

INSTITUT ROYAL DES SCIENCES NATURELLES DE BELGIQUE KONINKLIJK BELGISCH INSTITUUT VOOR NATUURWETENSCHAPPEN

**ROYAL BELGIAN INSTITUTE OF NATURAL SCIENCES** 

MEMOIRS OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM N. 59 - 2012

# LES FORMATIONS DE MARTEAU ET DU BOIS D'AUSSE (LOCHKOVIEN-PRAGUIEN, DÉVONIEN INFÉRIEUR) AU BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT : LES COUPES DE HUY, DE TIHANGE ET DE FOND D'OXHE

Eric Goemaere, Sarah Geeninckx, François Thirion & Alain Blieck

146W 44-46-145 hot 100 - 64 hot 66



SERVICE GEOLOGIQUE DE BELGIQUE BELGISCHE GEOLOGISCHE DIENST



Rue Jenner 13 - 1000 Bruxelles Jennerstraat 13 - 1000 Brussel

ISSN 0408-9510



### KONINKLIJK BELGISCH INSTITUUT VOOR NATUURWETENSCHAPPEN

### INSTITUT ROYAL DES SCIENCES NATURELLES DE BELGIQUE

mole

### **ROYAL BELGIAN INSTITUTE OF NATURAL SCIENCES**

### MEMOIRS OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF BELGIUM N. 59 – 2012

## Les formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Lochkovien-Praguien, Dévonien inférieur) au bord nord du Synclinorium de Dinant : les coupes de Huy, de Tihange et de Fond d'Oxhe

Eric GOEMAERE<sup>1</sup>, Sarah GEENINCKX<sup>2</sup>, François THIRION<sup>3</sup> & Alain BLIECK<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Service Géologique de Belgique (IRScNB), 13, Rue Jenner à B-1000 Bruxelles ; eric.goemaere@naturalsciences.be

<sup>2</sup> Direction de la Géotechnique (MET, RW), 253, Rue Côte d'Or à B-4000 Liège ; sgeeninckx@met.wallonie.be

<sup>3</sup> Université Lille 1 – Sciences et Technologies, UFR des Sciences de la Terre, UMR 8217 « Géosystèmes » du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France) ; francois.thirion@live.fr ; alain.blieck@univ-lille1.fr

(117 pages, 11 figures, 5 tableaux, 25 planches photographiques)

Photo de la couverture : Calcrète (Formation de Marteau, coupe de Tihange), surface polie.

Table des matières

Résumé / abstract	3
1. Introduction	
2. Contextes géographique, géologique et stratigraphique	
3. Architecture sédimentaire des formations de Marteau et du Bois d'Ausse.	9
3.1. La Formation de Marteau	9
3.1.1. Le Membre d'Ombret	9
3.1.2. La Formation de Marteau au-dessus du membre d'Ombret	
3.2. La Formation du Bois d'Ausse	11
4. Analyse pétrographique	12
4.1. Les conglomérats extraformationnels	14
4.2. Le cas particulier des tourmalinites	14
4.3. Les grès et quartzites	15
4.4. Les siltites	16
4.5. Les shales	17
4.6. Les autres conglomérats	17
5. Les structures sédimentaires	18
6. Paléosols et pédocrètes associées	
6.1. Introduction	19
6.2. Les calcrètes	20
6.3. Les silcrètes nodulaires	23
6.4. Les ferricrètes nodulaires	24
7. Les restes de Vertébrés et d'Arthropodes des formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Dévonien inférieur) des coupes de Tihange et de Huy (Belgique) <i>(données actualisées en 2012 )</i>	26
7.1. Coupe de Huy – Sud (Gare)	26
7.2. Coupe de Tihange (nouvelle coupe)	26
7.2.1. Echantillons provenant de la Formation de Marteau	26
7.2.2. Echantillon provenant de la Formation du Bois d'Ausse.	
7.3. Remarques sur la paléobiologie et le paléoenvironnement	
8. Corrélation entre coupes	30
9. Reconstitution des paléoenvironnements	35
10. Remerciements	37
11. Références bibliographiques	
12. Annexes	41
12.1. La nouvelle coupe de Tihange	41
12.2. La coupe de l'ancienne gare de Huy Sud	56
12.3. La coupe du Fond d'Oxhe	66
Planches	68

### LES FORMATIONS DE MARTEAU ET DU BOIS D'AUSSE (LOCHKOVIEN-PRAGUIEN, DÉVONIEN INFÉRIEUR) AU BORD NORD DU SYNCLINORIUM DE DINANT : LES COUPES DE HUY, DE TIHANGE ET DE FOND D'OXHE

Eric GOEMAERE<sup>1</sup>, Sarah GEENINCKX<sup>2</sup>, François THIRION<sup>3</sup> & Alain BLIECK<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Service Géologique de Belgique (IRScNB), 13, Rue Jenner à B-1000 Bruxelles ; eric.goemaere@naturalsciences.be

<sup>2</sup> Direction de la Géotechnique (MET, RW), 253, Rue Côte d'Or à B-4000 Liège ; sgeeninckx@met.wallonie.be

<sup>3</sup> Université de Lille 1 : Science de la Terre, Laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque (LP3), UMR 8014 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex (France) ; loupanda@hotmail.fr ; alain.blieck@univ-lille1.fr

Manuscrit reçu le 20.9.2010, accepté pour publication le 9.1.2012.

**Résumé.** La succession verticale des dépôts expose la « transgression éodévonienne », illustrée à travers différents processus d'aggradation sédimentaire, pédologiques, érosifs et aussi liés à des circulations d'eaux souterraines. Les séries les plus anciennes du bassin sédimentaire éodévonien se situent immédiatement au sud de la chaîne calédoniennes et montrent une épaisse séquence alluviale où dominent les sédiments détritiques fins (sable fin, silt, argile) suivie des dépôts de transition entre le milieu continental et la zone d'influence des marées, puis le retour à une sédimentation fluviatile à dominante sableuse. Pour la région considérée et pour l'intervalle stratigraphique examiné, les conditions marines franches n'ont jamais été atteintes.

Les formations de Marteau et de Bois d'Ausse, d'âge Lochkovien supérieur-Praguien inférieur, forment une séquence de dépôts terrigènes à paléosols, dominée par les différents sous-environnements fluviatiles. La colonne sédimentaire de la Formation de Marteau exprime particulièrement bien la sédimentation fluviatile. La base de la formation est caractéristique d'un système fluviatile d'abord proximal devenant distal et passant finalement à des dépôts de plaine côtière. Les premiers dépôts grossiers (conglomérats, grès grossiers argileux), associés à une plaine d'inondation peu développée, sont liés au remplissage de paléovallées entaillant le socle d'âge Paléozoïque inférieur. Le remaniement est la caractéristique principale de ces dépôts. Les chenaux éphémères et des dépôts d'inondation se forment lors de périodes pluvieuses fortes. Ensuite, une plaine alluviale plus large a pu se développer, traversée par des chenaux peu sinueux permettant la formation de nombreux niveaux de calcrètes (stades de maturité de I à IV). Un système de drainage local développé dans les interfluves est responsable du remaniement des sédiments et des éléments pédologiques (nodules des calcrètes, agrégats de sols, etc.). Dans la plaine côtière, l'élévation des niveaux phréatiques induit le développement de structures vertiques ainsi que la formation de silcrètes nodulaires et de ferricrètes nodulaires en plus des nombreux niveaux de calcrètes.

La partie inférieure de la Formation de Bois d'Ausse est caractérisée par les environnements tidaux côtiers mixtes (sable-silt fin) et les dépôts alluviaux dominés par les sédiments silto-argileux. La pédogenèse se superpose aux dépôts de ces es deux types d'environnements. La ligne de rivage ne progresse pas vers le nord durant cette période. Le matériel sédimentaire fut probablement déposé durant pendant une phase d'extension d'origine tectonique accompagnée de subsidence.

Durant l'intervalle de 2.5 millions d'années correspondant au dépôt de la Formation de Marteau et de la partie inférieure de la Formation de Bois d'Ausse, la présence des paléosols à calcrètes, avec ou sans structures vertiques, impliquent un climat semi-aride à saisons contrastées. Des pluies torrentielles sont responsables du remaniement des sédiments déposés dans la plaine d'inondation et des sols. Des chenaux majeurs à méandres mettent en connexion directe le continent, les plaines d'inondation, la plaine côtière et la zone tidale. L'architecture alluviale montre de grandes similitudes avec les séries des Vieux Grès Rouges britanniques. L'architecture alluviale est caractérisée par l'empilement de séquences de dépôts au sein d'un système général aggradant, où chaque séquence renferme des grès de chenaux à la base, suivis par des sédiments fins pédogénétisés. Les dépôts sont pédogénétisés à des degrés variés depuis les paléosols calciques jusqu'aux vertisols calciques. Les autres processus reconnus sont la gleyfication, la silcrétisation, la ferricrétisation et l'hydromorphisation qui combinent probablement pédogenèse et fluctuation du niveau phréatique. Quatre types de conglomérats sont décrits. Trois d'entre eux impliquent que les processus érosifs sont des caractéristiques fondamentales expliquant les dépôts de chips d'argile, les graviers constitués de nodules de calcrètes, des restes de poissons et des particules de sols.

Mots-clés : Lochkovien, Praguien, sédimentologie, pétrologie, paléogéographie, calcrète, ferricrète, silcrète, Dévonien inférieur, Belgique

# Abstract. The Marteau and Bois d'Ausse formations (Lochkovian-Pragian, Lower Devonian) of the northern flank of the Dinant Synclinorium de Dinant : the rock sections of Huy-Sud railway station, Tihange and Fond d'Oxhe.

The vertical succession exposes the 'transgressive' Eodevonian pulse exemplified by different aggradational, pedogenic, groundwater and erosive processes. Immediately to the south of the Lower Palaeozoic mountains, the lowest Eodevonian basin shows a thick sequence of alluvial rocks dominated by fine-grained clastics (fine sand, silt, clay and mud) followed by the land-tidal marine transition and the back of sand-dominated fluvial sedimentation. Open-sea conditions were never reached during this period in the area studied.

The Marteau and Bois d'Ausse Formations have an Upper-Lochkovian-Lower Pragian age and consist of a palaeosolbearing, fluvial-dominated, siliciclastic sequence. Fluvial sedimentation is obvious in the Marteau Formation sedimentary column. It exhibits first a proximal fluvial system followed by a distal fluvial and finally a coastal plain systems. The basal deposits correspond to a coarse infill of palaeovalleys developed on Lower Palaeozoic basement and a poor development of the floodplain. Reworking is the main feature. Ephemeral channels and sheet-floods were formed after heavy rain. Then, a large floodplain was developed with slightly sinuous channels and a large development of calcretes (maturity stages I to V). A local drainage system was well developed through the interfluvial plain, responsible of removal of sediments and soils peculiar features (calcretes nodules, pedogenic aggregates, etc). In the coastal plain, the water table level tends to increase together with the development of vertic structures, silcrete nodules and iron oxides nodules beside calcretes.

Coastal mixed flats alternate with mud-dominated alluvial deposits in the lower part of the Bois d'Ausse formation, both characterized by the development of soils. The shoreline does not progress any more towards the north. The material was probably deposited during a phase of extensional tectonics and subsidence.

Throughout the time interval of around 2.5 Ma represented by the Marteau Formation and the Lower Bois d'Ausse Formation, calcrete-bearing palaeosols with or without vertisol-like features occur, implying a semi-arid, strongly seasonal climate. Heavy rainfalls events caused reworking of the floodplain sediments and soils. Major wandering channels over wide floodplain, coastal plain and tidal area, allow a direct connexion with uplands.

The alluvial architecture shows great similarities to Lower Old Red Sandstone series of Great Britain. Alluvial architecture is characterised by stacked sequences in a general aggrading system, with sandstones channel bodies at the base, following by mud sediments affected by pedogenetic processes. The alluvial deposits were pedified to varying degrees from calcic palaeosol to calcic-Vertisol. Pseudogleying, silcretisation, ferricretisation and accumulative hydromorphy are other important features where both pedogenetic and probable groundwater processes interfere. Four types of conglomerates are described. Three of them imply that erosion processes are major features for the deposition of mud chips, calcrete gravels, fish remains and soils aggregates.

Key-words : Lochkovian, Praguian, sedimentology, petrology, paleogeography, calcrete, ferricrete, silcrete, Lower Devonian, Belgium

#### 1. Introduction

Les terrains détritiques du Dévonien inférieur ont été très longtemps délaissés, sans doute en raison de la pauvreté en macrofaune, de l'abondance des séries rouges sans microfaune et de la qualité des coupes qui se sont dégradées au fil du temps. Les travaux de révision de la carte géologique de Wallonie, la publication d'ouvrages lithostratigraphiques de synthèse (Godefroid et al., 1994 ; Bultynck & Dejonghe, 2001) ainsi qu'un schéma biostratigraphique (Steemans, 1989) constituent autant d'éléments favorisant de nouvelles études sédimentologiques. A Tihange, la création d'une nouvelle coupe kilométrique et continue, intermédiaire entre les coupes classiques de la gare de Huy Sud et du Fond d'Oxhe constituait une opportunité rare, nous incitant à réétudier ces coupes. Paradoxalement, s'il existe une publication qui décrit les formations gediniennes au Fond d'Oxhe (Michot, 1969), il n'y a pas de publications relatives aux formations lochkoviennes et praguiennes de la coupe de Huy, à l'exception de la Formation de Nonceveux décrite par Michot (1959). Plus récemment cependant les tourmalinites du conglomérat de base ont été examinées par Corteel & De Paepe (2003).

Le présent travail est consacré aux formations éodévoniennes de Marteau et du Bois d'Ausse à travers l'examen de 3 coupes et qui comprend : le levé banc par banc et leur analyse pétrographique, l'inventaire et l'illustration des structures sédimentaires et le descriptif des paléosols. L'ensemble des données permet de proposer une reconstitution paléoenvironnementale.

# 2. Contextes géographique, géologique et stratigraphique

Trois coupes ont été étudiées (figure 1) et se localisent sur la bordure septentrionale du Synclinorium de Dinant. Elles se situent toutes sur la carte géologique Huy - Nandrin 146 (Dewalque *et al.*, 1898) à 1/40 000, actuellement en révision. Cette carte décrit la succession suivante :

- Cb3 : Grès de Wépion avec schistes souvent gris bleu
- Cb2 : Schistes, psammites et grauwackes souvent rouges d'Acoz
- Cb1 : Grès du Bois d'Ausse.
- Gdb : Psammites et schistes généralement bigarrés (m), souvent noduleux ou celluleux (n) de Fooz.
- Ga : Poudingue d'Ombret et Arkose de Dave

La synthèse lithostratigraphique des formations du Dévonien inférieur (Bultynck & Dejonghe, 2001) en région hutoise montre la succession verticale suivante :

- Formation de Wépion
- Formation d'Acoz
- Formation de Solières
- Formation de Nonceveux
- Formation du Bois d'Ausse
- Formation de Fooz

Formation de Marteau (avec les conglomérats de base, regroupés au sein du Membre de Dave ou Membre d'Ombret)

A Huy, le choix du nom de la formation qui repose sur le substratum calédonien pose problème. Ainsi la figure 3 de Bultynck & Dejonghe (2001) montre la Formation de Fooz reposant sur la Formation de Marteau, dans la région située de Huy à Prayon. Cette disposition rend compte d'une différence colorimétrique entre les deux formations. La Fomation de Marteau étant à dominante rouge et la Formation de Fooz à dominante verte ; la première ayant été définie à Dave, à l'ouest de la région d'étude et la seconde à l'est, dans leurs localités éponymes. Notons encore une composante SE-NW de la transgression éodévonienne (Hance et al., 1992). Le canevas lithostratigraphique est repris au tableau 1. Les différentes coupes étudiées, légèrement dominées par les roches bigarrées et rouges s'accommodent mieux de la description de la Formation de Marteau et nous conserverons dès lors le seul nom de la Formation de Marteau pour ces coupes.



Figure 1. Le Dévonien inférieur (trame grise) au flanc nord et au bord est du Synclinorium de Dinant ainsi que dans la Nappe de la Vesdre. Toutes les coupes examinées sont insérées dans l'ellipse. Carte modifiée d'après Hance *et al.*, 1992.

Une révision des noms de ces formations serait utile, car le critère essentiellement colorimétrique séparant les deux formations n'est pas valable, car en pratique, on observe de fortes variations latérales de faciès et de couleurs, et ceci à faibles distances latérales, comme par exemple sur les deux flancs d'un pli ou entre la coupe de vallée et celle située dans une tranchée de plateau. De plus, les coupes dans ces formations sont incomplètes, ce sont généralement des « fenêtres » d'observation, partielles exposant tantôt des paquets rouges, tantôt des paquets verts. Rajoutons encore que le degré de diagenèse et les décolorations (rouge vers bigarré vertrouge) parallèlement au plan de schistosité (coupe de la vallée de la Helle) modifient elles-aussi l'importance colorimétrique. Se basant sur ces éléments, mais aussi sur les très fortes ressemblances sur le plan des lithologiques et des structures sédimentaires, il y aurait lieu de mettre en synonymie la Formation de Marteau et la Formation de Fooz. « Fooz » a été créé en 1873 par Gosselet tandis que « Marteau » a été créé par ce même auteur en 1888. Le nom « Formation de Fooz » devrait donc avoir la priorité !

Seules les formations de Marteau et du Bois d'Ausse sont concernées par le présent travail. Les formations de Nonceveux, Solières et Acoz, étudiées elle-aussi, seront publiées ultérieurement.

La première coupe (figure 2) examinée est la « coupe classique » située le long de la voie ferrée (ligne SNCB126) quittant la gare désaffectée de Huy-Sud et remontant la vallée du Hoyoux, affluent rive droite de la Meuse. Elle débute à la discordance mettant en contact la bande calédonienne de Sambre-et-Meuse et le bord nord du Synclinorium de Dinant. Elle est décrite par plusieurs auteurs dans les archives de la carte géologique sous les numéros 146W44 (4830044)et 146W46 (4830046).

Elle expose tout d'abord une stampe, épaisse de 39 mètres, de la base de la Formation de Marteau (Lochkovien – Steemans, 1989). L'épaisseur de la Formation de Marteau (alias Formation de Fooz pour Waterlot) est estimée à 180 mètres d'après Waterlot *et al.*  (1973). Suit, ensuite, une lacune d'observation longue de 69 mètres, qui devrait représenter, en l'absence de failles, une épaisseur de couches de 62,5 mètres.



Figure 2. Localisation géographique des principaux affleurements du Dévonien inférieur de la vallée du Hoyoux.

La Formation du Bois d'Ausse (Lochkovien terminal - Praguien – Steemans, 1989) est ensuite observée, de manière discontinue, sur un court tronçon le long d'un fossé, ce qui rend l'observation malaisée, la hauteur visible dépassant rarement 1 mètre. Seuls les bancs de grès affleurent, déformant la vision de la lithologie d'ensemble réelle de la formation. L'épaisseur est estimée à  $\pm$  400 mètres dans la vallée du Hoyoux (Waterlot *et al.*, 1973). La direction des couches est en moyenne N74°E et leur pendage est de 57° vers le SE. Les variations autour de ces valeurs résultent de la présence de rampes, d'échelle métrique à plurimétrique, à pendage sud affectant une ou plusieurs couches de grès ou de quartzites et de la lenticulation de certains corps gréseux. Les quelques plis en chaise observés le long de la coupe sont interprétés comme étant le toit non faillé de ces petites rampes. Par ailleurs, au niveau de la discordance, une série de petites failles inverses conjuguées de faible pendage recoupent les couches avec un angle élevé.

La coupe remarquable de Tihange (seconde coupe) a été ouverte en 2005 par le percement d'un nouvel axe routier reliant la vallée de la Meuse (au départ du rondpoint de la centrale nucléaire de Tihange) au Condroz (Route Charlemagne – RN63). Elle a remplacé plusieurs pointements de petite dimension et de carrières anciennes (anciens numéros d'archives 146W145 à 150 – 4830145 à 4830150) qui n'exposaient que des grès. Le tronçon recoupe la Bande Sambre-et-Meuse et les Formations de Marteau et la partie inférieure du Bois d'Ausse. Les carrières exploitaient les grès du Bois d'Ausse.

La Formation de Marteau a une épaisseur totale d'environ 90 mètres (seule l'extrême base conglomératique manque mais est remplacée latéralement par des pointements) suivie par les 100 mètres inférieurs de la Formation du Bois d'Ausse. L'étude de la coupe de Tihange révèle entre autres la présence d'une structure synclinale répétant les séries éodévoniennes. Les couches du flanc Nord du Synclinal ont une direction ENE-WSW (N64°E) et présentent un aspect monoclinal avec un pendage moyen de 48° SE. Un couloir de déformation perturbe l'aspect monotone des couches entre 85 et 55 m au Nord de l'axe synclinal (figure 3). Cette zone déformée se caractérise principalement par un plissement disharmonique intense. Les plis sont anguleux, parfois faillés et leur amplitude varie entre une échelle décimétrique à plurimétrique. Leur direction varie entre N48°E et N70°E avec un ennoyage modéré (15°) à très élevé (60°) vers le SW. L'analyse structurale détaillée effectuée par Dr Yves Vanbrabant a permis de corréler les séquences sédimentaires de part et d'autre de ce couloir de déformation.

Sur le plan topographique, on remarque la crête marquant la barre de grès quartzitique choisie comme base pour la Formation du Bois d'Ausse, mais aussi la depuis l'hiver 2005-2006.

La troisième coupe (figure 4) se situe le long de la route N696 et dans le bois d'Hermalle-sous-Huy, au lieu-dit Fond d'Oxhe (Ombret-Rawsa, commune d'Amay) et recouvre les points d'archive 146E64 à 66 (4840064 à 4840066). La route N696 relie Ombret-Rawsa (rive droite de la Meuse) à Villers-le-Temple (commune de Nandrin). L'affleurement principal se situe en aval de la confluence entre les ruisseaux du Fond d'Oxhe et de Falogne. Des affleurements épars se localisent dans le bois, rive droite du ruisseau de Falogne et à la confluence. Une structure anticlinale complexe renferme un cœur constitué par les shales micacés, noirs, caradociens (Ordovicien supérieur) de la Formation d'Oxhe, surmontés, audessus de la discordance calédonienne, par les séries conglomératiques éodévoniennes. La Formation d'Oxhe est décrite par Verniers et al. (2001). Cette formation n'affleure que dans cette structure. Son épaisseur n'est pas connue avec précision. La structure anticlinale est orientée ENE-WSW et la série caradocienne affleure sur une longueur de 2 km et une largeur de 400m environ. Cette coupe, complémentaire des deux autres, permet de mieux cerner le contenu lithologique du membre basal de la Formation de Marteau.

Hance et al. (1991) présentent la coupe du Ri de Mer (localisée sur la figure 4). Elle expose le contact entre le bord nord du Synclinorium de Dinant et la bande calédonienne de Sambre-et-Meuse. Elle se situe géographiquement entre les coupes de Tihange et de Fond d'Oxhe. Le Poudingue d'Ombret (base de la Formation de Marteau) a une épaisseur de 2 mètres environ et est en discordance stratigraphique sur les schistes siluriens montré par son contact ravinant. Des shales rouges et verts incorporant des grès grossiers « kaolineux » lenticulaires (3,4 mètres) reposent sur le conglomérat. Une large zone broyée sépare ce premier ensemble de paquets de shales rouges, de shales verts noduleux, de grès verts et de quartzites. Ce second ensemble est visible sur 120 mètres environ et décrit une allure plissée. Cette coupe, élargie à l'époque pour les besoins de travaux forestiers, s'est très rapidement dégradée. L'hiver 2008-2009 a par contre nettoyé la coupe des berges du ruisseau.



Figure 3. Coupe schématique de la moitié nord de la coupe de Tihange, dessinée par Vanbrabant (SGB).



Figure 4. Localisation géographique des coupes de Tihange, du Ri de Mer et du Fond d'Oxhe.

Enfin, Michot (1969) décrit les formations éodévoniennes de la région d'Ombret avec tout d'abord le «Poudingue d'Ombret», conglomérat massif, non stratifié, à galets pugilaires pouvant atteindre 20 cm de diamètre et épais d'une dizaine de mètres, mais pouvant latéralement disparaître. Vient ensuite l'«Arkose de Dave», unité stratigraphique d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, marquée par une structure rythmique (sept rythmes). Les deux rythmes inférieurs débutent par un conglomérat (pouvant atteindre 1,7 m), passant à un psammite puis à des siltites et des schistes carbonatés. L'auteur précise que les « arkoses » sont en fait des grès grossiers albitifères et que la teneur en albite inférieure à 5% est trop faible pour justifier l'appellation d'arkose. L'auteur conserve cependant l'appellation «Arkose de Dave» pour son passage dans l'usage courant.

**Tableau 1.** Tableau lithostratigraphique schématique des formations lochkoviennes (+/- Gedinnien) et praguiennes (+/-Siegenien). Dans les coupes de Huy-Ombret, la limite Lochkovien-Praguien n'a pu être déterminée de manière précise en l'absence de microfaune favorable.

Bord nord du Synclinorium de Dinant		Flanc E du Syncl. Dinant	Bord nord du Synclinorium de Dinant			
Flanc ouest	Zone centrale	+ Flancs W et N Massif Stavelot	Carte géol. Huy-Nandrin	Huy-Ombret	Huy-Ombret	
F. Acoz	F. Acoz	F. Acoz	Cb2 Schistes & grès d'Acoz	F. Acoz	F. Acoz	
	F. de Solières			F. de Solières	F. de Solières ??	
F. du Bois	F. de Nonceveux	F. du Bois	Cb1 Grès du bois d'Ausse	F. de Nonceveux**	F. de Nonceveux	
d'Ausse	F. du Bois d'Ausse	d'Ausse		F. du Bois d'Ausse	F. du Bois d'Ausse	
				Quartzite des Communes*		
	F. de Fooz		Gdb Psammites de Fooz	Complexe psammito-schisteux		
F. de Fooz		F. de Marteau		Quartzite de Pontière	F. de Marteau	
	F. de Marteau			Complexe à Schistes rouges	es	
	_		Ga Arkose de Dave	Arkose de Dave		
000 Membre de Dave	000 Membre d'Ombre	000 Membre de Quarreux	Ga Poudingue d'Ombret	Poudingue d'Ombret	000 Membre d'Ombret	
Modifié d'après Bultynck et Dejonghe, 2001, after Hance <i>et al.</i> , 1992, modifié			Dewalque et al., 1898	Michot, 1969	ce travail	

\* Toujours Gedinnien d'après Michot, 1969

\*\* Michot, 1953

#### Suivent ensuite :

- un « Complexe à schistes rouges » d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur ;
- le «Quartzite de Pontière», pouvant atteindre 10 mètres, formé de quartzites et de grès micacés fins, gris à gris verdâtre, à minces intercalations de schistes et exploités en petites carrières ;
- le «Complexe psammito-schisteux» d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur et à allure rythmique. A son sommet se trouve le « Quartzite des Communes », épais de 2 à 3 mètres. Malgré la granularité moyenne plus élevée de ses quartzites, (voir plus bas), Michot range encore ce paquet dans le « Gedinnien » ;

Pour Michot, le Gedinnien a une épaisseur minimale de 123 à 133 mètres. Notons encore que Michot différencie les sédiments arénacés gedinniens des sédiments arénacés siegeniens par la granulométrie plus faible des premiers (100-150  $\mu$ m, rarement 200  $\mu$ m pour le Gedinnien et de 300  $\mu$ m et plus pour le Siegenien) et par l'absence d'albite détritique dans le Siegenien contrairement au Gedinnien qui en renfermerait 1 à 2%. Notons que cette description trouve un parallélisme lithologique avec les coupes de Tihange et de Huy.

Tant pour la coupe de Huy que de Tihange, nous avons opté pour la présence de la seule Formation de Marteau, en raison de la prédominance des roches rouges sur les roches vertes dans les séries fines. De plus, le «Poudingue d'Ombret» et l'«Arkose de Dave» sont regroupés au sein du Membre d'Ombret (synonyme du Membre de Dave *sensu* Godefroid *et al.*, 1994).

Les descriptifs (banc par banc) des coupes de Huy et du Fond d'Oxhe figurent en annexes ainsi que les colonnes lithologiques qui y ont été dressées. Le descriptif banc par banc de la coupe de Tihange est versé aux archives de la carte géologique.

# 3. Architecture sédimentaire des formations de Marteau et du Bois d'Ausse.

#### 3.1. La Formation de Marteau

Le tableau 2 synthétise les épaisseurs des séries étudiées.

#### 3.1.1. Le Membre d'Ombret

Le Membre d'Ombret (« Poudingue d'Ombret»), membre basal de la Formation de Marteau fluctue fortement en épaisseur et en lithologie : moins de 8 m d'épaisseur à Huy, maximum 2 m à Tihange, 2 m dans la coupe du Ri de Mer et 10 m (Poudingue d'Ombret seul) à 30 m (Poudingue d'Ombret + Arkose de Dave) dans la coupe du Fond d'Oxhe.

A Huy, le membre est marqué par une allure rythmique. Des courtes séquences granodécroissantes se superposent, limitées entre elles par des cicatrices d'érosion, avec à la base des bancs lenticulaires de conglomérats pugilaires suivis par des grès grossiers, des grès argileux et enfin des siltites graveleuses rappelant la description que Michot (1969) a faite de l'Arkose de Dave. Le matériau est de couleur rouge dominante, mais comprend aussi des matériaux bigarrés de vert et de rouge. Les sédiments fins sont recyclés sous la forme de galets mous. Les galets émoussés à arrondis du conglomérat sont constitués de quartz blanc, de quartzites clairs (gris ou vert le plus souvent), de grès, de tourmalinite vert foncé et accessoirement de phtanite. La succession des séquences décrit elle-aussi une allure granodécroissante : les sédiments de base de chaque séquence passant des conglomérats (base du membre) à des grès graveleux puis à des grès grossiers (sommet du membre) ; les épaisseurs des bancs des lithologies les plus grossières diminuent, tandis que celles des termes silteux augmentent. Le membre se termine à Huy par la disparition des grès grossiers comme base de séquence.

	Huy-Sud	Tihange (N)	Tihange (S)	Fond d'Oxhe
Membre de Dave	7,75 m	+/- 1 à 2 m	??	+/- 6,5 m – 30m *
Formation de Marteau	> 31,4 m	+/-84,55 m	> 132,05	
Lacune d'observation	62,5 m	non	non	
Formation du Bois d'Ausse	48,2m	98,3 m	86,6 m	
Lacune d'observation	122 m	oui	oui	
Formation de Nonceveux	> 65,1m	n'affleure pas	n'affleure pas	

Tableau 2. Epaisseur des séries décrites dans ce travail.

\* 6,50 pour le conglomérat de base et une trentaine de mètres pour le membre.

Au Fond d'Oxhe, Michot (1969) y a décrit la succession lithologique. Le conglomérat basal y est nettement plus épais que dans toutes les autres coupes étudiées démontrant ainsi les fortes variations latérales de faciès des premiers dépôts au-dessus de la discordance. Cet auteur s'est interrogé sur la relation entre le Poudingue d'Ombret s.s. et l'arkose de Dave, se demandant si le premier n'était pas la partie inférieure du premier rythme du second d'autant que dans certains sites, l'arkose de Dave repose directement en discordance stratigraphique sur le socle calédonien. L'auteur retient toutefois l'antériorité du poudingue de base sur l'arkose de Dave et explique les variations d'épaisseurs du poudingue d'Ombret par le remplissage de dépressions dans la pénéplaine calédonienne.

Notre levé montre que le poudingue de base est constitué de galets pouvant atteindre une vingtaine de centimètres de longueur et dont les lithotypes identifiés sont identiques à ceux décrits dans les autres coupes. Le faconnement des galets varie en fonction de la lithologie, mais le degré d'arrondi est faible à très faible. De nombreux galets (quartzite vert, tourmalinite) présentent une morphologie extérieure de forme parallélépipédique dont les arêtes et les sommets sont émoussés. La disposition géométrique des faces des galets est reliée au plan de stratification, aux anciens plans de diaclases ou aux veinules de quartz. Des cristaux plurimillimétriques de tourmaline vert bouteille sont fréquents dans la matrice. Les galets de quartz blancs (parfois rose) présentent un arrondi plus prononcé. Le ciment est siliceux et sableux. On observe dans le conglomérat de base, des variations granulométriques avec reprises érosives internes. On n'observe pas de stratification nette. Les plans équatoriaux des galets peu façonnés sont statistiquement parallèles entre eux et correspondant au plan général horizontal à subhorizontal du dépôt. Dans certains lits, on observe toutefois une imbrication des plans équatoriaux des galets présentant une obliquité indicatrice du sens du courant. Au sommet de l'ensemble conglomératique, des microconglomérats extraformationnels et des grès très grossiers sont constitués à 95% de quartz blanc donnant une teinte blanche à la roche ; les 5 autres % étant constitués majoritairement de tourmalinite. Dans ces grès grossiers, s'observent des lentilles d'épaisseur (pluri)décimétrique et d'extension latérale faible soit de conglomérats polygéniques à galets centimétriques ou de siltites graveleuses rouges ou bigarrées.

# 3.1.2. La Formation de Marteau au-dessus du membre d'Ombret

La suite de la Formation de Marteau révèle également une architecture séquentielle. Les séquences, d'abord métriques, deviennent plurimétriques puis décamétriques. D'allure granodécroissante, elles débutent par des grès fins, souvent massifs ou à stratification entrecroisée large, verts puis gris vert à altération beige. Ils sont suivis de grès à stratification entrecroisée puis subhorizontale. La base est généralement érosive, soulignée par l'incorporation de galets mous accompagnés parfois de galets plurimillimétriques calcaires issus de nodules carbonatés remaniés à partir des calcrètes. Les niveaux à rides de courant et à rides d'interférence y sont assez fréquents. La bioturbation semble absente. La suite de la séquence renferme des siltites largement dominantes, souvent sans stratification visible (par déstratification). sans bioturbations, mais présentant de nombreux horizons de calcrètes nodulaires, des structures radiculaires probables, des argiles d'illuviation ainsi que des structures vertiques au sommet des séquences. Les argilites sont très rares.

Les horizons silteux à fissures de dessiccation y sont abondants ; les fissures parfois profondes de plusieurs décimètres sont à remplissage silteux ou sableux.

Les calcrètes font l'objet de nombreuses publications dont les synthèses de Wright (1986) et Wright & Tucker (1991). Les stades d'évolution des calcrètes observées à Huy et à Tihange s'échelonnent de I à IV, selon la classification de Machette (1985). Les calcrètes sont associées à des paquets de roches rouges, bigarrées ou vertes. Des silcrètes nodulaires et des ferricrètes nodulaires ont été observées dans certaines séquences du sommet de la formation. Calcrètes, silcrètes et ferricrètes nodulaires seront décrites plus loin dans le texte. Les siltites fines sont parfois interrompues par des bancs pluricentimétriques de grès fins argileux et on y observe des granoclassements normaux et inverses. Des cicatrices internes sont marquées par des lentilles discontinues peu épaisses de microconglomérats intraformationnels rouges, verts ou bigarrés constitués de chips millimétriques de roches fines et/ou d'agrégats argileux de la taille des sables moyens ou grossiers. Dans les grès fins et les siltites sableuses, s'observent quelquefois des figures de charge. La couleur des roches est dominée par les sédiments bigarrés à dominante rouge. Les couleurs vert olive sont fréquemment observées ainsi que des paquets rouges à brun rouge et taches violacées.

Les stades les plus évolués des calcrètes se rencontrent dans la partie inférieure de la Formation de Marteau tandis que les stades I et II caractérisent son sommet. A Tihange, 50 niveaux différents de calcrètes nodulaires peuvent être comptés dans la seule Formation de Marteau. Leur épaisseur varie de quelques cm à plusieurs décimètres et plusieurs niveaux sont comptabilisés dans une séquence sédimentaire complète. Deux niveaux différents sont comptabilisés lorsque qu'un intervalle sédimentaire est exempt de nodules. Les nodules carbonatés remaniés sont inclus dans des conglomérats intraformationnels à matrice sableuse avec des chips de shale ou de siltite de différentes couleurs et aussi d'abondants fragments de vertébrés. La taille des nodules varie de l'échelle millimétrique à l'échelle centimétrique. Un autre type de conglomérat intraformationnel se présente en couches ou en lentilles décimétriques au sein des sédiments fins et est constitué de galets millimétriques de shales verts, de rares nodules carbonatés (calcrètes remaniées), de débris de plantes et de fragments de vertébrés. Les sommets des séquences de la partie supérieure de la formation montrent des structures vertiques typiques responsables de l'homogénéisation du sédiment par déstratification. Cet ensemble pourrait être assimilé au «Complexe à schistes rouges» de Michot (1969).

#### 3.2. La Formation du Bois d'Ausse

#### A Tihange, on peut décrire 5 unités.

Unité a : La Formation du Bois d'Ausse débute à la première barre de 9 m de grès quartzitiques bleus. Ce sont des grès quartzitiques fins, bleus, massifs devenant beiges par altération. Ils sont soulignés par une cicatrice érosive à la base et des lentilles riches en galets mous. On observe ensuite des bancs lenticulaires porteuses de rides de courant, de rares rides d'interférence ainsi que des surfaces de réactivation, des stratifications obliques et entrecroisées et du «ripple bedding». Cette barre apparaît en éperon dans la topographie. Les barres gréseuses dans la Formation du Bois d'Ausse ont été exploitées dans de petites carrières le long de la vallée. Ces anciens sites extractifs locaux ont été détruits par la construction de la nouvelle route. Cette barre pourrait être reliée au «Quartzite de Pontière» de Michot (1969).

Unité b : Au-dessus de cette première barre, sur 18 m d'épaisseur environ, on observe une alternance de paquets pluridécimétriques à plurimétriques de grès fins, propres, gris à gris vert, massif ou à stratification plane parallèle, entrecroisée alternant avec des paquets plurimétriques de siltites gris bleu (flanc nord du synclinal) ou gris bleu et vert, avec rares shales verts ou rouges avec calcrètes (flanc sud du synclinal). Les structures «tidal bedding», «lenticular bedding», «flaser beding», «wavy bedding» y sont fréquentes, ainsi que les débris végétaux et les Pachytéca sp. Les terriers, la bioturbation, quelques pistes, des slumps de taille pluricentimétrique, du litage convolute, des rides de courants, des microsurfaces érosives et des figures de charges de petite dimension sont observées. De nombreux niveaux de microconglomérats intraformationnels sont décrits. A 25 m au-dessus de la base de la formation, des shales bleu foncé à noirs, parfois laminaires, faiblement bioturbés, renferme une faune monospécifique à ostracodes (Cryptophyllus sp.) dont seules les empreintes sont visibles. Dans ces séquences certains niveaux portent des structures pédologiques superposées à des structures tidales.

Unité c : Au-dessus de cet ensemble, on enregistre un paquet de 32 mètres où dominent les siltites fines bigarrées, vertes ou rouges, porteuses des structures décrites dans la moitié supérieure de la Formation de Marteau : calcrètes, silcrètes, ferricrètes nodulaires, structures vertiques, fissures de dessiccation, débris de plantes. Ces matériaux sont entrecoupés de grès argileux pluridécimétriques souvent déstructurés, rouges, vert et parfois gris bleu. C'est le retour aux conditions paléoenvironnementales qui prévalaient antérieurement. Au flanc sud du synclinal, on observe un ensemble similaire, mais réduit à 22 mètres d'épaisseur environ et recouvert par des dépôts d'une dizaine de mètres d'épaisseur constitués de conglomérats intraextraformationnels (décrits plus loin) à dragées (jusqu'à 1 cm de diamètre) de quartz blanc, galets anguleux (cm à pluridécimétriques) de siltite et de shale bleu foncé, straticulé ainsi que des nodules de calcrètes remaniées. Ces matériaux grossiers alternent avec des grès graveleux lenticulaires et des siltites fines, bleu foncé, finement straticulées. Les cicatrices d'érosion sont très marquées à l'intérieur de ce paquet, qui n'a pas son équivalent sur le flanc nord du pli.

Les ensembles b et c pourraient correspondre au «Complexe psammito-schisteux» de Michot (1969).

Unité d : Suit ensuite une nouvelle séquence épaisse d'une trentaine de mètres d'épaisseur à dominante de grès quartzitiques fins, propres, gris bleu, devenant beiges par altération. Ces grès souvent massifs, présentent des stratifications planes parallèles à légèrement obliques. Des stratifications entrecroisées sont observées, ainsi que des figures érosives et les clastes de shales formant des lentilles de conglomérats intraformationnels. Les fragments végétaux sont présents en abondance sur les plans de stratification, ce sont soit de la paille hachée (axes nus ou dichotome, des fragments trapus dans les sédiments les plus grossiers et les Pachytéca sp (pseudo-algue). De minces lits de siltite verte s'intercalent entre les grès ; ils sont souvent érodés latéralement. Cet ensemble pourrait être corrélé avec les grès de la Formation du Bois d'Ausse décrits dans la coupe de Huy sud (bancs n° 500 à 544).

Unité e : Au flanc nord de la coupe, on retrouve 12 m d'un complexe analogue à ce qui a été décrit en c mais composés par l'empilement de courtes séquences granodécroissances avec dans la partie supérieure, le retour des roches rouges ou bigarrées et les niveaux à calcrètes.

On dénombre encore 28 horizons de calcrètes dans la partie observable de la Formation du Bois d'Ausse. Le sommet de la Formation n'est pas visible.

#### 4. Analyse pétrographique

Les 3 coupes étudiées ont fait l'objet d'un prélèvement serré en vue pour analyse pétrographique. Des surfaces polies ont été dressées sur la majorité de ces échantillons. Quelques lames ont fait l'objet d'une coloration de Dickson pour l'examen des carbonates. Les échantillons, ainsi que les lames minces, sont déposés dans les collections du Service géologique de Belgique et listés au tableau 3. Un autre échantillonnage plus serré (tous les 50 cm environ) a été conduit pour détermination de la susceptibilité magnétique dans les coupes de Huy et de Tihange (étude en cours). Les résultats de cette dernière étude seront publiés ultérieurement.

Quarante échantillons ont été récoltés dans la coupe de Huy (Formation de Marteau uniquement), 140 échantillons dans la coupe de Tihange (dont 100 positionnés sur la coupe et 50 uniquement pour structures sédimentaires), et une dizaine dans les faciès grossiers de la coupe de Fond d'Oxhe. Les numéros d'échantillons correspondent aux numéros des bancs du descriptif pour les coupes de Huy sud et de Tihange.

Tableau 3. Liste des échantillons prélevés dans les coupes étudiées de Tihange, de Huy et du Fond d'Oxhe.

Coupe de Tihange (F. Marteau +Bois d'Ausse)			Coupe de Huy Sud (F. Marteau)				
N°banc	Photo	Lame- Mince	Surface Polie	N°banc	photo	Lame- Mince	Surface Polie
T-26n	xx	xxxx	xxxx	H-1inf	XX	xxxx	
T-260	XX	xxxx	XXXX	H-1sup	XX	xxxx	
T-26pi	XX	xxxx	XXXX	H-3	XX	XXXX	XXXX
T-26pi'	XX		XXXX	H-5inf	XX	XXXX	XXXX
T-26pm	xx	xxxx	XXXX	H-5sup	XX	xxxx	
T-26ps	xx	xxxx	xxxx	H-6	XX	xxxx	xxxx
T-26q	XX	XXXX	XXXX	H-7	XX	xxxx	
T-26r	XX	xxxx	XXXX	H-8inf	XX	xxxx	xxxx
T-26s	XX	xxxx	XXXX	H-9	XX	XXXX	
T-26t	xx		XXXX	H-11	xx	xxxx	xxxx
T-26w	xx	xxxx	xxxx	H-12	xx	xxxx	
T-26x	XX	xxxx	XXXX	H-15	XX	XXXX	
T-26y	XX	XXXX	XXXX	H-18	XX	XXXX	
T-34	XX	2-xxx	xxxx	H-21inf	xx	xxxx	XXXX
T-35	XX	XXXX	xxxx	H-21sup	xx	xxxx	
T-45i	xx	XXXX	XXXX	H-25	XX	XXXX	XXXX
T-45s	xx	XXXX	XXXX	H-30inf	XX	XXXX	
T-46	XX	2-xxx	xxxx	H-30sup	XX	xxxx	XXXX
T-53	xx	xxxx	xxxx	H-31	XX		
T-55	1.000	XXXX	XXXX	H-32	XX	XXXX	
T-56	xx	XXX	XXXX	H-33	XX	xxxx+D	XXXX
T-56'	XX		xxxx	H-34	XX	XXX	XXXX
T-65	xx	xxxx	xxxx	H-35	XX	XXXX	XXXX
T-70	xx	XXXX	XXXX	H-42inf	XX	xxxx+D	XXXX
T-76	xx	XXXX	XXXX	H-42m	XX	XXX+D	XXXX
T-77	xx	xxxx	XXXX	H-42sup	XX	XXX+D	XXXX
T-80	xx	XXXX	xxxx	H-54sup	XX	xxxx	
T-89	XX	XXXX	xxxx	H-55inf	xx	xxxx	
T-89'	xx		XXXX	H-55sup	XX	XXXX	XXXX
T-92sup	xx	xxxx	xxxx	H-70	XX	XXXX	
T-94	XX		xxxx	H-78	XX	XXXX	XXXX
T-95	xx		xxxx	H-95	XX	XXX+D	XXXX
T-96	XX		xxxx	H-98	xx	xxxx	

T-98		XXX		H-111	XX	xxxx	
T-100	XX	XXXX	XXXX	H-115	XX	xxxx	XXXX
T-103	XX	XXXX		H-116	XX	xxxx+D	XXXX
T-106	XX	XXXX	XXXX	H-122	XX	xxxx	
T-107	XX	XXXX	XXXX	H-140	xx	xxxx	XXXX
T-111	XX	XXXX	XXXX	H-145			
T-113	XX	XXXX	XXXX	H-150	XX	xxxx+D	XXXX
T-114	xx	XXXX	XXXX	Coupe du	Fond d'Oxhe	e (Membre d'	Ombret)
T-116	XX	2-xxx	XXXX	FOX1	XX	xxxx	
T-120	XX	XXXX	XXXX	FOX1/2	XX	xxxx	
T-129	XX	xxxx	XXXX	FOX1/3	XX	xxxx	
T-142	xx		xxxx	FOX1/4	XX	xxxx	
T-145	XX	XXXX	XXXX	FOX2	XX	XXXX	
T-149	XX	XXXX	XXXX	FOX3	XX	XXXX	
T-151i	XX		xxxx	FOX4	XX	xxxx	
T-151s	xx		XXXX	Galets tourmalinite	XX	xxxx	
T-154	XX	XXX	XXXX	Sui	ite : échantille	ons de Tihang	e
T-162	XX	XXXX	XXXX	T-411	XX		
T-164	XX	XXX	XXXX	T-417	XX		XXXX
T-146/2	XX	XXX	XXXX	T-437	XX	xxxx	XXXX
T-167i	XX	XXXX	XXXX	T-439		xxxx	
T-167m	XX	XXXX	XXXX	T-440			XXXX
T-169	XX	XXXX	XXXX	T-466i	XX	XXXX	XXXX
T-181	xx	XXXX	XXXX	T-467	XX		XXXX
T-187	XX		XXXX	T-482			XXXX
T-188	XX	XXXX	XXXX	T-484	XX	XXXX	XXXX
T-189	XX	XXXX	xxxx	T-492		xxxx	
T-190i	xx	XXXX	xxxx	T-505	XX		XXXX
T-190m	XX	XXXX	xxxx	T-507	XX	xxxx	XXXX
T-191	xx	xxxx	XXXX	T-511	XX	xxxx	xxxx
T-199	xx	xxxx	XXXX	T-515	XX	xxxx	XXXX
T-206	xx	xxxx	xxxx	T-515b	XX		xxxx
T-214	xx	xxxx	xxxx	T-525	XX	xxxx	XXXX
T-214'	xx		XXXX	T-529	XX	xxxx	xxxx
T-215	XX	xxxx	xxxx	T-551	xx	xxxx	xxxx
T-223	xx	xxxx	xxxx	T-560		XXXX	
T-227	XX		XXXX	T-565		xxxx	
T-231	xx	xxxx	xxxx	T-608i	XX		
T-265	xx	xxxx	xxxx	T-608s	xx		
T-401	xx	xxxx	xxxx	T-611	XX		
T-406	xx	XXXX	xxxx	T-612	XX		
T-407	xx	XXXX	XXXX	T-1035	XX		
T-409	XX	XXXX	XXXX				

XXX : grande lame ; +D : coloration des carbonates par la solution de Dickson.

.

Le tableau 4 présente la distribution des différentes lithologies dans les coupes investiguées. Il montre l'importance quantitative des lithologies fines, surtout dans la Formation de Marteau et l'abondance des couches porteuses de calcrètes nodulaires.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Conglomérat extraformationnel	46,3 %				
Conglomérat intraformationnel		3,3 %	9,5 %	10,7 %	11,2 %
Grès grossier et grès graveleux	14,6 %		-	1,5 %	
Grès, grès quartzitique		38,8 %	33,8 %	42,4 %	72,8 %
Siltite grossière, grès argileux, greywacke	16,0 %	12,4 %	19,3 %	14,3 %	2,5 %
Siltite et shale	9,7 %	45,4 %	37,4 %	31,1 %	8,3 %
Lacune d'observation			_		5,2 %
% calcrètes (épaisseur cumulée) *	0,0 %	42,4 %	36,0 %	10,7 %	2,6 %
"bedload/suspended load" **	2,9	0,7	0,8	1,2	5,2
"Proportion of bedload"	74 %	42 %	43 %	55 %	84 %

Tableau 4. Répartitions des lithotypes des unités lithostratigraphiques examinées dans les coupes de Huy et de Tihange.

(1) Coupe de Huy – Membre d'Ombret

(2) Coupe de Huy - Formation de Marteau (hors Membre d'Ombret) (partie inférieure)

(3) Coupe de Tihange - Formation de Marteau

(4) Coupe de Tihange - Formation du Bois d'Ausse (unités a à e, partie inférieure)

(5) Coupe de Huy - Formation du Bois d'Ausse (partie supérieure)

\* : épaisseur cumulée des bancs renfermant des calcrètes, quel que soit leur stade de développement

\*\* : « *bedload* » : charge sédimentaire transportée sur le fond de manière tractive qui diffère du « *suspended load* » où le sédiment est transporté en suspension dans le cours d'eau.

#### 4.1. Les conglomérats extraformationnels

Ceux-ci ont été décrits dans le chapitre consacré au Membre d'Ombret. Il est impossible d'effectuer une corrélation fine des bancs conglomératiques entre les trois coupes. Le nombre de couches, leurs épaisseurs, la taille, voire la forme des galets varient d'une coupe à l'autre. Les galets peuvent atteindre plusieurs décimètres dans la coupe du Fond d'Oxhe alors qu'ils ne dépassent pas 8 cm dans la coupe de Tihange et à peine plus dans la coupe de Huysud. L'arrondi des galets semble d'autant plus faible que leur taille est élevée. Les galets observés sont constitués d'une majorité de quartz blanc, accompagnés par des galets de quartzite gris, beige ou verdâtre, des tourmalinites vert foncé à noir, et plus rarement des galets de quartz rose ainsi que des cristaux et des fragments de cristaux de tourmaline verte. Dans les conglomérats les moins grossiers, on observe des galets de cherts noirs ou gris foncé, des siltites, des schistes ainsi que plus accessoirement des débris de roches volcaniques (fortement transformées, souvent chloritisées) et de roches métamorphiques.

Les quartz blancs (coupe de Huy Sud) sont généralement monocristallins et montrent des signes de déformation intense marquée par une extinction ondulante généralisée et l'abondance des inclusions dont l'alignement est similaire d'un grain à l'autre. Quelques grains présentent des inclusions fluides et des vacuoles alignées selon plusieurs réseaux et pourraient représenter des quartz dérivés du remaniement de veines de quartz d'origine hydrothermale. Ces observations s'appliquent aussi aux grès quartzitiques de la seule coupe de Huy sud. Quelques rares galets (de petite taille) présentent du quartz polycristallin où les contacts entre grains sont suturés, caractérisant une source métamorphique. Dans la gamme des grès grossiers, des grains polycristallins dont les cristaux de quartz sont allongés dans une direction préférentielle («sheared quartz» ou «stretched metamorphic quartz») sont observés épisodiquement.

Les contacts entre les galets sont de type pressiondissolution. Les proportions relatives des ciments (siliceux et chloriteux) et de la matrice varient d'un lit conglomératique à l'autre. La chlorite est présente tant dans le ciment (plage chloritique) que comme minéral secondaire issu de l'altération de débris lithiques (roches volcaniques et roches sédimentaires fines) ou des feldspaths.

Le pourcentage de feldspaths est très faible dans les roches gréseuses de la coupe de Huy sud et particulièrement à sa base où ils sont absents. En accord avec Michot (1962), le terme « arkose de Dave », pour désigner les roches de base du Lochkovien n'est pas justifié. L'aspect « arkosique » souligné par des points clairs, parfois blancs, dans la roche faisait penser à la présence de feldspaths ou de kaolinite formée par altération des feldspaths. Pétrographiquement, il s'agit de débris de roches claires, parfois altérées et de phyllites.

#### 4.2. Le cas particulier des tourmalinites

En Belgique, les tourmalinites se présentent sous forme de galets dans différentes formations conglomératiques du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen tant au bord nord du Synclinorium de Dinant qu'en bordure du Massif de Stavelot. Elles sont connues depuis plus d'un siècle.

Des galets de tourmalinite centimétriques ainsi que des cristaux plurimillimétriques de tourmaline sont trouvés en abondance dans toutes les roches grossières du Membre d'Ombret. Les galets ont une couleur vert foncé à noir, montrent parfois des veinules de quartz blanc et ont des

formes parallélépipédiques à arêtes et angles émoussés. Pétrographiquement, ces tourmalinites présentent les types I et II tels décrits par Corteel & De Paepe (2003) et Fieremans & De Paepe (1982) : «Type-1: poikiloblastic texture in which the host crystals are large quartz grains. Rarely: a banded pattern, caused by an alternation of tourmaline-rich and tourmaline-poor zones. Greenish crystals of tourmaline. Type-2: samples with a brecciated texture: tourmaline and fragments of tourmalinite lying in a groundmass of equigranular quartz grains. Type-1 & type-2: large variation of colours and shape and is regularly zoned. Type-3: (85% of the samples) fine to medium-grained texture made up of intergrown tourmaline and irregular quartz spots. Mainly green and anhedral. Euhedral crystals often lath-like and occasionally radial aggregates». La tourmaline appartient à la série isomorphe schorl-dravite.

Les structures radiaires, fibreuses ou étoilées sont fréquemment observées et forment des agrégats plurimillimétriques ; les cristaux y sont zonés. Les galets, vert foncé, zonés sont fréquents et montrent une alternance de lits riches et de lits pauvres en tourmaline. Cette disposition suggère un précurseur sédimentaire. Les analyses chimiques des tourmalines des conglomérats de la base de la Formation de Fooz réalisées par Corteel & De Paepe (2003) et Fieremans & De Paepe (1982) recouvrent la zone des granitoïdes et des roches (méta)sédimentaires. Corteel & De Paepe (2003) évoque la source des galets comme suit : « The north-western source for the Belgian Lower Devonian deposits is the Brabant Massif, in which no evidence for B-metasomatism has hitherto been recorded. The source area of Belgian tourmalinites probably lies in Eastern Avalonia, where tourmalinite mineralisations have been recorded. Authors presume that granite-related tourmalinization also occurred in some of these other areas, where magmatic activity developed due to the closure of the Tornquist Sea. In this respect, the Brabant Massif is the most probable source, taking into account the inferred batholith underlying it and its proximity to the place of deposition. ». Enfin Corteel et al. (2004) suggèrent un événement hydrothermal de grande échelle impliquant une tourmalinisation à travers le bassin rhénohercynien belge. Le débat sur l'origine des galets de tourmaline des séries conglomératiques dévoniennes est donc encore loin d'être clos.

Signalons encore que nous avions identifié, par diffraction des RX, la pyrophyllite tant dans les schistes ordoviciens et siluriens de la bande Sambreet-Meuse (Huy Sud, tunnel de Statte, Fond d'Oxhe) que dans les roches fines du Membre d'Ombret (Huy Sud). Les schistes de la Bande de Sambre-et-Meuse renferment encore de la tosudite (Brown et al., 1974) qui corroborerait un événement hydrothermal.

#### 4.3. Les grès et quartzites

Les grès du Membre d'Ombret sont constitués de grès lithiques grossiers à moyens et des grauwackes (reconnus

à l'affleurement comme des grès argileux). Les feldspaths sont systématiquement chloritisés. Les débris lithiques sont de même nature que ceux constituant les galets des conglomérats. Les débris de siltites, de schiste (parfois avec clivage de crénulation) y sont fréquents et partiellement chloritisés, les débris de cherts sont nombreux.

Les ciments sont multiples : siliceux et chloriteux pour les grès et microphylliteux (micas et chlorite) pour les grauwackes. Les roches rouges portent en outre un ciment pigmenté par les oxydes de fer. Dans ce dernier cas, les paillettes de micas portent des cristaux (tablettes subhexagonales) d'hématite alignées dans les plans de clivage. Des paillettes détritiques inframillimétriques de micas (muscovite, biotite chloritisée, micas sandwich muscovite-chlorite et muscovite-biotite) et de chlorite sont peu fréquentes ; elles sont généralement fortement déformées. Le classement, modéré à la base, est bon en montant dans le membre. Les grains y sont anguleux à subarrondis.

Les grès de la Formation de Marteau sont fins à très fins, sublithiques et feldspathiques. Leur classement est bon à très bon et l'arrondi est de type subangulaire à subarrondi.

Les feldspaths, rares et généralement chloritisés dans la coupe de Huy, apparaissent plus sains dans la coupe de Tihange, tant pour la Formation de Marteau que pour celle du Bois d'Ausse. Les feldspaths plagioclases (macles de l'albite, macles courtes et parfois macles de Carlsbad) n'y excèdent pas 3-5% de l'assemblage. Il n'y a donc pas d'arkoses. Ils apparaissent souvent nuageux, parfois avec une teinte brunâtre peu prononcée et renferment des paillettes de séricite. Très exceptionnellement, la microcline et des structures perthitiques ont été reconnues. L'aspect «grès à point blancs» les a souvent fait qualifier d'arkose. Les points blancs étaient interprétés macroscopiquement - et erronément - comme le résultat de la kaolinisation des feldspaths. La présence des débris lithiques dans la gamme granulométrique des sables est responsable de cet aspect macroscopique. Michot (1962) a consacré une étude détaillée sur les feldspaths des sédiments dévoniens et carbonifères. Cet auteur conclut que les vraies arkoses sont rares dans l'Eodévonien et limitées à quelques minces niveaux en de rares localités. L'appellation d'arkose pour de nombreux dépôts gedinniens grossiers de base ne se justifie donc pas. De véritables arkoses et des grès feldspathiques ont été trouvés autour du Massif de Rocroi.

Les débris de cherts y sont abondants (10 à 20%). Les fragments de roches sédimentaires autres que le chert sont rares et concernent des grès fins, des roches contenant du quartz et de la muscovite, des grains de quartz à aiguilles de rutile, etc. L'abondance de ces derniers tend à diminuer en s'élevant dans la Formation du Bois d'Ausse.

On ne trouve plus de fragments de tourmalinite mais bien des grains détritiques de tourmaline verte, parfois zonée accompagnant le cortège classique de minéraux denses : zircons, ferro-titanés et nettement plus rare, le rutile. Ils soulignent parfois la stratification (lits constitués d'une seule couche de minéraux denses) et sont alors dans la gamme granulométrique des silts grossiers. Dans les niveaux affectés par la paléopédogenèse, les minéraux ferro-titanés (ilménites, hémo-ilménites) sont transformés en leucoxènes.

Les micas, chlorites et micas sandwiches sont toujours présents en faible proportion sous forme de paillettes dépassant rarement le millimètre de longueur et d'allure flexueuse. Ils apparaissent en plus grande abondance dans la Formation du Bois d'Ausse. Les grès présentent une structure quartzitique incomplète dont le développement est fonction de la teneur en microphyllites dans le sédiment. Une chlorite secondaire apparaît souvent dans le ciment (parfois en rosettes ou à structure fibroradiée et à couleurs anormales en lumière doublement polarisée) et parfois de la calcite poecilitique interstitielle. La chlorite, omniprésente dans les roches détritiques des coupes étudiées, se présente sous différentes formes : a) en paillettes détritiques, b) dans l'association de paillettes sandwiches avec la muscovite, c) se substitue partiellement aux biotites, dans les débris de roches volcaniques et les chips silteuses, d) souvent associée à des horizons pédogénétisés, e) comme minéral authigène de remplissage de pores, parfois à disposition fibroradiée, e) accolée aux débris végétaux et dont les feuillets sont perpendiculaires à l'allongement du débris, f) comme enduit minéral orienté sur les surfaces glissées d'origine tectonique ou d'origine paléopédogénétique.



**Figure 5.** Evolution granulométrique des grès à travers les formations de Marteau et du Bois d'Ausse des coupes de Huy et de Tihange.



Figure 6. Etude granulométrique des grès : relation entre diamètre moyen et clasticité.

La calcite apparaît maclée dans la coupe de Huy et témoigne d'une déformation intense de la roche, au même titre que les déformations affectant les quartz. La dolomite n'a pas été identifiée malgré le test de coloration des carbonates. La sidérite est présente dans des veines de quartz de la coupe de la gare de Huy Sud.

Un pigment hématitique est présent dans les grès rouges ou bigarrés les plus fins. Des veines de quartz, souvent accompagnées de sidérite et de dickite (polymorphe de la kaolinite) sont fréquentes dans la coupe de Huy. Ce dernier minéral est abondant dans des fractures ouvertes et des joints des grès quartzitiques de la Formation du Bois d'Ausse de la coupe fraîche de Tihange. L'absence à l'affleurement de la dickite dans les coupes anciennes est liée à la texture pulvérulente du minéral. C'est un minéral de diagenèse tardive.

Sur le plan granulométrique, les grès de la Formation de Marteau (hors Membre d'Ombret) affichent un diamètre moyen de 166 µm (24 mesures) et une clasticité moyenne de 285 µm. Les grès de la Formation du Bois d'Ausse apparaissent plus grossiers avec un diamètre moyen de 203 µm (20 mesures) et une clasticité de 420 µm. Dans les deux cas, il s'agit bien de grès fins. Pour les deux formations l'écart entre diamètre moyen et clasticité augmente avec la granularité moyenne du sédiment. Sur le plan de l'évolution verticale (figure 5), la granularité diminue au sein du Membre d'Ombret et chute brutalement avec l'entrée dans la Formation de Marteau s.s. Elle fluctue ensuite et tend à s'élever à l'approche de la Formation du Bois d'Ausse. La granulométrie culmine à la base de cette dernière et décline ensuite progressivement tout au long de la formation. Cette tendance est particulièrement bien exprimée au travers de l'évolution de la clasticité. A titre de comparaison, les formations de Marteau et du Bois d'Ausse des coupes de La Gileppe et de la vallée de la Helle (bord nord du Massif de Stavelot) présentent des granularités moyennes (respectivement +/-200 et 275-300) et des clasticités plus élevées (millimétriques). On observe aussi la même tendance à la diminution de la granulométrie moyenne des grès dans la Formation du Bois d'Ausse. De manière globale, si on porte dans un diagramme la clasticité en fonction du diamètre moyen (figure 6), on observe que la première est de l'ordre du double de la seconde (Régression linéaire : clasticité = 2,065x(diamètre moyen) pour la F. du Bois d'Ausse et  $R^2 = 0.41$ ; clasticité = 1,956x(diamètre moyen) pour la F. de Marteau et  $R^2$ = 0,15; la distribution des points est plus large pour la Formation de Marteau. Le tri granulométrique est meilleur pour la Formation de Bois d'Ausse.

#### 4.4. Les siltites

Les siltites représentent la majorité du volume sédimentaire de la Formation de Marteau (hors Membre de Dave) et séparent généralement les paquets de grès quartzitiques dans la Formation du Bois d'Ausse. Toute la gamme granulométrique des siltites est rencontrée dans les stampes

étudiées. Outre le quartz et les rares feldspaths, les paillettes détritiques de micas et de chlorites sont abondantes et soulignent la stratification lorsque le matériau n'a subi aucun dérangement (pédoturbation et bioturbation). Une matrice microphylliteuse est présente, ainsi que des opaques et de la calcite (dans les calcrètes). Les siltites non affectées par des processus pédogénétiques montrent de fréquentes structures sédimentaires à petite échelle comme les laminations, la bioturbation, des granocroissances et granodécroissances, des stratifications obliques et entrecroisées ainsi que des rides de courant pour ce qui concerne des siltites grossières. Des lamines pélitiques, sableuses fines ainsi que des lamines enrichies en matière organique ponctuent fréquemment les siltites. La majorité d'entre elles cependant est affectée par des processus pédogénétiques induisant une destruction (partielle ou totale, localisée ou généralisée) des structures sédimentaires originelles : implants radiculaires, surfaces glissées pédogénétiques, boulettes et micro-galets issus du remaniement de sols, concrétions calcitiques ou ferriques, transfert d'argile vers des horizons de sols plus profonds (éluviation et illuviation), crystallarias, fissures de dessiccation et « turn-over » associé1 ...

#### 4.5. Les shales

Les sédiments fins sont rares. Ils sont pratiquement limités à des shales bleus à rare macrofaune monospécifique et à quelques rares et minces bancs de shales verts, rouges ou bigarrés. Le clivage schisteux est quasiment absent de la coupe de Tihange. Seuls quelques rares échantillons montrent sous le microscope un clivage frustre affectant très localement des shales, voire les chips de shale. Cette quasi-absence de clivage permet le prélèvement aisé des lithologies les plus fines. Quelques centaines de mètres plus au sud des coupes étudiées, les séries éodévoniennes présentent par contre un clivage schisteux net dont l'espacement est généralement relié à la granulométrie de la roche affectée... même si cette règle générale souffre d'exceptions dans la coupe le long de la voie de chemin de fer (notamment pour la formation d'Acoz). Certaines calcrètes se sont développées dans des shales. Leur morphologie et structures internes sont identiques à celles observées dans les siltites, notamment les déformations de la matrice au cours de la croissance du nodule et les glissements internes avec réorientation minérale.

#### 4.6. Les autres conglomérats

Outre les conglomérats extraformationnels caractérisant les dépôts éodévoniens de base, les processus érosifs

fréquents induisent la formation de très nombreux conglomérats intraformationnels. Les plus évidents se situent à la base des grès dont les différentes structures sédimentaires permettent de les interpréter comme des grès de chenaux. Ces conglomérats remanient les shales, siltites sous forme de chips dont la taille et la morphologie varie fortement (depuis le claste anguleux décimétrique au galet millimétrique ovoïde) en fonction de la durée et de la distance de transport ainsi que de la capacité du cours d'eau. La présence fréquente de galets carbonatés (à morphologie et structures internes typiques des calcrètes), de boulettes de sols et plus rarement de glaebules ferrugineux et de nodules siliceux indique le remaniement de sols précédemment développés et de certains horizons profonds. A ces constituants on peut encore ajouter des débris végétaux pluricentimétriques, des débris de poissons (fragments de plaques, épines dorsales) et de Pachyteca sp (sommet de la Formation de Marteau et Formation du Bois d'Ausse). La matrice de sable fin, sale est accompagnée d'une fraction siltoargileuse issue de l'abrasion des chips. Les galets carbonatés sont poinconnés par les grains de quartz, tandis que les chips sont poinçonnées et déformées par compaction.

Certaines lentilles microconglomératiques sont observées dans la Formation de Marteau avec un faciès particulier. Elles s'observent en dehors des séries gréseuses sous forme de lentilles d'épaisseur centimétriques à pluridécimétriques et de faible extension latérale, intercalées dans des siltites. Ces lentilles sont composées d'une accumulation de chips millimétriques à inframillimétriques des lithologies fines emballées dans une matrice silteuse généralement fine aussi. Macroscopiquement, cette disposition ne s'observe que sur des matériaux frais et par des variations colorimétriques des microgalets. Ces conglomérats résultent de l'érosion d'horizons superficiels de sols silteux ou argileux et la sédimentation à distance limitée de petits galets soit dans des petits chenaux abandonnés, des rigoles d'érosion ou de dépressions topographiques limitées. Vu la difficulté à reconnaître ces lithologies sur le terrain, spécialement sur les coupes défraîchies, on peut considérer que leur abondance est largement sous-estimée.

A proximité de la limite entre les formations de Marteau et du Bois d'Ausse, 1 mince niveau de conglomérat intraextraformationnel (flanc nord du synclinal principal de la coupe de Tihange) et plusieurs niveaux plus épais et superposés de conglomérats intra-extraformationnels (flanc sud du synclinal principal de la coupe de Tihange) ont été décrits. Ces matériaux correspondent aux conglomérats intraformationnels dont ils diffèrent par la taille plus grande des chips anguleuses pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres et la présence de dragées de quartz blanc dont la taille peut atteindre 1 cm. La matrice sableuse de ce conglomérat reste toutefois dans la gamme des sables fins. Ces lithologies n'avaient pas été décrites jusqu'à présent dans ces séries.

<sup>1</sup> En saison sèche, de profondes fissures de dessiccation s'ouvrent dans le matériau. Les parois des fissures ouvertes s'effondrent et de la matière comble les parties profondes de la fissure. En saison humide, les parois ouvertes se referment. Le gonflement consécutif à la réhydratation des argiles induit des tensions internes responsables de glissements internes. La succession de cycles saisonniers « sec-humide » permet ainsi le mélange des sédiments et leur déshorizonation.

#### 5. Les structures sédimentaires

Les principales structures sédimentaires sont reportées dans la colonne lithologique dressée pour les coupes de Tihange (flancs nord et sud) et de Huy et reproduite en annexes. Les fréquences relatives des différentes structures observées figurent au tableau 5. Si les termes français sont privilégiés, la traduction de certains termes anglais est lourde et peu heureuse. Couramment utilisés par les sédimentologues, ils ont ainsi été maintenus dans leur langue originelle et concernent une « famille » de structures souvent associées et caractérisant les environnements tidaux : «*wavy bedding»*, «*ripple bedding»*, «*lenticular bedding»*, «*flaser bedding»* et «*tidal bedding*». Une traduction littérale donnerait la liste suivante : litage ondulant, litage à rides, litage lenticulaire, litage à « flasers » et litage tidal.

Tableau 5. Fréquence relative des structures sédimentaires.

Abondance relative des structures sédimentaires Coupes de Huy Sud et de Tihange							
Structures sédimentaires	Membre d'Ombret	Marteau	Bois d'Ausse inf.	Bois d'Ausse sup.			
Stratification plane parallèle	х	XX	XX	XX			
Stratification oblique unilatérale	х	XX	XX	XX			
Stratification microentrecroisée	0	XX	XX	XX			
Stratification entrecroisée en auges	0	x	x	x			
Mégaride	0	x	x	XX			
Lenticulation	XXX	XXX	XXX	XXX			
Rides de courant	0	XX	XX	XX			
Rides d'interférence	0	XX	(x)	(x)?			
Wavy bedding	0	(x)	X	0			
Tidal bedding	0	(x)	XX	0			
Lenticular bedding	0	(x)	XX	X			
Flaser bedding	0	0	x	0			
Stratification en arêtes de poisson	0	0	x	0			
Cicatrice d'érosion, rigole d'érosion	XX	XXX	XXX	XX			
Conglomérat à galets de roches dures	XXX	0	(x)	0			
(micro)Galets de tourmalinite	XXX	0	0	0			
Conglomérat de chenal intraformationnel	XX	XXX	XXX	XX			
Microconglomérat intraformationnel	0	XX	Х	0			
Chips d'argile ou de silt	Х	XXX	XXX	XXX			
Calcrètes remaniées	х	XXX	XX	(x) ?			
Figures de charge, pseudonodules	0	x	(x)	0			
Expulsion d'eau, volcan de boue	0	0	(x)	0			
Débris de vertébrés	х	XX	XX	0?			
Ostracodes	0	0	x	0			
Terriers et pistes	0	(x)	x	X			
Débris de plantes	0	XX	XXX	х			
Fissures de dessiccation, synaerésis	х	XXX	XX	х			
Structures vertiques	0	XX	XX	x ?			
Calcrètes nodulaires	х	XXX	XX	х			
Silcrètes nodulaires	0	x	X	0			
Ferricrètes nodulaires	0	x	x	0			
Crystallaria	0	XX	XX	0			
Implants radiculaires	0	x	(x)	0 ?			
Déstratification	(x)	XXX	XX	(x)			
Argilanes	0	XX	X	0 ?			
Gley, pseudogley	0	XX	XX	0?			

0 : absent (x) : rare x : présent XX : fréquent XXX : abondant

#### 6. Paléosols et pédocrètes associées

#### 6.1. Introduction

De nombreuses études sont consacrées aux paléosols des Old Red Sandstones et une importante littérature leur est dédiée (Wright, 1989; Kraus, 1999; Mack *et al.*, 1993, Marriott & Wright, 1993; Marriott & Wright, 1996b; Wright, 1986; Wright, 1990, Wright *et al.*, 1992; Wright & Tucker, 1991). La paléopédologie emprunte sa terminologie descriptive à la pédologie, notamment les profils découpés en horizons caractéristiques.

Aucun paléosol n'a été observé sous la discrodance Silurien-Dévonien dans les coupes étudiées, en relation probable avec l'absence de stabilité du paysage avant le dépôt des premiers sédiments, le caractère érosif qui marque cette discordance et la nature conglomératique des dépôts initiaux.

Les niveaux qualifiés de paléosols sont par contre très nombreux dans les coupes de Huy et de Tihange et sont observés tant dans la Formation de Marteau que la Formation du Bois d'Ausse. Si les paléosols sont bien documentés dans la littérature britannique des Old Red Sandstones (ORS), paradoxalement, ils sont pratiquement méconnus dans la littérature consacrée au Dévonien inférieur belge.

Les paléosols rencontrés dans le Dévonien inférieur belge appartiennent à la famille des paléovertisols calciques (à horizons de calcrètes), auxquels il convient d'ajouter des horizons particuliers (partiellement indurés) comme les silcrètes nodulaires pédogénétiques et les ferricrètes nodulaires. Ces différents types d'horizons sont décrits plus loin. De fortes similitudes sont observées avec les vertisols calciques de la Formation de Moor Cliffs (Lower ORS) décrits par Marriott & Wright (2004). Ce travail présente les résultats préliminaires de notre étude.

Le profil type d'un paléovertisol simple et complet est repris à la figure 7. Trois horizons sont reconnus.

L'horizon supérieur (A) est affecté par de grandes fissures de dessiccation s'ouvrant en saison sèche et avec effondrement partiel des parois. En saison humide, les fissures se referment. Après plusieurs saisons, on observe un mélange du sédiment. La lamination initiale liée au dépôt est effacée partiellement à totalement par ce phénomène dit de « turn-over ». Au sommet de certains profils, on peut observer un remplissage sableux fin (horizon A) des fissures de dessiccation qui permettent alors de les reconnaître sur le terrain.

Un peu plus bas dans le profil, le sédiment présente des surfaces de glissement disposées en tous sens, souvent courbes, qui s'intersectent et sont couvertes de stries. Les minéraux argileux sont réorientés sur ces surfaces (argilanes de stress) qui apparaissent brillantes et constituées de

chlorites ferrifères). Ces chlorites ferrifères confèrent à ces surfaces un aspect de « peau de serpent » caractéristique. Ces argilanes servent de lubrifiants pour les glissements (pédogénétiques) ultérieurs induits par l'alternance de phénomène de gonflement et de retrait liées aux variations saisonnières (humide - sec). Ces stries sont rarement disposées selon une allure en éventail qualifié par les auteurs anglo-saxons de structure «pseudoanticlinale» et «pseudosynclinale». Ces surfaces de glissement, pédogénétiques, découpe le matériau en fragments centimétriques, lui conférant une érodabilité élevée et entraînant instabilité et dégradation rapide des affleurements. La densité de ces joints de glissement diminue avec la profondeur dans le profil. Leurs orientations multiples, les surfaces courbes, l'absence de minéralisation calcitique ou siliceuse (pas d'escaliers d'accrétion), ainsi que leur évolution verticale dans le profil sans lien avec la finesse du grain permettent aisément de les différencier des surfaces de glissement d'origine tectonique. Ces dernières existent à la base des séquences gréseuses et dans les interbancs gréseux et sont parallèles aux surfaces de stratification et aux discontinuités lithologiques. Elles portent des stries et des escaliers d'accrétion en quartz. Les couches où les surfaces glissées pédogénétiques sont fortement développées ne présentent plus de stratification.

Encore plus bas dans le profil, on observe les accumulations carbonatées (horizon Bk ou Ck). Ces horizons sont pluridécimétriques à plurimétriques. Les nodules varient depuis l'échelle millimétrique jusqu'à l'échelle décimétrique. La forme est généralement globulaire, régulière à irrégulière. Les formes cylindriques (si fréquentes dans les ORS), prismatiques ou discoïdes sont rarissimes. Ces calcrètes vont être plus largement décrits dans la suite du texte. La stratification est inexistante ou déformée par la croissance des nodules.

Sous cet horizon, on enregistre un sédiment à structures sédimentaires préservées liées au dépôt. C'est l'horizon C dans lequel les processus pédologiques n'ont pas eu lieu.



Figure 7. Coupe verticale schématique d'un paléovertisol éodévonien belge.

Les couleurs des profils sont variables : marron, brun rouge, pourpre rouge, violacés, bigarrés (vert et rouge ; vert et violet ; vert, rouge et violet, ...). Les séquences exposées sont généralement incomplètes : le contact est érosif avec la séquence sédimentaire suivante qui tronque et remanie une partie des horizons. Le contenu des conglomérats intraformationnels de chenaux permet de « reconstruire » les parties manquantes des profils sous-jacents. Ces érosions donnent une image minimale du développement des sols éodévoniens.

La séquence idéale A-B-Bk/Ck-C est rare. Les séquences tronquées (e.g. : B-Bk/Ck-C ou Bk/Ck-C ou Ck-C) ou composites (e.g. : B-Bk-(A)-B-Bk-C-B-Bk-...) sont nettement plus fréquentes indiquant un mode de sédimentation complexe où les processus érosifs conditionnent les dépôts et la pérennité des structures sédimentaires et pédologiques. Les profils de type « cumulate » (aggradation sédimentaire lente mais continue), « composite » (recouvrement des horizons) et à profils séparés (« compound ») décrits par Marriott & Wright (2004) dans la Moor Cliff Formation sont aussi observés dans nos coupes. Ces différents types de profil sont liés à l'importance et la régularité de l'apport sédimentaire au sommet du profil. A titre d'exemple, si on considère que seuls les 2 premiers mètres supérieurs sont sous l'influence des facteurs pédologiques (avec horizonation du profil), tout apport de sédiment au sommet du profil pédologique induit le « déplacement » vers le haut de la zone soumise à pédogenèse. Un apport très faible et régulier de sédiment va engendrer un glissement concomitant de la base de la zone soumise à pédogenèse et des horizons avec superposition des pédostructures. A l'opposé, un apport massif de sédiment va fossiliser le sol et une nouvelle pédogenèse va reprendre dans le nouveau dépôt.

Le développement de vertisols implique la présence dans le sédiment d'au moins 30% d'argiles avec une proportion élevée d'argiles gonflantes comme les smectites. Les vertisols portent des noms variables dont le plus usité est certainement celui de *«black cotton soils»* eu égard à la présence de matière organique dans ces derniers. Dans les paléovertisols éodévoniens examinés, le manque de matière organique au sommet des séquences est probablement à relier à une oxydation rapide de celle-ci et à la faible couverture végétale (époque et paléoclimat). Les vertisols actuels se développent dans des aires géographiques où une forte saison sèche alterne avec une saison humide et sur substrat gonflant dans des plaines d'inondation à drainage faible (Wright, 1989). Les conditions de sites sont donc aussi importantes que les conditions climatiques. Le développement de ce type de sol est rapide (5-200 ans).

Ajoutons encore l'occurrence de structures radiculaires, de taches de « gley », de cutanes et d'argilanes ainsi que de fréquents niveaux porteurs de fissures de dessiccation.

#### 6.2. Les calcrètes

Les calcrètes sont des horizons (Bk et Ck) enrichis en carbonate de calcium et ne représentent donc pas strictement un type de sol. Les profils à calcrètes sont bien connus et décrits en détail pour les Old Red Faciès d'Anglo-Welsh, d'Ecosse, ainsi que du South & North Devon (Allen, 1986; Owens, 1995). A l'opposé, les études comparables en Belgique sont rares pour le Dévonien inférieur et restreintes à la partie nord du Massif de Stavelot-Venn (Stroïnk & Simons, 1995; Swennen, 1995 ; Goemaere et al., 1997). Jusqu'alors, les publications et descriptifs d'affleurement parlaient uniquement de nodules calcaires et de l'aspect carié ou celluleux présenté à l'affleurement par ces niveaux. Swennen (1995) conduisit une analyse pétrologique sur des calcrètes du Dévonien inférieur de différentes coupes de l'est du Pays et concluait que l'origine pédologique était rare et que la majorité des calcrètes étaient d'origine phréatique sous influence vadose.



Figure 8. Les différents stades d'évolution des calcrètes d'après Machette (1985)

Les calcrètes éodévoniens examinés rentrent dans la catégorie des calcrètes nodulaires. Les calcrètes massifs sont limités à 2 niveaux dans la moitié inférieure de la Formation de Marteau. La classification de Machette (1985) a été utilisée lors du levé de la coupe. Les stades I à IV sont rencontrés dans les 2 formations. Les stades V et VI correspondant à des calcrètes très développés sont absents. Dans des horizons développés sur plus d'un mètre d'épaisseur, les nodules présents montrent une augmentation de la taille et de leur abondance vers le haut pouvant s'accumuler et fusionner afin de constituer un horizon dit «pétrocalcique». Les calcitiques horizontales accumulations et subhorizontales coiffant les calcrètes les plus développés n'ont pas été observés. Ces observations générales sont comparables avec les calcrètes décrites dans le sud de l'Angleterre. Cependant, de rares pisolithes remaniées ont été observées dans les dépôts grossiers de chenaux de la Formation de Marteau, indiquant que les stades les plus élevés ont été atteints.

Macroscopiquement, dans les calcrètes, la taille, la forme et la bordure extérieure des nodules calcitiques varient verticalement mais aussi latéralement. Leur diamètre fluctue de 1-2 mm à 20 cm environ. La forme varie depuis le spot à contour mal défini et progressif, aux filaments, aux nodules arrondis, oblongs, allongés (rares), discoïdes ou encore sous forme de concrétions parfois septarisées. Les nodules peuvent avoir des formes irrégulières ou au contraire se rapprocher de la sphère. Les nodules existent sous formes isolées, agglomérées ou coalescentes. Certains horizons montrent une disposition des nodules disposés en chapelets, parfois suivant des fissures de dessiccation disposées en réseau polygonal. Cette dernière observation a également été faite dans la vallée de la Helle et au barrage de la Gileppe (Goemaere et al., 1997). La coalescence des nodules peut être telle que le sédiment hôte ne persiste plus que sous forme de minces filets dans de rares espaces inter-nodulaires. La calcrète peut alors former un banc compact où le pourcentage de carbonate atteint 80% («massive nodular calcretes»). Si les nodules calcaires sont observés dans des sédiments hôtes déstructurés ou astructurés, d'autres sont associés à des siltites gréseuses dont on peut suivre la déformation des plans de stratification induite par la croissance nodulaire. Les nodules présentent parfois des veines de calcite sparitique de types radiales (septaria), obliques et/ou à disposition circulaire. Ce système de fractures est interprété comme des fissures de dessiccation, dues au phénomène de gonflement-retrait du sédiment hôte argileux en réponse aux fortes variations saisonnières d'humidité. Des crystallarias sont fréquemment observées dans le sédiment hôte.

A l'échelle <u>microscopique</u>, le nodule consiste en une masse dense de calcite microcristalline (micritique à microsparitique) dans laquelle baignent des grains détritiques de quartz, de micas et des particules argileuses. La bordure des grains de quartz apparaît corrodée. Une texture "pelletique" (*«pelletal fabric»*) est souvent observée dans les nodules. On peut observer une agglomération de "pelotes" arrondies, micritiques, plurimicrométriques, emballées dans un ciment microsparitique. Les éléments observés s'accordent avec la texture Alpha *sensu* Wright (1990). Enfin, les calcitanes (pellicules de calcite accolées aux grains de quartz) sont rares.

La <u>couleur</u> des nodules sains est blanche à jaune pâle lorsqu'ils incorporent très peu de grains détritiques (*«displacive nodule growth»*). D'autres sont rouges, violacés, vert olive, roses ou bigarrés dont les teintes et les nuances sont en relation évidente avec la nature, l'abondance (*«replacive nodule growth»*) et la couleur de la fraction terrigène (argile, silt, sable et oxydes de fer) incorporée par le nodule lors de son développement. Des variations d'abondance des particules terrigènes sont responsables de distributions colorimétriques concentriques.

Le <u>contact</u> entre le nodule et le sédiment hôte peut être diffus, progressif (*«orthic nodules»*) ou tranché (*«disorthic nodules»*). Dans ce dernier cas, il s'agit généralement de nodules remaniés. A l'affleurement, la couleur des nodules change, évoluant vers le jaune orange (avec parfois dendrites de manganèse), l'ocre brun puis le brun rouille ; cette évolution s'accompagnant du développement de cavités avec remplissage pulvérulent. Après lessivage, seules les cavités persistent donnant cet aspect carié ou celluleux si typique des dépôts lochkoviens du bord nord du Synclinorium de Dinant.

Des analyses géochimiques ont été effectuées par Stroïnk & Simons (1995) sur des calcrètes du même âge au bord nord du Massif de Stavelot-Venn (prolongement vers l'est de la Formation de Marteau). Ces auteurs concluent que la composition chimique est comparable à celle d'autres calcrètes nodulaires, tant récentes que fossiles, qui consiste en une calcite faiblement magnésienne, la forme «stable» du CaCO, dans les environnements affectés par les eaux météoriques. Les fractures radiales et concentriques sont caractérisées par une calcite à contenu légèrement plus élevé en magnésium, tandis que le Fe et le Mn sont en-dessous de la limite de détection. Les mesures isotopiques du C donnent des valeurs du  $\delta^{13}$ C (PDB) dans la fourchette -10 to -13‰(PDB), indiquant un enrichissement en l'isotope léger <sup>12</sup>C, qui conforte l'interprétation des calcrètes d'origine pédologique où la majorité du carbone dérive du sol. Une telle étude serait utile à réaliser sur nos coupes en relation avec le modèle paléogéographique développé ici.

<u>Mode de formation</u> – Les enrichissements calcitiques peuvent se former selon deux modes différents, soit à travers des processus pédogénétiques (« *pedogenic*  *calcretes* ») soit à des processus de diagenèse précoce non-pédogénétique (« *groundwater calcretes* »), soit encore par l'intervention des deux processus opérant plus ou moins simultanément.

Les colorations des carbonates montrent la nature non ferrifère de la calcite des veines et très faiblement ferrifère dans le nodule. La dolomite n'a été identifiée dans aucune des lames-minces examinées. Les veines de quartz d'origine tectonique, présentes dans les grès quartzitiques de la coupe de Huy, montrent à l'opposé que la calcite associée est de type ferrifère. La calcite non-ferrifère est précipitée sous conditions vadoses tandis que la calcite ferrifère caractérise les précipitations carbonatées phréatiques.

Les paléo-calcrètes sont utilisées comme indicateurs climatiques, parce que les calcrètes modernes sont inféodées à des zones climatiques avec une faible pluviométrie et un taux élevé d'évaporation, caractéristiques des régions arides à semi-arides du monde. Royer (1999) a cependant montré qu'ils ne sont pas présents là où la pluviosité moyenne annuelle est inférieure à 100 mm. Bien que les calcrètes soient rares lorsque la pluviosité dépasse 760 mm, des nodules calcitiques ont néanmoins été décrits dans des vertisols holocènes des plaines d'inondation de la rivière Mississippi (région humide) (Royer, 1999).

La bonne compréhension des processus et taux de sédimentation des plaines d'inondation actuelles et de leurs sols associés permettent leur application aux environnements anciens et aux paléosols associés (Marriott & Wright, 1993). Il est aujourd'hui admis d'utiliser les paléosols comme indicateur des taux de sédimentation et de stabilité géomorphologique. Il est communément admis que les calcrètes se forment à proximité de la surface topographique, dans des aires géomorphologiques stables, où pour une période de temps suffisamment longue, le dépôt sédimentaire est (très) faible (développement de terrasses fluviatiles, plaine d'inondation à distance suffisante du lit principal). Un environnement instable ainsi que des zones soumises à érosion perpétuelle ou au contraire à une accumulation sédimentaire importante ne permettent pas la pédogenèse. Des mesures faites dans les calcrètes modernes ont établi des fourchettes de temps pour chaque stade de développement. Si les structures vertiques peuvent se former rapidement (entre 5 et 200 ans), les nodules calcaires ainsi que les horizons pétrocalciques nécessitent des temps plus longs pouvant dépasser 100.000 ans. Le taux de sédimentation est un facteur limitant.

Un taux très faible d'apport sédimentaire permet le développement des calcrètes matures, tandis qu'un taux élevé empêche la formation des sols. Les études de plaines d'inondations contemporaines tendent à montrer que les taux de sédimentation sont de l'ordre de 1 à 2 mm par an. Ce taux varie aussi en fonction de la distance par rapport à l'axe du chenal et au mode de migration des chenaux fluviatiles. Les taux d'accrétion estimés pour les séries anciennes semblent cependant nettement plus faibles. La formation d'un sol en horizons, dont l'horizon à nodules calcaires, se fait sur une épaisseur limitée. La base de la zone active du sol en formation s'élève au fur et à mesure de l'apport supplémentaire de sédiment au sommet du profil. Si cet apport est trop élevé, le temps de formation nécessaire au développement des calcrètes est insuffisant. A titre d'exemple, en considérant un profil de sols actif de 2 m de profondeur et un taux de sédimentation de 1 mm/ an, alors, au bout de 2000 ans seulement, une particule se trouve enfouie à une profondeur où les processus pédologiques n'agissent plus. Il faut nécessairement un temps de résidence élevé pour le développement des calcrètes impliquant un taux de sédimentation nécessairement très faible. Dans la coupe de Tihange, au sein d'une séquence de dépôts de plaine d'inondation, on peut observer plusieurs niveaux différents de calcrètes nodulaires de maturité différente et des troncatures internes, indicatifs de profils complexes. Les variations temporelles tant dans la quantité d'apport sédimentaire que de leur régularité et des processus érosifs induisent des profils complexes décrits par Marriott & Wright (1993) : «composite, compound and cumulate soil profiles with the effects of truncation and continuous sedimentation». Les profils de calcrètes observés dans la coupe de Tihange témoignent d'apports sédimentaires extrêmement faibles mais variables dans le temps, en ce et y compris, des érosions au sommet des profils pédologiques.

Septante-huit niveaux différents à nodules carbonatés sont comptabilisés dans la colonne stratigraphique examinée : 50 pour la Formation de Marteau et 28 pour la partie visible de la Formation du Bois d'Ausse. En considérant que le Lochkovien a duré 5,8 millions d'années (Kaufman, 2006) et en estimant grossièrement (aucune donnée radiogénique disponible) à environ 2 millions d'années le temps de dépôt pour la Formation de Marteau, alors on peut calculer un temps moyen de 40.000 ans de récurrence pour les calcrètes pédogénétiques. Cette valeur théorique est du même ordre de grandeur que les 33.000 ans calculés par Allen (1986) pour le Lower Old Red Sandstone du bassin Anglo-Welsh. Pour la seule Formation de Marteau, en tenant compte de la compaction du sédiment (Allen, 1986), les seuls dépôts fins (siltites et shales), rapportés au temps estimé de dépôt, donnent une vitesse de sédimentation de l'ordre de 0,05 mm par an. Cette faible valeur doit être mise en parallèle avec l'occurrence de longues périodes sans (ou à très faibles) dépôts (marquées par l'abondance des calcrètes), des processus érosionnels qui remanient les sols (marqués par les conglomérats de chenaux à calcrètes nodulaires) et de la difficulté d'estimer les discontinuités sédimentaires pour une période de dépôt aussi longue.

Les accumulations de carbonates pédogénétiques sont reliées à des cycles hydratation – sécheresse à la surface supérieure des dépôts sédimentaires impliquant une précipitation du CaCO<sub>3</sub> par évaporation. Les sédiments éodévoniens sont très pauvres en calcium, la source principale du Ca proviendrait des ions Ca <sup>2+</sup> dissous dans les eaux de pluie, complétés par des poussières plus riches en calcium issues des masses continentales arides. Mais le Massif calédonien de Brabant, source probable des sédiments éodévoniens, n'est pas réputé contenir des carbonates, aussi la disponibilité en calcium est certainement un facteur limitant au Dévonien inférieur.

La grande variété des développements des horizons à calcrètes nodulaires montre des fortes variations dans le régime sédimentaire au cours du temps dans la zone alluviale. De manière très globale, la maturité des calcrètes diminue en montant dans la série sédimentaire. Les calcrètes les plus matures suggèrent la présence dans le paysage alluvial, de très larges plaines interfluviales qui subsistent sur des temps très longs. Ces dépôts de plaines d'inondation sont tronqués à leur sommet par le déplacement du chenal fluviatile, probablement par avulsion. La base du chenal est alors soulignée par un conglomérat intraformationnel remaniant les sols et renfermant des galets de calcrètes nodulaires et autres pédoreliques.

Les profils les moins développés sont observés à la transition entre les formations de Marteau et du Bois d'Ausse ainsi qu'au sommet de la Formation du Bois d'Ausse. Cette tendance est d'ailleurs observable dans la coupe de la vallée du Hoyoux au départ de Huy, pour les formations de Nonceveux, puis d'Acoz (étude en cours). Pour la transition Marteau - Bois d'Ausse, cette observation va de paire avec un changement de l'éventail des structures sédimentaires et de leur architecture. Les sols qui s'y développent sont une réponse à un environnement de plaine côtière plus active avec un taux d'accrétion plus élevé, interprété comme une réponse à une élévation relative du niveau marin et au glissement vers des paléoenvironnements littoraux. Une disponibilité plus faible en calcium et une pluviométrie plus élevée pourraient constituer des facteurs additionnels. Une étude géochimique et isotopique des carbonates des calcrètes devrait être entreprise à travers toutes les formations du Dévonien inférieur afin de mettre en évidence l'éventuelle influence marine. En effet, Swennen (1995, rapport inédit) décrit des dolocrètes dans les forages de Bolland et de Soumagne (Est de la Belgique) suggérant un environnement saumâtre (« brackish salt marsh »). D'autres calcrètes examinées étaient composées de calcite ferrifère, indiquant une origine phréatique sous influences vadoses.

Dans les ORS de l'Anglo-Welsh Basin, gràce à la présence de niveaux de cinérites, Allen (1986) a

pu montrer que les calcrètes individuelles de stade élevé ont une grande extension latérale permettant leur corrélation sur des distances plurikilométriques. En Belgique, le nombre de coupes proches est limité rendant difficile cet exercice, d'autant que jusqu'à présent aucun banc repère (e.g. : cinérites du bassin Anglo-Welsh), permettant une corrélation chronostratigraphique des coupes, n'a été découvert. La corrélation graphique entre les deux flancs du synclinal de la coupe de Tihange a été effectuée avec un degré de fiabilité assez élevé sur base des séquences et de leur contenu. Cette corrélation ne peut toutefois être faite à l'échelle du calcrète. On observe que si, de manière globale, les calcrètes du flanc sud du synclinal sont moins développés que ceux du flanc sud, cette tendance montre de solides exceptions.

#### 6.3. Les silcrètes nodulaires

Cinq horizons (siltite, siltite sableuse et siltite microconglomératique) situés dans la moitié supérieure de la Formation de Marteau et un seul horizon silteux proche de la base de la Formation du Bois d'Ausse, contiennent des nodules siliceux de couleur bleue à bleu foncé, de 0,5 à 1,5 cm atteignant exceptionnellement 15 cm de longueur. Macroscopiquement, ces nodules peuvent laisser penser à des galets détritiques et nécessitent donc une attention particulière. Ces niveaux sont décimétriques à pluridécimétriques, tantôt verts, tantôt rouges ou même bigarrés et sont associés à des profils renfermant des calcrètes. Ces dernières sont situées au-dessus des horizons porteurs de nodules siliceux. Leur forme varie entre le granule, le nodule et le disque. Le contact avec le sédiment hôte est tantôt tranché, tantôt ce sont des taches siliceuses au contour progressif englobant des microchips (par exemple). En coupe ces nodules présentent généralement une allure homogène et l'absence de zonation. Certains nodules altérés montrent des couleurs grisâtres, une zonation colorimétrique et parfois des fractures radiales. Ces fractures pourraient correspondre à une fracturation précoce développée dans le sédiment lors de la croissance du nodule. Sur ce point, il y a des similitudes avec la structure septarisée fréquemment observée dans les calcrètes nodulaires décrites par Leckie & Cheel (1990). En raison de l'absence de structure interne différentiée, le terme de «nodule» est préféré au terme de concrétion qui implique une structure interne différenciée, et une disposition interne généralement concentrique.

Pétrographiquement, les nodules consistent en une matrice siliceuse amorphe à microcristalline. Cette matrice renferme des sphérules plurimicrométriques de microquartz. Des grains détritiques de quartz (>5  $\mu$ m), ainsi que de rares paillettes de micas, sont emballés dans la matrice siliceuse. Cela correspond à la

«matrix-fabric glaebular» de Summerfield (1983). Les contours irréguliers des particules détritiques suggèrent une réaction de celles-ci au cours du processus de silicification, notamment comme apport potentiel de silice. La granulométrie de ces éléments détritiques est compatible avec le sédiment hôte, impliquant une croissance nodulaire avec incorporation. Leur faible nombre laisse penser que la croissance du nodule s'est faite essentiellement de manière «displacive», en déformant le sédiment hôte. Il n'y a pas d'inclusions calcitiques indicatives d'un précurseur carbonaté. Dans certains cas, le contact entre l'encaissant et le nodule siliceux est net, tandis que dans d'autres, on observe une silicification progressive de la matrice. L'examen d'un nodule porteur de craquelures radiales montre que le remplissage de celles-ci est complexe avec tout d'abord, une bordure étroite de microquartz, suivie par des fibres attribuées à une chlorite. Ces fibres se développent perpendiculairement aux épontes de la fracture en formant des agrégats radiaires. Ces agrégats sont eux-mêmes recouverts par de la calcédoine donnant un aspect globulaire, puis des cristaux micrométriques d'une calcite ferrifère. Enfin, les espaces libres des fractures radiales sont comblées par de la dickite vermiculaire. La formation de dickite est vraisemblablement largement postérieure aux processus de silicification, le minéral cristallisant dans des espaces libres comme des joints et fractures tels observés dans certains grès quartzitiques de la Formation du Bois d'Ausse.

L'observation d'un conglomérat intraformationnel (galets de shale et nodules carbonatés remaniés) contenant aussi quelques nodules millimétriques siliceux remaniés, implique une origine diagénétique précoce de la silicification et met en exergue une fois de plus l'importance des phénomènes de remaniement des profils de l'Eodévonien du bord nord du Synclinorium de Dinant.. Un autre exemple montre une silicification d'un microconglomérat intraformationnel, dont les taches de silicification affectent plusieurs galets contigus.

De manière générale, plusieurs origines des nodules siliceux sont évoquées dans la littérature comme la précipitation siliceuse dans des lacs stratifiés, les processus liés aux mouvements ascendants des eaux souterraines (*«groundwater processes»*) ou encore les silcrètes pédogénétiques (revue faite par Parnell, 1983). Des calcrètes sont parfois associées et trouvées directement au-dessus de nodules siliceux (Allen, 1974), notamment en ce qui concerne des calcrètes dévoniennes. Malheureusement, les descriptions sont anecdotiques et les considérations génétiques font largement défaut.

Si les silcrètes s'observent fréquemment comme ciment des sables et graviers, les silcrètes nodulaires associées aux sédiments fins sont rarement décrites

dans la littérature (Leckie & Cheel, 1990). Les silcrètes pédogénétiques des profils non altérés, modernes ou du Tertiaire supérieur sont généralement associées avec des climats semi-arides marqués par de fortes évaporations ; elles sont associées à des calcrètes et localement à des conditions lagunaires alcalines (Summerfield, 1983 ; Webb & Golding, 1998). La présence de silcrètes nodulaires associées aux calcrètes dans plusieurs de nos séquences sédimentaires s'accorde avec le modèle climatique déjà invoqué pour les calcrètes. La formation des silcrètes serait favorisée par un faible drainage et des fluctuations de la nappe phréatique (Smale, 1973, in Leckie & Cheel, 1990). La prédominance de silice microcristalline dans les nodules peut être le résultat d'une précipitation rapide de silice à partir d'une solution sursaturée en silice. La source de silice pourrait provenir de la dissolution préférentielle des grains de chert, constituant habituel de roches silicoclastiques des séries étudiées.

Les silcrètes n'ont été observées que dans la seule coupe de Tihange et n'avaient jamais été décrits auparavant dans la littérature belge. Ils sont vraisemblablement d'occurrence rare. Cette coupe permet d'étudier la succession des faciès sur deux flancs d'un pli synclinal. Les corrélations entre les 2 flancs du pli ont été tentées. Pour ce qui concerne les silcrètes nodulaires, on peut constater qu'il n'est pas possible de corréler les niveaux entre eux car seuls 2 niveaux sont présents au flanc nord du pli et qu'ils ne correspondent pas à ceux observés sur le flanc sud. Cette remarque vaudra aussi pour les ferricrètes nodulaires. Ces observations impliquent l'influence forte de la station paléogéographique (paléotopographie et micro-milieux avec des conditions Eh-ph particulières), c'est-à-dire que les conditions propices à la formation des silcrètes et ferricrètes nodulaires ne sont pas rencontrées en tous points du paysage éodévonien. Le climat semi-aride à saisons contrastées est une condition nécessaire mais pas suffisante.

#### 6.4. Les ferricrètes nodulaires

Cinq horizons de siltites brun-rouge, bigarrées ou vertes montrent des glaebules (pluri)millimétriques hématitiques de teinte rouge-brique. Un horizon est situé près de la base de la Formation de Marteau. Deux horizons sont situés dans une séquence composite granodécroissante dans le haut de la Formation de Marteau, et deux autres également dans une séquence composite granodécroissante mais de la Formation du Bois d'Ausse. Quatre niveaux se retrouvent tant au flanc nord qu'au flanc sud du synclinal de la coupe de Tihange. Aucun exemple n'a été observé dans la série équivalente de la coupe de Huy. On ne peut cependant les synchroniser, ce qui implique la prédominance des conditions de formations identiques qu'une grande extension latérale de ces structures. Les glaebules les plus petits ont une structure macroscopiquement homogène tandis que les plus gros montrent une zonation concentrique. Ces horizons se trouvent dans les dépôts fins des séquences alluviales, en association avec les horizons à calcrètes nodulaires. Ces horizons peuvent être soit recouverts par des siltites à horizons de calcrètes, soit sandwichés entre 2 niveaux à calcrètes nodulaires. Des glaebules hématitiques remaniés ont été observés dans un 1 seul conglomérat intraformationnel, inpliquant ici aussi leur formation précoce.

De telles structures n'ont encore jamais été décrites dans les séries éodévoniennes belges. Nous les avons cependant observées, en plus grand nombre et de plus grande taille (pluricentimétrique, parfois) dans la Formation d'Acoz de la vallée du Hoyoux, du forage du Centre spatial Liégeois et dans la coupe de Nonceveux. Une publication sur ces trois sites est en préparation.

Sur le plan pétrographique, les glaebules sont presque entièrement composés d'oxydes de fer, formant des accumulations non-transparentes montrant peu de microstructures internes à l'exception d'une zonation interne. Cette dernière pourrait être causée par la translocation du fer à travers le profil durant les périodes humides et sous conditions réductrices.

Dans la plupart des cas examinés, la ségrégation des oxydes ferriques induit la concentration du fer (et du manganèse ?) sous forme de petits glaebules, rarement associés à de la calcite, formant dans ce cas des glaebules calco-ferriques. La taille de ces nodules dans la coupe de Tihange peut atteindre 5 mm. Ces glaebules renferment peu de grains dont la granulométrie est similaire au sédiment hôte et ne montrent pas de nucléus. La bordure extérieure des nodules est diffuse. Le contenu en fer ferrique varie en interne (zonation) mais aussi d'un glaebule à l'autre allant parfois jusqu'au halo ferrique, témoignant de variations épisodiques dans les processus de formation de ces structures. Des papules et des argilanes sont observées dans la matrice du sédiment porteur. Kraus (1999) a décrit des nodules ferrugineux dans des sols bien drainés, bigarrés avec des argiles et des papules. Ces structures observées présentent quelques similitudes avec les glaebules ferriques décrits par Molenaar (1984) dans le membre clastique de la Formation de Nèvremont (Givetien inférieur).

Sur le plan génétique, la formation des ferricrètes nodulaires est peu documentée dans la littérature. Leur formation fait appel à deux mécanismes génétiques possibles, à l'image des calcrètes et des silcrètes : *«pedogenic ferricretes»* et *«groundwater ferricretes»*. Wright *et al.* (1992) listent les différences entre les 2 types de ferricrètes. Ils ont notamment décrit deux exemples de séquences alluvio-lacustres à bancs rouges, porteuses d'horizons à nodules d'hématite interprétés comme des «groundwater ferricretes», développés sous climat semi-aride sans association avec des paléosols ou dans des profils à calcrètes peu développées. Ces nodules se seraient formés dans la zone de battement de la nappe phréatique. Le fer ferreux, mobilisé durant les périodes d'eaux souterraines réductrices, est bloqué ensuite sous forme ferrique durant l'abaissement de la nappe ou durant des apports d'eaux météoriques oxygénées. A côté de ce modèle, des glaebules hématitiques à structure concentrique, parfois fracturés, sont plutôt interprétés comme des signatures pédologiques. En effet, des concrétions denses, rouges, ferro-manganeuses (1 à 5 mm de diamètre) sont généralement associées à des profils de paléo-vertisols où ils constituent l'horizon Bfe (Caudill et al., 1996), mais des glaebules hématitiques sont aussi rencontrés dans les horizons B de paléosols alluviaux (plaine d'inondation proximale), des alfisols et spodosols avec des glaebules de calcrètes (Bown & Kraus, 1987). En ce qui concerne les ferricrètes nodulaires des séries étudiées, nous ne disposons pas de critères définitifs pour privilégier 1 des 2 modèles génétiques.

Ces ferricrètes se différencient des sols hydromorphes comme les pseudogleys, qui prennent place dans la zone de pédogenèse active, soumise à variations périodiques (saisonnière) des niveaux d'eau de surface ou les gleys formés dans des sols engorgés d'eau en quasi permanence (Wright et al., 1992). En environnements fluviatiles, les périodes de dépôts alternent avec des périodes sans dépôts. Ces fluctuations du niveau de la nappe et des conditions d'oxygénation induisent une redistribution du fer dans les profils. Les bigarrures («mottling») permettent de les différencier. Dans les gleys, les agrégats de particules découpant le sol («peds») présentent un cœur réduit de teinte grise et une bordure oxydée de teinte brun-rouge. Cette disposition est induite par un drainage périodique dans un profil dominé largement par l'engorgement en eau la majorité du temps. Les pseudogleys présentent la disposition inverse avec un cœur oxydé et une couronne réduite. Ici les profils sont noyés périodiquement. Les types de bigarrures observées s'apparentent souvent à des pseudogleys. On ne peut cependant totalement exclure une réduction diagénétique largement postérieure au dépôt. De plus, les hydroxydes et oxy/hydroxydes de fer qui se forment dans les sols actuels se transforment en hématite avec la diagenèse avec comme conséquence des changements colorimétriques.

En l'absence de sources particulièrement riches en fer (débris volcaniques), l'origine du fer est probablement à trouver au sein du sédiment lui-même. En conditions réductrices, les minéraux ferro-titanés présents dans les roches sableuses libèrent du fer. Les minéraux argileux peuvent également, par lessivage et transformation en kaolinite, libérer du fer.

#### 7. Les restes de Vertébrés et d'Arthropodes des formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Dévonien inférieur) des coupes de Tihange et de Huy (Belgique) (données actualisées en 2012)

Les formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Dévonien inférieur) du bord nord du Synclinorium de Dinant (Belgique) ont fait l'objet d'une étude sédimentologique (Goemaere et al., 1997). Deux nouvelles coupes dans ces formations, à Tihange et Huy, ont été décrites dans les chapitres antérieurs. Dix échantillons, provenant de différents faciès des formations de Marteau et du Bois d'Ausse, prélevés lors de l'étude de ces deux coupes par E. Goemaere, ont livré des restes fossiles. Sur ces dix échantillons, huit montrent des fragments osseux de Vertébrés dont certains sont attribuables à des Hétérostracés Ptéraspidiformes (Blieck, 1984) ; un échantillon a fourni un fragment de coxa d'Arthropode Chélicérate (Euryptéride?) et un autre un petit coprolithe supposé. Ces échantillons seront décrits dans l'ordre lithostratigraphique avec leur contenu fossile (Figure 9) (Thirion, 2007). Quelques remarques sur la paléobiologie et le paléoenvironnement des Ptéraspidiformes et des Euryptérides du Dévonien inférieur seront tirées des informations issues à la fois des données paléontologiques et sédimentologiques.

#### 7.1. Coupe de Huy – Sud (Gare)

#### Echantillon H35 : Vertebrata indet.

H35 est le seul échantillon prélevé pour cette étude dans la coupe de Huy–Sud. Il s'agit d'un bloc de grès fin, de couleur verte, présentant des rides de courant et de dimensions  $12 \times 9 \times 7$  cm. Il provient de la partie inférieure de la Formation de Marteau (Lochkovien supérieur). Dans sa partie inférieure, un fragment d'épine osseuse, de  $5 \times 1$  mm, est présent. Son usure ne permet pas de le rattacher à un taxon connu de Vertébré.

#### 7.2. Coupe de Tihange (nouvelle coupe)

Les autres échantillons ont été prélevés lors de l'étude de la nouvelle coupe de Tihange. Ils proviennent des formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Lochkovien – Praguien).

# 7.2.1. Echantillons provenant de la Formation de Marteau

#### Echantillon T9Sn : Pteraspidiformes ? indet.

T9Sn est un bloc de conglomérat intraformationnel gris à nodules carbonatés gris-clair. Il présente plusieurs nodules sombres apparemment phosphatés ainsi qu'un fragment osseux de taille pluricentimétrique (Pl. 24 : A) d'Hétérostracé. Ce fragment se caractérise par deux tissus. Le tissu interne possède une structure alvéolée en nid d'abeilles. Les alvéoles présentent une variation latérale de taille, suggérant une coupe oblique. Le tissu externe est un tissu fin, sombre, encerclant le tissu interne. Ce fragment osseux peut être considéré comme un morceau d'une plaque rostrale ou branchiale d'Hétérostracé Ptéraspidiformes? indet.

#### Echantillon T19Sn : Pteraspidiformes indet.

Il s'agit d'un bloc de grès sombre, verdâtre, à clastes mous brun-clair, de dimensions  $20 \times 14 \times 7$  cm. Cet échantillon montre à sa surface quelques fragments osseux. Une plaque pluricentimétrique présente deux tissus, un tissu externe sombre correspondant à la couche lamellaire basale en vue viscérale, et la contre-empreinte des rides de dentine de la couche externe. Cette plaque est attribuée à un Hétérostracé Ptéraspidiforme. Néanmoins son état fragmentaire et son usure ne permettent pas de déterminer s'il s'agit d'un disque ventral ou dorsal.

#### Echantillon T20Sn : Pteraspidiformes indet.

Cet échantillon est constitué de six blocs de grès siliceux gris à lithoclastes présentant des débris végétaux. Les blocs montrent quelques fragments osseux. Un des blocs présente une plaque osseuse très fragmentée de taille pluricentimétrique avec à proximité un fragment de plaque centimétrique présentant des rides de dentine fines, marquées (6 à 7 rides/mm) et une épine dorsale de cinq centimètres de longueur avec des rides plus grossières. Ces restes sont attribués aux Hétérostracés Ptéraspidiformes.

#### Echantillon T24S : Chelicerata indet. (Eurypterida?)

Ce matériel se présente sous la forme d'un bloc de grès sombre verdâtre, de dimensions  $5 \times 3,5 \times 2,5$  cm, scindé en deux (Pl. 23 : A). Il provient de la base de la Formation de Marteau (Lochkovien, Dévonien inférieur).

A l'œil nu, T24S montre cinq empreintes triangulaires alignées (Pl. 23 : A) présentant un réseau de « nervures » blanches bien marquées (Pl. 23 : B). Certaines empreintes ont une forme lancéolée (Pl. 23 : B). A la loupe binoculaire, on observe que ces empreintes ont une paroi double, cloisonnée, avec un remplissage partiel de cristaux brillants de couleur noire (Pl. 23 : B, D). Le remplissage interne des empreintes est constitué d'un agencement d' « écailles » de couleur rouille, alignées et se chevauchant dans le sens de la hauteur des empreintes (Pl. 23 : D).

27

Au M.E.B. environnemental, il apparaît que la paroi externe des empreintes a une structure composée de cristaux orientés perpendiculairement à leur surface (Pl. 23 : E). De plus, les terminaisons du réseau de « nervures » sont, elles aussi, perpendiculaires à la paroi externe (Pl. 23 : E). L'analyse chimique, réalisée au M.E.B., permet d'avoir une idée de la composition des empreintes. Elles sont plus riches en calcium et en fer que la matrice. La matrice est plus riche en silice et potassium que les empreintes. Les cristaux noirs du remplissage des parois semblent être des cristaux de calcite d'aspect cubique. Les « nervures » et le remplissage interne, qui se différencient aisément par leur structure et leur couleur, sont constitués tous deux d'oxyde de fer. La paroi externe, quant à elle, est constituée de silice avec quelques traces de fer.

Néanmoins, malgré toutes ces observations, la détermination de cet échantillon ne fut pas aisée. C'est grâce à la diffusion des informations au sein du réseau de l'Association Paléontologique Française (A.P.F.), à l'initiative de l'un d'entre nous (A.B.) que la détermination de l'échantillon T24S a pu aboutir et c'est une photographie de coxa d'Arthropode du Dévonien de l'Arctique canadien, faite par D. Goujet (MNHN, Paris), qui a permis de fournir une réponse plausible (Pl. 23 : C). Ces traces sont probablement les empreintes laissées sur le substrat par une coxa d'Arthropode Chélicérate.

P. Janvier (MNHN et CNRS, Paris) a tout d'abord orienté la recherche vers la « partie antérieure d'abdomen d'euryptéride ou de chasmataspide, voire de limule paléozoïque » (e-mail, 20 février 2007). Pour M. Poschmann (Mainz, RFA), « The morphology and arrangement of those triangular structures suggest to me that these are not lateral parts of eurypterid or chasmataspid body segments. These are usually more posteriorly directed in relation to the body axis. The preservation of your fossil suggests that the triangular "denticles" were heavily sclerotized when compared to the rest of the object (assuming an arthropod nature), which is reminiscent of the denticles on the cheliceral rami or the gnathobases of the leg coxae in eurypterids. Given the size of your object, it seems possible that it belongs to a pterygotid eurypterid. In this case, I would say it is probably not from a cheliceral ramus, because here we usually see an alternation of smaller and larger denticles. The relatively uniform size and arrangement is more reminding of the gnathobase of a coxa, especially from the last prosomal appendage (swimming leg) of eurypterids. The more anteriorly positioned coxae usually display more slender denticles. Depending on preservation these denticles sometimes show a margin, demarkated by a different colour, which roughly corresponds to the dark rim on the denticles in your fossil (pl. 23 B, E). The "nervures" in your

object might well be a diagenetic feature reminding me strongly of certain preservational states in heavily coalified plant compressions. Similar features might result from shrinkage and diagenetic mineral growth in an originally quite thick organic cuticle. However, I must admit, as said before, that I cannot positively identify your fossil as a eurypterid coxal gnathobase as there are also differences when it comes to a close comparison, e. g. the denticles on a gnathobase are usually more closely set than is the case in your fossil. » (e-mail, 26 février 2007). Pour E. Tetlie (Yale University, Connecticut, USA), « However, I think the similarities to both chasmataspids and eurypterids might be superficial. The only chasmataspid it resembles is the preabdominal fringe of Chasmataspis laurencii Caster & Brooks, 1956 (redescribed by Dunlop et al., 2004). Your fossil does somewhat resemble the coxal gnathobase of some eurypterids, but again maybe superficially. Many eurypterid papers will have mention or figures of the coxal gnathobases which come in a variety of different shapes and sizes. The most detailed works would be Holm (1898) and Selden (1981), but both of them describe coxae of a form that is almost certainly not related to your fossil. In addition to providing these references, I'm attaching a paper where we described a new eurypterid from Canada with three pictures of coxae [Stott et al., 2005], and the proofs of a paper by Randall Miller and myself [in fact now published : Miller & Tetlie, 2007] redescribing a putative synziphosurine as a coxal gnathobase of a pterygotid eurypterid (...). However, most of these gnathobasic denticles appear to me to be too curved for close comparison with your fossil, suggesting your fossil might be something else that I do not know what is ... » (e-mail, 19 mars 2007).

Pour D. Goujet (MNHN, Paris), « c'est une coxa d'euryptéride (*Pterygotus*). J'ai récolté d'excellents exemples dans le Dévonien de l'Arctique canadien [Pl. 23 : C] dans un environnement typiquement marin avec tout un cortège de brachiopodes, bryozoaires et autres coraux avec des vertébrés. » (e-mail, 31 mars 2007). Il faut noter que Stockmans (1940, p. 18) a cité « les restes d'un crustacé du genre *Pterygotus* » trouvés dans la carrière Racheneur à Wihéries (e-mail, C. Strullu-Derrien, 31 mars 2007), connue aussi pour ses restes de Vertébrés (Hétérostracés Pteraspidiformes et Placodermes ; Blieck, 1982, loc. 8).

Finalement, pour E. Tetlie (e-mail, 25 mai 2007), « The function of the coxal gnathobase (the triangular denticles) in eurypterids and horseshoe crabs is to break up ('chew') food items into manageable sizes before they enter the oral orifice. The denticles are sometimes diagnostic, even down to genus level in eurypterids, but they are not known in many taxa. That is the reason I doubt this specimen to be a Pterygotus, or indeed a pterygotid. As far as I have seen, pterygotids always have 12 (most taxa) or 13 (Acutiramus) denticles on the coxa. This specimen is showing only 7 [in fact 5], making me wonder whether this might not be a carcinosomatid instead ... And I'm still not convinced the UFO [« Unidentified Fossil Object »] is the same as this, but without any better explanation, it is certainly possible. »

Au vu de ces éléments de comparaison, il apparaît donc que le genre ne peut pas être déterminé avec précision, mais qu'il s'agit peut-être d'une gnathobase coxale d'Euryptéride. L'imprécision est due à l'aspect incomplet du bord dentelé de cette pièce coxale. Les structures internes (« nervures » et « écailles ») sont interprétées comme des artefacts d'origine diagénétique. Il faut aussi noter que Delsate *et al.* (2003, pl. 7 : 2) ont figuré un fossile similaire à notre spécimen, décrit comme coxa d'Arthropode, dans les Quartzophyllades de Schuttbourg (Emsien, Grand Duché de Luxembourg) qui ont par ailleurs fourni des restes d'Hétérostracés Psammostéides (Delsate *et al.*, 2003, pl. 7 : 3a-3b ; 2004, fig. 2).

#### Echantillon T45 : Pteraspidiformes indet.

Dans une siltite gris-brun  $(16 \times 12 \times 11 \text{ cm})$  contenant des débris végétaux (*Pachyteca*), l'échantillon T45 présente des fragments de plaques de taille centimétrique (Pl. 24 : D) caractérisés par des rides de dentine nettes. On compte 10 à 11 rides par millimètre. Ces fragments peuvent être attribués à des morceaux de plaques d'Hétérostracés Ptéraspidiformes.

#### Echantillon T164 : Pteraspidiformes indet.

T164 est un échantillon de grès compact verdâtre, de dimensions  $7 \times 5 \times 3$  cm. A sa surface est inclus un fragment de plaque de Vertébré, attribué à la partie antérieure d'un disque ventral probable d'un Hétérostracé Ptéraspidiforme (Pl. 25 : A). Ce disque montre trois tissus superposés caractéristiques du groupe. Le tissu inférieur est visible sur le bord inférieur droit de l'échantillon. Il s'agit d'un tissu sombre, fin, ne présentant pas d'ornementation hormis les empreintes laissées par le tissu sus-jacent (Pl. 25 : C). Il semble correspondre à la couche lamellaire basale des Hétérostracés. Le tissu médian est un tissu d'aspect spongieux brun avec des cavités assez grandes en nid d'abeilles (Pl. 25 : B), correspondant à la couche dite cancellaire caractéristique des Hétérostracés. Le tissu supérieur, sombre, montre une ornementation externe de rides concentriques fines : on dénombre 6 ou 7 rides par mm. Ce tissu correspond à la couche de dentine surmontée d'une fine couche d'émail qui donne l'aspect brillant des rides de dentine (Pl. 25 : D). L'usure du disque ne permet pas de distinguer le détail de la morphologie des rides.

Les deux échantillons suivants proviennent de la partie supérieure de la Formation de Marteau mais leur place dans la colonne stratigraphique est inconnue. C'est pourquoi une numérotation arbitraire a été utilisée pour les désigner : TMAR x (échantillon numéro x de la Formation de Marteau, Tihange).

#### Echantillon « TMAR 1 » : coprolithe?

L'échantillon est un fragment de microconglomérat bleu-vert à clastes mous, de dimensions  $6 \times 3 \times$ 3 cm. De cet échantillon, a été extraite une sphérule d'environ 1 mm de diamètre. L'observation au MEB (Pl. 24 : C) montre que l'objet présente deux types de surfaces : une surface lisse sur la droite de la figure et une surface multilobée sur la gauche de la figure. A l'une des extrémités de la sphérule (en haut à droite de la figure), on distingue une structure définissant un apex. Elle présente un axe de symétrie passant par l'apex. L'analyse chimique réalisée au MEB montre que la surface de l'objet est composée de silicate. Cette sphérule extraite de TMAR 1 pourrait être un petit coprolithe (D. Vachard, CNRS et Université de Lille 1, comm. pers.).

#### Echantillon « TMAR 2 » : Pteraspidiformes indet.

Cet échantillon est constitué de deux blocs de microconglomérats verts. A la surface des blocs, des fragments osseux de taille centimétrique présentent des rides fines de dentine nettes (6–7 rides/mm) ayant un aspect brillant. Un des fragments montre une organisation des rides en chevrons se chevauchant (Pl. 24 : B). La couche de dentine de ces fragments est similaire à celle de la plaque présente sur l'échantillon T164 (Pl. 25 : A-D), ce qui permet de supposer que ce sont aussi des fragments de plaques d'Hétérostracés Ptéraspidiformes.

7.2.2. Echantillon provenant de la Formation du Bois d'Ausse.

#### Echantillon T1129 : Heterostraci indet.

Ce bloc de conglomérat intra-extraformationnel sombre, de dimensions  $11 \times 10 \times 10$  cm, provient de l'extrême base de la Formation du Bois d'Ausse (sommet du Lochkovien). Il présente de nombreux fragments de plaques osseuses, notamment un fragment en forme de « spatule », de  $18 \times 5$  mm (Pl. 24 : E), attribuable à un Hétérostracé. Ce fragment se caractérise par une structure interne alvéolée, semblable au tissu cancellaire, entourée par une fine couche sombre qui correspond à la couche externe. Il pourrait s'agir de l'extrémité d'une plaque rostrale ou branchiale d'Hétérostracé, vue en coupe.



**Figure 9**. Schéma de la nouvelle coupe de Tihange et de la base de la coupe de Huy. Position des échantillons fossilifères étudiés (modifié d'après Goemaere *et al.*, 2007 – ce travail). Echelle en mètres.

#### 7.3. Remarques sur la paléobiologie et le paléoenvironnement

Ce qui est immédiatement remarquable pour le matériel fossile récolté dans ces deux coupes de Tihange et de Huy, c'est l'état très fragmenté, cassé du matériel tant vertébré qu'arthropode. De ce fait, les attributions taxonomiques restent en nomenclature ouverte et n'atteignent même pas le rang du genre. Cependant, un autre fait notable est la coexistence dans la coupe de Tihange de Vertébrés Hétérostracés et d'un Arthropode Chélicérate, un fait déjà noté par quelques auteurs dans le Massif ardennais (Stockmans, 1940 ; Delsate et al., 2003). Cette coexistence est connue depuis au moins Romer (1933 ; voir aussi Romer & Grove, 1935) et a alimenté l'hypothèse selon laquelle les Euryptérides étaient prédateurs des Vertébrés « agnathes » (les Ostracodermes sensu Janvier, 1996), une hypothèse fondée sur le fait que les Euryptérides (qui renferment au Silurien certains des plus grands Arthropodes ayant jamais vécu) sont considérés comme des « super-prédateurs » des milieux aquatiques silurodévoniens (Romer, 1933 ; Lamsdell & Braddy, 2010). Il est difficile d'apporter la preuve directe de prédation d'Ostracodermes par des Euryptérides. L'hypothèse

reste à vérifier, ce cas de relation proie-prédateur n'étant pas mentionné dans l'ouvrage de revue de paléobiologie de Boucot (1990). Néanmoins de rares cas de traces observées sur des carapaces dermiques d'Ostracodermes ont été publiés par Lebedev et al. (2009) et Elliott & Petriello (2011). Les premiers décrivent deux « trous », un petit et un plus grand, sur le disque dorsal de l'Hétérostracé Pteraspidiforme Larnovaspis kneri (voir aussi Blieck, 1984, fig. 44B), qui pourraient être la trace d'un « eurypterid (pterygotid) spike » (Lebedev et al., 2009, p. 346 et fig. 1). Les seconds décrivent un alignement de trois marques (une plus grande et deux plus petites) sur le bouclier rostro-dorsal de l'Hétérostracé Cyathaspidiforme Lechriaspis patula, qui auraient été faites par une pince d'Euryptéride (Elliott & Petriello, 2011, p. 526 et fig. 7). Il s'agirait là des seules traces d'évidence directe de prédation d'Hétérostracés par des Euryptérides.

L'étude sédimentologique des coupes de Tihange et de Huy a amené Goemaere *et al.* (1997, 2006) aux conclusions suivantes : « la Formation de Marteau présente une architecture cyclique caractéristique des environnements fluviatiles matures où les dépôts des sous-environnements suivants sont représentés :

chenal, crevasses et plaine d'inondation » (Goemaere et al., 2006, p. 38); la Formation du Bois d'Ausse, plus complexe, offre une suite d'environnements différents : « une zone mixte marquée surtout par un environnement marin littoral de type tidal », un « milieu supratidal avec surimposition de structures pédologiques ... largement influencé par une sédimentation fluviatile », « des dépôts de plaine côtière », « une lagune tidale », « un cours d'eau majeur » (ibid., p. 38). Leur reconstitution des paléoenvironnements au sein de la Formation de Marteau « indique un glissement progressif des milieux continentaux vers des milieux plus littoraux illustrant la 'transgression éodévonienne' » avec « progression de la ligne de rivage vers le nord », tandis que celle de la Formation du Bois d'Ausse est plutôt marquée par la « persistance des environnements littoraux » impliquant « une oscillation de la ligne de côte sans atteindre les environnements marins francs » (ibid., p. 39). Autrement dit, le passage de la Formation de Marteau à celle du Bois d'Ausse traduit un changement progressif depuis des environnements continentaux vers des environnements plus marins, lié à « une subsidence saccadée (sous contrôle tectonique ?), chaque fois compensée par un apport sédimentaire suffisant » (ibid., p. 39).

Ainsi les Hétérostracés et le Chélicérate de Tihange n'auraient pas vécu dans un environnement franchement marin. Ceci est en contradiction avec la découverte d'une coxa évoquant fortement celle de l'échantillon T24S dans le Dévonien de l'Arctique canadien (Pl. 23 :C), « dans un environnement typiquement marin avec tout un cortège de brachiopodes, bryozoaires et autres coraux avec des vertébrés » (D. Goujet, e-mail, 31 mars 2007). Une fois de plus, pour les faciès de type Vieux Grès Rouges et autres faciès siliciclastiques éodévoniens à Vertébrés et « Arthropodes non-trilobites », se pose le problème du paléoenvironnement originel. L'état très fragmentaire du matériel fossile de Tihange implique à l'évidence un transport post-mortem dans un milieu aquatique de haute énergie, très agité. Mais ce matériel vivait-il en amont du lieu de dépôt (= en rivière d'où il aurait été amené par le courant, voire des événements de type crue fluviatile) ou en aval de celui-ci (= sur la plate-forme marine proximale d'où il aurait été amené par des événements de type tempête ou tsunami) ? Faute de données contemporaines sur un transect de la même plate-forme éodévonienne des environs de Tihange, dans des environnements différents allant du marin franc au dulcicole franc, il est impossible de répondre. On remarquera seulement que, en passant de la Formation de Tihange à celle du Bois d'Ausse, la tendance générale est à l'augmentation de l'influence marine (Goemaere et al., 2006) et que des restes d'Hétérostracés sont connus dans les deux formations. Ceci ne fait que raviver le problème qui avait été soulevé par Blieck (1985) à propos des paléoenvironnements des Hétérostracés et des Ostracodermes contemporains.

#### 8. Corrélation entre coupes

La corrélation entre les coupes de Huy, de Tihange, du Ri de Mer et du Fond d'Oxhe est impossible en raison de la grande variabilité des séquences sédimentaires et de l'absence de bancs-repères.

La colonne lithologique synthétique (figure 10) propose une corrélation entre les 2 flancs du synclinal dans la coupe de Tihange. La corrélation est aisée pour les tronçons de coupes les plus proches de l'axe du pli, tandis que les différences se font croissantes à mesure de l'éloignement de l'axe. Les différences se marquent dans le détail tant sur les épaisseurs des séquences, les épaisseurs des paquets gréseux, les épaisseurs des séries colorées, les grandes cicatrices d'érosion et la migration latérale des chenaux, le nombre et le degré de maturité des calcrètes ainsi que la position des silcrètes et ferricrètes nodulaires. L'épaisseur de la série sédimentaire est plus élevée au flanc sud qu'au flanc nord. Certaines séquences ne sont pas présentes au flanc sud, témoignant de fortes variabilités latérales de faciès, induites par l'environnement sédimentaire, mais aussi par un approfondissement rapide du bassin au sud, probablement à l'intervention de petites failles synsédimentaires.

Par contre, à l'échelle de la séquence (d'épaisseur décamétrique), en intégrant les associations des structures sédimentaires qui caractérisent certaines séquences, les paquets de calcrètes et les paquets colorés, une corrélation est ici proposée. Notons toutefois que les tentatives de corrélation sur les silcrètes et ferricrètes nodulaires sont restées vaines, indiquant clairement des effets prononcés de station et l'importance des mirocromilieux de dépôts dans les paléoenvironnements reconstitués dans le chapitre suivant et du rôle majeur joué par les processus érosifs.





Section of Tihange (southern flank syncline)





Section of Tihange (southern flank syncline)

G

G

G

G

G

G G

G

G G G

0000

в

B G

G



33

3/4





34

4/4
## 9. Reconstitution des paléoenvironnements

Une reconstitution paléoenvironnementale est proposée pour ces deux formations (figure 11). Celle-ci s'appuie sur les modèles actuels, mais aussi sur les études menées en Angleterre sur les Lower Old Red Sandstones (Marriott & Wright, 1993 et 1996 ; Williams *et al.*, 2004) qui présentent des similitudes remarquables en termes d'architecture de dépôts et associations de structures sédimentaires.

Le Membre d'Ombret, en discordance normale de sédimentation, est interprété comme un ensemble de faciès de comblement de la paléotopographie du substratum calédonien. Les matériaux sont mis en place dans un système fluviatile à tresses où la migration latérale rapide de chenaux temporaires inhibe le développement de la plaine d'inondation.

La suite de la Formation de Marteau présente architecture cyclique caractéristique des une environnements fluviatiles matures où les dépôts des sous-environnements suivants sont représentés : chenal, dépôts de crevasses et plaine d'inondation. Cette plaine d'inondation est sillonnée par des chenaux (tributaires) peu profonds et probablement temporaires. Des dépôts de type «points bars» indiquent des chenaux à méandres et une migration latérale ceux-ci. Les dépôts de crevasse y sont peu fréquents. La plaine d'inondation est très large et prend de plus en plus d'importance en montant dans la Formation de Marteau. Elle est l'objet d'une pédogenèse soutenue avec le développement de vertisols calciques. Le taux de sédimentation dans la plaine d'inondation est faible à très faible comme en témoignent le nombre et le stade de développement parfois très avancé des calcrètes. Les fréquentes fissures de dessiccation, la couleur des sédiments et les différents types d'horizons pédologiques rencontrés (calcrètes, ferricrètes et silcrètes nodulaires, argilane, structures vertiques) indiquent un climat semi-aride à saisons contrastées et à fortes pluies saisonnières. Les sommets des séquences de plaine alluviale sont généralement érodés. Cette érosion peut atteindre et remanier les niveaux calcrétisés quel que soit leur degré de maturité. Les nodules sont ainsi repris dans les nombreux conglomérats intraformationnels de base de séquence. Le remplissage de petits chenaux abandonnés et peu profonds ou de petites dépressions morphologique («pans or waterholes») est caractérisé par des dépôts lenticulaires, d'épaisseur décimétriques, à «microgalets» de roches très tendres («coarse sand-sized pedogenetic mud aggregates») et à matrice argileuse issus du remaniement des sédiments pédogénétisés de la plaine d'inondation (Ekes, 1993; Marriott & Wright, 1996). Les petites dépressions servent ainsi de pièges à sédiments. La compaction de ces microconglomérats fait généralement disparaître la structure initiale apparaissant alors macroscopiquement comme des shales ou des siltites fines. Vu la relative fréquence de tels niveaux, on peut estimer qu'une partie importante des siltites fines de la plaine d'inondation ne sont pas mises en place par un procédé de décantation mais par un processus plus énergétique (vents violents, tempêtes, gros orages). La migration latérale des rivière est freinée par la nature fine des sédiments de la plaine d'inondation. L'examen des paléosols montre des profils de paléosols complexes («cumulate, composite and compound soils profiles» - voir Marriott & Wright, 2004) souvent superposés ou amalgamés et remaniés, rendant compte d'un taux de sédimentation faible mais variable dans le temps. La partie médiane de la Formation de Marteau présente de nombreuses similitudes avec la Moor Cliffs Formation (Uppest Pridolian, Lower Old Red Sandstone, southwest Wales) décrite notamment par Marriott & Wright (op. cit.). L'environnement de dépôt global de cette formation présentant de fortes analogies avec les environnements désertiques

Tant dans le sommet de la Formation de Marteau que dans les dépôts de plaine côtière de la Formation du Bois d'Ausse, une plus large variété de sols s'observe avec des vertisols et des horizons gleyifiés, ferricrétisés, voir silcrétisés. Les sols à horizons gleyifiés rendent compte de fréquentes conditions d'hydromorphie liées à un mauvais drainage et un niveau plus élevé de la nappe phréatique. Les structures vertiques sont caractéristiques des sols gonflants développés généralement en climats à saisons alternées.

(«dryland river systems»).

La Formation du Bois d'Ausse est plus gréseuse que la Formation de Marteau et est aussi plus riche quant à la diversité des paléoenvironnements. La base de la Formation du Bois d'Ausse se caractérise par un environnement marin littoral de type tidal (*«sand flats»* et *«mixed flats»*). Celui-ci passe régulièrement en milieu supratidal avec surimposition de structures pédologiques et le retour épisodique à une sédimentation fluviatile. Des dépôts de plaine côtière où se développent des calcrètes et des sols hydromorphes se superposent aux dépôts tidaux. Une lagune tidale rend compte de l'occurrence d'une faune monospécifique caractéristique de milieu restreint.

Un cours d'eau majeur a été identifié. Les matériaux qui remplissent le chenal montrent la connexion entre l'arrière-pays (graviers de quartz blancs), la plaine alluviale (calcrètes remaniés), la plaine côtière et la zone tidale (clastes pluridécimétriques de shale bleu foncé à structures tidales). Ceci est à relier avec un événement de crue exceptionnelle («*superflood*»).



Figure 11. Reconstitution paléogéographique des formations de Marteau et du Bois d'Ausse (Dévonien inférieur) dans la région hutoise (bord nord du Synclinorium de Dinant). ORS Continent : Old red Sandstone Continent ; MHWL : Mean High-Water Line ; MLWL : Mean Low-Water Line

Aucun fossile franchement marin n'a été observé. Les fragments de vertébrés sont fréquents et associés aux conglomérats intraformationnels. Les débris végétaux sont nombreux dans les séries tidales et supratidales en particulier, mais aussi dans les sédiments verts de la plaine côtière. Les séries rouges ne permettent pas la conservation de la matière organique mais les empreintes radiculaires témoignent néanmoins d'une colonisation végétale.

La présence de calcrètes, parfois très développés, dans les 2 formations, nécessite un environnement géomorphologique suffisamment stable où l'apport sédimentaire par les crues est faible (1 à 2 mm par an) sur une période de temps assez longue (Leeder, 1975). La systématisation des calcrètes et la coloration rouge de la majorité de sédiments indiquent des conditions oxydantes et un milieu de dépôts en climat semi-aride. La précipitation des carbonates nécessaires à la formation des nodules carbonatés, implique un taux d'évaporation assez élevé et des eaux relativement alcalines, nécessitant de faibles taux de matières organiques. Le grand nombre de calcrètes observés pose le problème de la source principale du Ca2+. En l'absence d'une source détritique calcaire, l'eau de pluie, la poussière amenée par les vents et/ou l'altération des minéraux présents dans le sédiment sont généralement évoquées (Wright & Tucker, 1991).

Dans la Formation de Marteau, l'épaisseur décamétrique des dépôts de plaine d'inondation et leur préservation dans la colonne sédimentaire, malgré de fortes érosions, impliquent cependant une certaine stabilité dans la position de ces chenaux ou en tout cas une migration latérale lente dans un système où un espace d'accommodation est toujours disponible. De telles séquences répétées requièrent une subsidence relativement régulière et continue mais suffisamment faible pour permettre le développement des paléosols. Indiquons toutefois que certains calcrètes, ferricrètes et silcrètes peuvent se développer lors des fluctuations de la nappe phréatique sans relation directe avec la pédogenèse (« groundwater calcretes » - Wright et Tucker, 1991). Une analyse géochimique et isotopique, de chaque horizon, est nécessaire pour trancher entre les deux mécanismes.

La reconstitution des paléoenvironnements au sein de la Formation de Marteau indique une évolution progressive des milieux fluviatiles vers des milieux plus littoraux illustrant la «transgression éodévonienne» et marquée par une progression de la ligne de rivage vers le nord. La Formation du Bois d'Ausse est caractérisée par la persistance des environnements littoraux où alternent les milieux tidaux et la plaine alluviale côtière. Ce qui implique une oscillation de la ligne de côte sans toutefois atteindre les environnements marins francs. L'empilement sédimentaire pourrait correspondre à une subsidence saccadée (sous contrôle tectonique ?), chaque fois compensée par un apport sédimentaire suffisant.

La coupe classique de Huy et la nouvelle coupe de Tihange se complètent parfaitement et permettent de proposer une reconstitution de la paléogéographie éodévonienne dans cette région. Cette seconde coupe, par ses qualités intrinsèques et ses bonnes chances de préservation, constitue une nouvelle référence pour l'étude de la «transgression éodévonienne» et de la transition entre les domaines continentaux et marins au bord nord du Synclinorium de Dinant.

Une révision des noms de certaines formations éodévoniennes est utile. La séparation entre les formations de Marteau et de Fooz, seulement distinctes par la dominante d'une couleur par rapport à une autre, ne résiste pas à l'analyse de plusieurs coupes. La Formation de Fooz a l'antériorité. La pertinence des formations de Nonceveux et de Solières, au bord nord du Synclinorium de Dinant est aussi à réexaminer.

## **10. Remerciements**

Les auteurs remercient B. De Boose (Service géologique de Belgique, IRScNB) pour la relecture attentive des textes et leur mise en page définitive, Q. Ketelaers et Anne Laurys, infographistes au Service géologique de Belgique, Annemie Beulens (Service géologique de Belgique), Jean-Paul Cullus (Université de Liège) pour la confection des lamesminces et surfaces polies d'échantillons et Dr Y. Vanbrabant (Service géologique de Belgique) pour le levé structural de la coupe.

Nous tenons à remercier (1) les membres de l'Association Paléontologique Française (A.P.F.) qui, par leurs remarques positives ou négatives, ont permis d'approcher la détermination de l'Arthropode de Tihange (T24S), à savoir, E. Masure, B. Meyer-Berthaud, B. Lefebvre, J. Chaline, M. Philippe, L. Costeur, et surtout P. Janvier qui nous a orientés vers les Arthropodes ; (2) M. Poschmann (Mainz, RFA) et E. Tetlie (Yale University, USA) qui ont confirmé cette attribution et fourni les références bibliographiques adéquates ; et (3) D. Goujet (MNHN, Paris) qui nous a permis d'attribuer le spécimen à une coxa d'un Euryptéride possible, par l'intermédiaire de C. Strullu-Derrien (Université d'Angers) et de G. Clément (MNHN, Paris). Nous remercions aussi D. Vachard (CNRS et Université de Lille 1) pour son aide sur l'échantillon « TMAR1 ».

Enfin, un merci particulier à Pierre Bultynck (Département de Paleontologie, IRSNB) pour sa relecture critique du manuscrit et ses remarques constructives.

# 11. Références bibliographiques

Allen, J.R.L., 1974. Studies in fluviatile sedimentation : implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh outcrop. Geological Journal, 9/2: 181-208.

Allen, J.R.L., 1986. Pedogenic calcretes in the Old Red Sandstone facies (Late Silurian – Early Carboniferous) of the Anglo-Welsh area, southern Britain. In: Wright, V.P. (ed) Palaeosols. Their recognition and interpretation, Blackwell Science Editor, Chapter 2: 58-86.

Blieck, A., 1982. Les Hétérostracés (Vertébrés, Agnathes) du Dévonien inférieur du Nord de la France et du Sud de la Belgique (Artois-Ardenne). Annales de la Société Géologique de Belgique, 105/1: 9-23.

Blieck, A., 1984. Les Hétérostracés Ptéraspidiformes, Agnathes du Silurien-Dévonien du Continent nordatlantique et des blocs avoisinants : révision systématique, phylogénie, biostratigraphie, biogéographie. Cahiers de Paléontologie (Vertébrés): 1-199.

Blieck, A., 1985. Paléoenvironnements des Hétérostracés, Vertébrés agnathes ordoviciens à dévoniens. *In*: FISCHER, J.-C. (organ.), Journées d'étude sur les indicateurs paléobiologiques de milieux (RCP 641, Paris, 26-27 mars 1984). Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle, 4<sup>e</sup> série, 7, C (2): 143-155.

Boucot, A.J., 1990. Evolutionary paleobiology of behavior and coevolution. Elsevier publication, Amsterdam, 725 p.

Brown, G., Bourguignon, P. & Thorez, J. (1974) A lithium-bearing aluminium regular mixed layer montmorillonite-chlorite from Huy, Belgium. Clay Minerals 10: 135-144.

Bultynck, P. & Dejonghe, L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). Geologica Belgica, 4/1-2: 39-69.

Corteel, C. & De Paepe, P. 2003. Boron metasomatism in the Brabant Massif (Belgium) : geochemical and petrological evidence of Devonian tourmaline pebbles. Netherlands Journal of Geosciences. Geologie en Mijnbouw, 82/2 : 197-208.

Delsate, D., Steur, H., Schneider, M. & Thuy, B., 2003. Preliminary report of Lower to Middle Emsian (Lower Devonian) flora and fauna from Consthum and Merkholtz (Grand Duchy of Luxembourg) with Porolepid (Sarcopterygii) and Heterostracan Fish remains. *In*: Guerin-Franiatte, S. (ed.), Paléontologie au Luxembourg. Ferrantia, 36: 9-27.

Delsate, D., Blieck, A. & Steemans, P., 2004. A psammosteid heterostracan (Vertebrata: Pteraspidomorphi) from the Emsian (Lower Devonian) of the Grand-Duchy of Luxembourg. Geologica Belgica, 7/1-2: 21-26.

Dewalque, G., Forir, H. & Lohest, M. avec le concours de : de La Vallée Poussin, Ch. & Renard, A., 1898. Huy-Nandrin. Carte géologique à 1/40.000 (planchettes 3 et 4 de la feuille XLVIII de la carte topographique).

Dunlop, J.A., Anderson, L.I. & Braddy, S.J., 2004. A redescription of *Chasmataspis laurencii* Caster & Brooks, 1956 (Chelicerata: Chasmataspidida) from the Middle Ordovician of Tennessee, USA, with remarks on chasmataspid phylogeny. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 94 (3): 207-225.

Ekes, C., 1993. Bedload-transported pedogenic mud aggregates in the Lower Old Red Sandstone in southwest Wales. Journal of the Geological Society, London, 150: 469-471.

Elliott, D.K. & Petriello, M.A., 2011. New poraspids (Agnatha, heterostraci) from the Early Devonian of the western United States. Journal of Vertebrate Paleontology, 31 (3): 518-530.

Fieremans, M. & De Paepe, P. 1982. Genesis of tourmalinites from Belgium : petrological and chemical evidence. Mineralogical Magazine, 46, 95-102.

Goemaere, E., Catot, E., Dejonghe, L., Hance, L. & Steemans, P., 1997. Sédimentologie des formations de Marteau, du Bois d'Ausse et de la partie inférieure de la Formation d'Acoz (Dévonien inférieur) dans l'Est de la Belgique, au bord Nord du massif de Stavelot. Memoirs of the Geological Survey of Belgium, 42: 168p.

Goemaere, E., Geeninckx, S. & Vanbrabant, Y., 2006. Les coupes de Tihange et de Huy : étude paléoenvironnementale des formations de Marteau et de Bois d'Ausse (Dévonien inférieur) au bord nord du Synclinorium de Dinant, Belgique. *In* : [Lacquement, F., organ.] Géologie de l'Ardenne occidentale (Journées spécialisées, Givet, 4-6 mai 2006). Géologie de la France, 2006 (1-2): 35-39.

Hance, L., Dejonghe, L. & Steemans, P., 1992. Stratigraphie du Dévonien inférieur dans le Massif de la Vesdre. Annales de la Société géologique de Belgique, 115: 119-134.

Hance, L., Steemans, P., Goemaere, E., Somers, Y., Vandenven, G., Vanguestaine, M. & Verniers, J., 1991. Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). Annales de la Société géologique de Belgique, 114/1: 253-264.

Holm, G., 1898. Über die Organisation des *Eurypterus fischeri* Eichw. Mémoires de l'Académie Impériale des Sciences de Saint-Pétersbourg, Série 8, 2: 1-57.

Janvier, P., 1996. Early Vertebrates. Oxford Science Publications & Clarendon Press, Oxford ; Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 33: 393 p.

Kaufman, B., 2006. Calibrating the Devonian Time Scale : a synthesis of U-Pb ID-TIMS ages and conodont stratigraphy. Earth Science Reviews, 76: 175-190.

Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. Earth-Science Reviews, 47: 41-70.

Lamsdell, J.C. & Braddy, S.J., 2010. Cope's Rule and Romer's theory: patterns of diversity and gigantism in eurypterids and Palaeozoic vertebrates. Biology Letters, 2010 (6): 265-269.

Lebedev, O.A., Mark-Kurik, E., Karatajute-Talimaa, V., Luksevics, E. & Ivanov, A., 2009. Bite marks as evidence of predation in early vertebrates. In : Ahlberg, P.E., Blom, H. & Boisvert, C.A. (eds), Forty years of Early Vertebrates. Acta Zoologica, Special Issue, Supplement to vol. 90: 344-356.

Leckie, D.A. & Cheel, R.J., 1990. Nodular silcretes of he Cypress Hills Formation (Upper Eocene to Middle Eocene) of southern Saskatchewan, Canada). Sedimentology, 37: 445-454.

Leeder, M.R., 1975. Pedogenic carbonates and floodplain sediment accretion rates : a quantitative model for alluvial arid-zone lithofacies. Geological Magazine, 112: 257-270.

Machette, M.N., 1985. Calcic soils of the south-western United States. Geological Society of America Special Paper, New York, 203: 1-21.

Mack, G.H., James, W.C. & Monger, H.C., 1993. Classification of paleosols. Geological Society of America Bulletin, 105: 129-136.

Marriott, S.B. & Wright, V.P., 1996a. Sediment recycling on Siluro-Devonian floodplains. Journal of the Geological Society, London, 153: 661-664.

Marriott, S.B. & Wright, V.P., 1996b. A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. Journal of the Geological Society, London, 153: 907-913.

Marriott, S.B. & Wright, V.P. ,1993. Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales. Journal of the Geological Society, London, 150: 1109-1120.

Marriott, S.B. & Wright, V.P., 2004. Mudrock deposition in an ancient dryland system : Moor Cliffs Formation, Lower Old Red Sandstone, southwest Wales, UK. Geological Journal, 39: 277-298.

Michot, P., 1953. Sédimentation rythmique dans le

Siegenien inférieur de la région de Huy. Annales Société Géologique de Belgique, 76: B221-B237.

Michot, J., 1963. Les feldspaths dans les sédiments dévoniens et carbonifères de la Belgique. Mémoire de l'Académie Royale de Belgique, Classe des Sciences, Coll. In 8°, 34/1: 1-62.

Michot, P., 1969. La Faille d'Ombret. Annales de la Société géologique de Belgique, 92/2: 243-254.

Miller, R.F. & Tetlie, O.E., 2007. The presumed synziphosuran *Bunodella horrida* Matthew, 1889 (Silurian ; Cunningham Creek Formation), New Brunswick, Canada is a eurypterid. Journal of Paleontology, 81/3: 588-590.

Molenaar, N, 1984. Paleopedogenic features and their paleoclimatological significance for the Névremont Formation (lower Givetian), the northern Ardennes, Belgium. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 46, 325–344.

Monseur, G., 1959. Observations nouvelles sur le Siegenien à Nonceveux. Comparaison avec la sédimentation dévonienne d'autres régions. Annales de la Société géologique de Belgique, 82: M1-M79.

Owen, G., 1995. Senni Beds of the Devonian Old Red Sandstone, Dyfed, Wales : anatomy of a semi-arid floodplain. Sedimentary Geology, 95: 221-235.

Parnel, J., 1983. Ancient duricrusts and related rocks in perspective : a contribution from the Old Red Sandstone. In: Wilson, R.C.L. (ed) Residual deposits: surface related weathering processes and materials, Oxford, Blackwell Science Publication, 197-209.

Romer, A.S., 1933. Eurypterid influence on vertebrate history. Science, 78 (2015): 114-117.

Romer, A.S. & Grove, B.H., 1935. Environment of the early vertebrates. American Midland Naturalist, 16 (6) : 805-856.

Royer, D.L., 1999. Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator? Geology, 27: 1123-1126. (Discussion and reply v. 28, p. 572- 573).

Selden, P.A., 1981. Functional morphology of the prosoma of *Baltoeurypterus tetragonophthalmus* (Fischer) (Chelicerata: Eurypterida). Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 72: 9-48.

Smale, D., 1973. Silcretes and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. Journal of Sedimentary Petrology, 43: 1077-1089.

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

Stockmans, F., 1940. Végétaux Eodévoniens de la Belgique. Mémoires du Musée Royal d'Histoire Naturelle de la Belgique, 93: 5-88.

Stoink, L. & Simons, C., 1995. First evidence of pedogenic calcretes in the Lower Devonian Old Red Facies of the northern Stavelot-Venn Massif between Aachen and Liège. Neues Jahrbuch für Geologie und Pälaeontologie, Mh., 10: 622-635.

Stott, C.A., Tetlie, O.E., Braddy, S.J., Nowlan, G.S., Glasser, P.M. & Devereux, M.G., 2005. A new eurypterid (Chelicerata) from the Upper Ordovician of Manitoulin Island, Ontario, Canada. Journal of Paleontology, 79 (6): 1166-1174.

Swennen, R., 1995. Lower Devonian calcretes in eastern Belgium : Petrography (part I). Unpublished document from the K.U.Leuven, Belgium, 39p. & annexes.

Summerfield, M.A., 1983. Petrography and diagenesis of silcrete from the Kalahari Basin and Cape coastal zone, Southern Africa. Journal of Sedimentary Petrology, 53/3, September 1983: 895-909.

Thirion, F. 2007. Biodiversité des Vertébrés et Arthropodes éodévoniens à partir de l'étude de sites du Massif ardennais (La Gileppe, Nonceveux, Tihange, Holler : Belgique et Grand Duché de Luxembourg). Morphologie, systématique et biostratigraphie du genre Rhinopteraspis (Pteraspidomorphi Heterostraci) et note sur un Arthropode Chélicérate de la coupe de Tihange (Belgique). Mémoire Master Recherche 2e année Environnement, spécialité Géosciences, parcours Paléontologie, Université de Lille 1, 25 juin 2007 : 31 p. ; Villeneuve d'Ascq [ronéotypé].

Verniers, J., Herbosch, A., Vanguestaine, M., Geukens, F., Delcambre, B., Pingot, J.-L., Belanger, I., Hennebert, M., Debacker, T., Sintubin, M. & De Vos, W., 2001. Cambrian-Ordovician-Silurian lithostratigraphic units (Belgium). In Lithostratigraphic scale of Belgium, Geologica Belgica, 4/1-2: 5-38.

Webb, J.A. & Golding S.D., 1998. Geochemical massbalance and oxygen-isotope constraints on silcrete formation and its paleoclimatic implications in southern Australia. Journal of Sedimentary Research; September 1998, 68/5: 981-993.

Williams, B.P.J., Marriott, S.B. & Hillier, R.D. (Editeurs), 2004. The Lower Old Red Sandstone of the Anglo-Welsh Basin. Special Issue of the Geological Journal, 39, Issue 3-4: 233-236.

Wright, V.P. (Editor), 1986. Palaeosols: their recognition and interpretation. Blackwell Scientific, Oxford, 315 p.

Wright, V.P., 1989. Paleosols in siliciclastic sequences. Course notes : Postgraduate Research Institute for Sedimentology. University of Reading, 98 p. Wright, V.P., 1990. A micromorphological classification of fossil and recent calcitic and petrocalcitic microstructures. In: Douglas, L.A. (ed) Soil micromorphology: a basic and applied science. Developments in Soil Science, Amsterdam, Elsevier, 19: 401-407.

Wright, V.P., Sloan, R.J., Valero Garcès B. & Gavie, L.A.J., 1992. Groundwater ferricretes from the Silurian of Ireland and Permian of the Spanish Pyrenees. Sedimentary Geology, 77: 37-49.

Wright, V.P. & Tucker, M.E. (Editors), 1991. Calcretes. Reprint Series Volume 2 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, 352 p.

# 12. Annexes

## 12.1. La nouvelle coupe de Tihange

La coupe (figure 3) résulte des travaux de terrassement pour la nouvelle route qui part du rond-point de Tihange vers la route Charlemagne (RN63) reliant Liège à Marche-en-Famenne. Les travaux de terrassement ont débuté en mars 2005. Seul le premier tronçon sera effectué en 2005 et 2006. La coupe structurale a été établie par Yves Vanbrabant (non publiée à ce jour). Cette coupe est décrite du nord vers le sud, sur le versant sud du Ruisseau de Maurissart.

Les couches sont en pente sud. La première partie de la coupe (bancs 1 à 26) concerne un affleurement ancien qui a été détruit par remblayage au cours des travaux de construction d'un pont franchissant le ruisseau Cette coupe démarre dans la partie basale de la Formation de Marteau (banc 1 à 192), visible sur une stampe d'épaisseur supérieure à 84 m et recoupe les 98 premiers mètres de la Formation du Bois d'Ausse (Bancs 193 à 616). La coupe ne montre pas la discordance et la base de la Formation de Marteau. Mais à quelques dizaines de mètres de distance, à l'est du nouveau pont franchissant le ruisseau, on peut récolter des conglomérats marquant la base de la Formation de Marteau (Membre de Dave). Les corrélations latérales attribuent une épaisseur manquante de l'ordre de 2 à 4 m maximum pour l'extrême base de la Formation de Marteau. La Formation aurait donc une épaisseur de 86 à 88 mètres. L'estimation de l'épaisseur de la Formation de Fooz (alias Marteau dans cette coupe) est de 180 m d'après Waterlot et al., 1973. La Formation des Grès du Bois d'Ausse est estimée dans la vallée du Hoyoux à 400 m environ.

Plus au nord, une tranchée de 170 m de longueur recoupe les shales siluriens verts (pente sud) et bleus à Graptolites de la Bande Sambre et Meuse recouverts par des dépôts alluviaux très peu épais (de l'ordre du mètre) de l'ancienne plaine de la Meuse (galets cm à dcm dans une matrice silteuse brune). Cette coupe montrerait les formations de Naninne, Jonquoi et Thimensart, donc le Wenlock et Ludlow inférieur (comm. pers., Verniers). Le Llandovery affleurant à La Neuville, plus à l'est qui renferme des roches volcaniques et des roches rouges n'est pas observé dans la tranchée. Les pratiques agricoles ont fortement dérangé les dépôts de la plaine alluviale.

La coupe montre un synclinal qui expose en son flanc sud la stampe observée au flanc nord, soit la partie inférieure de la Formation du Bois d'Ausse (bancs 1129 à 1205) puis la Formation de Marteau (bancs 1000 à 1128) avec des épaisseurs respectives de 86 m et 132 mètres. Ni la base conglomératique ni le socle paléozoïque, ne sont atteints par la coupe. La Formation de Marteau montre donc un sur-épaississement minimum supérieur à 56 % et la Formation du Bois d'Ausse un amincissement de 12 %.

La base conglomératique du flanc nord du synclinal n'est pas directement observable. Elle affleure sous forme de blocs disjoints à une vingtaine de mètres à l'ouest du pont, dans la continuité directe de la coupe levée de manière continue. La stampe manquante est estimée entre 2 et 4 mètres.

Le descriptif banc par banc a été versé aux archives de la carte géologique Huy-Nardin, conservées au Service géologique de Belgique.



Coupe de Tihange (flanc nord du synclinal)













# Tihange section (South flank)















# 12.2. La coupe de l'ancienne gare de Huy Sud

N° banc	Epaisseur	Epaisseur cumulée (m)	
0	0-12 cm	0,12 m	Shales verts et rouges renfermant une lentille de 10 cm de longueur et de 1 cm d'épaisseur de conglomérat pisaire
1	0-12 cm	0,24 m	Conglomérat pisaire à avenellaire. Contact inférieur glissé. Surface inférieure (non glissée) érosive. Le conglomérat, riche en galets subanguleux de quartz blanc) incorpore des clastes pluricentimétriques de shales siluriens. Le contact avec les schistes siluriens semble normal – discordance sédimentaire. <u>Echantillons</u> : 1 à l'extrême base, 1 au sommet, galets cm de tourmalinite et de quartz blanc (environ 1cm)
2	9-10 cm	0,33 m	Grès grossier vert passant rapidement à un shale gréseux vert devenant bigarré vert et violacé
3	3 à 6 cm	0,38 m	Lentilles de grès grossiers rouge foncé, disposées en chapelets. Grès à dragées de quartz blanc et spots réduits verts. <u>Echantillon</u>
4	20 cm	0,48 m	Shale gréseux rouge violacé devenant vert sur le dernier cm supérieur (décoloration au contact du grès surincombant). Le shale renferme des lentilles (jusqu'à 40 cm de longueur et 3 centimètres d'épaisseurs de microconglomérat rouges. Le shale montre des taches réduites de couleur vert pomme et brun rouge
5	0-80 cm	1,28 m	Poudingue très riche en galets peu arrondis de quartz blanc, de tourmalinite et de roches gréseuses sombres à beiges. Les plus gros galets (jusqu'à 3 cm sont situés à la base et au sommet. Les galets ne semblent pas montrer d'orientation. La base inférieure du banc est érosive et chenalisante. La surface sommitale est irrégulière, marquée par la mise en relief des galets. La matrice est peu abondante et sableuse. <u>Echantillons</u> : surfaces inférieure et supérieure
6	16 cm	1,44 m	Siltite verte sableuse à gravillons (<= 1 cm) passant à une siltite sableuse rouge brique, puis à un grès vert à matrice argileuse et passées de graviers infra à pluricentimétriques. Latéralement les traînées de graviers passent à des bancs de grès verts, grossiers à microconglomératiques. <u>Echantillon</u> de la partie supérieure
7	29-35 cm	1,75 m	Siltite rouge brique légèrement micacée, gréseuse, s'affinant vers le haut, décolorée verte sur le dernier centimètre supérieur. Variations colorimétriques internes rouge clair à rouge violacé. <u>Echantillon</u>
8	15-22 cm	1,95 m	Conglomérat nuculaire hétérométrique verdâtre à rosâtre riche en graviers peu arrondis de quartz blanc, quartzite, de taille pluricm à la base et mm au sommet. Surface érosive bien marquée à la base (chenal), clastes cm à pluricm de shale à la base. Aspect lenticulaire. Granodécroissance. <u>Echantillon</u> à la partie basale
9	21 cm	2,16 m	Banc composite de grès graveleux verdâtre divisés en petits bancs de 2 à 5 cm d'épaisseur à allure ondulée et irrégulières (rides superposés). Chaque banc est séparé par un lit de siltite verte (<1 cm d'épaisseur). Granodécroissance et diminution de l'épaisseur des bancs. <u>Echantillon</u> .
10	7-9 cm	2,24 m	Grès fin argileux verdâtre passant à une siltite rouge devenant verte sur le dernier centimètre.
			Passage à une unité gréso-conglomératique
11	15-21 cm	2,42 m	Conglomérat pisaire. Certains éléments atteignent plus de 1 cm, souvent assez aplatis. Les surfaces inférieure et supérieure sont érosives irrégulières. La stratification interne est frustre, latéralement on observe un débitage en bancs plus minces, parfois soulignés par des limets discontinus gréso-argileux verts

12	17 cm	2,59 m	Trois à quatre bancs minces de conglomérat avénellaire à nuculaire. Chaque banc présente une granodécroissance interne. Ils apparaissent lenticulaires et séparés par des limets lenticulaires et discontinus de grès grossiers argileux verts. Les graviers isolés peuvent atteindre 2 cm. Les contacts entre bancs sont érosifs. <u>Echantillon</u>
13	15-25 cm	2,79 m	Conglomérat avénellaire plus grossier que l'unité précédente. Nombres de siltite gréseuse et grès argileux vert, cm à pluricm (les plus gros font 6cm au moins)
14	8-10 cm	2,88 m	Banc lenticulaire remplissant les irrégularités du banc sous-jacent. Grès grossier vert à dragées de taille inférieure à 1 cm de quartz, tourmalinite et roches gréseuses. Le grès se débite en minces lits irréguliers séparés par des limets sableux micacés feuilletés. <u>Echantillon</u>
15	6-8-11 cm	2,96 m	Grès (lithique) lenticulaire moyen vert à débitage interne irrégulier et granodécroissant. Nombreux clastes de siltite verte de taille comprise entre 0.5 et 2 cm environ, plats et de contour arrondi. Les paillettes de micas muscovite soulignent la stratification. <u>Echantillon</u>
16	0-3 cm	2,97 m	Siltite verte, érodée par le banc sus-jacent
17	83 cm	3,80 m	Ensemble de bancs + dm à dm de conglomérat milliaire à pisaire gris vert riche en galets de quartz blanc. Rares galets de 1 cm et plus. Surfaces internes de réactivation. Limets discontinus sablo-argileux micacés entre les bancs, parfois incorporés comme clastes dans le banc suivant. Pas de granocroissance évidente
18	43 cm	4,23 m	Grès vert un peu argileux à débitage en plaquettes grossières, passant en continu à une siltite verte ( <u>Echantillon</u> ) puis vers le haut repassant à un grès fin argileux à gravillons
19	45 cm	4,78 m	Conglomérat pisaire (galets <= 1 cm). Rares galets supérieurs à 1 cm. Surface inférieure érosive. Se débite en plusieurs bancs minces dont l'épaisseur diminue vers le bas, en parallèle avec une granodécroissance surtout marquée au sommet. Lenticulations internes. Stratification soulignée par des lits discontinus mm à plurimm de shale sableux vert micacé. Sommet ondulant
20	4 cm (11 cm dans un creux aménagé au sommet du banc sous-jacent).	4,82 m	Shale gréseux rouge violacé, petites lentilles cm à mm de grès rouge argileux devenant vert au contact du banc suivant (décoloration)
21	13 cm	4,95 m	Grès grossier graveleux à ciment argilo-silteux vert devenant rouge et plus argileux au sommet. La stratification semble ondulante. Le front rouge/vert est irrégulier et ne suit pas le plan de stratification. Une pellicule pélitique micacée marque le sommet du banc. <u>Echantillons</u> : à la base (vert) et au sommet (rouge).
			Faille avec raccord incertain à 22 et suivants
22	20 cm	5,15 m	Conglomérat milliaire rougeâtre à la base, vert ensuite, matrice fine. Le matériau est bien classé. La coloration verte correspond au matériau le plus propre (moins de matrice)
23	10-11 cm (20 cm lat.)	5,26 m	Siltite gréseuse verte et bigarrée rouge violacée
State .			Passage d'une zone faillée à raccords délicats
24	50-60 cm	5,81 m	Grès très grossier graveleux verdâtre avec quelques dragées (1-1.5cm) de quartz blanc. Cicatrice érosive à la base. Aspect chenalisant
25	42 cm	6,23 m	Siltite verte, déstructurée et à nombreux gravillons mm, principalement de quartz blanc. La siltite devient rouge violacé dans la moitié supérieure. Nodules carbonatés souvent fortement limonitisés. Calcrète à stade de développement II. <u>Echantillon</u> (siltite verte)
			Contact par faille

26	22 cm	6,45 m	Siltite sableuse violacée à rares bigarrures vertes, nodules carbonatés et limonitisés. Calcrète à stade de développement I-II. Quelques gravillons mm. Le dernier centimètre supérieur est vert (décoloré). Le sommet est érodé
27	41-55 cm	6,86 m	Banc composite de conglomérat pisaire. Surface érosive très nette à la base avec nombreux clastes de shale et de siltite verte. Lenticulations internes et stratification frustre. Surfaces érosives internes avec lits discontinus de shale ou de siltite micacée plaquettée et/ou lits discontinus de clastes de shale vert
28	0-22 cm.	7,00 m	Banc fortement lenticulaire de conglomérat pisaire (nombreux gravillons de quartz blanc) et s'appuyant sur le banc sous-jacent Surface érosive très nette à la base avec nombreux clastes de shale et de siltite verte. Lenticulations internes et stratification frustre. Surfaces érosives internes avec lits discontinus de shale ou de siltite micacée plaquettée et/ou lits discontinus de clastes de shale vert. Les bancs 27 et 28 totalisent 80 cm d'épaisseur
29	29-75 cm	7,75 m	Mégaride orientée E-O constituée de grès grossier en bancs irréguliers ondulants et lenticulaires

Les 29 premiers bancs totalisent une épaisseur cumulée de 7.75 m et représentent le Membre du Poudingue de Dave ou Poudingue d'Ombret, membre basal de la Formation de Marteau.

30	35 cm	7,75 m	Sur le flanc nord de la ride, on observe (à distance) un shale (ou une siltite) rouge violacé, puis des grès à stratification entrecroisée et s'appuyant sur la mégaride 29 et érodant partiellement les shales rouges. Sur le flanc sud de la ride, on observe un ensemble de bancs minces de grès graveleux ( <u>Echantillon</u> 30 inf) voire microconglomératique, puis de grès ( <u>Echantillon</u> 30 sup) en bancs décimétriques lenticulaires intercalés par de lits (1 cm environ) de shales verts. Petites érosions internes. Rides possibles au sommet des bancs de grès
31	41 cm	8,16 m	Siltite verte à la base et à stratification plane parallèle passant à une siltite verte fine à nodules carbonatés infracm à pluricm. Calcrète stade de développement II. Echantillon
32	27 cm	8,43 m	Suite de petits bancs de grès vert sombre à vert clair, légèrement micacés, séparés par des lits plus minces feuilletés micacés. Les bancs inférieurs ont des contacts faiblement ondulants (rides d'interférence ?). Les bancs minces supérieurs sont légèrement lenticulaires et présentent une stratification sub- plane parallèle. Passage progressif vers 33. Echantillon (polarité incertaine)
33	80 cm	9,23 m	Siltite sableuse verte à stratification grossièrement plane parallèle passant rapidement à une siltite verte plus fine (sur 27 cm) à rares nodules carbonatés, puis un shale vert riche en nodules carbonatés plurimm à cm. Les nodules sont souvent coalescents formant des groupes pluricm (Plusieurs <u>Echantillons</u> ). Calcrète. Le nombre, la concentration et la taille des nodules augmentent vers le haut. Passage progressif vers 34. Calcrète à stades de développement I/II/III
34	30 cm	9,53 m	Shale rouge violacé à nodules carbonatés isolés à la base et à vermicules verts ailleurs. Le sommet du shale est vert. Les zones vertes dessinent un réseau qui pourrait correspondre à un réseau de fissures de dessiccation. Surfaces internes de glissement (structures vertiques) et taches Fe/Mn. Calcrète à stade de développement I. <u>Echantillon</u>
35	100 cm	10,53 m	Grès fin vert à débitage en bancs cm à rides irrégulières et à crêtes émoussées. L'épaisseur des bancs augmente vers le haut. Les interlits de shale verts épais et nombreux à la base, se raréfient et s'amincissent vers le haut. Wavy bedding dans le tiers inférieur et ripple bedding (limite flaser bedding) dans les deux tiers supérieurs. <u>Echantillon</u>
36	10 cm	10,63 m	Shale plaquetté vert finement micacé
37	23 cm	10,86 m	Grès fin vert à rides irrégulières
38	20 cm	11,06 m	Shale micacé vert, grossièrement plaquetté à nodules isolés sphériques carbonatés infracm dans la moitié supérieure. Calcrète à stade de développement II

39	10-12 cm	11,17 m	Grès fin vert micacé à stratification entrecroisée (rides?). Base et sommet nets
40	11 cm	11,28 m	Grès verts en bancs lenticulaires. Stratification frustre irrégulière soulignées par des limets de siltite verte micacée devenant dominants vers le haut. Passage progressif vers 41
41	52 cm	11,80 m	Siltite verte à nodules carbonatés <= 1 cm, parfois coalescents, extrêmement abondants avec intercalations de grès fins verts à nodules carbonatés. Calcrète à stade de développement II-III. Les plus petits nodules présentent des alignements perpendiculaires au plan de stratification, disposés en chapelets ou remplaçant des fissures de dessiccation. Passage progressif vers 42
42	40 cm	12,20 m	Calcrète fortement développé (plus de 50 % de carbonates). Pisolithes. Calcrète à stade de développement IV-V. Aspect pseudo laminaire au toit du calcrète. <u>Echantillons</u> : 42 sup., 42 moyen, 42 inf
43	150 cm	13,70 m	Siltite fine rouge brique à grandes auréoles vertes ( $20 \times 15$ ). La siltite devient plus grossière, vers le haut et devient verte à taches rouges. Un aspect feuilleté est observé dans les 10 cm supérieurs. Progressif vers 44. Calcrète à stade de développement I
44	37 cm	14,07 m	Alternance de lits de grès micacés gris vert et de siltite gréseuse plaquettée gris vert
45	9.5 cm	14,16 m	Grès fin gris vert à rides probables
46	1 cm	14,17 m	Grès fin micacé plaquetté gris vert
47	3-6 cm	14,22 m	Grès fin gris vert, rides
48	20 cm	14,42 m	Grès feuilleté micacé à la base, devenant massif ensuite, puis légèrement feuilleté avec nodules carbonatés au sommet. Les nodules sont pluricm dans les 3 derniers cm. Calcrète à stade de développement II. Les micas sont distribués en tous sens. (déstratification)
49	~ 50 cm	14,92 m	Siltite bigarrée verte et rouge, riche en nodules carbonatés (calcrète) souvent > 1 cm, parfois coalescents sur les 15 cm inférieurs (calcrète à stades de développement II et III), passant à une siltite fine rouge brique sans nodules (calcrète à stade de développement I).
		Faille	e dont le rejet et inconnu et le raccord incertain (50)
51	> 35 cm	15,28 m	Grès fins gris verts en bancs minces pluricm, fortement limonitisés
52	19 cm	15,47 m	Lit de siltite verte puis grès fins gris verts en bancs minces pluricm. Présence de nodules carbonatés. Calcrète sage II. Un nodule oblong atteint 3 cm de longueur
53	26 cm	15,73 m	Grès gris vert en bancs lenticulaires avec intercalaires silteux, fins, verts et à aspect feuilleté
			Contact anormal par faille
54	103 cm	16,76 m	Grès fin vert à stratification plane parallèle passant rapidement à des siltites bigarrées vertes à taches rouges et à rares nodules carbonatés isolés (calcrète à stade de développement I), puis à des siltites fines rouges à taches vertes de plus en plus riche en nodules carbonatés (calcrète à stade de développement II). Les 20 derniers cm en renferment plus de 50% en volume (calcrète stade de développement III-IV). <u>Echantillon</u>
55	12 cm	16,88 m	Quatre bancs minces de grès. Le banc inférieur est un banc de grès gris vert à nodules carbonatés (calcrète à stade de développement II). La stratification est irrégulière entrecroisée. Les bancs suivants sont ondulants, s'affinent progressivement et présentent des intercalaires plaquettés micacés mm (ripple bedding). <u>Echantillons</u>
56	5 cm	16,93 m	Siltite verte plaquettée
57	21 cm	17,14 m	Bancs minces de grès gris vert. La stratification est irrégulière entrecroisée. Les bancs suivants sont ondulants, s'affinent progressivement et présentent des intercalaires plaquettés micacés mm (ripple bedding)
58	3 cm	17,17 m	Siltite verte plaquettée

59	27 cm	17,44 m	Bancs minces de grès faiblement micacé gris vert. La stratification est irrégulière entrecroisée. Les bancs suivants sont ondulants et lenticulaires, avec « scour and fill ». Ils s'affinent progressivement et présentent des intercalaires plaquettés micacés mm (ripple bedding). Enduit limonitique sur fractures
60	20 cm	17,64 m	Grès plaquetté à stratification ondulante. Nodules carbonatés limonitisés. Calcrète à stade de développement I
61	21 cm	17,85 m	Grès fin gris vert à surface inférieure érosive. Stratification entrecroisée à la base, puis frustre subhorizontale ensuite. Présence de nodules plurimm (1 3 mm) carbonatés limonitisés dans les 10 cm supérieurs. Calcrète à stade de développement II. Sommet progressif
62	12 cm	17,97 m	Siltite gréseuse gris vert très riche en nodules carbonatés. Calcrète à stade de développement III
63	0-20 cm	18,07 m	Banc lenticulaire. Grès fin gris verdâtre d'aspect massif. Surface supérieure progressive vers le banc suivant
64	40 cm	18,47 m	Grès fin verdâtre avec 40% de nodules carbonatés jaunes (aspect fortement fracturé, contournement de Stratification autour des nodules). Calcrète à stade de développement IV
65	> 26 cm	18,73 m	Shale rouge brique
		I	Présence d'une faille – raccord 65-66 probable.
66	> 110 cm	19,83 m	Shale rouge brique devenant vert les 6 cm supérieurs
67	62 cm	20,45 m	Unité granodécroissante composée dans le 1/3 inférieur de grès fin gris vert à base érosive et à aspect interne grossièrement ondulant. La partie médiane est constituée de siltite sableuse verte et le 1/3 supérieur est une siltite bigarrée à dominante rouge. Le toit est érodé par 68
68	32 cm	20,77 m	Grès fin gris vert à surface érosive, grossièrement divisé en 5 ou 6 bancs ridés. Joints mm plaquetté. Ripple bedding
69	33 cm	21,10 m	Grès fin gris vert à surface érosive, grossièrement divisé en 4 ou 5 bancs ridés. Joints mm plaquetté. Ripple bedding
70	78 cm	21,88 m	Grès fin vert, micacé, massif passant à un shale vert au sommet. A la base, 50% de nodules carbonatés de taille < 1cm ou coalescents et alors pluricm dans le 1/3 inférieur. La partie médiane est moins massive, présente un débitage en écailles contournant les nodules abondants mais moins nombreux qu'à la base (20 à 30% en volume). Le tiers supérieur est beaucoup plus écailleux (gilgaï, stries de glissement pédogénétique) et renferme quelques nodules carbonatés. Calcrète à stades de développement IV à la base et II au sommet. <u>Echantillon</u>
71	18 cm	22,06 m	Grès quartzitique gris vert. Surface inférieure érosive. Stratification oblique unilatérale à pente sud. Rides au sommet (longueur d'onde variable 20-25 cm et amplitude variable de l'ordre de 2 cm)
72	1 cm	22,07 m	Joint de grès micacé plaquetté, plus épais dans les creux des rides du banc sous- jacent.
73	7 cm	22,14 m	Deux bancs de grès gris vert, plus fins que 72
74	14 cm	22,28 m	Grès gris vert à rides internes. Erosion au sommet
75	4 cm	22,32 m	Siltite gréseuse verte plaquettée micacée avec fines lentilles de grès
76	29-7.5 cm	22,52 m	Grès quartzitique gris vert à surface inférieure érosive. Banc lenticulaire. La stratification est ondulante et soulignée par les micas. Le banc se subdivise en petits bancs à sommet ondulant (rides). Petite mégaride à sommet porteur de rides
77	25 cm	22,77 m	Grès quartzitique gris. Stratification interne frustre, ondulante. Stratification entrecroisée peu visible
78	9 cm	22,86 m	Siltite grossière (grès argileux) vert micacé, finement plaquetté. Un lit lenticulaire plus gréseux. <u>Echantillon</u>
79	6 cm	22,92 m	Grès gris vert à rides irrégulières au toit du banc

80	3 cm	22,95 m	Grès argileux vert micacé plaquetté
81	4-5 cm	23,00 m	Grès gris vert à rides irrégulières au toit du banc
82	3 cm	23,03 m	Grès argileux vert micacé plaquetté
83	34 cm	23,37 m	Séquence de bancs de grès quartzitiques gris légèrement verdâtre micacé passant à des grès fins micacés plaquettés. On observe une granodécroissance et une diminution de l'épaisseur des petits bancs. Chaque petit banc est porteur de rides (ripple bedding)
84	17 cm	23,54 m	Séquence de bancs de grès quartzitiques gris légèrement verdâtre micacé passant à des grès fins micacés plaquettés. On observe une granodécroissance et une diminution de l'épaisseur des petits bancs. Chaque petit banc est porteur de rides (ripple bedding)
85	17 cm	23,71 m	Grès quartzitique gris micacé à nuances vertes
			Zone de raccord délicat – zone failleuse
86	7 cm	23,78 m	Siltite verte, micacée avec deux bancs de grès quartzitique vert et ridés
87	8-9 cm	23,86 m	Grès quartzitique gris vert à surface inférieure érosive. Petits clastes de shale vert à la base. Figures de charge possible
88	3-5 cm	23,90 m	Siltite verte, micacée avec deux bancs de grès quartzitique vert et ridés
89	17 cm	24,07 m	Grès quartzitique à surface inférieure érosive. Clastes de shale à la base
90	18 cm	24,25 m	Grès quartzitique à surface inférieure érosive et riche en clastes de shale
91	1-5 cm	24,29 m	Shale vert
92	> 18 cm	24,47 m	Grès quartzitique gris vert légèrement micacé. Surface inférieure érosive, surface supérieure tronquée par une faillette
			Raccord 92-93 problématique
93	9 cm	24,56 m	Siltite verte, micacée plaquettée avec belles fissures de dessiccation pseudohexagonales à remplissage gréseux
94	1-3 cm	24,58 m	Banc lenticulaire de grès argileux fin vert avec nodules carbonatés mm au sommet. Calcrète à stade de développement II
A.S.			Zone tectonisée
95	~ 20 cm	24,78 m	<u>Echantillon.</u> Cumulât de nodules carbonatés issus du remaniement de paléosols. 80% de nodules, certains sont frais, de couleur verdâtre avec veinules de calcite blanche (septes) internes, d'autres sont partiellement altérés et acquièrent des teintes jaune ocre à orange avec dendrites. Nodules de 1 à 13mm de diamètre. Ils sont compactés et même imbriqués. Chips pluricentimétriques de shale et de siltite sableuse vert clair, vert foncé et vert de gris. La matrice est peu importante (quelques %) et de nature sablo-argileuse vert clair micacée. Cicatrice érosive à la base
12-01			Zone tectonisée
96	~ 10 cm	24,88 m	Siltite verte, fine, légèrement micacée. Passage progressif de 95 vers 96. Rares nodules mm à la base
			Zone tectonisée
97	$\geq$ 50 cm	25,38 m	Shale rouge violacé à petites taches jaunes (en fait de rares nodules mm de carbonates) (calcrète à stade de développement I) devenant vert et plus silteux au sommet
98	12 cm	25,50 m	Grès fin gris à surface inférieure irrégulière érosive. Clastes de shale vert. <u>Echantillon</u>
99	1 cm	25,51 m	Joint de grès argileux gris vert micacé plaquetté
100	8 cm	25,59 m	Grès fin argileux gris bleuté. Sommet progressif vers 101
101	9 cm	25,68 m	Grès encore plus fin argileux gris bleuté. Sommet progressif vers 102
102	11 cm	25,79 m	Siltite verte à taches carbonatées jaunes. Calcrète à stade de développement I. Sommet progressif

103	36 cm	26,15 m	Siltite fine rouge violacé à surfaces glissées internes. Structure granuleuse. La siltite devient bigarrée au sommet. Paléosol		
104	$\geq$ 30 cm	26,45 m	Siltite verte à surfaces internes glissées		
	Faille - raccord non effectué. Sommet 104 tronqué (105)				
106	$\geq$ 26 cm	26,81 m	Siltite rouge violacée avec surfaces internes glissées		
107	14 cm	26,95 m	Grès à rides (ripple bedding) gris vert avec joints et sommet gréseux micacé plaquetté		
108	14 cm	27,09 m	Grès à rides (ripple bedding) gris vert avec joints et sommet gréseux micacé plaquetté		
109	12 cm	27,21 m	Grès quartzitique gris sombre. Stratification irrégulière entrecroisée ou ondulante		
110	≥ 30 cm	27,51 m	Siltite verte, passant à un shale vert. La stratification frustre semble +/- plane parallèle		
			Faille – raccord exact impossible		
111	≥ 22 cm	27,73 m	Quartzite gris à nuances vertes avec clastes angulaires de shale de 1 à 2 cm de diamètre. <u>Echantillon</u>		
112	6-8 cm	27,80 m	Shale vert		
113	40 cm	28,20 m	Quartzite massif gris à nuances vertes. Surface érosive à la base. Stratification de type stratification entrecroisée en auges		
114	3-4 cm	28,23 m	Shale vert foncé		
115	140 cm	29,63 m	Ensemble de bancs de grès quartzitiques vert de gris très micacés. Les bancs sont lenticulaires des 2 côtés (N et S), débitage frustre. Stratification ondulante irrégulière au sommet. <u>Echantillon</u>		
23/10		Zone	éboulée avec suintements – passage d'une faille ??		
116	45 cm	30,08 m	Grès gris vert à nodules carbonatés cm limonitisés, de plus en plus gros et nombreux vers le haut. Calcrète à stades de développement II à III. Le grès s'affine ensuite, est vert plus sombre à taches roses. 2 <u>Echantillons</u>		
117	30 cm	30,38 m	Shale rouge à rares nodules carbonatés. Calcrète à stade de développement I		
118	19 cm	30,57 m	Siltite rouge foncé à rares nodules carbonatés. Calcrète à stade I		
119	~ 75 cm	31,32 m	Shale rouge foncé carbonaté à surfaces glissées internes nombreuses, passant vers le haut à une siltite verte à bigarrée plus riches en nodules carbonatés. Les nodules sont souvent allongés et vermiculaires. Calcrète à stades de développement I et II		
120	7 cm	31,39 m	Grès quartzitique gris vert à rides, s'affinant et devenant micacé plaquetté vers le haut		
			Faille – raccord problématique		
121	~ 15 cm	31,54 m	Siltite grossière verte bigarrée de rouge. Siltite à ciment carbonaté. Calcrète à stade de développement I. Déstratification visible		
122	~ 30 cm	31,84 m	Grès gris carbonaté partiellement déstratifié. Veinules de sidérite. <u>Echantillon</u>		
123	~ 27 cm	32,11 m	Grès gris carbonaté micacé, à veinules de calcite et nodules carbonatés étirés. Calcrète à stade de développement I. Allure interne complexe !		
124	6 cm	32,15 m	Deux bancs de grès micacé carbonaté d'allure lenticulaire avec interlits de grès plaquettés gris. Calcrète à stade de développement I		
125	33 cm	32,48 m	Grès argileux micacé plus ou moins déstratifié à lentilles et nodules carbonatées. Calcrète à stade de développement II. Quelques interlits discontinus de siltite micacée plaquetée		
			Faillette – raccord délicat		
126	> 40 cm	32,88 m	Siltite rouge sombre devenant plus sableuse et bigarrée de vert vers le haut		
127	8 cm	32,96 m	Siltite très grossière verte bigarrée rouge, nodules carbonatés diffus. Calcrète à stade de développement I. Allure très grossièrement stratifiée à irrégulière parallèle, début de déstratification		

128	27 cm	33,23 m	Grès très fin bigarré vert et rouge avec nombreux nodules carbonatés roses et beiges. Les nodules sont pluricm et coalescents au sommet (allure sub- bréchique). Calcrète à stades de développement II et III
129	36 cm	33,59 m	Calcrète très développé. Matrice de grès fin à stratification grossière ondulante avec lits plus fins. La stratification est déformée par la croissance des nodules cm, localement coalescents. Calcrète à stade de développement II-III. Allure bréchique par endroit. Passage progressif vers le banc suivant
130	28 cm	33,87 m	Siltite rouge brique à nodules pluricm de carbonates roses passant à une siltite rouge brique sans nodule. Calcrète à stade de développement II
131	29 cm	34,16 m	Siltite grossière bigarrée verte et rouge selon la stratification plane parallèle
132	14 cm	34,30 m	Siltite micacée verte à stratification plane parallèle
133	28 cm	34,58 m	Grès vert fin argileux micacé en petits bancs de l'ordre de 1 cm d'épaisseur passant progressivement à un grès quartzitique gris bleu (granocroissance et augmentation de l'épaisseur des bancs)
			Faille – pas de raccord possible
134	~ 10 cm	34,68 m	Grès gris vert carbonaté
135	10 cm	34,78 m	Siltite verte très riche en nodules carbonatés de l'ordre de 1 cm, parfois coalescents. Calcrète à stades de développement II et III. Sommet progressif
136	70-50 (érodé)	35,38 m	Siltite rouge bigarrée de violet très riche en nodules carbonatés de taille généralement inférieure à 1 cm. Calcrète à stade de développement III. Cicatrice érosive au sommet avec moins de nodules
137	0-36 cm	35,58 m	Grès quartzitique fin gris bleu à stratification plane parallèle très régulière. Débitage en bancs pluricm, micas blancs sur plans de stratification. Le sommet est un grès (argileux) gris bleu. Chenal
			Passage d'une faille – raccord délicat
138	> 10 cm	35,68 m	Siltite verte dont la base est tronquée par la faille et très riche en nodules carbonatés de l'ordre de 1 cm. Calcrète à stade de développement III. Sommet progressif
139	30 cm	35,98 m	Shale rouge brique
			Faille – raccord délicat
140	≥ 30 cm	36,28 m	Grès fin gris à reflets vert, finement stratifiés. Rides de vagues internes. Le sommet montre des bigarrures rouges sur un fond gris vert. Micas disposés sur le plan de stratification. <u>Echantillon</u>
			Faille – raccord délicat
141	$\geq$ 20 cm	36,48 m	Grès quartzitique fin vert à allure massive. La base est rabotée par la faille
142	31 cm	36,79 m	Quartzite fin gris vert à allure massive
143	8 cm	36,87 m	Quartzite fin gris vert à allure massive et clastes de shale à la base de 1 cm de diamètre environ
144	22 cm	37,09 m	Grès très fin gris vert carié. Nodules dissous et dispersés de 1 à 2 cm de diamètre. Calcrète à stade de développement II
145	20 cm	37,29 m	Calcrète massif avec 80 à 90 % de nodules calcaires coalescents pouvant atteindre une dizaine de cm. Calcrète à stade de développement IV-V. Interlits argilo-carbonatés jaune
146	18 cm	37,47 m	Grès fin gris vert à stratification ondulante parallèle
147	42 cm	37,89 m	Siltite sableuse vert gris à nodules carbonatés isolés de taille inférieure à 1 cm à pluricm et déformant la stratification initiale +/- plane parallèle ; Calcrète à stade de développement II
148	35 cm	38,24 m	Shale rouge bigarré de vert et riche en nodules carbonatés cm à pluricm coalescents. Calcrète à stade de développement III

149- 150	58 cm	38,82 m	Shale rouge avec 50 % en volume de nodules carbonatés pluricm roses et jaunes, veinules de calcite. Calcrète à stades de développement IV-V. Bigarré rouge et vert au sommet. <u>Echantillon</u>
151	22 cm	39,14 m	Grès quartzitique très fin légèrement micacé gris à nuances vertes. Stratification frustre ondulante

Fin de la coupe.

L'ensemble lithologique du banc 30 au banc 151 soit une épaisseur de 31,4m concerne la base de la Formation de Marteau (appelée Formation de Fooz sur la carte géologique de Dewalque *et al.*, 1896 et d'après Waterlot *et al.*, 1973 (Guide géologique régionaux, Ardenne - Luxembourg).

Suit, ensuite, une lacune d'observation longue de 69 mètres, qui devrait représenter une stampe en lacune de  $\sim$ 62,5mètres. L'observation est assez malaisée, dans un fossé, la hauteur visible dépasse rarement 1 m.

500	230 cm	2,3 m	Quartzite gris vert en bancs + dm, micacé. Grosses stries tectoniques de glissement
501	91 cm	3,21 m	Mal exposé : terre remplie avec blocs de quartzite gris vert. Après creusement, on observe des grès quartzitiques gris verdâtres en petits bancs micacés
502	~ 290 cm	6,11 m	Quartzite gris vert. Très micacé sur plan de stratification. Se débite en plaquettes irrégulières cm à +cm, particulièrement dans le ½ sup. Stratification entrecroisée possible par visible par endroits
503	64 cm	6,75 m	Quartzite gris vert, micacé. Banc massif
504	66 cm	7,41 m	Quartzite gris vert micacé. Passe progressivement à une siltite micacée, gris vert.
505	22 cm	7,63 m	Quartzite gris vert, micacé. Passe progressivement à une siltite gris vert, micacée
506	32 cm	7,95 m	Quartzite gris vert, micacé. Au sommet, quelques chips + mm bien arrondis. Ils sont alignés sur les plans de stratification, probablement obliques ou entrecroisés
507	38 cm	8,33 m	Quartzite gris vert. Chips de shale noir + mm à cm dans les 10 premiers cm et dans les 10 derniers cm. Ces zones sont des conglomérats à chips
508	20 cm	8,53 m	Moitié inférieure : grès gris vert. Comprend de très nombreuses chips de shale noir + mm à cm. La ½ supérieure est un grès gris vert à lamines mm visibles par de faibles nuances de couleurs. Toujours très micacé
509	41 cm	8,94 m	Grès argileux gris vert, micacé, plus foncé
510	98 cm	9,92 m	Grès gris vert à chips cm de shale noir, très nombreux. Passe progressivement à un grès straticulé de lamines silteuses noires mm à légèrement + mm. Bien micacé sur plan de stratification. Débris de plantes allongés, + mm à + cm. Deux nodules carbonatés limonitisés de 2-3 cm de diamètre, probablement remaniés. Progressif vers 511
511	40 cm	10,32 m	Grès gris à lamines mm, irrégulières de shale noir, micacé. Progressif vers 512
512	72 cm	11,04 m	Grès gris jaune, très micacé. Débris de plantes mm sur plan de stratification. Passe progressivement à une siltite grossière, gris vert foncé, très micacée. Progressif vers 513
513	~ 175 cm	12,79 m	Grès gris jaune à lamines mm et irrégulières de shale noir, très micacé. Débris de plantes mm sur plan de stratification. Passe progressivement à une siltite grossière, gris vert foncé ,très micacée, à lamines de grès gris jaune irrégulières. Progressif vers 514
514	39 cm	13,18 m	Grès gris, micacé sur plan de stratification. Découpage frustre en plaquettes cm à légèrement + cm. Progressif vers 515
515	51 cm	13,69 m	Siltite gris vert avec au centre un limet sableux jeune gris cm. Micacé. Progressif vers 516

516	39 cm	14,08 m	Siltite gris vert passe progressivement à un grès jaune gris à lamines silteuses gris foncé
517	210 cm	16,10 m	Siltite gris vert à lamines irrégulières gréseuses, jaune gris. Très micacée. Stratification ondulante. Le nombre de lamines diminue vers le haut. ½ sup, nodules carbonatés limonitisés, + mm parfois coalescents, calcrète stade II
518	158 cm	17,68 m	Quartzite gris bleu en bancs dm à + dm, certains sont lenticulaires
519	23 cm	17,91 m	Conglomérat de chips de shale noir + mm à cm, voir + cm, +- alignés dans So, dans une matrice silteuse gris vert. Micacé
520	149 cm	19,40 m	Quartzite gris bleu clair. Se débite en deux bancs + dm. Bien micacé sur plan de stratification au sommet et plaquetté sur $\sim 1$ cm. Probables rides d'interférence a sommet du premier banc
521	~ 102 cm	20,42 m	Quartzite gris clair. Débitage très frustre en bancs + dm. Lits discontinus et irréguliers, riches en chips de shale gris foncé. Micacé sur plan de stratification. Sommet très irrégulier
522	17 cm	20,59 m	Quartzite gris. Débitage en plaquettes irrégulières + cm. Micacé sur plan de stratification
523	~ 169 cm	22,28 m	Quartzite gris ver clair. Micacé sur plan de stratification. Se débite en bancs lenticulaires + dm. Base irrégulière. Le sommet des bancs est plaquetté sur < 1 cm. Progressif vers 524
524	98-102 cm	23,28 m	Grès gris vert à limets < mm à mm de shale gris foncé. Débitage en plaquettes irrégulières cm à $+$ cm
525	96 cm	24,24 m	Quartzite gris vert. Se débite en bancs + dm. Plaquetté sur < cm au sommet et plan de stratification très micacé. Stratification très frustre, plane parallèle dans le premier banc
526	~ 188 cm	26,12 m	Quartzite massif gris clair, voir beige. Dans les 30 premiers cm, cavités cm et puis mm, chips dissous. Au sommet, restes probables de rides d'interférence. Petites dépressions remplies de shale gris vert cm. Probables terriers
527	$\approx$ 194 cm	28,06 m	Quartzite gris vert clair. Se débite en bancs +dm à la base et dm au sommet. Micas sur plan de stratification. Le sommet des bancs est plaquetté sur < cm. Probables terriers cm au sommet
528	~ 190 cm	29,96 m	Quartzite gris clair. Se débite grossièrement en bancs + dm. A la base du premier banc chips de shale gris foncé mm à + mm. Micacé sur plan de stratification,. Stratification oblique vers le nord et ensuite plane parallèle assez frustre. Au sommet du dernier banc, rides d'interférence plus de probables terriers cm. (17 marqué à la peinture blanche)
529	~ 120 cm	31,16 m	Gap d'observation. Nombreux débris de grès fin gris vert. Plaquettes micacées cm à $+\mbox{ cm}$
530	~ 128 cm	32,44 m	Quartzite gris clair. Se débite en bancs +dm. Bancs légèrement ondulants au sommet, rides. Micacé sur So
531	66 cm	33,10 m	Quartzite gris clair
532	~ 136 cm	34,46 m	Quartzite gris vert clair. Se débite en bancs + cm à <1 dm. Sommet ondulants, rides
533	58-81 cm	35,15 m	Quartzite gris clair. Banc lenticulaire. Sommet très riche ne micas sur plan de stratification et plaquetté sur ~7 cm
534	~ 290- 315 cm	38,15 m	Ensemble de bancs + dm de quartzite gris clair. Débitage en banc assez frustre. Le dernier banc est lenticulaire. Au centre, sur ~40 cm d'épaisseur, chips + mm à cm de shale vert, alignés sur plan de stratification. Au sommet des deux derniers bancs, rides d'interférence
535	20 cm	38,35 m	Shale beige décoloré passant rapidement à un grès quartzitique gris vert et puis à nouveau au sommet à un shale beige décoloré.
536	66 cm	39,01 m	Quartzite gris clair à points noirs. Se débite en bancs + cm à dm porteurs de rides aux sommets

537	38-40 cm	39,40 m	Quartzite gris clair. Au sommet rides d'interférence de faible amplitude
538	72 cm	40,12 m	Quartzite gris clair
539	38 cm	40,50 m	Quartzite gris clair. Rides au sommet. Micacé et plaquetté au sommet
540	69 cm	41,19 m	Quartzite gris clair fracturé, veines de quartz perpendiculaires au plan de stratification
541	41 cm	41,60 m	Quartzite gris clair. Micacé sur plan de stratification. Plaquetté au sommet sur $\sim$ 2-3 cm
542	64 cm	42,24 m	Quartzite gris vert clair. Micacé sur plan de stratification. Plaquetté au sommet sur $\sim$ 2-3 cm
543	77 cm	43,01 m	Conglomérat de chips de shale gris vert dans une matrice sableuse jaune gris. Passe progressivement à une siltite fine gris vert. Cette siltite porte des stries de glissement d'origine pédogénétique (traces vertiques) ainsi que des cutanes de stress vert très clair à jaunâtre. Progressif vers 544
544	22 cm	43,23 m	Siltite fine gris vert. Cette siltite porte des stries de glissement d'origine pédogénétique (traces vertiques) ainsi que des cutanes de stress vert très clair à jaunâtre. Passe progressivement à un grès gris vert

Lacune d'observation de ~9 m entre le banc 544 et une nouvelle barre de 3 mètres d'épaisseur de quartzite beige en bancs pluridécimétriques. Cet ensemble est suivi d'une nouvelle lacune d'observation de +/-3m et le pont piétonnier qui passe au-dessus des rails. Entre ce pont et le banc 800, il y a une lacune d'observation de ~135 m. Ce qui correspond à une stampe manquante de 122 m. Au delà débute un ensemble séquentiel décrit précédemment par P. Michot (1953) et attribué à la Formation de Nonceveux, décrite par Monseur (1959) dans la coupe-type de Nonceveux (Commune de Aywaille, vallée de l'Amblève).

# 12.3. La coupe du Fond d'Oxhe

Shales et siltites sableuses bleutées, micacées. Au contact avec le conglomérat : les shales sont verdis et des plans oxydés sont observés. Cette altération semble être actuelle.

N° banc	Epaisseur	Epaisseur cumulée (m)	
0	150 à 166 cm	1,60 m	Conglomérat extraformationnel hétérométrique et polymictique. La base est érosive et nette, des clastes de shales verdâtres sont observés à l'extrême base du conglomérat. Il n'y a pratiquement pas de matrice (« clast-supported conglomerate »). Les galets sont émoussés, peu arrondis. La taille maximale est de 20 cm. Entre les galets, on observe des grains de sable et des gravilllons plus petits. La couleur du ciment est grise avec des teintes d'altération beige. Les galets sont constitués de quartzites fins gris, beiges et verdâtres, de tourmalinie, de quartz blanc, laiteux ou translucide, de quartz filonien à cristaux de tourmaline verte plurimm disposés soit de manière radiaire (rosettes jusqu'à 1 cm de diamètre), soit en gerbes, soit encore sous forme d'aiguilles perpendiculaires à des épontes de veines d'extension. Des galets très sombres type phtanite sont occasionnellement observés. Des grès micacés à plan de stratification serré prennent une couleur d'altération gris clair et un aspect de surface chagriné. Les autres galets ont des surfaces lisses. On observe une impression de certains galets. La forme des galets est reliée à la lithologie. Les grès micacés sont allongés (rapport longueur/hauteur supérieur à 2 et atteignant 10). Les galets de quartzites fins sont moins allongés, plus trapus (rapport longueur/hauteur inférieur à 2) et ont parfois une forme triangulaire. Leur morphologie est liée aux diaclases (orientations et espacement) du dépôt primaire. Des veines et veinules de quartz (sans tourmaline) recoupent les bancs de conglomérats. <u>Echantillon</u>
1a	58-68 cm		Conglomérat extra-intraformationnel (« <i>clast-supported</i> ») à éléments les plus grossiers (jusqu'à 20 cm). Quelques clastes de shale verdâtres issus de l'érosion in situ du socle. Pas de classement vertical. Les galets les plus allongés sont statistiquement orientés parallèlement et horizontalement

1b	6-20 cm	Conglomérat extraformationnel plus riche en matrice constituée de sable grossier (« coarse sand matrix -supported »). Le plus gros galet mesure 6 cm de longueur, les autres font en moyenne 1 à 2 cm
1c	60-70 cm	Conglomérat extraformationnel (« <i>clast-supported</i> »). Le plus gros galet mesure 7 cm de longueur. On observe une granocroissance suivi d'une granodécroissance de la taille des galets. Des lentilles irrégulières de sable grossier à dragées sont visibles. Dans la moitié supérieure, on observe une imbrication de certains galets allongés qui inclinent (30-45°) vers le SSW, ce qui implique un courant du sud vers le nord
1d	5-12 cm	Conglomérat extraformationnel plus riche en matrice constituée de sable grossier (« <i>coarse sand matrix-supported</i> »). Le plus gros galet mesure 2,5 cm de longueur, les autres font +/-1 cm
1e	11-12 cm	Conglomérat extraformationnel (« <i>clast-supported</i> »). Le plus gros galet mesure 6 cm de longueur. L'émoussé global est moins bon.

Dans cet ensemble, on n'observe pas de variations dans la nature lithologique ni dans la répartition des différentes lithologies des galets. Il y a une tendance à la granodécroissance vers le haut. L'imbrication des galets est grossière et localisée.

2	20 cm	1,80 m	Lentille de siltite verte graveleuse (graviers de 2 à 3 mm de quartz translucide
	NO WORK		ou blanc et anguleux) (« waning flow deposit »). Une stratification grossière est
			observée. Les gravillons diminuent de taille vers le haut et passent à du sable
			grossier. <u>Echantillon</u>

Il n'y a plus de coupe continue mais des blocs épars ou des bancs discontinus. Les épaisseurs sont estimées et les contacts sont incertains. L'observation est mauvaise

3	~ 180 cm	~ 3,60 m	Conglomérat blanc (« <i>clast-supported</i> ») mature à graviers anguleux ou à faible émoussé de quartz blanc (95% des clastes - oligomictique), bien classés et dont la taille se situent entre 2 et 5 mm. Quelques gravillons de tourmalinite ou de quartzite fin vert foncé. Les bancs sont irréguliers, décimétriques ; On observe des variations granulométriques verticales tant granodécroissantes, que granocroissantes. Des lits sableux grossiers à dragées de quartz blanc avec figures érosives sont observés. La tendance générale est la granodécroissance. Le sommet est marqué par un grès grossier à matrice fine vert clair. Sur le versant sud de la structure anticlinale, un ancien trou de carrière expose au moins 4 m de ce conglomérat blanc. <u>Echantillon</u>
4	~ 50 cm	~ 4,10 m	Conglomérat extraformationnel à galets hétérogéniques (polymictique) et hétérométriques, jusqu'à 5-6 cm de longueur. Ces bancs n'ont pas de continuité latérale. Ce sont des lentilles de remplissage de chenaux. Ces chenaux sont peu profonds (quelques dizaines de cm) et larges de quelques décimètres
5	~ 100 cm	~ 5,10 m	Conglomérat extraformationnel (« <i>mud matrix-supported</i> »), hétérométrique, polymictique, à matrice argileuse conférant une couleur verte au matériau, immature. Les dragées mesurent moins de 5 cm pour les plus grosses. Le matériau présente un aspect carié (dû à des clastes de roches meubles et/ou de calcrètes)
6	~ 100 à 150 cm	~ 6,20 m	Grès grossiers verdâtre à gravillons disséminés de quartz blanc ou translucide, disposés en bancs irréguliers d'une dizaine de centimètres d'épaisseur. Le matériau devient graveleux vers le haut avec des lentilles conglomératiques franches (galets atteignant 4-5 cm). Echantillon
7	~ 30 cm	~ 6,50 m	Grès grossier à gravillons dispersés mm de quartz. Altération rousse en surface

Tout cet ensemble est à rapporter au Membre d'Ombret (ancien poudingue d'Ombret et arkose de Dave), de la base de la Formation de Marteau/Fooz.

# Planche 1 - La coupe de Tihange

Les échelles sont graduées en centimètres.

**Fig. 1 :** Vue partielle de la coupe de Tihange le long de la route en construction. A droite sur la photo, on observe les couches à pendage nord correspondant au flanc sud du synclinal à cœur constitué par la Formation du Bois d'Ausse. La tour de refroidissement de la centrale nucléaire de Tihange apparaît au fond de l'image.

Fig. 2 : Effondrement naturel printanier du talus artificiel dans le cœur du synclinal.

**Fig. 3 :** Paroi montrant plusieurs horizons de calcrètes de teinte jaunâtre (stades III et IV) intercalés dans des siltites. Notons l'occurrence d'une faille inverse subverticale à déplacement décimétrique à droite du marteau. Flanc sud du synclinal.

Fig. 4 : Horizon de calcrète nodulaire (stade III) intercalé dans des siltites grossières. Les nodules sont altérés, partiellement dissous et les cavités sont occupées par un mélange argileux et limoniteux. Flanc sud du synclinal.

**Fig. 5 :** Surface dressée d'un échantillon de calcrète nodulaire (stade III). Les nodules sont coalescents dans de nombreuses zones. Les nodules acquièrent une couleur orange dans la masse et des hydroxydes de fer brunâtres, première étape de l'altération atmosphérique des nodules. Les veines de calcite sparitique sont intactes. La matrice est une siltite très fine, verte.

**Fig. 6 :** Siltite verte à nodules carbonatés (calcrète stade II) altérés. Le carbonate est remplacé par une masse pulvérulente mêlant une fraction sableuse et argileuse et des oxy-hydroxydes de fer. Enduit ferro-manganeux sur des plans de fractures de la matrice silteuse.

**Fig. 7 :** Siltite verte à calcrète altéré de stade II. Le banc présente un aspect carié typique. Les logettes sont remplies par de l'argile brun-rouge. La siltite semble intacte. Extrémité sud de la coupe de Tihange.

Fig. 8 : Etape ultime de l'altération d'un calcrète de stade III. De nombreuses logettes sont vides et la matrice silteuse grossière est altérée et cimentée par des oxy-hydroxydes de fer. Extrémité sud de la coupe de Tihange.



# Planche 2

Coupes de Fond d'Oxhe et de Huy Sud. Les faciès conglomératiques.

Fig. 1 : Bancs du conglomérat de base visible dans la coupe du Fond d'Oxhe.

**Fig. 2 :** Conglomérat hétérométrique à clastes anguleux et non orientés de quartz blanc, de grès fins (gris à vert) et de tourmalinite (vert foncé à noir) dans une matrice très mal classée sablo-argileuse. Le bloc présente une allure granodécroissante avec un grès grossier graveleux, puis un grès sale. Echantillon brut. Coupe de Fond d'Oxhe, Membre d'Ombret, Formation de Marteau. L'échelle est donnée par les pavés de béton de 15 cm de côté.

**Fig. 3 :** Autre conglomérat hétérométrique à clastes anguleux, sub-anguleux voire arrondis et à orientation grossière. Les clastes se composent de quartz blanc, de quartz rose, de grès fins (teintes saumon à brunâtre) et de tourmalinite (vert foncé à noir) dans une matrice très mal classée sablo-argileuse. On peut observer un galet de tourmalinite vert bouteille sous la pièce de monnaie de référence (20 €cent, diamètre : 22 mm) et un claste très anguleux de quartz blanc à grands cristaux de tourmaline vert foncé et à épontes de tourmalinite. Echantillon brut. Coupe de Fond d'Oxhe, Membre d'Ombret, Formation de Marteau.

**Fig. 4 :** Conglomérat à galets sub-anguleux à subarrondis de quartz blanc ou rose, grès et quartzite fins et tourmalinite. Les galets sont partiellement impressionnés et présentent une orientation statistique de leurs grands axes. Le liant des galets est mixte : une matrice sableuse et un ciment siliceux. Surface polie. Coupe de Huy Sud, Membre d'Ombret, Formation de Marteau, banc 8.

**Fig. 5 :** Microconglomérat bien classé, à galets subanguleux et subarrondis de quartz blanc et d'abondantes tourmalinites, noires à vert foncé. La pseudo-matrice verte est composée de lithoclastes chloritisés et de chlorite secondaire. Surface polie. Coupe de Huy Sud, Membre d'Ombret, Formation de Marteau, banc 6.

**Fig. 6 :** Grès grossier très bien classé surtout constitué de galets de quartz blanc et de tourmalinites moins abondantes. Ciment chloriteux moins présent que dans la figure 5. Surface polie. Coupe de Huy Sud, Membre d'Ombret, Formation de Marteau, banc 21.

**Fig. 7 :** Argilite bigarrée riche en fraction sableuse grossière. Surface polie. Coupe de Huy Sud, Membre d'Ombret, Formation de Marteau, banc 25.

**Fig. 8 :** Grauwacke rouge foncé. Microgravillons de quartz. Variations granulométriques verticales. Matrice silteuse fine rouge brique. Surface polie. Coupe de Huy Sud, Membre d'Ombret, Formation de Marteau, banc 3.


Les tourmalinites

**Fig. 1 :** Coupe dans un galet de tourmalinite de 40 mm de longueur. On y observe une stratification soulignée par une alternance de lits sombre très riche en grains de tourmaline et de lits plus clairs plus pauvres en tourmaline. Macroscopiquement, le galet est de teinte vert bouteille. Il a une forme parallélépipédique dont les arêtes sont arrondies. Galet extrait des couches conglomératiques de base, coupe de Fond d'Oxhe.

**Fig. 2 :** Enchevêtrement de grains et de cristaux de tourmaline formant des lits irréguliers. Les interlits renferment des cristaux xénomorphes de quartz et des cristaux aciculaires de tourmaline. Lame-mince, LN (Lumière naturelle -1x polarisée), largeur du champ = 1780 µm. Galet extrait des couches conglomératiques de base, coupe de Fond d'Oxhe.

Fig. 3 : Petit galet de quartz renfermant des cristaux aciculaires de tourmaline. La matrice est une grauwacke. Lamemince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Couches conglomératiques de base, coupe de Fond d'Oxhe.

**Fig. 4 :** Grès moyen lithique à matrice siliceuse et chloriteuse. On notera la présence de trois grains de forme irrégulière de tourmaline détritiques pléochroïque bleu-vert et une paillette de chlorite verte. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. échantillon Huy015, Coupe de Huy, complexe conglomératique de base.

Fig. 5 : Coupe dans un galet de quartz à gerbes de tourmaline. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy012, Coupe de Huy, complexe conglomératique de base.

**Fig. 6 :** Coupe dans un gros galet de quartz dont les cristaux sont xénomorphes et les bords suturés. Ils renferment des gerbes de cristaux de tourmaline. La partie centrale de la micrographie recoupe transversalement les cristaux zonés de tourmaline et de section subtriangulaire. Lame-mince, LP (lumière polarisée = 2x polarisée), largeur du champ =  $1780 \mu$ m. Couches conglomératiques de base, coupe de Fond d'Oxhe.

Fig. 7 : Autre morphologie en gerbes des cristaux de tourmaline. Lame-mince, LP, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Couches conglomératiques de base, coupe de Fond d'Oxhe.

Fig. 8 : Coupe dans un galet très riche en cristaux de tourmaline disposés en éventail. Les orientations différentes des cristaux montrent leur zonation indicative des changements compositionnels au cours de leur croissance. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Couches conglomératiques de base, coupe de Fond d'Oxhe.



Coupe de Tihange. Conglomérats intraformationnels.

Fig. 1 : Affleurement. Chenal à remplissage de grès fin bleu. Surface érosive marquée dans des shales bleutés. Base de la Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 2 :** Conglomérat intraformationnel composé d'une matrice silteuse rouge emballant des galets plurimillimétriques de shale rouge brique, de siltite rouge ou verte, de sable clair et de microgalets de calcrètes impurs. Surface polie. Formation de Marteau.

**Fig. 3 :** Conglomérat intraformationnel de base de chenaux, composé majoritairement de nodules remaniés à partir de calcrètes (« *disorthic nodules* »). Ces nodules sont généralement arrondis et quelquefois anguleux. Des fragments de vertébrés y sont associés (flèches noires). Il y a très peu de matrice. Surface sciée. Formation de Marteau.

**Fig. 4 :** Conglomérat intraformationnel composé d'une très large majorité de galets de calcrètes nodulaires remaniés (*« disorthic nodules »*)et de deux chips de siltite fine gris vert. On observe une matrice silteuse gris vert et un ciment calcitique. Certains nodules remaniés sont oxydés et présentent une tonalité orange. Surface polie, échantillon H095. Formation de Marteau, Coupe de Huy Sud.

**Fig. 5 :** Conglomérat intraformationnel constitué de clastes pluricentimétriques anguleux de siltite fine bleue, parfois montrant leur stratification interne. Alignement des grands axes des clastes. La matrice est sableuse. Echantillon brut. Flanc sud du synclinal, base de la Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 6 :** Conglomérat intraformationnel à clastes pluricentimétriques anguleux de siltite fine bleue et à matrice sableuse beige. L'angularité des clastes témoigne d'un très transport sur de courtes distances. On distingue nettement les fines straticulations à l'intérieur des clastes mettant en évidence les successions de doublets sable très fin et siltite bleue, foncée. Surface polie, échantillon T515. Flanc sud du synclinal, base de la Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 7 :** Grès bleu assez fin à chips de siltite vert foncé. Ces chips sont de forme irrégulière, à faible émoussé et montrent une diminution de leur taille et un alignement des grands axes. On devine une stratification frustre entrecroisée. Surface polie, échantillon T111. Flanc sud du synclinal, sommet de la Formation de Marteau.

**Fig. 8 :** Scan de la lame mince taillée dans l'échantillon illustré à la figure 7 (grand côté de 35 mm de longueur). On notera que le sable est sale (renferme les produits de l'abrasion des clastes) et que les chips sont poinçonnées par les grains de sable.



Coupe de Tihange. Les faciès microconglomératiques.

**Fig. 1 :** Siltite gréseuse (grès très fin) microconglomératique à chips minces de shale bleu, débris de plantes (axes et fragments trapus) et Pachytéca sp. (sphèrules marquée par la lettre P). Echantillon brut. Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 2 :** Microconglomérat à microgalets mous de shale et de siltite fine dans une matrice de siltite sableuse. De nombreux fragments végétaux (en noir sur l'illustration) sont présents. Un nodule carbonaté est visible à droite. Son contour diffus et la présence de grains de quartz de même diamètre que l'encaissant témoignent de la formation du nodule dans le sédiment (calcrète stade I). Lame-mince scannée (L = 32 mm), échantillon 190m. Sommet de la Formation de Marteau.

**Fig. 3 :** Grès quartzitique fin bleu montrant 5 courtes séquences granodécroissantes complètes. L'ensemble des séquences montrant un affinement global de la granulométrie et le passage de stratification entrecroisée (incomplètement visible sur l'illustration) à une stratification plane parallèle. La base grossière est soulignée par les débris végétaux. Surface polie, échantillon T188. Extrême sommet de la Formation de Marteau.

**Fig. 4 :** Siltite fine vert microconglomératique intraformationnelle à chips inframillimétriques de mêmes couleurs et constituées de shale ou de siltite très fine. Macroscopiquement, le matériau sain a une apparence massive (astructurée) et homogène. Lame-mince scannée (grand côté = 32 mm de longueur), échantillon T070. Formation de Marteau, flanc nord.

**Fig. 5 :** Grès conglomératique (conglomérat intra- et extraformationnel). Grès fin à dragées plurimillimétriques de quartz blanc (ils peuvent atteindre 1 cm sur d'autres échantillons du même banc), chips xénomorphes de siltite fine bleue, fragment de vertébrés et gravillons de calcrète remanié (non illustré ici). Surface polie. Base de la Formation du Bois d'Ausse, flanc sud du synclinal.

**Fig. 6 :** Grès lithique riche en microchips de siltites et de shales de différentes tonalités. La stratification plane parallèle à la base est entrecroisée ensuite. Surface polie, échantillon T214. Formation du Bois d'Ausse, flanc nord du synclinal.

**Fig. 7 :** Microconglomérat intraformationnel de teinte verte, avec accumulation de chips plurimillimétriques de siltite et shale dans les tons verts et de quelques galets de calcrètes remaniés. Les lentilles conglomératiques sont séparées par de minces lits sableux d'épaisseur irrégulière et de continuité latérale très faible. Surface polie, échantillon T045i. Formation de Marteau, flanc nord du synclinal.

**Fig. 8 :** Lit de conglomérat intraformationnel à galets de shale et de siltite verte millimétriques, surmonté par 4 autres séquences granodécroissantes, chacune épaisse de un plus de 1 cm environ. La base de chacune des séquences est microérosive et s'échelonne depuis le grès très fin jusqu'à la siltite fine. Allure générale granodécroissante. Surface dressée. F. du Bois d'Ausse, flanc nord du synclinal.



Les rides de vague ou de courant. Coupe de Tihange.

**Fig. 1 :** Paroi montrant à la partie inférieure (partie gauche) des siltites rouges suivies par une suite de bancs de grès très fins porteurs de rides de vagues symétriques. L'intérieur de chaque banc présente la superposition des rides sableuses (*«ripple-bedding»*). On remarquera que les trains de rides sont orientés de manière statistique.

**Fig. 2 :** Echantillon de grès très fin porteur de rides de vagues à deux crêtes. La longueur d'onde est de 6 à 7 cm et l'amplitude inférieure à 1 cm. L'échelle est donnée par la pièce de 0,20€ (diamètre : 22 mm).

Fig. 3 : Echantillon de grès fin porteur de rides d'interférence. L'échelle est donnée par la pièce de 0,20€.

**Fig. 4 :** Rides de vagues de courant de très courte longueur d'onde et d'amplitude inférieure à 1 cm, affectant un grès beige. Les crêtes sont sinueuses. La surface supérieure présente des taches d'oxy-hydroxydes de fer et de manganèse. Echantillon 611, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 5 :** Vue oblique des rides présentées à la photo 4 (même planche). On notera les variations d'amplitude des rides ainsi que la stratification plane parallèle observée sur la tranche. Echantillon 611, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 6 :** Surface sciée et polie dans un grès très fin présentant une stratification laminaire à la base, puis à rides de courant superposées (*«ripple-bedding»*) avec migration des rides vers la droite indiquant le sens du courant. Ces rides, observables à la partie supérieure, sont recouvertes par une siltite bleutée. Une veine de quartz recoupe le grès. Echantillon 129, Formation de Marteau.

**Fig. 7 :** Surface dressée taillée dans un grès très fin à rides, très finement stratifié (stratification soulignée par des limets silteux plus sombres). On observe les lamines obliques internes témoignant d'une migration de la ride vers la droite (courant allant de gauche vers la droite) et la dernière lamine continue qui coiffe l'ensemble. Echantillon 114, Formation de Marteau.



Stratification et bioturbation. Coupe de Tihange.

**Fig. 1 :** Grès quartzitique fin, d'allure massive à la base et à stratification plane parallèle ensuite. Cette stratification est soulignée par des minéraux denses disposés en couches de quelques grains d'épaisseur. Surface polie, Echantillon T199, extrême base de la Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 2 :** Grès quartzitique fin, gris à stratification ondulante marquée par des limets plus fins, micacés et plus sombres. Surface polie, Echantillon T467, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 3 :** Alternance de lits de grès sale à chips plurimillimétriques, gris à gris bleu et de lamines silteuses bleutées irrégulières, voire laminaires à la base. Surface polie, Echantillon T227, base de la Formation du Bois d'Ausse.

Fig. 4 : Grès fin à microstratification entrecroisée en auges, fortement ondulante ensuite et reposant de manière tranchée sur un shale bleu foncé bioturbé. Surface polie, Echantillon T151inf., Formation de Marteau.

**Fig. 5 :** Echantillon montrant de bas en haut : A) une siltite sableuse gris bleu légèrement bioturbée, B) au sommet de laquelle se forment de petites figures de charge au contact avec C) une siltite sableuse à *«microlenticular bedding»* évoluant vers D) des rides de courant (de droite vers la gauche), puis E) graduellement d'un grès laminaire à une siltite laminaire. Surface polie, Echantillon T151sup., Formation de Marteau.

**Fig. 6 :** Siltite fine sombre laminaire très légèrement bioturbée à la base affectée par de petites figures de charge (anciennes rides) passant à un grès laminaire puis à un siltite très finement laminaire. Surface polie, Echantillon T034, Formation de Marteau.

**Fig. 7 :** Grès beige (altéré) à stratification fine irrégulière intercalée entre deux siltites sableuses grises fortement bioturbées. Surface polie, Echantillon T045, Formation de Marteau. On observera de petits terriers courts à la base du sablon médian (flèche).

Fig. 8 : Matériau complexe stratifié (alternance de siltite grise et de grès très fin) et bioturbé à des degrés variables selon l'horizon. Surface polie non laquée, Formation du Bois d'Ausse.



Coupe de Tihange. Figures de charge et fissures de dessiccation.

**Fig. 1 :** Figure de charge développée dans un grès fin finement stratifié. La stratification est soulignée par des lits silteux bleutés. Le sommet semble tronqué. Surface polie, échantillon T094. Formation de Marteau, flanc nord du synclinal.

**Fig. 2 :** *"Convolute bedding"* développé dans une siltite bigarrée et straticulée (alternance de siltite moyenne et de siltite très fine). Les lits de granulométrie fine sont préférentiellement les plus rouges. Surface polie, échantillon T096. Formation de Marteau, flanc nord du synclinal.

**Fig. 3 :** fragment d'un slump complexe développé sur la berge d'un chenal. Le matériau est constitué par une alternance de siltite claire grossière et de siltite fine gris foncé. Surface polie, échantillon T515. Formation du Bois d'Ausse, flanc nord du synclinal.

**Fig. 4 :** A la base, siltite à lentilles de grès (*«lenticular bedding»*) résultant vraisemblablement de l'enfoncement de petites rides sableuses. Au milieu, figures de charges liées aussi à l'enfoncement dans le substrat silteux fin de rides sableuses mieux développées. Au sommet : 1 courte séquence sableuse granodécroissante. Surface polie, échantillon T507. Formation du Bois d'Ausse, flanc nord du synclinal.

**Fig. 5 :** Réseau de fissures de dessiccation dessinant un réseau polygonal et développé dans une siltite gris bleuté. Les fissures sont comblées par du sable fin prenant une teinte ocre jaune à l'altération superficielle. Echantillon brut, surface supérieure de stratification. Formation de Marteau.

**Fig. 6 :** Réseau de fissures de dessiccation dessinant un réseau polygonal et développé dans une shale (siltite très fine) rouge. Les fissures sont comblées par du silt de teinte violacée dans lesquels se sont développés des nodules carbonatés (calcrètes nodulaires de stade II), parfois disposés en chapelets tant sur le plan horizontal que vertical. Echantillon brut, surface supérieure de stratification. Formation de Marteau.

**Fig. 7 :** Réseau de fissures de dessiccation dessinant un réseau polygonal et développé dans une siltite fine rouge brique. Les fissures sont comblées par du silt vert. Echantillon brut, surface supérieure de stratification. Formation de Marteau.

**Fig. 8 :** Réseau de fissures de dessiccation dessinant un réseau irrégulier développé dans une siltite fine bleue. Les parois des fissures montrent des clastes résultant d'effondrement au départ des épontes et une succession de phases de retrait avec ouverture des fissures et comblement suivi des phases de gonflement avec fermeture des fissures. Les fissures sont comblées par du sable fin prenant une teinte ocre jaune à l'altération superficielle. Echantillon brut, surface supérieure de stratification. Formation de Marteau.



Compléments pétrographiques (suite).

**Fig. 1 :** Grès fin sublithique à structure quartztique partielle. La stratification est soulignée par un lit de minéraux denses (zircons roulés et ferro-titanés). Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T032, Formation de Marteau, Coupe de Tihange.

Fig. 2 : Grès fin, sublithique, feldspathique, à structure quartztique partielle. Lame-mince, LP, largeur du champ =  $890 \mu m$ . Echantillon T026w, Formation de Marteau, Coupe de Tihange.

**Fig. 3 :** Grès lithique dont les débris lithiques sont partiellement chloritisés. Notons que les quartz (mono- et polycristallins) sont subanguleux à subarrondis. Un grès de chert est visible à droite. Lame-mince, LP, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T214, Formation du Bois d'Ausse, Coupe de Tihange.

**Fig. 4 :** Grès lithique assez riche en grains de chert. Un zircon roulé. Lame-mince, LP, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T111, Formation de Marteau, Coupe de Tihange.

Fig. 5 : Grès très fin, sale, micacé (paillettes de micas, de chlorite et de sandwiches micas-chlorite) et fortement pédoturbé. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T026pm, Formation de Marteau, Coupe de Tihange.

**Fig. 6 :** Même échantillon qu'illustré à la figure 5, mais en lumière polarisée. Lame-mince, LP, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T026pm, Formation de Marteau, Coupe de Tihange.

Fig. 7 : Grès quartzitique propre (limite arénite quartzique) à ciment de calcite spathique interstitielle. Lame-mince, LP, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon Huy111, Formation de Marteau, Coupe de Huy sud.

**Fig. 8 :** Grès lithique. Un débris lithique de micaschiste à crénulation. Lame-mince, LP, largeur du champ =  $890 \mu m$ . Echantillon T232, Formation du Bois d'Ausse, Coupe de Tihange.



Fig. 1 : Greywacke graveleux avec galets bien façonnés et grains grossiers anguleux de quartz. La matrice est mixte : argileuse, silteuse et chloriteuse. Une veinule de chlorite secondaire travers la micrographie. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Couches conglomératiques de base, Membre d'Ombret. Coupe de Fond d'Oxhe.

**Fig. 2 :** Grès grossier rouge. Les grains de quartz sont très anguleux et les débris lithiques sont chloritisés, seul le quartz y persiste. Le ciment est double : hématitique et chloriteux. L'hématite épouse les grains détritiques tandis que la chlorite apparaît être plus tardive. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy003, couches conglomératiques de base, Membre d'Ombret. Coupe de Huy sud.

Fig. 3 : Gros débris lithique fortement chloritisé, seul reste le quartz. Conglomérat avénelaire, hétérométrique, cohérent et à ciment verdâtre. Galets peu arrondis de quartz blanc souvent monocristallin, de roches siliceuses à grains fins, vertes ou grises et des graviers noirs et anguleux de tourmalinite. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy006, couches conglomératiques de base, Membre d'Ombret. Coupe de Huy sud.

**Fig. 4 :** Paillette de mica sandwich chlorite-muscovite (avec hématite probable dans le plan de clivage) déformée au contact des grains anguleux de quartz. Le matériau est très mal classé et la matrice siliceuse et chloriteuse. On notera les alignements d'inclusions fluides dans les gravillons de quartz blanc. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy009, couches conglomératiques de base, Membre d'Ombret. Coupe de Huy sud.

Fig. 5 : Gros grain subarrondi de quartz monocristallin renfermant de nombreuses inclusions fluides alignées. Ces lignes d'inclusions se poursuivent dans les grains de quartz contigus. Lame-mince, LP, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy009, couches conglomératiques de base, Membre d'Ombret. Coupe de Huy sud.

**Fig. 6 :** Greywacke à grains de quartz subanguleux à subarrondi, débris lithiques partiellement chloritisés. Le fond argileux est partiellement recristallisé. On observe également un quartz golfé à proximité du centre de la micrographie. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy025sup., Membre d'Ombret. Coupe de Huy sud.

**Fig. 7 :** Greywacke rouge sombre à grains de quartz subanguleux à subarrondi, débris lithiques partiellement chloritisés. Le fond est hématitisé. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon Huy025sup., Membre d'Ombret. Coupe de Huy sud.

**Fig. 8 :** Grès fin micacé impur dont la stratification est soulignée par des lits de paillettes de micas et de chlorite, de sandwiches micas-chlorite et de probables biotites chloritisées. Le fond matriciel est partiellement chloriteux. Lamemince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon Huy122, Formation de Marteau. Coupe de Huy sud.



Coupe de Tihange

**Fig. 1 :** Microconglomérat intraformationnel à galets mous de roches fines et de fragments de sols, chips chloritisés, chips enroulées (flèche jaune) et zonées. Les galets mous sont de forme oblongue ; ils ont subi un façonnement durant le transport. Lame-mince scannée (longueur : 40 mm), Echantillon T116, Formation de Marteau.

**Fig. 2** : Détail montrant un grès sale à ciment chloriteux, et un galet mou (gauche de la micrographie) dont le cœur est chloritisé. La bordure de ce galet montre du silt « collé » au galet mou et qui témoignerait d'une rotation de celui-ci sur le fond avant sa fossilisation dans le sédiment. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T116, Formation de Marteau.

Fig. 3 : Chips fortement chloritisée et partiellement calcitisée. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $890 \mu m$  + lentille condensatrice. Echantillon T116, Formation de Marteau.

**Fig. 4 :** Chips enroulée. La dessiccation d'un dépôt de flaque, granoclassé, provoque le décollement et l'enroulement partiel du film argileux supérieur. Ce cas illustre ici un enroulement total qui a permis sa préservation au cours du transport. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T116, Formation de Marteau.

**Fig. 5 :** Siltite très fine à « taches brunes », argileuses. Lame-mince scannée (longueur : 40 mm), Echantillon T560, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 6 :** Boulettes argileuses brunâtres (avec incorporations de grains de quartz) dans un fond de siltite fine. Lamemince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T560, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 7 :** idem fig. 6. On observe une réorientation des minéraux argileux en bordure de la boulette sous forme d'un liseré plus clair. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T560, Formation du Bois d'Ausse.

Fig. 8 et 9 : Argile d'illuviation et réorientation plasmique. Lame-mince, LN (8) et LP (9), largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T560, Formation du Bois d'Ausse.



Coupe de Tihange. Structures vertiques (structures caractérisant les vertisols).

**Fig. 1 :** Affleurement montrant de bas en haut, des siltites sableuses bigarrées à dominante verte (à pente nord), des siltites rouges ou bigarrés à dominantes rouges, des siltites rouges montrant un découpage de type pseudo-anticlinal et pseudo-synclinal, puis des siltites sableuses bigarrées rubanées à fissures de dessiccation et enfin, au sommet une alternance de grès fins, verts et de siltites bigarrées. Le découpage en pseudo-anticlinal et pseudo-synclinal est lié au phénomène saisonnier de retrait-gonflement qui induit des glissements internes caractéristiques des vertisols (parfois générateur d'un micro-relief appelé gilgaï). Ces structures vertiques sont conservées dans les séries anciennes. Flanc sud du synclinal.

Fig. 2 : Siltite fine rouge à rouge violacé, déstratifiée, à surfaces glissées à orientations multiples (*«pedogenic slickensides»*). Le matériau est fortement fragmenté.

**Fig. 3 :** Affleurement montrant de grandes surfaces de glissement (*«pedogenic slickenside»*), courbes et striées (enduit chloriteux) dans une siltite rouge totalement déstratifiée et montrant une fragmentation sub-équigranulaire. La partie gauche de la photo présente des siltites bigarrées, puis vertes avec cette même structure grumeleuse. De par la très faible cohérence d'ensemble du matériau, ces parois se dégradent très vite. Le petit côté de l'illustration mesure 1 mètre environ.

**Fig. 4 :** Détail d'une surface courbe striée montrant deux orientations différentes des stries. Notez les absences d'escalier d'accrétion et de cristallisations de calcite ou quartz. Le matériau hôte est une siltite rouge à taches violacées, devenant bigarrée à taches vertes en bas à gauche de l'illustration.

**Fig. 5 :** Siltite, d'aspect macroscopique homogène, bigarrée rubanée verte et rouge. Une schistosité frustre est observable faisant un angle de 70° par rapport au rubanement correspondant au plan de stratification. Echantillon brut, Tihange1170, extrémité sud de la coupe de Tihange.

**Fig. 6 :** Autre vue de siltites porteuses de structures vertiques particulièrement bien exprimées. On observera dans la moitié supérieure, des enduits chloriteux vert foncé, issus de la réorientation sous stress des phyllosilicates lors des mouvements internes (glissements avec développement de surfaces) affectant la matrice silteuse. Ces mouvements sont liés au comportement des argiles gonflantes.



Les calcrètes nodulaires

**Fig. 1 :** Grès argileux fin rouge bordeaux à linéoles et taches violacées, sombres, argilanes verdâtres, nodules calcitiques millimétriques de teinte verdâtre à rosée. Calcrète stade I. Surface polie, échantillon T092, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 2 :** Siltite fine verte finement stratifiée avec lits de siltite sableuse dans la partie centrale. Nodules carbonatés gris verdâtres avec parfois un cœur plus clair. Ces nodules sont isolés ou parfois coalescents millimétriques jusqu'à 2 cm (non illustré ici) parfois disposés en chapelets parallèlement ou perpendiculairement à la stratification générale des bancs. Calcrète stade II. Surface polie, échantillon T167m, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 3 :** Siltite bigarrée rubanée rouge et vert avec nodules carbonatés coalescents (calcrète stade II) et déformant la stratification. Les nodules les plus purs sont de couleur blanche, les autres de couleur rosée. Echantillon brut et surface dressée, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 4 :** Siltite gris vert à « *lenticular bedding* ». Les parties inférieures et supérieures, plus silteuses présentent des nodules carbonatés (calcrète de stade II-III) coalescents et déformant la stratification. Cette photo illustre la superposition de structures pédologiques sur des structures tidales. Surface polie, Formation du Bois d'Ausse, coupe de Tihange.

**Fig. 5 :** Siltite rouge à lamines sableuses fines pédoturbées, taches irrégulières vermiculaires violacées. Nodules carbonatés mm à plurimm, bleutés, sphériques, isolés à coalescents (calcrète stade II-III), rares crystallarias. Argile d'illuviation ou anciens conduits radiculaires présents. Surface polie, échantillon T065, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 6:** Siltite très fine, bigarrée, rouge (avec taches violacées) et verte. Nodules carbonatés à peine coalescents et de différentes dimensions. La couleur des nodules varie du vert au rose en fonction de la couleur du sédiment hôte. Certains nodules montrent une altération avec oxydation et acquisition de teintes jaune-orange. Surface polie, échantillon, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 7 :** Siltite fine verte à nodules carbonatés isolés ou coalescents (calcrète stade II/III) bleus sombre pour les plus petits, bleu et vert pour les autres. Les plus gros nodules montrent une septarisation interne. Schistosité naissante Surface polie, échantillon T142, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 8 :** Shale vert foncé à lits silteux et calcrète de stade III résultant de la fusion de nodules xénomorphes carbonatés. Ces nodules sont verts impliquant une incorporation importante de la matrice argileuse lors de la croissance nodulaire. Surface polie, échantillon Huy042inf, Formation de Marteau, coupe de Huy.



Les calcrètes nodulaires

**Fig. 1 :** Siltite fine verte à nodules carbonatés coalescents centimétriques (2-4 cm) très veinulés (septes et crystallarias) – calcrète stade IV. Fissures verticales de dessiccation à remplissage silteux fin vert sombre à vert brun recoupant le calcrète. Début d'altération atmosphérique des nodules. Surface dressée, échantillon Huy034, Formation de Marteau, coupe de Huy.

**Fig. 2 :** Coupe dans un calcrète de stade III à matrice silteuse verte. Les nodules coalescents montrent une structure complexe englobant des nodules plus petits. Les nodules présentent des variations colorimétriques internes vertes et rouges ainsi que des plages de calcite blanche. Surface polie, échantillon T0260, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 3 :** Calcrète massif (stade III-IV) montrant les films argileux verts piégés entre les nodules carbonatés à forte coalescence. Surface polie, échantillon T0263pi, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 4 :** Calcrète massif (stade IV) avec des reliques de la matrice silteuse rubanée verte et rouge et des films verdâtres limitant d'anciens nodules. Les cœurs des anciens nodules sont rouges pâles tandis que les couronnes sont verdâtres. Surface polie, échantillon Huy116, Formation de Marteau, coupe de Huy.

**Fig. 5 :** Coupe dans un calcrète stade IV impur incorporant beaucoup de sédiment fin coloré. On peut observer des septes dans certains nodules initiaux et des crystallarias de calcite incolore. Surface polie, échantillon T056, Formation de Marteau, coupe de Tihange.

Fig. 6 : Siltite gris vert à nombreux nodules carbonatés (stade II à III) isolés et coalescents. Les nodules sont partiellement oxydés. Certains d'entre eux portent des septes calcitiques. D'autres veines de calcite blanche recoupent la roche et sont nettement plus tardives. Surface polie, échantillon Huy042m, Formation de Marteau, coupe de Huy.

**Fig. 7 :** Conglomérat intraformationnel à matrice sablo-silteuse. Les galets sont des nodules provenant de calcrètes remaniés. Une coloration montre la nature calcitique des nodules et la calcite ferrifère des veines carbonatées non liées aux calcrètes remaniés. Lame-mince scannée (35 mm de longueur), Formation de Marteau, coupe de Huy.

**Fig. 8 :** Conglomérat intraformationnel remaniant des calcrètes nodulaires. Un des nodules montre la septarisation et la zonation interne antérieure au remaniement. Echantillon brut, Formation de Marteau, coupe de Huy.



Pétrographie des calcrètes.

Fig. 1 : Grès sublithique à ciment de calcite poecilitique interstitielle. Lame-mince, LP, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T145. Formation de Marteau, coupe de Tihange.

Fig. 2 : Nodule constitué de microsparite et sans incorporation sédimentaire. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T026ps. Formation de Marteau, coupe de Tihange.

Fig. 3 : Les processus de recristallisation sont fréquents dans la coupe de Huy sud. Transition graduelle d'une calcite micritique à microsparitique puis à une calcite sparitique (avec macles). Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy054sup. Formation de Marteau, coupe de Huy sud.

**Fig. 4 :** Vue partielle et interne d'un nodule de calcite micritique (« *crystic plasmic fabric* ») incorporant du sédiment et des minuscules débris organiques et montrant des fractures radiaires de calcite (micro)sparitique. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780 μm. Echantillon T167inf. Formation de Marteau, coupe de Tihange.

**Fig. 5**: Bordure d'un nodule montrant la structure interne « *pseudopelletal fabric* ». Les pseudopellets sont composés de calcite micritique et baignent dans une matrice microsparitique. Cette structure, caractéristique des alpha-calcrètes est qualifiée de «*crystal size mottling*». Certains vides sont comblés par de la «*blocky*» calcite. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780 μm. Echantillon Huy116. Formation de Marteau, coupe de Huy sud.

Fig. 6 : Probables filaments calcitisés avec un cœur de calcite micritique et une couronne de calcite microsparitique radiaire (béta-calcrète). Il pourrait s'agir d'encroûtements de tubes racinaires. La partie droite de la micrographie présente une vue partielle d'un crystallaria. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon Huy033. Formation de Marteau, coupe de Huy sud.

Fig. 7 : Microstructures internes complexes avec une matrice crystique différenciée. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon Huy054sup. Formation de Marteau, coupe de Huy sud.

Fig. 8 : Nodule carbonaté complexe montrant une croissance concentrique différenciée exhibant une forme finale en choux-fleur. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T045sup. Formation de Marteau, coupe de Tihange.



Cutanes. Coupe de Tihange.

**Fig. 1 :** Siltite brun rouge pédoturbée, à taches irrégulières vermiculaires violacées (argile d'illuviation). Rares nodules carbonatés, bleutés, sphériques, isolés à coalescents (Calcrète stade I), rares crystallarias (non visible sur l'illustration). Lame-mince scannée (40 mm de longueur), échantillon T065, Formation de Marteau.

**Fig. 2 :** Siltite sableuse, finement micacée, gris vert à cutanes (argile d'illuviation de couleur vert-jaune) de 2 à 5 cm de longueur. Echantillon brut, T107, Formation de Marteau.

Fig. 3 : Cutane montrant la succession des dépôts argileux sous forme d'enduits successifs. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T065, Formation de Marteau.

Fig. 4 : Argile d'illuviation très fine, très sombre et astructurée. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T065, Formation de Marteau.

Fig. 5 : Cutane montrant la succession des dépôts argileux sous forme d'enduits successifs. Un nodule carbonaté (calcrète nodulaire) est partiellement visible à la partie supérieure de la micrographie. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T065, Formation de Marteau.



Silcrètes nodulaires. Coupe de Tihange. Pièce de 1 Euro (23 mm de diamètre)

Fig. 1 : Nodule siliceux bleu foncé à bordure nette mais à contour irrégulier. On notera une fracture en Y à remplissage plus clair (sédiment). Affleurement, surface brute et oxydée.

Fig. 2 : Siltite sableuse avec 3 nodules siliceux, bleu foncé, à contour irrégulier. Affleurement, surface brute et oxydée.

Fig. 3 : Siltite sableuse altérée (coloration beige) avec nodules siliceux subsphériques montrant une structure radiaire interne. Affleurement, surface brute et oxydée.

Fig. 4 : Cassure brute dans un nodule siliceux altéré montrant une zonation colorimétrique et des fractures radiaires vides.

Fig. 5 : Différents types de nodules siliceux bleus, de tailles millimétriques et à contour extérieur net, soit ovoïde soit plus irrégulier. Affleurement, surface brute et oxydée.

Fig. 6 : Microconglomérat intraformationnel à microgalets de roches tenders et fines dans les tons bleu clair et vert clair avec taches silicifiées bleu foncé. Affleurement, cassure fraîche.

**Fig. 7 :** Microconglomérat intraformationnel à microgalets de roches tendres et fines dans les tons bleu clair et vert clair, nodules carbonatés remaniés et taches silicifiées bleu foncé. La silice englobe les éléments détritiques (chips et calcrètes remaniés) indiquant la postériorisation du processus de silicification. Surface dressée, échantillon 164, sommet de la Formation de Marteau

Fig. 8 : grossissement au départ de la photo 7.



Coupe de Tihange. Les silcrètes nodulaires.

Fig. 1 : Siltite sableuse gris vert à nodules siliceux. Deux horizons distincts sont observés où les nodules siliceux sont coalescents selon le plan de dépôt et disposés en chapelets dans le plan perpendiculaire. On observe une zonation colorimétrique, gris bleu au centre et bleu foncé au pourtour. Les formes irrégulières et la coalescence des nodules indiquent une formation in situ. Hormis la couleur et leur nature siliceuse, macroscopiquement ces structures ressemblent aux calcrètes de stade II et III. Surface polie, échantillon 154. Formation de Marteau, bord nord du synclinal.

**Fig. 2 :** Siltite sableuse gris bleu à microchips de shale bleu et vert et portant un gros nodule siliceux d'aspect vermiculaire et de teinte bleu foncé. Les contours du nodule sont irréguliers et la densité de la silicification est variable au pourtour. Le nodule est fracturé avec une autre forme de silice et une cavité plus claire (flèche) comblée de dickite. Surface polie, échantillon 406. Formation du Bois d'Ausse, bord nord du synclinal.

**Fig. 3 :** Coupe dans un nodule siliceux de forme elliptique (limite nette par rapport à l'encaissant). On peut observer en transparence la présence de grains détritiques de quartz. A gauche, deux fractures-veines sont colmatées par la dickite. Lame-mince scannée (longueur grand côté : 40 mm). Formation de Marteau.

**Fig. 4 :** Texture pétrographique du nodule illustré à la figure 3. On voit de la silice cryptocristalline avec des ooïdes constitués de quartz (voir figure 6). Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ .

**Fig. 5 :** Texture pétrographique de la veine illustrée à la figure 5. De l'extérieur, vers l'intérieur, on observe : a) Dans les tons gris brun, de la silice cryptocristalline, b) en brun foncé de la silice amorphe, c) une bordure encroûtante de quartz à disposition radiaire formant parfois de petits globules, d) un limet plus sombre d'impureté, e) parfois des cristaux de calcite (non illustré sur cette micrographie) et f) un remplissage de dickite (disposition de vermicules en accordéon). Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m.

**Fig. 6 :** Texture pétrographique du nodule illustré à la figure 3. On voit des ooïdes constitués de quartz (voir figure 4) dans une matrice de silice cryptocristalline. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ .

**Fig. 7 :** Silicification par taches nodulaires d'un microconglomérat intraformationnel. Les microgalets de silites ainsi que les grains de quartz de la matrice sont englobés par la silicification. Lame-mince scannée (longueur grand côté : 40 mm), échantillon T406, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 8 :** Silicification en rubans irréguliers recoupant les différentes lithologies (grès fin sale – greywacke – et siltite). Lame-mince scannée (longueur grand côté : 40 mm), échantillon T407, Formation du Bois d'Ausse.



Pétrographie des silcrètes nodulaires

**Fig. 1 :** Cœur d'une tache siliceuse provenant de l'échantillon illustré à la planche précédente (photo 8). On distingue les grains détritiques de quartz à bordure corrodée et de rares paillettes de micas, les taches siliceuses plus claires à section subcirculaire et le fond microcristallin. Lame-mince, Echantillon 407, LN, largeur du champ = 890  $\mu$ m

Fig. 2 : Même plage que la photo 1. Le fond apparaît constitué de silice amorphe, tandis que les sphérules sont constituées de cristaux xénomorphes de quartz. Lame-mince, Echantillon 407, LP, largeur du champ =  $890 \mu m$ .

Fig. 3 : Contact tranché entre la zone silicifiée (2/3 supérieurs) et le sédiment hôte. Le fond siliceux amorphe présente une teinte brunâtre. On notera un liseré brun foncé lié à l'altération atmosphérique. Lame-mince, Echantillon 407, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m.

**Fig. 4 :** Plage silicifiée de coloration brune assez sombre de la partie gréseuse de l'échantillon illustré à la planche précédente (photo 8). La bordure des grains détritiques est floue et irrégulière indiquant qu'ils contribuent partiellement à la source de silice. Lame-mince, Echantillon 407, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ 

Fig. 5 : Autre plage silicifiée (voir photo 7, planche précédente) montrant le contact flou et irrégulier entre la matrice silicifiée et les grains de quartz mais aussi la paillette de mica. Lame-mince, Echantillon 406, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ .

**Fig. 6 :** Deux types de silicifications sont visibles sur la photographie. La première a été illustrée par les micrographies précédentes. La seconde montre des globules à bordure irrégulière, englobant quelques grains de quartz en périphérie et présentant des fractures internes comblées par un minéral attribué à la dickite (?). Lame-mince, Echantillon 406, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ .

**Fig. 7 :** Cœur d'une grande tache silicifiée avec quelques grains détritiques de quartz et le remplissage de fractures à parois irrégulières. Les teintes brun très foncé sont liées à l'altération atmosphérique et affectant de manière privilégiée les zones les plus poreuses. Lame-mince, Echantillon 407, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ 

Fig. 8 : Autre plage silicifiée. Le corps oblong de teinte brun plus foncé pourrait être une microchips silicifiée dans le sédiment. Lame-mince, Echantillon 407, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ .



Les ferricrètes nodulaires. Coupe de Tihange.

Fig. 1 : Siltite fine, rouge, à glaebules rouges hématitiques de taille millimétrique. Echantillon brut, T089, Formation de Marteau.

**Fig. 2 :** Surface dressée du même échantillon montrant les nombreux glaebules d'hématite, les argilanes de couleur verte et les variations de nuances colorimétriques dans le sédiment. Le matériau, sans stratification, se fracture aisément à l'affleurement. Echantillon T089, Formation de Marteau.

Fig. 3 : Siltite bigarrée verte et rouge à dominante verte renfermant des glaebules d'hématite. Affleurement, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 4 :** Lame-mince scannée réalisée à partir de l'échantillon illustré aux photos 1 et 2. On observe les glaebules d'hématite avec tantôt une bordure nette avec l'encaissant, tantôt une bordure irrégulière et progressive. Echantillon T089, Formation de Marteau.

**Fig. 5 :** Deux glaebules hématitiques dans une matrice silteuse. Le glaebule supérieur a une bordure nette (*«disorthic glaebule»*), tandis que le second présente un contour irrégulier et diffus (*«orthic glaebule»*)dans le sédiment hôte. Les deux glaebules renferment des grains de quartz. Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T089, Formation de Marteau.

**Fig. 6** : Glaebule hématitique à bordure externe nette (*«disorthic glaebule»*). Quelques grains de quartz flottent dans la matrice d'hématite. Lame-mince, LN, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T089, Formation de Marteau.


## Planche 21

Débris végétaux. Coupe de Tihange.

**Fig. 1 :** Structure radiculaire probable traversant une siltite sableuse verte astructurée et à calcrète nodulaire (stade I à II). Formation de Marteau.

Fig. 2 : Implantation radiculaire dans un grès fin très sale (greywacke) pédoturbé. On peut observer de petites argilanes (couleur jaune or – flèche orange) dans le sédiment ainsi que de la chlorite sous forme de fibres accolées perpendiculairement (flèches vertes) aux racines (voir micrographie 7). Lame-mince, LN, largeur du champ = 1780  $\mu$ m. Echantillon T046, Formation de Marteau.

Fig. 3 : Echantillon brut; Débris végétaux indéterminés sous forme de rubans alignés et non dichotomes.

**Fig. 4 :** Grès microconglomératique riche en *Pachyteca* sp et galets de shale bleuté millimétriques à plurimillimétriques. Les *Pachyteca* se présentent sous forme de sphérules à cortex à structure radiaire. Sommet de la Formation de Marteau et toute la Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 5 :** Lame-mince scannée (environ 3,5 cm de longueur) d'un matériau (shale impur) fortement bioturbé à radicelles et débris végétaux. Echantillon T120, Formation de Marteau.

Fig. 6 : Micrographie de détail de la photo 5 montrant à fort grossissement des fragments de radicelles (?) montrant parfois de petits ergots. Lame-mince, L.N., largeur du champ = 1780  $\mu$ m + lentille condensatrice. Echantillon T120, Formation de Marteau.

**Fig. 7 :** Deux fragments végétaux (une partie a été arrachée par la préparation) auxquels sont accolés (d'un ou des deux côtés) des fibres de chlorite. La matrice est fortement pédoturbée. Lame-mince, L.P. et nicols légèrement décroisés, largeur du champ =  $1780 \mu m$ . Echantillon T046, Formation de Marteau.



# Planche 22

Contenu fossilifère. Coupe de Tihange.

Fig. 1 : Moule interne d'un lamellibranche indéterminé. Un seul spécimen récolté dans un shale bleu. Echantillon brut, T411, Formation du Bois d'Ausse.

Fig. 2 : Moule interne d'un ostracode : *Cryptophyllus* sp. L'exuvie mesure 2 mm. Shale micacé bleu foncé, Formation du Bois d'Ausse.

**Fig. 3 :** Fragment de plaque médiane (disque dorsal ?) d'un Hétérostracé Pteraspidiforme de grande taille, très altéré, montrant la couche externe de rides de dentine (en haut et à droite) et la couche moyenne (médiane) cancellaire (en nid d'abeille – au centre), avant dégagement  $\rightarrow$  Heterostraci Pteraspidiformes indet. Echantillon brut, T164, Formation de Marteau.

Fig. 4 : Epine cassée, mais l'ornementation apparente faite de rides courtes et discontinues l'attribuerait plutôt aux Acanthodiens  $\rightarrow$  Acanthodii indet. ?

**Fig. 5 :** Lame-mince scannée (4 cm pour le long côté) dans un microconglomérat intraformationnel renfermant 2 fragments de plaques osseuses coupées en travers : l'un près de l'inscription « T45I », l'autre plus grand plus à droite. Tous les deux montrent la structure osseuse à 3 couches (externe de dentine, médiane cancellaire, basale lamellaire) typique des Hétérostracés  $\rightarrow$  Heterostraci Pteraspidiformes ? indet. De la siltite fine est accolée au fragment cerclé montrant qu'il s'agit bien d'un débris remanié. Echantillon T045inf., Formation de Marteau.)

**Fig. 6 :** Belle coupe transversale (l'intérieur est en haut, l'extérieur en bas) de fragment de plaque osseuse d'Hétérostracé avec effectivement ses 3 couches typiques : externe (en bas) correspondant à des rides de dentine coupées en travers (donc les « pores » sont en fait des canaux inter-rides en coupe transversale) ; médiane cancellaire; interne (en haut) lamellaire. La grande taille des « alvéoles » l'attribuerait aux Cyathaspidiformes  $\rightarrow$  Heterostraci Cyathaspidiformes indet. La couche médiane présente un remplissage de chlorite secondaire. Micrographie, Echantillon T045inf., Formation de Marteau, LN, largeur du champ = 1780 µm.

Fig. 7 : Fragment de plaque osseuse très altérée à structure « alvéolaire » en 2 couches : 1 externe à chambres (alvéoles) plus grandes, 1 interne à chambres plus petites  $\rightarrow$  Heterostraci indet. Les alvéoles sont comblées par une chlorite secondaire. Micrographie, Echantillon T045inf., Formation de Marteau, LN, largeur du champ = 1780 µm.

Fig. 8 : Fragment de plaque osseuse altérée en coupe transversale (soit fragment d'épine dorsale soit fragment de bord de plaque branchiale) à grosses rides de dentine coupées en travers  $\rightarrow$  Heterostraci indet. Ce fragment est observée dans une siltite à calcrète nodulaire. Micrographie, Echantillon T045inf., Formation de Marteau, LN, largeur du champ = 890 µm.



Planche 23.

Restes d'Arthropodes Chélicérates du Dévonien.

A, B, D, E : Empreinte d'un fragment de coxa d'Arthropode Chélicérate (Euryptéride?). Coupe de Tihange, Formation de Marteau (Lochkovien).

A: Échantillon T24S, empreinte et contre-empreinte.

**B** : Deux empreintes en « dents de scie » de T24S avec leur système de « nervures » blanches observées à la loupe binoculaire.

C: Coxa d'Arthropode Chélicérate (Pterygotus?) du Dévonien de l'Arctique canadien (D. Goujet, comm. pers.).

**D** : Détail du remplissage interne et des « nervures » sur l'une des empreintes de T24S observée à la loupe binoculaire.

E : Empreinte de T24S observée au M.E.B. environnemental.

#### Plate 23.

Chelicerate arthropod remains from the Devonian.

**A**, **B**, **D**, **E**: Mould of a chelicerate arthropod (eurypterid ?) coxal gnathobase fragment (specimen IRSNB n° a12574), from the Tihange section, Marteau Formation (Lochkovian).

A: Sample T24S (specimen IRSNB nº a12574), part and counterpart.

**B**: two serrated prints of the same specimen, with their white « nervures » network photographed under a binocular microscope.

**C** : Coxal gnathobase of a chelicerate arthropod (Pterygotus?) from the Devonian of the Canadian Arctic (D. Goujet, pers. comm.).

**D**: Detail of the inner filling and of the « nervures » on one of the triangular denticles, photographed under a binocular microscope.

E: One of the triangular denticles of the same specimen, photographed under an environmental SEM.



#### Planche 24.

Restes fossiles de la coupe de Tihange.

**A**, **B**, **D**: Vertébrés Ptéraspidomorphes Hétérostracés de la Formation de Marteau (Lochkovien). A : Echantillon T9Sn, fragment de plaque rostrale ou branchiale d'Hétérostracé Ptéraspidiforme? Indéterminé, en coupe. B : Echantillon « TMAR2 », fragment de plaque d'Hétérostracé Ptéraspidiforme indéterminé. D : Echantillon T45, fragment de plaque d'Hétérostracé Ptéraspidiforme indéterminé.

C: Echantillon « TMAR1 », coprolithe observé au M.E.B. environnemental, de la Formation de Marteau (Lochkovien).

**E**: Echantillon T1129, fragment de plaque rostrale ou branchiale d'Hétérostracé indéterminé, de la Formation du Bois d'Ausse (sommet du Lochkovien), vu en coupe.

#### Plate 24.

Fossil remains of the Tihange section.

A, B, D : Heterostracan pteraspidomorph vertebrates from the Marteau Formation (Lochkovian). A : Sample T9Sn (specimen IRSNB n° P 8457), fragment of a rostral or branchial plate of an undetermined pteraspidiform? Heterostracan, in section. B : Sample « TMAR2 » (specimen IRSNB n° P 8463), fragment of an undetermined pteraspidiform heterostracan. D : Sample T45 (specimen IRSNB n° P 8460), fragment of an undetermined pteraspidiform heterostracan.

**C**: Sample « TMAR1 » (specimen IRSNB n° P 8462), coprolite? photographed under an environmental SEM, from the Marteau Formation (Lochkovian).

**E** : Sample T1129 (specimen IRSNB n° P 8464), fragment of a rostral or branchial plate of an undetermined heterostracan, from the Bois d'Ausse Formation (uppermost Lochkovian), in section.



# Planche 25.

Echantillon T164, Hétérostracé Ptéraspidiforme indéterminé, fragment de la partie antérieure d'un disque ventral. Coupe de Tihange, Formation de Marteau (Lochkovien).

A: vue externe.

- B: détail du tissu cancellaire.
- C : détail de la couche lamellaire basale.
- D : détail de la partie antérieure.

### Plate 25.

Sample T164 (specimen IRSNB n° P 8461), undetermined pteraspidiform heterostracan, fragment of the anterior part of a ventral disc. Tihange section, Marteau Formation (Lochkovian).

A: outer view.

**B** : detail of the cancellous layer.

C: detail of the basal lamellar layer.

**D** : detail of the anterior part.



# Memoirs of the Geological Survey of Belgium

The series, which started in 1955, welcomes papers dealing with all aspects of the earth sciences, with a particular emphasis on the regional geology of Belgium and adjacent areas. Submitted papers should present the results of syntheses of original studies (e.g. theses). High scientific level is requested. Papers written in English are preferred. Each paper will be reviewed by at least by two reviewers.

# **Editorial Board**

Michiel Dusar, editor in chief Cecile Baeteman Léon Dejonghe Walter De Vos Jean-Clair Duchesne Geologica Belgica Eric Goemaere David Lagrou VITO Kris Piessens Edouard Poty ULiège Noel Vandenberghe KU Leuven Jacques Verniers, UGent

Guide for authors : see website Geologica Belgica http://www.ulg.ac.be/geolsed/GB

List of publications and conditions of sale : see website Geological Survey of Belgium http://www.naturalsciences.be/institute/structure/geology/gsb\_website/products/memoirs or website Royal Belgian Institute of Natural Sciences

http://www.natuurwetenschappen.be/common/pdf/science/publications/Cata/index.html

ISSN 0408-9510

© Geological Survey of Belgium

Impression: Service public fédéral Economie, P.M.E., Classes moyennes et Energie Drukwerk: Federale Overheidsdienst Economie, K.M.O., Middenstand en Energie

"The Geological Survey of Belgium cannot be held responsible for the accuracy of the contents, the opinions given and the statements made in the articles published in this series, the responsability resting with the authors."



