers des Pauquys au N de Waulsort, sur la rive occidentale de la Meuse (E. Dupont, 1883).

La Formation de Waulsort est constituée de calcaire et de dolomie (diagénétique) construits gris clair à gris beige non stratifies à très mal stratifiés dépourvus de cherts et à disposition lenticulaire très étendue dans le sens de la stratification . Ces calcaires présentent plusieurs aspects :

- un faciès à "veines bleues", souvent riche en fossiles macroscopiques (fenestelles, brachiopodes, crinoïdes). Ces veines bleues peuvent être très abondantes et sont constituées d'un ciment sparitique ayant comblé des cavités laissées vides par un organisme constructeur énigmatique.
- un faciès crinoïdique, rencontré surtout à la base du récif, formé d'un amoncellement important d'articles de crinoïdes de diamètre parfois très important (>1 cm).
- un faciès fin (biomicritique) formé de calcaire gris clair en apparence fort homogène, parfois vaguement stratifié et développé dans la partie supérieure du "récif.

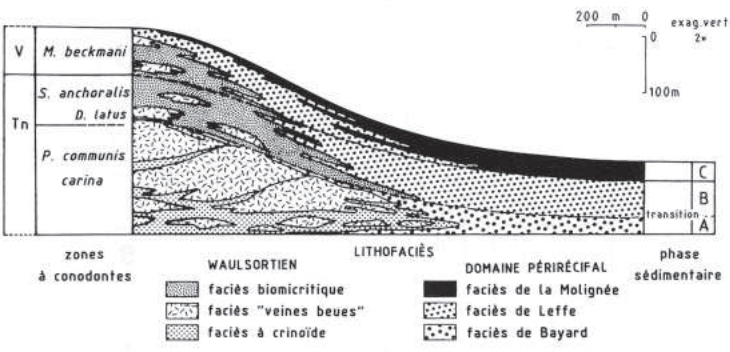


fig. 15 Répartition des divers lithotypes dans le système sedimentaire waulsortien (Lees, Noël et Bouw 1977).

Ces calcaires et dolomies construits reposent sur une semelle stratifiée (calcaire de Bayard) et sont indentés dans leurs faciès latéraux, (calcaire de Bayard et calcaire de Leffe) (fig. 15). Ces calcaires massifs de la formation de Waulsort ont formé des reliefs au fond de la mer. L'organisme constructeur demeure encore inconnu. Les veines bleues pourraient en constituer les traces. Cependant, ce faciès n'est pas étendu à l'ensemble de l'édifice. D'autres hypothèses rejetées aujourd'hui, ont été avancées pour comprendre l'édification de ces

"récifs". Pour Dupont (1883), les récifs waulsortiens sont comparables aux récifs du Dévonien moyen de l'Ardenne: les "Psilostroma" (± = stromatopores) ont construit le récif. Pour H. de Dorlodot (1911), H. Dupont (1969) les fenestelles, abondantes dans certains niveaux ont joué un rôle important dans l'édification du récif.

Lees, Hallet et Hibo (1985) proposent un schéma d'édification mettant en évidence quatre biofaciès (a, b, c, d) indiquant (fig. 16) :

- un développement initial sous une importante tranche d'eau, sous la zone photique et sous l'action des tempêtes (absence d'algues vertes dans les faciès inférieurs) (faciès a + b);
- un développement terminal "frangeant": apparition des algues vertes encroûtantes, gastéropodes abondants, micritisation.....(faciès d).

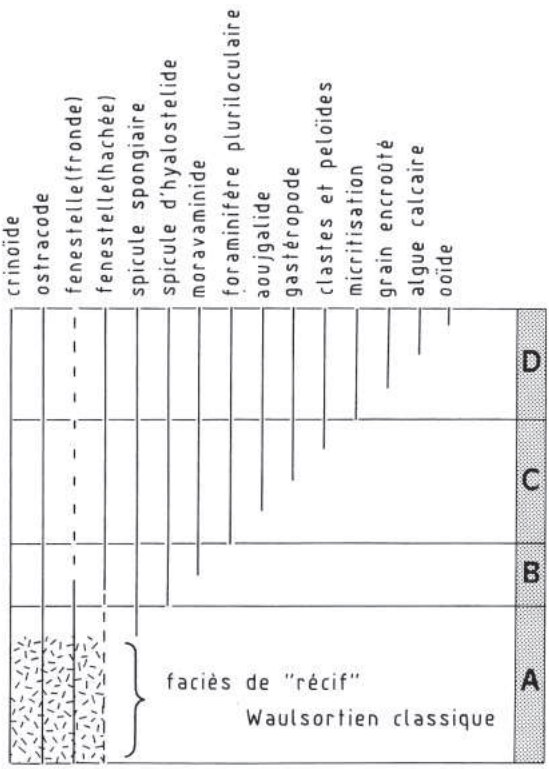


fig. 16 Eléments constitutifs contenus dans les différents faciès de développement des "récifs" waulsortiens (repris de Lees, Hallet et Hibo 1985).

Epaisseur: variable suivant le développement et la situation dans le récif de 0 à 300 m au moins.

Age: Ivorien - Moliniacien inférieur (Zone Cc3, Cf3 - Cf4α)

Usage: jadis localement extrait pour la marbrerie (marbre rosé de Gérin), le calcaire waulsortien n'est plus exploité, probablement en raison de la dolomitisation anarchique de ses massifs.

Coupes représentatives (parmi un grand nombre):

- Récif des Pauquys: le récif supérieur en position pratiquement originelle est particulièrement bien exposé. On peut en observer à la fois la semelle à hauteur de la voie ferrée (calcaire de Bayard) et l'enveloppe de couverture (calcaire de Leffe) là où le rocher domine nettement la voie de chemin de fer. En arrière de l'ancienne gare de Waulsort, le récif inférieur développe nettement le faciès à veines bleues riche en frondes de fenestelles. Quelques poches sont particulièrement riches en brachiopodes (fig. 17).

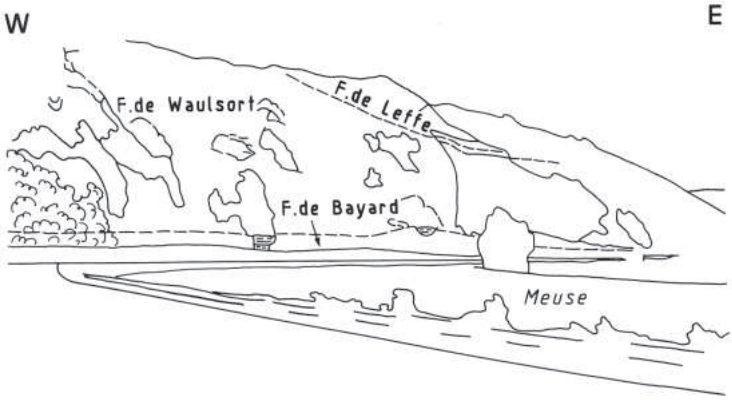


fig. 17 Vue panoramique de la coupe-type de la formation de Waulsort à Waulsort.

- Récif de Furfooz. Le chemin traversant la réserve naturelle recoupe de part en part le récif de Furfooz, fortement touché par la dolomitisation. Celui-ci est affecté d'une série de phénomènes karstiques spectaculaires dont le Puits des Vaux est le fleur on.

- Parking du Castel de Pont-à-Lesse. Cette coupe est intéressante par la fraîcheur de l'entaille dans le versant et l'excellente exposition du faciès à veines bleues. Quelques gros crinoïdes à remplissages géopétaux permettent d'observer le basculement du récif par rapport à sa position originale au bord sud de la coupe.

Pour en savoir plus : Dupont E. (1863)
Dorlodot H.de (1911)
Dupont H. (1969)
Lees A., Noël B. et Bouw P. (1977)
Lees A., Hallet V. et Hibo D. (1985)

11° Formation de Leffe (LEF).

Locus typicus :

route de Spontin à Leffe. Affleurements dans le parc de l'abbaye de Leffe et le long de la route de Spontin, dans le virage serré à 1'E de la première rampe lorsque la route s'élève de la vallée, en dessous de la carrière CAM - Michaux à Montorgueil (de Dorlodot, 1895).

Ces calcaires constituent l'enveloppe des récifs waulsortiens. Ils ont été formés à partir des sédiments répandus sur les pentes et le pourtour des édifices waulsortiens (courants de turbidité), (fig. 15, p. 21).

Calcaire gris clair nettement stratifié avec ou sans cherts :

- rythmique au voisinage des édifices waulsortiens, développant des séquences d'épandage à base érosive et granodé-croissance ;
- non-rythmique dans les zones plus éloignées des "récifs" (micrite).

Le calcaire de Leffe est bien stratifié, en bancs parfois épais (>1 m). La transition vers le haut aux calcaires noirs de la Molignée s'opère progressivement par l'apparition de plaquettes de calcaire noir alternant avec les bancs de calcaire clair à reflets violacés caractéristiques de la Formation de Leffe. Par endroit, ce calcaire est totalement transformé en dolomie (couverture du récif de Moniat).

Epaisseur : très variable en fonction de la position par rapport aux récifs waulsortiens. 5 m à Maurenne, 75 m au Rocher du Bastion à Dinant, 40 m dans la carrière Michaux à Leffe.

Age : Ivorien et localement Moliniacien (Cf3 et base Cf4, Cc3).

Utilisation : exploité localement comme pierre d'appareillage (carrière dans le fond des Vaux, à l'W de Waulsort, carrières de Gailaipont et de Beaurond à Onhaye, carrière "du synclinal de Freyr", face au château de Freyr)

Coupes représentatives :

- Route de Spontin à Leffe. Affleurements le long de la route, dans le virage à ï'est de la première rampe, au-delà des maisons accrochées au flanc sud de la route.

- Rocher Bayard à Dinant. Les calcaires formant le rocher exposent particulièrement bien le faciès a" épandage avec série basale érosive, se terminant par des calcilutites de décantation (fig. 13, p. 19).

- Carrière du synclinal de Freyr et Rocher du Mérinos. Série épaisse dans laquelle des ‘’slumps” se sont développés. Le coeur du synclinal est occupé par les calcaires noirs de la Molignée (fig. 18).

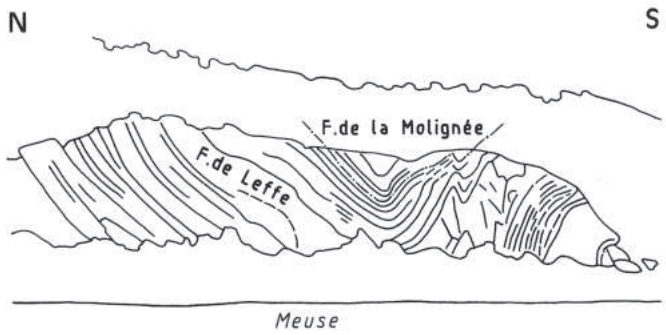


fig. 18 La carrière du Synclinal de Freyr Vue panoramique depuis la rive gauche de la Meuse.

- Fond des Vaux, à l’ouest du village de Waulsort. Carrière dans le versant ouest du vallon, au nord de la voie ferrée Dinant-Givet.

Pour en savoir plus : Dorlodot H. de (1895)
Conil. R. (1968)
Groessens E. et Noël B. (1974)
Lees A., Noël B. et Bouw P. (1977)

12° Formation de la Molignée (MOL).

Origine du nom de la formation :

vallée de la Molignée où la coupe de Warnant (route de Salet) expose favorablement et complètement ces calcaires (Groessens, 1974).

Cette formation comporte des calcaires noirs stratifiés en bancs peu épais (<lm) et en plaquettes alternant avec des unités de calcaire gris foncé finement grenu en bancs plus épais, (Système séquentiel de Mamet, 1964). Certains bancs sont parfois finement lités et de gros paquets de plaquettes cale-schisteuses sont intercalées dans la série. Ces calcaires peuvent contenir quelques cherts, surtout dans la partie sommitale de la formation.

Depuis Hastière jusqu'à Anthée et à Serville (Fonds de Tahaux, vallon de Maurenne), les calcaires noirs font place à des dolomies noires pulvérulentes souvent mal exposées (Dolomie de Tahaux - B. Delcambre et J.L. Pingot - inédit). La transition entre ces dolomies et les calcaires noirs se produit progressivement. Ce passage s'observe à l'est de la Meuse au Château Thierry à Falmignoul, et dans des petites carrières en contrebas de la route Dinant-Beauraing au lieu-dit "Pont de Quéreuse", au nord de Falmignoul.

La transition avec le calcaire de Leffe se produit très progressivement par l'apparition de plaquettes de calcaire noir en association aux calcaires clairs de type Leffe. Au sommet, le calcaire noir de la Molignée est surmonté de dolomies foncées grenues et bioclastiques à silicifications claires marquant la base de la séquence "a" de la Formation de Neffe (*sensu* Conil et Naum, 1977). Dans la région de Bouvignes (coupe de la route de Namur à Dinant), la partie supérieure des calcaires noirs montrent un faciès grenu, gris foncé, assez bioclastique qui peut être mis en parallèle avec le calcaire de Salet défini dans la vallée de la Molignée (Hance, 1988).

Les calcaires de la Molignée constituent des prolongements latéraux des parties sommitales des récifs waulsortiens et représentent des faciès de lagon confiné, protégé à l'arrière des édifices waulsortiens (fig. 15, p. 21).

Epaisseur : de 0 à plus de 150 m. Comme pour le calcaire de Leffe, le relief Waulsortien a influencé le développement et l'épaisseur des calcaires noirs de la Molignée. Dans la région d'Hastière et vers Anthée, la dolomie noire est peu épaisse (de 0 à 30 m). Dans la coupe d'Ostèmerée, le calcaire de Neffe repose directement sur le récif Waulsortien, la formation est absente (Vermote 1992).

Age : Moliniacien (Zone Cf4α - γ, Cc4).

Utilisation : autrefois à la source d'une importante industrie marbrière (marbre noir de Dinant), ce calcaire n'est plus exploité que pour la production de granulats dans la carrière CAM-Michaux à Leffe.

Coupes représentatives :

- Carrière Lambert à Dinant. Au faubourg St Paul, grande carrière au pied S du rocher du Bastion.

- Rive ouest de la Meuse, ravin de Burinfosse, en arrière de r abattoir de Dinant. On y accède par le passage sous la voie ferrée, situé 700 m au sud du pont enjambant la Meuse à Dinant (fig. 19).

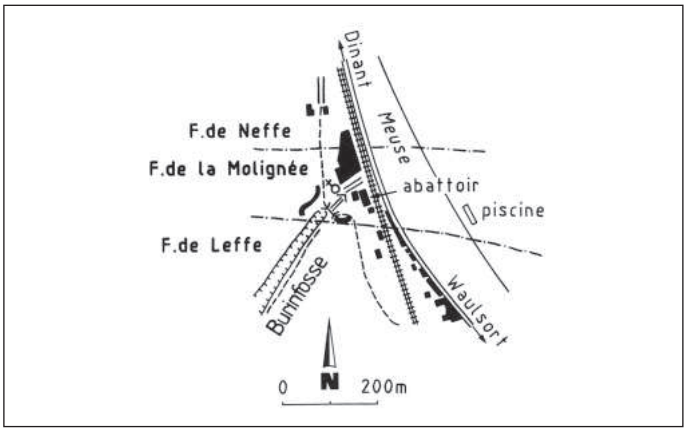


fig. 19 Localisation de la coupe du ravin de Burinfosse, sur la rive gauche de la Meuse, derrière l'abbatoir de Dinant

- Rampes d'accès au château de Meez à Bouvignes, et an-ciennes carrières au nord des ruines de V ancien château.

- Ruines du Château Thierry à Falmignoul.

- Ravin des Fonds de Tahaux. La dolomie de Tahaux affleure au fond du ravin, au nord du débouché du Fond des Bassinias.

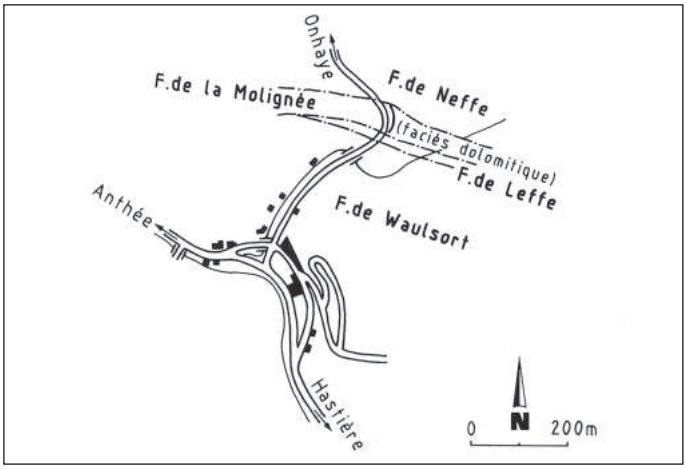


fig. 20 Coupe des "Fonds de Tahaux" à Hastière-Lavaux La dolomie affleure dans le fond du ravin et dans le talus E de la route

Pour en savoir plus : Mamet B. (1964)
Groessens E. (1974)
Groessens E., Conil. R et Lees A. (1976)
Lees A., Noël B. et Bouw. P. (1977)
Hance L. (1988)

13° Formation de Neffe (NEF).

Locus typicus :

tranchée du chemin de fer au S du passage à niveau de l'ancienne route de Philippeville, dans le faubourg de Neffe. Cette tranchée est d'un accès dangereux. De plus, elle ne montre par la totalité de la formation. La coupe située au nord de la gare de Dinant le long des voies de garage constitue une coupe de remplacement tout à fait exceptionnelle (de Dorlodot, 1895).

La Formation constituée de calcaire et accessoirement de dolomie est divisée en quatre séquences (Conil et Naum, 1977-fig. 21) :

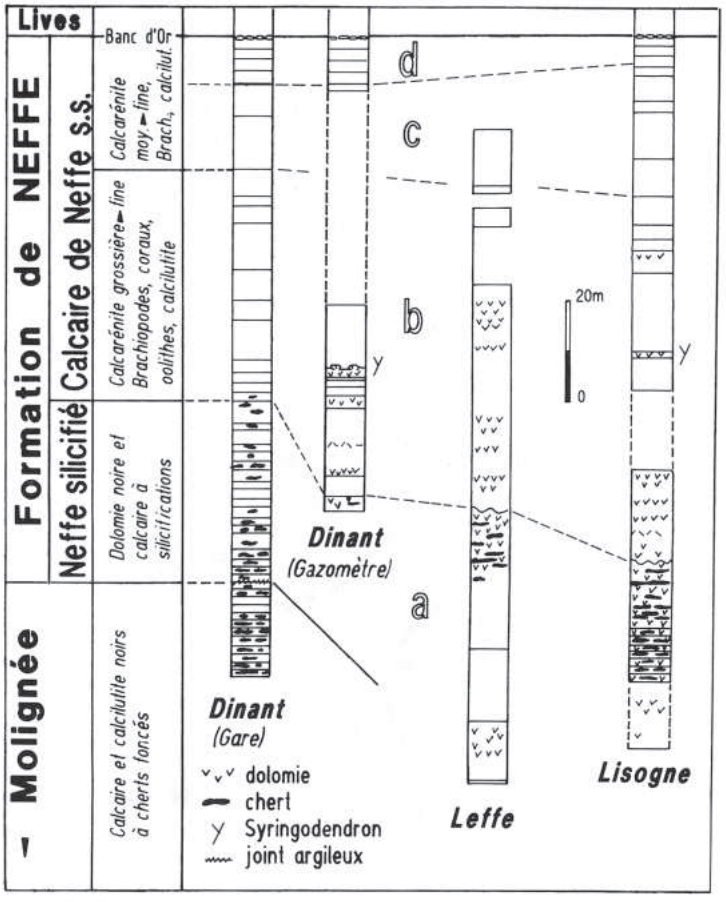


fig. 21 La formation de Neffe au nord de Dinant.

- la première formée de dolomie grise stratifiée, riche en coraux et brachiopodes, lardée de bandes silicifiées (séquence a) ;
- la seconde constituée de bancs plurimétriques de calcaire gris grenu fortement diaclasé (base du calcaire de Neffe *sensu stricto*), très fossilifère, débutant par des calcarénites grossières très bioclastiques et se terminant par des calcaires dolomitiques et dolomies (séquence b) ;
- la troisième formée du même calcaire gris clair à base très grenue et fortement bioclastique, contenant des lumachelles de brachiopodes (séquence c) ;
- la quatrième plus finement grenue, montrant des calcilutites grises évoquant déjà le calcaire de Lives qui lui fait suite. Elle se termine vers le haut par un conglomérat de galets calcaires cimentés par une argile issue de la dégradation de cendres volcaniques (équivalent du "Banc d'Or de Bachant"-Delcambre, 1989).

Dans la partie nord de la planchette, la Formation de Neffe montre une séquence inférieure (séquence "a" à silicifications claires) d'épaisseur fort variable. Cette séquence n'est pas observée dans la région d'Anthée - Serville ni dans les Fonds de Tahaux. Dans cette région, le calcaire de Neffe repose directement sur le Waulsortien (Ostèmerée) ou en est séparé par un maximum de 30 m de dolomie noire pulvérulente (Dolomie de Tahaux) rattachée au calcaire noir de la Molignée. Le calcaire de Neffe y développe des épaisseurs supérieures à celles qui sont reconnues à Dinant, épaisseurs exceptionnelles que l'on peut suivre au moins jusqu'à Florennes (carrière Berthe - Planchette 53/5-6 Philippeville - Rosée).

Epaisseur : de 90 à 160 m, séquence "a" incluse à Dinant. (30+60m).

Age : Moliniacien supérieur (Cf4δ), peut-être plus ancien dans la région d'Anthée .

Utilisation : constitue l'une des formations les plus prisées pour la production de "pierre chimique". Exploitée à Leffe par les carrières CAM-Michaux pour la production de "castine" sidérurgique. Ce calcaire aurait été autrefois utilisé pour la marbrerie au lieu-dit "Le Chenoy".

Coupes représentatives :

- La coupe-type de la tranchée ferroviaire de Neffe est d'un accès rendu très dangereux par le passage des trains. Son intérêt est d'ailleurs limité : elle ne montre pas la totalité de la formation. On se reportera donc un peu plus au N, dans la paroi faisant face aux arrêts de bus au nord de la gare de Dinant.

- La coupe de la gare de Dinant montre l'ensemble de la formation et présente les quatre séquences redressées verticalement, depuis la base jusqu'au Banc d'Or..

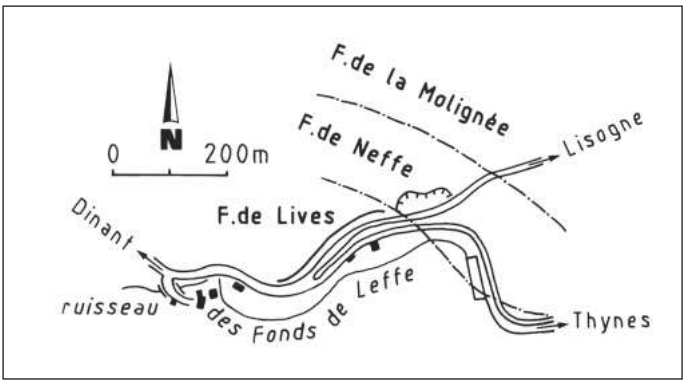


fig. 22 Localisation de la coupe de Lisogne dans la vallée des Fonds de Leffe.

- Lisogne, route descendant du village vers la vallée du ruisseau des Fonds de Leffe. Carrière au bord nord de la route et affleurements au nord-est de celle-ci dans une série de petites excavations. La grande carrière montre les calcaires des trois séquences supérieures, les petites situées plus haut en bordure de la route montrent une première séquence (séq. a à silicifications claires) particulièrement épaisse (36 m) (fig. 22).
- Serville, sud-est du hameau d'Ostèmerée (flanc ouest du Fond Haquin). Cette coupe montre le passage direct des calcaires waulsortiens au calcaire de Neffe, dont le faciès oolithique est particulièrement développé (fig. 23).

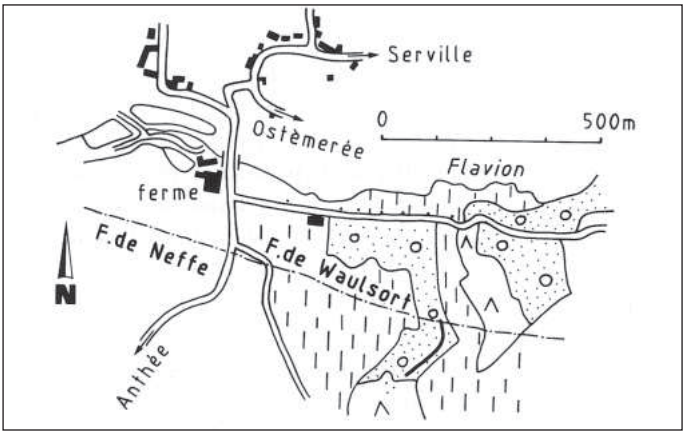


fig. 23 Localisation de la coupe du Fond Haquin à Ostèmerée. La coupe montre le passage des calcaires et dolomies de la formation de Waulsort aux calcaires en gros bancs de la formation de Neffe.

- Bouvignes, route de Namur à Dinant. Les calcaires de Neffe sont exposés le long de la chaussée. Le Banc d'Or de Bâchant est bien visible dans la paroi bordant la chaussée.

Pour plus d'informations, consulter :

Dorlodot H.de (1895)
Conil R. et Naum Ch. (1977)
Conil R., Lys M. et Ramsbottom W.H.C. (1981)

14° Formation de Lives (LIV).

Origine du nom de la formation :

Lives commune située à l'est de Namur, sur la rive sud de la Meuse, où la formation a été définie (Demanet, 1923).

Au locus typicus, dans le synclinal de Namur, le calcaire de Lives est limité aux calcaires rythmiques stratifiés, traditionnellement divisés en 5 unités (libellées de α à ε). Cependant, cette appellation prend dans le contexte cartographique un sens plus large que celui habituellement entendu. La formation est étendue aux brèches viséennes, dont la cartographie ne peut être envisagée séparément en raison de leur caractère imbriqué dans les calcaires stratifiés.

Les calcaires de Lives surmontent le Banc d'Or de Bâchant, niveau conglomératique à ciment argileux et débutent par une alternance de calcaires gris, finement grenus, souvent stromatolithiques et de calcaires plus foncés généralement un peu plus grossiers, à brachiopodes épars. Le caractère nettement rythmique de la Formation de Lives bien sensible dans le synclinal de Namur, semble beaucoup moins affirmé à sa base dans la région de Dinant.

Les calcaires de la base de la Formation de Lives contiennent un niveau de brèche appelé autrefois "Petite Brèche". Ce niveau apparaît déjà quelques mètres au-dessus de la base de la formation (gare de Dinant, route de Lisogne). La division séquentielle est cependant reconnaissable. Aux calcaires du "V2bα", servant de mur et de toit à ce premier niveau de brèche, fait suite la grosse monoséquence β épaisse d'une vingtaine de mètres. Elle débute par une série de bancs bioclastiques grenus et se termine vers le haut par une succession de bancs algaires et stromatolithiques renfermant une grosse cinérite caractéristique. Cette monoséquence est bien visible dans une petite carrière le long de la route de Namur à Dinant au nord du cimetière de Bouvignes (Carrière de la Chapelle Rouge) ou dans la butte témoin du méandre recoupé de Chession. La suite de la formation est plus difficile à cerner : le développement de la brèche se produit déjà au sommet de la

séquence b, par une succession d'intercalations brèchiques alternant avec des bancs de calcaire souvent très fins, algaires, gris clair ou parfois teintés de rouge. Progressivement, vers le haut de la formation, le caractère stratifié du calcaire disparaît sous l'effet de la brèchification de plus en plus intense qui mélange les blocaux de tous les bancs désagrégés. Cette brèche aux blocaux très variés montre un ciment tantôt rouge brique, tantôt gris.

La Formation de Lives a été soumise à d'intenses déformations qui pourraient bien être en partie expliquées par la dislocation de l'édifice fragilisé lors la brèchification. Ces déformations sont particulièrement bien visibles entre la gare de Dinant et le passage à niveau de la route de Philippeville où les couches décrivent de grands plis couchés (fig. 24).

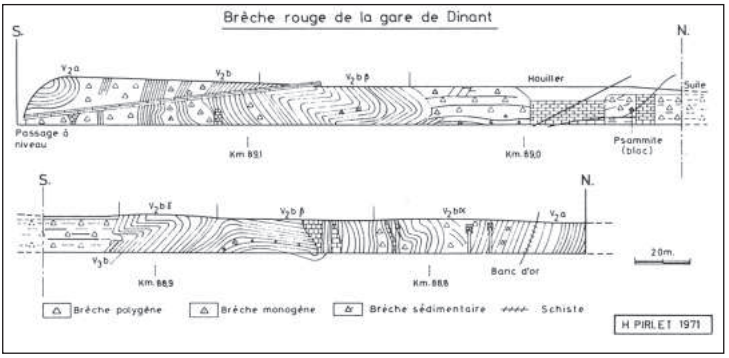


fig. 24 Illustration schématique de la partie sud de la coupe de la gare de Dinant (repris de Pirlet 1972) La formation de Lives est affectée de grands plis couchés imbriqués dans des parties brèchiques, entre le passage a niveau de la route de Philippeville et les bâtiments de la gare

L'origine de cette brèche est controversée :

- pour Pirlet (1972), cette brèche est dynamique. Elle représente un olisthostrome engendré par le glissement en masse des calcaires du Viséen supérieur et des schistes du Silésien. Le mouvement aurait été facilité par la dissolution des évaporites du calcaire de Lives et un relèvement de l'Ardenne au Silésien. Cette hypothèse est étayée, selon son auteur, par la présence, au sein de cette brèche, d'éléments issus de son toit, par le ravinement du mur comme du toit, par l'absence de ciment sédimentaire et par la présence de pseudomorphoses de gypse.
- pour d'autres, cette brèche ne serait qu'une brèche d'effondrement en formation évaporitique sans mouvements latéraux en masse (Mamet et al., 1986).

Localement, à Bouvignes, dans un bosquet situé au coeur du vallon au sud de la ferme de Rostène, le calcaire de Lives

contient un petit bioherme à "veines bleues" accompagnées d'une impressionnante accumulation de brachiopodes.

De tels biohermes avaient déjà été signalés par Dupont (1883) dans les rochers de Devant Bouvignes (rive orientale de la Meuse).

Epaisseur : indéterminée, supérieure à 100 m probablement, variable en fonction du développement des brèches

Age : Livien - Warnantien partim ? (Cf5 - Cf6)

Utilisation : le calcaire stratifié a été exploité dans plusieurs carrières entre Onhaye et Anthée, à Bouvignes et dans le vallon de Pauquis au lieu-dit "Devant Bouvignes". La brèche rouge a fourni un marbre rouge particulièrement apprécié. Il a été produit à Onhaye (Brèche de Waulsort) et à l'ouest du château de Walzin (Brèche de Walzin). Dans la carrière Michaux à Montorgueil, les calcaires de la base de la formation sont mélangés à ceux de la partie supérieure de la Formation de Neffe et sont destinés à l'industrie sidérurgique.

Coupes représentatives :

- Route de Lisogne : affleurements en bordure de la route, au sud-ouest de la grande carrière de calcaire de Neffe (fig. 22, p. 30).
- Route de Namur à Dinant, versant ouest de la vallée de la Meuse. Coupe en bordure de la route entre le restaurant abandonné (première maison depuis l'extrémité N de la planchette) et l'éperon supportant les ruines du château de Crèvecœur. On atteint la partie centrale du synclinal par un sentier en lacets serpentant dans le versant, auquel on accè-de par le cimetière de Bouvignes. Dans la dernière portion du chemin affleure la brèche.

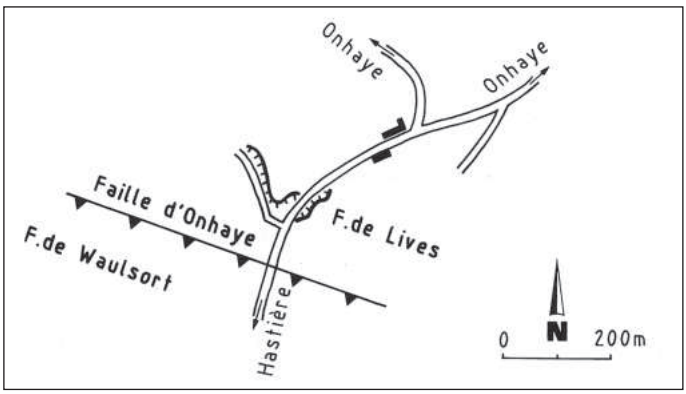


fig. 25 Localisation des anciennes carrières de brèche de Waulsort, dans la partie supérieure des Fonds de Tahau, au sud d'Onhaye.

- Dans la partie haute du ravin des Fonds de Tahaux, lorsque la route pénètre dans le vallon, de part et d autre de la chaussée, d anciennes carrières montrent la "Brèche de Waulsort", creusées dans la brèche viséenne pour la production de marbre rouge. Cette coupe est répétée dans le synclinal au sud de la faille dOnhaye (gravir le versant). La brèche rouge est atteinte au coeur du synclinal (fig. 25, p. 33).

- Dans les Fonds de Leffe, coupe débutant au S du méandre asséché au lieu-dit "Chession" et se prolongeant dans le vallon remontant vers le hameau de Loyers.

- Barres rocheuses en bordure de la route empruntant le fond de la vallée des Fonds de Leffe, en amont de la réserve naturelle. A cet endroit, affleure nettement la brèche à ciment rouge .

- Le bioherme de Rostène est facile d accès. Descendre les prairies immédiatement à l'est de la ferme jusqu au fond du vallon. Au pied de son versant sud, un bosquet abrite ce faciès particulier.

Pour plus d'informations : Dupont E. (1881)
Pirlet H.(1972)
Mamet B. & al. (1986)

15° Formation de Chokier (CHO).

A l'ouest de la ferme de Rostène, les labours renferment de nombreuses paillettes de schiste qui témoignent de la présence sous-jacente de la Formation de Chokier. Leur position par rapport aux affleurements visibles au nord, au lieu-dit "Les Livots" plaiderait plutôt en faveur de reliquats de schiste piégés dans le karst dinantien. Cette observation rejoindrait celle de Pirlet et Bouckaert (1976) : lors de l'érection des nouveaux bâtiments de la gare de Dinant, de tels schistes noirs ont été observés au coeur des calcaires dinantiens. Toutefois, ces deux auteurs expliquent la présence de ces schistes par leur entraînement dans l'olisthostrome post-namurien. Nous n'avons pas retenu cette hypothèse et considérons plutôt qu'ils ont été piégés dans une poche karstique affectant les calcaires dinantiens. Une surcharge illustre l'extension de ces épandages de schistes namuriens à la surface des cultures.

A propos des schistes namuriens dans la région de Dinant :

Brien (1909)
Pirlet H. et Bouckaert J. (1976)

16° Formation de l'Entre-Sambre-et-Meuse (ESM).

Les sables et argiles de l'Entre-Sambre-et-Meuse occupent des poches karstiques développées dans le substratum calcaire du Dinantien sous la couverture sédimentaire marine sableuse Oligocène (trangression rupélienne). Leur comblement par des sédiments lacustres, palustres ou alluviaux s'est prolongé au cours du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur (Serravalien - Tortonien - Messinien, datations palynologiques : E. Russo Ermolli, 1991). Ces sables de comblement sont partiellement issus de remaniements des sédiments marins répandus sur l'Ardenne lors de la transgression rupélienne (Oligocène) et dispersés par une paléo-Meuse mio-pliocène (Soyer, 1978 ; Girolimetto, 1982).

Ces séries développent une succession de faciès correspondant au régime dynamique de leur mise en place : des graviers, des sables fins, des sables argileux et des argiles plastiques. Ces sables contiennent occasionnellement des lits de lignite qui ont livré le matériau de datation palynologique.

Industriellement, on distingue les sables "maigres", peu argileux des sables "gras" kaoliniques. Leur couleur passe du blanc pur au rosé rougeâtre suivant l'importance du colorant hématitique qui imprègne les grains de quartz. A Falaën, un ciment hématitique consolide ponctuellement ce sable en un grès pulvérulent fort dense. Ces sables contiennent par endroits des cherts libérés par la dissolution des calcaires du Dinantien. C'est notamment le cas de la partie septentrionale de la grande sablière située à l'ouest de la route Onhaye - Weillen.

Les sables et argiles de l'Entre-Sambre-et-Meuse sont bien exposés dans une série de grandes sablières creusées autour du village d'Onhaye principalement, et à proximité de Weillen, de Falaën et de Freyr. Sur la rive droite de la Meuse, au sud-ouest de Sorinnes et à Hordène (Dréhance) quelques exploitations de moindre importance et en grande partie comblées montrent les mêmes formations. En outre, une multitude de petites poches ont été autrefois ouvertes pour les besoins locaux et souvent remblayées très rapidement. Quelques-unes d'entre elles subsistent et exposent ces dépôts sablo-argileux.

Deux gisements d'argile plastique ont été exploités autrefois par des galeries souterraines et des puits : l'un à Dréhance, l'autre à Falmagne dans le bois de Reux. A Dréhance, plus aucune trace de cette industrie ne subsiste. Dans le Bois de Reux, une profonde fosse inondée témoigne de cette industrie passée. Des poches d'halloysite ont été récemment découvertes dans certaines sablières de la région d'Onhaye, au contact de l'encaissant dinantien. Ces argiles présentent un intérêt économique non négligeable, notamment pour la production de porcelaines de luxe.

Les limons des plateaux recouvrent ces poches sablo-argileuses. Il est très probable que certaines d'entre elles soient demeurées cachées sous cette couverture quaternaire et ne soient pas cartographiées.

Un profil observé à Onhaye (Ertus, 1990) illustre les différents faciès enregistrés dans la formation (fig. 26).

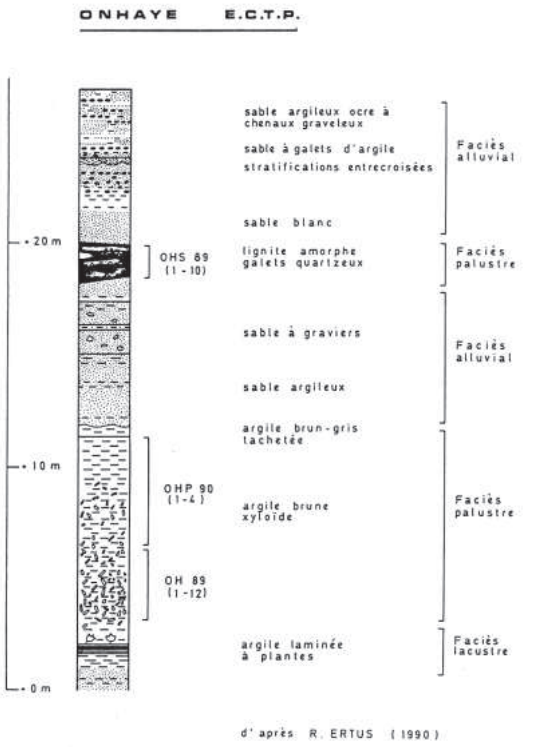


fig. 26 Illustration des différents faciès sédimentaires et de leur mode de dépôt dans la Sablière E.C.T.P. à Onhaye. (Ertus 1990)

Pour plus de détails, consulter : Soyer J. (1978)
Girolimetto F. (1982)
Geets S. (1984)
Ertus R. (1990)
Russo Ermolli E. (1991)

17° Limons des plateaux.

Les limons recouvrent les plateaux à relief calme et reposent préférentiellement sur le substratum calcaire du Carbonifère inférieur. Ils peuvent s'y être amassés sur une importante épaisseur et sont à la source du développement agricole de la région. Cette couverture limoneuse recouvre le paléozoïque et

masque les karsts comblés par les sables mio-pliocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Ces limons sont des loess, produits de dépôts éoliens, sédimentés au cours du quaternaire lorsque la région subissait des conditions climatiques périglaciaires. Quelques sondages à la tarière ont permis d'en observer des accumulations de plus de 7 m . Par souci de lisibilité, cette couverture limoneuse n'est pas figurée sur la planchette. Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à la carte des sols de Belgique (Planchettes l/20.000e Hastière - Lavaux et Dinant - P. Bourguignon, 1963 ; 1964).

18° Alluvions anciennes.

Au Pliocène supérieur, la Meuse coule dans les altérites de la pénéplaine Mio-Pliocène et étend librement ses alluvions (traînée mosane - Macar, 1947). Ces dépôts constituent les très hautes terrasses de la Meuse et ont été signalées par Pissart (1959) dans l'interfluve entre la Meuse et la Lesse à Anseremme où ces sédiments ont été piégés dans des poches karstiques. Le matériau est un gravier constitué d'une majorité de galets de quartz blanc (dragées) mêlés à des éléments locaux et d'autres en provenance de la partie orientale du bassin de Paris ("kieseloolithe", quartzite mauve du Bundsandstein des Vosges).

Ultérieurement, à la fin du Pliocène (Prae-Tiglien), l'encaissement de plus en plus profond de la vallée, en réponse au surélèvement de l'Ardenne, piège le tracé de la Meuse et de ses principaux affluents. L'approfondissement de la vallée est affecté de périodes de ralentissement marqués par sept niveaux de terrasse répertoriés dans la Meuse dinantaise (Seret, 1957 ; Clairbois, 1959). Ces terrasses traduisent les périodes climatiques particulièrement froides durant lesquelles le creusement de la vallée est ralenti par l'abondance des dépôts de versant. Des structures sédimentaires indiquant leur établissement pendant des périodes climatiques plus rigoureuses que celles que nous connaissons actuellement ont été enregistrées dans ces dépôts de terrasses : cryoturbations syngénétiques, "cailloux mous", gros blocs amenés par des radeaux de glace,....

Les dépôts de terrasse sont conservés à l'état de fragments isolés et ne sont mis à découvert que par le colluvionnement qui les démantèle le long des versants de la Meuse et de la Lesse.

Le contour des dépôts de terrasse a pu être mis en évidence par la mesure de la charge graveleuse des sols lors de l'établissement des cartes pédologiques (Bourguignon P., 1963 ; 1964). Les contours de ces sols à graviers fluviatiles ont été reportés sur la carte géologique. L'épaisseur de ces alluvions anciennes n'est pas connue.

Pour plus de détails : Macar P. (1947)
Seret G. (1957)
Clairbois. A.M. (1959)
Pissart A. (1959)
Bourguignon P. (1963 ; 1964)

19° Alluvions modernes.

Forage	Epaisseur des alluvions	Profil enregistré (1) Hance 1985, (2) Derycke 1974
Barrage d'Hastière (1)		
F n° 7	1,5 m	Gravier
F n° 25	4,3 m	Gravier à matrice sablo-limoneuse
F n° 24	2,5 m	Gravier à matrice argileuse brune
Sondage d'Hastière/delà (2)	11,4 m	Limon brun à lits de cailloutis
Barrage de Waulsort (1)		
F n° 16	7,75 m	0 - 4 m: Limon brun 4 - 7,75 m: Gravier à matrice sableuse
F n° 20	2,0 m	Gravier sableux et sable graveleux
Barrage d'Anseremme (1)		
F n° 1	4,8 m	Gravier à matrice sableuse
F n° 2	9,0 m	0 - 2 m: Sable graveleux à limoneux 2 - 9 m: Couche sablo-graveleuse grisâtre
Barrage de Dinant (1)		
F n° 18	4,65 m	Gravier à matrice sableuse
F n° 4	3,4 m	0 à 1,4 m: Gravier à matrice sablo-graveleuse grisâtre 1,4 à 3,4 m: sable graveleux brunâtre avec nombreux galets

tabl. 1 Profils observés dans quelques forages exécutés dans les alluvions de la Meuse Données issues du dossier des minutes du Service Géologique de Belgique.

La Meuse et ses affluents ont recouvert le fond de leur vallée d'une couche d'alluvions. Ces dépôts alluviaux ne sont qu'exceptionnellement mis à découvert. Leur épaisseur est connue ponctuellement par une série de forages préparatoires à l'exécution des travaux de rénovation des barrages de la Meuse. Ponctuellement, le captage d'Hastière-par-delà a fourni une coupe complémentaire dans la partie extérieure de la vallée, au pied du versant.

Ces dépôts sont formés de graviers et de sables graveleux, ainsi que de limons bruns à cailloutis dans les parties marginales de la vallée (sondage d'Hastière-par-delà). Quelques exemples illustrent la nature et l'épaisseur des profils recoupés par ces forages (tabl. 1).

Schéma biostratigraphie du Famennien et du Dinantien. Relations avec la division lithostratigraphique.

La division lithologique présentée dans la légende ne reflète en aucune manière une succession chronologique stricte. Les formations du Famennien comme du Dinantien montrent de nets diachronismes. Ce phénomène est flagrant dans le domaine Waulsortien, où pendant que les récifs s'édifient (Formation de Waulsort), des sédiments de talus se déposent (Formation de Leffe) et d'autres se mettent en place dans des domaines protégés (calcaires noirs de la Molignée).

La division chronologique des formations du Famennien et du Dinantien est essentiellement basée sur les microfaunes (conodontes et foraminifères) et sur les spores. La macrofaune n'est plus guère utilisée pour la stratigraphie à l'exception des Rhynchonellidae dans la partie inférieure du Famennien (Sartenaer, 1968) et des coraux tétracoralliaires essentiellement dans le Dinantien (Poty in Conil et al., 1989). Pour plus de détails, une littérature abondante sur le sujet est disponible (voir bibliographie détaillée de Paproth, Conil et al., 1983). Un schéma biostratigraphique du Dinantien illustre l'état actuel des connaissances et témoigne du raffinement de sa stratigraphie (fig. 27, p. 40).

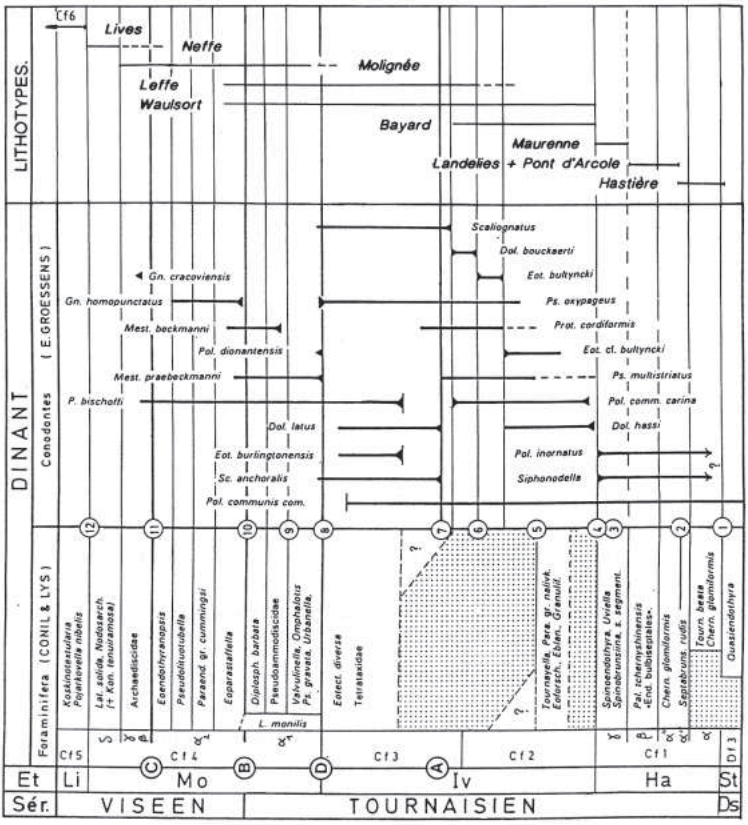


fig. 27 Division biostratigraphique du Dinantien de la région de Dinant (Conil et al 1990)

Le schéma biostratigraphique synthétique du Famennien belge proposé (fig. 28) tente d'établir les correspondances entre les faunes de conodontes (Dreesen in Conil et al., 1986), la distribution des spores (Streel in Conil et al., 1986) et les brachiopodes (Sartenaer, 1968). L'extension de ces faunes et de ces flores dans les différents lithotypes est indiquée.

Sartenaer P. (1968)
Paproth E., Conil R., et al. (1983)
Conil. R., Dreesen R., Lentz M.-A., Lys M. & Plodowsky G.(1986)
Conil R., Groessens E., Laloux M. et Poty E. (1990)

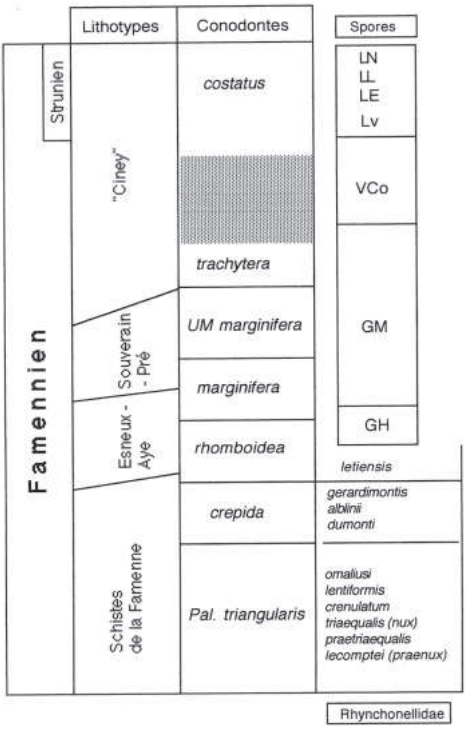


fig. 28 Division biostratigraphique du Famennien belge

La région de Dinant au Paléozoïque supérieur.

Au début du Dévonien supérieur, la région de Dinant est occupée par une mer assez profonde protégée au nord par une barrière récifale. En arrière de cette barre, des sédiments fins se déposent en alternance avec des carbonates marquant les périodes de ralentissement de la sédimentation détritique. Cette mer est bordée au nord par une zone continentale, le Massif de Londres-Brabant correspondant à un domaine s'étendant du Brabant au Pays de Galles en Grande-Bretagne. Au nord-ouest de ce domaine, le "Continent des Vieux Grès Rouges" (Old Red Sandstone) à sédimentation détritique continentale s'étend sur l'Europe du nord-ouest. Au sud du Massif de Londres-Brabant, un bras de mer s'étend sur les Cornouailles, le nord de la France, le sud de la Belgique, la Rhénanie et s'ouvre sur une mer ouverte couvrant l'Europe de l'est. Ce domaine marin se prolonge probablement vers l'ouest en direction de Terre Neuve (l'Atlantique n'existe pas encore, l'Amérique du nord est contiguë à l'Europe). Au sud de ce bras de mer, une autre zone positive prolonge à l'ouest la ride médio-germanique (Mittel Deutsche Schwelle) suivant une ligne passant au nord de Paris et disperse ses sédiments fins vers le nord, peut-être jusque dans la région de Dinant (Ziegler P., 1982).

Le Famennien marque un important épisode régressif en Europe de l'ouest dominé par l'abondance des faciès détritiques. Dans le Dinantais et en Belgique en général, le Famennien inférieur est caractérisé par une sédimentation péli-tique (Schistes de la Famenne) mise en place dans une mer assez profonde et relativement éloignée du rivage, en continuité des faciès du Frasnien supérieur (fig. 29a).

La régression de plus en plus marquée se traduit par l'apport de plus en plus important de sédiments grossiers (grès d'Esneux) prélevés dans le massif du Brabant situé au nord. L'épisode carbonate de la Formation de Souverain-Pré indique un ralentissement de la régression et un milieu marin ouvert dans lequel la sédimentation détritique ralentit. Pendant cette phase, une prairie à crinoïdes se développe et subit des remaniements par l'action des vagues (Thorez et al., 1977). La régression atteint son maximum avec la reprise de la sédimentation détritique de la Formation de Ciney où la dispersion des sédiments grossiers se produit dans un milieu intertidal à subtidal. Le continent n'est pas loin. Les débris végétaux contenus dans ces grès et ces siltites en témoignent.

Le Strunien dans la partie supérieure de la formation de Ciney marque une période de nouvelles transgressions marines qui s'étendent de plus en plus tardivement vers le nord (Conil et Lys, 1964). La sédimentation calcaire ne s'affirme qu'au Carbonifère (fig. 29b), bien que deux épisodes détritiques traduisant deux à-coups transgressifs interrompent la série carbonatée du Tournaisien inférieur (schistes du Pont d'Arcole et calcschiste de Maurenne).

Au Tournaisien, l'approfondissement du bassin détermine un système de rampe sédimentaire depuis le massif de Brabant jusqu'à des faciès très profonds (Culm) vers le sud, dont on ne possède plus de traces à la méridienne de Dinant, mais qui sont connus au sud de l'Angleterre, au sud de l'aire de sédimentation waulsortienne (fig. 30, p. 44). Au début du Tournaisien supérieur, dans la partie distale de cette rampe, les "récifs" waulsortiens s'installent dans une mer profonde sous le domaine d'action des vagues et des tempêtes, et sous la zone photique, sur une prairie à crinoïdes qui continue son développement parallèlement aux premières phases de construction récifale (Lees, 1982). Durant le Tournaisien terminal, les édifices waulsortiens poursuivent leur croissance dans une mer de moins en moins profonde. Les phases terminales de leur édification contiennent les traces de cet abaissement du niveau de la mer : algues vertes chlorophylliennes, encroûtements alguaires, micritisation. L'accentuation de cette régression marque un point final au développement des "récifs" waulsortiens.

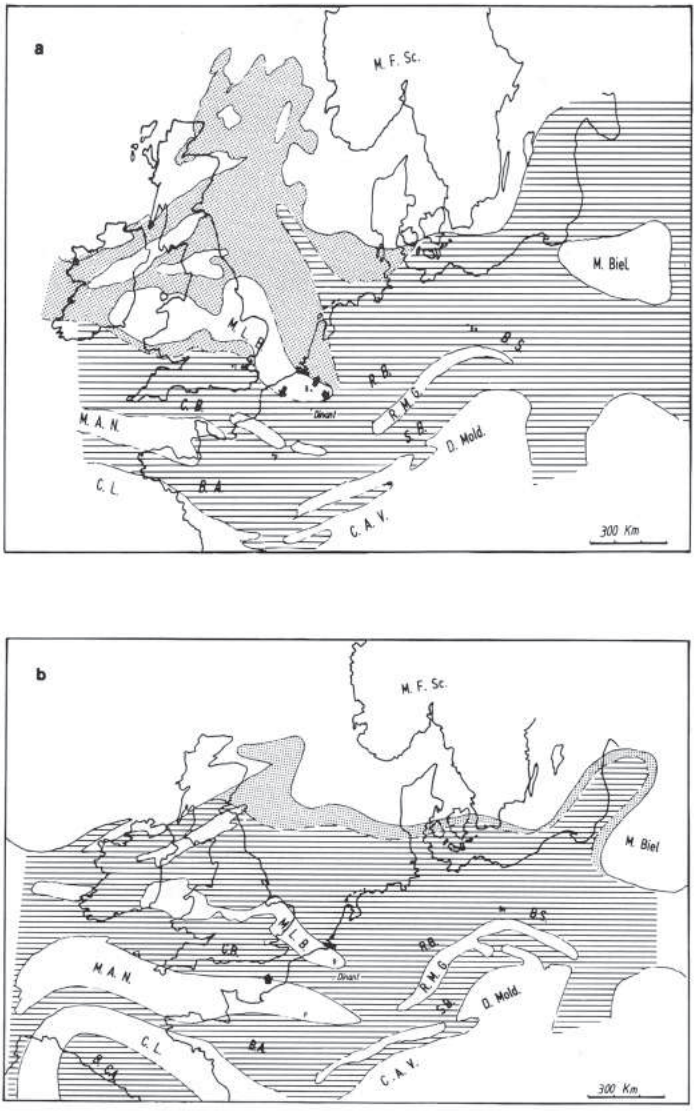


fig. 29 Paléogeographie de l'Europe occidentale et septentrionale au Paleozoïque supérieur: (a) au Dévonien supérieur, (b) au Carbonifère inférieur (Dinantien). (Ziegler 1982, modifié).
En hachuré: domaine a sédimentation marine; en pointillés: régions de sédimentation continentale; en blanc zones continentales positives.
B.: Bruxelles; L.: Londres; Be.: Berlin; P.: Paris.
M.L.B.: Massif Londres-Brabant; R.M.G.: Ride Médio-germanique; C.A.V.: Cordillère Arverno-vosgienne; D. Mold.: Domaine Moldanubien; C.L.: Cordillère Ligerienne; M.A.N.: Massif Anglo-Normand; M. Biel.: Massif Biélorusse; M.F.Sc.: Massif Finnoscandinave.
C.B.: Bassin des Cornouailles; R.B.: Bassin Rhénan; B.S.: Bassin Sudete; B.A.: Bassin Armoricain; S.B.: Bassin Saxo-Thuringien; B.Ca.: Bassin Cantabrique.

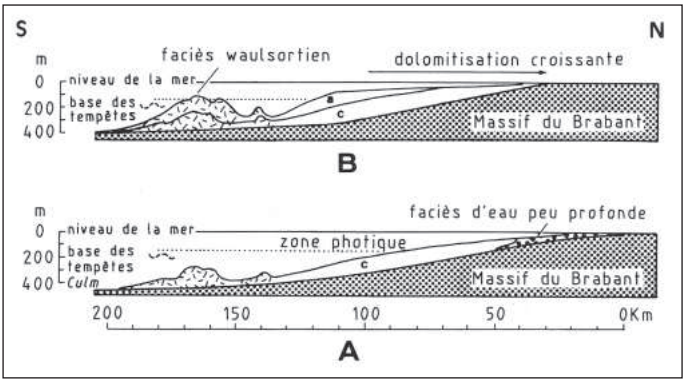


fig. 30 Evolution du bassin sedimentaire en marge sud du Massif Londres-Brabant durant la sédimentation waulsortienne. (Lees et al. 1985).

Le comblement des reliefs induits par les "récifs" waulsortiens va conditionner toute le sédimentation du Tournaisien supérieur et du Viséen inférieur : dépôts de talus et de turbidites avec ses faciès proximaux (Leffe rythmique) et distaux (Leffe non rythmique), dépôts confinés en arrière des récifs (calcaire noir de la Molignée), puis dépôts de mer ouverte et peu profonde (dolomie et calcaire de Neffe). La dolomie de Tahaux traduirait peut-être une zone de haut-fond proche de l'émersion, située dans une zone d'accroissement apparemment contigu des lentilles waulsortienne. Le passage direct du Waulsortien à un calcaire de Neffe épais et très oolithique à Ostèmerée prolongerait ce domaine vers le sud-ouest, traduisant soit un arrêt de la sédimentation, soit une prolongation du phénomène waulsortien plus tardivement dans le Viséen, soit un développement plus précoce des calcaires de Neffe dans une zone moins protégée et soumise plus rapidement à l'action des vagues, soit une combinaison de ces différents phénomènes. Les études en cours induites par ce nouveau levé cartographique permettront sans doute de préciser le schéma paléogéographique local (Vermote, 1992). A la fin du Moliniacien, le calcaire de Neffe couvre entièrement la région de ses faciès subtidaux à supratidaux (oolithes, niveaux d'émersion remaniant des dépôts de cendres volcaniques au sommet du calcaire de Neffe). Au cours du Viséen moyen, des éruptions volcaniques se produisent dans les zones centrales hercyniennes (Vosges, Allemagne du sud, Moravie), éruptions dont les manifestations sont enregistrées par les dépôts de cinérites (lits de cendres volcaniques argilisées) au coeur des calcaires du Viséen moyen et supérieur en Belgique (Delcambre, 1989).

Le calcaire de Lives indique un retour très progressif d'une mer peu profonde où alternent les séquences bioclastiques avec des séquences confinées à développement de calcaires stromatolithiques et alguaires. Le confinement et la bathymétrie très

faible sont indiqués par le caractère évaporitique de certains de ces calcaires (pseudomorphoses de gypse). Les brèches du Viséen supérieur auraient été induites par la dissolution et l'effondrement de ces séries évaporitiques (Mamet et al., 1986) ou par un mouvement olistholitique en masse des sédiments sur une semelle fragilisée par la dissolution des évaporites, consécutif à un soulèvement post-namurien de l'Ardenne (Pirlet, 1972). Jusqu'à la fin du Viséen supérieur, une mer peu profonde occupe la région de Dinant (couches de terre charbonneuse dans le Viséen supérieur de la région d'Yvoir).

Le Viséen terminal est marqué par le retour d'apports détritiques issus de la dégradation des massifs montagneux développés au sud par l'érection de la chaîne hercynienne dont l'onde de déformation affectera les terrains paléozoïques au sud du massif de Brabant jusqu'à la fin du Carbonifère. Deux cartes illustrent les différents domaines marins ou continentaux de l'Europe au cours du Famennien et du Viséen inférieur (extrait et modifié de Ziegler (1982) (fig. 29, p. 43).

Pour plus de détails : Pirlet H. (1972)
Thorezetal. (1977)
Ziegler P. (1981)
Lees A. (1982)
Mamet et al. (1986)
Delcambre B. (1989)

Structuration du Paléozoïque de la région de Dinant

A. Cadre géodynamique

Le Paléozoïque supérieur de la région de Dinant est affecté d'une structuration en plis orientés globalement est-ouest, traduisant la direction sud-nord des contraintes exercées lors de l'édification de la chaîne varisque érigée au coeur de l'Europe au cours du Paléozoïque. Cette chaîne de montagnes étendue sur plus de 3000 Km de long et 700 de large depuis le Portugal jusqu'en Bohême (Tchécoslovaquie) aurait été produite par la fermeture de deux domaines océaniques (appelés océans Rhéique au nord et Proto-Thétys au sud) par suite du poinçonnement du continent Gondwanien (Afrique, Amérique du sud et Europe du sud) dans le continent Laurasien (Europe du nord et Amérique du nord) (Bard et al., 1980 ; Matte & Hirn, 1988).

La région de Dinant appartient à la zone externe nord des Variscides (zone Rhéno-hercynienne). Elle se situe au sud du front de déformation varisque, région affectée la plus tardivement par l'orogenèse (phase Asturienne datée du Silésien su-

périeur). Cette phase de déformation a engendré la Faille du Midi et son prolongement oriental la Faille eifélienne, formant régionalement le niveau de rupture majeur. Le Paléozoïque de la région de Dinant appartient à une unité allochtone, appelée "Nappe charriée du Condroz" (Fourmarier, 1932) ("Nappe Dinant-Ardenne in Raoult et Melliez, 1988)". Ce massif surmonte largement la bordure méridionale du socle brabançon, la Faille du Midi constituant le plan de charriage reconnu par forage profond (Sondage de Wépion au sud de son passage supposé au coeur de la bande silurienne du Condroz).

B. Description régionale de la déformation.

Quatre coupes perpendiculaires aux axes majeurs du plissement accompagnent la carte. Elles résultent de l'interprétation dans la dimension verticale des données structurales de surface. Ces coupes sont par conséquent limitées en profondeur. D'autres mesures issues d'enregistrements sismiques profonds modélisent la structuration de la Nappe "Dinant-Ardenne" à une échelle plus importante (programme ECORS-Raoult, 1988 ; Matte & Hirn, 1988 ; Cazes et al., 1988). Ces techniques géophysiques ne rendent toutefois pas compte des structures détaillées observées en surface par un levé précis. Elles sont néanmoins complémentaires pour la compréhension de la structure globale de la région.

Les formations du Paléozoïque de la région de Dinant ont réagi différemment aux contraintes selon leurs caractéristiques mécaniques.

Les calcaires de la Formation de Lives du synclinal complexe de Sommière-Sorinnes sont exposés dans les vallées de la Meuse et du Ruisseau des Fonds de Leffe. Ils occupent le coeur des synclinaux et renferment outre des parties stratifiées, d'importants niveaux de brèches. Ces calcaires alternant avec les brèches montrent une structure très complexe en plis fortement déversés tantôt vers le sud, tantôt vers le nord, contrastant avec la structure beaucoup plus régulière des couches sous-jacentes. La coupe située entre la gare de Dinant (Brien, 1909 ; Pirlet, 1972) et le passage à niveau de l'ancienne route de Philippeville, les rochers au sud de la citadelle de Dinant et le coeur du synclinal des Fonds de Leffe (Pirlet, 1972) illustrent cette structure très complexe affectant cette série hétérogène. Les conditions de genèse de la brèche ne sembleraient donc pas étrangères cette structuration des calcaires de la Formation de Lives (Pirlet, 1972 ; Mamet et al., 1986 ; De Putter et Herbosch, 1990). A l'inverse le calcaire de Neffe sous-jacent a enregistré la déformation de manière fort différente, ne montrant guère de plis mineurs. Par contre un réseau serré de diaclases perpendiculaires à la stratification fracture les gros bancs plurimétriques de ce calcaire de Neffe.

Une disposition disharmonique s'observe aussi souvent dans le Famennien. Les calcaires nodulaires de la Formation de Souverain-Pré divisés en bancs métriques à plurimétriques, sont affectés d'une schistosité marquée oblitérant l'agencement des nodules dans le plan de stratification. Cette formation décrit essentiellement des plis relativement ouverts non affectés de petits plissements secondaires. Par contre, les grès et siltites de la formation d'Esneux sous-jacente se déforment en plis de faible longueur d'onde, mais de forte amplitude. Cette situation est bien marquée au coeur de l'anticlinal de Moniat, dans la coupe du chemin de fer, comme dans la vallée du Flavion, dans la partie concave du méandre du "Bois des Bruyères", ou encore dans la vallée de la Lesse, au sud-ouest du tunnel de Gendron-Celles.

Les édifices waulsortiens ont aussi conditionné la structure des formations stratifiées de l'enveloppe. La Formation de Waulsort, formation massive, tout comme le calcaire de Neffe, développe un réseau de diaclases et semble plus résistante au plissement. Les séries stratifiées de l'enveloppe y répondent plutôt par une déformation plus ductile traduite par une série de plis serrés. Les plis affectant la semelle du récif de "Pire Pétru", exposée le long de la voie ferrée et sur l'autre rive de la Meuse, dans le ravin dominant le captage d'Hastière-par-delà, comme ceux qui affectent la couverture de calcaire noir de la Molignée au-dessus du récif de Moniat, le long de la route "Charlemagne", montrent le contraste de comportement entre l'enveloppe et la masse récifale.

Un quatrième phénomène induit par une différence de compétence est illustré par les failles du rocher du Chamia à Waulsort. En cet endroit, deux failles à faible inclinaison nord, bien exposées dans la falaise, répètent le calcaire de Landelies. Ces fractures superposent ainsi trois lames sub-horizontales de calcaire de Landelies. Sur la rive orientale de la Meuse, au nord du ravin du Chestia, ce calcaire est redressé à la verticale et répété de la même façon par des failles verticales à sub-verticales à pente nord. Ces failles subissent le même basculement que les lames de calcaire de Landelies traduisant probablement une fracturation précoce en écailles suivie du basculement de l'ensemble à la méridienne du ravin du Chestia. Ce système peut avoir été provoqué par la présence du calcaire de Landelies, assez compétent, entre deux formations plus ductiles : les schistes du Pont d'Arcole et les calcschistes de Maurenne fortement déformés entre ce calcaire et les masses waulsortiennes.

L'ennoyage des plis peut être assez important et varier très rapidement. En bordure nord de la planchette, entre les lieux-dits "Sur les Livots" et "Sous les Roches", de part et d'autre de la Meuse, l'inversion du sens de plongement de l'axe anticlinal provoque la boutonnière de calcaire de Neffe que le creusement

de la vallée ne peut à lui seul expliquer. De part et d'autre de ce bombement, réapparaît le calcaire de Neffe grâce au même pli anticlinal, ennoyé en sens opposé.

D'autre part, la vergence des plis peut se modifier rapidement d'une transversale à l'autre. Ainsi, au sud de Dinant, un bombement anticlinal et le creusement de la vallée mettent à jour le Tournaisien inférieur (Anticlinal du Bastion). Cet anticlinal montre une asymétrie remarquable de part et d'autre de la Meuse, traduisant le changement très rapide des inclinaisons des plans axiaux des plis. A l'ouest de la Meuse, le flanc nord de ce pli est vertical à sub-vertical (coupe du ravin de Burinfosse - Depryck, 1982). Ce même flanc, de l'autre côté de la Meuse est exposé dans une série de carrières creusées dans la montagne de la Croix. Les bancs de calcaire noir y sont légèrement inclinés vers le nord. Le flanc sud du même anticlinal expose la situation inverse : couches verticales à l'est de la Meuse (rocher du Bastion), couches assez faiblement inclinées au sud sur le versant ouest à Neffe. Ainsi, le plan axial de cet anticlinal du Bastion est-il relativement incliné vers le sud au hameau de Neffe, et fortement déversé vers le nord sur l'autre rive. Cet exemple n'est pas unique et illustre les rapides changements qui affectent l'inclinaison des plans axiaux des structures majeures.

Outre les plis, les contraintes exercées dans une direction méridienne ont généré une série de failles longitudinales chevauchantes à inclinaison sud. Cette inclinaison, la plus logique compte tenu de la vergence générale de l'Ardenne, est vérifiée par un sondage au sud du hameau de Fter où après quelques dix mètres de schistes attribués au Famennien, le forage traverse les calcaires du Viséen inférieur.

Industries du passé et ressources pour l'avenir.

A. Les pierres calcaires

1° L'industrie du marbre

A Dinant, l'industrie du marbre relève d'un passé déjà lointain. Les dernières exploitations de marbre noir ont fermé leurs portes vers 1935. Cette industrie fut à côté de la dinanderie et de l'exploitation du minerai de fer un des piliers de l'économie locale. Plusieurs variétés de marbre ont été produites dans la région de Dinant.

Le Marbre Noir de Dinant

Depuis le XIIIe siècle, le calcaire noir (Formation des calcaires noirs de la Molignée) a consacré la renommée du Pays de Dinant. Il a été exploité par carrières à ciel ouvert ou souterraines. Son tracé est d'ailleurs jalonné de toute une série d'exploitations, la plupart remblayées, de part et d'autre de l'anticlinal de Gémechenne entre Dinant et Sorinnes ainsi que dans la ville de Dinant (Leffe, faubourg S^{t} Paul). Ces calcaires fournissaient un marbre noir très pur. Les bancs plaquetés étaient utilisés pour la production de pavements (Carreaux de Dinant). Les bâtisseurs des tombeaux des rois de France à S^{t} Denis (près de Paris) et des ducs de Bourgogne à Dijon ont utilisé ce marbre. L'état des réserves de ce gisement est assez difficile à établir, étant donné le peu de documentation concernant les anciennes carrières. Toutefois pour les plus anciennes carrières souterraines, le niveau de la nappe phréatique a bien souvent limité l'exploitation en profondeur.

Marbres rose et rouge

Groessens (1988) renseigne un calcaire marbrier waulsortien rose appelé "Rosé de Gérin". Les traces d'une ancienne carrière ont été retrouvées au nord du village de Gérin, au lieudit "Grande Campagne". Cette excavation totalement comblée montre encore sur son pourtour quelques blocs de Waulsortien rosé délaissés par l'exploitant. Il pourrait s'agir de la carrière dans laquelle a été extrait ce "Rose de Gérin".

La brèche de Waulsort (marbre Herculanum) fut exploi-tée dans une série de carrières creusées au sommet du ravin des Fonds de Tahaux, à la limite d'Onhaye et de Waulsort. Ce calcaire constitue un faciès particulièrement coloré de la "Grande Brèche" (Formation de Lives). Il est formé d'une matrice de calcaire rouge contenant des blocaux de toutes teintes (du gris clair au noir) fissurés et veinules par de la calcite blanche. Ce marbre rouge a aussi été retiré de quelques petites carrières à l'ouest du château de Walzin. Dans les Fonds de Leffe, où les mêmes roches affleurent, il semble bien que toute tentative d'exploitation soit demeurée vaine. Ce marbre prestigieux a été utilisé dans la décoration du château de Versailles à côté des marbres rouges extraits des récifs du Dévonien de la Belgique.

Marbre gris

Quelques gisements anecdotiques de marbre gris ont été mis en valeur dans un passé fort lointain. Dupont (1883) cite le marbre du Chesnoy, extrait dans le hameau du même nom entre Sorinnes et Dréhance. Il aurait été produit à partir ducalcaire de Neffe. Toutefois, le caractère fortement diaclasé de ces cal-

caires dans la région dinantaise laisse planer quelques doutes sur l'origine exacte de ce marbre.

A Maurenne, quelques bancs situés immédiatement sous les récifs waulsortiens ont été utilisés à des fins marbrières (Groessens 1988). Ils ont livré un marbre jaunâtre crinoïdique (Pierre de Maurenne).

2° La pierre de taille.

Entre Hastière et Anthée, une série de profondes carrières ont été ouvertes dans le calcaire de Bayard. Ces bancs d'encrinite ont fourni des pierres utilisées pour la taille. L'épaisseur de la "veine" n'est pas importante (10 m au plus). Certains bancs dépassent 1,5 m. La dolomitisation locale de la formation a souvent freiné le développement de cette industrie. Marotte (1923) fournit une description exhaustive de toutes ces carrières.

De nombreuses exploitations ont été creusées dans ces calcaires crinoïdiques à l'est de la Meuse. Parmi celles-ci :

- Deux carrières ont été ouvertes entre Anseremme et Pont-à-Lesse, la première le long de la route longeant la Lesse, la seconde en bordure de la voie ferrée Dinant-Houyet, un peu au nord de l'entrée du premier tunnel au sud de la gare d'Anseremme.

- Le long de la route de Neufchâteau, le versant nord des Fonds de Sorinnes est entaillé de petites excavations. Deux à trois mètres d'encrinite ont été exploités.

- Au lieu-dit "Chesneu" ou "Chesnoy", au sud-ouest de Sorinnes, ainsi qu'au sud du même village le long de la route vers Foy-Notre-Dame, une dizaine de mètres de calcaire crinoïdique en bancs d'épaisseur inférieure au mètre ont été exploités.

- Au sud immédiat du Rocher Bayard, le retrait du versant était occupé par une carrière dont les traces se sont totalement estompées sous la végétation.

3° Les granulats

La seule industrie liée à la pierre calcaire encore en activité a son siège dans le faubourg de Leffe (Carrières CAM - Michaux). Cette société extrait les calcaires noirs de la Molignée pour la production de concassés routiers et développe principalement la production de "castine" destinée à la sidérurgie. Les séquences supérieures du calcaire de Neffe et celles de la partie inférieure du calcaire de Lives y sont concassées à cet effet.

Le calcaire de Neffe forme une des formations calcaires économiquement des plus intéressantes. Ses potentialités sont loin d'avoir été épuisées dans la région de Dinant. Vers Anthée le gisement s'épaissit nettement. Il est constitué d'une pierre très claire, sans trace de dolomitisation (coupe du Fond Haquin). D'autres utilisations (ciment blanc, pierre de sucrerie, pour la verrerie,...) peuvent être envisagées en fonction des exigences quant à la composition de ces calcaires.

L'avenir de l'industrie de la pierre dans la région dinantaise est lié aux calcaires de la Formation de Neffe. Au contraire, la marbrerie reste plongée dans un sommeil profond que seuls un nouvel engouement ou des besoins pour d'éventuelles restaurations de bâtiments anciens pourront peut-être un jour sortir de sa torpeur.

B. Les grès du Famennien

Actuellement la production de grès famenniens dans la région de Dinant est abandonnée. La montagne de Froide Vaux au sud de Dinant, a été le siège d'une importante industrie jusqu'après la seconde guerre mondiale. La production de granulats (et de moellons retaillés ?) à partir du grès de la Formation de Ciney a été menée dans une série de carrières profondes entaillant le plateau au nord-est immédiat du viaduc Charlemagne.

C. Les sables de l'Entre-Sambre-et-Meuse

Dans la région d'Onhaye, deux exploitations de sable sont encore ouvertes, au nord et au sud du village. Les sables sont exploités pour l'industrie des réfractaires. Autrefois certaines parties du gisement étaient destinées à l'industrie verrière du Pays de Charleroi. Il semble que cette production soit maintenant abandonnée.

Les argiles situées au coeur de ces sables, souvent au contact avec le substratum calcaire, ont été l'objet d'exploitations souterraines, autour d'Onhaye, à Falmagne et à Hordène (Dréhance). Quelques traces de cette exploitation peuvent encore être observées à Falmagne au bois de Reux.

D. Les graviers de Meuse.

En aval de Dinant, les graviers de la Meuse sont dragués et sont utilisés comme granulats de construction.

E. Les argiles et limons.

A Waulsort, les sédiments meubles prélevés au pied du versant, associant colluvions et alluvions, ont servi à la production de briques. La briqueterie dresse encore sa cheminée sur la rive droite de la Meuse, en amont des écluses. La production est arrêtée.

A Gérin, une autre briqueterie est citée dans le dossier des minutes de la précédente édition de la carte géologique. Les argiles provenaient, semble-t-il, des excavations situées à l'ouest du village. Les argiles de l'Entre-Sambre-et-Meuse auraient servi de matériel de base à la fabrication de ces briques. Les vestiges de cette industrie ont totalement disparu à l'exception des argilières dont les traces s'estompent peu à peu sous les remblaiements successifs.

Pour en savoir plus : Marotte (1923)
Groessens (1988)

L'exploitation du minerai de fer

De nombreuses exploitations de minerai de fer, plus ou moins artisanales ont été ouvertes au XIX^{ème} siècle dans l'Entre-Sambre et Meuse et dans le Condroz (Dejaer, 1870). En Wallonie, l'essor industriel de la sidérurgie est lié au contexte géologique favorable alliant la proximité des bassins houillers du sillon industriel Haine-Sambre-Meuse et des gisements de fer de l'Entre-Sambre-et-Meuse.

Dans la région de Dinant, les gisements de fer jalonnent principalement la limite entre les calcaires du Carbonifère et les grès famenniens, soit en contact normal, soit en bordure des failles longitudinales, principalement celles de Weillen et de Moniat. Au sud d'Onhaye (Van de Roy, 1982) et dans l'anticlinal de Gémechenne (Dupont, 1883), de petits gisements au coeur du Famennien ont aussi été mis en exploitation. A Onhaye, une minière fut ouverte à proximité de la ferme Delcour sur les terres du Comte de Glimes de Brabant. Les travaux conduits par A. Amand s'échelonnèrent de 1827 à 1838 (Van de Roy, 1982).

La faille de Moniat est jalonnée d'anciennes minières :

- Au nord d'Onhaye, à la bordure méridionale du Bois de Faux (déboisé en partie suite à l'extension des sablières), une exploitation fonctionna au moins entre 1837 et 1845 sous la direction de A. Amand sur les propriétés du Baron de Rosée (Van de Roy, 1982).

- A Mélin, des recherches furent entreprises dès 1817 et poursuivies sporadiquement jusqu'en 1845 par Antoine et Alexandre Amand (Van de Roy, 1982). Ensuite la concession fut reprise par la Société Anonyme des Hauts-Fourneaux de Couillet.

- Les travaux miniers les plus importants ont été menés dans le ravin de Moniat. Les moines de l'abbaye de St Hubert, dès le XVIIIème siècle, y ont extrait le minerai de fer. Les soubassements du bas-fourneau ont été intégrés dans la construction du dépôt de la brasserie Franck à Moniat.

Le long de la faille de Weillen, des recherches furent entreprises à Chestruvin entre 1836 et 1845. Elles ne furent guère couronnées de succès. Plus à l'ouest, la concession de Weillen-Serville-Flavion fut exploitée de 1830 à 1874. Le gisement a une profondeur de 42 mètres et est épuisé jusqu'à 35 mètres de profondeur (Delmer, 1913).

Sur la rive droite de la Meuse, l'extraction du minerai de fer à Lisogne débuta dès le XVIème siècle comme l'attestent un fourneau et un marteau (maka) signalés en 1537 sur la commune de Thynes (Caubergs, 1991). La principale période d'exploitation s'étala toutefois de 1836 à 1839. Pendant ces quelques années, le gisement fut exploité en galeries ; la partie superficielle du gisement avait été épuisée auparavant (Van de Roy, 1980). Le lavage des minerais s'y est poursuivi jusqu'en 1850. L'installation de cette laverie de minerai ne fut pas sans inconvénient pour les riverains du ruisseau des Fonds de Leffe établis en aval. L'extrait de la lettre qui suit, montre que le XX^{ème} siècle n'a pas l'apanage de la pollution industrielle. Elle est adressée par Bernard Mathieu, fabricant de papier à Chession, à Alexandre Amand, l'exploitant de la minière.

"Le 2 juin 1837. Votre lavoir de minerai de fer établi sur le côté du chemin de Lisogne vers Froidin me cause préjudice depuis quelques temps par l'eau sale et ferrugineuse qu'il rend dans la fontaine de ma papeterie d'en - bas ; avant de vous prévenir, j'ai voulu être assuré que votre lavoir était la seule cause de cet inconvénient majeur pour nos papiers puisque cet eau doit laver nos pâtes... J'espère, Monsieur, que vous ferez cesser de suite ce lavage, sinon, vous m'obligeriez à avoir recours, bien malgré moi, à des moyens coercitifs légaux..." (Cité par Van de Roy, 1980).

Ce conflit dura jusqu'en 1842. Delmer (1913) précise que la Société de Sclessin continua à exploiter le site jusqu'en 1872.

Les paragenèses minérales précises de ces gisements sont assez difficiles à établir en raison du manque de données et de la disparition totale des exploitations : puits comblés et terrils arasés. Selon Delmer (1913), le minerai principal serait formé par de la limonite jaune (FeO(OH)), associée à de l'oligiste (hématite, Fe_2O_3). Vers le bas, le gisement s'appauvrirait et montrerait un faciès riche en carbonate de fer (sidérose, $FeCO_3$) surmontant des filons de pyrite (FeS_2) (Melon et al. 1976). La limonite semblerait donc s'être concentrée par accumulation supergène du fer libéré par l'oxydation de la pyrite.

Orientation bibliographique. Dejear J. (1870)
Dupont E. (1883)
Delmer A. (1913)
Melon J., Bourguignon P. &
Fransolet A.M. (1976)
Van de Roy J.L. (1980)
Van de Roy J.L. (1982)
Caubergs M. (1991)

Hydrogéologie et phénomènes karstiques.

La région dinantaise est drainée par la Meuse et ses affluents : la Lesse, l'Hermeton, le Féron, le ruisseau des Fonds de Leffe et un des ses sous-affluents : le Flavion rejoignant la Molignée à proximité du château de Montaigle. Les ressources en eau sont distribuées dans plusieurs aquifères dont les caractéristiques de volume, d'étanchéité sont variables en relation avec la lithologie qu'ils occupent.

1. L'aquifère mosan.

Le talweg de la Meuse épais de 1 à 8 mètres est formé de graviers fluviatiles, de lentilles argileuses et de limons. C'est un aquifère de type interstitiel dont le niveau piézométrique est supérieur à celui du fleuve grâce à l'alimentation de la nappe alluviale par drainage des versants de la vallée. Un apport important provient de l'artésianisme des calcaires karstifiés traversé par le fleuve.

Le captage d'Anseremme fournit plus ou moins 800 m/jour. Le prélèvement annuel des alluvions mosanes entre Heer-Agimont et Yvoir atteint 289.000 m/an (Derycke, 1982).

2. Les aquifères dans le Paléozoïque.

Les anticlinaux famenniens principalement constitués de grès et de schistes ne possèdent qu'un faible pouvoir d'emma-

gasinement. Seule, la Formation calcaire de Souverain-Pré pourrait constituer un aquifère intéressant pour autant que son épaisseur soit suffisante. La tranche altérée du Famennien supérieur peut contenir une nappe aquifère d'appoint qu'il ne faudrait toutefois pas négliger. Les prélèvements annuels effectués dans le Famennien sont assez faibles. Dans le secteur Binant -Philippeville-Rochefort, ils se chiffrent à 729.000 m/an.

Les synclinaux de calcaire carbonifère offrent une situation hydrogéologique très favorable. Ils concentrent les eaux des anticlinaux famenniens peu perméables et constituent des réservoirs aquifères souvent isolés allongés selon l'axe de leurs plis majeurs. Ils sont très sensibles aux pollutions à partir de la surface, en raison de leur perméabilité importante et du réseau karstique qui est développé en leur sein.

Le prélèvement annuel en eaux dans les synclinaux calcaires du Carbonifère de l'arrondissement de Dinant atteint 12.000.000 m^3/an (Derycke, 1982).

Le Tournaisien inférieur est un aquifère compartimenté par les différents niveaux schisteux qu'il renferme (schistes du Pont d'Arcole et calcschistes de Maurenne). Un réseau très dense de fissures assure sa perméabilité.

Le Waulsortien et le Viséen sont affectés d'un réseau karstique fort développé. Cette karstification est illustrée par le dédoublement du cours de la Lesse par un cours souterrain reconnu entre Furfooz et Chaleux. La perte se produit au Trou des Nutons et la résurgence au Trou de la Loutre (Ek et al., 1985). La Lesse souterraine effectue un périple d'une durée de 70 heures parcourant la grotte du Trou qui fume, le Puits des Vaux à une profondeur de 40 mètres et la Galerie des Sources au travers d'un réseau complexe de galeries qui totalisent 2 Km pour cette seule partie.

D'autres pertes moins spectaculaires ont été enregistrées le long du cours de petits ruisseaux. Les eaux du Ry de Vesse se perdent totalement dès leur passage sur le Waulsortien à l'ouest de la ferme du Bois de Chaleux. Le ruisseau de Falmagne se déverse dans un chantoir au nord de Falmignoul dès qu'il atteint le Waulsortien. Ses eaux rejoignent la Meuse par un cours souterrain. La résurgence apparaît au débouché du ravin du Colébi dans la vallée de la Meuse.

Certains de ces réseaux karstiques ont été aménagés et sont ouverts au public : grottes "La Merveilleuse", grottes de Monfat à Dinant et grottes du Pont d'Arcole à Hastière. Un relevé détaillé des différentes cavernes de la région de Dinant est disponible au Ministère de la région Wallonne (inventaire en cours).

L'effondrement de dolines est un phénomène actif. Quelques manifestations récentes à Miavoye en témoignent. Ce phénomène est certainement plus important que les traces qu'il maintient dans le paysage : le plus souvent, les dolines sont malheureusement très rapidement reconverties en décharge. A proximité de Rostène, quelques dolines effondrées dans la brèche viséenne sont encore visibles dans les taillis au S de la ferme.

Orientation bibliographique. Derycke F. (1982)
Ek C., Gewelt M.,
Godissart J. &
Grimberieux J. (1985)

Bibliographie

Bard J.P., Burg J.P., Matte P. & Ribeiro, A. (1980)
La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques.
Ann. Soc. Géol. Nord, XCIX, 233 - 246.

Brien V. (1909)
La coupe du calcaire carbonifère de la gare de Dinant.
Ann. Soc. géol. Belg., XXXVII, 3-11.

Bouckaert J., Conil. R. & al. (1974) :
Excursion J
in Bouckaert J. & Streel M., Guide-Book of the Int. Symp. on Belg. Micropal. Lim., Namur 1974.

Bourguignon P. (1951) :
Etude géologique et sédimentologique dans les brèches calcaires viséennes
Ann. Soc. Géol. Belg., LXXIV, 105 - 211.

Bourguignon P. (1963, 1964) :
Carte des sols de la Belgique, planchettes Hastière -Lavaux et Dinant 1/20.000e.
Institut pour l'encouragement de la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture. (Faculté Agronomique de l'Etat, Gembloux).

Gazes M., Bois C. & Mascle A. (1988) :
Principales acquisitions scientifiques ou d'intérêt industriel.
Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Profil Nord de la France. Programme ECORS. Editions Technip, Paris, 223-249.

Caubergs M. (1991) :
Inventaire de quelques anciennes mines et carrières souterraines de Wallonie.
Essai d'archéologie minière, 313 pages.

Clairbois. A.M. (1959) :
L'évolution de la Meuse entre Liège et Anseremme au cours du Quaternaire.
Ann. Soc. Géol. Belg., LXXXII, 213 - 235.

Conil. R. (1968) :
Le calcaire carbonifère depuis le Tnla jusqu'au V2a.
Ann. Soc. Géol. Belg., XC, 687 - 726.

Conil. R., Dreesen R., Lentz M.A., Lys M. & Plodowsky G. (1986) :
The Devono-Carboniferous transition in the franco-belgian basin with reference to foraminifera and brachiopods.
Ann. Soc. Géol. Belg., CIX, 19-26.

Conil R., Groessens E., Laloux M. & Poty E. (1989) :
La limite Tournaisien - Viséen dans la région type.
Ann. Soc. Géol. Belg., CXII, 177 - 189.

Conil R. & Lys M. (1964) :
Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). Algues et Foraminifères.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XXIII, 1-290.

Conil R., Lys M. & Ramsbottom W.H.C. (1981) :
Contribution à l'étude des foraminifères d'Europe occidentale.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XXXI, 255-275.

Conil. R, Lys M. & Paproth E. (1964) :
Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur (Révision des limites sous l'aspect micropaléontologique).
Bull. Acad. Roy. Belg.,Cl. Se., Mém. 4°, 2e série, XV (4)
105 pages.

Conil R. & Naum Ch. (1977) :
Les foraminifères du Viséen moyen V2a aux environs de Dinant.
Ann. Soc. Géol. Belg., XCIX, 109-142.

Dejear J. (1870) :
Notice sur quelques gisements de fer de la province de Namur.
Ann. Trav. Publ. Belg., 28, 89 - 314.

Delcambre B. (1989) :
Marqueurs téphrostratigraphiques au passage des calcaires de Neffe vers ceux de Lives.
Bull. Soc. Géol. Belg., 98,163-170.

Delmer A. (1913) :
La question du minerai de fer en Belgique.
Ann. Mines Belg., 18, 325 - 448.

Demanet F. (1923) :
Le Waulsortien de Sosoye et ses rapports fauniques avec le Waulsortien d'âge Tournaisien supérieur.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, II, 37-285.

Demanet F. (1958) :
Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique.
Mém. Inst. Roy. Hist. Nat. Belg., 14, 5-152.

DepryckCh. (1982) :
Recherches stratigraphiques sur le Moliniacien de la région de Dinant.
Mém. UCL - Laboratoire de Paléontologie (inédit), 50 pages et annexes.

De Putter Th. & Herbosch A.(1990) :
Le V3a du sondage de Corenne (Synclinorium de Dinant, Belgique) 110 m de brèche grise.
Ann. Soc. Géol. Belg., CXIII, 247-265.

Derycke F. (1982) :
Bilan des ressources en eau souterraine de la Belgique.
Commission des Communautés Européennes.
Service de l'Environnement et de la Protection des consommateurs, 260 pages.

Dorlodot H. de (1895) :
Le Calcaire Carbonifère de la Belgique et ses relations avec celui du Hainaut Français.
Ann. Soc. Géol. Nord, XXIII, 201-213.

Dorlodot H.de (1900) :
Le Calcaire carbonifère des Fonds de Tahaux et de la vallée de la Lesse.
Ann. Soc. géol. Belg., XXVII, 42-255.

Dorlodot H. de (1911) :
Véritable nature des prétendus stromatoporoïdes du Waulsortien.
Bull. Soc. Belg. Géol, 25, 119 - 155.

Dreesen R. (1978) :
Position stratigraphique de la formation de Souverain-Pré.
Prof. Pap. Serv. Géol. Belg., 150, 74 pages et annexes.

Dupont E. (1863) :
Sur le calcaire carbonifère de la Belgique et du Hainaut français.
Bull. Acad. Roy. Sc. Belg., 2e série, 15, 86.

Dupont E. (1883) :
Sur les origines du Calcaire Carbonifère de la Belgique.
Bull. Acad. Roy. Sc. Belg., 3e série, 5, 211-229.

Dupont E. & Mourlon M. (1883) :
Explication de la planchette de Dinant.
Musée Roy Sc. Nat. Belg., 153 pages.

Dupont H. (1969) :
Contribution à l'étude des faciès du Waulsortien de Waulsort.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XXIV, 93-164.

Ek C., Gewelt M., Godissart J. & Grimberieux J. (1985) :
Phénomènes karstiques en Belgique.
Compte rendu des excursions du Colloque international de Karstologie appliquée, Liège, 31 mai - 3 juin, 1984. Bull. Soc. Géogr. Liège, 21,25-39.

Ertus R. (1990) :
Les néoformations d'Halloysite dans les kryptokarsts oligomiocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Approche sédimentologique, pétrographique et minéralogique.
Thèse de doctorat - Faculté polytechnique de Mons, 150 pages.

Fourmarier P. (1932) :
Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le "Charriage du Condroz".
Ann. Soc. Géol. Belg., LVI, 249-259.

Geets S. (1984) :
Bijdrage tot de kennis van de sedimentenpetrologie van tertiaire afzettingen in Hoog-België.
Prof. Pap. Serv. Geol. Belg., 213, 230 pages.

Girolimetto F. (1982) :
Aspects de la sédimentologie des Sables tertiaires à l'Ouest de la Meuse à Dinant.
Ann. Soc. Géol. Belg., CV, 249-257.

Groessens E. (1974) :
Distribution de Conodontes dans le Dinantien de la Belgique.
Int. Symp. on Belg. Micropal. Lim. from Emsian to Visean, 17, 193 pages.

Groessens E. (1981) :
L'industrie du Marbre en Belgique.
Mém. Inst. géol. Univ. Cath. Louvain, XXXI, 219-253.

Groessens E., Conil. R & Lees A. (1976)
Problèmes relatifs à la limite du Tournaisien et du Viséen de la Belgique.
Bull. Soc. Belg. Géol., 82, 17-50.

Groessens E. & Noël B. (1974) :
Etude litho- et biostratigraphique du Rocher du Bastion et du Rocher Bayard à Dinant.
Int. Symp. Belg. Micropal. Lim., 15, l - 17.

Hance L. (1988) :
Le Moliniacien du Synclinorium de Dinant (Belgique) de la région dinantaise à la vallée de l'Ourthe.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XXXIII, 91 pages.

Kaisin F. Sr. (1936) :
Le problème tectonique de l'Ardenne.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XI, 368 pages.

Kaisin F. Jr. (1936) :
Structure de la bande famenienne de Moniat.
Bull. Soc. géol. Belg., 45, 219-226.

Lees A. (1982)
The Paléeenvironemental setting and distribution of the waulsortian faciès of Belgium and Southern Britain
in Bolton K., Lane H.R. & Le Mone D.V. (Editors). Symp. on the Envir. Sett, and Distr. of the Wauls. Facies. El Paso.
Geol. Soc. of Texas at El Paso, 1-16.

Lees A. & Conil R. (1980) :
The Waulsortien Reefs of Belgium.
Géobios, Mém. spec, 4, 35-46.

Lees A., Hallet V. & Hibo D. (1985) :
Facies variation in Waulsortian buildups. Part 1. A model from Belgium.
Geol. J., 20, 138-153.

Lees A., Noël B. & Bouw P. (1977) :
The Waulsortian "Reefs" of Belgium. A progress report.
Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, XXIX, 289-315.

Macar P. (1947) :
Les cailloutis dits "Onx".
Congr. du Centenaire de l'A.I.Lg, section géologie, Liège, 171-173.

MametB. (1964) :
Sédimentologie des faciès "Marbre Noir" du Paléozoïque Franco-Belge.
Mém. Mus. Royal. Sc. Nat. Belg., n° 151, 131 pages.

Mamet B., Clayes Ph., Herbosch A., Préat A. & Wolfavisz P. (1986) :
La "Grande Brèche" viséenne (V3a) des bassins de Namur et de Dinant (Belgique) est probablement une brèche d'effondrement.
Bull. Soc. Belg. Géol., 95, 151-166.

MaroteE. (1923) :
Marbres exploités dans la vallée de la Meuse Namuroise.
Ann. Trav. PubL, 2e Série, 6, 895-949.

Matte P. &Hirn A. (1988) :
Généralités sur la chaîne varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'Ouest de la France, in Etude de la croûte terrestre par sismique profonde.
Profil Nord de la France. Programme ECORS. Editions Technip, Paris, 197 - 222.

Melon J., Bourguignon P. & Fransolet A. M. (1976) :
Les minéraux de Belgique.
Editions Lelotte, 282 pages.

Meyer A. (1944) :
La faille de Moniat à l'Ouest de la Meuse (région d'Onhaye).
Mém. Inst. géol. Univ. Louvain, XIII, 215-252.

Meilliez F. & Raoult J.F. (1987) :
Le chevauchement frontal Nord - Varisque : bilan et perspectives.
Doc. B.R.G.M., 139-1, 9- 17.

Meirsschaut G. (1948) :
La région d'Anseremme.
Mém. Ing. Géol. Univ. Louvain, 47 pages, (inédit).

MourlonM. (1886) :
Monographie du Famennien, comprenant les psammites du Condroz et les Schistes de la Famenne proprement dits (Dévonien Supérieur).
Bruxelles (1875-1886).

Omalius d'Halloy J.B. d'. (1835) :
Eléments de Géologie ou seconde partie des éléments d'Histoire naturelle inorganique.
Editions Levrault, 742 pages.

Paproth E., Conil R., Bless M.J.M., Boonen P., Bouckaert J., Carpentier N., Coen M., Delcambre B., Depryck Ch., Deuzon S., Dreesen R., Groessens E., Hance L., Hennebert M., Hibo D., Hahn G., Hislaire O., Käsig W., Laloux M., Lauwers A., Lees A., Lys M., Op de Beek K., Overlau P., Pirlet H., Poty E., Ramsbottom W.H.C., Streel M., Swennen R., Thorez J., Vanguestaine M. Van Steenwinkel M. & Vieslet J.L. (1983) :
Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review.
Ann. Soc. Géol. Belg., XCVI (2), 185-239.

Pirlet H. (1972) :
La "Grande brèche" viséenne est un olisthostrome, son rôle dans la constitution du géosynclinal varisque en Belgique.
Ann. Soc. géol. Belg., XCV, 53 - 134.

Pirlet H. & Bouckaert J. (1976) :
A propos de l'âge post-namurien de la grande brèche de la station de Dinant.
Ann. Soc. Géol. Belg. XCIX, 147-153.

Pissart A. (1959) :
Premiers résultats de l'étude de la graviere de Cons-la-Grandville. Un nouveau gîte à kieseloolithes.
Ann. Soc. Géol. Belg., LXXXII, note infra-pag. p. 266.

Raoult J.F. (1988) :
Le front varisque du Nord de la France : interprétation des principales coupes d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages, in Etude de la croûte terrestre par sismique profonde.
Profil Nord de la France. Programme ECORS. Editions Technip, Paris., 171 - 196.

Raoult J.F. & Meilliez F. (1986) :
Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant.
Ann. Soc. géol. Nord, CV, 97 - 109.

Raoult J.F. & Meilliez F. (1987) :
The variscan front and the Midi fault between the Channel and the Meuse.
J. Struct. Geol., 9, 473 - 479.

Russo Ermolli E. (1991) :
Datation palynologique de gisements tertiaires de l'Entre - Sambre-et-Meuse. Essai de reconstitution des paléoenvironnements et des paléoclimats.
Prof. Pap. Serv. Géol. Belg., 245, 40 pages, 5 planches.

Seret G. (1957) :
Les terrasses et les formes associées dans le bassin de la Lesse inférieure.
Ann. Soc. Géol. Belg., LXXX, 355-379.

Soyer J. (1978) :
Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien.
Ann. Soc. Géol. Belg., CI, 93-100.

Streel M. (1977) :
Corrélations palynologiques dans le Tournaisien inférieur du Synclinorium de Namur.
Bull. Soc. Géol. Belg., 82, 397-415.

Tazieff H. (non daté) :
De l'influence des faciès waulsortiens sur la tectonique de la régionde Falmignoul.
Mém. Ing. Géol. Univ. Liège, 56 pages (inédit).

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

Vanden Broeck J. (1947) :
Le Dinantien des Fonds de Leffe.
Mém. Ing. Géol. Univ. Louvain, 39 pages (inédit).

Van de Roy J.L. (1980) :
L'exploitation du minerai de fer à Lisogne par A. Amand. 1836 - 1839. 48 pages.

Van de Roy J.L. (1982) :
Le minerai de fer de Onhaye. Les archives d'Alexandre Amand, maître de forges à Bouvignes, 1788 - 1876. 46 pages.

Van Steenwinkel. M. (1980) :
Sedimentation and conodont stratigraphy of the Hastière Limestone, Lowermost Dinantian, Anseremme, Belgium.
Med. Rijks. Geol. Dienst, 32 (4), 30 - 33.

Vermote C. (1992) :
Etude biostratigraphique et pétrographique d'un récif dinantien du type waulsortien. Le récif d'Ostèmerée.
Mém. Licence UCL, laboratoires de Géologie et de Minéralogie, 87 pages .

Ziegler P. (1982) :
Geological Atlas of Western and Central Europe.
Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., Den Haag,
130 pages et annexes.

ANNEXE I

Dénomination locale du captage	Commune	X	Y	1*	2*
Aux Viviers	Onhaye	181660	104390		x
Batimet	Onhaye	179390	107058	x	
Bois de Weillen (source 2)	Onhaye	182485	104475	x	
Bois de Weillen - berge du Flavion	Onhaye	181500	104750		
Calau Fontaine	Onhaye	181490	104495	x	
Falaën Chertin (Les Aujes)	Onhaye	179970	107295	x	
Fechelenne (G1)	Onhaye	182085	107155	x	
Fechelenne (G2)	Onhaye	182115	107155		x
Fter - forage tubé	Onhaye	178420	105570	x	
Grande Fontaine	Onhaye	181910	104270		x
La Forge	Onhaye	181900	106060	x	
Les Communes	Onhaye	178155	105010	x	
Machurnée	Onhaye	179950	108050	x	
Miavoye	Onhaye	178810	101820	x	
Miavoye (ou Source)	Onhaye	178835	101850		x
Montaigle	Onhaye	182330	108130		
Quartier Saint-Pierre	Onhaye	178420	104590	x	
Serville	Onhaye	179215	104460	x	
Aux Viviers	Hastière	181660	104390	x	
Bois de Lens	Hastière	178950	100410	x	
Grand Trône	Hastière	180860	99795	x	
Insemont	Hastière	178785	100410	x	
Insemont - Vaurengotte	Hastière	181330	100900	x	
La Thylère	Hastière	181375	99510		x
Maurenne	Hastière	180610	100910	x	
Moniat	Hastière	187400	103610	x	
Pré des Avocats	Hastière	183975	100075	x	
Route d'Anthée	Hastière	181400	101440	x	
Taille des Rys	Hastière	181260	99960	x	
Anseremme	Dinant	188975	103140		
Broquefosse	Dinant	193850	106900		
Carrière de Froideveau	Dinant	189750	103150		x
Collège de Belle-Vue	Dinant	188360	105515		
Côte Saint Jacques	Dinant	189200	106040		
Crahiats (Taille Haloy)	Dinant	192790	106913	x	
Falmagne	Dinant	188190	99020	x	
Faubourg Saint Nicolas	Dinant	188915	105105		x
Fort Beau	Dinant	193890	104990	x	
Froideveau	Dinant	190450	103940		x
Grogneaux - P1	Dinant	193900	106925	x	
Grogneaux - P2	Dinant	193760	106900	x	
Hôtel de ville	Dinant	188830	105515	x	
Les Anges	Dinant	191735	98440	x	
Les Tanneries	Dinant	188720	105770	x	
Moulin	Dinant	187240	99003	x	
Place communale (Font. St Nicolas)	Dinant	187440	99170	x	
Pont-à-Lesse "Bordure Lesse"	Dinant	188685	101630	x	
Pont-à-Lesse "Cave"	Dinant	188800	101600		x
Pont-à-Lesse "Jardin"	Dinant	188870	101640	x	
Prieuré - P1	Dinant	187475	103181	x	
Prieuré - P2	Dinant	187895	103205	x	
Puits du Camping Paradiso	Dinant	192400	99490	x	
Saint Jacques	Dinant	189860	106420		
Saint Paul	Dinant	189240	104580		
Viet	Dinant	189240	107730		
Bois de Vesse	Houyet	190680	99815		
Station de Gendron-Celles	Houyet	192565	100020		

Ministère de la Région Wallonne 1991 Division de l'eau

X, Y, Coordonnées LAMBERT

1: Captage actif, 2* : arrêté*

Farben- und Zeichenerklärung - Legende – Legend

Gesteingrenze
Begrenzing van deformatie
Geological boundary

Überschiebung - Overschuiving - Overthrust

Verwerfung - Breuk - Fault

Verwerfung unter Deckeformationen oder hypothetische Verwerfung
Breuk onder bedekking of hypothetische breuk
Fault under covering or hypothetical fault

Muldenachse - Synclmaal - Syncline

Sattelachse - Anticlinaal - Anticline

Doline - Doline – Doline

Aufgestüttete Doline
Opgevulde doline
Filled doline

Steinbruch im Betrieb
Steengroeve in uitbating
Quarry

Verlassener Steinbruch
Verlaten steengroeve
Disused quarry

Aufgeschütteter Steinbruch
Opgevulde steengroeve
Filled quarry

Unterirdischer Steinbruch
Ondergrondse steengroeve
Underground quarry

Aufgeschütteter unterirdischer Steinbruch
Opgevulde ondergrondse steengroeve
Filled underground quarry

Bohrungen :
a: Tiefe des Bohrlochs ; b: Tiefe des Deckeformation
Boring
a: Diepte van de boring ; b: Basis van het dekterrein
Borehole :
a: Depth of the borehole ; b: Thickness of the superficial deposit
Streichen und Fallen (a):
Strekking en Helling (a):
Strike and dip (a):

Schichten normal gelagert
van normaal heilende lagen
of the inclined strata

Schichten vertikal gelagert
van de verticale lagen
of the verticale strata

Schichten überkippt
van de omgekeerde lagen
of the overturned strata

Limonieter Erzkörper
Limonietlichaam
Limonitic ore body

Pumpwerk
Waterwinning
Water-catchment

Einsgestelltes Pumpwerk
Oude waterwinning
Disused water-catchment

AMO

Rezente alluviale Ablagerungen: Kies und Sand
Recent alluvium: grind en zand
Recent alluvial deposit: gravels and sands

ALA

Altere alluviale Ablagerung: Lehm mit Kies und Sand
Oud alluvium: leem met keien en zand
Ancient alluvial deposit: sands and pebbly silts

ESM

Entre-Sambre-et-Meuse - Sand und Lehm: feinkörniger, rosenfarbener und weißer Sand, Lehm und Torrlagen des Mio-Pliozän in lösungshohlräumen von Kalkstein des Unterkarbon
Formatie van de Zanden en Kleien van Entre-Sambre-et-Meuse: rozig en wit fijn zand, keien en turflagen van Mio-Pliocena ouderdom in karstdepressies van Dinantiaan kalksteen
Entre-Sambre-et-Meuse Formation: fine-grained pink and white sands, clays and peat of Mio-Pliocene age, filling solution holes in the Dinantian limestones

Kohlengruppe. Oberflächlig verbreitete schwarze Schieferfragmente wahrscheinlich in Karsthohlraümen eingeschlossen
Groep van het Steenkoolterrein: zwarte schiefer brokjes in de teelaarde, waarschijnlijk in karstholten bewaard gebleven
Coal Group: fragments of black shale widespread in the fields, probably trapped in karstic hollows

Brekzie: graues oder rosenfarbes kalsteinhaltige Brekzie. Nur in Aufschlüssen.
Breccei: facies van grijze of roze kalkhoudend breccie. Enkel aanduiding van belangrijkste ontsluitingen.
Breccia: grey or pink calcareous breccia. Only main outcrops indicated.

LIV

Lives Formation: rythmisch geschichteter Kalkstein mit Stromatolithlage im oberen Teil der Sequenz. An der Basis, Konglomerat mit toniger Grundmasse. Im oberen Teil erfolgt ein gradueller Übergang zu einer Brekzie mit rotem oder grauem Zement.
Formatie van Lives: ritmisch gelaagde kalsteen, met stromatolieten aan de top. Deformatie omvat onderaan een conglomeraat met kleiachtige matrix en gaat geleidelijk over in een breccie met grijze of rode cement.
Lives Formation: stratified limestone forming sedimentary rhythm, with stromatolithic tops. Base of formation is conglomerate with argillaceous matrix. The formation pass upwards to breccias with grey or red cement.

NEF

Neffe Formation: lichtgrauer, körniger und bioklastischer Kalkstein mit Brachiopodemuschellage, stellenweise oolithisch. Ander Basis ist ein Dolomitstein mit lichtgrauen Verkieselungen.
Formatie van Neffe, licht grijze, bioklastiche en korrelige, soms oölietische, kalksteen, met brachiopoden en schelpfragmenten. Aan de basis van deformatie, donkere dolomiet met bleke silificaties.
Neffe Formation: pale grey, medium to coarse - grained and bioclastic limestones locally oolitic. Base of formation is dark dolomite with pale cherts.

MOL

Molignée Formation: schwarzer feinkörniger Kalkstein mit feingeschichten kalkschieferigen Zwischenlagen
Formatie van Molignée: zwarte kalksteen, meestal fijn, met intercalaties van laagjes kalkschiefer
Molignée Formation: black, often fine-grained limestones with thin, platy intercalations of shaly limestones.

LEF

Leffe Formation: gut geschichteter Kalk- und Dolomitstein, lichtgrau bis violett, mit oder ohne Chert.
Formatie van Leffe: gelaagde kalksteen en dolomiet bleekgrijs met violetachtige vlekken, met of zonder chert
Leffe Formation: stratified limestones and dolomites, pale violet-grey, with or without chert

WAU

Waulsort Formation: Massiger, lichtgrauer, "Waulsortian" Kalk- und Dolomitstein, mit oder ohne "blaue Venne".
Formatie van Waulsort: bleekgrijs massief carbonaat-complex ("Waulsortiaan' kalksteen), met of zonder "bauwe aders" en met gedolomitiseerd facies
Waulsort formation: massive, pale grey, waulsortian bank limestones and dolomites, with or without "bleu sparry veins"

BAY

Bayard Formation: Gut geschichteter Crinoïdenkalk mit oder ohne Chert, örtlich dolomitisiert.
Formatie van Bayard: goed gelaagde crinoïdenkalksteen met of zonder chert, soms dolomiethoudend.
Bayard formation: well bedded encrinite, locally dolomitised with or without chert.

MAU

Maurenne Formation: dunkelgrauer Kalkschiefer und toniger Kalkstein
Formatie van Maurenne: donkergrijze kalkschiefer en kleïge kalksteen.
Maurenne formation: dark grey haiers and thin argillaceous limestones

LAN

Landelies Formation: Dunkelgrauer Crinoïdenkalk, schwach tonig, schlecht geschichtet im oberen Teil der Formation.
Formatie van Landelies: donkergrijze kalksteen met crinoïden, lichtjes kleihoudend, onduidelijk gelaagd aan de top.
Landelies formation: dark grey crinoidal limestone, slightly argillaceous, stratification weakly developed at the top of the formation.

PDA

Pont d'Arcole Formation: grünliche Schiefer mit Sp. peracuta
Formatie van Pont d'Arcole: groenachtige schief er s met Sp. peracuta
Pont d'arcole Formation: Greenish shales with Sp. peracuta.

HAS

Hastière Formation: Crinoïdenkalk mit schieferigen Zwischenlagen.
Formatie van Hastière: crinoïdenkalksteen met schief er achtige intercallaties.
Hastière formation: crinoidal limestone with shaly intercalations.

CIN

Ciney Formation: grauer Sand- und Siltstein. Lagen mit Kalkknollen an der Basis. Kalk und knolliger Kalk im oberen Teil der Formation.
Formatie van Ciney: grijze zandsteen en silt steen. Lagen met kalksteenmodules aan de basis van de formatie. Kalksteen en modulaire kalksteen aan de top.
Ciney formation: grey sandstones and siltstones. Layers of calcareous modules at the base of the formation. Limestones and nodulair limestones at the top.

SVP

Souverain-Pré Formation: bioklastischer knolliger Kalkstein in meter-dicken Schichten.
Formatie van Souverain-Pré: bioklastische nodulaire kalksteen in meter dikke banken.
Souverain-Pré Formation: bioclastic nodular limestones with meter-scale bedding.

ESN

Esneux Formation: Fein geschichteter Sandstein mit siltigen. Zwischenlagen insbesondere an der Basis der Formation.
Formatie van Esneux: dungelaagde zandsteen met aan de basis talrijke siteuze intercalaties.
Esneux formation: thinly bedded sandstones with silstones intercalations, which one very common at the base of the formation.

FAM

Famenne Formation: grüne Schiefer.
Formatie van Famenne: groene schiefer.
Famenne formation: Green schales.

TABLE DES MATIERES

Introduction	p. 4
Précédentes éditions	5
Cadre géographique et géologique général	5
Description des lithotypes	7
Schéma biostratigraphique du Famennien et du Dinantien Relations avec la division lithostratigraphique	39
La région de Dinant au Paléozoïque supérieur	41
Structuration du Paléozoïque de la région de Dinant	45
Industries du passé et ressources pour l'avenir	48
L'exploitation du minerai de fer	52
Hydrogéologie et phénomènes karstiques	54
Bibliographie	57
Farben- und Zeichenerklärung - Verklaring – Legend	68

SOMMAIRE

1. Résumé p. 3
2. Introduction 4
    1. Conditions d'établissement de la carte 4
    2. Cadre géographique et géologique 5
3. Description des formations 6
    1. Introduction 6
    2. Description 8
      La Formation du Mont d'Haurs (MHR) 8
      La Formation de Fromelennes (FRO) 9
      Eléments d'interprétation des paléoenvironnements 10
      La Formation de Nismes (NIS) 10
      La Formation du Pont de la Folle (FOL) 10
      La Formation de Philippeville (PHV) 12
      La Formation de Neuville (NEU) 13
      La Formation des Valisettes (VAL) 14
      Les "récifs de marbre rouge" 15
      Eléments d'interprétation des paléoenvironnements 16
      La Formation de la Famenne (FAM) 17
      La Formation d'Aye (AYE) 17
      La Formation d'Esneux (ESN) 18
      La Formation de Souverain-Pré (SVP) 20
      La Formation de Ciney (CIN) 21
      La Formation d'Etroeungt (ETR) 24
      Eléments d'interprétation des paléoenvironnements 25
      La Formation d'Hastière (HAS) 25
      La Formation du Pont d'Arcole (PDA) 27
      Les Formations de Landelies et de Maurenne (LAN-MAU) 27
      Les Formations de Bayard, de Waulsort et de Leffe (BAY-WAU-LEF) 29
      Eléments d'interprétation des paléoenvironnements 30
      Les Formations de la Molignée et de Salet (MOL-SLT) 31
      La Formation de Neffe (NEF) 32
      La Formation de Lives et la "Grande Brèche" (LIV) 34
      Eléments d'interprétation des paléoenvironnements 36
      Le Groupe houiller 37
      Les poches sableuses (sables de l'Entre-Sambre-et-Meuse) (ESM) 37
      Les formations de couverture 38
4. Géologie structurale 39
5. Ressources du sous-sol et exploitations 42
    1. Hydrogéologie 42
    2. Ressources minérales, mines et carrières 43
      1. Carrières 43
      2. Minéralisations 44
    Bibliographie 46
Annexe 51
Farben- und Zeichenerklärung - verklaring - legend 52