

Université de Liège
Faculté des Sciences
Département de Géologie



Une introduction à la GEOLOGIE de la WALLONIE



*Ce pays de schistes et vastes, sombres forêts
que hantent encore tant de légendes de sotaïs,
au goût de fumée et aux hameaux discrets:
c'est le sauvage et ancien terroir ardennais.*

Forêts et pâtures sur des terrains schisteux du Dévonien inférieur, Malvoisin (région de Gedinne). Aquarelle.

Prof. F. Boulvain

Dr. J.-L. Pingot (UCL)

2013

TABLE DES MATIERES

- [AVANT-PROPOS](#)
- [I. INTRODUCTION](#)
- [II. DU CAMBRIEN AU SILURIEN: LE CYCLE CALEDONIEN EN WALLONIE](#)
 - [1. INTRODUCTION](#)
 - [2. LE CAMBRIEN](#)
 - [2.1. LE MASSIF DU BRABANT](#)
 - [2.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVIENS ARDENNAIS](#)
 - [2.3. MATERIAUX EXPLOITES](#)
 - [3. L'ORDOVIEN](#)
 - [3.1. LE MASSIF DU BRABANT](#)

- [3.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS](#)
 - [3.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDOZ](#)
 - [3.4. LA TECTONIQUE](#)
 - [3.5. MATERIAUX EXPLOITES](#)
- [4. LE SILURIEN](#)
 - [4.1. LE MASSIF DU BRABANT](#)
 - [4.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS](#)
 - [4.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDOZ](#)
 - [4.4. LA TECTONIQUE](#)
 - 4.4.1. Le Massif du Brabant
 - 4.4.2. La bande ordovico-silurienne du Condroz
 - [4.5. LE METAMORPHISME CALEDONIEN](#)
 - 4.5.1. Le Massif du Brabant
 - 4.5.2. Les Massifs ardennais
- [III. DU DEVONNIEN AU CARBONIFERE: LE CYCLE VARISQUE EN WALLONIE](#)
 - [1. INTRODUCTION](#)
 - [2. LE DEVONNIEN INFERIEUR](#)
 - [2.1. LE LOCHKOVIEU](#)
 - [2.2. LE PRAGUIEN](#)
 - [2.3. L'EMSIEN](#)
 - [2.4. MATERIAUX EXPLOITES](#)
 - [3. LE DEVONNIEN MOYEN](#)
 - [3.1. L'EIFELIEN](#)
 - [3.2. LE GIVETIEN](#)
 - [3.3. MAGMATISME ET TECTONIQUE](#)
 - [3.4. MATERIAUX EXPLOITES](#)
 - [4. LE DEVONNIEN SUPERIEUR](#)
 - [4.1. LE FRASNIEN](#)
 - 4.1.1. La transgression frasnienne
 - 4.1.2. Les épisodes bioconstruits
 - 4.1.3. La généralisation de la sédimentation argileuse à la fin du Frasnien
 - 4.1.4. Magmatisme
 - [4.2. LE FAMENNIEN](#)
 - [4.3. MATERIAUX EXPLOITES](#)
 - [5. LE CARBONIFERE](#)
 - 5.1. INTRODUCTION
 - [5.2. LE DINANTIEN](#)
 - 5.2.1. L'Hastarien
 - 5.2.2. L'Ivorien
 - 5.2.3. Le Moliniacien
 - 5.2.4. Le Livien
 - 5.2.5. Le Warnantien
 - [5.3. LE NAMURIEN](#)
 - [5.4. LE WESTPHALIEN](#)
 - [5.5. MATERIAUX EXPLOITES](#)
 - [6. L'OROGENESE VARISQUE](#)
 - 6.1. INTRODUCTION
 - [6.2. LE CHEVAUCHEMENT FRONTAL VARISQUE ET L'ALLOCHTONE ARDENNAIS](#)
 - [6.3. LE STYLE DES DEFORMATIONS DANS LE DOMAINE VARISQUE EN WALLONIE](#)
 - [6.4. LA DEFORMATION VARISQUE DANS LES BASSINS HOUILLERS](#)
 - 6.4.1. Le Borinage
 - 6.4.2. Le Bassin de Charleroi
 - 6.4.3. Le Bassin de Liège
 - [6.5. LA DEFORMATION VARISQUE DANS LES MASSIFS CALEDONIENS ARDENNAIS](#)
 - 6.6. CONCLUSIONS
 - [7. LE METAMORPHISME VARISQUE](#)
- [IV. DU PERMIEN AU QUATERNAIRE: LA WALLONIE POST-OROGENIQUE](#)
 - [1. INTRODUCTION](#)
 - [2. LE PERMIEN](#)
 - [3. LE MESOZOIQUE](#)
 - 3.1. INTRODUCTION
 - [3.2. LE TRIAS](#)
 - [3.3. LE JURASSIQUE](#)
 - [3.4. LE CRETACE](#)
 - 3.4.1. Introduction
 - 3.4.2. Le Crétacé continental
 - 3.4.3. Le Crétacé marin du Hainaut
 - 3.4.3.1. L'Albien et le Cénomani
 - 3.4.3.2. Le Turonien
 - 3.4.3.3. Le Coniacien, le Santonien et le Campanien
 - 3.4.3.4. Le Maastrichtien
 - 3.4.4. Le Crétacé marin du Pays de Herve et de la Hesbaye

- 3.4.5. La tectonique crétacée
 - [3.5. MATERIAUX EXPLOITES](#)
- [4. LE CENOZOIQUE](#)
 - 4.1. INTRODUCTION
 - [4.2. LE PALEOCENE](#)
 - 4.2.1. Le Danien (Montien *auctores*)
 - 4.2.2. Le Sélandien (ou infra-Landénien *auctores*)
 - 4.2.3. Le Thanétien (Landénien *auctores*)
 - [4.3. L'EOCENE](#)
 - 4.3.1. L'Yprésien
 - 4.3.2. Le Lutétien inférieur (Bruxellien *auctores*)
 - 4.3.3. Le Lutétien supérieur (Lédien *auctores*)
 - [4.4. L'OLIGOCENE](#)
 - 4.4.1. Le Rupélien
 - 4.4.2. Le Chattien
 - [4.5. LE MIOCENE](#)
 - [4.6. LE PLIOCENE ET LE QUATERNAIRE](#)
 - [4.7. MATERIAUX EXPLOITES](#)
- [BIBLIOGRAPHIE](#)
- [ANNEXE 1: GEOLOGIE DE LA BELGIQUE ET DES PAYS LIMITOPHES](#)
- [ANNEXE 2: GEOLOGIE DE LA WALLONIE](#)
- [ANNEXE 3: RELIEF DE LA WALLONIE](#)
- [ANNEXE 4: CARRIERES DE LA WALLONIE](#)
- [ANNEXE 5: GISEMENTS METALLIFERES DE LA WALLONIE](#)
- [ANNEXE 6: ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE LA BELGIQUE](#)
- [ANNEXE 7: CARTES PALEOGEOGRAPHIQUES GLOBALES](#)
- [EXCURSIONS DU COURS DE GEOLOGIE DE LA WALLONIE](#)

AVANT-PROPOS

Ce texte passe en revue les principales formations affleurant sur le territoire wallon. Ces notes se veulent un support au cours de géologie régionale ainsi qu'aux [excursions](#), en explicitant le cadre général (paléogéographique, stratigraphique,...) dans lequel elles s'inscrivent. Ces notes permettent aussi au cartographe débutant de s'orienter vers la bibliographie utile dans la réalisation de son travail. Il s'agit bien sûr d'une bibliographie très restreinte qui doit être complétée par des recherches ultérieures. Rappelons l'utilité des ouvrages de G. Vandeven (1993, 1994, 1995) permettant d'accéder à l'ensemble des références belges par carte géologique ou par thème. Une base de donnée fonctionnant sur ce principe existe à [l'UD Sciences de la Terre](#). Un ouvrage de synthèse récent reprenant toutes les formations de Belgique ([Bultynck & Dejonghe, 2001](#)) est également disponible à l'UD (et en ligne!). Voir également le site de la [Commission nationale de Stratigraphie](#) qui reprend toutes les modifications ultérieures de la lithostratigraphie.

Une définition de la plupart des noms de roches utilisés est proposée dans le [lexique de pétrographie sédimentaire](#).

I. Introduction

Malgré l'exiguïté du territoire wallon, l'épaisseur cumulée des formations qui y affleurent atteindrait près de 18 kilomètres. Ces formations s'étagent depuis le Cambrien (éventuellement le Précambrien supérieur) jusqu'au Quaternaire, avec seulement quelques brefs hiatus (cf. annexe 6). Plus d'un demi-milliard d'années d'archives géologiques sont donc accessibles sous nos pieds! Notre pays étant par ailleurs une terre d'ancienne culture géologique, plusieurs noms d'unités chronostratigraphiques ont été forgés sur des localités de chez nous: Frasnien, Tournaisien, Viséen, Namurien, etc. (cf. [Dejonghe, 2006](#)).

Le sous-sol wallon est principalement constitué de formations sédimentaires marines. Les sédiments continentaux y sont peu développés et les intrusions magmatiques sont relativement mineures. L'enchaînement des périodes de sédimentation et des phases de déformation a configuré le territoire wallon en un certain nombre d'unités structurales majeures (Figs I.1, 2) qui sont, du nord au sud :

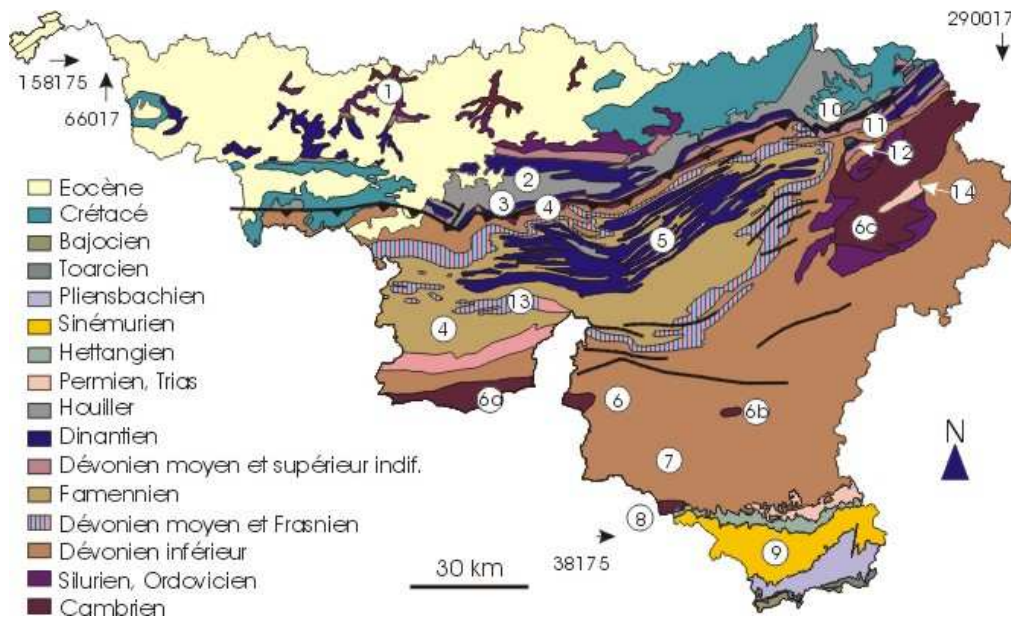


Fig. I.1: carte géologique de la Wallonie. **Explication des chiffres dans le texte.** Une [version plus grande](#) de la même carte figure à l'annexe 2. L'[annexe 1](#) permet de situer la Wallonie dans le contexte géologique de l'Europe du NW.

- le **Massif du Brabant (1)**: constitué de formations cambro-ordovico-siluriennes, il est généralement caché sous une couverture méso- et cénozoïque. Il n'apparaît à l'affleurement que dans les vallées qui entaillent sa bordure méridionale (vallées de la Senne, de la Dyle,...) Au sud, il s'enfonce sous les terrains dévono-carbonifères de l'unité suivante;

- la **couverture dévono-carbonifère du Massif du Brabant (2)**: cette structure d'allure monoclinale était auparavant considérée comme le flanc nord du "Synclinorium de Namur". Cette interprétation est abandonnée à la lumière d'un profil sismique qui montre que les deux flancs de ce "synclinorium" sont constitués d'unités tectoniques différentes (ouest de la Wallonie, France; Mansy & Lacquement, 2002; 2006). Dans le Hainaut occidental, les terrains dévoniens et carbonifères, masqués sous des formations méso- et cénozoïques, prennent une ampleur considérable. Près d'Andenne, au contraire, l'unité se réduit et expose des formations dinantiennes. Elle se développe à nouveau vers l'est dans la région de Liège, où elle est partiellement cachée sous une couverture mésozoïque (nord-ouest de Liège et Pays de Herve);

- des **lambeaux tectoniques** à couches dévono-carbonifères (3) : ces lambeaux correspondaient dans l'ancienne interprétation au flanc sud en dressants renversés du "Synclinorium de Namur". Les unités (2) et (3) se prolongent vers l'est et correspondent aux anciens "Synclinal de Liège" et "Massif de Herve" (10) ;

- la **Bande ordovico-silurienne du Condroz (4)**, en partie intégrée aux lambeaux tectoniques au nord et limitée par le Synclinorium de Dinant au sud. Elle est constituée de terrains ordoviciens et siluriens et s'étend de Châtelet (Chamborgneau) à Clermont-sur-Meuse (Engihoul) sur une largeur qui n'excède pas 2 km. Cette unité est également connue dans la littérature sous les noms de "Bande de Sambre-et-Meuse", "Bande condruzienne", "Bande silurienne du Condroz" ou encore "Bande de Dave" ;

- Le **Synclinorium de Dinant (5)** comprend deux zones synclinales séparées par un axe anticlinal courant de l'Anticlinale de Durbuy à l'Anticlinorium de Philippeville (appelé anciennement "Massif de Philippeville"). Ce dernier constitue une structure anticlinale complexe bordée par des failles de chevauchement (13). Le Synclinorium de Dinant est limité au sud par les formations du Dévonien inférieur de l'Anticlinorium de l'Ardenne. Dans le Condroz, le Synclinorium de Dinant est constitué de manière caractéristique d'une succession d'anticlinaux à noyau Famennien et de synclinaux à coeur carbonifère. Cette structure, marquée dans le paysage, se voit très bien sur la carte du relief (annexe 3, Fig. III.34). A l'est, la Nappe de la Vesdre (11) (anciennement "Massif de la Vesdre") succède au Synclinorium de Dinant.

- l'**Anticlinorium de l'Ardenne (6)** expose les formations du Dévonien inférieur discordantes sur le Paléozoïque inférieur. Les massifs cambro-ordoviciens de Rocroi (6a) et du Serpont (6b) jalonnent sa zone axiale. A l'est, il trouve sa prolongation, après un changement important de direction, dans le Massif de Stavelot (6c), lui-même constitué de deux anticlinaux majeurs plissés et fracturés, séparés par le Graben de Malmédy à remplissage permien (14).

- le **Synclinorium de Neufchâteau-Eifel**, où affleurent des formations du Dévonien inférieur (7).

- le **Massif cambrien de Givonne (8)**.

Plus au sud encore, on atteint la couverture mésozoïque à faible pendage méridional du bord nord-est du Bassin de Paris qui forme la **Lorraine belge (9)**.

Si l'on envisage cette succession de structures à une échelle plus petite encore, on peut dire que trois ensembles principaux se dégagent (Belanger et al., 2012):

- le **socle du Brabant et le Parautochtone brabançon** qui regroupent le Massif du Brabant, les couches peu déformées de sa

couverture dévono-carbonifère et leurs équivalents dans la région de Liège;

- les **Ecailles Haine-Sambre-Meuse** en dressants renversés, constituées d'une imbrication de lambeaux tectoniques;

- l'**Allochtone ardennais** qui regroupe le Synclinorium de Dinant, la Nappe de la Vesdre, l'Anticlinorium de l'Ardenne, le Synclinorium de Neufchâteau et l'Anticlinal de Givonne.

L'Allochtone ardennais est séparé des écailles Haine-Sambre-Meuse par un charriage complexe induit par l'orogénèse varisque et qui se matérialise en surface par la Faille du Midi (Hainaut) et la Faille Eifelienne (région de Liège). Entre les deux failles, la bande du Condroz est découpée par des accidents qui permettent de raccorder les tronçons est et ouest. Une ondulation de ce charriage détermine une fenêtre dans l'allochtone: la **Fenêtre de Theux** (12).

D'un point de vue tectonique, les Massifs de Stavelot, Rocroi, Serpont, Givonne et la Bande du Condroz ont subi deux cycles orogéniques: le premier, calédonien, daté de l'Ordovicien au Silurien et le second, varisque, au Carbonifère supérieur. Le Massif du Brabant a enregistré une autre phase de l'orogénèse calédonienne datée principalement du Dévonien inférieur.

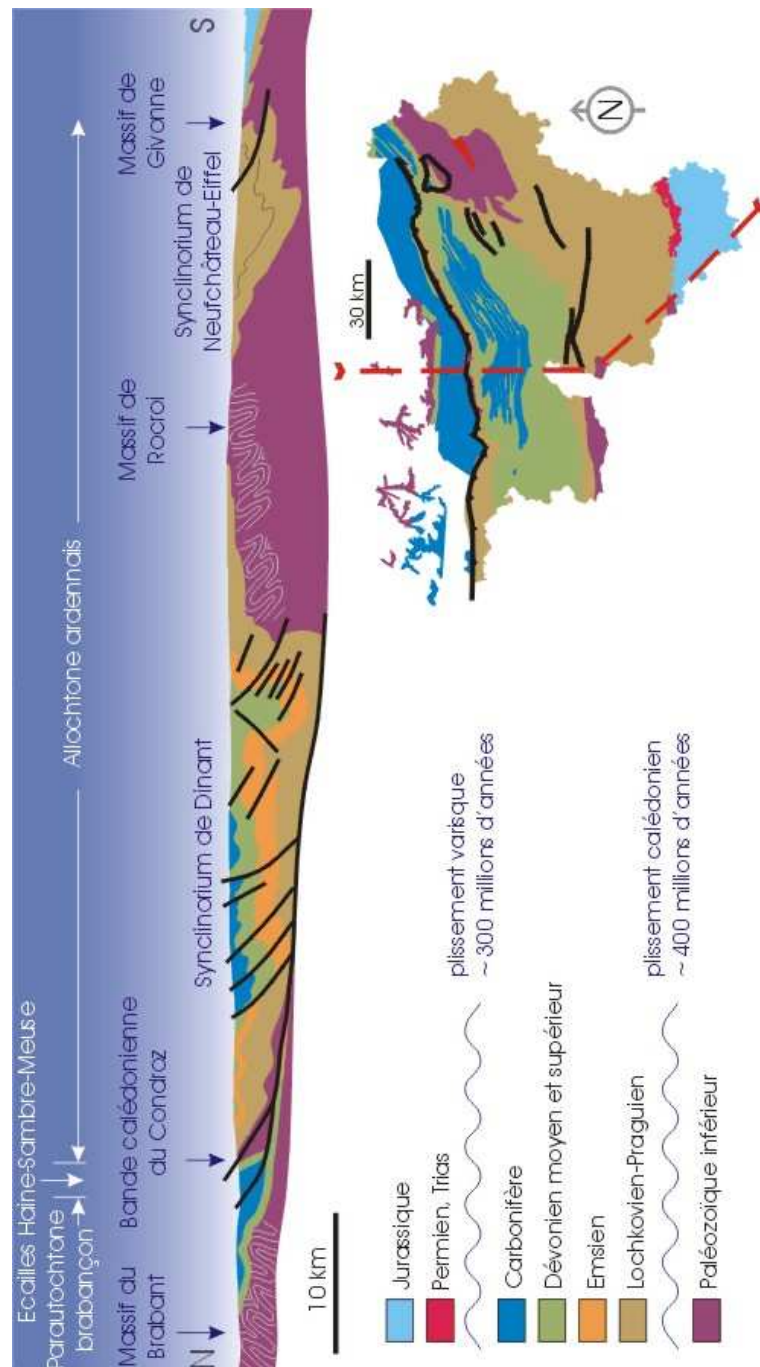


Fig. 1.2: coupe schématique de la Wallonie. L'Emsien n'est pas distingué du Lochkovien-Praguien sur la carte schématique de localisation de la coupe.

Les différentes formations qui constituent le sous-sol wallon seront passées en revue en suivant l'ordre stratigraphique. Les grandes

subdivisions correspondent aux cycles sédimentaires et tectoniques calédonien, varisque et alpin.

II. Du Cambrien au Silurien: le cycle calédonien en Wallonie

1. INTRODUCTION

Le cycle calédonien s'est déroulé principalement pendant le Paléozoïque inférieur. La répartition des terres émergées était alors très différente de la situation actuelle, la plupart des continents étant situés dans l'hémisphère sud (annexe 7). Dans les régions limitrophes (Annexe 1), on observe du Paléozoïque inférieur en Ecosse et en Scandinavie, au Pays de Galles, dans le Massif Schisteux Rhénan, le Harz, la Montagne Noire, les Pyrénées (faciès relativement profonds comme en Ardenne) et aussi en Bohème et dans le Massif Armoricain (faciès peu profonds, dont des conglomérats). Au point de vue paléontologique, les végétaux terrestres n'apparaissent qu'à la fin du Paléozoïque inférieur, tout comme les premiers vertébrés. Tous les groupes d'invertébrés par contre sont présents. Citons les plus importants d'un point de vue biostratigraphique: les trilobites, les archaeocyathes et les graptolites.

Comprendre l'origine et l'histoire des roches les plus anciennes rencontrées dans notre région, nécessite une approche multidisciplinaire combinant paléontologie stratigraphique, sédimentologie et géophysique. C'est la raison pour laquelle beaucoup de progrès ont été réalisés ces dernières années dans la connaissance des massifs anciens. Des six massifs calédoniens belges (Brabant, Bande du Condroz, Stavelot, Rocroi, Serpont et Givonne) (Fig. II.1), c'est certainement le Massif du Brabant qui a été le plus étudié.

D'après des études géochimiques, les formations du Paléozoïque inférieur se seraient déposées sur un socle cristallin d'âge supérieur à 1800 Ma, surmonté d'un matériel volcanique tholéiitique daté 900 Ma ([André, 1991](#)). Ce socle apparaît en surface dans l'Hunsrück (Allemagne: Gneiss de Wartenstein).

On reconnaît trois séquences majeures (ou mégaséquences) dans le Paléozoïque inférieur de notre région, chacune d'elles caractérisée par le passage d'un milieu peu profond (roches gréseuses) à un milieu profond (sédiments fins à [turbidites](#)). Ces séquences, liées à des changements du milieu de dépôt, sont la conséquence d'importantes modifications paléogéographiques induites par le déplacement de plaques continentales (Linnemann et al., 2012).

La première mégaséquence s'étend du Cambrien inférieur (éventuellement du Précambrien supérieur) jusqu'au Trémadocien. Elle englobe, sauf à sa base, des sédiments mis en place dans un bassin relativement profond. La fin de cette séquence enregistrerait la séparation de deux plaques continentales.

Après un hiatus important, la deuxième mégaséquence débute au Dapingien et se termine au Katien. La sédimentation commence sur une plate-forme, probablement peu profonde et se termine par des faciès profonds. Un changement de régime tectonique se manifeste au sommet de la séquence avec notamment le développement de la phase ardennaise du plissement calédonien (cf. également l'opinion de Sintubin et al., 2009 quant à la phase ardennaise).

La troisième mégaséquence débute au Katien/Hirnantien et se termine à la fin du Silurien. Dans la zone du Massif du Brabant, se développe un bassin d'avant-pays à turbidites qui a perduré jusqu'à la phase brabançonne de l'orogénèse calédonienne.

Une individualisation croissante des sédiments des différents massifs (Brabant, Rocroi, Stavelot) se manifeste au cours de ces trois séquences.

La monotonie relative de la sédimentation du Paléozoïque inférieur, avec ses [phyllades, quartzites et quartzophyllades](#) est interrompue par quelques niveaux conglomératiques et de rares intercalations carbonatées. Les divisions lithostratigraphiques sont établies sur des contrastes lithologiques parfois très ténus. La datation relative de ces sédiments repose sur la présence de fossiles tels les acritarches, les chitinozoaires, les graptolites et les trilobites. Des datations absolues sont fournies par Linnemann et al. (2012).

2. LE CAMBRIEN

Au cours du Cambrien, l'Europe est partagée en trois plaques continentales principales (Figs II.3, II.4, Annexe 7): Gondwana, Laurentia et Baltica. La partie méridionale de l'Europe forme la marge nord du Gondwana, situé en position péripolaire. Au nord, la Laurentia regroupe l'Amérique du Nord, l'Ecosse et le nord-ouest de l'Irlande. Elle est séparée du Gondwana et de la Baltica par l'Océan Iapétus (un "proto-Atlantique"). A l'est, la Baltica comprend la Scandinavie et le nord-est de l'Europe. Ses marges méridionales sont baignées par l'Océan Tornquist, bordé au sud par le Gondwana.

Durant le Cambrien, deux microplaques sont encore solidaires du Gondwana: Avalonia et Armorica. Avalonia est une petite aire continentale située vers 60° de latitude sud, formée de deux unités:

- une première unité occidentale, correspondant à une partie de la côte nord-est des USA, la Nouvelle-Ecosse, le sud de l'Irlande, le Massif anglo-brabançon et l'Ardenne qui nous concerne particulièrement;

- une deuxième unité, appelée "Far Eastern Avalonia", connue par sondages au nord de l'Allemagne et de la Pologne et au sud du Danemark. Ces deux aires ont pu être séparées pendant un certain temps par un petit bassin océanique (Verniers et al., 2002);

La deuxième microplaque, Armorica, inclut la péninsule ibérique, la Bretagne, le Massif Central, la partie méridionale du Bassin de Paris, les Vosges, la Forêt-Noire et le Massif de Bohême.

2.1. LE MASSIF DU BRABANT

Le socle brabançon n'affleure que dans les vallées entaillant les formations de couverture: la Dendre, la Senne, la Dyle et la Thyle, l'Orne, l'Orneau, la Gette et la Mehaigne. D'importants efforts ont été fournis ces dernières années pour raccorder stratigraphiquement les formations de ces différentes vallées ([Verniers et al., 2001](#)). La Fig. II.7 présente une synthèse de ces travaux.

Des sédiments terrigènes, dont l'âge s'étend du Cambrien inférieur au Silurien supérieur et même au Dévonien inférieur, se déposent dans l'aire qu'occupera le Massif du Brabant. Ils proviennent de l'érosion de la chaîne panafricaine du Gondwana au Cambrien inférieur (Von Hoegen et al., 1990) et du démantèlement d'un complexe granito-gneissique au cours de l'Ordovicien (André et al., 1986).

La sédimentation s'effectue dans un rift isolé ou un bassin en décrochement (pull-apart) (Fig. II.1, II.10; Legrand, 1968; Verniers et al., 2002). Le Massif du Brabant présente une structure grossièrement anticlinale (Fig. II.1) qui sera analysée plus en détail au chapitre tectonique. Le cœur de cette structure est occupé par les quartzites clairs, généralement massifs de la Formation de Blanmont, interprétés comme des sédiments peu profonds mis en place dans un bassin subsident (rift?), eux-mêmes suivis des grès, arkoses, greywackes localement riches en magnétite et des schistes verts de la Formation de Tubize (en tout plus de 4 km de sédiments). A l'intérieur de cette dernière formation, des turbidites, dont le matériel comporte des fragments de roches ignées, indiquent un environnement profond (Vander Auwera & André, 1985). L'âge de ces formations est Cambrien inférieur. Des traces de type *Oldhamia* ont été trouvées dans la Formation de Tubize. Au-dessus, dans les vallées de la Senne et de la Dendre, la Formation d'Oisquerq (1 à 1,5 km d'épaisseur) renferme des schistes lie-de-vin puis verts et subsidiairement quelques bancs de quartzite. Les formations de Blanmont, Tubize et Oisquerq constituent le Groupe de Halle ([Herbosch & Verniers, 2013](#)), caractérisé par des roches plutôt claires, contrastant avec les roches sombres du groupe suivant.

Dans la vallée de la Gette, apparaît ensuite la Formation de Jodoigne, constituée d'alternances de grès et schistes noirs, correspondant à des turbidites (épaisseur ~4 km). Des arguments cartographiques, structuraux, biostratigraphiques indiquent un âge cambrien moyen pour la Formation de Jodoigne ([Herbosch et al., 2008](#)) qui auparavant était considérée comme d'âge néoprotérozoïque ou cambrien inférieur (Verniers et al., 2001). Dans les vallées de la Dyle-Thyle et de la Dendre, le Cambrien supérieur est caractérisé par les schistes noirs, graphiteux, parfois finement laminaires (turbidites de faible densité) de la Formation de Mousty (1,5-3 km). Ces formations se sont mises en place dans un environnement profond, la dernière d'entre elles présentant d'ailleurs les caractéristiques d'une sédimentation hémipélagique en milieu anoxique.

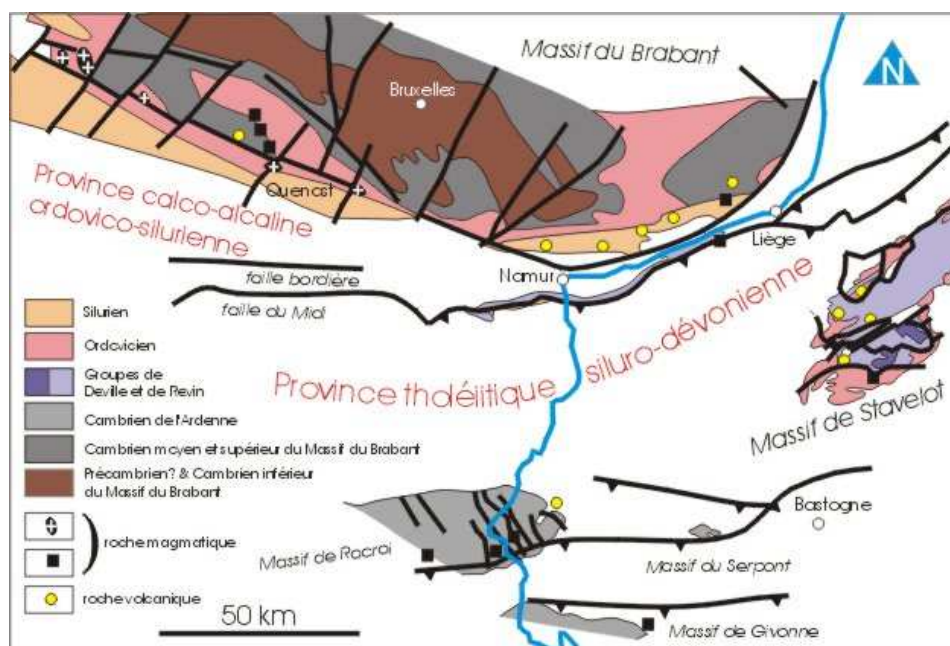


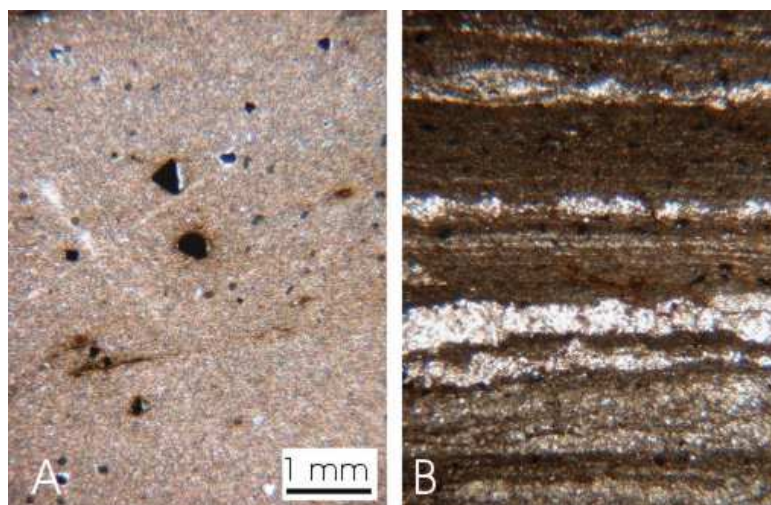
Fig. II.1: carte géologique simplifiée du Massif du Brabant (sous la couverture méso-cénozoïque) et des massifs ardennais. Modifié d'après De Vos et al., (1992).



Formation de Tubize à Rogissart (Massif du Brabant). Grès et grauwackes à pendage subvertical. Chaque banc représente une séquence turbiditique.



A: quartzites de la Formation de Blanmont; paroi en bordure de l'Orne au Val d'Alvaux à Blanmont, commune de Chastre; la stratification est verticale, les joints subhorizontaux sont des diaclases. B: schiste noir de la Formation de Mousty; carrière de Franquénies à Cérroux-Mousty. Massif du Brabant.



A: schiste à magnétite de la Formation de Tubize à Tubize. B: schiste à lamines gréseuses de la Formation de Mousty; tranchée de chemin de fer à Faux (même échelle que A). Massif du Brabant. Lames minces, lumière naturelle.

2.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS

Au Cambrien inférieur, les sédiments qui constitueront les futurs Massifs de Rocroi et de Stavelot se déposent dans un environnement de plate-forme. Au Cambrien moyen et supérieur par contre, la présence de turbidites témoigne d'un net approfondissement. Le Cambrien est représenté en Ardenne méridionale par plus de 2 km de phyllades, de quartzites et de quartzophyllades en couches concordantes sans lacune apparente. Sa limite supérieure a pu être fixée dans le Massif de Stavelot où le Trémadocien à *Dictyonema flabelliforme* fait suite en concordance au Cambrien. La limite inférieure n'a pu être identifiée. (Fig. II.2).

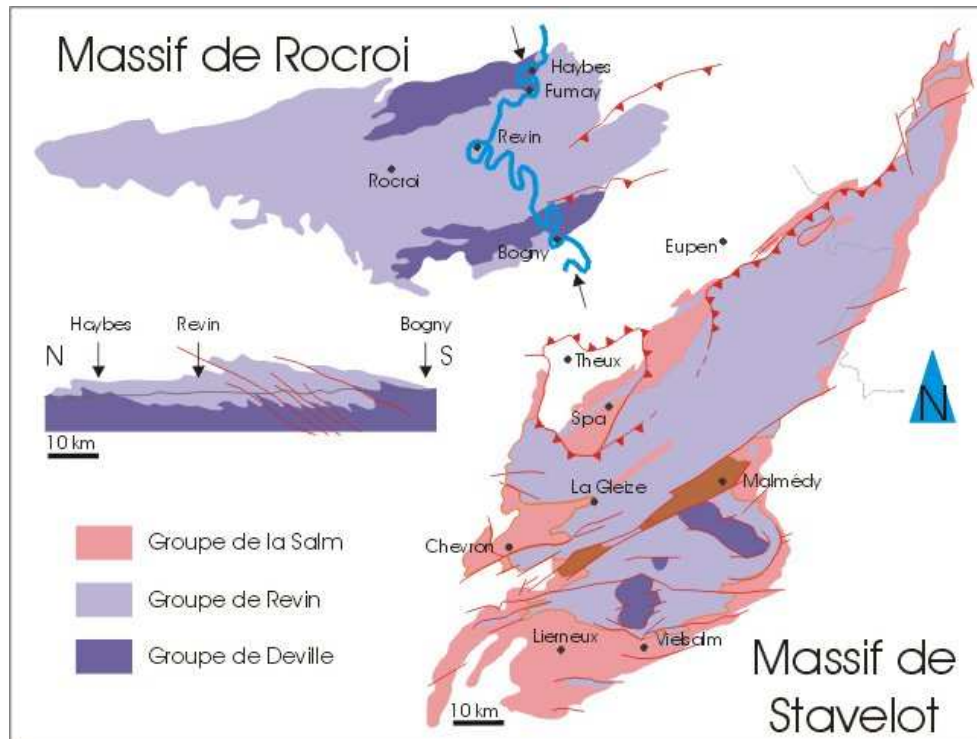


Fig. II.2: carte géologique schématisée des Massifs de Rocroi et de Stavelot. Localisation des massifs, cf. Fig. II.1.

Dans le Massif de Rocroi, si l'on excepte *Oldhamia radiata* (cf. [Herbosch & Verniers, 2011](#)), le Cambrien ne renferme aucune macrofaune susceptible de soutenir une biostratigraphie. Les subdivisions traditionnelles ont une valeur lithostratigraphique (Fig. II.7): on observe une série inférieure (probablement Cambrien inférieur) de roches claires (blanches, vertes, rouges et violettes) appartenant au Groupe de Deville ("Devollien") (200-600 m de puissance en Ardenne) et une série supérieure (Cambrien moyen et supérieur) de roches noires correspondant au Groupe de Revin ("Revinien") (2000 m d'épaisseur). Ces sédiments fins sombres comprennent des turbidites et des traces d'activité tectonique contemporaine de la sédimentation (slumps, brèches,...). Plus en détail, on distingue les formations suivantes au sein du Groupe de Deville (du plus ancien au plus récent):

- Formation de la Longue Haie
 - Membre inférieur: alternance métrique de quartzites clairs et de phyllades verts;
 - Membre de Sainte-Anne (équivalent de l'ancienne veine ardoisière "Sainte-Anne"): alternance centimétrique de quartzites et d'ardoise mauve à verte.
- Formation des Quatre Fils Aymon
 - Membre inférieur: bancs métriques de quartzites clairs (localement microconglomératiques) séparés par des joints phylladeux centimétriques; *Oldhamia radiata* y a été récolté;
 - Membre de La Renaissance (équivalent de l'ancienne veine ardoisière "Renaissance"): veine pluri-décamétrique d'ardoise claire, riche en magnétite au sud du massif.

Quant au Groupe de Revin, on y observe successivement:

- Formation du Rocher de l'Uf
 - Membre inférieur: alternance pluri-décimétrique de phyllades et de quartzites; la couleur passe progressivement du vert au gris foncé;
 - Membre des Peureux (équivalent de l'ancienne veine ardoisière "des Peureux"): veine pluri-métrique d'ardoise gris foncé à noire.
- Formation de la Roche à Sept Heures
 - Membre inférieur: alternance métrique de quartzites gris, localement microconglomératiques et de phyllades noirs; la proportion de phyllade augmente vers le sommet de l'unité; on observe de nombreux [slumps](#) et structures "[convolutées](#)";
 - Membre de La Folie (équivalent de l'ancienne veine ardoisière de "La Folie"): veine pluri-décamétrique d'ardoise noire contenant quelques bancs décimétriques de quartzites.
- Formation d'Anchamps
 - Membre inférieur: phyllades foncés;

- Membre de la Crapaude-Pierre: quartzites noirs pyriteux;
- Membre supérieur: alternance décimétrique à métrique de quartzites et de phyllades noirs; nombreux slumps et structures convolutées.
- Formation de la Petite-Commune: alternance de gros bancs de quartzites noirs pyriteux et de phyllades assez grossiers.



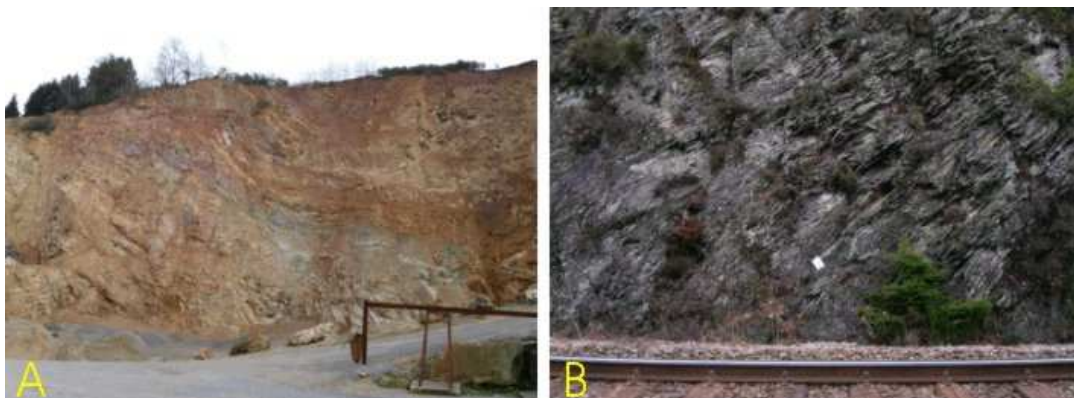
Cambrien du Massif de Rocroi. A: quartzites de la Formation des Quatre Fils Aymon au rocher éponyme. B: alternance de niveaux métriques de quartzites (à droite) et de phyllades (à gauche) dans la Formation de la Longue Haie, Fumay. C: phyllades ardoisiers de la veine Sainte-Anne, Fumay. D: plis fortement déversés (slumps?) dans les quartzites et phyllades noirs de la Formation d'Anchamps, Saint-Nicolas.

Dans le Massif de Stavelot, la même division en deux groupes peut être adoptée. A la base, le Groupe de Deville comprend des quartzites et des schistes clairs soulignant la transition entre une plate-forme proximale et une plate-forme plus profonde:

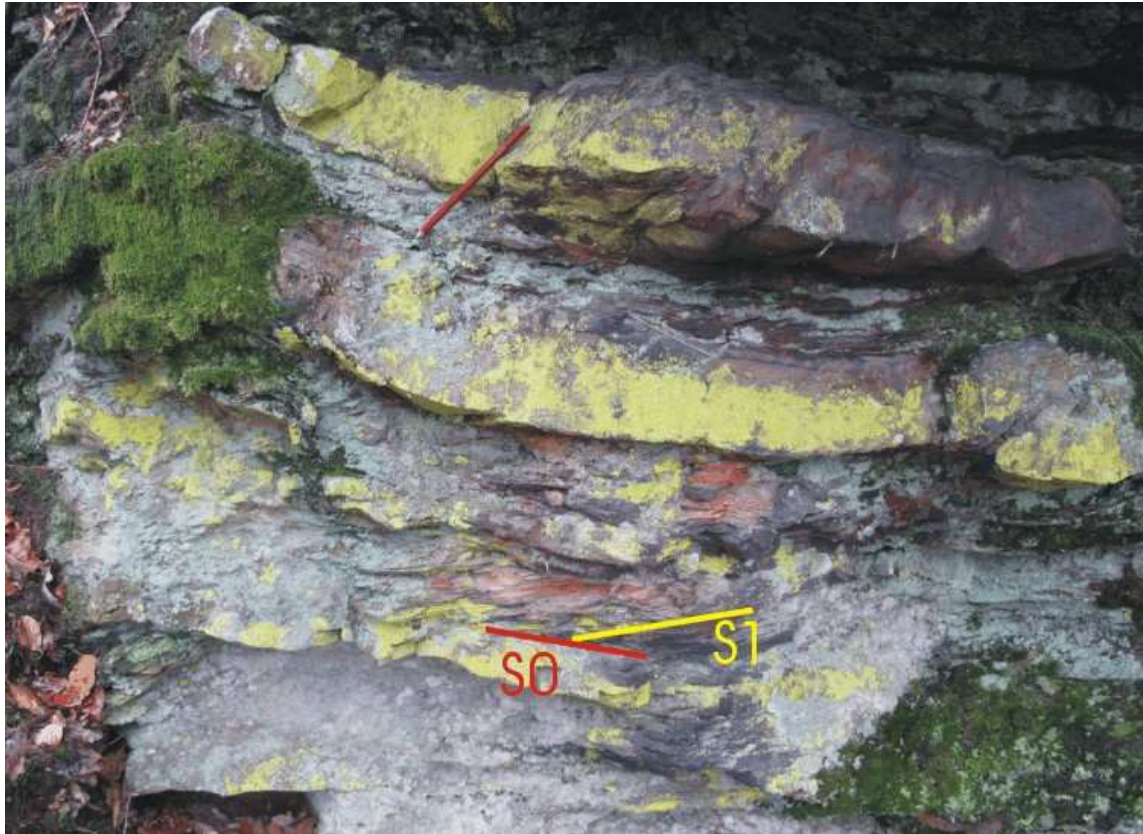
- Formation de Hour: bancs métriques à plurimétriques de quartzites clairs;
- Formation de Bellevaux: alternance de quartzites clairs et de phyllades ou schistes verdâtres à bordeaux.

Au-dessus, le Groupe de Revin est dominé par une sédimentation à caractère turbiditique. Au sommet du Groupe de Revin, on remarque une unité de schistes noirs relativement riche en uranium et en pyrrhotite, la Formation de La Gleize, qui n'est pas sans rappeler la Formation de Mousty du Massif de Brabant:

- Formation de Wanne: alternance de phyllades et quartzophyllades sombres;
- Formation de La Venne: alternance de quartzites (localement microconglomératiques) et de phyllades noirs;
- Formation de La Gleize: quartzophyllades et phyllades noirs.



A: Groupe de Deville (Quartzites de Hour) à Hour. B: Groupe de Revin (voie Vielsalm-Grand-Halleux). Massif de Stavelot.



Alternance de schistes et de quartzites (turbidites) dans la Formation de La Venne (Groupe de Revin), Nonceveux. Remarquer l'angle entre la stratification S_0 et la schistosité S_1 .

Dans les petits Massifs du Serpont et de Givonne, les Formations du Serpont, Warinsart, La Chapelle, Illy, Sautou, Pouru-au-Bois (Fig. II.7), appartiennent à la partie supérieure du Groupe de Revin (on consultera [Vanguestaine & Léonard, 2005](#) pour une stratigraphie plus détaillée du Massif de Givonne).

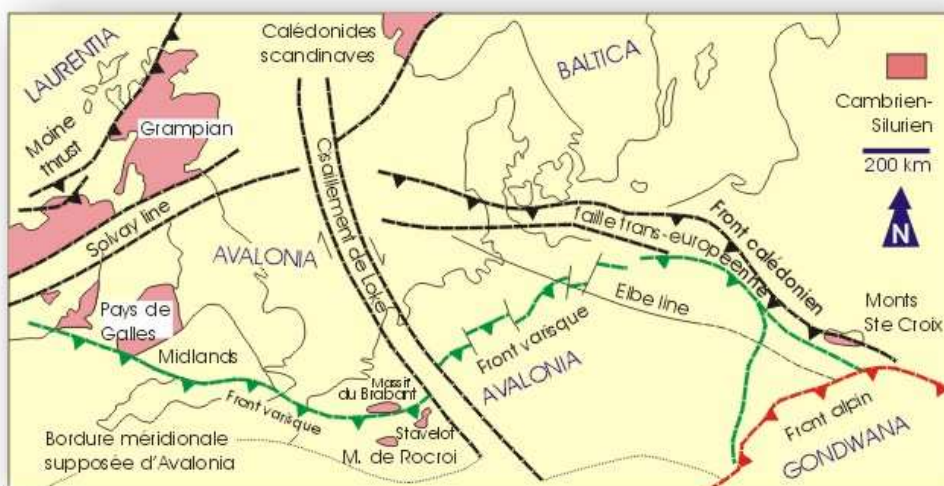


Fig. II.3: situation actuelle des plaques continentales impliquées dans l'orogénèse calédonienne. Modifié d'après Soper et al. (1992).

2.3. MATERIAUX EXPLOITES

Les seules exploitations actives ouvertes dans les terrains cambriens sont localisées dans le Massif de Stavelot, où elles entament les Formations de Hour (Grand-Halleux) et de Bellevaux (Lasnenville) dont les quartzites sont utilisés comme granulats (Poty & Chevalier, 2004). D'anciennes carrières ont exploité la Formation de Blanmont dans le Brabant, le Groupe de Deville et certains niveaux gréseux des autres unités dans les massifs ardennais.

3. L'ORDOVICIEN

Au début de l'Ordovicien, l'Europe est toujours partagée entre Gondwana, Laurentia et Baltica (Figs. II.3, II.4). L'Océan Iapétus commence à se refermer suite au rapprochement des plaques Baltica et Laurentia. Une zone de subduction se crée au large de ce dernier continent. Au cours du Trémadocien-Dapingien, l'ouverture de l'Océan Rhéique est responsable de la migration d'Avalonia vers le nord en direction de Baltica (Fig. II.5). Pendant cette période, la marge NE d'Avalonia devient active et enregistre la subduction de la croûte océanique de l'Océan Tornquist. Sa fermeture définitive interviendra au cours de l'Hirnantien; la suture de cet océan correspond à la faille trans-européenne (Fig. II.3). Au cours du Sandbien-Katien, la collision continentale oblique ("soft docking") entre Avalonia et Baltica serait responsable de la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne (ou au moins d'un arrêt de sédimentation et un basculement dans les massifs de Haute-Ardenne: Sintubin et al., 2009). A la fin de l'Ordovicien, à son tour, Armorica se sépare de Gondwana et migre en direction du nord.

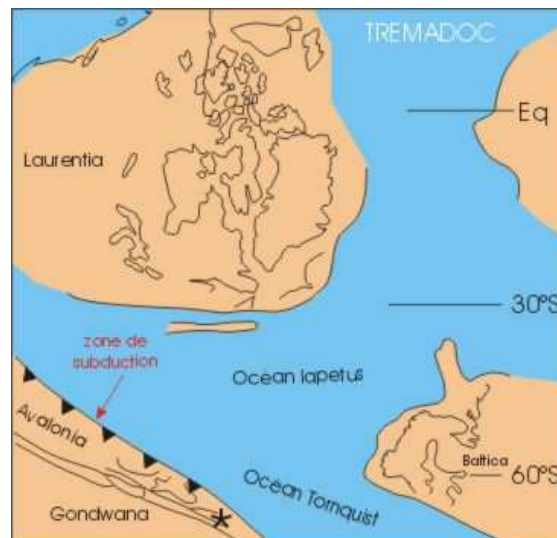


Fig. II.4: paléogéographie de l'Europe au Trémadocien (* = Belgique). Modifié d'après Mc Kerrow et al. (1991). Voir aussi les [cartes paléogéographiques globales](#) en annexe 7.

3.1. LE MASSIF DU BRABANT

En Wallonie, l'Ordovicien n'est connu dans sa totalité que dans le Massif du Brabant où son épaisseur est proche de 1,5 km. Au début du Trémadocien, se déposent des siltites grisâtres à lamination ondulante avec quelques niveaux minces de grès clairs (Formation de Chevripont ~200 m): il s'agit de turbidites de faible densité. Des graptolites (*Rhabdinopora*) ont été observés. A Marcq, des ignimbrites ont été traversées en sondage au sein de cette formation. Une longue interruption de la sédimentation (hiatus Trémadocien inférieur-Darriwilien inférieur) clôture ensuite la première mégaséquence, conséquence probable de la séparation Avalonia-Gondwana. Les formations cambriennes de Jodoigne et de Mousty forment avec la formation ordovicienne de Chevripont le Groupe d'Ottignies ([Herbosch & Verniers, 2013](#)).

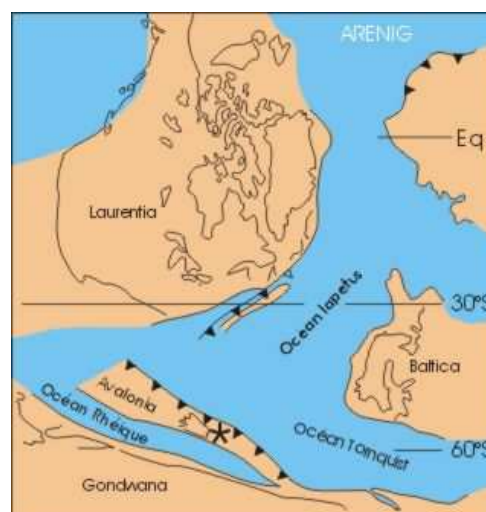
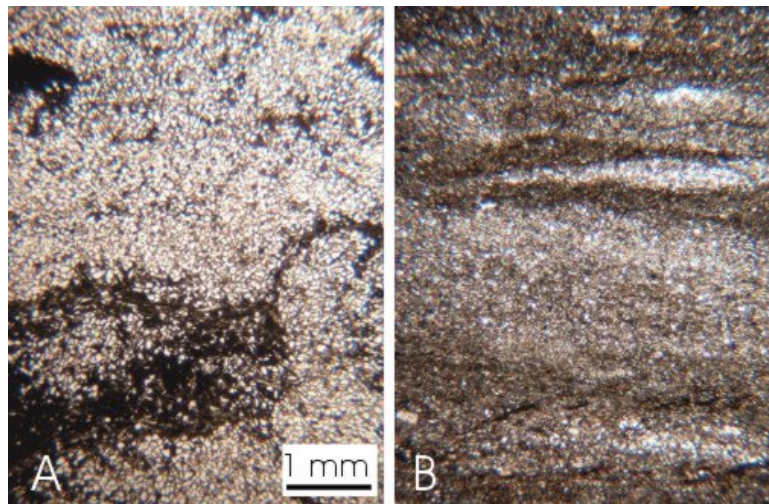


Fig. II.5 paléogéographie de l'Europe au Floien-Dapingien (* = Belgique). Modifié d'après Mc Kerrow et al. (1991).

La deuxième mégaséquence débute au Darriwilien. La sédimentation reprend dans le Brabant avec des faciès de plate-forme peu profonde, comprenant des siltites bioturbées (Formation de l'Abbaye de Villers ~150 m), des grès argileux bioturbés (Formation de Tribotte ~200 m) puis des faciès plus profonds avec des siltites argileuses sombres (Formation de Rigenée ~200m).



A: grès argileux bioturbé de la Formation de Tribotte à Villers-la-Ville. B: schiste silteux de la Formation de Rigenée, Villers-la-Ville (même échelle que A). Massif du Brabant. Lames minces, lumière naturelle.

Une sédimentation à nouveau turbiditique se développe ensuite au Sandbien-Katien avec les Formations d'Ittre, de Bornival et du Cimetière de Grand-Manil. Ensuite, la Formation de Huet comprend quelques niveaux carbonatés (tempestites ou turbidites >60 m). Elle est surmontée par des shales à graptolites, anoxiques (Formation de Fauquez ~60 m) et par des shales verdâtres et des roches argilo-carbonatées plus ou moins riches en faune, incluant de nombreuses manifestations volcaniques et volcano-sédimentaires (Formation de Madot, 100-220 m). La Formation de Madot marque, sans hiatus, le début de la 3e mégaséquence, témoignant d'un changement du milieu de sédimentation avec un retour à un environnement de plate-forme peu profonde.



Formation d'Ittre, à Ronquière, dans le Massif du Brabant. Il s'agit de shales et de siltites en séquences décimétriques (turbidites).

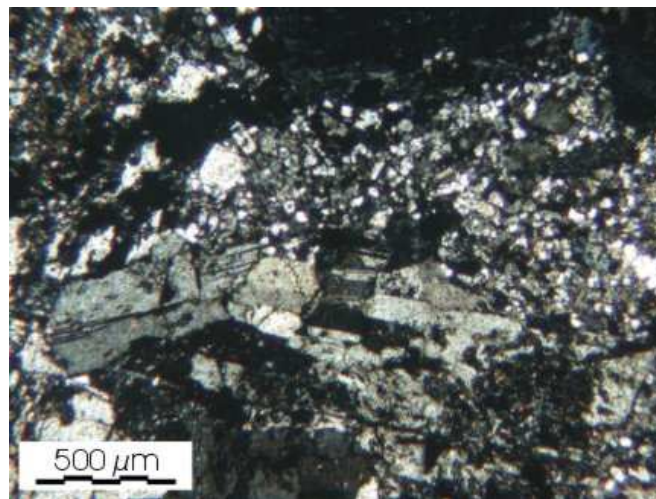
Le magmatisme enregistré de la fin de l'Ordovicien au début du Silurien a été interprété comme la conséquence du développement d'un arc volcanique par la plupart des auteurs (André, 1991; Verniers et al., 2002). Récemment, il a été réinterprété comme un magmatisme intracontinental (K-calcocalin), lié à la collision Avalonia-Baltica (Linnemann et al., 2012), réactivant à distance une discontinuité lithosphérique entre les microcratons précambriens Midlands et Lüneburg-Mer du Nord (Fig. II.9). Ce volcanisme explosif produit d'épaisses séries de laves et de tufs. En Wallonie, ses deux centres d'émission principaux se situent au sud de Bruxelles (Lessines et Quenast) et au nord de la Meuse liégeoise près de l'aéroport de Bierset (Voroux-Goreux). A Quenast, l'intrusion verticale sub-circulaire d'un diamètre de 2 km, est constituée d'une diorite quartzifère à hornblende. De même composition, le sill de Lessines, épais de 800 m, pourrait se prolonger sur une dizaine de kilomètres vers le sud. Leur âge est respectivement de 433 et 419 Ma (André & Deutsch, 1984). Ce volcanisme se prolonge au Llandoveryen (base du Silurien) à l'est du Brabant (Pitet, vallée de la Meuse) et au Wenlockien dans la Bande du Condroz. Il se termine lorsque le contexte compressif devient défavorable à un magmatisme intraplaque, selon l'hypothèse de Linnemann (2012).

Une question non encore élucidée à ce jour est la relation entre ces roches intrusives et les différentes anomalies de Bouguer, mises en évidence par la géophysique entre le sud de la province de Flandre orientale et Wavre dans le Brabant wallon (Mansy et al., 1999). Dans un premier temps, Mansy et al. (1999) ont lié les intrusions à la présence d'un gigantesque batholite granitique de forme arquée, éventuellement démembré par quelques cisaillements. Ces roches seraient enfouies sous 2 à 5 km de sédiments à l'ouest et à une profondeur supérieure à 5 km entre Halle et Wavre. Plus récemment, Sintubin & Everaerts (2002) estiment que cette anomalie

de gravité serait due à la présence d'un bloc crustal précambrien de nature granitique. Leur argumentation repose sur une incompatibilité génétique entre les roches intrusives connues à Quenast et Lessines et un magma parent de nature granitique. Quoi qu'il en soit, l'influence de cette structure sur la déformation du secteur ouest du Massif brabançon reste déterminante et sera explicitée plus loin.



Carrière de "porphyre" de Quenast, Massif du Brabant.



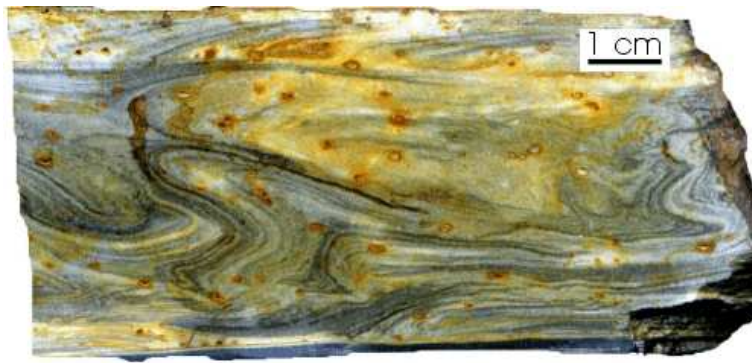
Microdiorite quartzifère ("Porphyre de Quenast"), Massif du Brabant. On remarque des phénocristaux de feldspath, partiellement remplacés par de la chlorite dans une pâte microcristalline (lame mince, nicols croisés).

3.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS

Les sédiments de l'Ordovicien du Massif de Stavelot forment le Groupe de la Salm (ancien "Salmien", de plus de 1 km de puissance). L'unité inférieure de ce groupe ou Formation de Jalhay (Fig. II.7) montre, sur 750 m de puissance, le passage de faciès profonds représentés par des turbidites (Membre de Solwaster) et des turbidites de faible densité (Membre de Spa) à des siltites et des grès interprétés comme des barres sableuses (Membre de Lierneux) sur une plate-forme peu profonde (Lamens, 1985). Une interprétation alternative de ces faciès gréseux pourrait faire intervenir des chenaux de turbidites. Ce premier ensemble, daté du Tremadocien supérieur, clôturant la première mégaséquence, est de teinte verte ou grise.

Au-dessus, la Formation d'Otré, présumée Floien-Dapingien (mise en place en milieu oxydant ne conservant pas la matière organique, donc dépourvue de microfossiles), expose des roches rouges à violacées parmi lesquelles, les phyllades à coticule (Goemaere & Declercq, 2012). Les niveaux de coticule, jadis activement recherchés comme pierre à aiguiser, sont riches en grenat spessartine: ils sont attribués suivant les auteurs au métamorphisme, soit de turbidites carbonatées (Lamens, 1986), soit de cendres volcaniques (Kramm, 1976). La présence de fer et de manganèse, responsable des colorations vives observées dans la Formation d'Otré, est liée à des exhalaisons volcaniques.

Enfin, la Formation de Bihain, datée du Darriwillien, est à nouveau caractérisée par des roches vertes et noires à faciès turbiditique.

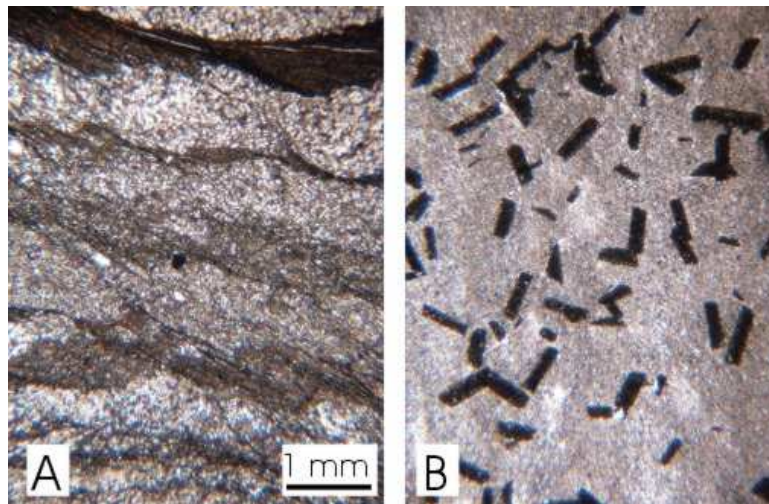


Turbidite gréseuse à structure convolutive, résultant de l'échappement d'eau après le dépôt ("terme C" de la séquence de Bouma). Formation de Jalhay, Petit-Thiers, Massif de Stavelot.

Dans le Massif de Rocroi, la Formation des Vieux-Moulins de Thilay (phyllades et quartzophyllades noirs), également à caractère turbiditique, serait contemporaine de la Formation de Bihain. L'épaisseur de cette deuxième séquence est estimée à 330 mètres. Dans les petits Massifs de Givonne et du Serpont, l'Ordovicien est représenté par des schistes foncés, localement gréseux, qui précèdent une interruption définitive de la sédimentation dès le Trémadocien. Sur base des caractères sédimentaires, il est probable que les bassins ardennais et du Brabant étaient nettement distincts à l'époque.



A: détail d'un niveau de coticule (beige) au sein des phyllades mauves de la Formation d'Otré. B: surface d'un banc de coticule intensément plissé (slump). Carrière du Tiers del Preu, Massif de Stavelot.



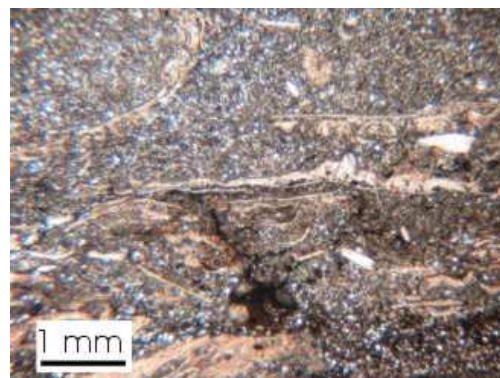
A: quartzophyllade de la Formation de Jalhay à Pont-de-Villette; remarquer la schistosité (oblique par rapport à la stratification) dans les niveaux de phyllade. B: phyllade à chloritoïdes de la Formation d'Otré, Lierneux, (même échelle que A). Massif de Stavelot. Lames minces, lumière naturelle.

3.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDROZ

La partie supérieure de la première mégaséquence a été recoupée par le sondage de Wépion sous forme de turbidites distales, apparentées à la Formation de Chevripont (cf. Massif du Brabant). Un arrêt de sédimentation couvrant une partie du Tremadocien jusqu'au Darriwillien y sépare aussi les deux premières mégaséquences.

Pendant la deuxième mégaséquence, la Bande du Condroz est le siège d'une sédimentation pélique de plate-forme représentée par une centaine de mètres de schistes sableux foncés (Formations de Sart-Bernard et de Huy, datées du Darriwillien). Après un hiatus d'environ 6 millions d'années (un écho possible des "événements" ardennais, en cours plus au sud), l'accumulation reprend avec le dépôt de sédiments silto-argileux provenant peut-être du démantèlement des reliefs ardennais ("Flysch" d'Ombret, Formations de Vitruval-Bruyère et d'Oxhe). Ces formations sont relativement comparables à la Formation d'Ittre dans le Massif du Brabant.

Après un nouvel hiatus sédimentaire entre le Katien et la base de l'Hirnantien, les calcaires argileux et silteux bioturbés de la Formation de Fosses, riches en faune (brachiopodes, bryozoaires,...) témoignent d'un environnement sédimentaire de rampe externe, proche de la zone d'action des vagues de tempête.



Calcaire argilo-silteux de la Formation de Fosses, près de Sart-Eustache, Bande du Condroz; remarquer les nombreux brachiopodes. lame mince, lumière naturelle.

3.4. LA TECTONIQUE

L'interprétation classique place la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne dès le Sandbien. Cette déformation provoquerait la surrection des massifs calédoniens ardennais. Dans le Massif de Rocroi, ce plissement se manifesterait par des plis ouverts, droits, dépourvus de schistosité (Delvaux de Fenffe & Laduron, 1991; Belanger, 1998). Ces plis affectent localement des slumps, rendant souvent délicate l'interprétation des structures (Meilliez & Lacquement, 2006). Dans le Massif de Stavelot, la tectonique calédonienne se caractériserait par des plis, localement isoclinaux, déversés vers le nord.

Au nord, cette phase tectonique calédonienne (?) se répercuterait par un hiatus sédimentaire décelé dans la Bande du Condroz.

D'un point de vue chronologique, ces événements se placent entre le Darriwillien (interruption de la sédimentation) et le Dévonien (âge des premiers sédiments répandus sur les contreforts de ces massifs par les transgressions originaires du Sud, voir chapitre suivant), soit sur une cinquantaine de millions d'années.

En terme de tectonique des plaques, rappelons que cette phase de plissement serait issue d'une première étape de collision ("soft docking") entre Baltica et Avalonia à la fin de l'Ordovicien. Si l'on accepte cette proposition, les massifs calédoniens ardennais avaient probablement une position plus orientale par rapport au Massif-anglo-brabançon qu'à l'heure actuelle, et de ce fait ils se seraient structurés en premier lieu (Verniers et al., 2002).

3.5. MATERIAUX EXPLOITES

Seules les Formations de Jalhay et d'Otré sont encore exploitées dans le Massif de Stavelot. On utilise les niveaux quartzitiques de la Formation de Jalhay comme moellons ou dalles (Chevron, Bévercé). Les phyllades rouges de la Formation d'Otré sont employés comme pierre ornementale et les coticules pour fabriquer des objets décoratifs et des pierres à aiguiser (Bihain, Grand-Sart) (Poty & Chevalier, 2004).

Dans le Massif de Brabant, les roches magmatiques ("porphyre") sont activement exploitées comme granulats (Quenast, Lessines, Bierghes).

4. LE SILURIEN

4.1. LE MASSIF DU BRABANT

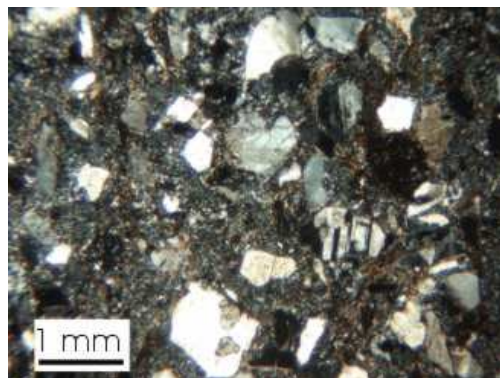
Le Silurien couvre la bordure méridionale du Massif du Brabant. Son épaisseur actuelle, estimée à 3,5 km et ses faciès turbiditiques, indiquent un domaine en forte subsidence dans un environnement de mer profonde (Verniers & Van Grootel, 1991; Verniers et al., 2002). Avant l'érosion post-orogénique, l'épaisseur totale de la colonne sédimentaire a pu atteindre 7 à 8 km, compte tenu du degré d'évolution des sédiments (mesure de cristallinité de l'illite, cf. métamorphisme).

On y reconnaît la suite de la troisième mégaséquence avec les Formations de Brûtia (schistes foncés à fucoides, puis coulée ignimbritique de l'Eurite de Grand-Manil ou de Nivelles), Bois Grand-Père (schiste et siltite gris, minces bancs de grès), Fallais (siltites et schistes chloriteux verdâtres, turbidites), Corroy (turbidites plus grossières: grès et schistes gris), Petit-Roeulx, Steenkerke (schistes foncés), Froidefontaine (schistes à intercalations gréseuses), Vissoul et Fumal (schistes à intercalations gréseuses: turbidites distales), Vichenet (schistes et siltites gréseuses localement carbonatées: turbidites) et Ronquières (turbidites de type Bouma).

L'apport sédimentaire aurait un caractère centripète par rapport à la zone centrale du massif. Donc, dans les zones externes sud du Massif du Brabant, les sédiments auraient une origine méridionale, comme l'indique l'allure des turbidites (Verniers & Van Grootel, 1991). Il en est de même dans la Bande du Condroz. Le remaniement des faunes atteste que la zone centrale du massif n'a pas été submergée avant le Ludlowien et que son démantèlement par érosion débute dès le Lochkovien (Dévonien inférieur).

A l'ouest du massif, la sédimentation conserve des caractères de plate-forme peu profonde de Renaix à Veurne.

Du Llandovérien au Wenlockien, l'activité volcanique brabançonne se poursuit par l'émission d'ignimbrites interstratifiées dans la série sédimentaire (Nivelles, Grand-Manil) et se termine avec des tufs et des brèches de composition rhyolitique.



Tuf volcano-sédimentaire de Pittet, sommet de la Formation de Fallais, Butte St-Sauveur, Silurien du Massif du Brabant (lame mince, nicols croisés).

Dans la région de Visé, un important édifice volcanique silurien est connu par sondage. La mer ne l'a submergé qu'au Dévonien moyen, ce dont témoigne un conglomérat supposé Givétien. Cet édifice est constitué d'une masse métarhyolitique vitreuse à structure fluidale et de coulées de méta-obsidiennes (Duchesne et al., 2005).

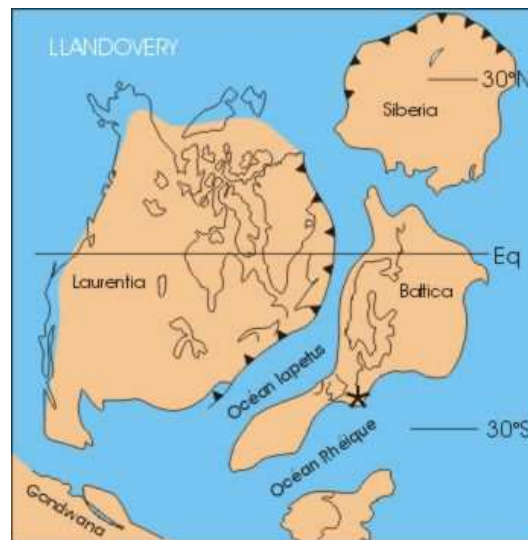


Fig. II.6: paléogéographie de l'Europe au Llandoveryen (* = Belgique). Modifié, d'après Mc Kerrow et al. (1991).

4.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS

Au Silurien, les massifs ardennais sont en phase de plissement et n'enregistrent aucune sédimentation, excepté dans le Massif de Stavelot où le Grès de Petites Tailles aurait un âge pré-dévonien, peut-être Silurien supérieur (Pridolien).

4.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDROZ

Après un hiatus couvrant la base du Llandoveryen, peut-être en relation avec le plissement ardennais, on retrouve la troisième mégaséquence qui renferme surtout des schistes à intercalations gréseuses (environ 1500 m) indicatifs d'un milieu de sédimentation de plate-forme profonde. La Formation de Génicot, principalement formée de siltite et de schistes micacés est intéressante par les deux niveaux conglomératiques qu'elle renferme (Poudingue de Cocriamont). Ceux-ci résulteraient d'une baisse importante du niveau de la mer ([Hance et al., 1991](#); [Herbosch, Verniers et al., 2002](#); Vanmeirhaeghe & Verniers, 2004). On reconnaît ensuite successivement les Formations de Dave (schiste foncé, localement laves, tufs), Naninne (schistes laminaires carbonatés), Joncquoi (schiste vert), Thimensart (schiste, siltite, grès fin à graptolites) et Colibeu (schiste) (Fig. II.7).



A: schistes foncés à niveaux gréseux (turbidites) de la Formation d'Ombret. B: schistes de la Formation de Dave. Hermalle-sous-Huy. Bande du Condroz.

Initialement, ces formations devaient se localiser plusieurs dizaines de kilomètres plus au sud que leur position actuelle par rapport au Massif du Brabant (puisqu'ils seront transportés ultérieurement par la Faille du Midi). Cependant, elles se rapprochent davantage des faciès brabançons que de ceux des massifs ardennais qui étaient beaucoup plus éloignés vers le sud-est.

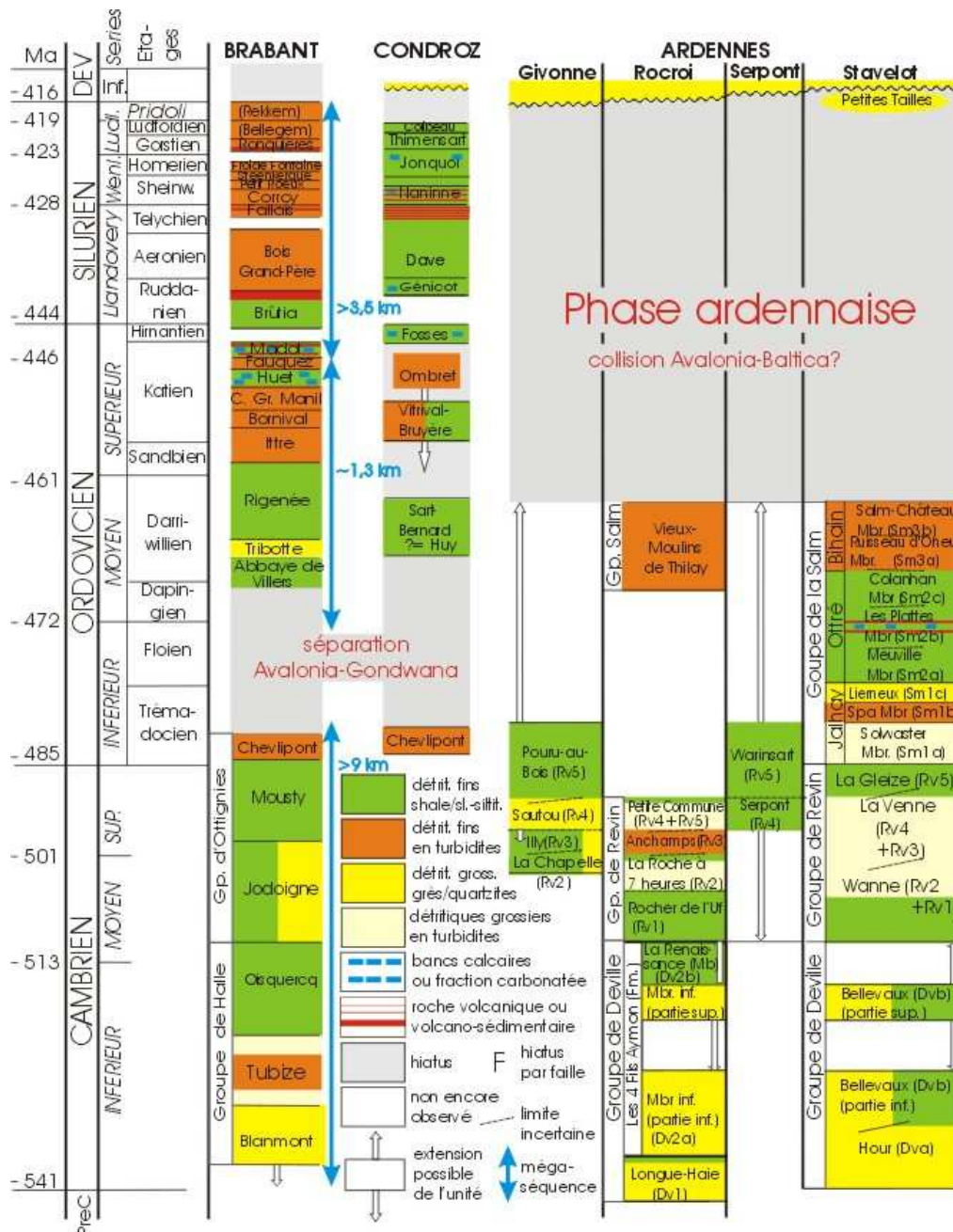


Fig. II.7: position stratigraphique par région des unités lithologiques du Paléozoïque inférieur de Belgique (d'après Verniers et al., 2001, Linnemann et al., 2012, Herbosch & Verniers, 2013, modifié).

4.4. LA TECTONIQUE

Le paroxysme de l'orogénèse calédonienne correspond au soulèvement d'une importante chaîne de montagnes qui s'étend sur des domaines à l'époque contigus: nord-est des Etats-Unis et du Canada, Groenland, Irlande, Ecosse, Pays de Galles et Norvège. Si l'on regarde la disposition de cette chaîne calédonienne par rapport à la chaîne varisque qui se formera à la fin du Paléozoïque supérieur (Fig. II.8), on notera que les deux chaînes sont distinctes au niveau de la Scandinavie, de l'Ecosse et du Groenland mais commencent à se recouper au niveau du sud de l'Angleterre et de l'Ardenne, pour se confondre ensuite au Canada et aux Etats-Unis.

En termes de tectonique des plaques, nous avons vu que cette orogénèse est la conséquence d'une première collision entre Avalonia et Baltica à la fin de l'Ordovicien, puis d'Avalonia et de Laurentia au Dévonien inférieur (phase brabançonne), conduisant à la fermeture définitive de l'Océan Iapétus (Fig. II.6). Cette suture est matérialisée par la "Solway line" (Fig. II.3).

D'autre part, depuis la fin du Silurien, le cisaillement de Loke (Fig. II.3) fonctionne selon un mouvement dextre et exercera une influence profonde sur la paléogéographie dévonienne. A l'ouest de cette zone, la déformation calédonienne s'est prolongée jusqu'au Dévonien inférieur, alors qu'à l'est, le plissement a cessé au Silurien terminal. (Il faut noter que le graben du Rhin inférieur se superposera à cette structure à partir du Miocène).

Plus au sud, le comportement d'Armorica n'est pas encore totalement compris. Armorica est une autre plaque (ou plus exactement un assemblage de microplaques; Matte, 2001), issue du Gondwana, comprise entre la suture de l'Océan Rhéique au nord et celle de

Galice-Sud Bretagne. Ces sutures ne seront effectives que lors de l'orogénèse varisque. Pour Tait et al. (1997), ce petit bloc continental entre en collision avec Avalonia à la fin du Silurien, provoquant la fermeture momentanée de l'océan Rhéique. Pour d'autres (Oncken et al., 2000, Verniers et al., 2002), la zone rhéno-hercynienne enregistre le développement d'un rift continental de la fin du Silurien jusqu'à l'Emsien, suivi à partir de cette période de la création d'un océan plus au sud. La collision entre les deux masses continentales précitées, par subduction progressive de l'océan Rhéique s'est produite au Carbonifère supérieur. La suture entre ces blocs est en grande partie masquée par les sédiments méso-cénozoïques du Bassin parisien.

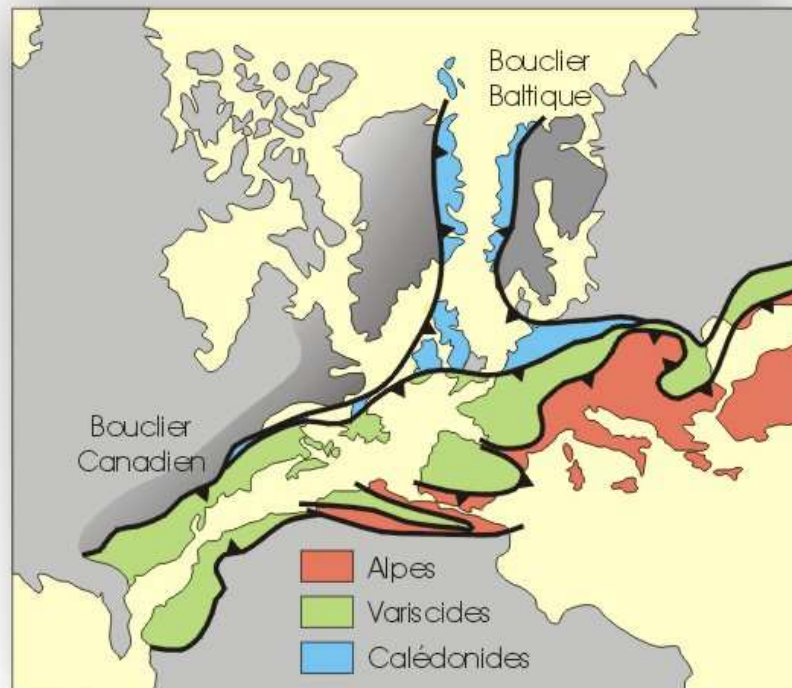


Fig. II.8: relations géométriques des trois derniers orogènes ayant affecté l'Europe.

4.4.1. Le Massif du Brabant

A l'échelle régionale, le modèle simple du Massif du Brabant formé d'un anticlinal à cœur cambrien (Fig. II.1, De Vos et al., 1993) doit être actualisé, suite à des travaux récents où interviennent la modélisation de la déformation et l'analyse de signaux géophysiques.

Sur base du contraste des styles tectoniques, il apparaît que le cœur cambrien du Massif du Brabant est découplé de sa bordure ordovico-silurienne (Sintubin & Everaerts, 2002). La partie centrale du Massif du Brabant constituerait une écaille expulsée ("pop-up" dans la terminologie anglo-saxonne) (Fig. II.9) où les couches sont très redressées, la schistosité subverticale et où apparaissent surtout des plis à fort ennoyage (Sintubin et al., 2002, [Debacker, Dewaele et al., 2005](#)). Ce domaine central serait limité par deux linéaments: au nord, le linéament de Tienen et au sud-ouest, le linéament d'Asquempont (Fig. II.10). La bordure méridionale ordovico-silurienne du massif montre pour sa part des plis à ennoyage nettement plus faible et une schistosité à pendage nord.



Plis à fort plongement (flèche rouge) dans la Formation de Jodoigne, Grand Moulin de Jodoigne, Massif du Brabant.

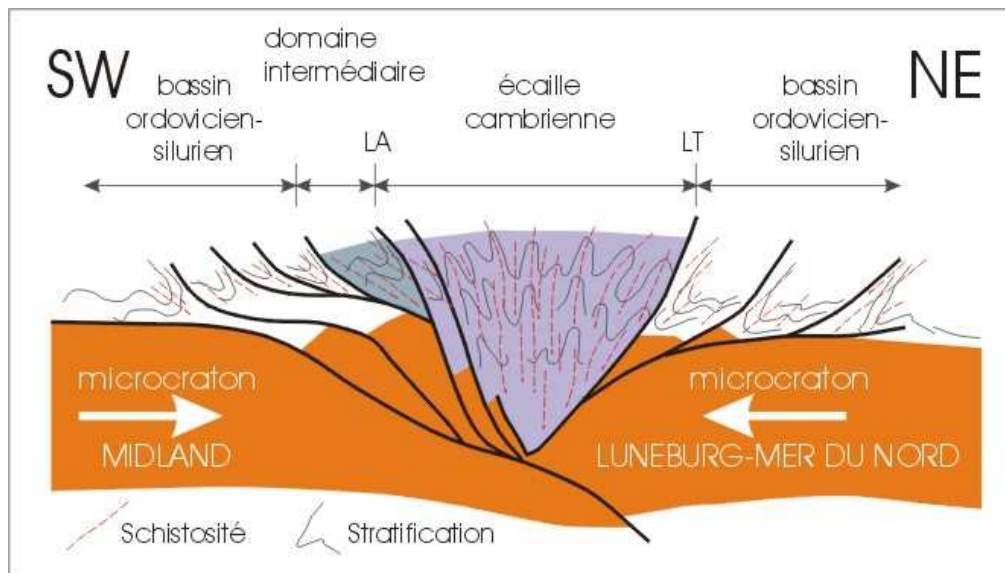


Fig. II.9: modèle tectonique du Massif du Brabant, d'après Sintubin & Everearts (2002), modifié. LA= Linéament d'Asquempont; LT= Linéament de Tienen.

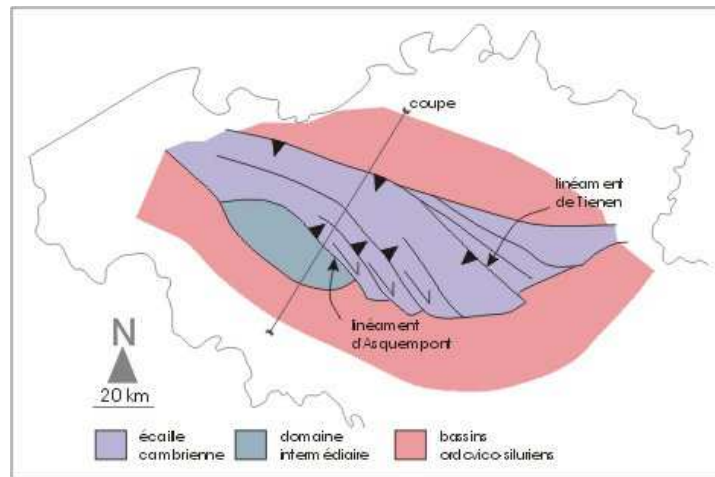


Fig. II.10: carte tectonique du Massif du Brabant, d'après Sintubin & Everaerts (2002), modifié.

Ces observations permettent d'imaginer un modèle de collision avec une écaille cambrienne très tectonisée, serrée entre des blocs rigides formés par le socle précambrien (ou un éventuel batholite) et un système d'échappement latéral vers l'est (Figs. II.9, 10), où coexisteraient cisaillements et zones de charriage (Sintubin, 1999, Sintubin & Everaerts, 2002). Au sud du Brabant wallon, ce charriage a été mis en évidence et recoupé par forage à Cortil-Noirmont ([Delcambre & Pingot, 2002](#)) où les Formations de Tubize et de Blanmont sont superposées par faille aux formations du Cambrien supérieur (Formation de Mousty) et de l'Ordovicien (Fig. II.11). D'autres travaux plus récents proposent cependant d'interpréter cette structure comme résultant de la superposition d'un détachement de grande ampleur antérieur au plissement (parallèle au linéament d'Asquempont) et d'une zone de transition dans le style des plis ([Debacker et al., 2005](#); [Debacker 2012](#)).



Fig. II.11: charriage dans le domaine méridional du Massif du Brabant (d'après [Delcambre & Pingot, 2002](#)).

Sur l'ensemble du Massif du Brabant, la déformation a un caractère centrifuge et présente un diachronisme qui s'étale sur un laps de temps de 30 millions d'années (Debacker et al., 2002; Verniers et al., 2002; [Debacker, Dewaele et al., 2005](#)). Le cœur du massif est plissé dès la fin du Llandoveryen tandis que ses bordures, au delà des linéaments, n'enregistrent pas la déformation avant le Praguien, l'Emsien, voire l'Eifelien (Fig. II.12) (Debacker et al., 2004). Au sud, dans le futur Synclinorium de Dinant, cette dernière période correspond au dépôt de la Formation de Burnot (Sintubin et al., 2009), conglomérats à caractère fluvial, ce qui indiquerait une simultanéité entre le paroxysme de la déformation et une érosion mécanique et chimique intense sous des latitudes tropicales.

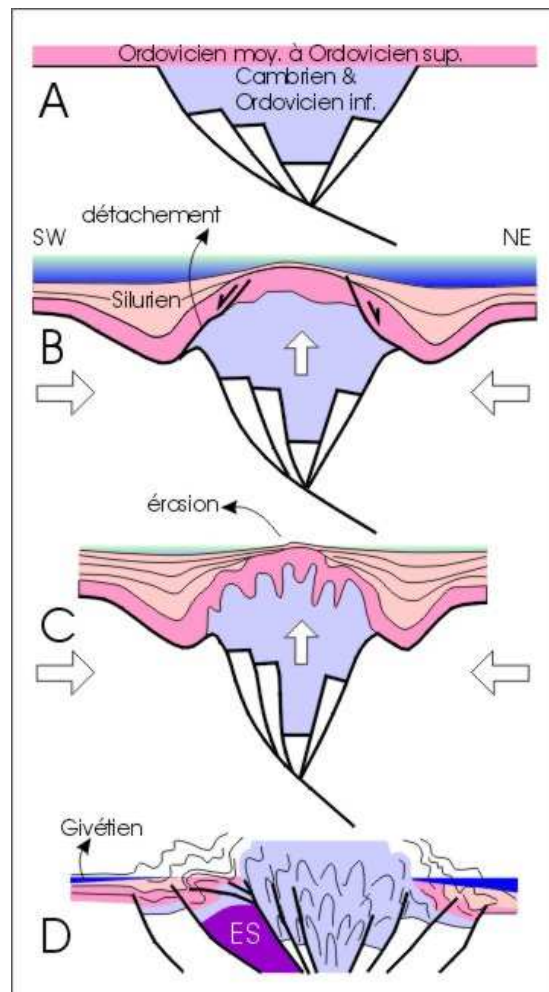


Fig. II.12: modèle schématique d'évolution tectonique et sédimentaire du Massif du Brabant, d'après [Debacker, Dewaele et al., 2005](#), modifié. A: Sandbien-Katien: le bassin profond cambrien-ordovicien inférieur (probablement un rift avorté) est comblé et surmonté par des dépôts peu profonds de l'Ordovicien moyen à supérieur; B: Wenlockien: début de la phase compressive, avec remontée du cœur cambro-ordovicien, et développement des bassins siluriens, comblés par des apports sédimentaires venant du sud et du nord. L'inclinaison croissante des couches provoque des détachements; C: Lochkovien: poursuite de la déformation et émergence du cœur du massif, avec érosion des sédiments siluriens. Les bassins nord et sud sont complètement séparés; D: Praguien-Givétien: dépôt du Givétien transgressif sur le Massif du Brabant. ES= écaïlle de socle.

4.4.2. La bande ordovico-silurienne du Condroz

L'obliquité des structures tectoniques affectant la bande du Condroz par rapport aux formations discordantes du Dévonien inférieur, atteste d'une phase de déformation calédonienne anté-lochkovienne. Cette phase est caractérisée par une schistosité à pendage nord, associée à des plis à vergence sud. Par comparaison avec les structures observées dans le Massif de Brabant, la déformation semble moins intense dans la bande du Condroz.

4.5. LE METAMORPHISME CALEDONIEN

4.5.1. Le Massif du Brabant

Sur la bordure méridionale du Massif du Brabant, le métamorphisme calédonien est daté d'environ 401 Ma (André et al., 1981; Vander Auwera & André, 1985). Il s'exprime par la cristallisation de quelques espèces minérales décelées dans les formations pré-siluriennes (surtout la Formation de Mousty): magnétite, biotite, ilménite et grenat spessartine. Ce métamorphisme régional précède légèrement ou est contemporain du développement de la schistosité.

L'intensité du métamorphisme au sein du Massif du Brabant n'est pas uniforme, comme le montrent des études de cristallinité de l'illite (Van Grootel et al., 1997). Le cœur du Massif aurait atteint des températures de l'ordre de 350 °C. La Formation de Tubize en périphérie de l'écaïlle expulsée n'aurait enregistré qu'une température de 250 °C. La température remonte à nouveau dans les parties externes du massif, au-delà des linéaments, pour atteindre des valeurs anchizonales, soit proches de 300 °C. Ces résultats pourraient s'expliquer par une charge sédimentaire plus importante à la périphérie du massif (d'environ 5 km de sédiments érodés par rapport à la situation actuelle), alors que la couverture aurait été plus mince au cœur du massif (Debacker et al., 2002, Verniers et al., 2002).

4.5.2. Les Massifs ardennais

Dans le NE du Massif de Stavelot, une phase métamorphique tardi-calédonienne (env. 418 Ma) est reconnue par des associations à

chlorite-muscovite dans des phyllades de la région de Grand-Halleux (Michot et al., 1973). Ce métamorphisme est probablement lié à l'enfouissement (Fielitz & Mansy, 1999).

III. Du Dévonien au Carbonifère: le cycle varisque en Wallonie

1. INTRODUCTION

Le cycle varisque (anciennement appelé hercynien) s'est déroulé au Paléozoïque supérieur. A l'échelle des masses continentales, l'orogénèse calédonienne a soudé le continent nordique Euramerica (Annexe 7), encore séparé de Siberia et de Gondwana par un domaine océanique. Notre région est située sur la marge sud de l'Euramerica, aussi appelé "Continent des Vieux Grès Rouges", en raison du dépôt de vastes séries détritiques à faciès continental résultant de l'érosion de la chaîne calédonienne.

Le Dévonien constitue une période de transition entre les deux grands cycles orogéniques calédonien et varisque. Une certaine relaxation tectonique y est observée. Les faciès sont à dominance détritique. Au Carbonifère inférieur, une transgression générale, associée à une diminution des apports détritiques, permet le développement de vastes plates-formes carbonatées, tandis que commencent à émerger les premiers reliefs des chaînes varisques, alimentant localement une sédimentation de type flysch (faciès Kulm). Au Carbonifère moyen et supérieur, les dépôts houillers vont s'accumuler en bordure de la chaîne varisque en formation d'abord, dans des fossés d'effondrement ensuite. Au Permien, les masses continentales sont réunies en une Pangée, vaste continent unique au climat aride.

Sur le plan paléontologique, rappelons que le Paléozoïque supérieur est marqué par la conquête des continents: les végétaux vont envahir le milieu terrestre jusqu'à constituer d'immenses forêts au Carbonifère. Ceci entraînera des modifications fondamentales à l'échelle de la planète, notamment dans la diminution du CO₂ atmosphérique et dans l'altération continentale, nettement contrôlée par la couverture végétale. Les animaux également conquièrent le milieu aérien: on observe l'apparition des batraciens et des reptiles ainsi que des premiers insectes. Sur le plan biostratigraphique, les groupes les plus importants sont les goniatites, les trilobites, les fusulines et les végétaux.

2. LE DEVONIEN INFERIEUR

En Wallonie, depuis le Lochkovien, le contexte tectono-sédimentaire devient celui d'une marge passive en extension (Ardenne (arrière-arc?), suivie vers le large et vers le sud par un rift (Eifel-Moselle). Plus au sud encore, des rides forment des reliefs allongés dans l'axe du bassin: ride médio-germanique et zone moldanubienne (comprenant le Massif Armoricain, le Massif Central, les Vosges, la Bohême et la Moravie). Ces zones à caractère plus continental sont caractérisées par des dépôts lacunaires, souvent peu profonds (Fig. III.1).

Au Dévonien inférieur et probablement dès le sommet du Silurien, la mer reprend possession du domaine ardennais nivelé par l'érosion. Les différentes transgressions marines d'origine méridionale (Océan Rhétique) progressent vers le nord en trois pulsations. Elles viennent battre le rivage du Continent des Vieux Grès Rouges couvrant le nord de l'Angleterre, la Mer du Nord et la Scandinavie, auxquels sont rattachés nos massifs calédoniens (Fig. III.1). La sédimentation est détritique.

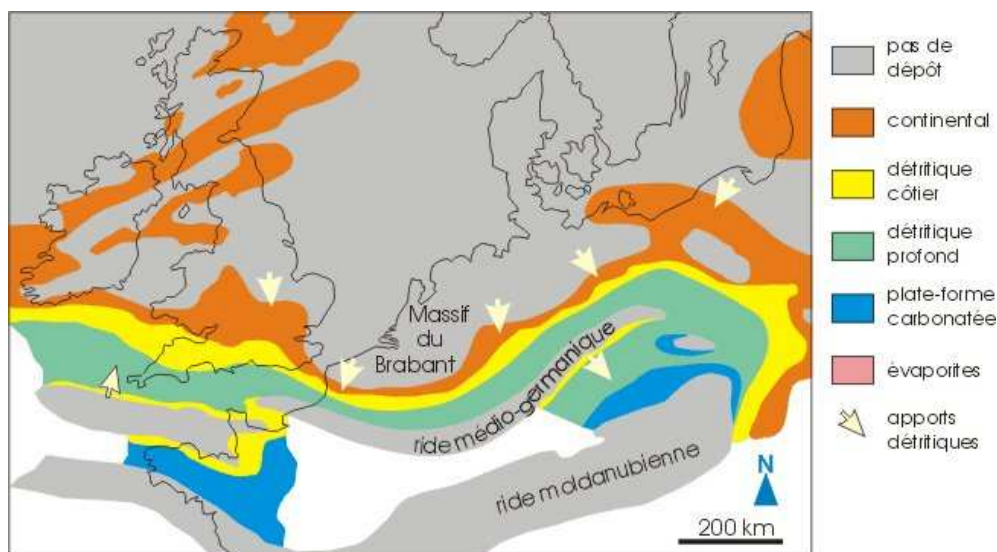


Fig. III.1: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dévonien inférieur. D'après Ziegler (1982), simplifié.

Les formations du Dévonien inférieur couvrent plus de 5500 km² en Wallonie; elles sont essentiellement schisteuses et gréseuses. Leur découpage lithostratigraphique a été revu récemment (Godefroid et al., 1994). Ces formations terrigènes sont arénacées, voire conglomératiques dans la partie septentrionale du Synclinorium de Dinant, alors que plus au sud, les faciès pélagiques dominent. L'épaisseur des formations dévoniennes (particulièrement du Dévonien inférieur) augmente vers le sud: de 1,3 km au nord du

Synclinorium de Dinant, elle passe à 3,1 km au bord sud et atteint 4,5 km dans le Synclinorium de Neufchâteau (Fig. III.2). Ce phénomène s'expliquerait par le jeu plus ou moins continu de failles normales provoquant l'approfondissement du bassin vers le sud, en contexte d'extension crustale. L'existence de deux systèmes de failles synsédimentaires (ENE-WSW et NW-SE) découperait le bassin de sédimentation en gradins irréguliers (Mansy & Lacquement, 2006) et expliquerait les variations latérales de faciès et d'épaisseur des sédiments dévoniens.

D'ouest en est, la puissance des formations du Dévonien inférieur diminue fortement au méridien du Ry d'Acoz (au sud de Châtelet) et s'amenuise totalement à proximité du Massif de Stavelot. On n'observe pas de Dévonien inférieur dans le Parautochtone brabançon et les Ecaïlles Haine-Sambre-Meuse.

L'apport sédimentaire, essentiellement nordique, résulte de l'érosion des reliefs calédoniens du Continent des Vieux Grès Rouges. Une ride émergée, la "Ride médio-germanique" ou encore "Mitteldeutsche Schwelle" ou "Mid-German Crystalline Rise", s'étendait quelques centaines de km au sud de l'Ardenne, ce qui correspond actuellement à une aire comprise entre la Bavière et la Bretagne (Fig. III.1). Cette ride ne semble pas avoir fourni de matériel sédimentaire à notre région au cours du Dévonien inférieur.

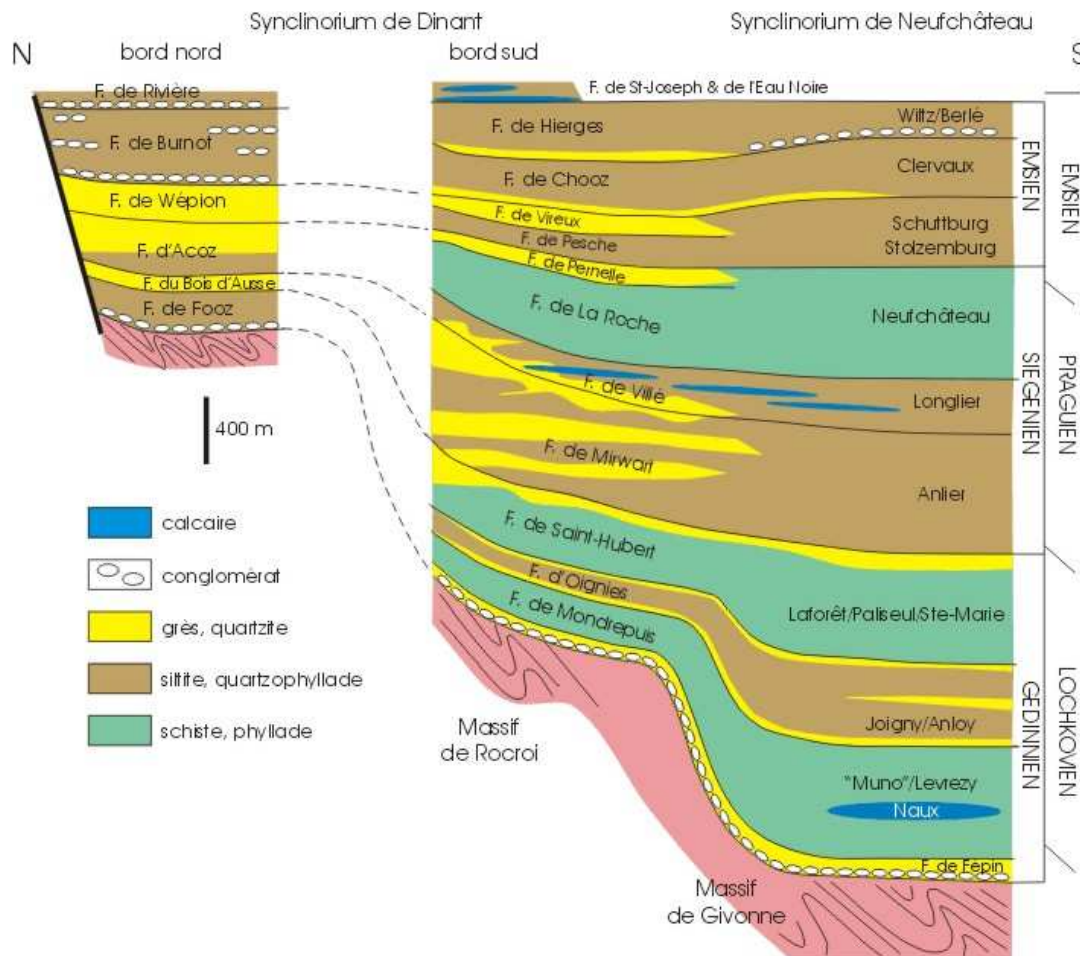


Fig. III.2: transect schématique nord-sud dans les Synclinoria de Dinant et de Neufchâteau, durant le dépôt du Dévonien inférieur.

2.1. LE LOCHKOVEN

Le Pridolien-Lochkovien (anciennement Gedinnien) occupe la partie centrale de l'Anticlinorium de l'Ardenne, autour des Massifs de Rocroi et de Serpont (Fig. I.1). Il s'étend également sur le flanc nord du Massif de Givonne et en périphérie du Massif de Stavelot, ainsi qu'à la bordure nord du Synclinorium de Dinant, adossé à la Bande du Condroz.

Transgressif sur les formations cambriennes, ordoviciennes et siluriennes, le Lochkovien est constitué principalement de dépôts terrigènes. Cette transgression dont le mouvement s'est opéré du SW vers le NE (Steemans, 1989) s'est effectuée en deux temps, interrompue par une brève régression au sommet du Lochkovien inférieur.

Au bord sud du Synclinorium de Dinant, la sédimentation débute par un conglomérat de base (dominé par des faciès de coulées de débris) que surmontent des grès grossiers "arkosiques" ou à galets mous et des schistes de teinte variée (Formation de Fépin, 5-70 m de puissance); le contexte sédimentaire est de type alluvio-littoral (Meilliez, 2006) (Figs. III.2, III.3). Notons ici qu'une augmentation du niveau marin relatif (responsable d'une transgression) favorise aussi la conservation de sédiments continentaux par élévation du niveau de base des systèmes fluviaux. La plupart des transgressions marines commencent donc par des dépôts continentaux!



Discordance épi-calédonienne dans le Massif de Rocroi. Les phyllades et quartzites cambriens de la Formation d'Anchamps, plissés par l'orogénèse calédonienne, sont surmontés en discordance par le conglomérat dévonien de la Formation de Fépin. La Roche du Diable, Linchamps.

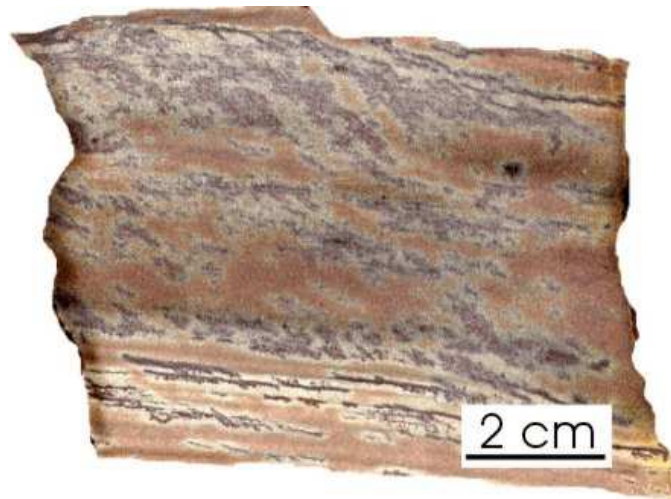


"Poudingue" de Fépin à la Roche à l'Appel, près de Muno, dans le Massif calédonien de Givonne.



Grès arkosiques de la Formation de Fépin à Lahonry.

Cet ensemble est suivi par la Formation de Mondrepuits (0-250 m), constituée de schistes, parfois de grès bleutés, souvent fossilifères (brachiopodes, tentaculites, crinoïdes, trilobites, etc.) et d'origine marine (voir le Calcaire de Naux dans le Synclinorium de Neufchâteau). Au-dessus, la Formation d'Oignies (250-1200 m), nettement régressive, est caractérisée par des séquences grès-siltites-schistes bariolés vert-rouge, correspondant à la progradation répétée d'un [système alluvial sur une plaine côtière](#). Enfin, la Formation de Saint-Hubert (400 à 700 m) montre des siltites et des schistes verts à gris-vert, localement cellulés (altération de nodules carbonatés). On y observe aussi des paquets de grès et des quartzites verdâtres.



Schiste bigarré, Formation d'Oignies, Sainte-Cécile, Synclinorium de Neufchâteau.



Alternance de grès et de siltites dans la Formation de Saint-Hubert. Carrière de Cielle près de La Roche, Anticlinorium de l'Ardenne.

L'altération crétacée et cénozoïque des feldspaths contenus dans ces formations a donné naissance aux gisements de kaolin de l'Ardenne (Transinne, Malvoisin, cf. chapitre Cénozoïque).

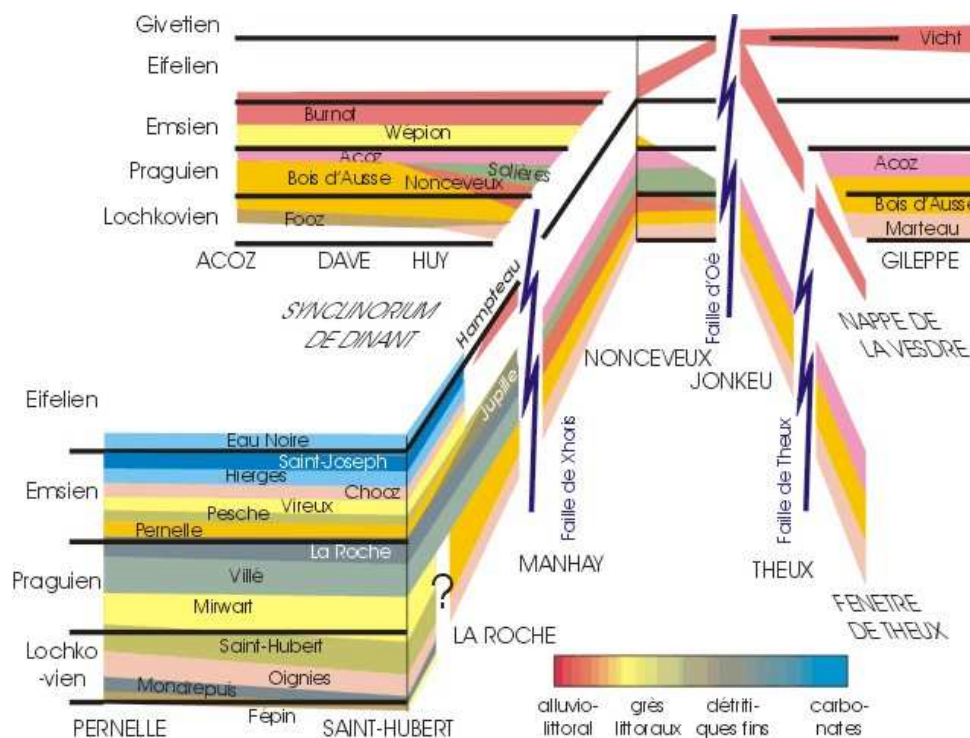


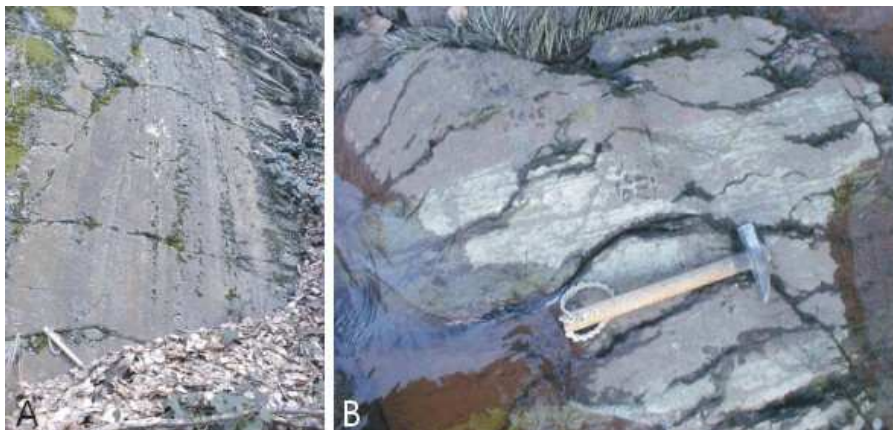
Fig. III.3: lithostratigraphie du Dévonien inférieur du Synclinorium de Dinant, de l'Anticlinorium de l'Ardenne, de la Nappe de la Vesdre et de la Fenêtre de Theux. D'après Godefroid et al. (1994), modifié.

La transgression atteint le bord nord du Synclinorium de Dinant plus tardivement (Figs. III.2, III.3). Sur la Bande du Condroz, la sédimentation débute par un conglomérat, suivi de grès arkosiques, l'Arkose de Dave, auxquels succèdent des sédiments silteux micacés verdâtres souvent cellulés (nodules carbonatés partiellement dissous), localement affectés de pédogenèse. Ces unités sont regroupées au sein de la Formation de Fooz (environ 200 m).

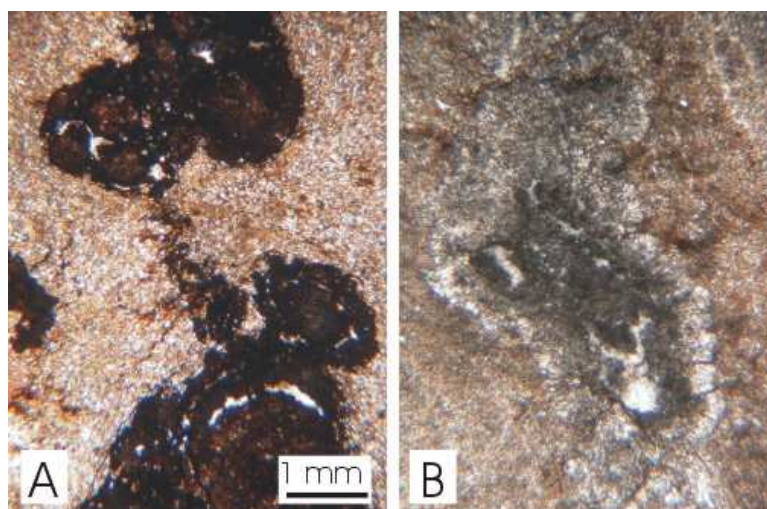


Conglomérat de la "Pierre Falhotte" (base de la Formation de Fooz), Les communes, près de Tihange, bord nord du Synclinorium de Dinant.

Aux flancs ouest et nord du Massif de Stavelot, la Formation de Fooz passe latéralement à la Formation de Marteau (160 m), caractérisée par une semelle conglomératique surmontée de siltites et grès fins argileux bordeaux ou bigarrés bordeaux et verdâtre. Au sud et à l'est du Massif de Stavelot, la Formation de Marteau est remplacée par la Formation de Waimès, constituée de grès clairs à grains schisteux, localement graveleux, avec quelques intercalations de schistes verdâtres à violacés. Cette évolution latérale représenterait le passage d'environnements alluvio-lagunaires (Formation de Marteau) à un milieu plus littoral (Formation de Waimès).



A: siltites à nodules carbonatés décalcifiés dans la Formation de Marteau (coupe de la Helle), Nappe de la Vesdre. B: détail montrant l'aspect bigarré de certains faciès de la Formation de Marteau, probablement dû à des phénomènes de battement de nappe aquifère.



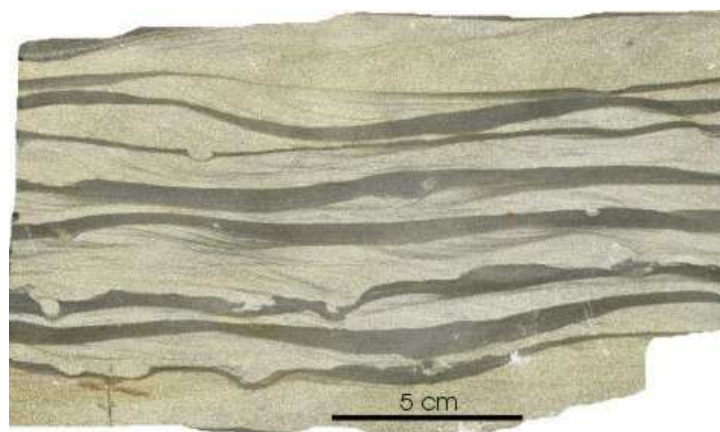
A: grès fin à traces de racines (colorées par des oxydes de fer) de la Formation de Marteau à La Gileppe, Nappe de la Vesdre. B: calcaire silteux à traces de racines de la Formation de Fooz à Dave, bord nord du Synclinorium de Dinant (même échelle que A). Lames minces, lumière naturelle.

2.2. LE PRAGUIEN

L'extension maximale de la transgression du Dévonien inférieur est atteinte au Praguien moyen (anciennement Siegenien). Dans le Synclinorium de Neufchâteau et au bord sud du Synclinorium de Dinant, la sédimentation praguienne débute par d'épaisses séquences de grès, quartzites verdâtres, bleus, blanchâtres, accompagnés de faciès plus fins composant la Formation de Mirwart (300 à 1100 m) (vers le sommet de l'unité, on observe des shales noirs à lamines gréseuses ou "quartzophyllades" riches en débris de végétaux). Cette formation correspondrait à une sédimentation de milieu littoral (Goemaere & Dejonghe, 2005), ce dont témoigne la présence abondante de rides de courant, chenaux et clastes remaniés de shale foncé. Ensuite, la Formation de Villé (30 à 550 m) se caractérise par des siltites et schistes bleutés ou grisâtres avec des niveaux de grès carbonatés, parfois laminaires, riches en brachiopodes et crinoïdes, souvent cariés (Figs. III.2 & III.3). La Formation de Villé est surmontée par la Formation de La Roche (215-800 m), très monotone, constituée de phyllades bleu sombre, déposés en milieu marin relativement profond. Enfin, la Formation de Pèrnelle (40 à 50 m) est caractérisée par des grès et quartzites bleu-vert, fossilifères, avec une intercalation médiane de shales et siltites foncés. Cette formation affleure dans la région de Chimay-Couvin mais passe vers l'Est, en Ardenne, à une unité beaucoup plus épaisse (plusieurs centaines de mètres): la Formation de Jupille (Dejonghe *et al.*, 2008), constituée d'alternances de bancs lenticulaires de grès gris-bleu ou gris-vert et de siltites et phyllades gris-bleu analogues à ceux de la Formation de La Roche. La partie supérieure de la Formation de Jupille est surmontée localement de barres gréseuses qui peuvent être attribuées à la Formation de Pèrnelle. Les faciès les plus gréseux correspondent souvent à des tempestites.



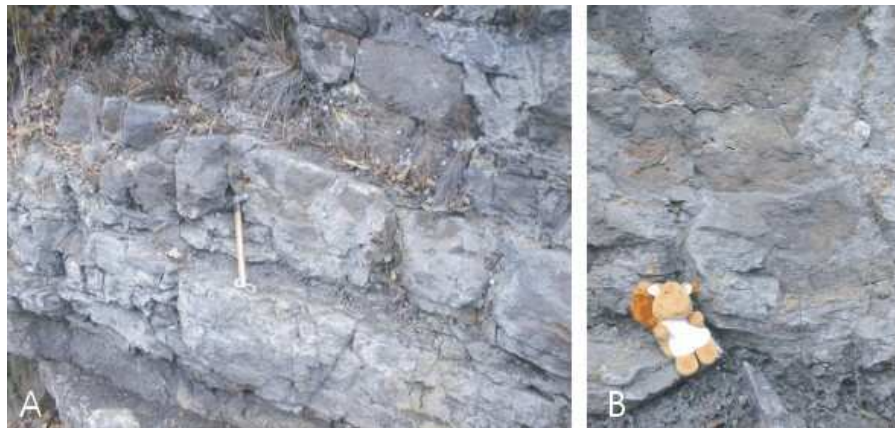
A: limite (flèche) entre les grès de la Formation de Mirwart et les phyllades de la base de la Formation de Villé près du village de Villez; photo F. de Ville de Goyet; B: banc boudiné dans les quartzophyllades de la Formation de Mirwart (Bastogne). Anticlinorium de l'Ardenne.



Alternance de grès (beige) et de shale (kaki) dans la Formation de Mirwart (Flamierge), Anticlinorium de l'Ardenne. Cette alternance constitue la structure sédimentaire dite "wavy bedding" et est caractéristique de la zone littorale.



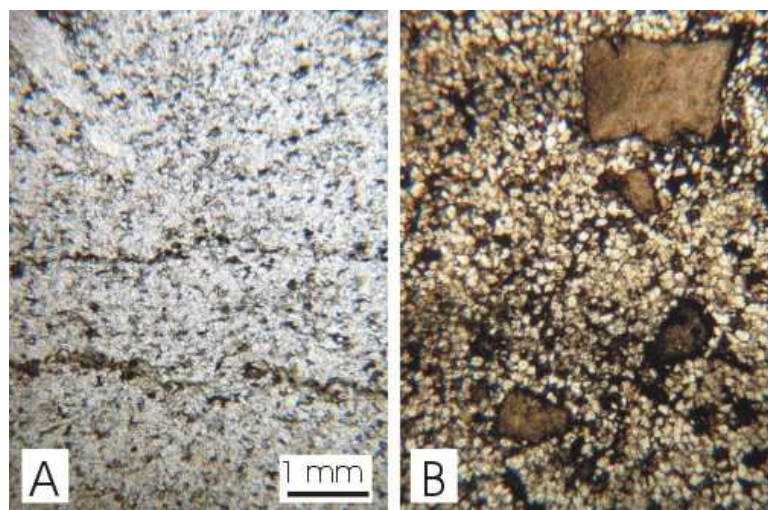
Panorama du site de La Roche-en-Ardenne, avec la limite entre les Formations de Villé et de La Roche. Anticlinorium de l'Ardenne.



A: grès et shales de la Formation de Villé à La Roche-en-Ardenne, Anticlinorium de l'Ardenne. B: détail des grès montrant l'aspect carié, dû à la présence de carbonates.



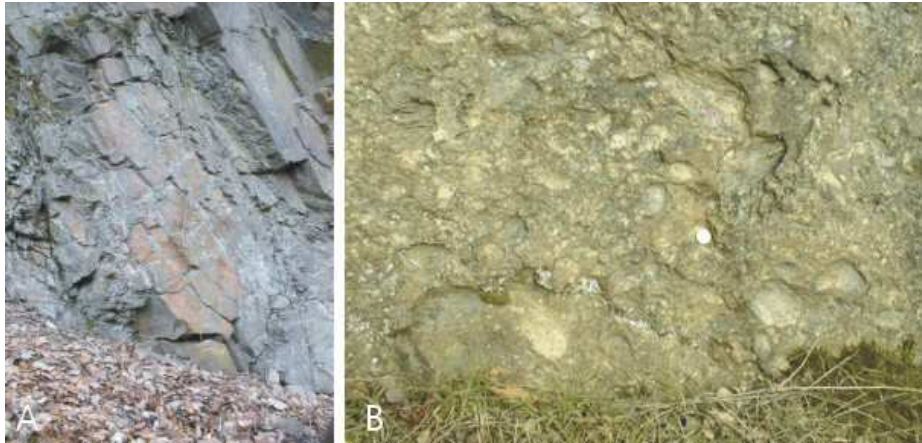
Phyllades de la Formation de La Roche à La Roche-en-Ardenne. Anticlinorium de l'Ardenne.



A: grès de la Formation de Mirwart à Sainte-Cécile, Synclinorium de Neufchâteau. B: grès carbonaté à crinoïdes de la Formation de Villé à La Roche, Anticlinorium de l'Ardenne (même échelle que A). Lames minces, lumière naturelle.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, les faciès sont plus littoraux, voire alluvio-littoraux et les épaisseurs moindres qu'au sud. Le Praguien est représenté par les Formations gréseuses du Bois d'Ausse (100 à 360 m) (grès, quartzites, siltites vert olive, calcretes; [Goemaere et al., 2006](#)) et d'Acoz (50-400 m) (grès et siltites bordeaux). Cette dernière formation attesterait d'un mouvement régressif. A l'est d'Andenne et dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant au nord de la faille de Xhoris, de même que dans la Nappe de la Vesdre à l'ouest de Stembert, deux formations s'intercalent entre les Formations du Bois d'Ausse et d'Acoz: il s'agit de la Formation de Nonceveux (séquences régulières de grès grisâtres évoluant vers des shales et schistes bordeaux) et de la Formation de

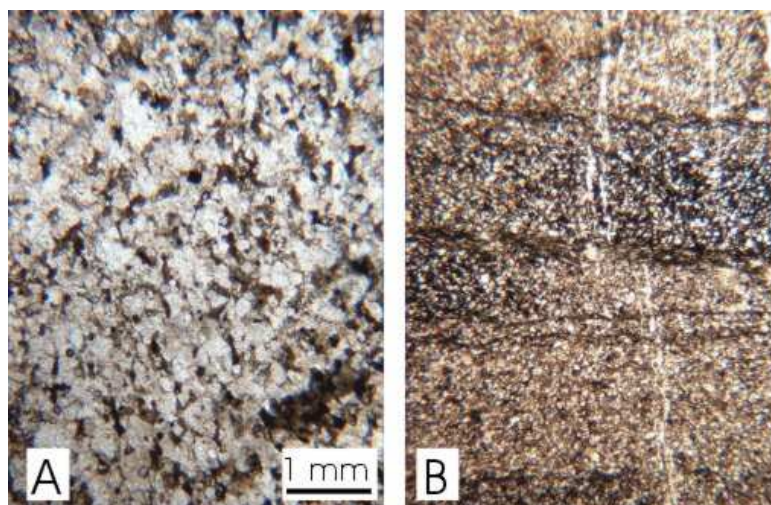
Solières (shales et siltites gris- bleu).



A: grès de la Formation du Bois d'Ausse dans la coupe de la Helle. B: détail des grès montrant des "mud chips" (coupe du barrage de la Gileppe). Nappe de la Vesdre.



A: grès gris et schistes bordeaux de la Formation de Nonceveux. B: schistes et siltites gris-bleu de la Formation de Solières. Coupe de Nonceveux.



A: grès de la Formation du Bois d'Ausse près de Spa, Fenêtre de Theux. B: siltite argileuse de la Formation d'Acoz près des Forges (vallée du Hoyoux), Synclinorium de Dinant (même échelle que A). Lames minces, lumière naturelle.

2.3. L'EMSIEN

Les formations emsiennes du bord sud du Synclinorium de Dinant et du Synclinorium de Neufchâteau sont constituées d'une alternance de schistes et grès rouges et verts. D'abord transgressif sur le Praguien, l'Emsien affiche rapidement des caractères régressifs qui vont s'amplifier jusqu'à la fin du Dévonien inférieur.

On dénombre six formations qui sont successivement (Figs. III.2 & III.3):

- la Formation de Pesche (160-700 m): siltites et schistes verts et gris-bleu avec bancs de grès coquilliers; nombreuses figures de charge;
- la Formation de Vireux (100 à 400 m): masses épaisses de quartzites et de grès plus ou moins pélitiques, gris-bleu ou verdâtres, séparées les unes des autres par des bancs de shales et siltites gris foncé ou verdâtres;
- la Formation de Chooz (320-800 m): masses de grès avec des intercalations de siltites et shales verts et rouges; ensuite, siltites et shales verts et rouges avec bancs et lentilles gréseuses de même couleur, riches en clastes argileux;
- la Formation de Hierges (170-330 m): grès et shales gris-vert, fossilifères, souvent carbonatés;
- la Formation de Saint-Joseph (45 m): schistes gréseux gris-vert avec intercalations de bancs de calcaire coquillier;
- la Formation de l'Eau Noire (60 m): schistes calcaires bioclastiques gris-vert avec nodules et petits bancs de calcaire argileux (la limite Emsien-Eifelien se situe au sein de cette formation).

Au bord oriental du Synclinorium de Dinant, depuis la région de Hampteau jusqu'au voisinage de la faille de Xhoris, la Formation de Hampteau (500-1000 m), constituée de [grès](#), grès graveleux, [conglomérats](#), [shales et siltites](#) rouges ou verts s'intercale entre les Formations de Saint-Joseph et de Chooz (c'est donc un équivalent latéral de la Formation de Hierges).

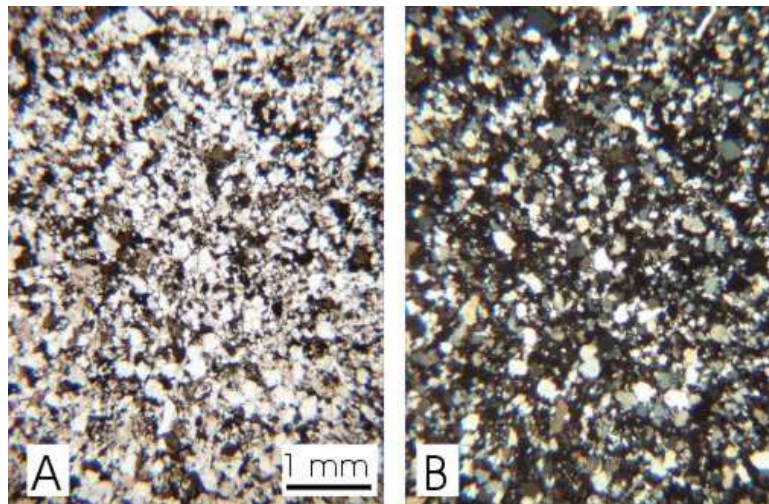


A: niveau conglomératique dans la Formation de Hampteau à la Roche à Frêne, près de Villers-Sainte-Gertrude, Synclinorium de Dinant. La stratification est presque verticale. B: détail.

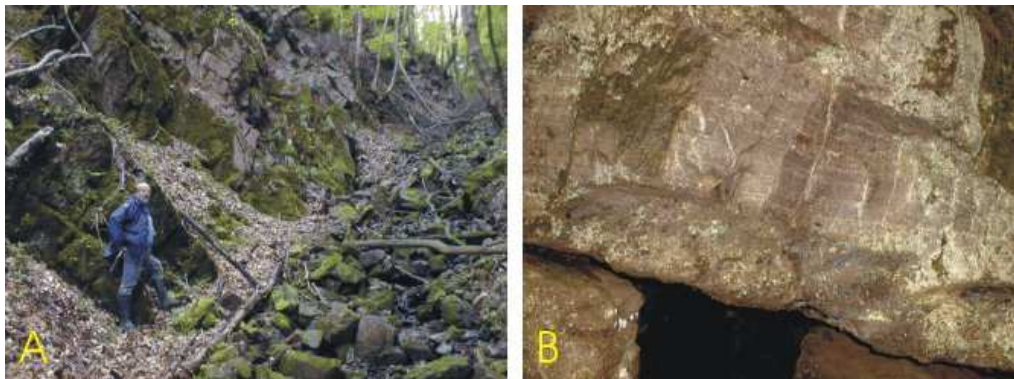


Tranche sciée de conglomérat (Formation de Hampteau à la Roche à Frêne, près de Villers-Sainte-Gertrude, Synclinorium de Dinant). On remarque les galets de quartz filonien (blancs) et les galets de grès (plus sombres).

En bordure septentrionale du Synclinorium de Dinant, l'empreinte de la régression est évidente: aux grès et quartzites gris-bleu ou verdâtres avec intercalations pélitiques de la Formation de Wépion (200-400 m), succède la Formation de Burnot (200-535 m), accumulation de conglomérats rouges séparés par des passées de shales et de siltites ([Corteel et al., 2004](#)). Ces matériaux sont prélevés aux reliefs du Massif du Brabant qui subit la phase brabançonne du plissement calédonien. Les faciès développés, dépourvus de faune marine, sont littoraux, deltaïques ou fluviaux (Corteel & De Paepe, 2003). La Formation de Burnot renferme fréquemment des galets de tourmalinite. Les Formations de Burnot et de Hampteau (encore des équivalents latéraux) chevauchent la limite Emsien-Eifelien.



A: grès de la Formation de Wépion au lieu-dit "Les Forges", dans la vallée du Hoyoux, Synclinorium de Dinant. lame mince, lumière naturelle. B: idem, nicols croisés; (même échelle que A).



Formation de Burnot dans la région de Thuin, bord nord du Synclinorium de Dinant. A: coupe du Perfond Ri. B: détail (Grand Bon Dieu) montrant une base de chenal avec conglomérat et stratification oblique.

L'absence de Dévonien inférieur dans le Parautochtone brabançon et les Ecailles Haine-Sambre-Meuse constitue un problème. Qu'advient-il des 1300 m de Dévonien inférieur affleurant sur le bord nord du Synclinorium de Dinant, au sud de la Bande ordovico-silurienne du Condroz, à peine distante de quelques kilomètres? Plusieurs explications ont été proposées:

- une première hypothèse postule l'érosion précoce du Dévonien inférieur lors de l'émersion de la région située à la périphérie méridionale du Massif du Brabant au nord de la Bande calédonienne du Condroz. Cette émergence résulterait d'un mouvement de remontée du socle daté de l'Emsien moyen (Michot, 1979, 1980);
- la deuxième hypothèse suppose que le biseau sédimentaire de la transgression du Dévonien inférieur a été enfoui sous le Synclinorium de Dinant lors de l'orogénèse varisque par le jeu du charriage du Condroz;
- la troisième hypothèse, la plus vraisemblable, suggère que le Dévonien inférieur ne s'est jamais déposé dans l'aire de la future Unité de Namur, suite à la présence d'un escarpement de faille, lors de la formation d'un rift. Seul le compartiment sud, subsident, aurait recueilli les sédiments du Dévonien inférieur (c'est l'hypothèse choisie dans la Fig. III.2). Le faible degré d'enfouissement des sédiments de la bande calédonienne de Sambre-et-Meuse renforce cette explication ([Hance et al., 1991](#)).

2.4. MATERIAUX EXPLOITES

Le Dévonien inférieur de Wallonie est exploité pour ses grès, phyllades et quartzites. Dans le Lochkovien, les conglomérats et grès de la Formation de Fépin fournissent des granulats (carrière de Lahonry); les "arkoses" (arénites sub-lithiques) de la Formation de Waimès sont utilisées comme moellons et granulats (Waimès, Steinbach, G'Doûmont), tout comme les quartzites fins de la Formation de Saint-Hubert (Paliseul, Libramont, La Roche). Le Praguien est exploité comme granulats (grès et quartzites de la Formation de Mirwart à Bertrix, Bastogne, etc.) et comme pierres de dallage et ardoises (phyllades de la Formation de La Roche à Vresse-sur-Semois, Herbeumont, Warmifontaine, Mouzaive). L'Emsien donne des moellons et des dalles (quartzites de la Formation de Wépion, près de Theux) (Poty & Chevalier, 2004).

3. LE DEVONIEN MOYEN

À l'aube du Dévonien Moyen, un régime transgressif plus radical s'installe. Les faciès terrigènes cèdent la place à des faciès argilo-calcaires et aux premiers calcaires construits (Fig. III.4). La mer progresse vers le nord et des dépôts du Dévonien moyen se retrouvent dans les Ecailles Haine-Sambre-Meuse et le Parautochtone brabançon.

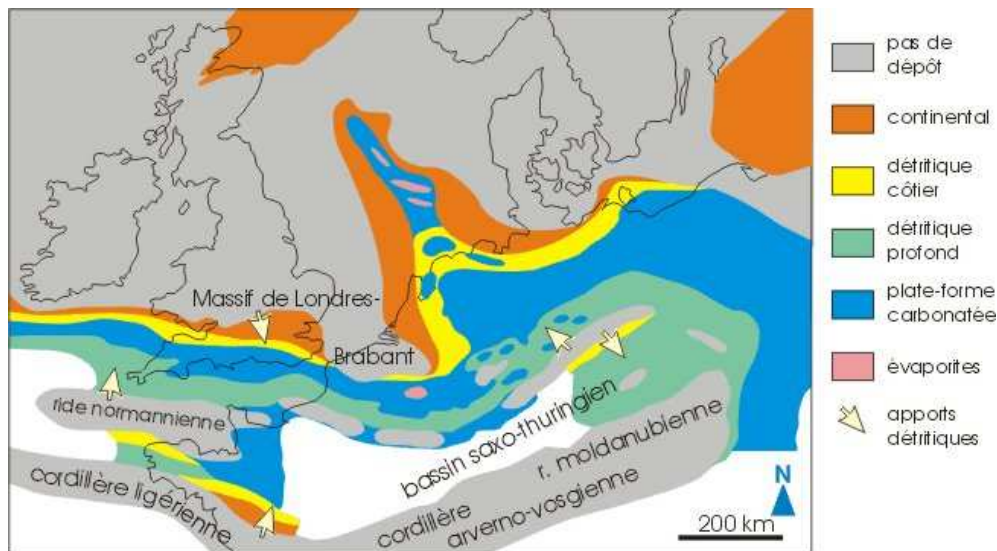


Fig. III.4: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dévonien Moyen. D'après Ziegler (1982), simplifié. Cf. aussi la carte de [Van Hulten \(2012\)](#).

Le Dévonien Moyen de la Wallonie a fait l'objet d'une révision complète et d'une division en formations sur base de critères lithostratigraphiques stricts (Bultynck et al., 1991; Fig. III.5).

3.1. L'EIFELIEN

Au flanc sud du Synclinorium de Dinant, l'Eifelien comprend à sa base des schistes et des grès calcaires avec intercalations de calcaires coquilliers. Le ralentissement de la sédimentation détritique favorise le dépôt de calcaires argileux. Les conditions environnementales s'améliorant ensuite, les formations calcaires deviennent prépondérantes et un régime récifal s'installe dans la région de Couvin ([Mabille & Boulvain, 2007a](#)). Au cours de l'Eifelien supérieur, la sédimentation terrigène, principalement argileuse, reprend. Dans le détail, on distingue les formations suivantes (Bultynck et al., 1991) (Figs III.5, III.6):

- la Formation de Couvin (380 m), surmontant la Formation de l'Eau Noire au sein de laquelle se situe la limite Emsien-Eifelien: il s'agit de calcaires crinoïdiques, calcaires à stromatopores et coraux avec une intercalation de calcaires argileux. L'épaisseur de la Formation diminue considérablement entre Nismes et Olloy; elle disparaît ensuite au profit de la Formation de Jemelle à l'est de Pondrôme ([Dumoulin & Blockmans, 2008](#); Mabille & Boulvain, 2007a);
- la Formation de Jemelle (au maximum 800 m) renferme des schistes gréseux à rares nodules ou lentilles calcaires; ensuite, une alternance de bancs minces de calcaire et de schistes nodulaires avec coraux, brachiopodes, etc... Dans la partie supérieure de la formation, on relève la présence de biohermes à Wellin, Couvin, Baileux, Nismes et Macon;
- plus à l'est encore, la Formation de Jemelle passe à la Formation de la Lomme (environ 110 m): reconnue vers l'ouest jusqu'à Tellin, elle est constituée de schistes gréseux à intercalations de grès; ensuite de grès massif et enfin, de calcaires dolomitiques souvent bioturbés dans la partie supérieure;
- la Formation d'Hanonet (50-70 m) marque un retour à une sédimentation franchement carbonatée avec des calcaires argileux foncés à stromatopores et tabulés lamellaires vers le sommet de l'unité (Mabille & Boulvain, 2007b).

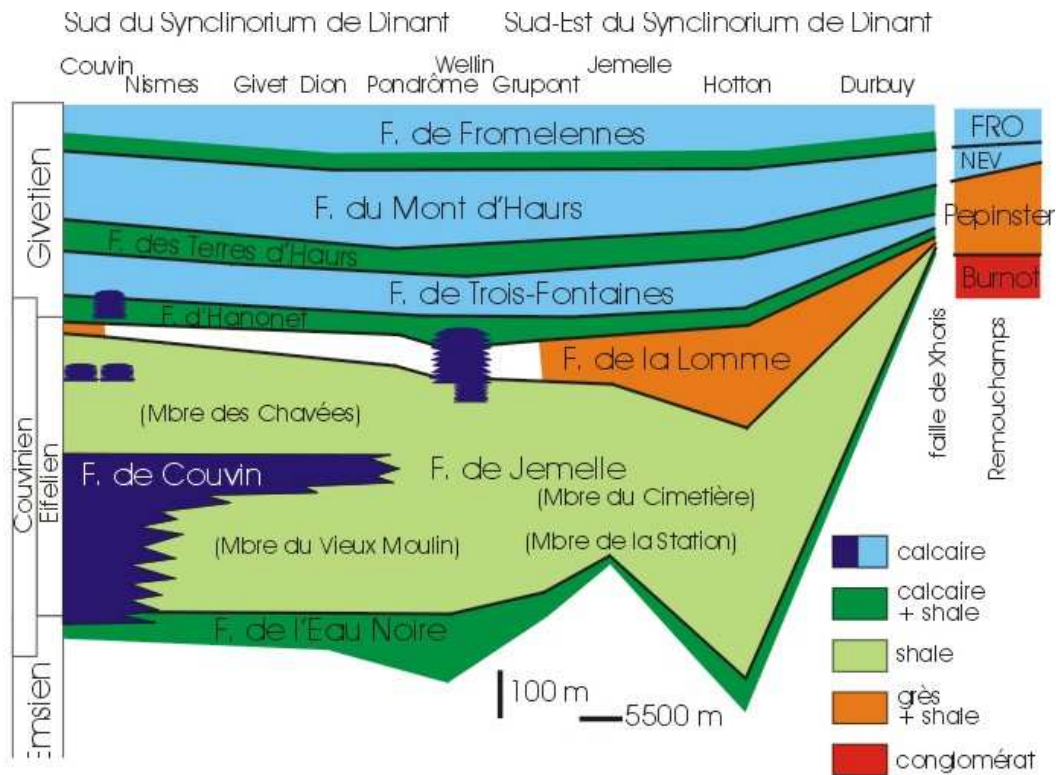
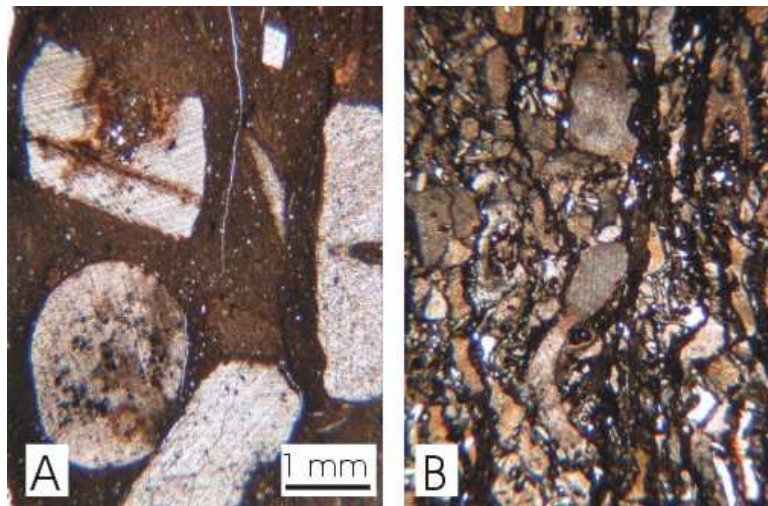


Fig. III.5: formations et faciès du Dévonien Moyen au sud du Synclinal de Dinant. Modifié d'après [Bultynck & Dejonghe \(2001\)](#) et [Dumoulin & Blockmans \(2008\)](#).

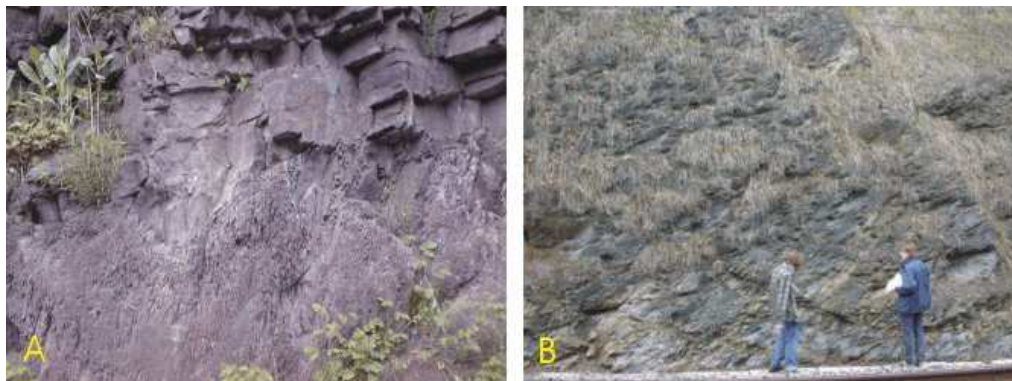


A: Formation de Couvin à la Falaise de l'Abîme à Couvin. B: Formation d'Hanonet à la carrière "La Couvinoise" à Couvin. C: base de la Formation de Couvin dans la coupe de l'Eau Noire, également à Couvin. Bord sud du Synclinal de Dinant.



A: calcaire à crinoïdes et B: calcaire argileux (même échelle que A) de la Formation de Jemelle à Jemelle. Lames minces, lumière naturelle.

Dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant, au nord de la faille de Xhoris et dans le Massif de la Vesdre, L'Eifelien (avec peut-être la partie inférieure du Givetien) est constitué par la Formation de Pepinster (environ 100 m) qui comprend des siltites vertes, des shales rouges à nodules carbonatés, des grès verts localement carbonatés à débris de plantes, des schistes et siltites rouges. On y observe plusieurs niveaux de paléosols. Dans la Vesdre, la Formation de Pepinster surmonte la Formation de Vicht (70 à 80 m de conglomérats et grès bordeaux) (Fig. III.6).



A: Formation de Pepinster à Colonster (Nappe de la Vesdre): grès (partie supérieure de l'image) et schistes (partie inférieure). B: Formation de Jemelle dans la coupe du chemin de fer près de Pondrome. Bord sud du Synclinorium de Dinant.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant et dans les Ecailles Haine-Sambre-Meuse, la sédimentation terrigène perdure à la base de l'Eifelien (Fig. III.6).

La première partie (Membre de Rouillon) de la Formation de Rivière (77 m dans le stratotype) constitue d'ailleurs un rappel de la sédimentation emsienne avec ses schistes et grès rouges et verts, accompagnés d'un conglomérat ("Poudingue de Tailfer"). La richesse en galets de tourmalinite du Poudingue de Tailfer rappelle les faciès équivalents du Poudingue de Burnot. La seconde partie de la Formation de Rivière ou Membre de Claminforge, devient nettement carbonatée avec des calcaires argileux, parfois laminaires, des schistes et des grès calcaires localement décalcifiés. Le Membre de Claminforge conserve des faciès très littoraux: une flore de végétaux terrestres est bien connue dans la coupe-type de Claminforge. La mer ne gagne pas encore le Parautochtone brabançon qui reste un domaine continental.



Formation de Rivière à Tailfer (bord nord du Synclinorium de Dinant). Grès à nodules calcaires et siltites.

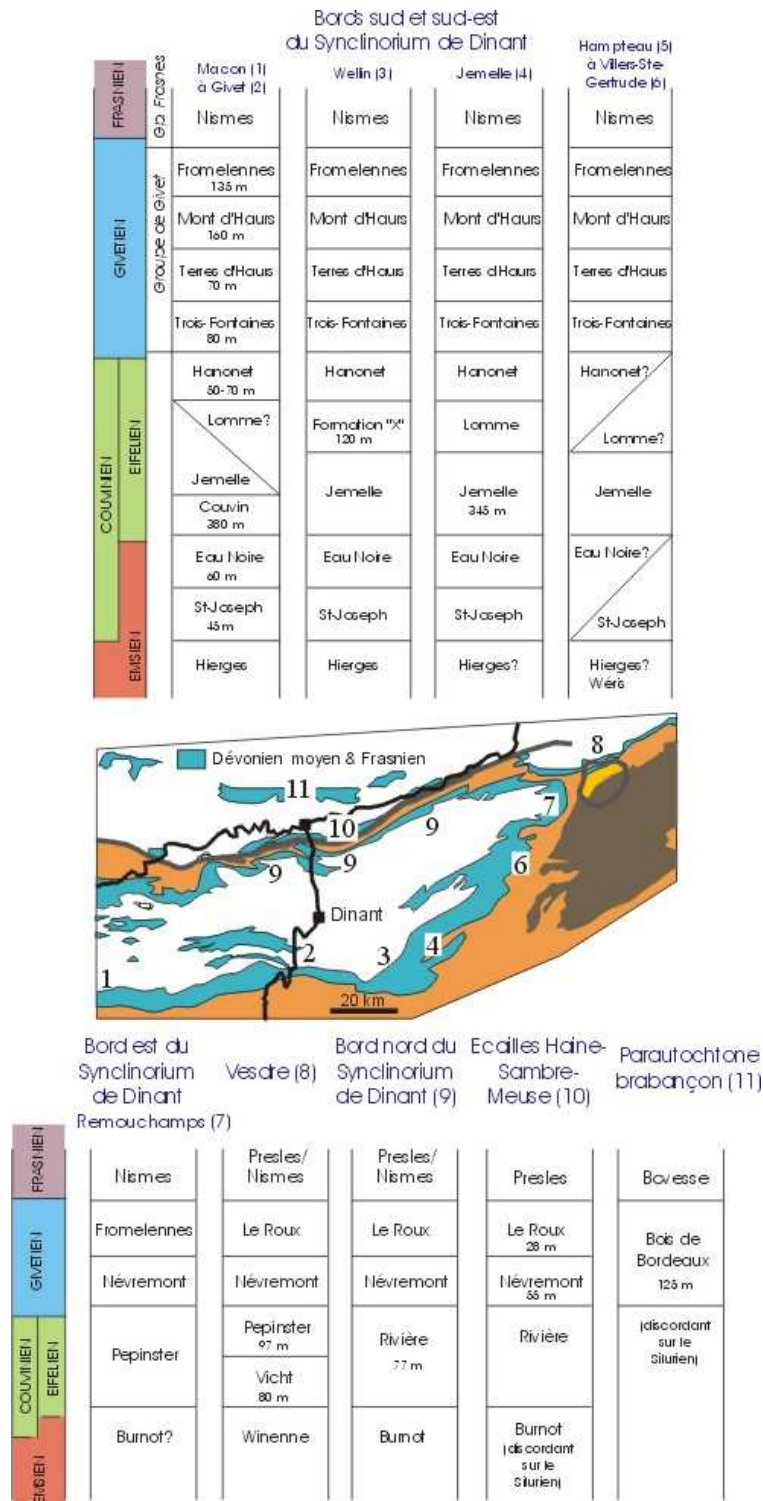


Fig. III.6: les formations du Dévonien Moyen de la Belgique. D'après Bultynck et al. (1991).

Les variations de faciès observées au bord sud du Synclinorium de Dinant soulignent les premiers effets d'un compartimentage en petits blocs tectoniques (Coen-Aubert et al., 1991).

3.2. LE GIVETIEN

Le Givetien prolonge la deuxième grande pulsation transgressive dévonienne entamée au cours de l'Eifelien. La mer s'avance sur une plate-forme peu profonde. Le littoral gagne le Parautochtone brabançon (coupes classiques de la vallée de l'Orneau).

Les apports terrigènes très réduits, d'origine septentrionale, indiquent que le Continent des Vieux Grès Rouges est pratiquement aplani. Cette transgression, tout comme la précédente, progresse en direction du NNE. Le Givetien terminal montre un épisode régressif mineur qui ramène les faciès littoraux vers le sud. Au cours de cette période, le climat subit une évolution marquée depuis des conditions tropicales humides vers un milieu semi-aride (Boulvain & Prétat, 1987).

Dans la région-type de Givet, au bord sud du Synclinorium de Dinant, le Givetien comprend (Bultynck et al., 1991; [Boulvain et al., 2009](#)) (Figs III.5, III.6):

- la Formation de Trois-Fontaines (80 m) qui renferme à sa base un [récif-barrière](#), surmonté de calcaires lagunaires et est clôturée par un complexe de laminites supratidales;
- la Formation des Terres d'Hauts (70 m) qui témoigne d'une ouverture du milieu, avec dépôt de calcaires argileux localement bioturbés;
- la Formation du Mont d'Hauts (160 m) avec une alternance de niveaux à coraux et stromatopores correspondant à des coulées de débris issues d'une barrière récifale située plus au nord et de calcaires fins, suivis de calcaires de milieu plus confiné (riches notamment en gastéropodes *Murchisonia*);
- la Formation de Fromelennes (135 m) qui débute par des schistes et des calcaires noduleux (Membre de Flohimont), surmontés de séquences de calcaires à stromatopores branchus-calcaire lagunaire-laminites de milieu confiné (Membre du Moulin Boreux). Cette formation inclut des faciès pré-évaporitiques et se termine par des calcaires plus riches en coraux ou plus argileux, indiquant une réouverture progressive du milieu (Membre du Fort Hulobiet).



Formation de Trois-Fontaines, à Glageon (Bord sud du Synclinorium de Dinant). Au centre de l'image, le premier complexe récifal (barrière) montre un aspect massif; il est surmonté des bancs stratifiés du faciès lagunaire. A gauche, on observe le sommet des calcaires argileux de la Formation d'Hanonet.



A: Fondry des Chiens à Nismes, paléocryptokarst développé dans les calcaires de la Formation de Trois-Fontaines. B: structures de dessiccation sur la surface d'un banc de la partie supérieure de la Formation de Trois-Fontaines, route Fromelennes-Flohimont.

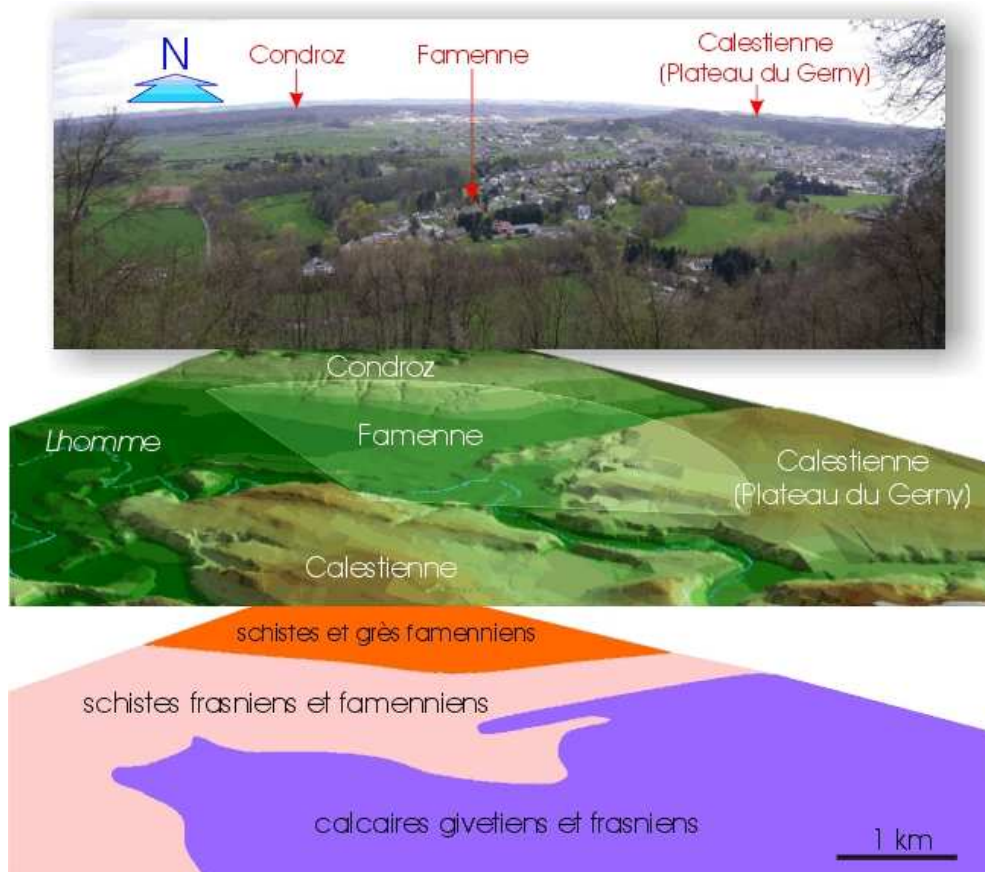


Colonies de rugueux massifs (flèches) à la base de la Formation de Terre d'Hairs, carrière de Resteigne (bord sud du Synclinorium de Dinant).



Le stratotype de la Formation de Fromelennes à la coupe du Moulin Boreux (Givet).

D'un point de vue géomorphologique, au bord sud du Synclinorium de Dinant, la présence d'une bande calcaire de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, encadrée de roches plus argileuses (Emsien-Eifelien au sud et Frasnien-base du Famennien au nord, cf. ci-dessous) se marque nettement dans les paysages. La bande calcaire, appelée "Calestienne", forme un relief bordant au sud la dépression schisteuse de Fagne-Famenne. Cette dépression est limitée au nord par le Condroz, d'altitude plus élevée, suite à la présence des grès famanniens plus résistants à l'altération. Ces morphologies sont visibles sur la carte du relief, en annexe 3.



Un exemple de paysage caractéristique du bord sud du Synclinorium de Dinant. La photo est prise depuis le versant nord de la Calestienne au lieu-dit "Rond du Roi", près de Rochefort (la zone photographiée est matérialisée par l'aire plus claire sur le modèle topographique). On distingue, vers le nord, la vaste dépression schisteuse de la Famenne, entourant le plateau calcaire du Gerny et bordée au nord par les reliefs du Condroz.

Au bord nord du Synclinorium de Dinant, à l'est de Gerpennes et dans les Ecaïlles Haine-Sambre-Meuse, de Presles à la vallée du Samson, l'ensemble composé des Formations de Trois-Fontaines, Terres d'Hairs et Mont d'Hairs passe à la Formation de Nèvreumont (une cinquantaine de mètres au stratotype). Il s'agit généralement de calcaires fins organoclastiques et de calcaires grenus et oolithiques. Une certaine dolomitisation affecte la partie supérieure de l'unité qui comprend localement à Pepinster et à Verviers, un important niveau construit. La Formation de Nèvreumont est surmontée de la Formation du Roux (maximum 85 m), caractérisée par des schistes, des dolomies et des calcaires gréseux, suivis de calcaires et dolomies avec un niveau de stromatopores branchus. Dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant, la Formation de Fromelennes surmonte la Formation de Nèvreumont.

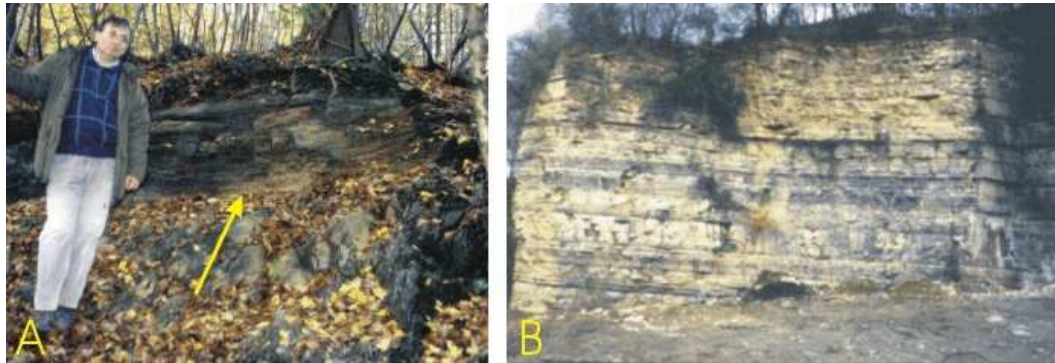


A: calcaire, grès, dolomie de la Formation du Roux à Profondeville (Synclinorium de Dinant). B: contact (en jaune) entre la Formation du Roux (à droite) et la Formation de Nismes (à gauche) à Annevoie (Synclinorium de Dinant).

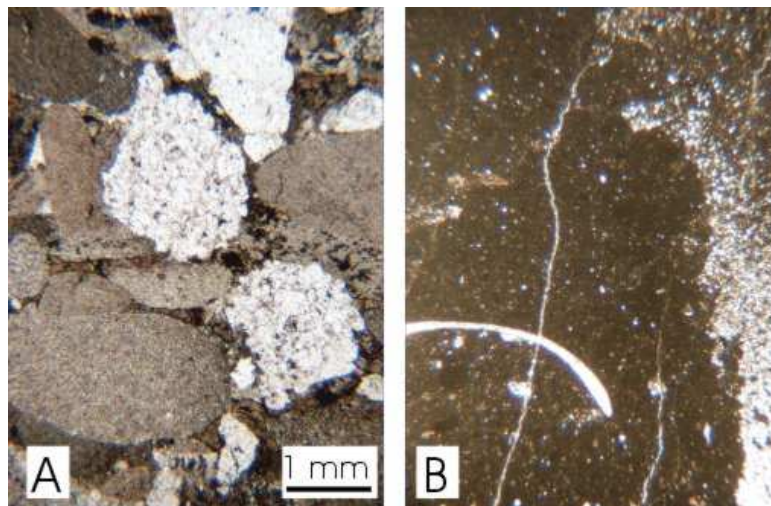
Dans le Tournaisien, le Givetien, épais de 490 m, est constitué d'alternances de bancs métriques riches en anhydrite et de bancs carbonatés ou argileux. Cette sédimentation évoque un milieu peu profond, confiné mais déjà subsident, formant une cuvette

évaporitique.

Dans le Parautochtone brabançon, le Givetien est limité à l'ouest de Namur. Dans la vallée de l'Orneau, il s'agit de la Formation du Bois de Bordeaux (125 m au stratotype). Cette formation est constituée de trois membres, à savoir le Membre des Mautiennes (conglomérat et roches argilo-gréseuses rouges, vertes ou bigarrées), le Membre d'Alvaux (alternance de calcaire organoclastique, parfois oolithique et de shales; localement, stromatolithes), et le Membre de Mazy ("roches rouges": siltites, conglomérats, grès, calcaires rougeâtres, paléosols). Plus à l'est, le Frasnien seul recouvre en discordance le socle brabançon.



A: discordance (flèche) dans la région d'Alvaux: le Membre des Mautiennes repose sur le Calédonien du Massif du Brabant; B: calcaires stratifiés à faible pendage sud du Membre d'Alvaux à Alvaux (Parautochtone brabançon).



A: conglomérat à galets de siltite et de grès de la Formation du Bois de Bordeaux à Ronquières, Parautochtone brabançon. B: calcaire lagunaire à Leperditia de la Formation de Trois-Fontaines, Vaucelles, bord sud du Synclinorium de Dinant (même échelle que A). Lames minces, lumière naturelle.

3.3. MAGMATISME ET TECTONIQUE

Au Givétien se mettent en place dans le Massif de Stavelot, les intrusions de tonalite de la Helle et de Lammersdorf, de composition dioritique à granodioritique, associées à des minéralisations de type "porphyry copper" et datées de 381 ± 16 Ma (Dejonghe & Melchior, 1996).

A la limite Givetien-Frasnien (± 377 Ma), la Zone Faillée du Brabant (aussi appelée "zone faillée de Nieuwpoort-Asquempont") joue en décrochement et devient active (André & Deutsch, 1984). Au sud, un autre décrochement dextre plus important a été mis en évidence. Il correspond à la "Faille Bordière". Cet accident désolidariserait le Massif du Brabant du parautochtone au nord du Bassin de Mons (Legrand, 1968).

3.4. MATERIAUX EXPLOITES

On exploite les calcaires eiféliens assez impurs de la Formation d'Hanonet pour du granulat (carrières de Couvin et de Baileux). Dans le Givétien, les calcaires de la Formation de Trois-Fontaines fournissent aussi du granulat (Wellin, Hotton, Couvin,...) et localement, pour les faciès récifaux les plus purs, du calcaire industriel (Wellin, Jemelle). Les Formations des Terres d'Hairs et de Fromelennes sont exploitées pour le granulat (Solre-sur-Sambre, Wellin, Hotton, Baileux) et enfin, la Formation du Mont d'Hairs fournit du granulat et du calcaire pur pour l'amendement, l'alimentation animale, etc. (Wellin, Hotton, Solre-sur-Sambre).

4. LE DEVONIEN SUPERIEUR

Au Frasnien, la phase transgressive entamée à l'Eifélien repousse ses rivages très loin vers le nord. Elle couvre la totalité du Massif du Brabant et atteint le Bassin de Campine. La sédimentation évolue vers des faciès mixtes calcaro-détritiques.

Au cours du Famennien cependant, un important mouvement régressif se fera sentir, avec le retour progressif de faciès littoraux terrigènes (Fig. III.7). Cet important changement de régime sédimentaire est probablement induit par les premières manifestations de l'orogénèse varisque, responsable d'un relèvement partiel du Massif du Brabant. L'érosion des rides situées au sein du bassin de sédimentation fournit également un important matériel détritique. Un refroidissement est possible dès le Frasnien supérieur.

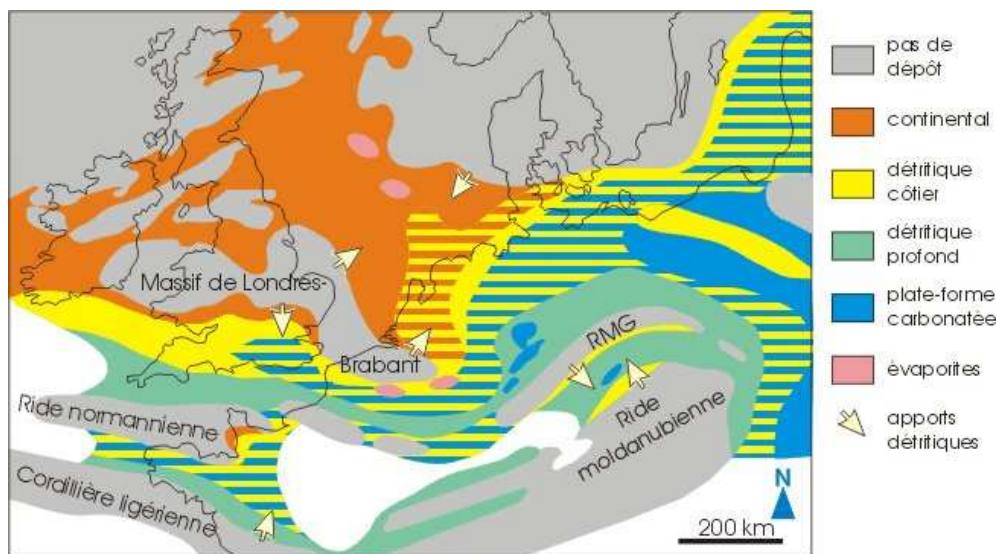


Fig. III.7: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dévonien supérieur. D'après Ziegler (1982), simplifié. "RMG" signifie Ride médio-germanique.

4.1. LE FRASNIEN

Cet étage est très connu en Wallonie en raison du développement important de monticules récifaux au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans l'Anticlinorium de Philippeville (Boulvain, 2006, 2007). Chacun des épisodes de croissance de "récifs" est interrompu par une période d'élévation du niveau marin, accompagnée d'un apport de sédiments terrigènes. Le Frasnien a fait l'objet d'une révision par la Commission nationale de Stratigraphie (Boulvain et al., 1999). Envisageons successivement la sédimentation argileuse de la base de l'étage, les épisodes bioconstruits et la généralisation de la sédimentation argileuse à la fin du Frasnien. Des informations complémentaires sur les récifs frasniens belges sont disponibles en consultant les [excursions](#).

4.1.1. La transgression frasnienne

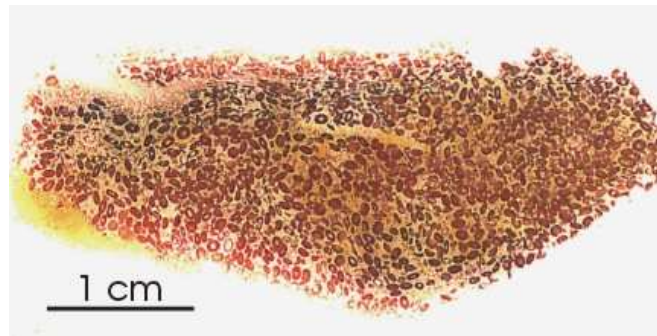
Après les faciès confinés de la Formation de Fromelennes, la base transgressive du Frasnien est caractérisée par une quarantaine de mètres de schistes, avec localement quelques faciès carbonatés dans sa partie inférieure (ainsi que la fameuse "Zone des Monstres", riche en *Spiriferidés* de grande taille): il s'agit de la Formation de Nismes (Fig. III.8).



Contact (flèche) entre les Formations de Fromelennes (à gauche) et de Nismes (à droite) au Sourd d'Ave, bord sud du Synclinorium de Dinant. Les couches sont renversées.

Cette formation s'observe tout au long du bord sud du Synclinorium de Dinant et dans l'Anticlinorium de Philippeville. Au bord nord

du Synclinorium de Dinant, la Formation de Nismes est reconnue jusque dans la région d'Annevoie-Rouillon avec une épaisseur réduite. Plus au nord, par exemple à Tailfer, elle passe latéralement à la Formation de Presles (Fig. III.8). Cette formation (d'une dizaine de mètres de puissance) est constituée de calcaires argileux et bioclastiques à brachiopodes et crinoïdes, suivis de schistes verts fins avec plusieurs niveaux d'hématite oolithique. On la retrouve dans les Ecailles Haine-Sambre-Meuse, mais elle disparaît à Huy où ne s'observent que quelques mètres de schistes et dolomies calcaires. Dans la Nappe de la Vesdre, on observe le passage latéral Presles-Nismes d'ouest en est.



Hématite oolithique de la Formation de Presles à Tailfer (bord nord du Synclinorium de Dinant). lame mince, lumière naturelle.

Dans le Parautochtone brabançon, s'individualise la Formation de Bovesse, constituée d'environ 80 m de schistes à lentilles récifales calcaro-dolomitiques ou dolomitiques (schistes de base: Membre de Bossières; lentilles récifales: Membre de Combreuil; schistes nodulaires latéraux et supérieurs aux lentilles récifales: Membre du Champ du Fau). Il faut remarquer que la Formation de Bovesse atteint des épaisseurs considérables aux sondages de Tournai (396 m) et de Leuze (318 m) où les schistes qui la constituent sont interrompus par deux barres calcaires.



Dolomie de la Formation de Bovesse. On remarque les coraux partiellement dissous.

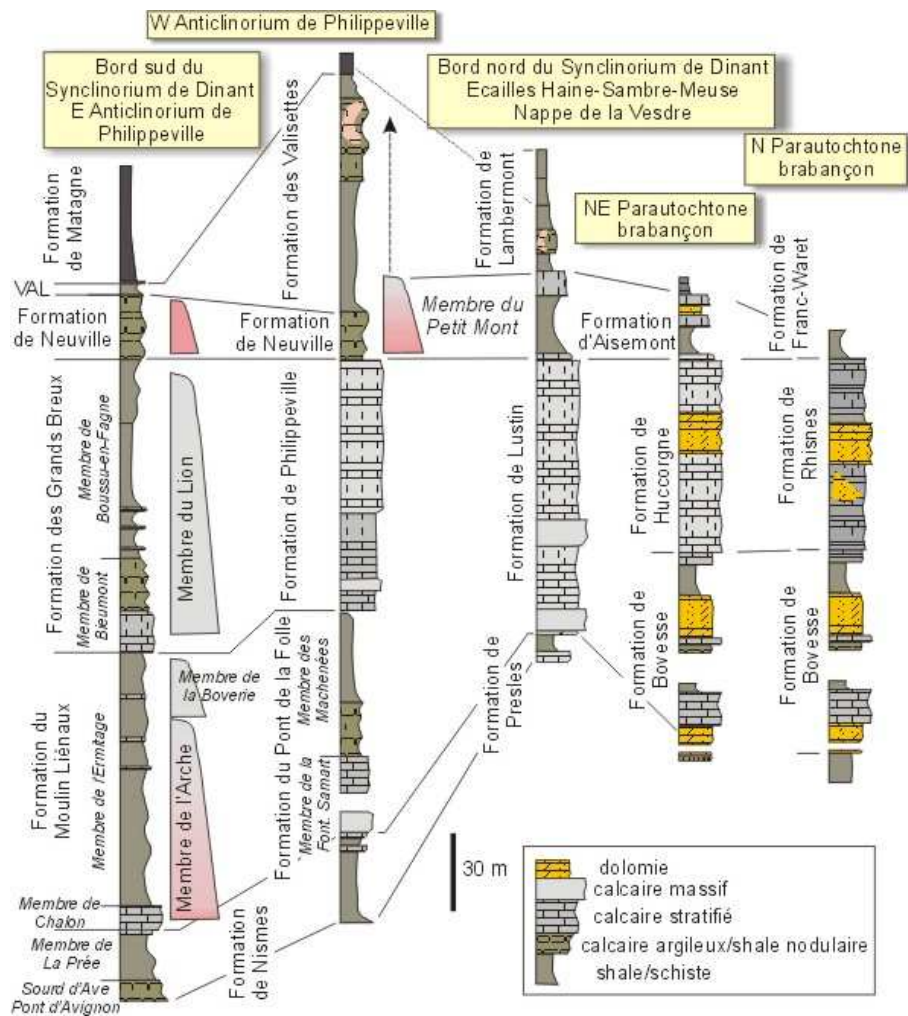


Fig. III.8: colonnes lithologiques corrélées du Frasnien belge. D'après Boulvain et al. (1999).

4.1.2. Les épisodes bioconstruits

Au sud du Synclinorium de Dinant (jusqu'aux environs de Durbuy, vers l'est) et dans la partie est de l'Anticlinorium de Philippeville (cf. Dumoulin et al., 1998), la division du Frasnien repose sur la superposition des trois niveaux de monticules récifaux (Figs. III.8, 10). Ces monticules sont particulièrement nombreux dans l'Anticlinorium de Philippeville (Fig. III.9) et représentent des curiosités géologiques d'importance mondiale. L'exploitation marbrière de la plupart de ces édifices par la technique du fil hélicoïdal laisse d'admirables parois sciées de plusieurs dizaines de mètres carrés.

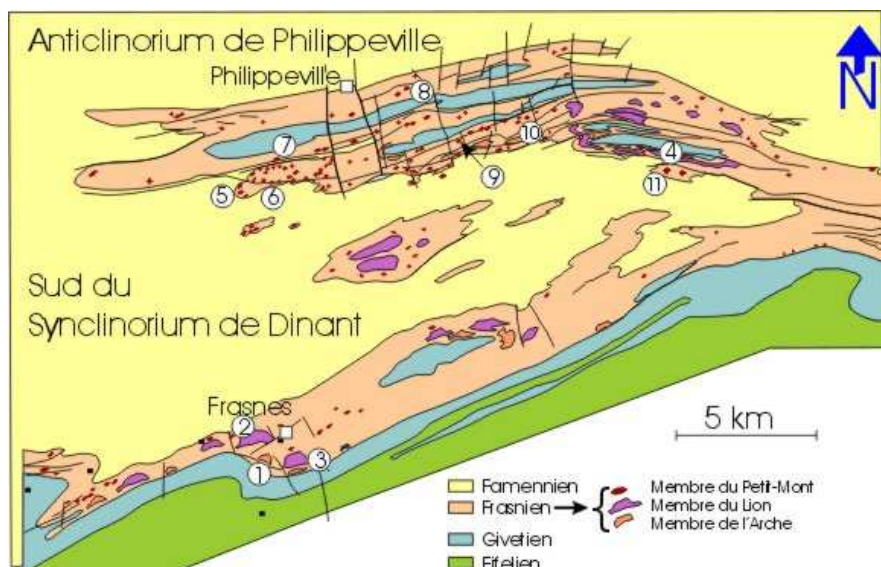


Fig. III.9: carte géologique de la zone Philippeville-Frasnes, mettant en évidence les monticules récifaux frasnien. Les plus connus sont: (1): carrière de l'Arche; (2): carrière du Nord; (3): carrière du Lion; (4): coupes du Moulin Bayot; (5): carrière de

Beauchâteau; (6): carrière Tapoumont; (7): carrière des Bulants; (8): carrière des Croisettes; (9): carrière des Wayons; (10): carrière de Rochefontaine; (11): carrières du Hautmont et du Petit-Mont.

- Au sein de la Formation du Moulin Liénaux, le niveau récifal inférieur (Membre de l'Arche) est formé de lentilles d'épaisseur hectométrique de calcaire fin, massif, rouge à gris clair, renfermant une faune abondante de stromatopores, crinoïdes, brachiopodes, coraux (Boulvain et al., 2005). Latéralement, ces édifices cèdent la place à quelques mètres de calcaires argileux localement bioclastiques (Membre de Chalon). Ils sont envasés par les schistes gris parfois carbonatés du Membre de l'Ermitage. Au-dessus du Membre de l'Arche se développent des édifices moins épais mais présentant tous les faciès des grands monticules récifaux: le Membre de la Boverie;
- le niveau récifal moyen (Membre du Lion), fait partie de la Formation des Grands Breux. Il s'agit de lentilles récifales de grande dimension (leur puissance atteindrait 150 m pour un diamètre kilométrique), où dominent les calcaires gris à stromatactis (figure sédimentaire issue de la dégradation d'éponges) et stromatopores, et aussi les calcaires à fenestreae déposés dans un lagon central (Fig. III.11). Latéralement, les édifices passent au Membre de Bieumont, constitué d'une quarantaine de mètres de calcaires argileux noirs, localement coralliens et riches en crinoïdes. Les édifices sont surmontés par les schistes du Membre de Boussu-en-Fagne;
- les monticules récifaux rouges supérieurs (Membre de Petit-Mont) appartiennent à la Formation de Neuville. Ils sont relativement peu différenciés au bord sud du Synclinorium de Dinant et ne sont constitués que de calcaire rouge à stromatactis. Leur épaisseur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. La Formation de Neuville est constituée de schistes à nodules calcaires et sa puissance varie de 24 à 110 m.



Base du Membre de Bieumont, au-dessus des schistes du Membre de l'Ermitage (indiquée par B. Delcambre, au centre de la photo...) Les couches sont en dressants. Région de Barvaux.



Monticule récifal du Membre du Lion dans la carrière du Lion à Frasnes (bord sud du Synclinorium de Dinant). La hauteur maximale de la paroi, au centre, atteint 50 m.



Shales à nodules calcaires du Membre de Boussu-en-Fagne (à gauche) reposant sur les calcaires du Membre du Lion (à droite) dans une des tranchées d'accès à la carrière du Lion à Frasnes, Bord sud du Synclinorium de Dinant.

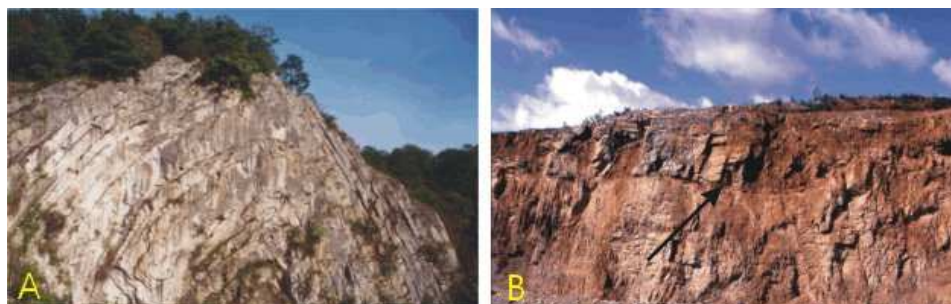
Dans la partie occidentale de l'Anticlinorium de Philippeville (Dumoulin et al., 1998), dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant au-delà de Durbuy et dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, les deux premiers niveaux de monticules récifaux sont remplacés par des alternances de calcaires stratifiés, parfois riches en organismes constructeurs et de shales. Certains niveaux calcaires fournissent les marbres Sainte-Anne (Membre de la Fontaine Samart) et Cousolre (Formation de Philippeville). On dénombre successivement les formations suivantes (Fig. III.8, III.10):

- la Formation du Pont de la Folle: surmontant la Formation de Nismes, cette unité est constituée d'une trentaine de mètres de calcaire gris et localement massif (marbre Sainte-Anne), puis noir et bien stratifié (le tout constituant le Membre de la Fontaine Samart) auxquels font suite une soixantaine de mètres de shales nodulaires et de shales (Membre des Machénées);



Formation du Pont de la Folle dans la région de Thuin (Synclinorium de Dinant). A: partie supérieure du Membre de la Fontaine Samart. B: Marbre Sainte-Anne.

- la Formation de Philippeville, constituant le principal niveau carbonaté de l'étage. Il s'agit d'une trentaine de mètres de calcaire noir en bancs minces avec quelques lentilles bioconstruites (marbre Cousolre), surmontée d'un complexe d'arrière-récif d'environ 60 m de puissance, à stromatopores, calcaires algaires, laminites. Cette formation peut être dolomitisée en tout ou en partie (cf. exploitation de Villers-le-Gambon, Boulvain et al., 1994);



A: anticlinal dans la Formation de Philippeville à Durbuy (Rocher d'Omalus). B: Formation de Philippeville partiellement

dolomitisée à Villers-le Gambon. La flèche souligne le contact dolomie-calcaire. Synclinorium de Dinant.

- la Formation de Neuville, avec une épaisseur moindre qu'au bord sud du Synclinorium de Dinant. Les monticules récifaux du Membre du Petit-Mont lui sont en partie associés. Dans l'Anticlinorium de Philippeville, cependant, ces édifices sont remarquablement développés (Figs. III.9, 10, 11) et ont fourni différentes variétés de marbre à fond rouge ("Griotte", "Royal", "Byzantin");
- la Formation des Valisettes: une centaine de mètres de schistes fins gris foncé et verdâtres; localement (à proximité des monticules du Membre du Petit-Mont), nodules calcaires rougeâtres et coraux.

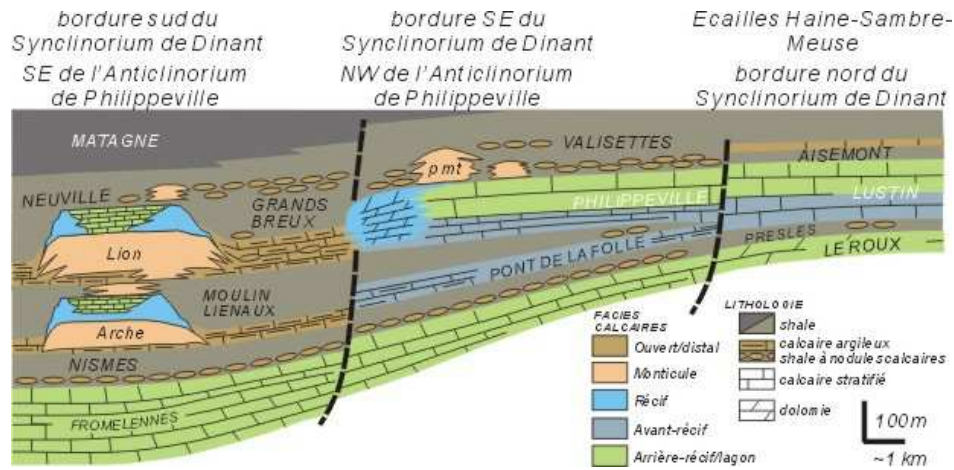


Fig. III.10: coupe méridienne dans le bassin de sédimentation frasien, avant la phase de plissement varisque.



Membre du Petit-Mont à la carrière de Beauchâteau, Senzeilles, dans l'Anticlinorium de Philippeville (Synclinorium de Dinant). Seule la moitié supérieure de ce monticule (à peu près 30 m) est visible à l'affleurement.

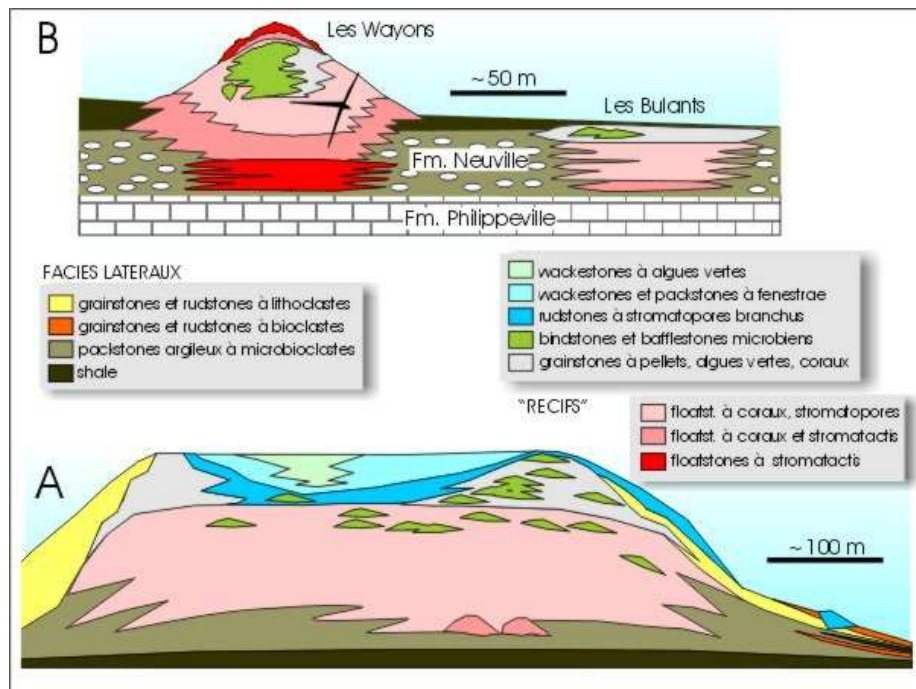


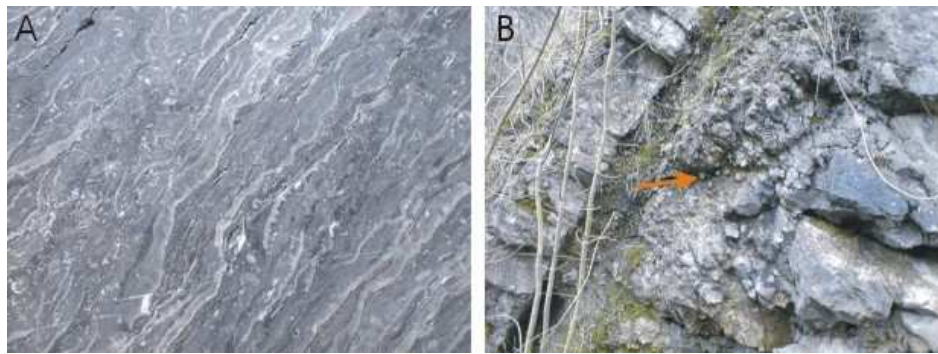
Fig. III.11: modèles sédimentologiques des monticules récifaux frasniens belges; A: Membres du Lion et de l'Arche (Boulvain et al., 2004). B: Membre du Petit-Mont dans l'Anticlinorium de Philippeville (Boulvain, 2001).

Les relations stratigraphiques entre les unités définies au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans l'Anticlinorium de Philippeville et ses annexes sont relativement complexes. En particulier, on peut dire que le passage de la Formation des Grands Breux à la Formation de Philippeville correspond au passage plate-forme externe à plate-forme interne. Une éventuelle barrière récifale pourrait se localiser au niveau de la bordure méridionale de l'Anticlinorium de Philippeville, mais la présence en cet endroit de charriages et d'une dolomitisation intense gêne fortement les études sédimentologiques. Plus tard, la présence des monticules du Membre du Petit-Mont dans l'Anticlinorium de Philippeville témoigne d'un retrait général des ceintures de faciès, dû à une importante hausse du niveau marin.

Au nord du Synclinorium de Dinant, les schistes du Membre des Machénées s'effacent progressivement et les calcaires construits et stratifiés des Formations du Pont de la Folle et de Philippeville ne forment plus qu'une seule formation appelée Formation de Lustin (50 à 110 m) (Fig. III.8, III.10). On retrouve également la Formation de Lustin dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Tilff, Aywaille) ainsi que dans la Nappe de la Vesdre et les Ecaillies Haine-Sambre-Meuse (Da Silva & Boulvain, 2004). Dans ces régions, la Formation de Neuville passe latéralement à la partie inférieure de la Formation d'Aisemont (Fig. III.8), constituée d'une vingtaine de mètres de calcaires relativement argileux à coraux, schistes nodulaires et calcaires ou dolomies algaires (Poty & Chevalier, 2007; Denayer & Poty, 2010).



la Formation de Lustin à Tailfer (bord nord du Synclinorium de Dinant). L'exploitation marbrière a laissé ce que l'on appelle "la grande dalle de Tailfer", gigantesque surface de stratification à pendage sud.



A: faciès biostromal (à stromatopores lamellaires) dans la Formation de Lustin à Tailfer. B: paléosol (flèche) dans la même formation à Barse. Bord nord du Synclinorium de Dinant.

Dans le Parautochtone brabançon, le Frasnien présente des faciès plus littoraux. Surmontant la Formation de Bovesse, la Formation de Rhisnes, épaisse d'une quarantaine de mètres, est constituée majoritairement de calcaires nodulaires riches en brachiopodes (Membres de Watiamont et de Falnuée) encadrant une partie intermédiaire formée de bancs calcaires à coraux et stromatopores (Membre de la Rocq). Dans la vallée de l'Orneau, la Formation de Rhisnes est réputée plus épaisse, mais se présente sous le même faciès nodulaire. Une différence essentielle concerne sa partie médiane où le Membre de Golzinne remplace le Membre de la Rocq. Il y débute par des calcaires en fines plaquettes qui surmontent sans transition le calcaire nodulaire et se poursuit par des calcaires stratifiés, très fins, noirs, exploités comme marbre (marbre noir de Golzinne).



A: exploitation souterraine de marbre noir à Mazy. B: Membre de Golzinne à Golzinne. Parautochtone brabançon.

Dans la région orientale du Parautochtone brabançon, la Formation de Rhisnes passe latéralement à la Formation de Huccorgne (75 m de calcaires et calcaires coralliens).



Formation de Huccorgne dans la localité éponyme, Parautochtone brabançon. Levé banc par banc par A-C. Da Silva.

4.1.3. La généralisation de la sédimentation argileuse à la fin du Frasnien

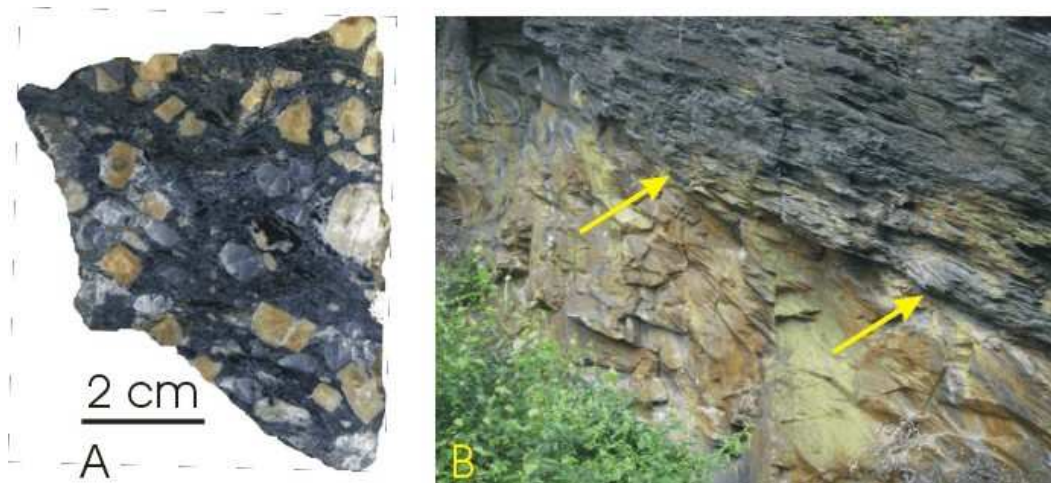
A la fin du Frasnien, la sédimentation terrigène se généralise et on observe au bord sud du Synclinorium de Dinant, la fameuse Formation de Matagne, constituée d'une cinquantaine de mètres de schistes fins et foncés à faune caractéristique (buchioles, goniatites, orthocères) (Fig. III.8).

Cette formation témoignerait d'un événement anoxique d'importance globale (au bord sud du Synclinorium de Dinant, la Formation de Matagne est contemporaine du "Lower Kellwasser" event). Dans l'Anticlinorium de Philippeville, la Formation de Matagne est très réduite et surmonte la Formation des Valisettes. Dans l'est du Synclinorium de Dinant, dans la région de Barvaux et jusqu'à Aywaille, la Formation de Matagne passe latéralement à une centaine de mètres de schistes violacés à lumachelles de brachiopodes (grands *Cyrtospirifer*) constituant la Formation de Barvaux. Dans la Nappe de la Vesdre, la Formation de Lambermont, en partie d'âge famennien (50-100 m), surmonte la Formation d'Aisemont et se caractérise par la présence d'un niveau à débris coralliens et nodules calcaires au sein de schistes verdâtres. Dans le Parautochtone brabançon, on observe une formation schisteuse d'une dizaine de mètres de puissance appelée Formation de Franc-Waret.

La Figure III.8 est un essai de corrélation des différentes formations du Frasnien.

4.1.4. Magmatisme

Au cours du Frasnien, dans le Massif de Rocroi, des dykes de microgranite et de diabase se mettent en place lors d'une phase de relaxation tectonique, en relation avec le régime distensif qui prédomine durant le Dévonien. Leur composition géochimique a une affinité de tholéiite intracontinentale et leur âge est estimé à 373 ± 9 MA (Goffette et al., 1991).



Intrusions magmatiques dans le Massif de Rocroi. A: microgranite porphyrique de Mairupt, Deville. B: contact (flèches) de la diabase de Saint-Nicolas avec son encaissant, les phyllades de la Formation d'Anchamps, Revin.

Notons encore que les calcaires dévoniens en bordure méridionale du Synclinorium de Dinant constituent un métallotecte régional pour le plomb et le zinc qui se serait formé lors de l'orogénèse varisque (Dejonghe, 1986, 1998; cf. annexe 5).

4.2. LE FAMENNIEN

Coïncidant avec une phase glaciaire dans les régions circumpolaires, le Famennien marque un épisode régressif. Une sédimentation terrigène s'étale sur une plate-forme peu profonde en voie de comblement. Vers le sud, cette plate-forme s'approfondit quelque peu, bien que la déclivité reste faible sur toute l'étendue du bassin. Un modèle très détaillé de cette plate-forme est proposé par Thorez (Figs. III.12 & III.13) (Thorez & Dreesen, 1986; Thorez et al., 2006 par exemple).

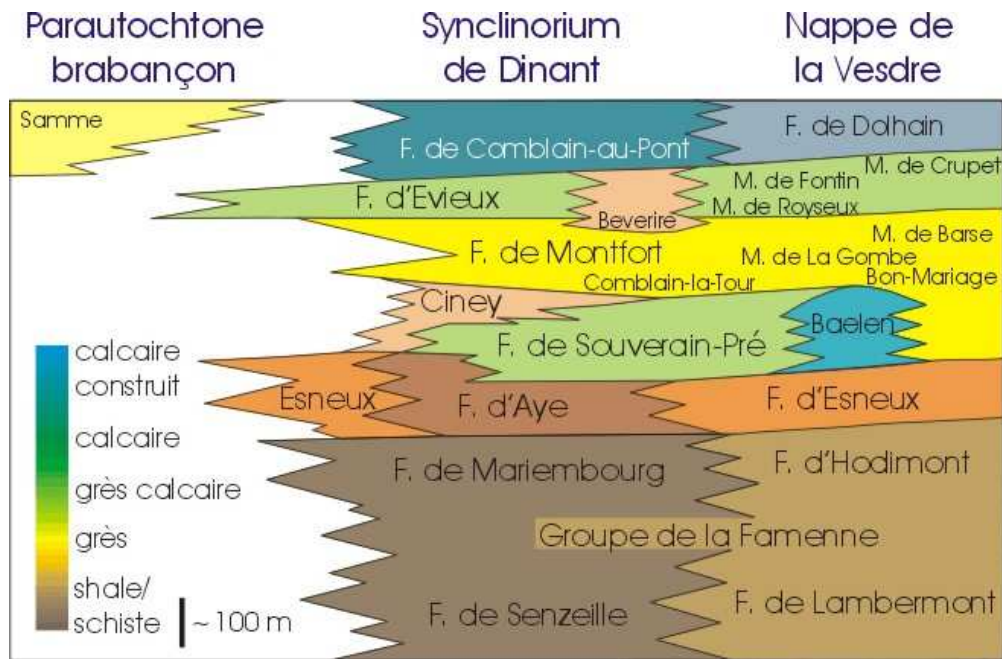


Fig. III.12: répartition des formations famenniennes, d'après [Bultynck & Dejonghe, 2001](#), modifié, inspiré des travaux de Thorez.

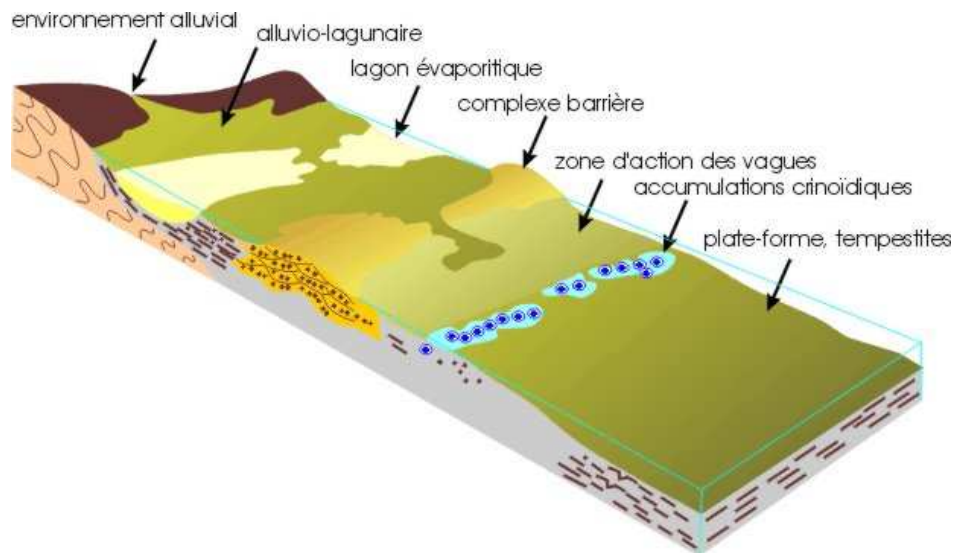


Fig. III.13: paléoenvironnements en bordure du Massif du Brabant au Famennien.

Le Famennien inférieur enregistre une sédimentation essentiellement péritique dans le Condroz et en Famenne. Il s'agit des schistes verdâtres de la Famenne. Cette unité, épaisse de plusieurs centaines de mètres, est surmontée par la Formation d'Aye (140-220 m), d'âge famennien moyen, à caractère plus silteux. Ces deux formations reflètent des conditions infratidales. Dans la partie proximale de la plate-forme, vers le nord, la Formation d'Aye passe latéralement à la Formation d'Esneux ("psammites stratoïdes" des anciens auteurs) (50-200 m). Cette unité, constituée d'une alternance de siltites argileuses verdâtres et de bancs de grès fin micacé traduit un milieu de dépôt subtidal, dans la zone d'action des vagues de tempête (les bancs de grès correspondent à des [tempestites](#) distales) (Fig. III. 14).



Détail des grès "stratoïdes" de la Formation d'Esneux. Limbourg (Nappe de la Vesdre).

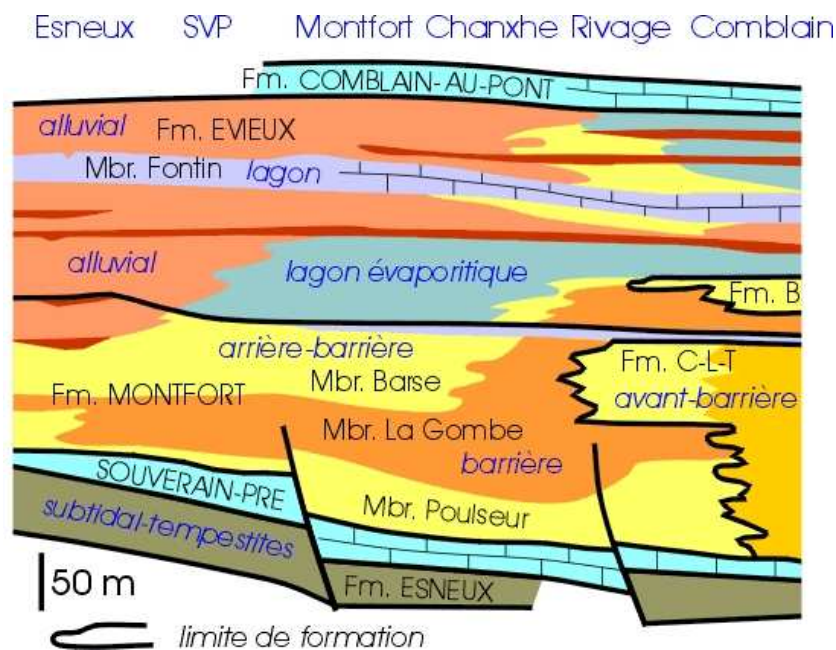


Fig. III.14: Formations et environnements du Famennien de la vallée de l'Ourthe. Fm. B: Formation de Beverire. Fm. C-L-T: Formation de Comblain-la-Tour. Noter les niveaux rouges (d'origine continentale) dans la Formation d'Eveux. D'après [Thorez et al. \(2006\)](#), modifié.

Au-dessus, la Formation de Souverain-Pré (50-150 m), fortement diachronique, se caractérise par des grès fins à nodules calcaires (considérés comme des lithoclastes). Cette formation traduirait une faible pulsation transgressive. Dans l'est, près de Limbourg, un faciès calcaire particulier s'intercale dans la Formation de Souverain-Pré, connu et anciennement exploité sous le nom de "Marbre rouge de Baelen". Il s'agit de monticules récifaux, atteignant de 20 à 150 m d'épaisseur, constitués d'accumulations de crinoïdes, éponges et algues disséminées dans une abondante matrice micritique ([Dreesen et al., 1985](#); Aretz & Chevalier, 2007). Vers le nord-est, plus près du rivage, la Formation de Souverain-Pré passe à la Formation de Ciney, plus sableuse.



Grès à nodules calcaires de la Formation de Souverain-Pré. Les nodules, partiellement dissous, sont en creux. Limbourg (Nappe de la Vesdre).



A: Membre de Baelen, flanc du monticule carbonaté. B: accumulation de crinoïdes, également en faciès de flanc. Limbourg, Les Forges (Nappe de la Vesdre).

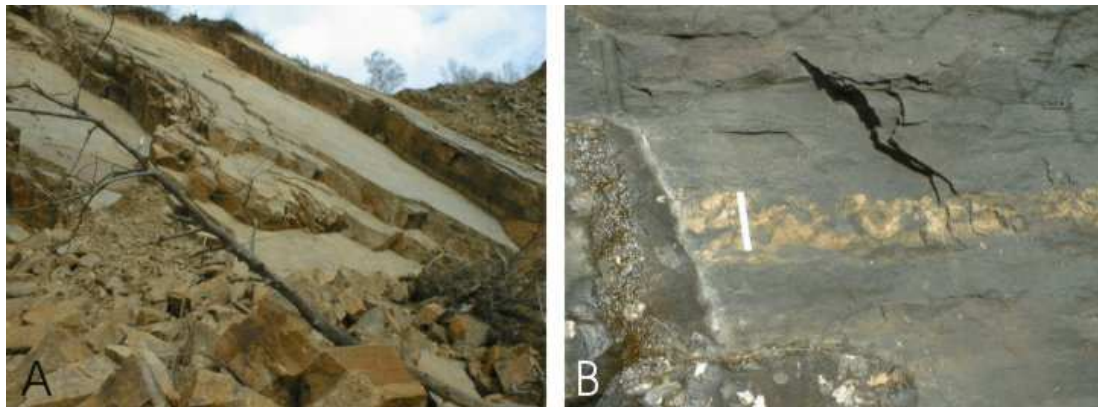
Au Famennien moyen à supérieur, le comblement du bassin s'accroît et la nature des sédiments devient essentiellement gréseuse ("Psammites du Condroz"). La Formation de Montfort (environ 150 m de grès en bancs métriques à plurimétriques à stratification plane et entrecroisée) comprend un complexe de [barres sableuses](#) (Membre de la Gombe), des faciès d'arrière-barrière (Membre de Barse) et des faciès d'avant-barrière (Membre de Bon-Mariage). Plus au large, la Formation de Comblain-la-Tour est caractérisée par des sédiments sablo-calcaires subtidaux (Figs. III.14).

Au-dessus de la Formation de Montfort, la Formation d'Evieux (120-200 m) s'est déposée dans un environnement à tendance plus continentale. La progradation générale de la plate-forme est responsable d'un déplacement des ceintures de faciès vers le sud et sur une même verticale, on observe une évolution régressive vers des environnements marins de plus en plus retraits ([sabkha](#) évaporitique), puis continentaux (complexes fluvio-alluviaux, [paléosols](#)). Le Membre de Fontin est nettement carbonaté, avec des faciès lagunaires.

Dans le Condroz, la nature des dépôts famenniens semble régie par une subsidence différentielle liée au soulèvement du Massif du Brabant. Les variations de faciès permettent de distinguer une mosaïque composée d'une dizaine de petites entités tectoniques au comportement autonome.

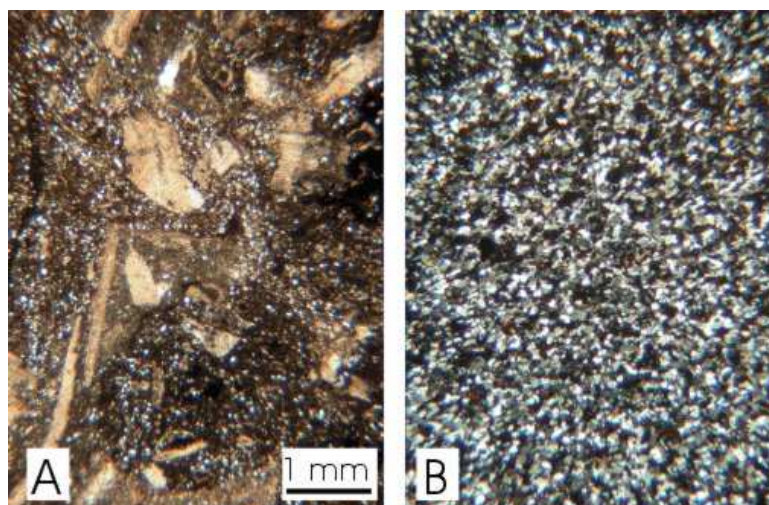
Entre Liège et Visé, une instabilité tectonique pratiquement ininterrompue pendant le Dévonien Moyen, le Dévonien Supérieur et le Carbonifère engendre des mouvements verticaux et des basculements de blocs ([Poty, 1991](#)). Ce jeu tectonique provoque l'émersion de certains domaines, notamment au sud de Visé où les calcaires frasniens sont soumis à une karstification intense (Fig. III.X). L'érosion qui s'ensuit génère des brèches sédimentaires dont les blocs s'accumulent au pied des falaises en périphérie des reliefs émergés (Poty, 1980).

Dans les Ecailles Haine-Sambre-Meuse, l'épaisseur du Famennien reste très faible. Des niveaux d'hématite oolithique présents au sommet de l'étage indiqueraient la proximité du littoral. Au bord nord, le Famennien n'est représenté que très localement, de la vallée de la Sennette à la Mehaigne via l'Orneau. Il s'agit de shales à oolithes ferrugineuses, surmontés de grès, calcaires gréseux et dolomies (Formation de la Samme, caractérisant aussi la base du Dinantien). Dans la région de Marche-les-Dames, la partie supérieure de cette unité expose un niveau de dolcrete, surmonté de grès et schistes rougeâtres précédant les premiers dépôts carbonifères.



A: Grès (arkoses) en faciès de barrière dans la Formation de Montfort à Arbre. B: entérolithes dolomitiques (en jaune) dans les grès de la Formation d'Evieux à Durnal. Synclinorium de Dinant.

Il faut remarquer que les "grès" du Famennien sont en réalité des arkoses (25-35% de feldspaths dans la Formation d'Esneux, 30-45% dans celles de Montfort et d'Evieux, avec localement des valeurs aussi hautes que 60%; Michot, 1963). Le feldspath et les micas (muscovite et biotite), conservés dans un état de fraîcheur exceptionnelle, proviennent probablement de l'érosion, sous des conditions climatiques semi-arides, d'un massif métamorphique situé à l'emplacement de la zone centrale des Pays-Bas actuels et se prolongeant vers l'est dans la région de Krefeld (Dusseldorf) (Verniers et al., 2002), totalement aplani dès le Tournaisien. Des courants E-W ("longshore currents") ont redistribué ces sédiments vers nos régions.



A: calcaire silteux à lithoclastes et crinoïdes de la Formation de Souverain-Pré à Poulseur (Synclinorium de Dinant), lame mince, lumière naturelle. B: grès (subarkose) de la Formation de Montfort à Chaudfontaine (Nappe de la Vesdre), lame mince, nicols croisés (même échelle que A).

Dès la fin du Famennien, un premier mouvement transgressif repousse le littoral vers le nord. Cette pulsation, qualifiée de strunienne, fait succéder aux faciès à dominante détritique du Famennien, une unité de plus en plus carbonatée appelée Formation de Comblain-au-Pont dans l'est du Synclinorium de Dinant (Fig. III.14).

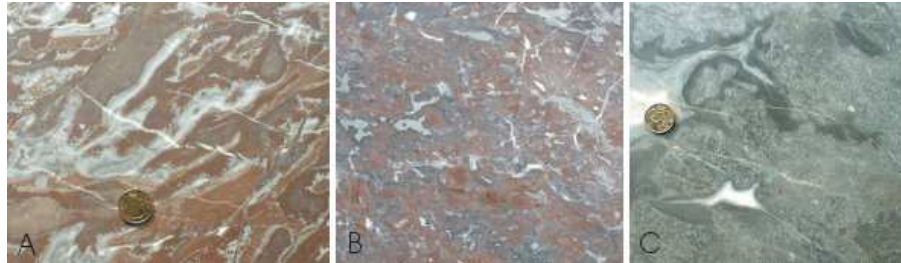
4.3. MATERIAUX EXPLOITES

Les calcaires frasniens ont livré une grande variété de "marbres" (au sens décoratif et pas au sens pétrographique). Retenons parmi les marbres gris riches en fossiles, le "Sainte-Anne" (Membre de la Fontaine Samart, exploité dans la région de Barbençon et La Buisnière), le "Cousolre" (Formation de Philippeville, carrière de Solre-Saint-Géry) et le "Florence" (Formation de Lustin à Tailfer); le Frasien a également donné un marbre noir (Formation de Rhisnes près de Mazy) et enfin, les célèbres marbres plus colorés issus des bioconstructions du Membre du Petit-Mont: le "Griotte", le "Royal", le "Byzantin" et le "Gris", exploités essentiellement dans l'Anticlinorium de Philippeville (Groessens, 1981).

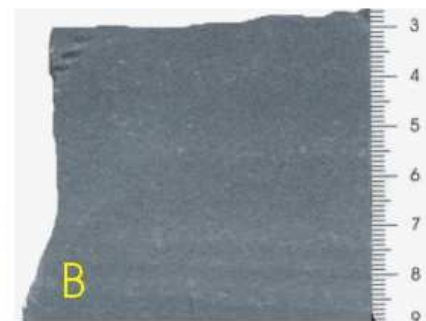
A l'heure actuelle, les seules variétés de marbre encore mises en valeur proviennent du Membre du Petit-Mont (carrières de Vodelée, Villers-le-Gambon, Neuville) et de la Formation de Rhisnes (carrière souterraine de Golzinne). D'autres utilisations des matériaux

frasniens ont pris cependant le relais: Les bioconstructions des Formations du Moulin Liénaux et des Grands Breux fournissent des calcaires très purs destinés notamment à la fabrication de chaux (carrières de Jemelle, Frasnes). Les faciès latéraux des bioconstructions, tout comme le Membre de la Fontaine Samart sont utilisés comme granulats (Solre-sur-Sambre, Lompret). Enfin, dans la Formation de Philippeville, les calcaires sont utilisés en granulats (Barbençon) tandis que la dolomie est employée pour la production d'engrais, de gravier ornemental et dans l'industrie chimique (carrières de Villers-le-Gambon).

Le Famennien est activement exploité pour ses grès. On produit des granulats et des moellons, dalles et pierres ornementales. Les carrières actives actuellement sont trop nombreuses pour être citées ici (voir Poty & Chevalier, 2004). Anciennement, le Membre de Baelen livrait un marbre rouge famennien assez semblable aux marbre rouges frasniens.



Exemples de marbres issus des édifices du Membre de Petit-Mont dans la région de Philippeville (Synclinorium de Dinant). A: "Griotte" (calcaire rouge à stromatactis). B: "Royal" (calcaire rouge à coraux, crinoïdes, brachiopodes). C: "Gris" (calcaire gris à coraux, stromatopores et cyanobactéries).



Utilisation du "grès" de la Formation de Montfort. A: église romane en moellons du village de Saint-Séverin, Condroz. B: "grès" utilisé en pavé. Echantillon scié.

5. LE CARBONIFERE

5.1. INTRODUCTION

Au cours du Carbonifère, l'Océan Rhéique s'amenuise et finit par se fermer. Plus au sud, l'Océan Galice-Massif Central-Moldanubien est également subducté.

Notre région occupait à cette époque une position équatoriale. Le continent gondwanien entre en collision avec l'Euramerica, puis effectue une rotation par rapport au bâti septentrional, laissant un océan proto-thétysien ouvert dans le secteur oriental. Cet affrontement engendre un régime tectonique compressif qui domine pendant le Carbonifère supérieur. Dans le nord de la France et dans notre pays, son paroxysme est atteint avec la phase asturienne de l'orogénèse varisque au Kasimovien.

En Belgique, le Tournaisien-Viséen (Dinantien) est caractérisé par une sédimentation carbonatée marine (Fig. III.15). Le Serpukhovien-base du Bashkirien (Namurien) comprend des dépôts terrigènes de milieu côtier (Fig. III.24). Au Bashkirien-Moscovien (Westphalien), la sédimentation paralique renferme de nombreuses veines de houille. Elle n'est plus interrompue que par de brèves incursions marines (Fig. III.25).

5.2. LE DINANTIEN

Le Dinantien est actuellement divisé en deux étages, le Tournaisien et le Viséen. Il a aussi été proposé de le diviser en cinq étages qui sont chronologiquement: l'Hastarien, l'Ivorien, Le Moliniacien, le Livien et le Warnantien. Dans cette proposition, Tournaisien et Viséen deviennent des séries. Nous utiliserons cette nomenclature dans ce qui suit.

La sédimentation du Dinantien marque un retour à des conditions franchement marines. Une plate-forme carbonatée s'installe sur la bordure méridionale du Massif du Brabant (Fig. III.15). L'aplanissement des reliefs calédoniens situés au nord et un climat aride limitent l'arrivée de sédiments terrigènes et permettent le démarrage de ce que l'on appelle souvent l'"usine à carbonates".

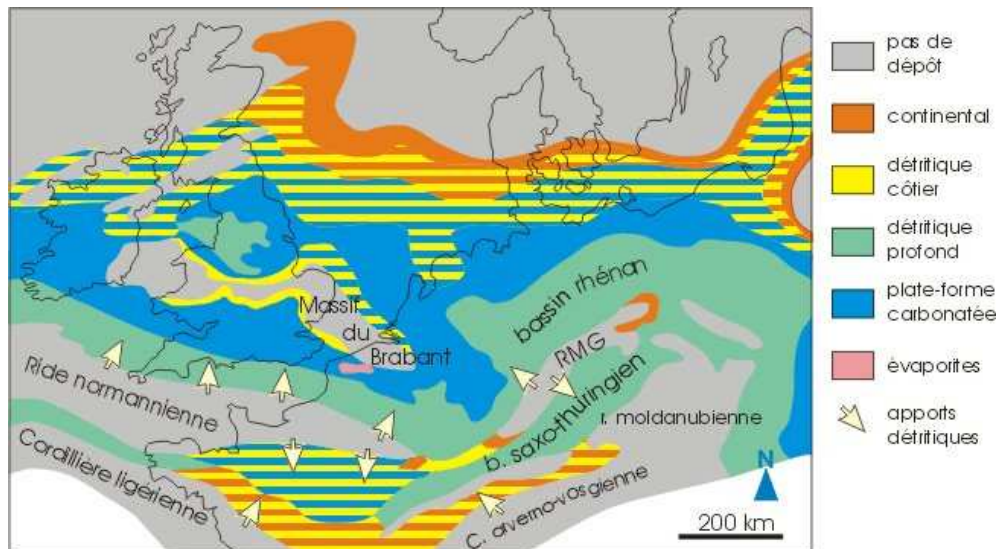


Fig. III.15: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dinantien. D'après Ziegler (1982), simplifié. "RMG": Ride médio-germanique. Cf. aussi la carte de [Van Hulst \(2012\)](#).

La subsidence différentielle de la plate-forme provoque des accumulations qui peuvent dépasser 2500 m de carbonates dans le Hainaut, tandis que certains blocs restent pratiquement émergés, notamment dans le Pays de Herve. Plus précisément, on distingue au sein de cette plate-forme (Fig. III.16) l'aire de sédimentation du Hainaut (ASH), l'aire de sédimentation de Namur (ASN), l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht (ASVM), l'aire de sédimentation du Condroz (ASC), l'aire de sédimentation de Dinant (ASD) et enfin l'aire de sédimentation de l'Avesnois (ASA).

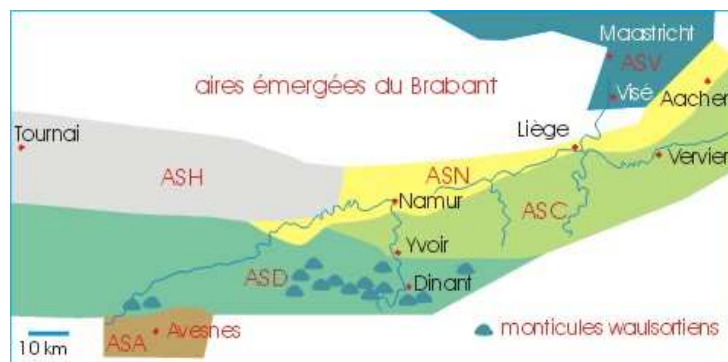


Fig. III.16: aires de sédimentation du bassin de Namur-Dinant au Dinantien. ASH: aire de sédimentation du Hainaut, ASN: aire de sédimentation de Namur, ASV: aire de sédimentation de Visé-Maastricht, ASC: aire de sédimentation du Condroz, ASD: aire de sédimentation de Dinant, ASA: aire de sédimentation de l'Avesnois.

On s'attardera quelque peu sur les subdivisions du Dinantien dont les coupes de référence sont définies en Wallonie. On trouvera une description détaillée des différentes formations du Dinantien dans Conil et al. (1977), Paproth et al. (1983a) et Hance et al. (2001). Ce dernier travail analyse l'architecture des corps sédimentaires et leur organisation séquentielle (Fig. III.17).

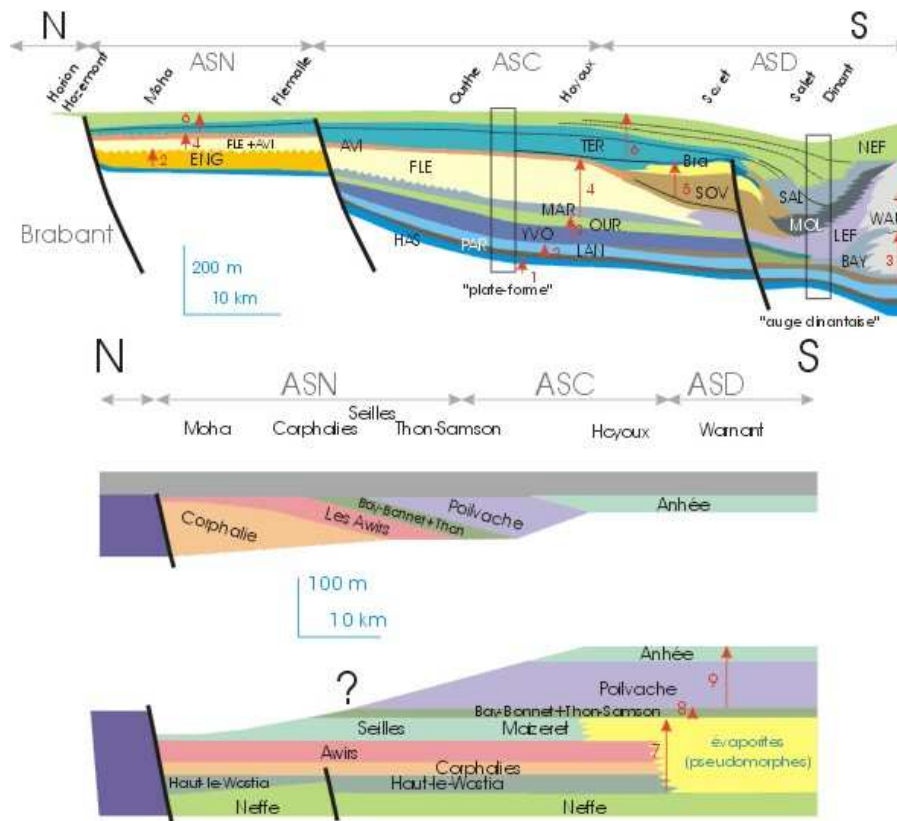


Fig. III.17: formations du Dinantien. Noms des formations: BAY: Bayard, ENG: Engihoul, FLE: Flémalle, HAS: Hastière, LAN: Landelies, LEF: Lefte, MAR: Martinrive, MAU: Maurenne, MOL: Molinee, NEF: Nefte, OUR: Ourthe, PAR: Pont d'Arcole, SAL: Salet, SOV: Sovet, TER: Terwagne, WAU: Waulsort, YVO: Yvoir. Les flèches rouges représentent des séquences sédimentaires contemporaines. Les rectangles correspondent aux logs schématiques de la Fig. III.22. D'après Hance et al. (2001).

5.2.1. L'Hastarien

L'Hastarien prolonge la transgression amorcée dès la fin du Famennien. Il succède cependant à un bref épisode régressif connu en Allemagne sous le nom d'"Hangenberg Event", auquel correspond une phase d'extinction majeure des faunes marines. Cet événement est matérialisé en domaine relativement profond par un niveau de black shale; en Belgique, il correspond à un arrêt de sédimentation suivi d'un banc calcaire à faune remaniée.

Au nord-est, dans l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht (ASVM), un système de blocs à subsidence différentielle se développe (Fig. III.19). Durant l'Hastarien, l'ASVM reste cependant en communication avec le bassin de Namur-Dinant.

Une sédimentation carbonatée s'installe sur une vaste plate-forme couvrant une part importante des futurs Synclinorium de Dinant et Parautochtone brabançon. La Formation d'Hastière y est caractérisée par une trentaine de mètres de calcaires bioclastiques (packstones, grainstones) en bancs métriques entrecoupés de lits schisteux pluri-centimétriques. Ce sont des tempestites proximales (Van Steenwinkel, 1980). A l'ouest, l'auge hennuyère (ASH) accueille des sédiments mixtes calcaro-grésos-dolomitiques de faciès plus littoral (Formation de la Samme). Ensuite, s'observe l'épisode terrigène de la Formation du Pont d'Arcole ("schistes à *Spiriferina peracuta*" et à bryozoaires, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de puissance), correspondant à une pulsation transgressive rapide. Cette transgression réduit plus encore le domaine émergé du Brabant. La Formation de Landelies témoigne ensuite d'un redémarrage de la production de carbonate avec des faciès de calcaires bioclastiques à tempestites et une puissance proche de ceux de la Formation d'Hastière (Fig. III.18). Au nord du Synclinorium de Dinant, par exemple dans la région de l'Ourthe, la Formation de Landelies comprend les dolomies de Royseux (environ 25 m de puissance). Dans l'ASN, la Formation d'Engihoul représente l'équivalent latéral dolomitisé de la Formation de Landelies, avec des faciès évaporitiques. Cette formation, avec celles qui la surmontent, constitue le Groupe de Namur, succession de près de 200 m de dolomie.

Un autre épisode transgressif accompagné d'épandages détritiques plus localisés succède à la Formation de Landelies et correspond à la Formation de Maurenne (calcaires argileux, anciennement "calcschistes") dans la partie centrale du futur Synclinorium de Dinant et dans les Ecaillés Haine-Sambre-Meuse. La Formation d'Arquennes dans le Hainaut (ASH) montre un faciès assez proche.



Dolomies du Groupe de Namur à Marche-les-Dames. Lithostratigraphiquement, elles représentent l'équivalent dolomitisé des Formations d'Engihoul, Longpré, Terwagne et Neffe. Parautochtone brabançon.

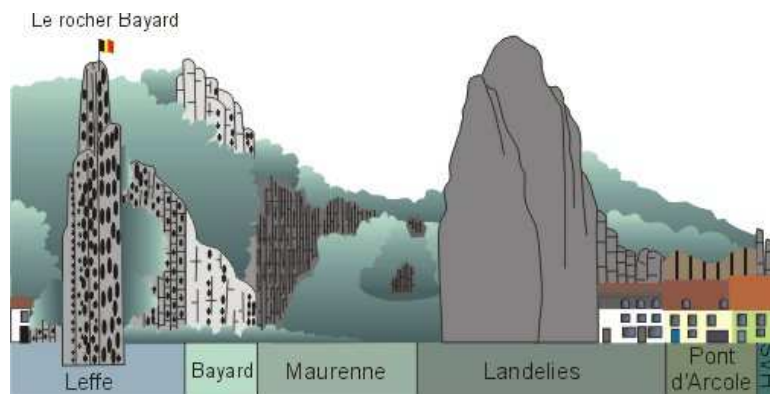
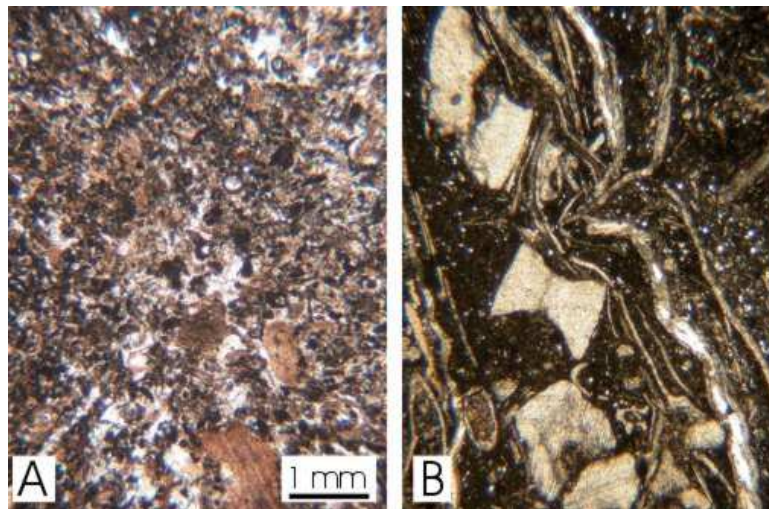


Fig. III.18: le Tournaisien au site du Rocher Bayard à Dinant.



Formations d'Hastière, du Pont d'Arcole et de Landelies dans la coupe de la gare de Rivage, vallée de l'Ourthe (Synclinorium de Dinant).



A: calcaire (grainstone) bioclastique de la Formation d'Hastière à Comblain-au-Pont. B: calcaire argileux à crinoïdes et brachiopodes, Formation de Maurenne, coupe d'Yvoir. Synclinorium de Dinant. Lames minces, lumière naturelle.

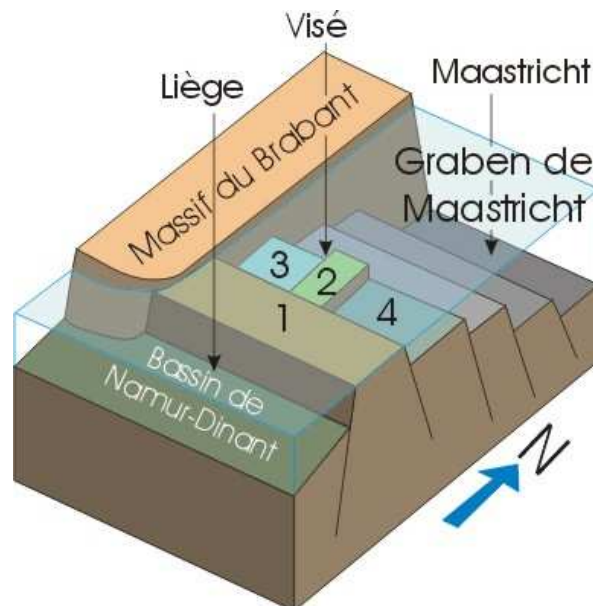


Fig. III.19: position relative des blocs tectoniques dans l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht durant le Dévonien Supérieur-Carbonifère. 1: ride de Booze-Val-Dieu, 2: bloc de Souvré, 3: bloc d'Hermalle-sous-Argenteau, 4: bloc de Bombay. D'après Poty (1991), modifié.

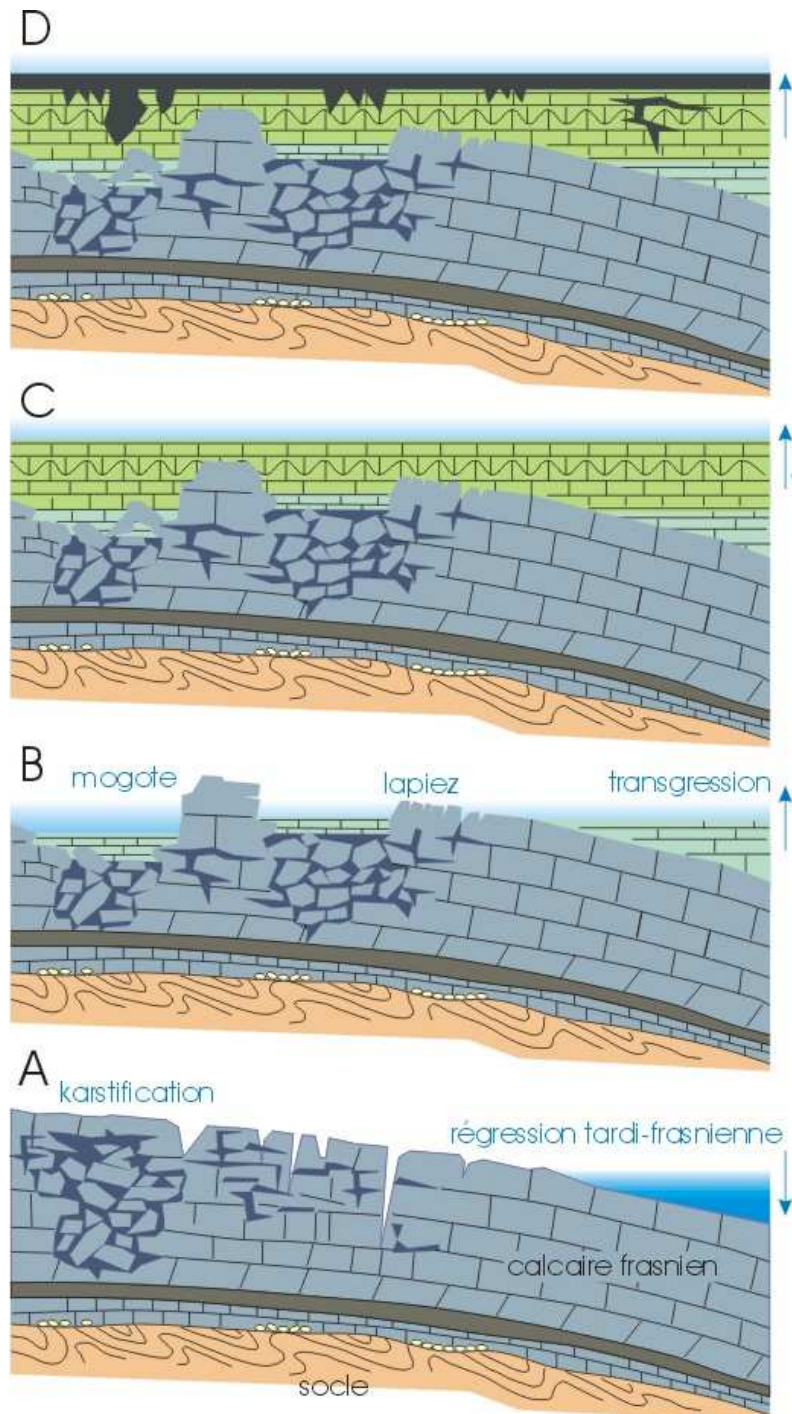


Fig. III.20: reconstitution des événements tectono-sédimentaires dans l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht du Dévonien supérieur au Carbonifère. La situation décrite correspond schématiquement au bloc de Bombaye. A: Durant le Famennien, les calcaires frasnien sont émergés et soumis à la karstification. B: des dépôts calcaires (conglomérats, brèches,...) se mettent en place durant l'Hastarien. C: les niveaux marins les plus hauts du Viséen sont enregistrés (calcaires bioclastiques et bioconstructions microbiennes). D: après l'émersion et la karstification associée au sommet du Viséen, des sédiments fins sont déposés au cours du Serpukhovien.

5.2.2. L'Ivorien

La subsidence différentielle de la plate-forme carbonatée est responsable de l'individualisation de domaines paléogéographiquement contrastés. Ainsi, l'auge dinantaise (ASD) (Figs. III.16, III.17) verra se développer des faciès de monticules récifaux, alors que les autres régions (nord du Synclinorium de Dinant, Hainaut) seront le siège d'une sédimentation bioclastique, souvent riche en crinoïdes. Dans l'ASVM, la ride de Booze-Val-Dieu émergée (Fig. III.19) coupe toute communication avec le bassin de Namur-Dinant. L'aire de sédimentation demeurera connectée avec le bassin de Campine. La sédimentation y est variable d'un bloc à l'autre en fonction de la subsidence différentielle mais d'une manière générale, seuls les hauts niveaux marins du Dinantien seront enregistrés (Fig. III.20).

Dans l'auge dinantaise (ASD), Les [monticules waulsortiens](#) (Formation de Waulsort) s'édifient au départ d'une semelle crinoïdique

épaisse de quelques dizaines de mètres (Formation de Bayard) et forment des lentilles de 300 à 400 m d'épaisseur pour un diamètre de plusieurs kilomètres. Ils sont constitués principalement de boue calcaire à stromatactis et fénestelles (bryozoaire rameux).

L'édification de ces monticules se réalise en quatre phases, dépendantes de la bathymétrie:

- la première phase (A) se caractérise par une communauté organique à faible diversité dominée par les fénestelles et les crinoïdes. Des cavités cimentées sont fréquentes;
- la deuxième phase (B) enregistre le développement des éponges aux dépens des fénestelles;
- la troisième phase (C) connaît une explosion de la diversité avec l'apparition des foraminifères pluriloculaires, des gastéropodes, des trilobites, des échinoïdes, des cyanobactéries et des pelotes algaires. Les fénestelles ne sont plus présentes que sous forme de débris;
- La phase ultime (D) renferme les mêmes organismes que les phases précédentes, avec localement quelques dasycladacées. La présence d'encroûtements et une micritisation envahissante caractérise cette phase (Lees et al., 1985).

Toutes ces phases ne sont pas nécessairement présentes dans les édifices. La présence ou l'absence de ces phases est conditionnée par la profondeur à laquelle le monticule waulsortien s'installe sur la plate-forme carbonatée (Fig. III.21).

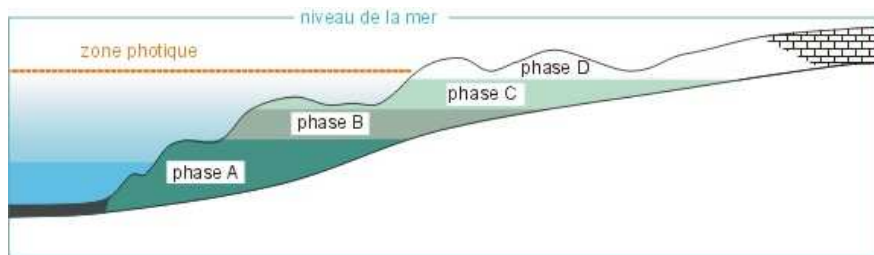


Fig. III.21: distribution des phases A à D de développement des monticules waulsortiens le long d'une rampe carbonatée. D'après Lees et al. (1985), modifié.



Formation de Waulsort à Sosoye (Synclinatorium de Dinant).

La Formation de Leffe (calcaires lithoclastiques à cherts) représente un faciès latéral des monticules, avec localement des phases de démantèlement matérialisées par des coulées de débris (très visibles au Rocher Bayard) (Fig. III.22). La grande taille des monticules induit un relief sous-marin qui va conditionner les processus sédimentaires ultérieurs dans l'ASD.

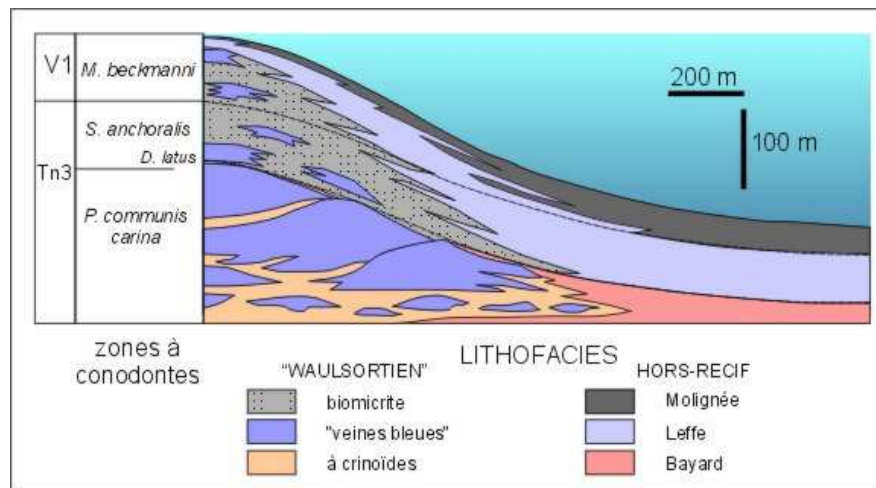
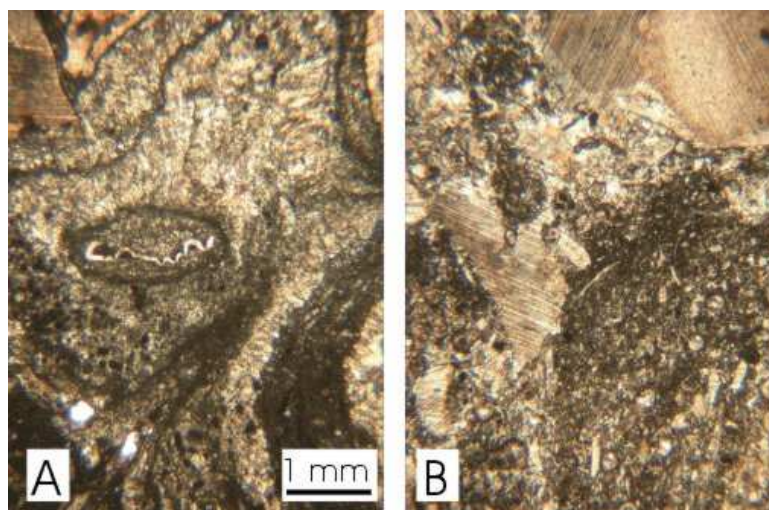


Fig. III.22: "anatomie" des monticules waulsortiens et relations avec les faciès latéraux. D'après Lees & Conil (1980), modifié.

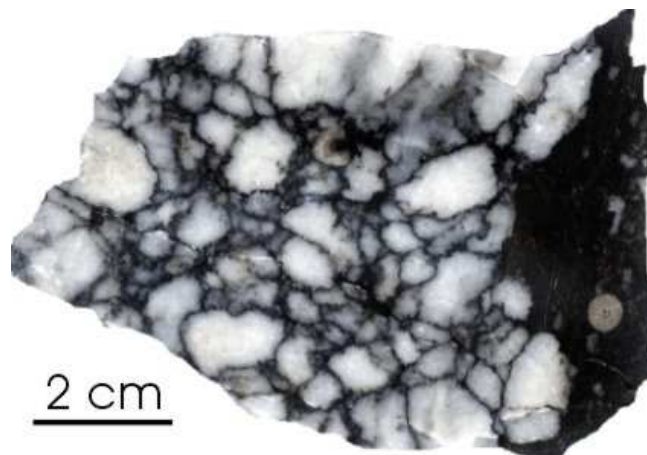


A: calcaire construit de la Formation de Waulsort à Anseremme (Rocher du Moniat): on observe plusieurs générations de ciment alternant avec des encroûtements algaires. B: calcaire bioclastique de la Formation de Leffe dans la coupe de la gare de Gendron (même échelle que A). Synclinorium de Dinant. Lames minces, lumière naturelle

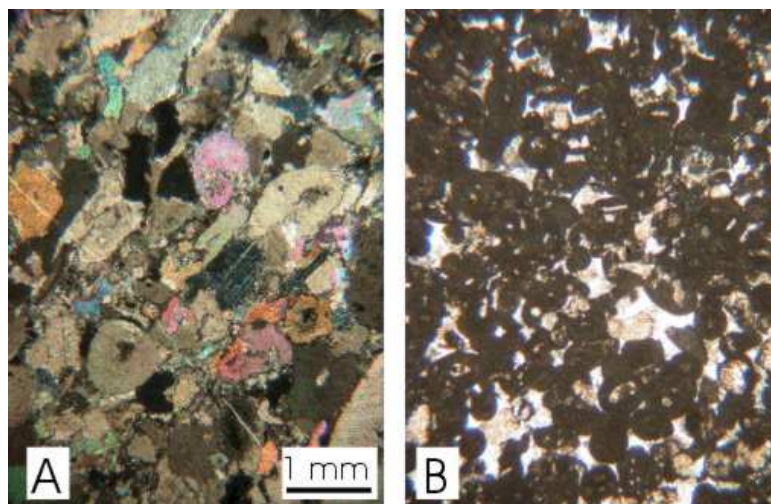
Dans l'ASC, la sédimentation ivorienne est moins épaisse. L'abondance des faciès crinoïdiques donne naissance à des calcaires de type "petit granit", utilisés dans la construction. Ainsi, dans la région de l'Ourthe, on observe la succession des formations suivantes (Fig. III.23): Formation d'Yvoir (environ 50 m de calcaires crinoïdiques à cherts noirs), Formation ("Encrinite", "Petit granit") de l'Ourthe (une cinquantaine de mètres de calcaires crinoïdiques sans cherts), Formation de Martinrive (une cinquantaine de mètres de calcaires foncés à cherts avec localement des pseudomorphes d'anhydrite), Formation de Longpré comprenant l'Encrinite de Flémalle (calcaires crinoïdiques; 65m de puissance dans l'Ourthe), et l'Oolithe des Avins (10 à 20 m de calcaire oolithique). La Formation de Longpré peut être partiellement ou totalement dolomitisée (cf. Groupe de Namur dans l'ASN).



Exploitation de l'Encrinite de l'Ourthe au câble diamanté dans la carrière de la Préale, à Chanxhe (Vallée de l'Ourthe), Synclinorium de Dinant.



Calcaire à pseudomorphes d'anhydrite (structure en "chicken wire"), Formation de Martinrive, carrière de la Préale à Chanxhe.

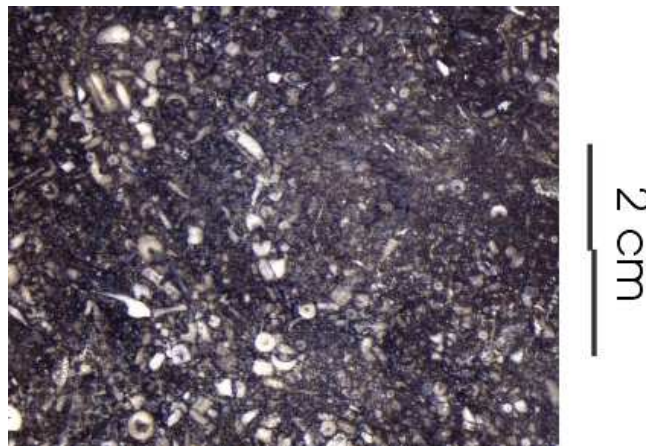


A: calcaire (grainstone) à crinoïdes de la Formation de l'Ourthe à Rivage, lame mince, nicols croisés. B: calcaire (grainstone) à oïdes de la Formation de Longpré (Membre des Avins), Engis, lame mince, lumière naturelle (même échelle que A).



Contact paléokarstique (partiellement souligné de rouge) entre les Formations de Martinrive (à gauche) et de Longpré (à droite). Coupe de Rivage; Synclinorium de Dinant.

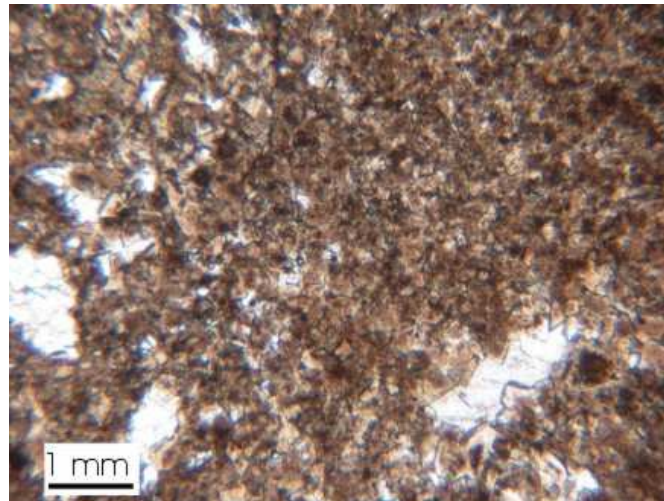
Dans le Tournaisis (ASH), un domaine distinct probablement fortement subsident, permet l'accumulation de plus de 300 m de calcaires surtout crinoïdiques qui font aujourd'hui la richesse du bassin carrier de Tournai. Dans le détail, on recense dans la région d'Ath-Soignies, les Formations de Lalaing (calcaires et dolomies crinoïdiques), d'Ecaussines (calcaire crinoïdique principalement, avec deux membres: le Membre de Perlonjour et le Membre de Soignies; le "Petit Granit" correspondant au Membre de Soignies), de Malon-Fontaine (calcaire argileux avec localement, cherts), le Groupe de la Dendre et la Formation de Lens (calcaires foncés à crinoïdes, coraux et cherts). Dans la région de Tournai, on a les formations de Tournai (calcaires crinoïdiques et calcaires argilo-siliceux) d'Antoing (calcaires argilo-siliceux, pauvres en fossiles) et de Pecq (calcaire et dolomie massive à crinoïdes).



"Petit Granit" (Membre de Soignies de la Formation d'Ecaussine). L'échantillon poli montre l'abondance des crinoïdes et l'aspect inhomogène, dû à la bioturbation.



A: Formation d'Antoing exploitée dans la carrière du Milieu, à Gaurain-Ramecroix (ASH). B: château de Mielmont, près de Onoz, bâti sur les dolomies du Groupe de Namur. Parautochtone brabançon.



Dolomie de la Formation de Namur à Onoz, Parautochtone brabançon. lame mince, lumière naturelle.

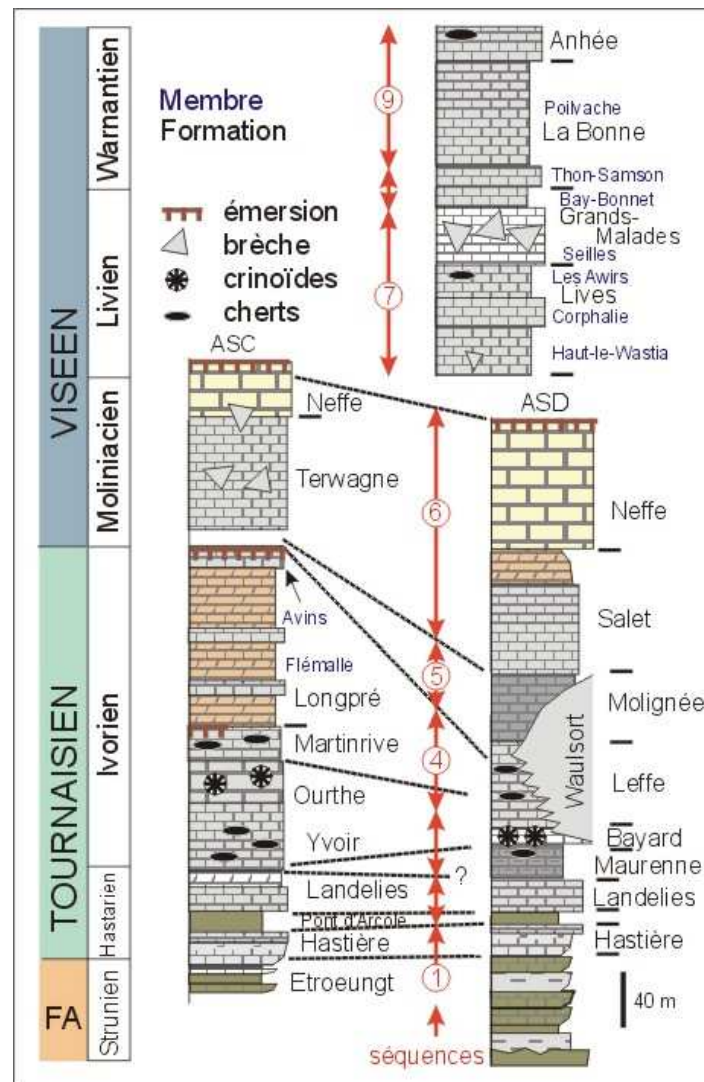


Fig. III.23: colonnes lithologiques des formations du Dinantien dans les vallées de la Meuse et de l'Ourthe. L'interprétation séquentielle (flèches rouges) et la biostratigraphie permettent de constater qu'il n'y a pas d'équivalent de la Formation de la Mognée dans l'aire de sédimentation du Condroz. D'après Hance et al. (2001), modifié.

5.2.3. Le Moliniacien

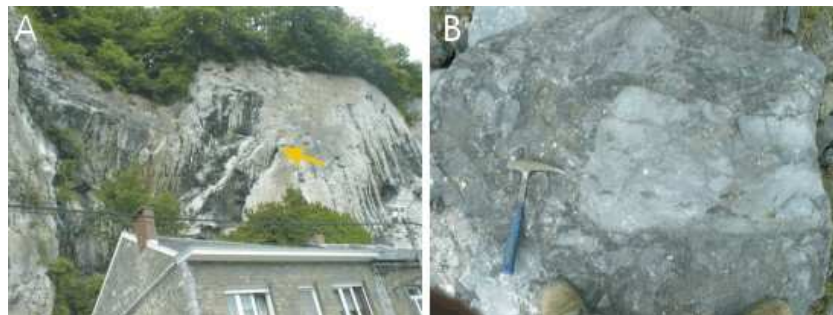
Le Moliniacien est marqué par un certain renouvellement de la faune, lié à l'ouverture de nouvelles communications marines ou à l'instauration de conditions écologiques plus favorables. La sédimentation moliniacienne va tendre à gommer les reliefs provoqués par la subsidence différentielle de la plate-forme et le développement des monticules waulsortiens au cours de l'Ivorien.

Dans l'aire de sédimentation de Dinant, isolée suite à une chute du niveau marin au début du Moliniacien, des sédiments carbonatés fins se déposent dans des conditions extrêmement calmes et dysoxiques à anoxiques. Ces sédiments constitueront la Formation de la Mognée (Marbres noirs de Dinant et de Denée, abondamment utilisés en marbrerie et pour la statuaire) dont l'épaisseur peut atteindre une centaine de mètres. A Denée, ce calcaire noir comprend des niveaux de turbidites calcaires (Mottequin, 2004, 2008), indiquant un milieu moins stable en bordure de l'auge dinantaise. La Formation de la Mognée est surmontée, toujours dans l'auge dinantaise en voie de comblement, par la Formation de Salet, montrant des faciès calcaires assez variés. La Formation de Sovet, observée au nord de l'ASD dans la zone de transition vers l'ASC, comprend des faciès bioclastiques et lithoclastiques riches en crinoïdes. Elle est souvent dolomitisée et constitue un équivalent plus proximal de la Formation de la Mognée (Fig. III.17).



Cherts dans les calcaires de la Formation de Leffe au Rocher Bayard à Dinant (à gauche) et calcaires noirs de la Formation de la Molignée dans la coupe de la route de Salet (à droite). Synclinorium de Dinant.

Au même moment, une mer peu profonde recouvre le Condroz. Sa faible bathymétrie, responsable de lacunes sédimentaires (dont une importante lacune d'émersion à la base du Moliniacien, Fig. III.23), ne permet que le dépôt de faciès relativement confinés: la Formation de Terwagne (65 m de calcaires foncés et bien stratifiés, finement grenus, à oolithes, oncolithes, stromatolithes dans la région de l'Ourthe).



A: bloc cyclopéen dans la brèche de l'Ourthe à Aywaille (flèche). B: détail de la brèche dans la carrière de la Belle Roche. Synclinorium de Dinant.

A la fin du Moliniacien, le nivèlement du relief induit par la subsidence ivorienne et le développement des monticules waulsortiens est terminé. Des sédiments de même nature se déposent sur la majeure partie de la plate-forme: il s'agit de la Formation de Neffe, constituée de 40 à 80 m de calcaires massifs en gros bancs, clairs, grenus, fréquemment oolithiques avec coraux et brachiopodes (lumachelles).

A l'est du Condroz, des phases d'émersion engendrent le développement de brèches calcaires de collapse (Brèche de l'Ourthe) aux dépens des Formations de Terwagne, de Neffe et même localement de Lives. Ces formations, une fois dolomitisées, sont incluses dans le Groupe de Namur. Vers l'ouest de l'aire de sédimentation de Namur (vallées de l'Orneau et de la Ligne), Les Formations de Terwagne et Neffe passent latéralement à la Formation d'Onoz (calcaires foncés et dolomies).

Dans la région d'Ath (ASH), le Moliniacien correspond aux formations de Basècle (avec pour cette dernière un faciès particulier: le "Marbre noir de Basècles"), d'Ecacheries (calcaires argileux foncés) et de Thieusies (alternances de calcaires foncés à cherts et de calcaires plus clairs et plus grenus).

Au sommet du Moliniacien, un retrait sévère de la mer provoque l'émersion de la plate-forme, la karstification du sommet du calcaire de Neffe et le développement d'un conglomérat à galets carbonatés: le Banc d'Or de Bachant qui doit son nom aux cristaux de pyrite qu'il renferme. Le matériel argileux de cet horizon provient du remaniement et de l'altération pédogénétique de cendres volcaniques (cinérite).

5.2.4. Le Livien

Au Livien, une mer très peu profonde envahit la plate-forme carbonatée en partie exondée à la fin du Moliniacien. Des faciès [évaporitiques](#) et confinés à [stromatolithes](#) se développent à la base de la Formation de Lives.

Le remarquable caractère séquentiel de la sédimentation livienne s'affirme dès le membre inférieur de cette formation. Ce processus répond à une série d'oscillations bathymétriques ouvrant et fermant la plate-forme à l'influence du domaine marin ouvert situé au

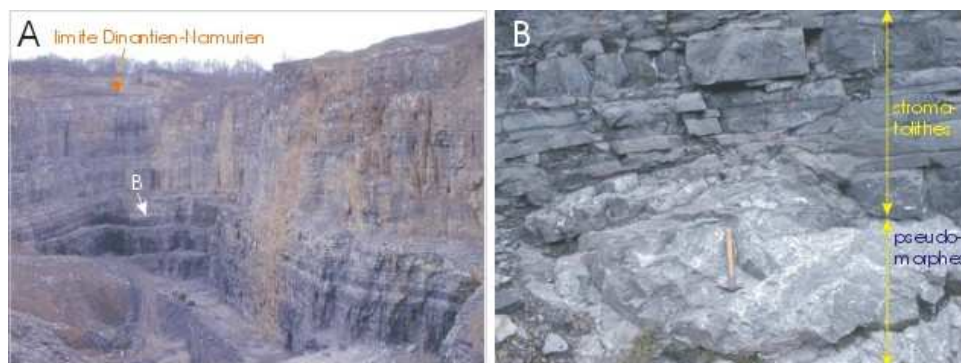
sud. Pendant les périodes au cours desquelles une communication s'établit avec le large, le brassage des eaux permet un épanouissement de la faune. La plate-forme reçoit une sédimentation bioclastique dont les matériaux sont partiellement issus d'un tapis corallien. Ces périodes coïncident avec l'édification de quelques lentilles récifales à algues et bryozoaires dans les aires de sédimentation de Namur (Bomel, Engihoul) et de Dinant (Bouvignes, Fond de Rostène) (Lauwers, 1992; Chevalier & Aretz, 2005; Aretz & Chevalier, 2007). Pendant les phases confinées, la profondeur d'eau diminue. Les échanges avec le large sont limités ou inexistants. Des tapis algo-microbiens envahissent la plate-forme.



Formation de Lives au piton de Lives (Parautochtone brabançon). Noter la régularité des bancs et leur faible pendage (sud)...

Les calcaires gris et gris foncé en bancs minces bien stratifiés, caractéristiques de la Formation de Lives (environ 80 m d'épaisseur), s'organisent en séquences bathydécroissantes à base bioclastique (coraux, brachiopodes, foraminifères) et sommet stromatolithique. Le Membre inférieur (Membre de Haut-le-Wastia) est remarquable par ses faciès confinés et ses minces niveaux bréchiques, dûs à la dissolution d'évaporites interstratifiées; ensuite, le Membre de Corphalie montre une seule épaisse séquence bathydécroissante et est surmonté par le Membre des Awirs, plus bioclastique.

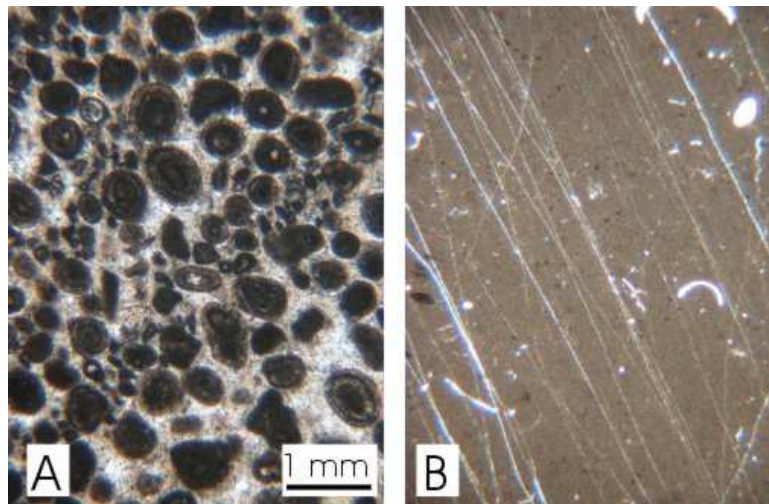
Ces faciès rythmiques se poursuivent dans la Formation des Grands-Malades. Cette unité d'une centaine de mètres d'épaisseur comprend la célèbre "Grande Brèche", observée dans la majeure partie de l'ASD. La genèse (controvertée) de cette Grande Brèche trouve probablement son origine dans la dissolution d'évaporites interstratifiées, localement visibles (en pseudomorphes) dans la carrière "Transcar" à Maizeret, dans la vallée du Samson. Une action tectonique n'est cependant pas à exclure et l'intervention variable des mécanismes générateurs de la bréchification (effondrement par dissolution d'évaporite et dynamique sous l'effet de contraintes tectoniques) engendre des faciès bréchiques variés (De Putter, 1995). La Formation des Grands-Malades comprend les Membres de Seilles (séquences bathydécroissantes comparables à celles de la Formation de Lives) ou de Maizeret (riche en bioconstructions algaires et en pseudomorphes d'évaporites) et de Bay-Bonnet (stromatolithes et serpulidés) (Poty & Hance, 2006).



A: vue générale de la carrière "Transcar" à Maizeret avec localisation des bancs de la Fig. B. On observe successivement le sommet de la Formation de Lives, la Formation des Grands-Malades et le Membre de Poilvache. La coupe se termine dans les schistes et phanites du Namurien. B: détail du Membre de Maizeret (Formation des Grands-Malades) montrant l'alternance de calcaire à pseudomorphes d'évaporites et de calcaires à stromatolithes. Parautochtone brabançon.



La Grande Brèche aux Rochers des Grands Malades à Namur. Parautochtone brabançon.



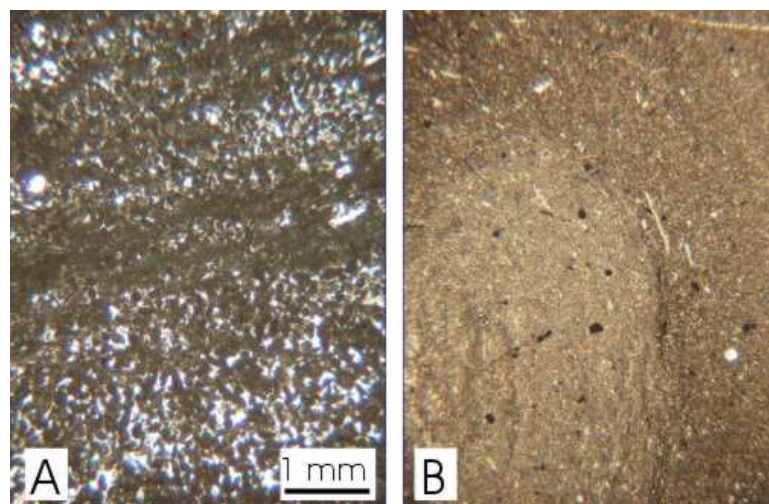
A: calcaire (grainstone) à oïdes de la Formation de Neffe à Hemptinne. B: calcaire (mudstone) fin de la Formation de Lives dans la coupe du Pont d'Yvoir (même échelle que A). Synclinorium de Dinant. Lames minces, lumière naturelle.

L'auge hennuyère (ASH) se singularise par des dépôts particulièrement épais de calcaires dinantiens (2550 m) dont 613 m d'anhydrite viséenne, ayant précipité dans une lagune confinée subsidente. Ces formations sont préservées sous le bassin houiller et ont été recoupées par le sondage de Saint-Ghislain (Groessens et al., 1982).

5.2.5. Le Warnantien

Le Warnantien est caractérisé par des alternances de calcaires bioclastiques et de faciès stromatolithiques. On y distingue les Formations de la Bonne (environ 90 m d'épaisseur) avec les Membres de Thon-Samson (calcaire bioclastique à crinoïdes) et de Poilvache (calcaire à faciès confiné, souvent stromatolithique, localement bréchiq et évaporitique), d'Anhée (20 m de calcaire foncé, bien stratifié, avec dans la partie inférieure de l'unité, des calcaires bioclastiques de milieu ouvert et dans sa partie supérieure, le Marbre "Bleu Belge" à veines de calcite) et de Warnant (quelques mètres de calcaire bioclastique à chert, puis de calcaires argileux, phtanites et schistes avec [nodules phosphatés](#)). Une anomalie en uranium est habituellement associée aux phosphates ([Charlet et al., 1985](#)). Les Formations de la Bonne et d'Anhée constituent le Groupe du Hoyoux.

Quelques niveaux charbonneux correspondent à des paléosols développés à partir de cinérites émises depuis la région vosgienne.



A: calcaire (grainstone) à lithoclastes (fragments de tapis algo-microbiens) du Membre de Seilles dans la coupe du Pont d'Yvoir. B: calcaire (mudstone) fin microbioclastique et bioturbé de la Formation d'Anhée à Royseux (même échelle que A). Synclinorium de Dinant. Lames minces, lumière naturelle.

Dans le Parautochtone brabançon on distingue la Formation de Viesville, constituée de calcaires fins noirs, à cherts et niveaux bréchiques où localement, se développent des faciès rythmiques avec des [stromatolithes](#).

D'un point de vue plus synthétique maintenant, si l'on compare la nature des épisodes les plus transgressifs depuis la base du Dinantien jusqu'à son sommet, on constatera une nette évolution: au cours du Tournaisien, ils sont constitués de shales et de calcaires à cherts (Formations de Pont d'Arcole, de Martinrive, par exemple). Durant le Viséen, ils correspondent à des faciès pré-évaporitiques (Formation de Lives); quant aux épisodes plus stables, ils sont constitués respectivement d'abord de calcaires à crinoïdes (Formation de l'Ourthe, par exemple) et ensuite de calcaires oolithiques (Formation de Neffe). Cette évolution est le reflet d'une diminution de l'accommodation à travers tout le Dinantien et peut-être d'un changement climatique. Il faut également noter que si l'épaisseur des formations diminue du sud vers le nord durant le Tournaisien et la première partie du Viséen, la situation s'inverse à partir du Viséen moyen, où l'on voit à la fois les faciès les moins profonds et les moins épais au sud du bassin de sédimentation.

Le caractère relativement condensé du Warnantien supérieur est probablement une conséquence de modifications paléogéographiques importantes: la fermeture progressive de l'Océan Rhéique, associée à la surrection de chaînes de montagnes en Europe centrale (phase sudète de l'orogénèse varisque).

Quelques anomalies uranifères caractérisent le Viséen supérieur et la base du Serpukhovien.

5.3. LE NAMURIEN

Le Namurien (Serpukhovien-base du Bashkirien) est constitué essentiellement de sédiments terrigènes (Fig. III.24). Malgré une lacune sédimentaire d'ampleur variable, attribuée à des arrêts successifs de subsidence du nord au sud, le Namurien est pratiquement concordant sur le Dinantien (Hance et al., 2001). Au Namurien inférieur, la mer, en provenance du nord, se réinstalle progressivement, d'abord sur le domaine brabançon, ensuite au sud sur le futur Synclinorium de Dinant. Le découpage lithostratigraphique date de l'époque de l'exploitation des mines de charbon.

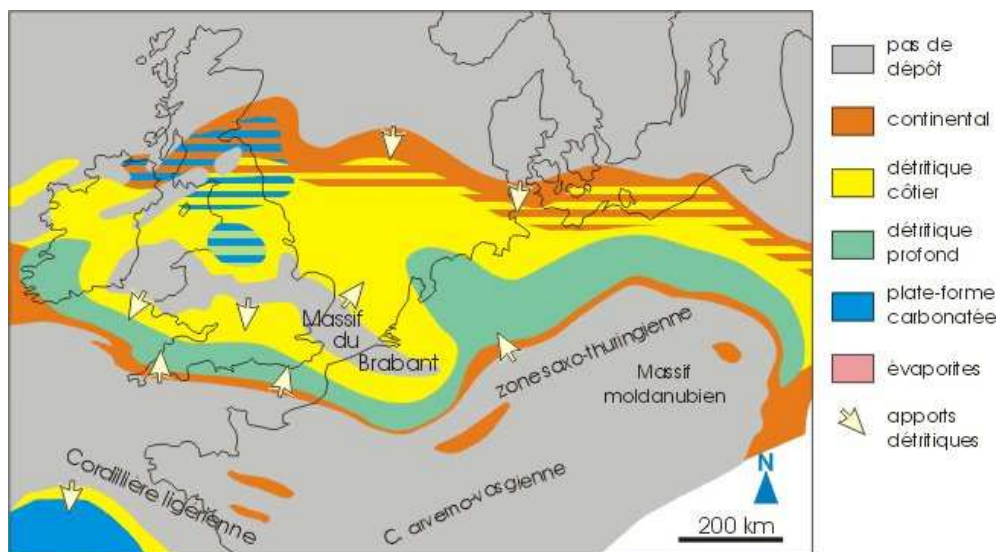
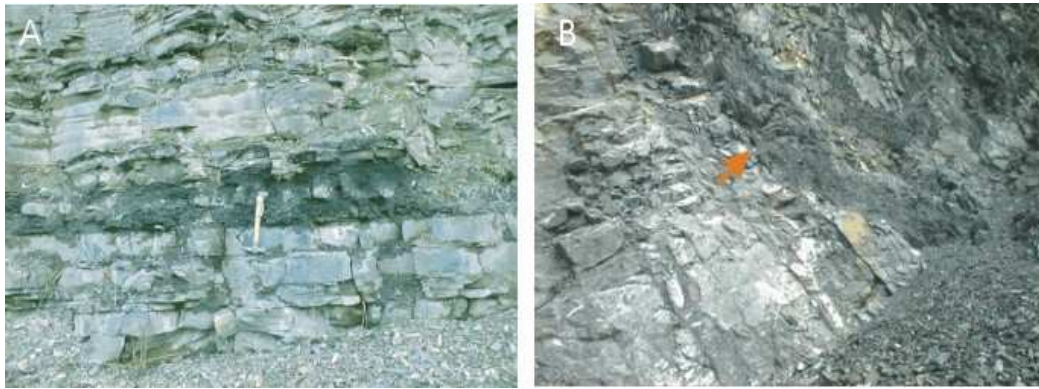


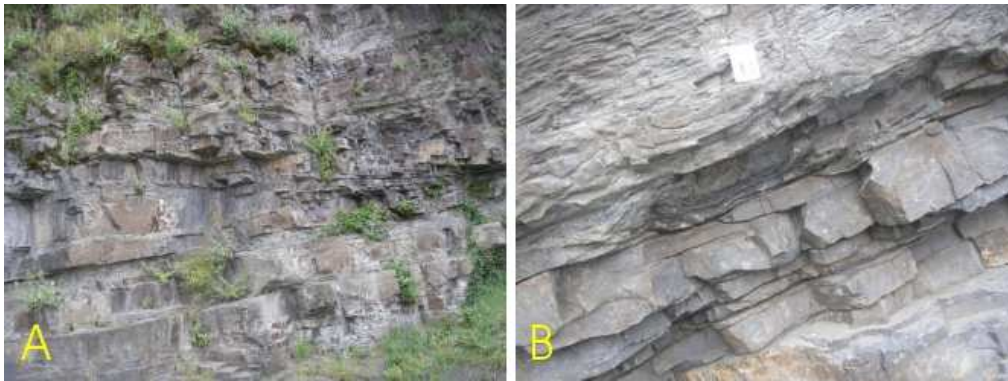
Fig. III.24: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Namurien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

La Formation de Chokier (20-200 m) est caractérisée par des schistes noirs, des ampélites et localement par des [phtanites](#) (spongolites) et des calcaires à caractère marin ([Dusar, 2006a](#)). Les ampélites, altérées en terres argileuses, ont été exploitées entre Huy et Liège pour alimenter l'industrie alunière prospère au début du XIX^e siècle. A la base de l'unité, notamment à Blaton, Bioul et Haut-le-Wastia, la transition entre le Viséen et le Namurien est caractérisée par des phosphorites stratifiées ou noduleuses qui par altération ont généré des minéraux phosphatés secondaires rares tels que la wavellite, la crandalite, la destinézite et la cacoxénite (Hatert et al., 2002).

La Formation d'Andenne (300-1000 m), à faciès paralique, est constituée de grès grossiers conglomératiques, parfois arkosiques dont les éléments ont une origine méridionale, de schistes et des premiers niveaux à débris végétaux qui formeront la houille ([Dusar, 2006b](#)). Cette unité se termine par un grès grossier à grains de charbon, communément appelé "Poudingue houiller". Les premières manifestations d'instabilité tectonique, prémices de la progression vers le nord du front de la déformation varisque, sont enregistrées par cette formation.



A: phyllites et schistes houillers dans la carrière "Transcar" à Maizeret, Parautochtone brabançon. B: contact (flèche) entre le Dinantien (Membre de Thon, à gauche) et le Namurien (Groupe Houiller, à droite) dans la carrière de Bay-Bonnet, Nappe de la Vesdre.



A: affleurement des grès et schistes namuriens le long de la "route merveilleuse" conduisant à la citadelle de Namur. B: détail montrant l'alternance de grès et schistes, affectés par des déformations synsédimentaires.

5.4. LE WESTPHALIEN

Le Westphalien (Bashkirien-Moscovien) comprend la plus grande partie des gisements houillers exploités en Wallonie. L'édification d'une chaîne de montagnes en Europe moyenne, lors de la phase sudète du plissement varisque a provoqué un recul de la mer, abandonnant des lagunes subsidentes et des bassins paraliques (Fig. III.25) soumis à un climat équatorial. D'énormes quantités de sédiments détritiques d'origine méridionale (Ardenne, Bassin de Paris) avec des intercalations de débris végétaux vont s'accumuler par l'effet d'une subsidence qui atteint localement 2000 m d'amplitude.

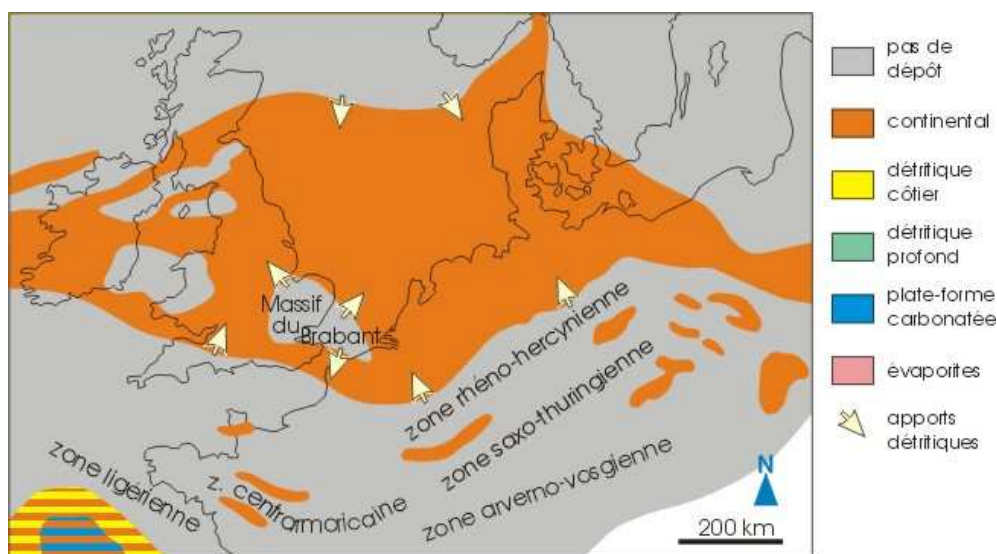


Fig. III.25: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Westphalien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

Cette sédimentation développe une cyclicité caractérisée par la répétition de trois termes:

- un sol de végétation, appelé le "mur", originellement une couche sableuse bioturbée, actuellement un grès très dur;

- la houille, formée de débris végétaux accumulés en l'absence d'oxygène;
- les schistes de "toit" à granulométrie variable.

Ce cycle s'est reproduit des centaines de fois au cours du Westphalien et se retrouve dans la Formation de Châtelet (200-300 m, pauvre en charbon), la Formation de Charleroi (500-1300 m, constituant l'unité la plus productive) et celle de Flénu (1100 m, assez similaire à la Formation de Charleroi). On peut retrouver des analogies de ces associations de sédiments dans les appareils deltaïques actuels (conglomérats fluviaux, vasières, etc...). Notons l'important taux de compaction des débris végétaux: une accumulation initiale de 15 m de débris organiques ne procure in fine qu'une veine de charbon épaisse de 50 cm. La houille ne représente donc qu'une faible proportion des sédiments déposés. Par exemple, dans la région de Charleroi, pour une épaisseur de terrains houillers de 1480 m, l'épaisseur cumulée de charbon ne représente que 35,7 m, répartie en 29 veines, soit 2,4 %. Dans le bassin liégeois, l'épaisseur utile des veines est d'environ 35,5 m pour 1250 m de Westphalien, soit 2,84 %. Les veines les plus épaisses peuvent atteindre 3 à 5 m. Cette matière organique a pu s'accumuler sur de telles épaisseurs car les microorganismes (champignons, bactéries) capables d'oxyder la lignine n'étaient pas encore apparus.

Cantonnée au nord des Pays-Bas actuels, la mer n'effectuait plus que quelques brèves incursions dont témoignent des horizons marins qui se distinguent par leur faune, très précieuse pour débrouiller la stratigraphie. La sédimentation houillère a également enseveli le Massif du Brabant sous 2 à 3 km de terrains qui ont été érodés dès le Trias. La stratigraphie détaillée des bassins houillers est l'objet d'un nombre impressionnant de publications dont les principales références peuvent être consultées dans Paproth et al. (1983b).

5.5. MATERIAUX EXPLOITES

Le Dinantien carbonaté fait l'objet d'innombrables applications en fonction de sa composition. C'est en fait l'unité stratigraphique la plus exploitée en Wallonie. En voici divers exemples, classés selon les usages (Goemaere, 2002; Poty & Chevalier, 2004):

- la Formation de l'Ourthe donne le célèbre "Petit-granit de l'Ourthe" (nombreuses carrières dans la vallée de l'Ourthe et le Condroz: Spontin, Chanxhe, Comblain, Anthisnes, etc.); dans la Formation des Ecaussinnes, on exploite le Membre de Soignies pour produire le tout aussi fameux "Petit-granit" (carrières de Soignies, Neufvilles); à plus petite échelle, d'autres calcaires crinoïdiques, ceux de la Formation de Landelies sont exploités à Yvoir et Durnal; à Vinalmont, on utilise les calcaires oolithiques de la Formation de Neffe ("Pierre de Vinalmont"); et enfin, en bord de Meuse, on exploite encore sporadiquement la Formation de Lives ("Pierre de Meuse"). Toutes ces pierres sont valorisées comme pierres de taille, marbre, moellons et pavés;
- les calcaires des Formations de Tournai et d'Antoing servent à la production de granulats et à la fabrication de ciment (carrières d'Antoing, Vaulx, Gaurain-Ramecroix); ceux, très recherchés, des Membres des Avins (Flône, Engis), de Seilles, de Bay-Bonnet (Seilles, Ampsin, Engis,...) et de la Formation de Neffe (Walcourt, Florennes, Engis,...) sont utilisés pour la production de chaux et de calcaire industriel;
- les calcaires des Formations d'Yvoir, de Martinrive, de Terwagne, de Lives, de la Bonne et des Membres de Flémalle et de Maizeret servent de granulat (carrières de Landelies, Moha, Comblain, Engis,...). Leur exploitation est souvent liée à leur nécessaire enlèvement pour atteindre des niveaux plus intéressants économiquement;
- la dolomie de la Formation de la Vesdre est utilisée comme engrais et dans la fabrication du verre (Kettenis); celle du Groupe de Namur est utilisée à Marche-les-Dames pour fabriquer de la chaux magnésienne;
- les dolomies des Formations d'Engihoul (Amay, Engis, Kettenis), des Montils, de Longpré (Comblain, Chanxhe, Engis) et du Groupe de Namur (Beez) servent à la production de granulat.

Notons aussi qu'anciennement, plusieurs de ces niveaux calcaires fournissaient des marbres prestigieux (Groessens, 1981): les Noirs de Dinant, de Denée et de Basècle (Moliniacien) ainsi que celui de Theux (Viséen inférieur?) sont les plus connus; le "Bleu belge" (Warnantien) est un marbre noir sillonné de veines blanches; enfin, la "Brèche de Waulsort" ou "Herculanum" est un faciès à pâte rouge de la Grande Brèche viséenne.



Détail de cheminées en calcaire viséen. A: "Bleu Belge" (Formation d'Anhée) et B: "Herculanum" (Grande Brèche viséenne).

Outre les roches carbonatées, le Carbonifère comprend aussi des roches détritiques: les grès namuriens de la Formation d'Andenne sont exploités à Hautrage et à Ben-Ahin comme granulats, pour l'empierrement des allées et pour des applications industrielles (métallurgie).

Enfin, le charbon a constitué un pan essentiel de l'activité industrielle de la Wallonie pendant de nombreuses années. Entre 1831 et 1984, 2.170 millions de tonnes de charbon ont été extraites du sous-sol wallon. La production est restée soutenue jusqu'à la fin des années '50 (Fig. III.26). L'impact des deux guerres mondiales est nettement visible sur le diagramme. Cette activité s'est clôturée le 30 septembre 1984 lorsque le charbonnage du Roton Sainte-Catherine à Farciennes a remonté ses dernières "gaillettes".

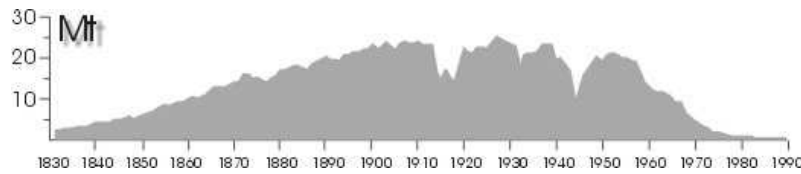


Fig. III.26: production charbonnière de la Wallonie entre 1831 et 1984 (en millions de tonnes, Mt).



Couche Grande Mascafia du Charbonnage d'Argenteau-Trembleur. Etage - 30 (Collection Blégny - Mine).

6. L'OROGENESE VARISQUE

6.1. INTRODUCTION

Les vestiges de la chaîne varisque affleurent de la Péninsule ibérique à la Bohême, en passant par les Vosges, la Forêt Noire, le Massif central, l'Ardenne, le sud de l'Irlande et les Cornouailles (Matte, 1986, 1991). L'extension actuelle de cette chaîne en Europe atteint près de 3000 km pour une largeur moyenne de 700 km. Le plissement varisque est responsable de la structure actuelle de notre région (Fig. I.1). En Europe de l'ouest et centrale, la chaîne varisque peut être décomposée du sud vers le nord en différents domaines tectonométamorphiques (Fig. III.27): ce sont les zones Moravo-silésienne, Moldanubienne (micro-continent Armorica), Saxo-thuringienne, la "Mid-German Crystalline Rise" (MGCR), la zone Rhénohercynienne et le Massif du Brabant-Londres (avant-pays).

La zone Rhénohercynienne, dont fait partie l'allochtone ardennais, peut être interprétée comme une marge passive dévonienne. Nous avons vu en effet qu'une phase d'ouverture de rift semble nécessaire pour expliquer les fortes variations d'épaisseur du Dévonien dans nos régions. Au cours du cycle orogénique varisque, le passage d'un régime en distension au Dévonien à un régime en compression du Serpukhovien au Kasimovien est responsable du plissement. Le raccourcissement est dû à la collision entre la zone Rhénohercynienne et le MGCR, constituant un arc volcanique, à la fin du Viséen (Fig. III.28).

Les vestiges de la suture océanique septentrionale sont rares: zone de Lizard en Cornouailles et Münchberg au nord du Massif de Bohême en Europe centrale (le Lizard comprend des roches ultramafiques et des péridotites, assimilées à des fragments de croûte océanique; le Münchberg renferme des metabasites ayant subi un métamorphisme de haute pression correspondant à une phase d'obduction vers 380 Ma). Entre ces deux régions extrêmes, la suture de l'Océan Rhéique passe sous la Mer du Nord et le Bassin de Paris (Fig. III.27). Quant à la zone de suture de l'océan méridional, trop distante pour intéresser directement notre région, elle a été démembrée lors de l'orogénèse alpine au Cénozoïque.

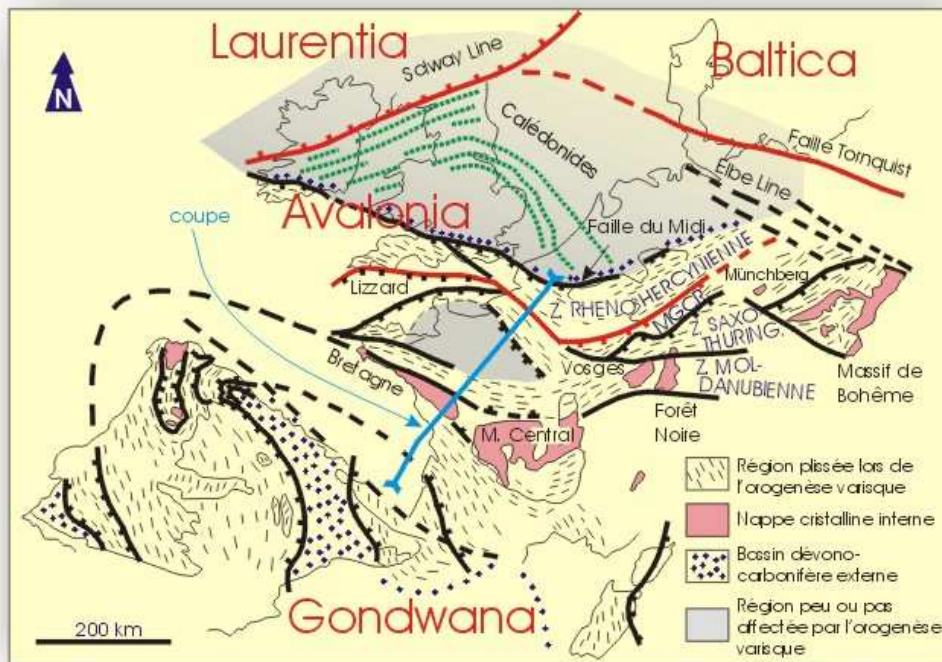


Fig. III.27: l'orogène varisque en Europe occidentale (d'après Matte, 1986, modifié). MGCR: Mid German Crystalline Rise. Les failles représentées en rouge définissent les limites de plaques.

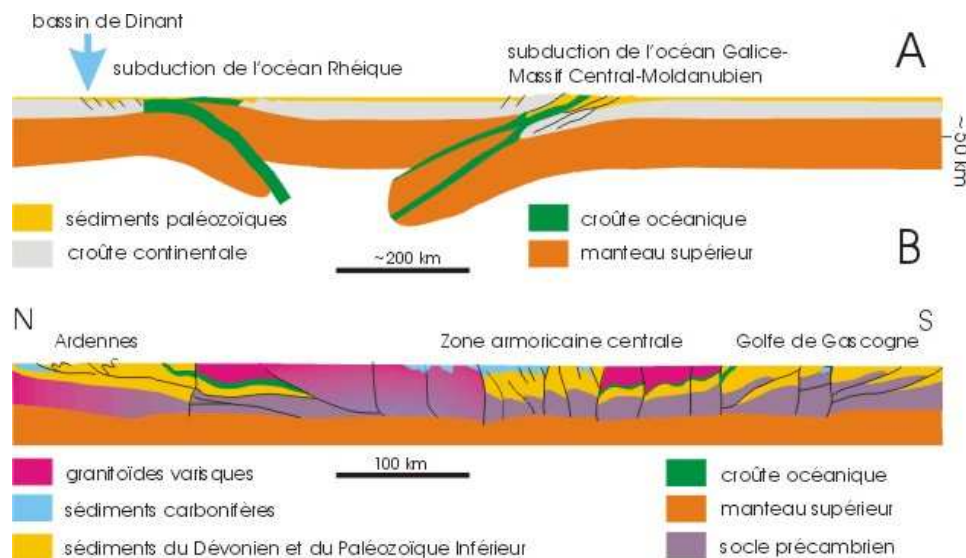


Fig. III.28: modèle d'évolution de la chaîne varisque le long de la transversale Ardennes-Massif Central (cf. Fig. III.26). A: au Dévonien supérieur. B: situation actuelle (d'après Matte, 1986, modifié).

Selon l'état actuel des connaissances, la déformation s'est propagée au sein du bassin Rhénohercynien le long d'un niveau de décollement mi-crustal et s'est principalement répartie entre, d'une part le MGCR qui constitue la zone de collision continentale et d'autre part l'Anticlinorium de l'Ardenne localisé sur la bordure du rift dévonien. Vanbrabant et al. (1999) et Vanbrabant (2001) suggèrent que l'Anticlinorium de l'Ardenne et le MGCR ont pu se développer de manière simultanée. Ce type de développement simultané de deux zones orogéniques diffère des modèles classiques d'accrétion en-séquence généralement admis comme mode de développement de la chaîne rhénohercynienne. Par la suite, la déformation issue du MGCR interagirait à partir d'un certain raccourcissement avec celle concentrée de manière précoce sur la bordure de rift, conduisant au développement d'une déformation hors-séquence. Le modèle de raccourcissement proposé par Vanbrabant conduit à la formation d'un large anticlinal (~40 km, l'Anticlin de l'Ardenne) et à une exhumation importante des dépôts.

Les déformations associées à ce raccourcissement se répartissent en différents domaines: le flanc sud de l'Anticlinorium de l'Ardenne et son flanc nord, avec une shear zone faiblement inclinée (~30°) qui recoupe la bordure de rift au niveau de la limite fragile-ductile et provoque l'apparition d'un grand synclinal (le bord sud du Synclinal de Dinant). Le flanc inverse du synclinal est fortement déversé vers le nord, ce qui est en bon accord avec les observations. L'autre flanc de l'anticlinal montre une déformation moins intense (rétrocharriage de Trois-Vierges-Malsbenden). Au bord nord du Synclinal de Dinant, la localisation de la déformation

serait liée à la présence d'un autre accident sédimentaire, du même type mais de plus faible amplitude que celui de la bordure de rift. Cet accident serait celui dont nous avons déjà parlé pour expliquer l'absence du Dévonien inférieur plus au nord. Les couches dans les écaillés Haine-Sambre-Meuse sont fortement déversées, au contraire du bord nord du Synclinorium de Dinant qui est peu déformé. Entre les deux, la faille du Midi-Eifel aurait concentré les effets de la déformation suite à la présence d'un deuxième niveau de décollement, plus superficiel que le premier.

La déformation atteindrait l'Ardenne vers -325 Ma (phase sudète, base du Serpukhovien) et le Bassin de Namur vers -305 Ma (phase asturienne, Kasimovien).

6.2. LE CHEVAUCHEMENT FRONTAL VARISQUE ET L'ALLOCHTONE ARDENNAIS

Le Charriage du Condroz provoque la translation vers le nord du Synclinorium de Dinant et de l'Ardenne. L'unité charriée constitue l'Allochtonne ardennaise. La limite septentrionale du charriage correspond à une zone failleuse dont les composantes majeures sont la Faille du Midi dans le Hainaut, la Faille Eifelienne dans la région liégeoise et la Faille d'Aachen en Allemagne. La jonction entre les deux dernières failles n'est pas encore clairement établie.

Ces vingt dernières années, des campagnes de prospection sismique (Bouckaert et al., 1988) et des sondages profonds ont contribué à une meilleure connaissance de la structure de l'Allochtonne ardennaise (Figs. III.29 & III.30). La sismique a démontré la continuité latérale d'un réflecteur plat, incliné de 10° à 20° S, s'enracinant bien au sud des massifs calédoniens ardennais. La coïncidence entre l'émergence septentrionale de ce réflecteur et la trace de la zone failleuse évoquée ci-dessus justifie ainsi la notion d'Allochtonne ardennaise. Au sondage d'Havelange, le réflecteur sismique associé à la Faille du Midi a vraisemblablement été traversé vers 4850 m (Graulich et al., 1989, 1990). Ce charriage serait reconnu sur plus de 1700 km depuis la région d'Aachen jusqu'au Boulonnais, puis au sud du Bassin de Londres et dans la région de Cardiff en Irlande. Il se prolongerait aux USA par le chevauchement frontal des Appalaches (ces régions étant contiguës au moment du plissement, puisque l'Atlantique n'existait pas encore).

L'ampleur du déplacement vers le nord de l'Allochtonne ardennaise est encore sujet à discussion. Pour Fourmarier, ce déplacement atteindrait plusieurs dizaines de kilomètres (ceci permettrait d'expliquer l'absence des 1300 m de Dévonien inférieur du bord nord du Synclinorium de Dinant dans le Parautochtone brabançon). Pour Mansy & Lacquement (2002), il est de l'ordre de 15 km pour la Faille du Midi et de l'ordre de 65 km au total si l'on ajoute le raccourcissement accommodé par les chevauchements internes à l'Allochtonne ardennaise; la Faille du Midi n'étant dans ce cas qu'un chevauchement parmi d'autres. Il semblerait également que l'ampleur du déplacement diminuerait d'ouest en est (Belanger, comm. pers.).

Les failles inverses qui affectent l'allochtonne seraient souvent d'anciennes failles normales syn-sédimentaires issues de la période de rifting dévonienne et sollicitées en compression lors de l'orogénèse varisque (Lacquement & Meilliez, 2006) (Figs. III.29 & III.30). Certaines de ces zones de faiblesse et de variation d'épaisseur des sédiments auraient localisé les zones de virgation affectant l'Allochtonne ardennaise (Mansy & Lacquement, 2002). Averbuch et al. (2006) et Lacquement et al. (2005) attribuent en particulier le changement d'orientation de la Faille du Midi et des plis du Synclinorium de Dinant dans la zone de la Meuse (de W-E à l'ouest de la Meuse à WSW-ENE à l'est de celle-ci) à une rampe latérale du charriage, localisée sur une ancienne faille synsédimentaire (Fig. III.33).

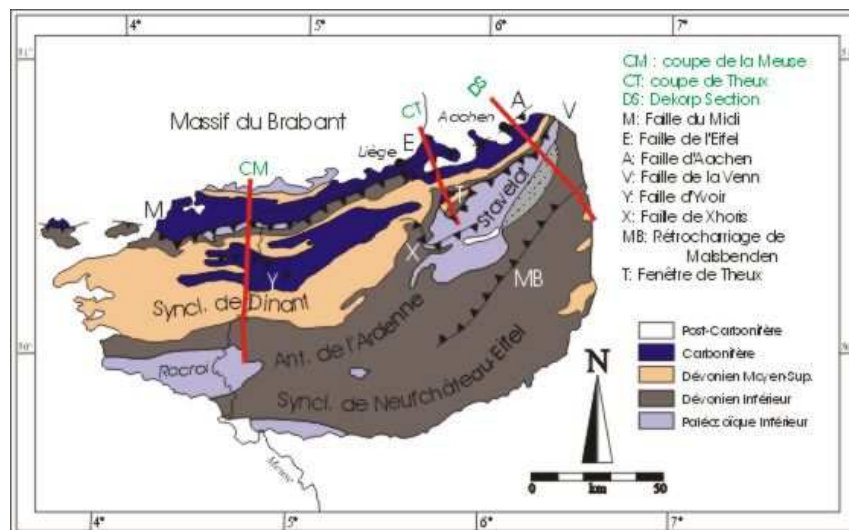


Fig. III.29: localisation des coupes des Figs III.29 & III.30. Localisation des failles varisques majeures.

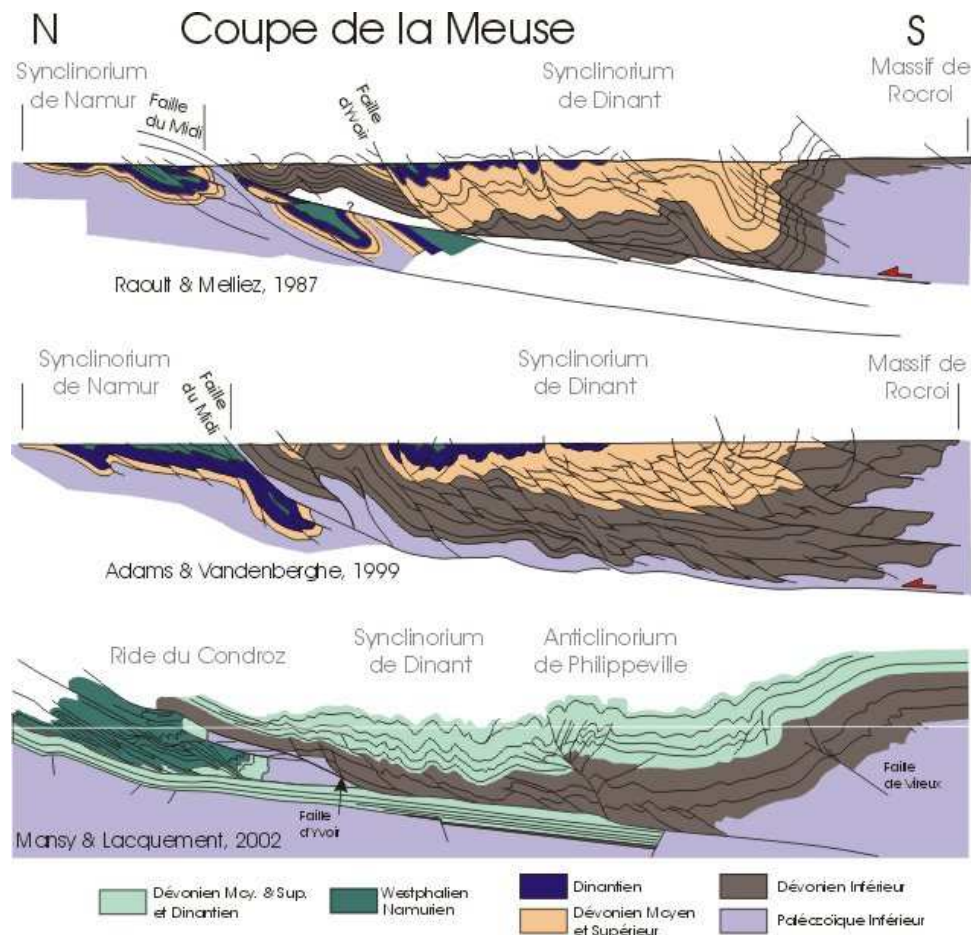
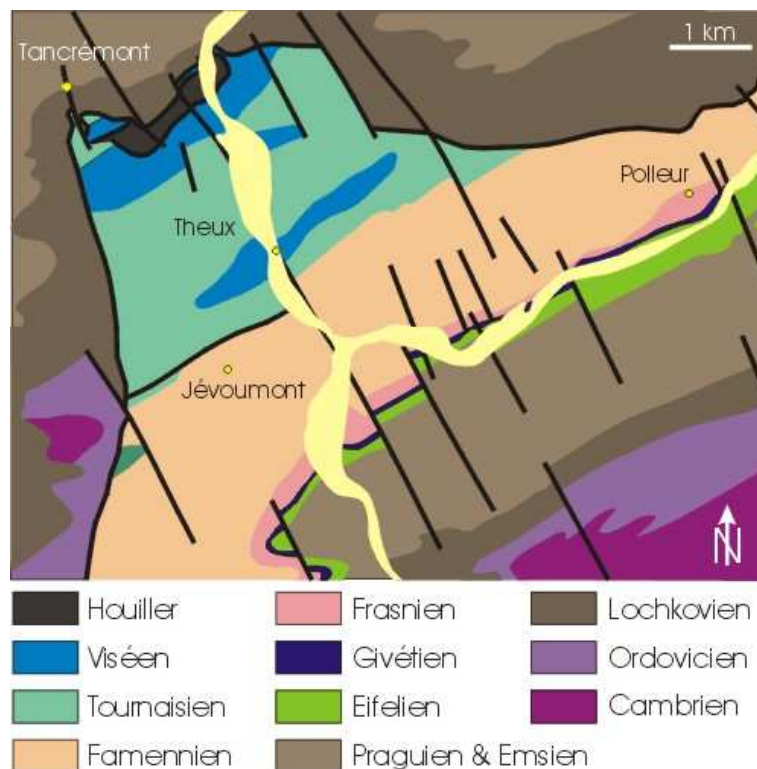
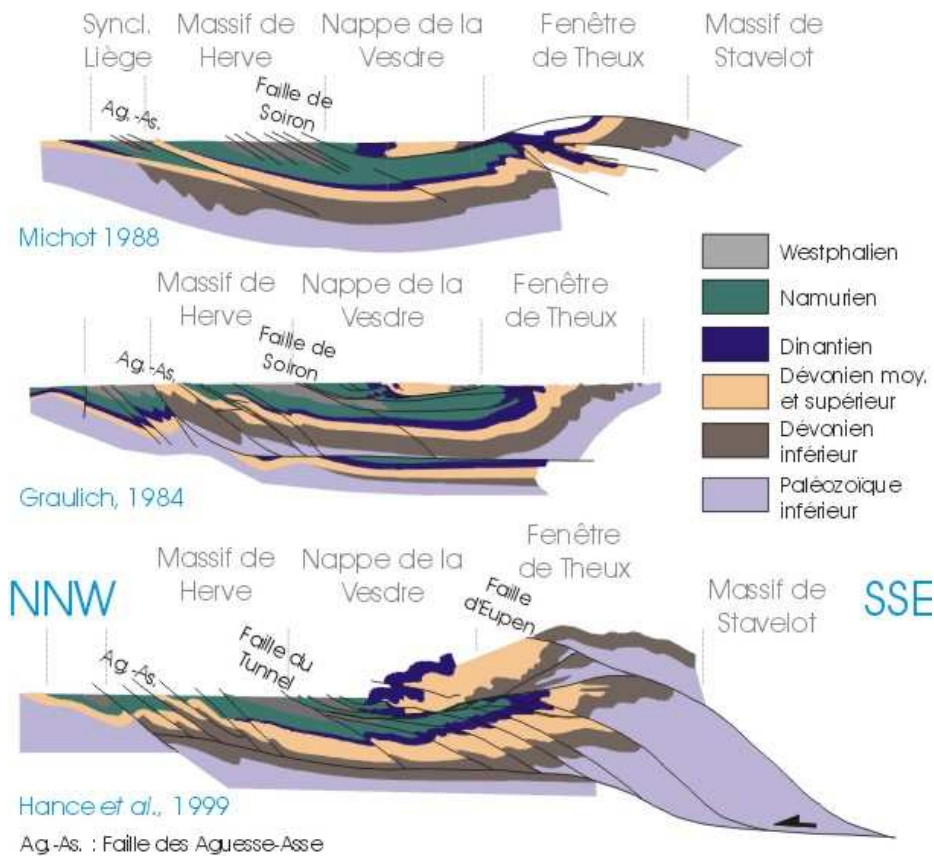


Fig. III.30: coupes le long du méridien de la Meuse, suivant différents auteurs.

Dans la partie orientale de la province de Liège (Fig. III.31), l'Allochtone ardennais correspond à la Nappe de la Vesdre. Un bombement dans la prolongation orientale de la Faille eifélienne serait à l'origine de la réapparition du parautochtone dans la Fenêtre de Theux (Fig. III.32).



6.3. LE STYLE DES DEFORMATIONS DANS LE DOMAINE VARISQUE EN WALLONIE

Suivant leur position au sein de l'ensemble déformé, les structures varisques présentent des styles différents. Du départ de la retombée méridionale de l'Ardenne, l'allure de ces plis, failles et schistosité est brièvement esquissée jusqu'au front de la déformation

varisque.

Au **sud de l'Anticlinorium de l'Ardenne**, on observe un déversement des plis vers le nord dans les formations du Dévonien inférieur. Les plis sont généralement assez ouverts (région de Martelange). La schistosité est de type plan-axial. De grandes failles de chevauchement structurent l'allochtone ardennais: on peut citer les failles (ou mieux, zones de cisaillement) d'Aiglemont et d'Herbeumont (cf. [Schavemaker et al., 2012](#)), charriant le Massif calédonien de Givonne sur le Synclinorium de Neufchâteau. Un autre type de failles longitudinales correspond au contraire à de grandes failles normales, probablement en relation avec une phase de relaxation tardi-varisque.

Le **Massif cambrien de Rocroi** est constitué d'une succession de deux vastes anticlinoria séparés par une zone synclinoriale (Fig. II.2). L'intensité relative des déformations varisque et calédonienne est encore discutée; la correspondance approximative des structures d'échelle kilométrique entre le massif lui-même et sa couverture dévonienne suggère néanmoins que l'intensité de la déformation varisque serait supérieure. La schistosité traverse d'ailleurs la discordance et s'observe à la fois dans le socle calédonien et sa couverture dévonienne. Les quelques plis calédoniens visibles affectés par la compression varisque semblent avoir été comprimés et fortement déversés vers le nord. Plusieurs importantes failles de chevauchement à pendage sud (dont les Failles de la Grande-Commune et de la Carbonnière) structurent le massif.



Discordance du "Poudingue de Fépin" sur des phyllades plissés du Groupe de Revin (Formation du Rocher de l'Uf) au Signal de Fépin. La schistosité varisque se prolonge dans le conglomérat.

Plus à l'Est, le **Massif cambro-ordovicien de Stavelot** est découpé par la Faille d'Xhoris-Montjoie qui détermine deux domaines structuraux. Le domaine sud comprend deux anticlinaux à cœur cambrien, de direction E-W. Le domaine nord, où les directions sont SW-NE (comme les directions varisques), est haché par des failles de charriages dont les Failles d'Eupen et de Theux (Hance et al., 1999) (Fig. III.31). Les plis sont partout très serrés et affectés d'un déversement marqué vers le nord. Le Graben de Malmédy qui sera rempli ultérieurement de sédiments continentaux permien s'est effondré à la limite entre ces deux domaines structuraux. Même si on a pu montrer que certaines failles du Massif de Stavelot sont anté-Lochkovienne car elles ne décalent pas le conglomérat de base de la Formation de Marteau, la plupart affectent aussi la couverture varisque. On peut donc supposer soit un âge varisque, soit un âge calédonien suivi d'un rejeu varisque.

A l'ouest du **Massif de Stavelot**, les formations dévoniennes sont affectées de plis à vergence nord dont le flanc renversé est court et souvent cisailé. A plus grande échelle, l'Anticlinorium de l'Ardenne montre dans cette région, un important couloir de décrochement dextre NNE-SSW sur près de 35 km ("Couloir de décrochement dextre de l'Ourthe", selon un axe Erezée-Saint-Hubert). Ces failles transversales résultent probablement d'un effet butoir exercé par le Massif de Stavelot lors du charriage du Condroz: la partie de la nappe située à l'ouest du Massif de Stavelot se serait avancée plus au nord que celle située au sud du Massif. ([Dejonghe, 2008](#)). Les failles de décrochement décalent les failles longitudinales et leur sont donc légèrement postérieures.

Au sein de la **couverture dévonienne du Massif de Rocroi**, dans la région de Gedinne, le type de pli dépend fortement des propriétés rhéologiques des roches déformées. Les phyllades sont affectés de plis semblables à schistosité plan-axial, déversés vers le nord, tandis que des plis concentriques se développent dans les quartzites. Au nord-est de Rocroi, le Dévonien inférieur forme une série monoclinale à pendage nord modéré ou en plateaux, découpée par la zone failleuse de Vireux. Cette faille importante correspondrait à une faille normale synsédimentaire réactivée au cours de l'orogénèse varisque.

Au **nord de la retombée de la zone anticlinale de l'Ardenne**, notamment entre Givet et Han-sur-Lesse, s'étend une région correspondant à la bordure sud du Synclinorium de Dinant, comprenant une série de formations calcaires du Dévonien. Cette région

est caractérisée par des plis très redressés, voire renversés à vergence nord dont les flancs inverses sont cisailés par des failles subhorizontales. Ces failles possèdent des rejets proches du kilomètre (Fig. III.34). La schistosité est à pendage sud. Comme dit plus haut, le changement de direction des plis (de W-E à l'ouest de la Meuse à WSW-ENE à l'est de celle-ci) serait dû à une discontinuité du socle. Ce phénomène serait responsable de nombreuses structures tectoniques complexes dans le couloir de la Meuse (Fig. III.33).

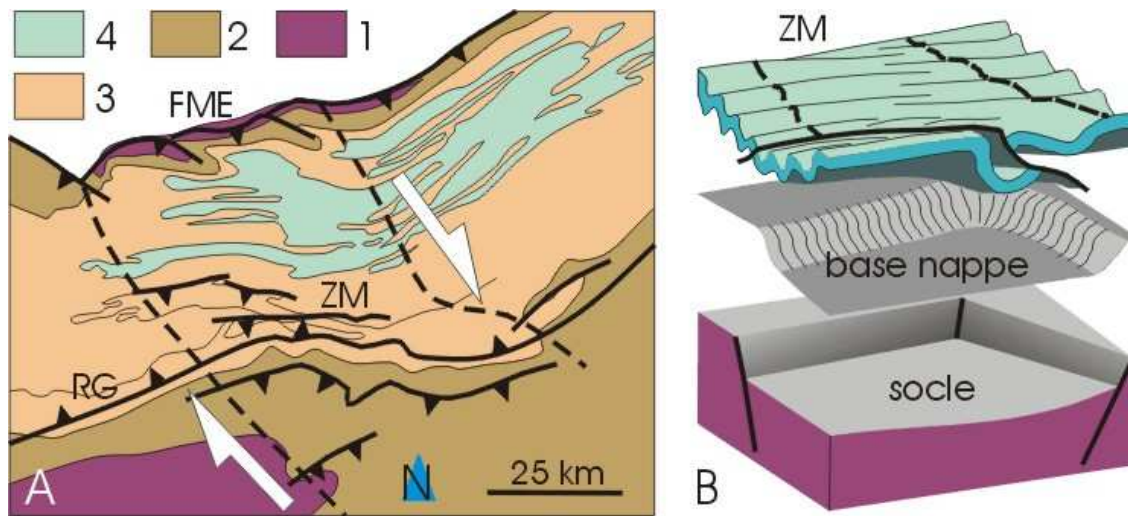


Fig. III.33. A: carte simplifiée de la zone de la Meuse ("ZM"), montrant le changement d'orientation des failles et des plis. 1: Paléozoïque Inférieur, 2: Dévonien inférieur, 3: Dévonien Moyen et Supérieur, 4: Carbonifère. "RG": Rétrocharriage de Givet, "FME": Faille du Midi-Eifel. B: modèle tectonique de la zone de la Meuse: le changement de direction des plis serait la conséquence d'une rampe latérale surimposée à une structure synsédimentaire datant probablement du Dévonien inférieur. D'après Lacquement et al. (2005), modifié.



Un exemple de chevauchement dans la région de Han-sur-Lesse: la klippe du Bois Niau. La colline située au centre de la photo est un "massif" de calcaire givétien, reposant par faille sur des schistes frasniens.

Au **nord de la bande calcaire formant la bordure sud et est du Synclinorium de Dinant**, on observe une région occupée par des formations à dominante silto-argileuse (schistes) datées du Frasnien et surtout du Famennien: la Famenne. Cette zone à faible compétence, peut-être séparée de la zone précédente par un rétrocharriage important ("rétrocharriage de Givet", Fig. III.33) (Lacquement et al., 2005), a accomodé une grande partie de la déformation varisque, sous la forme de plis serrés, droits à déjetés vers le sud, montrant une belle schistosité en éventail.

Au sein de la Famenne schisteuse, les plis de l'**Anticlinorium de Philippeville** (calcaires, dolomie), associés à des failles inverses à pendage nord, sont en général déversés vers le sud (rétrocharriages). L'Anticlinorium de Philippeville lui-même est limité sur ses bordures nord et sud par d'importantes failles de charriage (Figs. III.33, 34), tandis qu'un accident cisailant d'orientation SE-NW le divise en deux zones d'origine paléogéographique distincte (la zone SE est de faciès plus méridional que la zone NW) (Fig. III.9); Vers l'est, l'Anticlinorium de Philippeville se prolonge par l'Anticlinorium de Durbuy, tout aussi complexe dont les plis, de plus grande longueur d'onde que ceux de la Famenne, présentent des vergences variables et une schistosité en éventail.

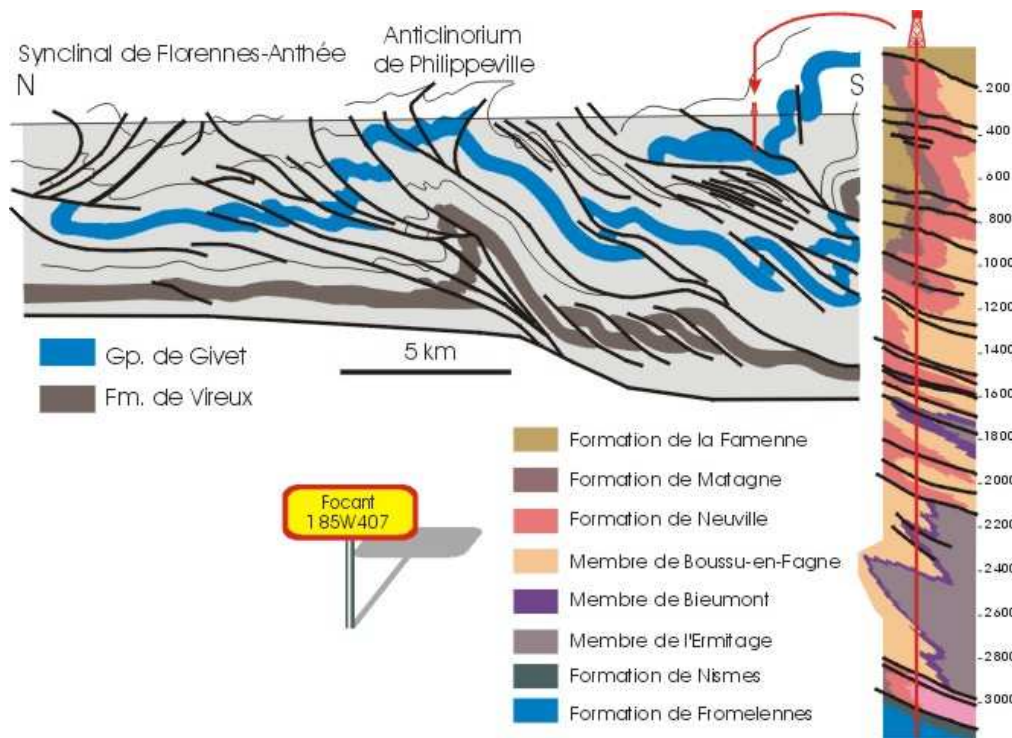


Fig. III.34: à droite: coupe du sondage de Focant, d'après Boulvain & Coen-Aubert (1997). A gauche: coupe crustale N-S dans la partie méridionale du Synclinorium de Dinant, passant par l'Anticlinorium de Philippeville (D'après J-L. Mansy, comm. écrite).

Dans la **partie centrale et septentrionale du Synclinorium de Dinant** (Condroz), on observe en général des plis droits voire légèrement déversés, caractérisés par une schistosité localement subverticale ou en éventail au coeur des plis (Fig. III.35 & Fig. III.36A).

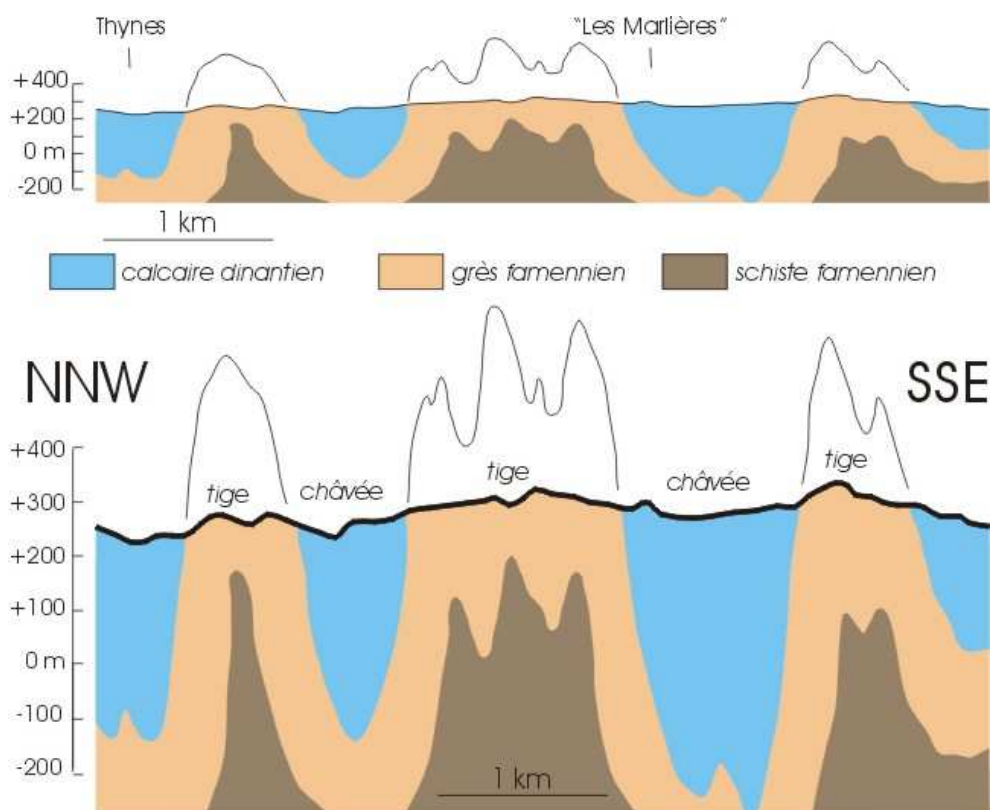
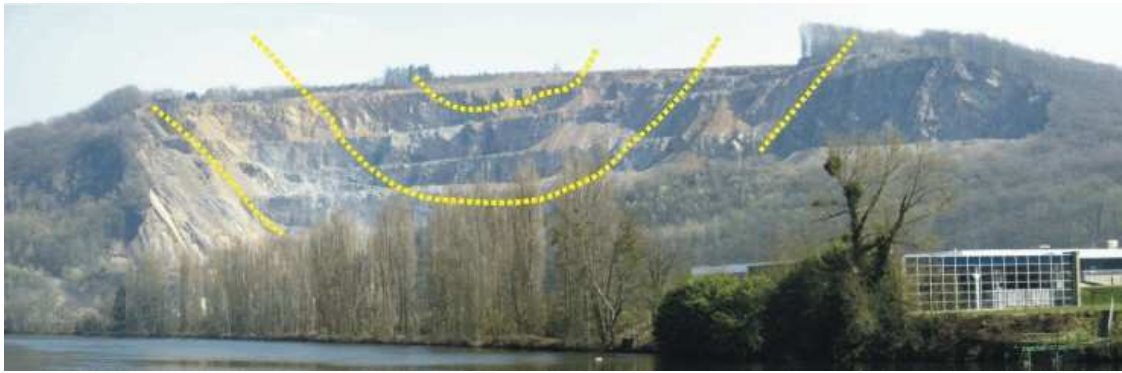


Fig. III.35: coupe géologique dans la région d'Achêne, montrant la succession d'anticlinaux et de synclinaux droits dans le Condroz. Les anticlinaux amenant à l'affleurement des grès famenniens relativement résistants à l'érosion et les synclinaux étant constitués de calcaires dinantiens moins résistants, cette disposition se marque dans le paysage par une succession de crêtes ("tiges", "tiennes") et de dépressions ("chavées"), bien visibles sur la coupe du bas, où les hauteurs sont exagérées 4x. Cette morphologie est particulièrement évidente sur la carte du relief de l'annexe 3.



Un bel exemple de plit droit dans le Synclinorium de Dinant: le synclinal de Walgrappe. Les couches sur la photo appartiennent au Famennien.

Dans l'est de la Belgique, le Synclinorium de Dinant est relayé par **la Nappe de la Vesdre**, charriée sur le "Massif de Herve" par la Faille du Midi-Faille Eifélienne. La Nappe de la Vesdre est elle-même découpée par des failles de chevauchement majeures (Laloux et al., 1997). Ces failles de chevauchement sont des structures hors-séquences, c'est-à-dire qu'elles recoupent les structures déjà plissées et faillées. Dans le détail et à petite échelle, les affleurements permettent de reconstituer la succession d'événements suivante (Fig. III.36B, exemple de Lambermont, Vanbrabant, 2001):

- la première déformation se marque par un niveau de décollement composé de plats et rampes;
- un plissement général avec une vergence nord affecte les premières structures;
- les failles précoces et les plis sont recoupés par des failles inverses hors-séquence;
- des failles normales longitudinales recoupent l'ensemble des structures antérieures.

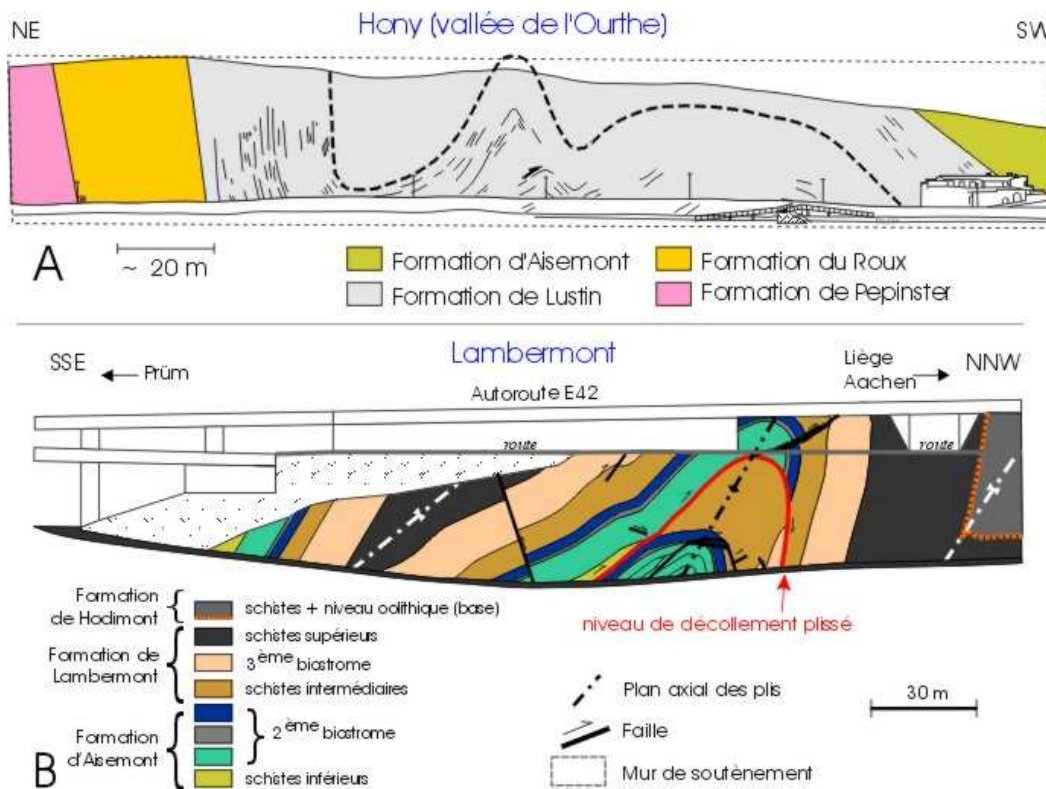


Fig. III.36: A: coupe de Hony, dans la vallée de l'Ourthe (NE du Synclinorium de Dinant), montrant l'allure simple et le style droit à déjeté des plis. B: coupe du viaduc de Lambermont à Verviers (Nappe de la Vesdre), montrant une structure de décollement (provoquant la répétition du "2e biostrome") affectée par un pli. D'après Vanbrabant (2001).

Au nord de la Faille du Midi-Eifel, les couches des **Ecaïlles Haine-Sambre-Meuse** sont presque partout déversées vers le nord. Elles sont hachées de failles longitudinales en relation avec le plissement et de failles satellites de la faille eifélienne, postérieures au plissement. Entre Namur et Quiévrain, les massifs charriés sont superposés aux terrains houillers (Massifs de Boussu, de Masse, de Belle-Victoire, de la Tombe, de Chamborgneau, d'Ormont, de Malonne). Ces unités tectoniques, coincées sous la faille du Midi ont subi une translation au cours du charriage de l'Allochtone ardennais (Fig. III.37).

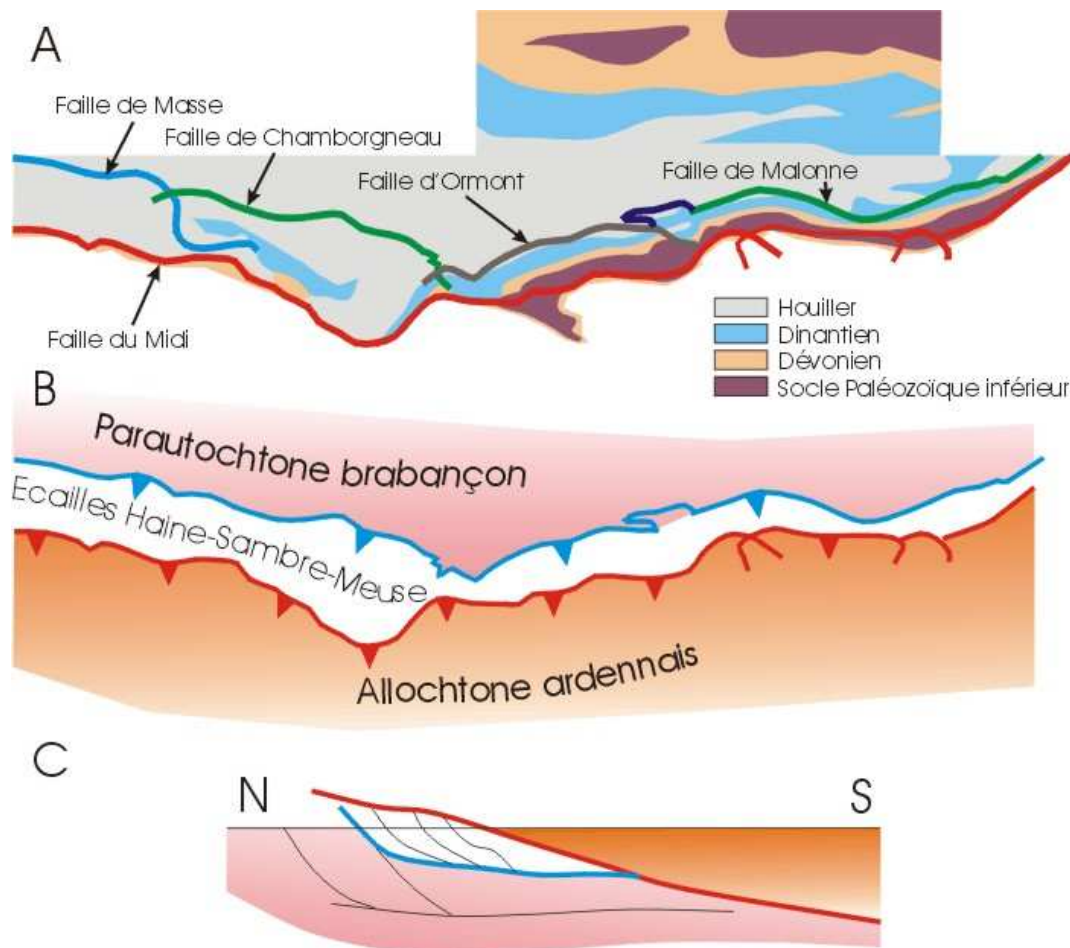


Fig. III.37: A: relations entre la Faille du Midi et les failles limitant les massifs charriés. B: interprétation en termes de grandes unités tectoniques. C coupe schématique correspondant à B. D'après [Belanger et al., 2012](#) (modifié).

A l'est, la prolongation des Ecaillles Haine-Sambre-Meuse n'est pas encore parfaitement élucidée. Les anciennes notions de "Synclinal de Liège" et de "Massif de Herve" devraient cependant être réévaluées (Figs. III.31 et III.40). Le Synclinal de Liège dessine un pli dissymétrique déjeté vers le nord. Cette allure s'exprime par un flanc nord modérément incliné et un flanc sud vertical voire renversé. Le "Massif de Herve" est séparé du Synclinal de Liège par les anticlinaux faillés de Cointe et de la Chartreuse. Il peut être assimilé au flanc normal d'un grand pli synclinal structuré en une série d'écaillles imbriquées.

La limite entre le Parautochtone brabançon et les Ecaillles Haine-Sambre-Meuse correspond à plusieurs failles en relais telles la Faille d'Ormont et la Faille de Malonne (Fig. III.37). Au nord de cette structure, les roches sont nettement moins plissées et les **couches du Parautochtone brabançon** reposent avec une pente de 10 à 20° S sur le Massif du Brabant. Cette régularité n'est troublée que par des ondulations très larges dans les couches dévoniennes et des plis déversés vers le nord et un réseau assez marqué de failles normales dans les couches carbonifères, vers le sud. Le Front varisque passe en théorie au nord de la dernière structure tectonique visible dans le Parautochtone brabançon.

Il faut noter qu'une période de relaxation tectonique a suivi la compression varisque. Cet épisode d'extension a généré des failles normales de direction EW, visibles notamment dans la région de Han-sur-Lesse ([Delvaux de Fenffe, 1990](#)) et en Ardenne.

6.4. LA DEFORMATION VARISQUE DANS LES BASSINS HOILLERS

Nos bassins houillers accusent une structuration complexe qui est bien connue grâce à l'exploitation minière. Cette caractéristique, de même que l'importance de ces bassins dans l'histoire économique de la Wallonie mérite que l'on y consacre une brève description.

6.4.1. Le Borinage

Deux coupes illustrent la tectonique du bassin houiller du Borinage (Fig. III.38). Sa structure est caractérisée par la présence d'une nappe faillée dont l'épaisseur peut dépasser 400 m, par exemple au puits de Grisoeuil où cette zone dérangée a été recoupée entre 480 et 880 mètres (Fig. III.38, en haut). Cette nappe est limitée à sa base par la Faille de Masse, dont l'extrémité est se trouve dans l'anse de Jamioulx au sud de Charleroi. La nappe correspond au Massif de Masse, encore appelé à l'ouest de Mons "Massif du Borinage". La structure de ce massif, très riche en houille, est relativement simple. Il est constitué de grands plats formant un synclinal très ouvert, dont le flanc sud est en dressants renversés. En dessous, la nappe repose sur une série de massifs imbriqués, parmi lesquels le Massif de Grisoeuil. Ces massifs sont décalés par des failles inverses rabotées par la nappe faillée. Au nord de la nappe faillée, les

terrains du Comble Nord sont faiblement inclinés vers le sud (Fig. III.38).

Dans la région de Boussu et jusqu'à la frontière française, un massif supplémentaire surmonte le Massif du Borinage. Il est formé de terrains namuriens et anté-houillers en position renversée. Ces massifs, tout comme les Massifs de Belle Victoire et de la Tombe, seraient des lambeaux détachés de la bordure méridionale du Massif de Masse-Borinage et qui auraient glissé vers le nord, dans une région où la Faille du Midi est faiblement inclinée vers le sud.

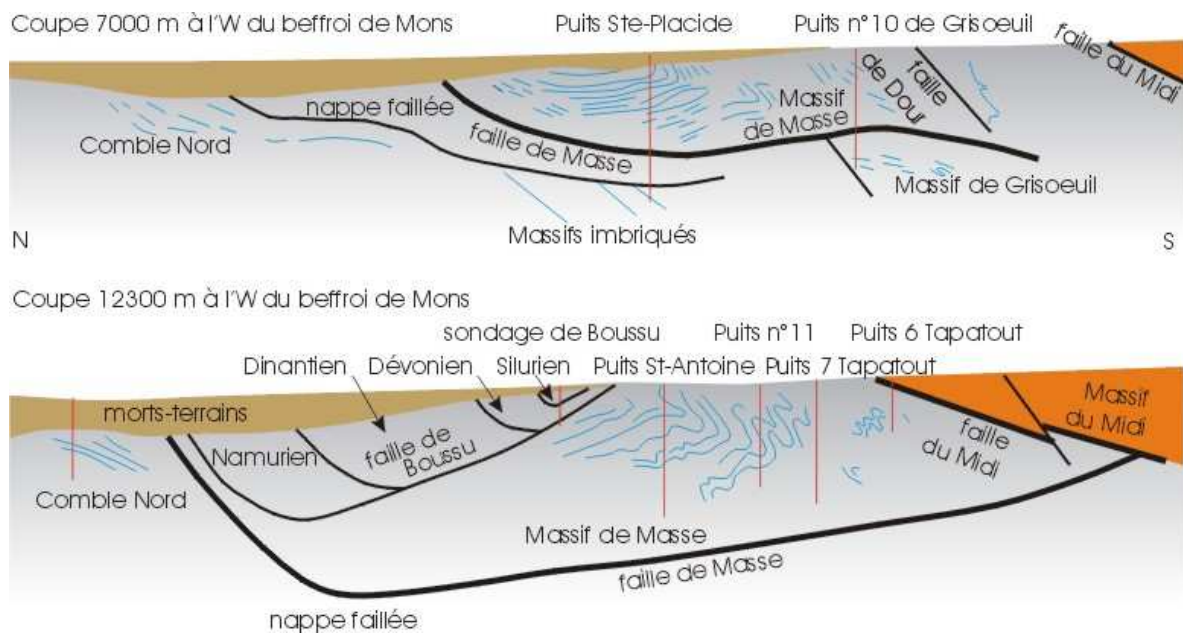


Fig. III.38: coupes dans le bassin houiller de Mons-Borinage. Les veines de charbon sont figurées en bleu; le Dévonien est en orange.

6.4.2. Le Bassin de Charleroi

Le Bassin houiller de Charleroi est découpé en une série de grands massifs séparés par des failles (Fig. III.39):

- les massifs parautochtones,
- les massifs charriés,
- le Massif du Midi.

Au nord du bassin, les massifs parautochtones comprennent le Comble Nord, qui a l'allure d'un flanc nord de pli synclinal et le Massif du Centre. A l'est, vers Châtelet, ce dernier massif se structure davantage et il comprend une imbrication de petits massifs: Roton, Gouffre, Carabinier, Pays de Liège et Trieu Kaisin.

Ces massifs sont séparés des massifs charriés qui les surmontent par une zone failleuse analogue à la zone faillée du Borinage. Cette unité tectonique rassemble les gisements à houille grasse. Ce sont les Massifs d'Ormont, de Chamborgneau qui renferme le gisement gras de Marcinelle et les gisements gras des dressants de Fontaine-l'Evêque, les Massifs de Jamioulx, des Wespes et de la Tombe, divisé en plusieurs écaïles.

Au sud, le Massif du Midi, supporté par la Faille du Midi, ramène les terrains du Dévonien inférieur sur le Houiller du parautochtone brabançon.

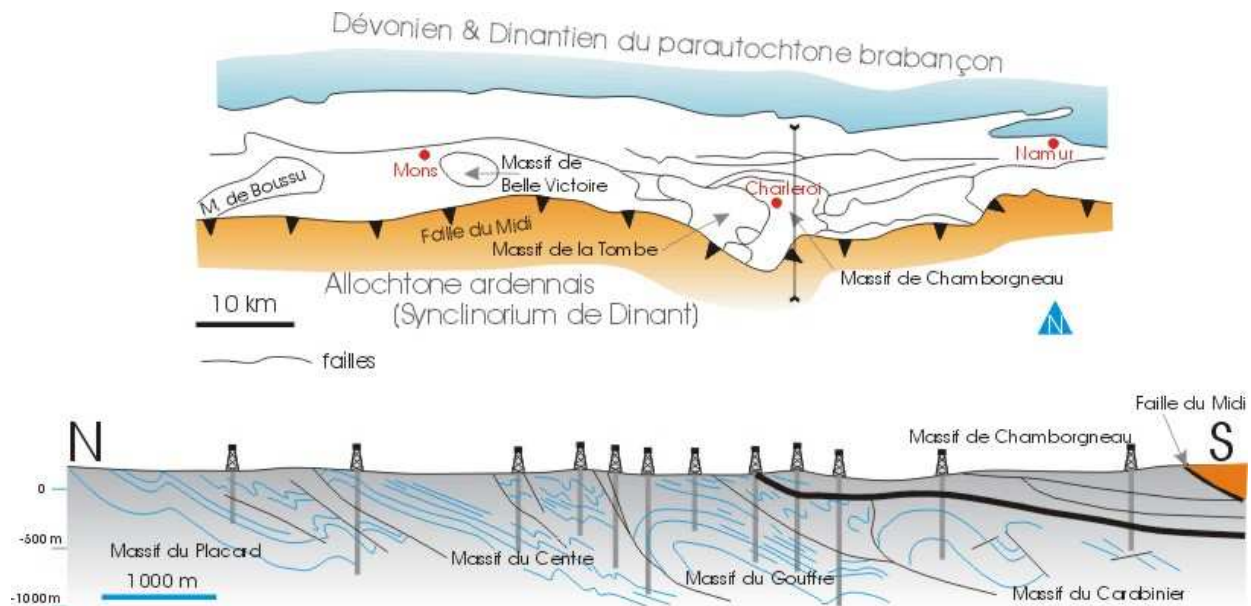


Fig. III.39: schéma structural et coupe méridienne du bassin houiller de Charleroi. D'après Delmer (1977), modifié. Les veines de charbon sont figurées en bleu; le Dévonien est en orange.

Les failles des massifs charriés (Faille du Placard, Faille du Centre) ont une inclinaison comprise entre 30 et 40°. Au sud-est de ce domaine, les Failles du Gouffre et du Carabinier qui toutes deux supportent des anticlinaux enroulés (Fig. III.39) se redressent à la verticale non loin de la surface.

Dans le domaine méridional, la faille de Masse-Jamioulx supportant les massifs charriés, faille qui court jusqu'au Borinage, n'est inclinée que d'une vingtaine de degrés, puis devient plate en profondeur.

Une des structures parmi les plus remarquables du Bassin de Charleroi est celle du Massif de la Tombe, Il s'agit d'un massif charrié, formé en partie de terrains anté-houillers. Celui-ci est morcelé en plusieurs sous-massifs. Ce massif repose au nord sur les terrains du Massif de Chamborgneau et sa partie sud couvre le Massif de Masse-Jamioulx dont il s'est probablement détaché. Au sud, il est tronqué par la Faille du Midi. La structure générale de cet ensemble a la forme d'une coque de bateau, révélée par le caractère circulaire des isohypses des différentes failles qui limitent le massif en profondeur (Delcambre & Pingot, 2000a).

6.4.3. Le Bassin de Liège

Le bassin houiller liégeois comprend le Bassin de Liège proprement dit, une zone de relais de plis marquée par les anticlinaux d'Engihoul, Cointe, Chartreuse et Flémalle, le Bassin de Seraing et le Bassin de Herve. Le Bassin de Liège est un synclinal dissymétrique déjeté vers le nord (Fig. III.40). Cette allure s'exprime par un flanc nord modérément incliné et un flanc sud vertical, voire renversé.

Le Bassin de Herve peut être assimilé au flanc nord d'un grand pli synclinal structuré en une série d'écailles imbriquées.

Dans le passé, le prolongement de la Faille eifélienne a été périodiquement assimilé à la Faille des Aguesses-Asse ou à la Faille de Saint-Hadelin; cette dernière hypothèse est actuellement la plus vraisemblable.

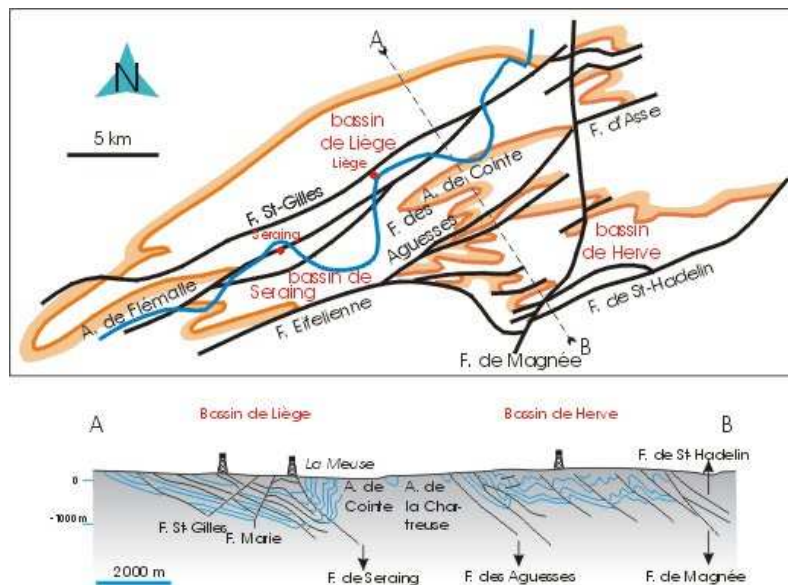


Fig. III.40: carte schématique de la veine directrice Buxharmont-Désirée à la côte -200, figurée en orangé et coupe NNW-SSE dans les bassins houillers de Liège et de Herve (d'après Humblet & Ancion, 1949).

6.5. LA DEFORMATION VARISQUE DANS LES MASSIFS CALEDONIENS ARDENNAIS

Dans les massifs cambro-ordoviciens qui participent au charriage de l'Allochtone ardennais, l'orogénèse varisque se superpose à l'orogénèse calédonienne. Comme les deux phases de plissement ont sensiblement la même orientation, il est difficile de discriminer les effets des deux orogénèses. On peut d'ailleurs suspecter que l'orogénèse varisque réactive des structures héritées du plissement calédonien.

Il est en tout cas certain que dans de nombreuses zones des massifs calédoniens de Haute-Ardenne, des terrains cambriens et ordoviciens plissés sont recouverts par du Dévonien affecté de plis de faible amplitude. Il est non moins certain que les importantes failles de charriage structurant ces massifs et se prolongeant dans la couverture dévonienne sont indubitablement d'origine varisque...

Par endroit, des plis replissés obliquement ou des filons plissotés soulignent cette tectonique polyphasée. La présence de nombreux slumps et plis synsédimentaires dans le Groupe de Revin ajoute encore à la complexité.

En ce qui concerne la schistosité, une analyse détaillée montre que dans le Massif de Stavelot, deux clivages peuvent être observés, montrant des phénomènes de crénulation. Dans le Massif de Rocroi, la schistosité varisque affecte aussi les dykes basaltiques givétiens et frasniens, recoupant les formations cambriennes. Cette schistosité pourrait cependant réactiver une éventuelle schistosité calédonienne possédant la même orientation (Belanger, 1998). C'est également le cas dans les Massifs de Givonne et du Serpont.



Pli couché (slump?) affectant les quartzites et phyllades de la Formation d'Anchamps (Groupe de Revin, Cambrien) près de Saint-Nicolas (Massif de Rocroi).

6.6. CONCLUSIONS

Par leurs caractéristiques géométriques, les déformations varisques de l'Ardenne se conforment au modèle de "thin-skinned fold and thrust belt" (ceintures plissées et charriées de faible épaisseur). Le niveau de décollement au nord de l'Anticlinal de l'Ardenne correspond à la Faille du Midi-Faille Eifelienne-Faille d'Aachen, reconnue par profils sismiques et par sondages. Les charriages recoupent des structures plus précoces (plis, plis-failles et failles mineures) et sont eux-mêmes plissés par des plis de grande longueur d'onde (bombement de la fenêtre de Theux) et affectés de failles transverses et de décrochements dextres. Plus au sud (au sud de la bordure de rift), le charriage se serait effectué sur un niveau de décollement beaucoup plus profond.

L'effort tectonique porte sur un prisme sédimentaire dévono-carbonifère dont l'épaisseur croît vers le sud. En partant d'un

déplacement de 15 à 30 km au front du charriage, la translation de l'allochtone ardennais pourrait atteindre des valeurs de l'ordre de 100 km vers le sud de l'unité, compte tenu du plissement et du raccourcissement induit par la schistosité et la structuration interne de la nappe.

7. LE METAMORPHISME VARISQUE

Les manifestations métamorphiques enregistrées en Ardenne-Eifel sont en grande partie pré-orogéniques. Elles sont probablement liées à la phase d'extension dévonienne. L'intensité du métamorphisme semble proportionnel à l'épaisseur du recouvrement. L'ensemble de la zone possède un caractère métamorphique anchizonal, mais certaines régions montrent un métamorphisme épizonal (Fig. III.41) (Fielitz & Mansy, 1999).

- L'aire métamorphique de Haute Ardenne occupe une région de forme elliptique très allongée dont le grand axe orienté E-W atteint près de 120 km entre Sévigny-la-Forêt dans les Ardennes françaises et Trois-Vierges au Grand Duché de Luxembourg. Le petit axe de cette zone métamorphique n'excède pas 16 km au méridien d'Ochamps (Fig. III.41). Ce métamorphisme a provoqué la transformation de certains schistes du Dévonien inférieur en phyllades de teinte bleutée, jadis exploités pour la confection d'ardoises à Martelange et Warmifontaine;
- dans le Massif de Rocroi, le métamorphisme se manifeste par des assemblages à magnétite, chloritoïde, ilménite et andalousite;
- dans le Massif du Serpont, les assemblages minéralogiques observés autour de Libramont présentent des minéraux exceptionnels pour ce faciès, tels que le diopside et la bytownite, dont la genèse est expliquée par un processus de décarbonatation. La néoformation de ces minéraux indique que la température a pu atteindre 400 °C sous une pression de 200 à 300 Mpa (Fielitz & Mansy, 1999);
- dans le Massif de Stavelot et à sa périphérie, le métamorphisme varisque (312-308 Ma, selon Kramm et al., 1985) succède à une première phase métamorphique calédonienne (voir plus haut). Il affecte les roches ordoviciennes et lochkoviennes. Dans la région de Vielsalm, un substrat riche en Mn favorise l'apparition de minéraux particuliers tels que la viridine, l'ottrélite et la spessartine. L'intensité du métamorphisme est estimée à 360-420°C pour 200 à 300 Mpa au sud du massif. Sur sa bordure orientale, les conditions paraissent moins sévères: 325-375°C, 100 à 200 Mpa. A l'ouest, dans le synclinal de la Lienne, la température serait de l'ordre de 300°C pour une pression proche de 100 à 200 Mpa, comme le suggèrent des paragenèses à mangano-carpholite;
- au sud, dans le Massif de Givonne, les températures seraient un peu plus élevées et comprises entre 415 et 450°C avec des paragenèses à andalousite et margarite.

Dans le Synclinorium de Dinant, les Ecailles Haine-Sambre-Meuse et le Parautochtone brabançon, un métamorphisme d'enfouissement plus tardif et synorogénique (anchizonal-épizonal) est observé dans les formations du Dévonien Moyen au Carbonifère. Il est daté entre 336 ~8 et 298 ~7 millions d'années par la méthode K/Ar (Piqué et al., 1984), soit Namurien-Westphalien. Sa température a été estimée par différentes méthodes: cristallinité de l'illite (Larangé, 2002), couleur d'altération des conodontes (conodont colour alteration index, CAI), Helsen (1992, 1995) et "fission track" des zircons (Brix, 2002), qui donnent toutes des résultats concordants compris entre 190 et 310°, soit à la limite entre l'épizone et l'anchizone (Fig. III.41). Sa pression a été évaluée à l'aide d'un paramètre de maille des micas potassiques (Guidotti & Sassi, 1986). Différentes mesures effectuées indiquent que la pression lithostatique n'a pas dépassé un 100 Mpa. En considérant une densité de 2,8 et un gradient paléogéothermique de 60 °C/km, la profondeur d'enfouissement est estimée à 3,5 km (Larangé, 2002), ce qui laisse présager de l'épaisseur du flysch houiller qui a recouvert cette région et qui aujourd'hui n'est préservé que dans de petits synclinaux comme ceux d'Anhée, d'Assesse et de Morialmé.

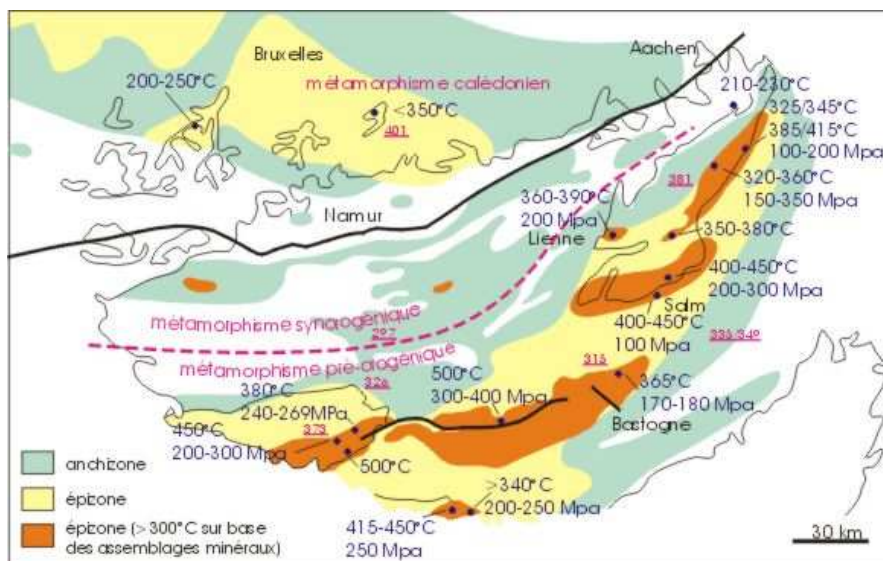


Fig. III.41: aires métamorphiques. Les températures indiquées ne tiennent pas compte du métamorphisme rétrograde. Les chiffres soulignés correspondent à des datations radiométriques. D'après Fielitz & Mansy (1999), modifié.

IV. Du Permien au Quaternaire: la Wallonie post-orogénique

1. INTRODUCTION

Le plissement varisque a été suivi en Europe d'une érosion générale qui a transformé tout le territoire en une vaste pénéplaine. Cet événement, qui conclut ce cycle orogénique, marque en même temps pour la Wallonie et les régions voisines, la cratonisation de l'écorce. Depuis la fin du Paléozoïque, en effet, plus aucun plissement ne s'est produit. Seules des déformations de grande ampleur (subsidence, soulèvement) et une tectonique cassante se sont manifestées (et se manifestent encore de nos jours) (Vandycke, 2002; [Havron et al., 2007](#); Fig. IV.1).

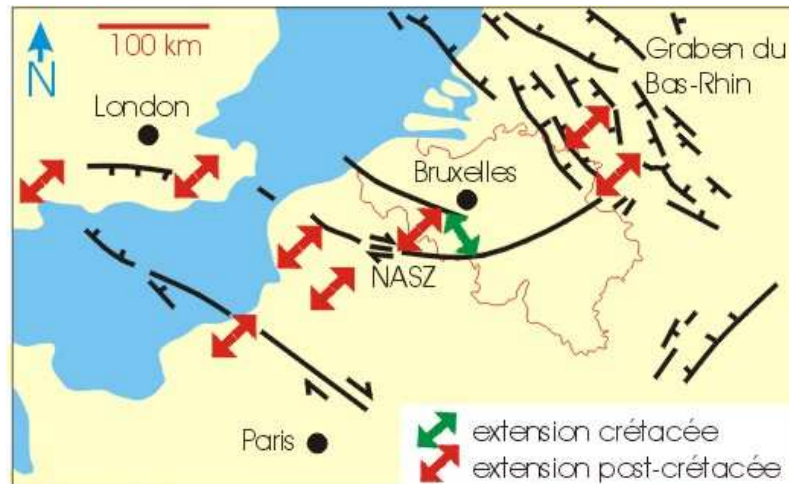
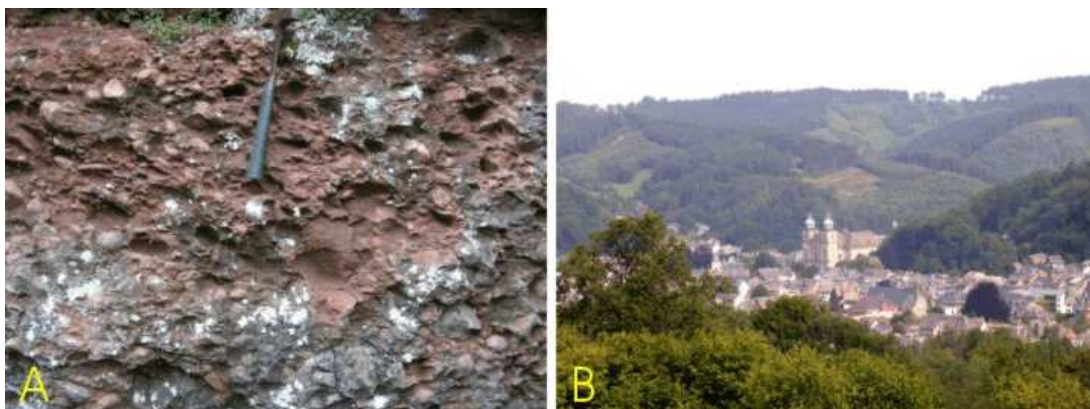


Fig. IV.1: contexte structural post-varisque. NASZ=zone de cisaillement Nord-Artois. D'après Vandycke, 2002, modifié.

2. LE PERMIEN

Le Permien est caractérisé à l'échelle mondiale par une crise biologique majeure (disparition de 95% des espèces). L'ensemble des continents sont réunis au sein de la Pangée. Le climat est aride, les plates-formes continentales peu développées et un important épisode volcanique (trapps) est enregistré en Sibérie.

Les sédiments permien sont rares en Wallonie. Seul un conglomérat d'origine fluviale se dépose dans un fossé d'effondrement de la région de Malmédy. L'ouverture de ce graben serait liée à un mouvement de décrochement tardi-varisque. Les éléments les plus grossiers du poudingue sont empruntés à des formations plus anciennes, entre autres des formations dévoniennes de l'Eifel. Ces éléments sont enveloppés dans une matrice argilo-sableuse rougeâtre qui suggère un climat chaud et aride. Ce poudingue repose bien sûr en discordance sur les roches cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot.



A: Conglomérat "Poudingue de Malmédy". B: ville de Malmédy au fond de son graben (on voit un des flancs juste derrière la cathédrale).

3. LE MESOZOIQUE

3.1. INTRODUCTION

Un renouvellement de la faune et de la flore s'opère au début du Mésozoïque. Cette ère marque l'apogée des ammonites et des bélemnites dans les mers, des reptiles et en particulier des dinosaures sur les continents. Les premiers mammifères apparaissent dès le Trias supérieur et les oiseaux au Jurassique. Les groupes importants au point de vue biostratigraphique sont les térébratulidés, les rudistes, les ammonites et les bélemnites; les foraminifères, les calpionelles et les dasycladacées. Les climats auraient été plus chauds

et moins contrastés qu'au cours du Paléozoïque.

Le cadre géodynamique du Mésozoïque est celui du démantèlement de la Pangée. Suite à l'ouverture de la Téthys, les mouvements de dérive continentale feront d'abord apparaître deux ensembles: un bloc septentrional comprenant l'Amérique du Nord et l'Eurasie, formant un continent unique pendant le Trias et une bonne partie du Jurassique, divisé en deux par l'ouverture de l'Atlantique Nord au début du Crétacé; et un bloc méridional, fragmenté dès la fin du Permien (Annexe 7). A l'échelle de l'Europe, la paléogéographie est régie par l'existence de la Téthys, où s'accumulent les sédiments qui formeront la future chaîne alpine. Les transgressions marines intéressant l'Europe méridionale viendront de cet océan alors que l'Europe septentrionale sera en relation avec des mers épicontinentales nordiques. De la sorte, deux provinces fauniques sont distinguées: une province téthysienne chaude (à rudistes, orbitolines par exemple) et une province boréale froide (à ammonites).

A l'échelle de notre région, depuis le Permien et jusqu'au Crétacé Inférieur, l'Ardenne et le socle brabançon demeurent des zones presque constamment émergées (comme d'autres massifs varisques: Massif Armoricain, Massif Central,...). Les premières transgressions mésozoïques, originaires du bassin germanique, gagnent l'extrémité sud de l'Ardenne au Keuper.

La surface de discordance entre le socle paléozoïque et la couverture mésozoïque est inclinée vers le sud en Lorraine belge. Elle est identifiée à la pénéplaine post-varisque. Cette discordance forme une "lingotière" allongée d'est en ouest dans le Bassin de Mons, peut-être en liaison avec la dissolution des évaporites dinantiennes. Elle est inclinée légèrement vers le nord partout ailleurs (Brabant, Hesbaye, Pays de Herve).

3.2. LE TRIAS

Au Trias, une mer épicontinentale, couvrant l'Allemagne, les Vosges et la Forêt Noire pénètre vers l'ouest. Les flots de cette Mer Germanique viennent battre les rivages de la ride anglo-belge dont l'ossature est constituée par les terrains paléozoïques de l'Ardenne et du Brabant. L'avancée de cette mer est attribuée à un basculement de la région, peut-être lié à la subsidence du Bassin de Paris. Les faciès ont un caractère continental et marin très peu profond, avec des formations détritiques et des évaporites (Fig. IV.2).

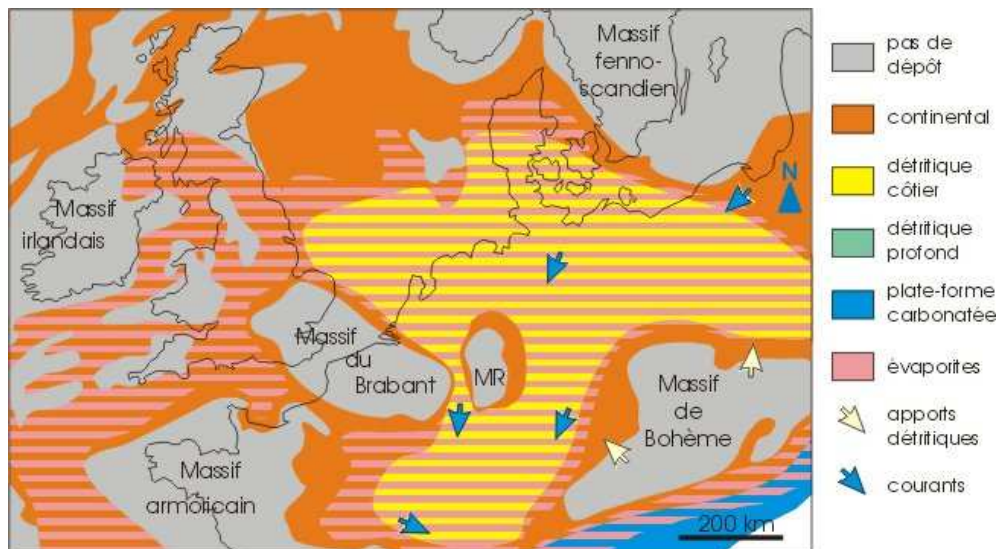


Fig. IV.2: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Keuper. D'après Ziegler (1982), simplifié. "MR": Massif Rhénan.

Les formations mésozoïques de la Lorraine belge (Figs. IV.3 & IV.4) appartiennent à l'entité géologique du "Golfe du Luxembourg" qui constitue une jonction entre le Bassin de Paris et le Bassin germanique (Fig. IV.2). Le caractère monoclinale de la succession et l'alternance de couches plus ou moins résistantes à l'érosion déterminent un relief typique de cuestas (Fig. IV.6). [La stratigraphie de la Lorraine belge](#) a été revue par [Boulvain et al. \(2001\)](#).

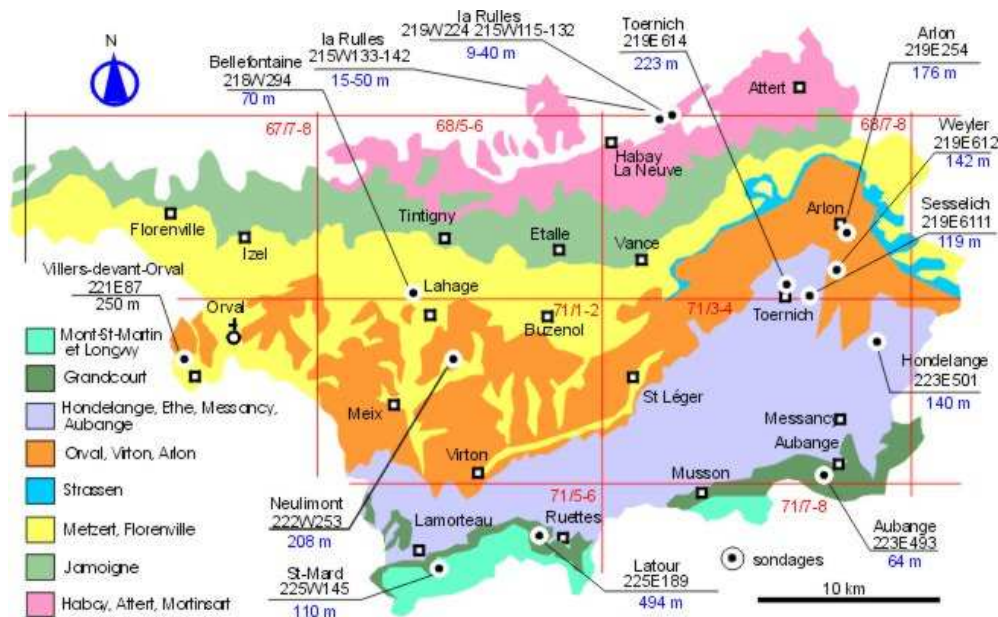


Fig. IV.3: carte géologique de la Lorraine belge avec la localisation des principaux sondages.

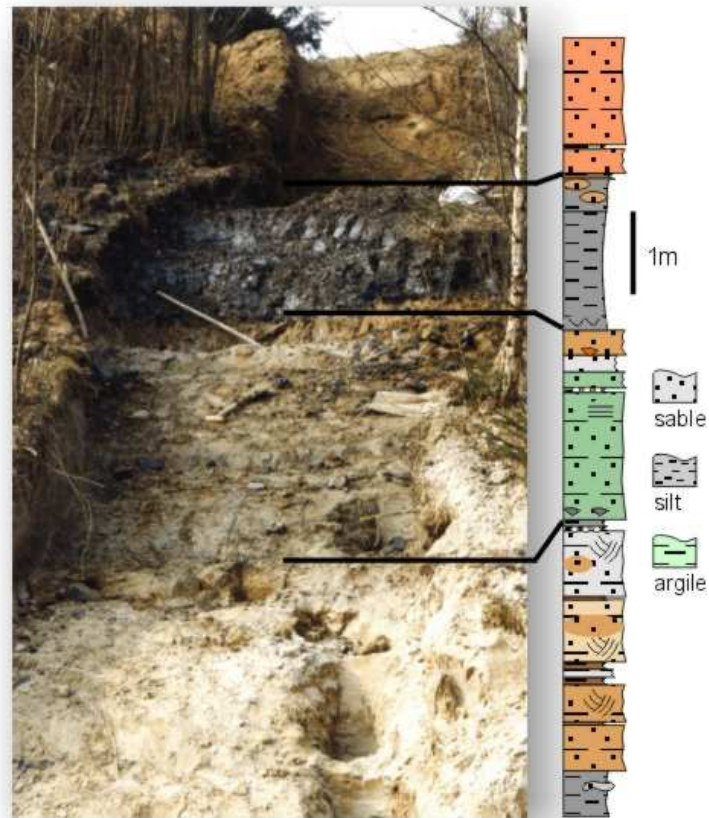
On n'observe, en Lorraine belge, que les termes supérieurs du Trias: le Keuper et le Rhétien.

Les sédiments du Keuper se sont déposés suite à la transgression de la mer vers le nord-ouest sur le socle ardennais. A leur base, on observe un complexe argilo-sableux, localement conglomératique, d'origine fluviale (Formation d'Habay: comblement continental des paléo-vallées du socle). Il est surmonté de marnes rouges et vertes ("marnolithes", "steinmergel") renfermant des nodules de gypse (en sondage) et des bancs de dolomie blanchâtre (Formation d'Attert: installation d'une lagune évaporitique). L'épaisseur de cet ensemble est variable et peut dépasser la centaine de mètres.



A: Argile à gravier, Formation d'Habay. B: marne à concrétions dolomitiques, Formation d'Attert. Bretelle d'accès à la RN4, Attert, Lorraine belge.

Au Rhétien, s'amorcent les prémices de la transgression liasique. En Lorraine belge, le Rhétien est représenté par la Formation de Mortinsart, constituée d'une dizaine de mètres d'alternances de grès tendres et de marnes et argiles noires. Cet ensemble à caractère lagunaire est surmonté par une couche d'argiles lie-de-vin, l'Argile de Levallois (à caractère à nouveau alluvial), témoignant d'une régression marine momentanée.



La Formation de Mortinsart dans la tranchée ouverte par l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique dans le talus de l'autoroute E411 près d'Habay. Photo et colonne lithologique. On y observe l'alternance de niveaux sableux et argileux caractéristique de la formation.

A noter que la Formation de Mortinsart se singularise par la présence de [bone-beds](#), certains ayant livré une riche collection de dents de mammifères primitifs, parmi les plus anciens du monde.

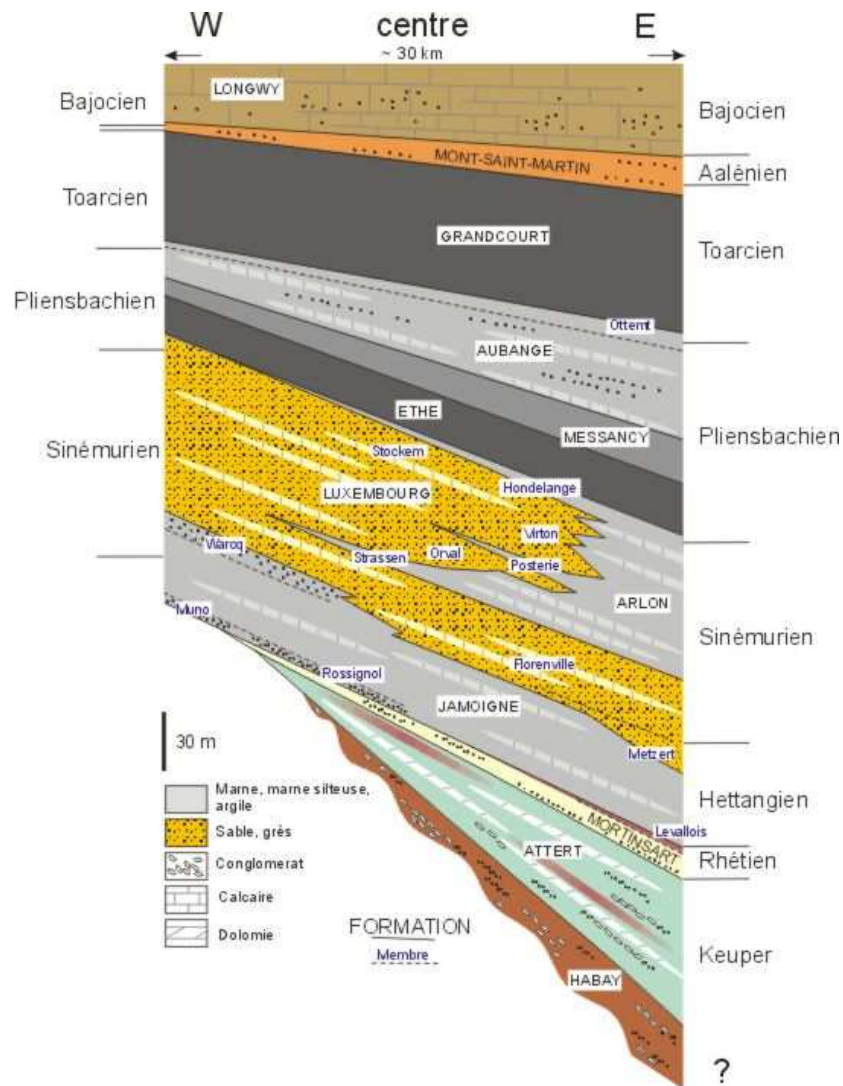


Fig. IV.4: stratigraphie de la Lorraine belge. D'après Boulvain et al. (2001).

3.3. LE JURASSIQUE

En Lorraine belge, seuls affleurent le Lias et la partie inférieure du Dogger. Les séquences sédimentaires rendent compte d'une série de pulsations transgressives et régressives de la mer sur la bordure méridionale du Massif ardennais (Fig. IV.4).

Les dépôts liasiques sont caractérisés par une alternance de faciès sableux ("faciès littoral") et de faciès marno-calcaires ("faciès lorrain") plus profonds. Leur épaisseur décroît généralement vers l'ouest avec l'affirmation de leur caractère sableux. Les formations jurassiques montrent d'importantes variations latérales de faciès (Fig. IV.4).

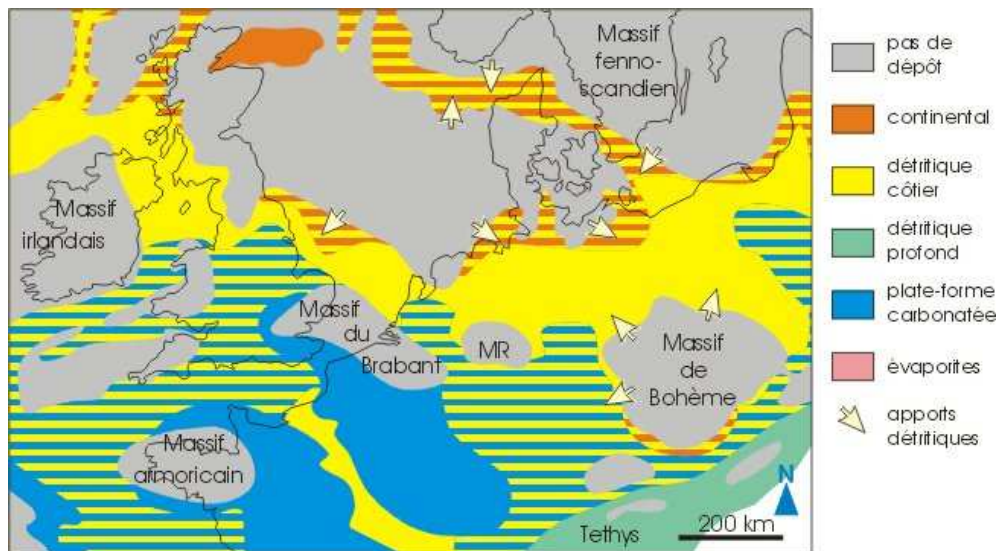
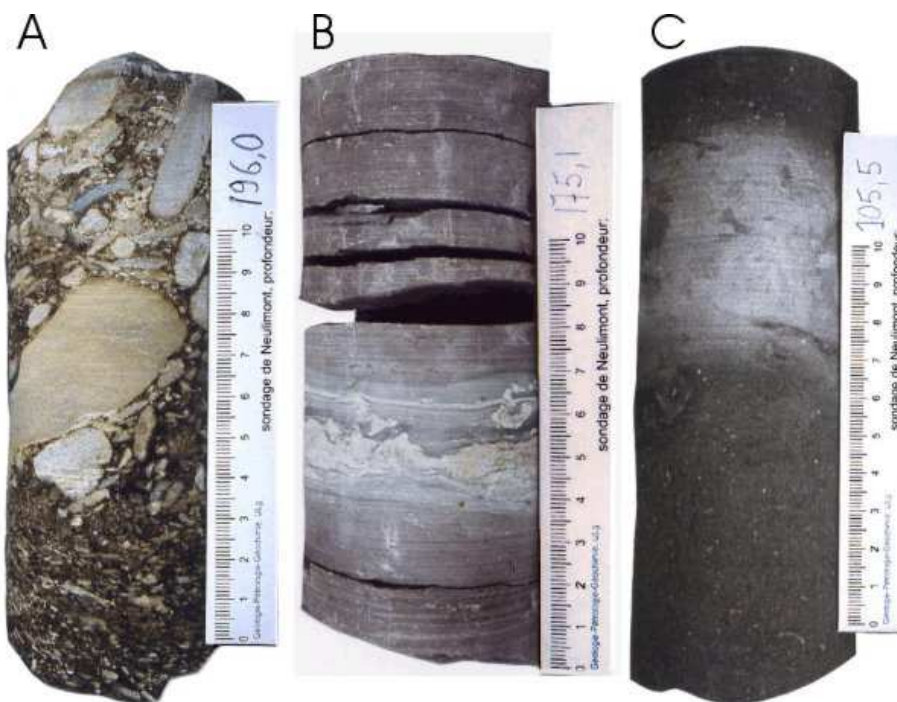


Fig. IV.5: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Sinémurien-Aalénien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

La phase transgressive initiale du Jurassique, d'âge hettangien, abandonne par place (surtout dans l'ouest de la Lorraine belge) des corps gréseux peu épais (les Membres de Muno et de Rossignol de la Formation de Jamoigne). Les marnes à intercalations calcaires, bioturbées et riches en crinoïdes et lamellibranches de la Formation de Jamoigne (45-70 m d'épaisseur) succèdent à ces faciès grossiers ou surmontent directement la Formation de Mortinsart.



A: conglomérat de la Formation d'Habay. B: marnes à concrétions dolomitiques (au centre de la carotte) de la Formation d'Attert. C: alternance de marnes et de niveaux calcaires dans la Formation de Jamoigne. Sondage de Neulimont.

La partie supérieure de la Formation de Jamoigne voit son contenu en sable augmenter (Membre de Warcq) et passe progressivement à la Formation du Luxembourg (une centaine de mètres d'épaisseur), caractérisée par des alternances de sables et de calcaires gréseux (Van den Bril & Swennen, 2009). La Formation du Luxembourg représente un corps sableux (sand waves) mis en place en milieu subtidal par des courants de type longshore. Ce corps sableux est diachronique d'est en ouest. Il est daté du sommet de l'Hettangien au sommet du Sinémurien. A noter que la Formation du Luxembourg passe latéralement vers l'est, au méridien d'Arlon (probablement à la suite du jeu d'une faille synsédimentaire importante), à la Formation d'Arlon à faciès lorrain. L'interdigitation de niveaux marneux de la Formation d'Arlon dans la Formation du Luxembourg permet sa subdivision en membres (Fig. IV.4): Membre de Metzert pour le faciès sableux de base, Membre de Florenville en-dessous de la première intercalation marneuse (Marnes de Strassen, érigées en membre de la Formation d'Arlon), Membre d'Orval en-dessous de la seconde intercalation marneuse (Membre de la Posterie de la Formation d'Arlon) et Membre de Virton en-dessous de la dernière intercalation marneuse qui correspond au Membre de Hondelange. La résistance relative de la Formation de Luxembourg à l'érosion détermine une cuesta assez raide (Fig. IV.6).



Les Membres de Florenville et de Strassen à la carrière de Tontelange.

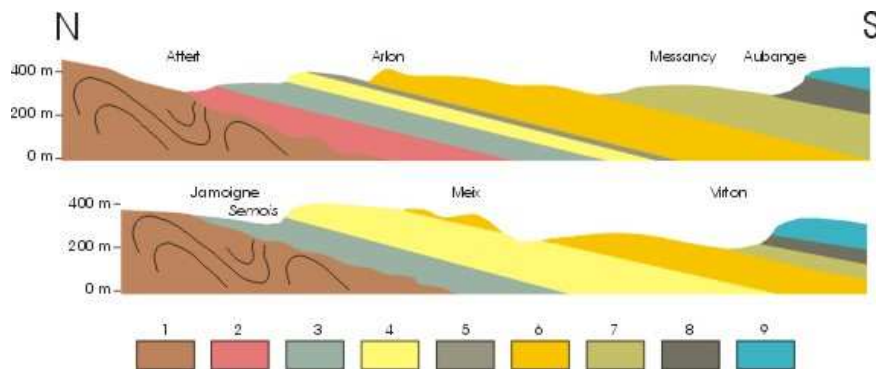
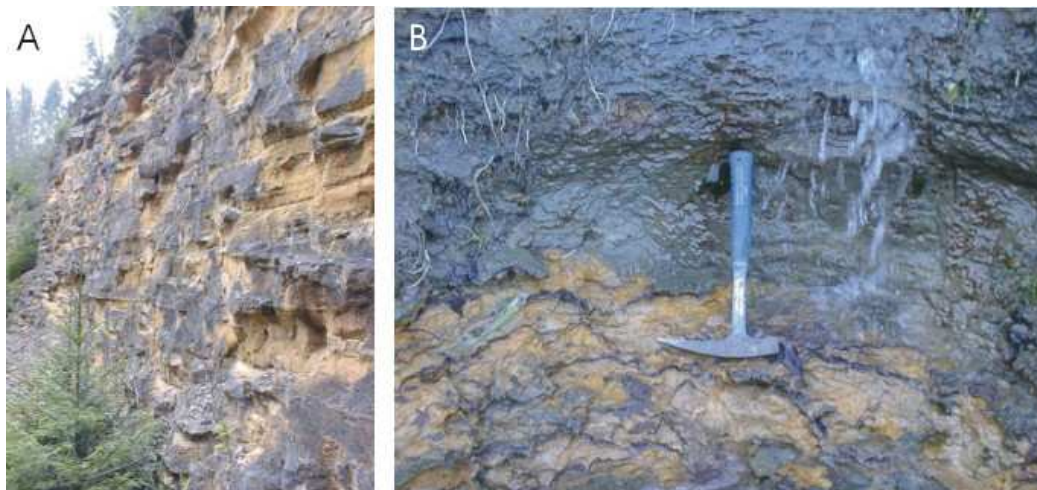


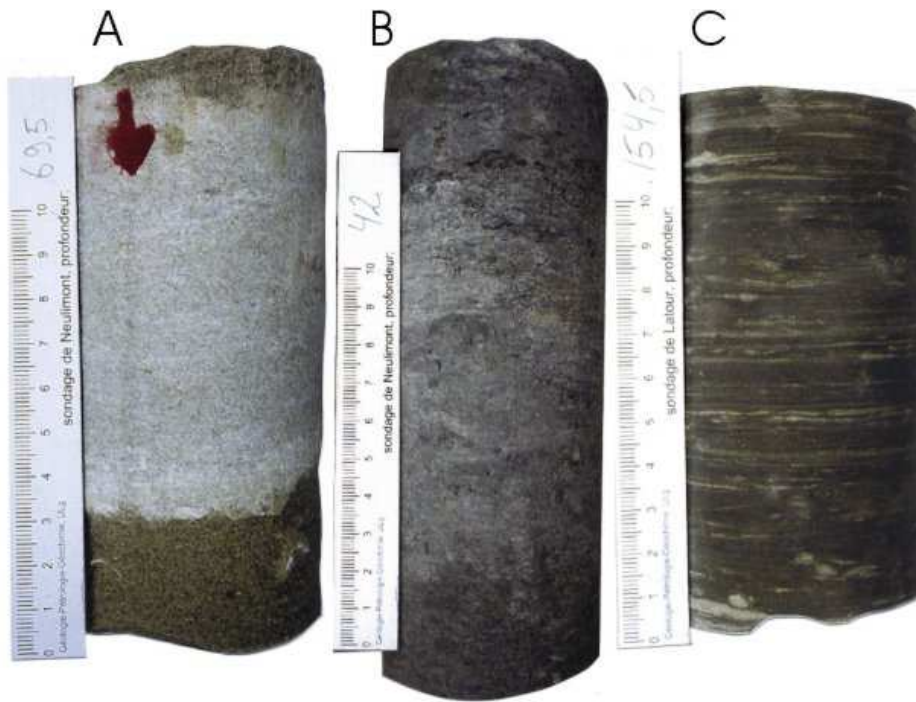
Fig. IV.6: coupes méridiennes du Mésozoïque de la Lorraine belge. D'après Monteyne, 1983, modifié.

Légende: 1: socle varisque, 2: Formations de Habay, Attert et Mortinsart, 3: Formation de Jamoigne, 4: Formation de Luxembourg (Membres de Metzert et de Florenville), 5: Formation d'Arlon (Membre de Strassen), 6: Formation de Luxembourg (Membres d'Orval et de Virton), 7: Formation d'Arlon (Membre de Hondelange), 8: Formations d'Ethe, de Messancy et d'Aubange, 9: Formation de Longwy.

A partir du Pliensbachien, les variations latérales de faciès tendent à s'atténuer et la Formation d'Ethe, constituée d'argilites et marnes silteuses laminaires (20 à 60 m d'épaisseur) présente un caractère uniforme dans l'ensemble de la Lorraine belge. La Formation de Messancy (une trentaine de mètres de puissance) qui lui succède est toujours à caractère laminaire, mais montre des faciès légèrement plus sableux. Ensuite, la Formation d'Aubange (35-45 m) est caractérisée par des marnes, des calcaires sableux bioturbés et des nodules ferrugineux. Cette formation détermine une cuesta mineure (Fig. IV.6).

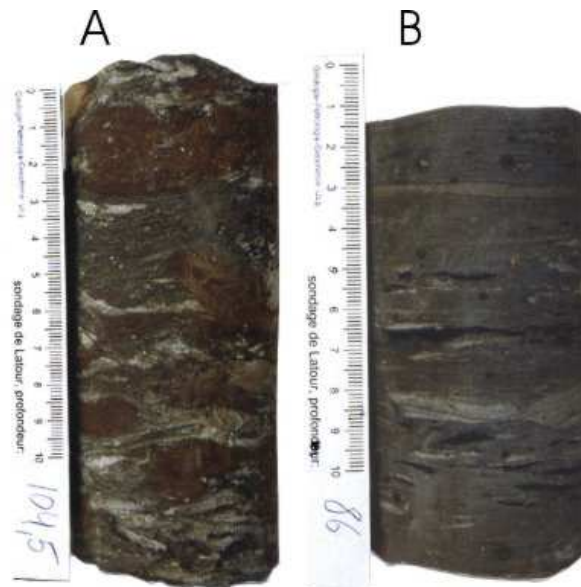


A: Grès et sables de la Formation du Luxembourg, carrière Montauban. B: grès de la Formation de Luxembourg surmontés par les argiles de la Formation d'Ethe. Plusieurs niveaux ferrugineux soulignent la limite des deux formations. Ancienne briqueterie près d'Arlon.



A: alternance de grès calcaire (clair) et de grès (plus sombre) dans la Formation de Luxembourg, sondage de Neulimont. B: marnes sableuses bioturbées de la Formation d'Arlon, sondage de Neulimont. C: argilite feuilletée à lamines silteuses dans la Formation d'Ethe, sondage de Latour.

Transgressif, le Toarcien n'affleure (à cause du pendage sud de la série monoclinale) que dans l'extrême sud de la Lorraine belge. La Formation de Grandcourt (avec dans sa partie inférieure les fameux "schistes cartons" dont on a tenté d'extraire des hydrocarbures entre 1840 et 1870 et dans sa partie supérieure des marnes à septaria), épaisse de 40 à 60 m, montre à nouveau un faciès d'argiles ou de marnes laminaires, proche de celui de la Formation d'Ethe. On peut d'ailleurs s'interroger sur la signification paléogéographique de ces deux épisodes anoxiques: brutale élévation du niveau marin, stratification du bassin...?

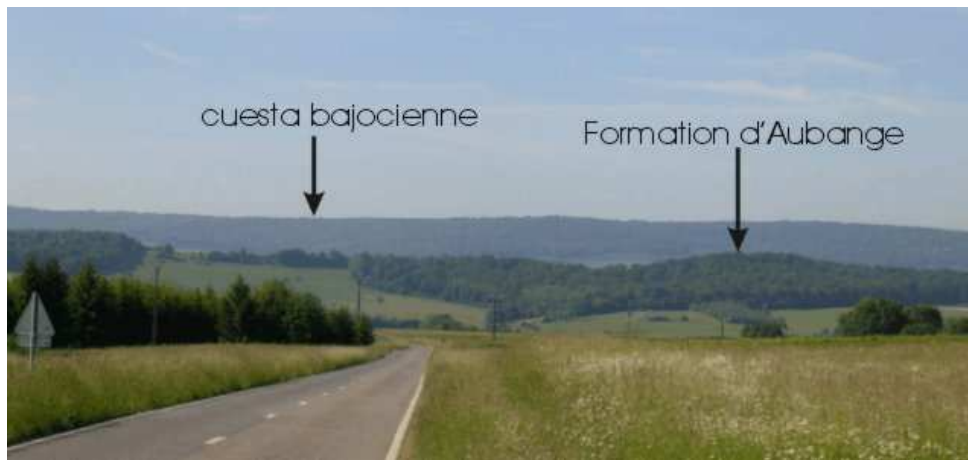


A: marne sableuse conglomératique de la Formation d'Aubange. B: argilite feuilletée à lamines silteuses dans la Formation de Grandcourt, sondage de Latour.

Au-dessus de la Formation de Grandcourt se marque une tendance nettement régressive, avec la Formation de Mont-Saint-Martin, d'âge principalement aalénien (Fig. IV.4). Cette formation (environ 40 m d'épaisseur) commence par des grès argileux et se poursuit par des marnes sableuses à oolithes ferrugineuses. Des lacunes d'émersion sont fréquentes à chaque fois que la mer se retire des marges de l'Ardenne. Notons que ces faciès à oolithes ferrugineuses sont à l'origine de l'industrie sidérurgique du Luxembourg et de

la Lorraine française. En Belgique, l'exploitation du gisement était limitée par la faible épaisseur de l'horizon riche en fer, 5 m dans la région d'Halanzy.

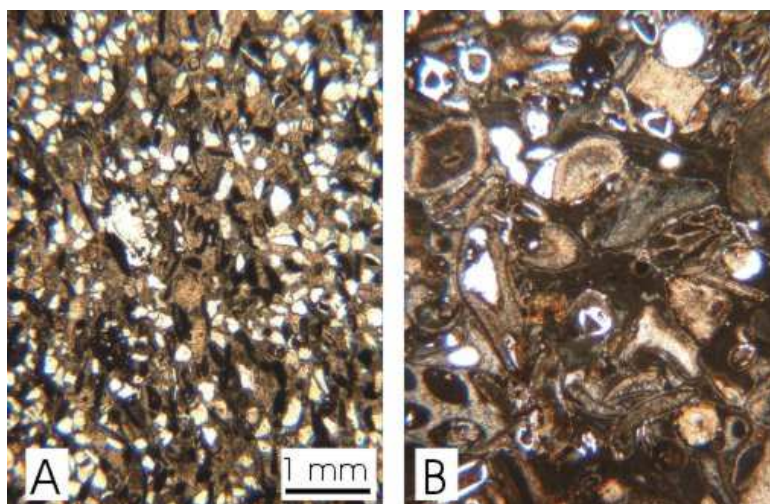
L'étage Bajocien inaugure le cycle transgressif du Dogger. Il succède à l'érosion vigoureuse des formations ferrifères sous-jacentes. La Formation de Longwy affleure uniquement à l'extrémité méridionale de la Lorraine belge, déterminant une cuesta très raide (Fig. IV.6). Cette formation est constituée de calcaires gréseux orangés ("Pierre Gaumaise") et contient des lentilles récifales.



Panorama, en direction du sud, pris depuis les environs d'Ethe. Les premiers reliefs, assez irréguliers, correspondent à la Formation d'Aubange. Dans le lointain, la deuxième cuesta, plus élevée et plus régulière, est liée à la Formation de Longwy ("cuesta bajocienne"). La frontière franco-belge suit cette cuesta sur près d'une dizaine de km.



Tellancourt, carrière de Pierre Gaumaise (Formation de Longwy).



A: grès calcaire à bioclastes de la Formation de Luxembourg dans le sondage de Latour. B: calcaire bioclastique de la Formation de Longwy dans la carrière de Tellancourt (même échelle que A). Lames minces, lumière naturelle.

A la fin du Lias ou au début du Dogger commence le soulèvement epeirogénique du socle brabançon. 2 à 3 km de sédiments de la couverture carbonifère auxquels s'ajoute peut-être une épaisseur inconnue de Paléozoïque inférieur sont livrés à l'érosion. C'est au cours du Dogger que se réalise la jonction entre la mer germanique et la mer boréale qui inonde le Royaume-Uni, isolant une ride insulaire anglo-belge. Plus au sud, la mer épicontinentale couvrant le Bassin de Paris entre en contact avec les eaux de la Téthys, ancêtre de la Méditerranée. L'absence de dépôts du Malm sur la bordure méridionale du Massif ardennais témoignerait d'un relèvement épeirogénique conséquent en dépit d'une montée importante du niveau marin.

3.4. LE CRETACE

3.4.1. Introduction

Le Crétacé s'étend sur une longue période de 80 Ma. L'ouverture de l'Atlantique qui a débuté dans l'hémisphère sud au Jurassique, il y a 145 Ma, se poursuit vers le nord et gagne nos latitudes. Au point de vue climatique, l'Europe méridionale se trouve comprise entre le Tropique du Cancer et le 40^e parallèle (de là le développement fréquent de bauxites en milieu continental), tandis que l'Europe septentrionale, entre le 40^e et le 60^e parallèle, jouit d'un climat tempéré, quoique plus chaud que l'actuel. Durant le Crétacé Supérieur, le développement des mers épicontinentales prend une ampleur considérable et l'Europe entière devient un archipel.

Le Crétacé affleure dans le Bassin de Mons, le Tournaisis, la Hesbaye et le Pays de Herve (Fig. IV.7). Quelques lambeaux isolés subsistent dans la région de Gembloux, en Thudinie et sur le plateau des Fagnes.

Une particularité importante du Bassin de Mons est sa forte subsidence, liée à une succession de phénomènes, actifs depuis le Crétacé Inférieur:

- soit une dissolution progressive des évaporites viséennes (Delmer, 1972, 1977, 1989; Delmer & Van Wichelen, 1980), provoquée par un soulèvement du Massif de Brabant au Jurassique. Cette dissolution s'arrêterait avec la transgression du Crétacé Supérieur;
- soit une subsidence tectonique (Vandycke et al., 1991) due à un régime extensif N-S à partir du Crétacé supérieur et se prolongeant au Tertiaire (Fig. IV.1).

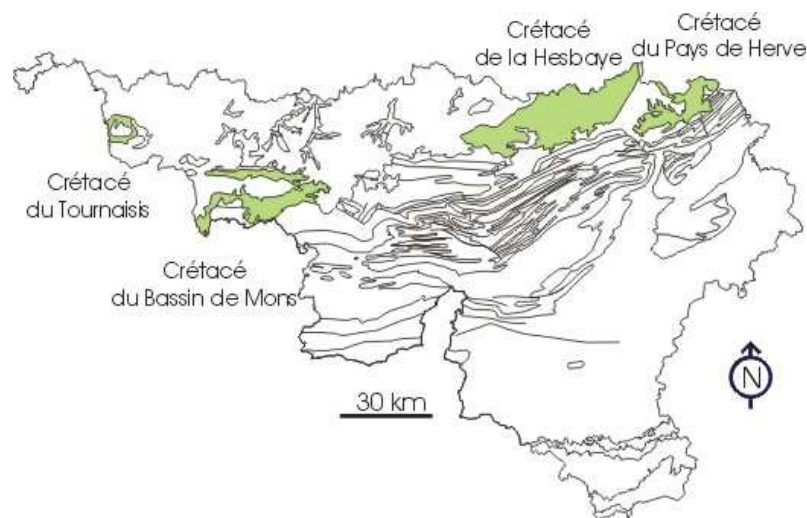


Fig. IV.7: localisation des différentes zones d'affleurement du Crétacé en Wallonie.

Au Crétacé Inférieur, les dépôts du Bassin de Mons présentent des faciès continentaux ("Wealdien") (Fig. IV.8). Il faut attendre l'Albien pour que les transgressions marines originaires du Bassin de Paris atteignent la région de Mons. Cette mer s'étend graduellement sur l'ouest du Hainaut au Cénomaniens et au Turonien. Quant au Pays de Liège et à la Hesbaye, ils sont immergés suite à la progression d'une mer venant du nord à la fin du Santonien.

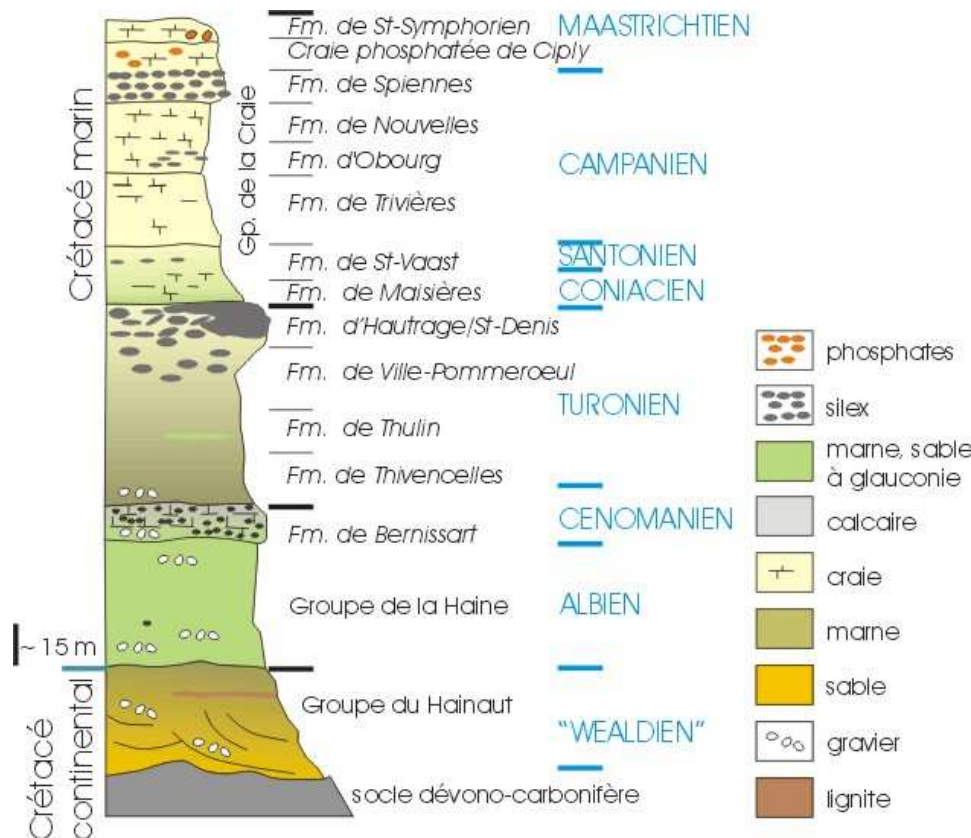


Fig. IV.8: colonne stratigraphique schématique du Crétacé du bassin de Mons.

Dans l'ensemble, le prisme transgressif albo-cénomaniens se compose de séquences détritiques interrompues par quelques lacunes stratigraphiques. Le régime marin franc qui s'installe ensuite du Coniacien au Maastrichtien se caractérise par une sédimentation crayeuse organogène. Cette craie est une ancienne boue calcaire constituée de très petits bioclastes (5-10 μm): coccolithes et nannoconus, issus d'algues unicellulaires planctoniques avec quelques éléments détritiques (quartz, micas, glauconie, phosphates).

Vers le sommet du Crétacé, des lacunes sédimentaires de courte durée annoncent la régression majeure du Crétacé terminal, qui se manifeste par une lacune importante s'étendant du Maastrichtien terminal au Danien moyen ("Montien") à la base du Cénozoïque. Rappelons également qu'un grand nombre d'espèces vivantes disparaissent à la limite Crétacé-Tertiaire, probablement en relation avec la chute d'un astéroïde dans la péninsule du Yucatan (Mexique).

3.4.2. Le Crétacé continental

La régression tardi-jurassique, liée à la phase tectonique kimmérienne, permet l'installation de lacs et de marais alimentés par des cours d'eau qui drainent le Massif du Brabant (Fig. IV.9). Dans l'ouest du bassin de Mons, au cours du Crétacé Inférieur (Valanginien, Hauterivien, Barrémien, Aptien), les faciès wealdiens sont caractérisés par des dépôts continentaux lacustres et alluviaux, constitués de graviers, de sables et grès ferrugineux, de couches de lignite et d'argile (Fig. IV.10). Dans l'est du bassin, ces faciès wealdiens se prolongent bien plus tard, jusqu'au Turonien, avec néanmoins une certaine influence marine (Yans, 2007). Ces sédiments variés constituent le Groupe du Hainaut (Robaszynski et al., 2002; Yans, 2007), de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, comprenant les Formations de Sainte-Barbe (argiles sableuses fossilifères), d'Hautrage (argiles à lits sableux), de Baudour (argiles silteuses) et de Saint-Pierre (sables et graviers à stratifications obliques).

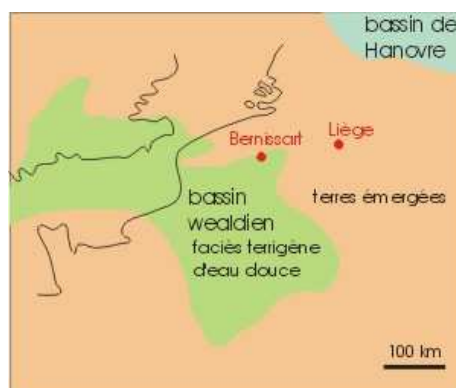


Fig. IV.9: paléogéographie de la Belgique et des régions avoisinantes au cours du Wealdien (d'après Rat, 1974, modifié).

A la même époque, une intense karstification affecte les calcaires dinantiens du Parautochtone brabançon dans le Hainaut. Ceux-ci sont traversés par un réseau complexe de grottes renfermant des sédiments fluviaux, dont des galets originaires du Massif du Brabant. Au nord du Bassin de Mons, des sédiments wealdiens comblent des puits naturels d'effondrement dans les terrains houillers ("crans"). Dans l'un de ceux-ci, à Bernissart, seront découverts en 1878 de nombreux ossements d'iguanodons: ceux-là même qui sont actuellement exposés à l'Institut royal des Sciences naturelles à Bruxelles.

A Fleurus, au nord-est de Charleroi, un dépôt de barytine, piégé dans une cavité karstique développée dans les calcaires viséens, a sensiblement le même âge (Dejonghe, 1989; [Delcambre & Pingot, 2012](#)). Le vaste gisement de zinc non sulfuré de La Calamine, dans la Nappe de la Vesdre, résulte de l'altération en climat chaud et humide de minerais primaires sulfurés (filons jurassiques recoupant principalement les carbonates dinantiens) durant le Crétacé (Dejonghe, 1998; [Dejonghe & Boni, 2005](#); cf. annexe 5). Notons enfin qu'on date du Crétacé la première phase d'altération des formations dévoniennes ayant donné naissance aux gisements de kaolin de l'Ardenne ([Yans, 2003](#)).



Exploitation de barytine de Fleurus. Cliché L. Dejonghe.

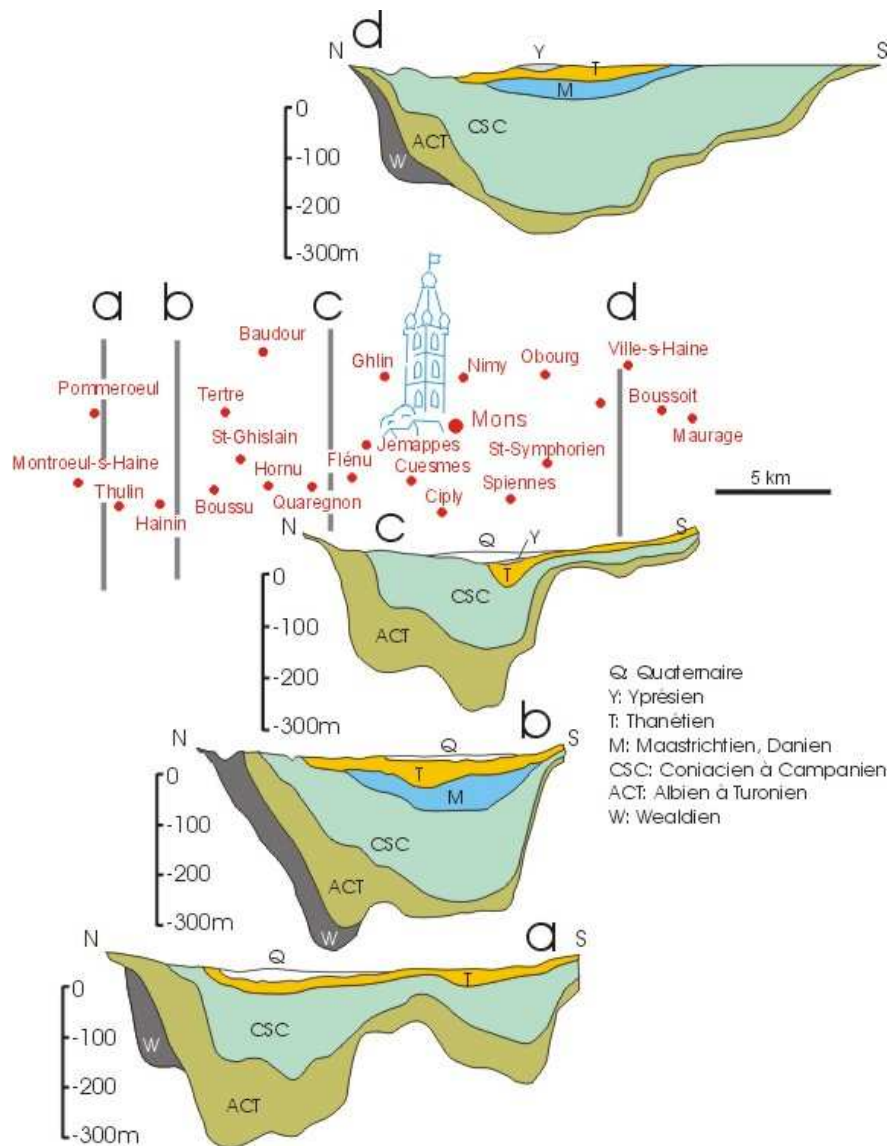


Fig. IV.10: coupes sériees du Bassin de Mons. D'après de Magnée et al. (1986), modifié.

3.4.3. Le Crétacé marin du Hainaut

3.4.3.1. L'Albien et le Cénomanién

La grande transgression marine crétacée débute dans le Bassin de Paris dès l'Aptien. Elle n'atteint le Bassin de Mons qu'au cours de l'Albien moyen à supérieur (Fig. IV.8). Lors de sa progression vers l'ouest, les rivages de cette mer déterminent une sorte de "ria" dans la région montoise (Fig. IV.11), où les dépôts affichent un caractère littoral, particulièrement dans la partie orientale. Ce sont des graviers, des sables, des marnes à glauconie et des grès siliceux connus sous le nom de "meule" (Fig. IV.8). La plupart de ces faciès sont riches en éponges. L'ensemble correspond au Groupe de la Haine, dont l'épaisseur peut atteindre plus de 100m, comprenant (de bas en haut): les formations albiennes de Pommeroeul (conglomérats et sables), d'Harchies (conglomérats), de Catillon (marnes et sables), de Bracquegnies (conglomérats glauconieux) et la Formation cénomaniénne de Bernissart (calcaire grenu). Cette unité déborde au nord et au sud des limites du Bassin de Mons. A la base de la Formation de Bernissart, le "Tourtia de Tournai" (aussi appelé "Sarrazin de Bellignies") est une marne glauconieuse cimentant des galets de roches paléozoïques. Le sommet du Cénomanién est caractérisé par un autre conglomérat à glauconie ("Tourtia de Mons"), inclus dans la base de la Formation de Thivencelles.

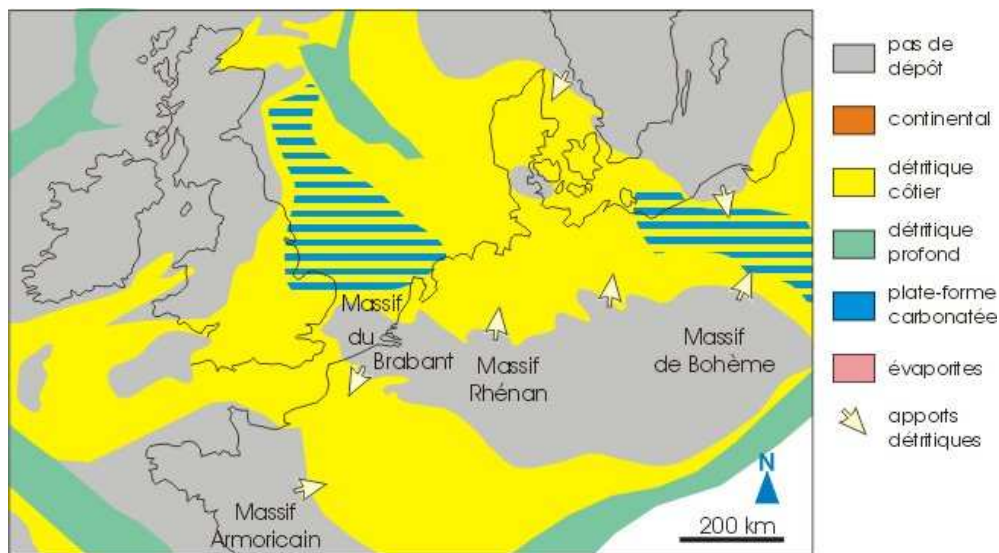


Fig. IV.11: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe à l'Aptien-Albien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

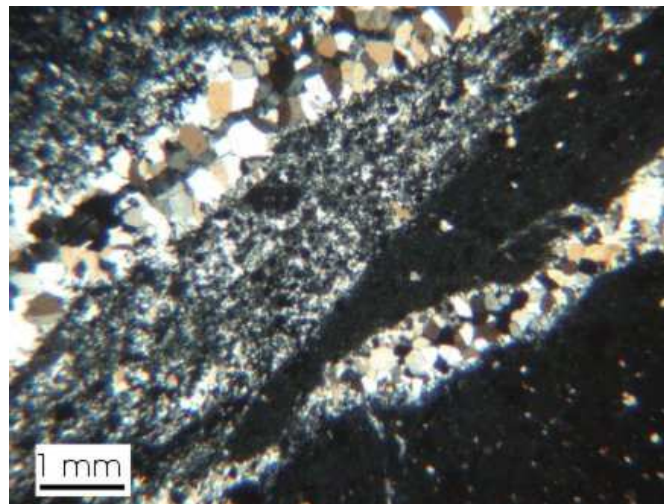
3.4.3.2. Le Turonien

Au Turonien, la mer continue à s'étendre et atteint vers l'est la Thudinie (Cour-sur-Heure). Au nord du Bassin de Mons, le Turonien repose directement sur le Houiller.

Cet étage comprend (Fig. IV.8) les marnes crayeuses et argileuses de la Formation de Thivencelles (jusqu'à 20 m) et de la Formation de Thulin (également jusqu'à 20 m) qui contient localement un niveau très riche en glauconie: le "Tourtia de Maubeuge". Les marnes de Thivencelles et de Thulin étaient appelées autrefois "dièves". Le Turonien comprend ensuite la Formation de Ville-Pommeroeul (5-30 m), correspondant à des calcaires silicifiés à silex (anciennement "fortes-toises") et la Formation de Hautrage (3-25 m), très riche en silex inclus dans des craies marneuses (anciennement "craies à cornus" avec "rabots"). Lorsque la craie est totalement silicifiée, on la désigne sous les noms de "meule" ou "meulière": c'est la Formation de Saint-Denis. Cette meule est exploitée dans la localité éponyme pour la fabrication de réfractaires. La silicification y préserve des microorganismes et des structures typiques d'une évolution subaérienne durant le Turonien-Coniacien (Baele, 2003, 2010).



Silicite ("Meule") de Saint-Denis dans la localité éponyme.



Silicite de Saint-Denis. La partie la plus sombre correspond à la matrice complètement remplacée par du microquartz; les zones les plus claires sont des fractures avec cristallisation de mégaquartz. Lame mince, nicols croisés.

3.4.3.3. Le Coniacien, le Santonien et le Campanien

A partir du Coniacien, les sédiments à dominante terrigène cèdent la place à des dépôts crayeux. La jonction entre les mers épicontinentales du Bassin de Mons et de Hesbaye s'est probablement opérée au Santonien (Fig. IV.12).

Le Coniacien et le Santonien renferment diverses variétés de craies blanches et grises: Craie de Maisières glauconifère (2-7 m), Craie de Saint-Vaast (15-50 m), Craie de Trivières (10-120 m), Craie d'Obourg (15-25 m) et Craie de Nouvelles (20-75 m). Leur distinction repose sur leur faciès et leur contenu paléontologique. Divisée en bancs peu épais (20-60 cm), ces craies grossières, parfois ferrugineuses et souvent phosphatées, renferment des niveaux indurés riches en perforations (hard-grounds). Au sommet du Campanien, la Craie de Spiennes, blanche et rugueuse, renferme de nombreux silex, des spicules d'éponges et des rostrés de bélemnites. Cette richesse en silex a suscité dès le Néolithique (entre 2000 et 1600 avant J.-C.), les premiers balbutiements de l'industrie extractive en Wallonie... Les silex, destinés à la confection d'outils et d'armes, étaient exploités au moyen de puits profonds d'une quinzaine de mètres et de galeries à Spiennes, dans la région montoise.

Plus au nord, sur le Massif de Brabant, l'ensemble des craies (depuis Saint-Vaast jusqu'à Spiennes) est regroupé en une unité homogène d'une trentaine de mètres d'épaisseur: la Formation de Nevele (Dusar & Lagrou, 2007). Cette formation est donc aussi un équivalent latéral de la Formation de Vaals et de la partie inférieure de la Formation de Gulpen dans le bassin de Campine.

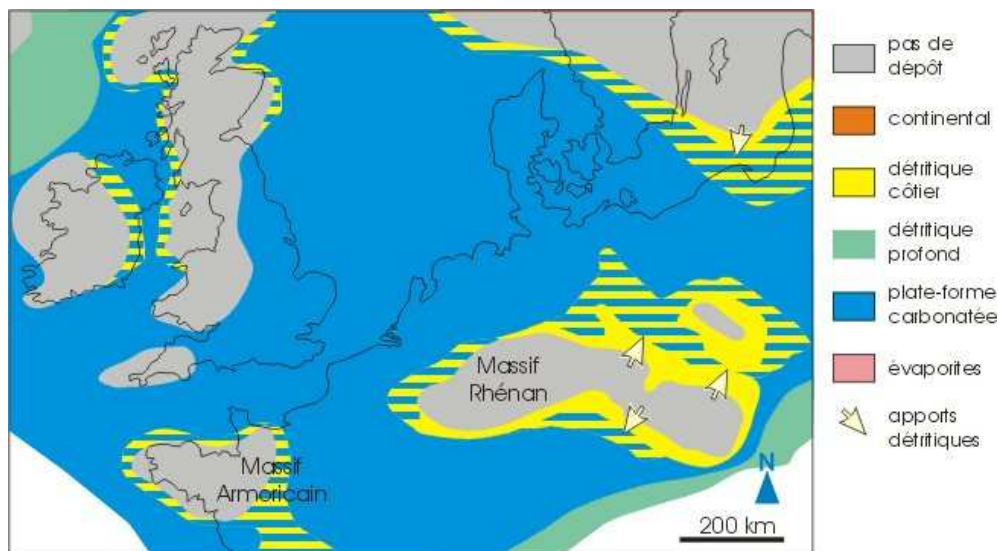


Fig. IV.12: schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Crétacé supérieur. D'après Ziegler (1982), simplifié.

3.4.3.4. Le Maastrichtien

Dans le Hainaut, le Maastrichtien atteint une épaisseur maximale de 90 m. Après une lacune du Maastrichtien basal, une nouvelle transgression marine permet le dépôt de la Craie phosphatée de Ciply. Cette craie granuleuse de teinte brune ou grise renferme des traces d'organismes fouisseurs. Le phosphate en petits granules est disséminé dans la roche dont les teneurs varient entre 5 et 16% P_2O_5 . Dans certaines poches de dissolution de la craie (Mesvin et Baudour), la teneur en P_2O_5 peut atteindre 60%.

La Formation de Saint-Symphorien, des craies grenues ("tuffeau"), clôture la sédimentation maastrichtienne.

Si les iguanodons constituent en Wallonie les témoins, exceptionnellement conservés, de grands reptiles terrestres, le Crétacé marin des régions liégeoise et montoise renferme également des témoins remarquables de la faune qui peuplait les mers à la fin du Mésozoïque.

En 1885, au cours de l'exploitation des craies phosphatées du Bassin de Mons, Lemmonier découvrait un genre nouveau, le Hainosaure ou Lézard du Hainaut dont le squelette atteint 15 mètres de long (Fig. IV.13). Les craies phosphatées de St-Symphorien, Cuesmes et Baudour ont encore livré de nombreux squelettes de reptiles en excellent état de conservation. Ce sont des tortues géantes comme *Allopleuron hoffmanni* dont la longueur est supérieure à 2,5 mètres, des Mosasaures et d'autres reptiles marins. La craie phosphatée est également riche en invertébrés ainsi qu'en restes de poissons apparentés aux requins ou aux raies.

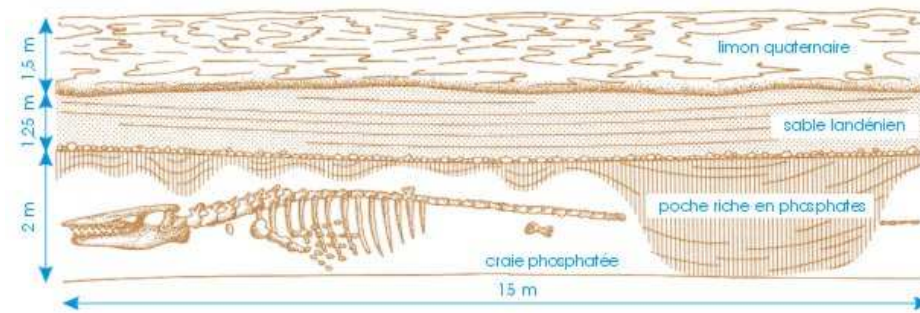


Fig. IV.13: découverte d'un Hainosaure à Ciplu (d'après un dessin d'époque).

3.4.4. Le Crétacé marin du Pays de Herve et de la Hesbaye

Au nord de Liège, dans le pays de Herve et en Hesbaye, la transgression pénètre par le nord en provenance du Bassin de Westphalie. Elle est plus tardive et seuls les étages supérieurs du Crétacé sont représentés.

Les premiers sédiments, d'âge santonien, se déposent sur le socle paléozoïque du Pays de Herve. Ce sont les Argiles d'Hergenrath, noires et à faciès lagunaire, formant la base de la Formation d'Aachen (jusqu'à 60 m d'épaisseur), constituée ensuite de sables, sables fins et argiles sableuses à caractère littoral (Fig. IV.14).



Les Sables d'Aachen à Neu-Moresnet (photo O. Bolle).

Au Campanien, la mer continue sa progression et le rivage s'établit dans la région de la Baraque Michel. Cette zone ne sera submergée qu'au Maastrichtien supérieur, suite à un basculement du Massif ardennais vers le nord. Dans le Pays de Herve, la mer campanienne dépose une marne ou une argile silteuse riche en glauconie: la Smectite de Herve, épaisse d'une trentaine de mètres dans la région de Visé. Actuellement, cette unité correspond à la Formation de Vaals. Elle servait d'agglomérat aux boulets de coke.



Discordance de la Smectite de Herve sur des grès du Silurien du Massif du Brabant.

Au-dessus, la Formation de Gulpen (Campanien-Maastrichtien), épaisse d'environ 70 m (à Hallembaye), regroupe divers types de craies: craie blanche, craie grise, craie tigrée ou Calcarénite de Lixhe avec silex, craie grossière jaunâtre ou Calcarénite de Lanaye. Tous ces faciès seraient péritidaux ([Robaszynski, 2006](#)).

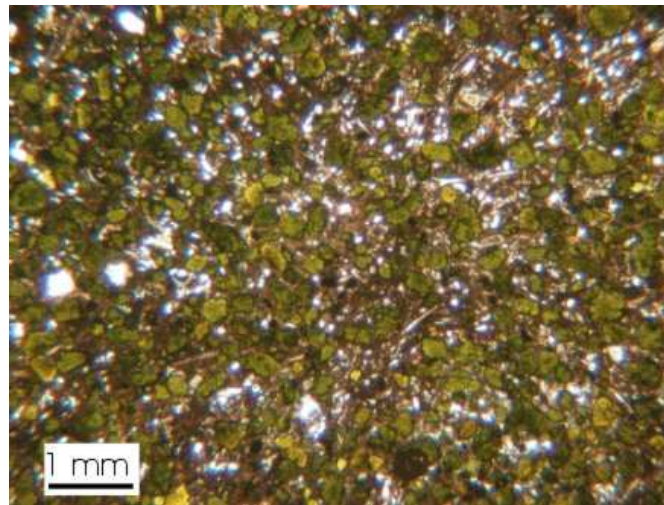


A: entrée des exploitations souterraines dans la craie de la Formation de Gulpen (Campanien-Maastrichtien), à Lanaye, au nord de Visé. B: vue d'une des galeries des carrières souterraines. Le bloc au plafond est un silex . Photo L. Willems.



Craie et silex de la Formation de Gulpen (Campanien-Maastrichtien), dans la carrière de Romont.

Dans le Brabant oriental, la transgression crétacée pénètre dès le Coniacien avec le dépôt de la Glauconie de Lonzée (village au sud de Gembloux) (Fig. IV.14). Ces sables argilo-carbonatés glauconieux sont connus à l'affleurement ou en sondages jusqu'à la vallée de la Méhaigne (Fumal). Dans la localité-type, où la glauconie était exploitée pour la teinture des tissus, une faune remarquable de dinosauriens, de chéloniens, de poissons et de lamellibranches a été exhumée.



Glauconie de Lonzée. lame mince, lumière naturelle.

Auparavant, il était admis que ces sédiments étaient les témoins les plus septentrionaux d'une transgression marine originaire du Bassin de Paris. Cette opinion n'est plus admise actuellement car la faune de bivalves de la Glauconie de Lonzée montre des affinités avec celles des Formations d'Aachen et de Vaals connues dans l'est de la Belgique.

Ces sédiments sont surmontés par les Grès de Séron, au sud du Brabant et le Tuffeau de Folx-les-Caves, un peu plus au nord.

Les Grès de Séron affleuraient autrefois dans un ensemble de petites carrières creusées sur la rive orientale du ruisseau de Séron au sud de Hemptinne. Il s'agit d'un grès se délitant en plaquettes, d'aspect blanchâtre ou gris jaunâtre. Par altération, il acquiert des teintes rougeâtres. Ce grès résulte probablement du durcissement superficiel d'un sable siliceux carbonaté. Leur âge est probablement Campanien inférieur.

La Formation de Folx-les-Caves est constituée d'une craie à grains grossiers et à bioclastes arrondis avec silex à la base. Elle est percée par des galeries célèbres, les "caves", anciens repaires de brigands, reconverties ultérieurement en champignonnières, aujourd'hui destination touristique.

Au-dessus du toit des cavités, s'étale un conglomérat ou un amas de blocs arrondis d'un tuffeau grossier durci. Il renferme aussi des galets de quartzite, de shale et de biocalcarénite. Le ciment du conglomérat est une biocalcarénite sableuse. L'épaisseur de ce membre est comprise entre 0,25 et 0,6 m. A l'origine, il était probablement plus épais, et a été partiellement érodé. On lui confère un âge Campanien inférieur ([Robaszynski et al., 2002](#)).

Le tuffeau jaune coiffant le conglomérat surmontant les "caves" est daté du Maastrichtien supérieur, tout comme le tuffeau jaune à *Thecidea papillata* d'Orp. Cette roche est une biocalcarénite grossière et graveleuse formée de bioclastes émoussés et d'une importante quantité de lithoclastes (quartz, quartzite et morceaux de craie indurée). Sa surface basale est irrégulière et érosive sur le conglomérat. Son épaisseur est de l'ordre de 5 mètres.

Récemment, ce tuffeau a été érigé au rang de Membre de Jauche ([Robaszynski et al., 2002](#)). Il constitue un équivalent latéral apparenté à la Formation de Maastricht.

En Hesbaye, la Formation de Gulpen est constituée d'une siltite carbonatée divisée en bancs minces par des joints ondulants renfermant des silex. Elle se termine par un hardground à nodules de phosphate. Une surface d'érosion délimite son sommet. Cette craie blanche est datée du Campanien supérieur ([Bless et al., 1990](#)).

Dans l'est de la Hesbaye, cette formation est surmontée par la Formation de Maastricht, une craie relativement grossière.

Le Crétacé se termine par une régression importante et une érosion au cours de laquelle les craies ont été largement érodées, excepté en Hesbaye et dans le Bassin de Mons. Cette phase érosive et le remaniement ultérieur par les mers cénozoïques a concentré les silex et les phosphates contenus dans la craie, donnant naissance à des conglomérats à silex résiduels notamment dans le Pays de Herve et la région de Waremme en Hesbaye.

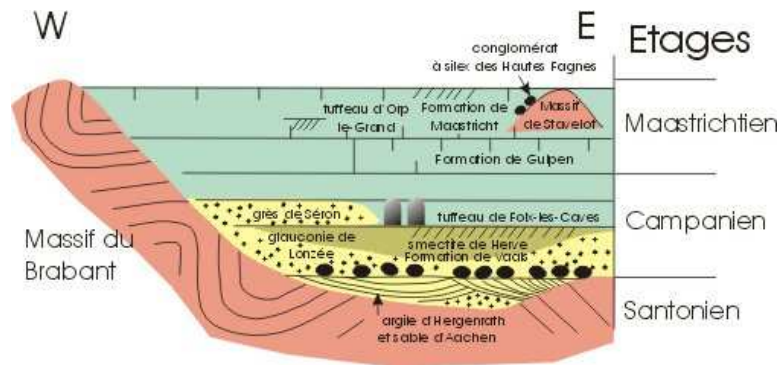


Fig. IV.14: stratigraphie des dépôts crétacés du Pays de Herve et de la Hesbaye.

3.4.5. La tectonique crétacée

La tectonique de la période post-varisque est marquée par un relâchement des contraintes N-S et le développement de contraintes E-W, associées au cisaillement Nord-Artois (cf. Fig. IV.1).

Le Bassin de Mons est le siège d'affaissements tectoniques depuis le Crétacé. Cette structure est peut-être la conséquence de la dissolution progressive des évaporites viséennes. Celle-ci a probablement induit le piégeage des sédiments wealdiens au cours du Crétacé Inférieur. Ensuite, au Crétacé Supérieur, une tectonique extensive concomitante de la sédimentation crayeuse a pu réactiver un réseau de failles de socle anciennes (Vandycke et al., 1991).

En Lorraine belge, des contraintes tectoniques post-varisques ont créé un réseau de failles orientées NNE-SSW, associé à des ondulations d'axe NE-SW.

3.5. MATERIAUX EXPLOITES

Dans le Jurassique, les calcaires gréseux de la Formation de Luxembourg sont utilisés pour la fabrication de pierres ornementales (Etalle, Fontenoille) et de sables et granulats (Stockem, Etalle, Chiny, Tontelange).

En ce qui concerne le Crétacé, les sables de la Formation d'Aachen sont exploités à Neu-Moresnet, les argiles du Groupe du Hainaut sont extraites à Hautrage et utilisées suivant les niveaux pour la fabrication de ciment blanc, de briques, de réfractaires et de tuiles. La silicite de Saint-Denis est recherchée comme revêtement de broyeurs et comme réfractaire, de même que les silex de la craie, extraits sélectivement à Eben-Emael. Enfin, les craies du Crétacé supérieur ont plusieurs usages: celles de la Formation de Trivières servent à la production de clinker (Obourg), les craies blanches des Formations de Nouvelles, d'Obourg, de Gulpen et de Maastricht permettent de produire du ciment blanc, des charges minérales industrielles et des produits pour l'amendement des sols (Harmignies, Lixhe, Eben-Emael). Des accumulations de phosphate au sommet de la craie ont été exploitées dans la région de Waremme pour l'amendement des cultures (Pacyna, 2004).

4. LE CENOZOIQUE

4.1. INTRODUCTION

Du point de vue géodynamique, l'ouverture de l'Atlantique Nord se réalise complètement au cours du Cénozoïque. Le Groenland et le Bouclier Canadien se séparent au Paléocène. Le Groenland et la Scandinavie s'individualisent au cours de l'Eocène. La poussée vers le nord de la plaque africaine sur la plaque eurasiatique provoque la fermeture de la Téthys et engendre la surrection progressive de la chaîne alpine. Les compressions, transmises à travers la croûte (Dèzes et al., 2004), engendreraient des phénomènes de subsidence différentielle sous les Pays-Bas actuels (Gras & Geluk, 1999) et sous le nord de la Province de Limbourg. La tectonique alpine est également responsable du soulèvement des massifs varisques d'Europe centrale: Monts du Harz, Massif de Bohême, Massif Rhénan, Forêt Noire et Vosges. A l'est de la Wallonie, le graben du Rhin inférieur s'effondre à partir du Rupélien.

Sur le plan paléontologique, l'originalité du Cénozoïque réside dans l'explosion du groupe des mammifères, après l'extinction des dinosaures. Les mammifères, bien individualisés au cours du Jurassique, entreprennent la conquête évolutive des niches écologiques laissées vacantes par les grands sauriens. Dans la mer, le renouvellement des faunes est tout aussi spectaculaire. Beaucoup de groupes disparaissent à la limite Crétacé-Tertiaire, notamment les bélemnites, les ammonites, les rudistes... Les groupes les plus importants au point de vue biostratigraphique sont les mammifères, les mollusques et surtout les foraminifères (nummulites, alvéolines, etc). Du côté de la flore, le Tertiaire voit également l'apparition des monocotylédones.

Les climats chauds du Crétacé ont perduré au début du Paléogène avec un optimum à la limite Paléocène-Eocène et à l'Eocène inférieur. Une diminution graduelle de la température s'amorce ensuite au cours de l'Eocène supérieur, avant une nouvelle augmentation qui débute à l'Oligocène supérieur et se poursuit pendant le Miocène moyen avec un maximum lors de l'Optimum climatique du Miocène moyen (vers 14,2 millions d'années). A partir de ce moment, les effets d'un nouveau refroidissement se font sentir avec l'installation d'une calotte glaciaire en Antarctique. Au Pliocène inférieur, la tendance s'inverse avec un léger réchauffement débutant vers 3,2 millions d'années (Zachos et al., 2001).

Le climat chaud et humide de certaines périodes du Cénozoïque permet le développement d'un épais manteau d'altération, qui désagrège les quartzites et les grès du socle paléozoïque ardennais en sable et provoque la transformation des schistes et des phyllades en argile. Les racines de cette altération peuvent dépasser la centaine de mètres dans certaines régions, par exemple à Transinne ([Dupuis, Charlet et al., 1996](#); [Yans, 2003](#)).



Argillère de Transinne, exploitant les produits de l'altération cénozoïque des schistes ardennais.

Périodiquement, au cours du Cénozoïque, une "paléo-Mer du Nord" s'avance vers le sud en déposant ses sédiments principalement au nord du sillon Sambre-et-Meuse. Dans le Condroz, des sédiments épargnés par l'érosion ont été piégés dans des poches de dissolution karstique. Le sens des transgressions peut être déduit des variations d'épaisseur et des faciès sédimentaires. Ceux-ci témoignent d'une influence continentale croissante vers l'est et/ou le sud. Lors de chaque phase régressive, une partie des sédiments précédemment déposés est érodée; aussi, l'extension maximale des transgressions est-elle difficile à cerner.

4.2. LE PALEOCENE

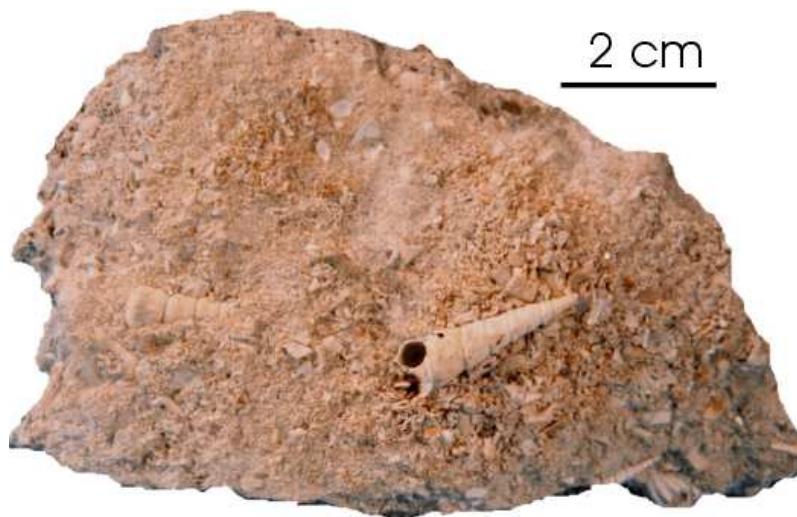
4.2.1. Le Danien (Montien *auctores*)

La première transgression cénozoïque perceptible régionalement est datée du Montien, ou en d'autres termes du Danien moyen à supérieur.

Les relations entre le Montien et le Danien (étage inférieur du Paléocène de la nomenclature internationale) ne sont pas dépourvues d'ambiguïté et elles ont suscité une polémique qui s'est poursuivie plusieurs dizaines d'années. Suite aux travaux de Marlière (1977) et de Moorkens (1982), le Montien est incorporé dans la partie supérieure du Danien. En raison de son caractère littoral et de la piètre qualité des affleurements naturels, l'étage Montien tend à s'effacer au profit du Danien dont les coupes-types affleurent sur l'île de Sjaelland au Danemark. Ces terrains sont préservés dans le Bassin de Mons et la région proche de Maastricht. Cependant, il est probable que la totalité du Brabant ait été submergée par la mer dano-montienne.

En région montoise, l'étage Danien débute par la Formation de Ciply. Elle renferme à sa base un conglomérat dont les éléments sont empruntés au Tuffeau de Saint-Symphorien et à la Craie phosphatée de Ciply datés du Crétacé supérieur. Ces éléments sont essentiellement des galets bruns phosphatés, perforés et des fossiles plus ou moins complets, phosphatés eux aussi. Cet ensemble est connu sous le nom de Poudingue de la Malogne, exploité en carrières souterraines à Cuesmes. Au-dessus, le Tuffeau de Ciply proprement dit consiste en une calcarénite blanc-jaunâtre, poreuse, renfermant plusieurs niveaux silicifiés. Cette formation atteint 30 mètres en sondage et possède un âge Danien moyen. A Ciply, le tuffeau est surmonté par un sable thanétien marquant une lacune sédimentaire importante. A d'autres endroits, ce tuffeau est surmonté par le Calcaire de Mons (Fig. IV.15): un calcaire grossier bioclastique développant des faciès littoraux (épaisseur maximale: 70 m).

Une importante régression survient à la fin du Danien. Elle résulterait d'un soulèvement du Massif du Brabant (Vandenberghe et al., 1998, 2004).



Calcaire de Mons à turritelles.

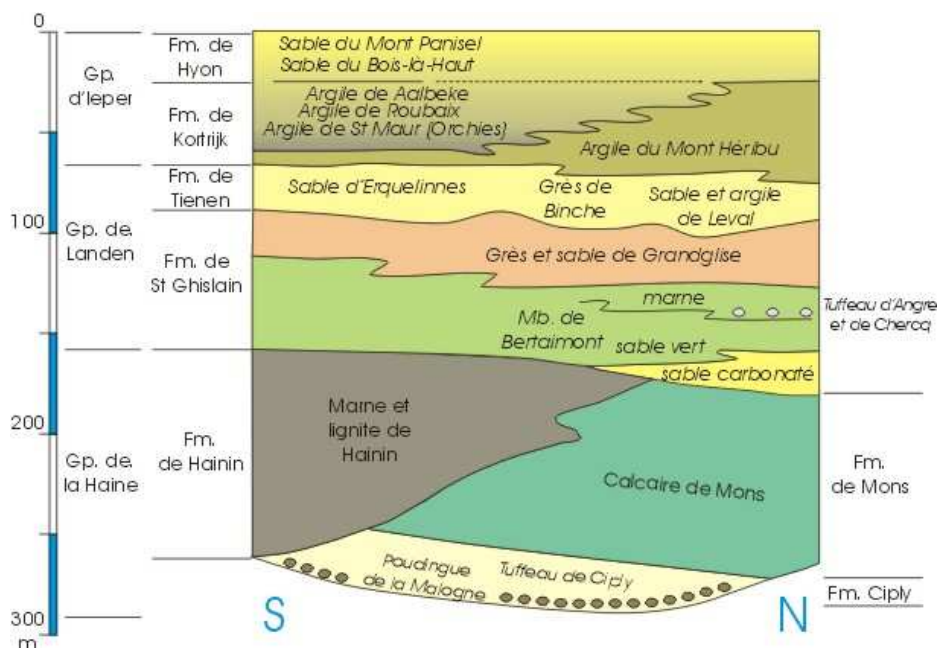


Fig. IV.15: coupe schématique du Paléocène-Eocène du Bassin de Mons (modifié d'après Vandenberghe et al., 1998). Les membres sont en italiques.

4.2.2. Le Sélandien (ou infra-Landénien auctores)

Dans le Bassin de Mons, le Sélandien est représenté par un ensemble de sédiments continentaux formé de calcaires lacustres, de sables, de marnes, d'argiles noires et de quelques niveaux de lignite: la Formation de Hainin; épaisse d'une trentaine de mètres, elle a fourni la plus ancienne faune mammalienne d'Europe occidentale.

En Hesbaye, la Formation de Heers est considérée comme sélandienne (Fig. IV.16). Elle représente une séquence transgressive peu importante. Cette formation se compose de deux membres :

- les Sables d'Orp, formés de sables finement stratifiés surmontant un lit de petits silex noirs. Ils se caractérisent par leur granulométrie fine, leur richesse en glauconie et des fragments de silex remaniés des formations sous-jacentes. Ils sont surmontés par le membre décrit ci-dessous ;
- les Marnes de Gelinden, carbonatées, parfois sableuses et glauconieuses. Une part importante de ces sédiments provient du démantèlement des terrains crayeux environnants. Cette marne s'est déposée dans un milieu particulièrement calme qui devait s'apparenter à un lagon. La présence d'empreintes de végétaux terrestres (fougères, gymnospermes, angiospermes) atteste la proximité du rivage et témoigne d'un milieu tempéré chaud (Steurbaut, 1998).

En dehors du Bassin de Mons et de la région hesbignonne, les terrains d'âge Sélandien sont absents, le Massif du Brabant et les Ardennes demeurant émergés.

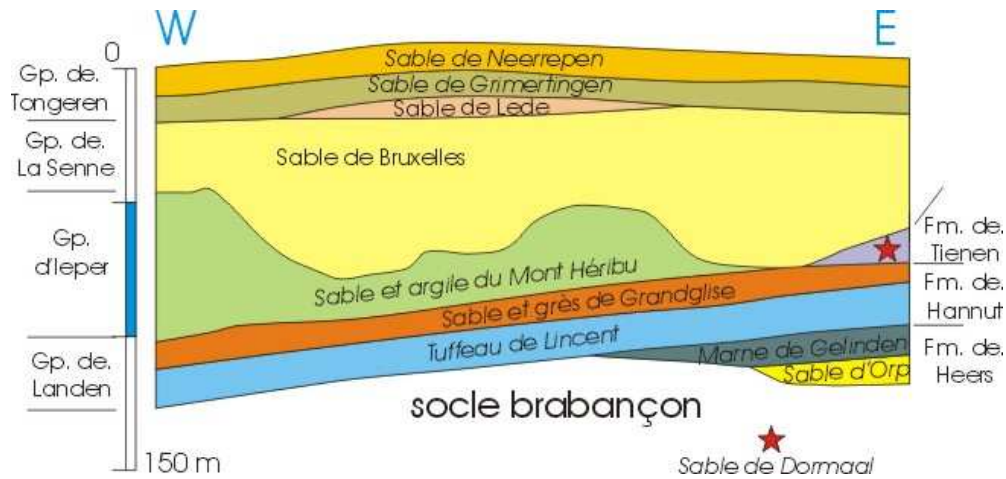


Fig. IV.16: coupe schématique de la couverture Paléocène-Oligocène du Massif du Brabant en Hesbaye (d'après Vandenberghe et al., 1998). Les membres sont en italiques.



Coupe dans la tranchée de l'ancien chemin de fer à Maret au nord d'Orp-le-Grand. On observe successivement trois séquences dans les sables du Membre d'Orp, puis la Marne de Gelinden (épaisseur 50 cm), très blanche ici et qui est plus une craie fine qu'une marne au sens strict. Au-dessus d'un niveau d'érosion bien marqué par un retrait de la paroi, débute la Formation de Hannut avec les Sables d'Overbroek. Ces sables sont surmontés par le Tuffeau de Lincent que l'on ne voit pas ici.

4.2.3. Le Thanétien (Landénien *auctores*)

Le terme Landénien, utilisé dans la nomenclature belge, est actuellement supplanté par le terme Thanétien, défini en Angleterre, qui couvre le même laps de temps.

Au cours de cette période, la mer s'avance vers le sud, sur une région en subsidence et gagne le domaine ouest du Parautochtone brabançon et la Hesbaye en laissant un isthme dans la partie centrale du Brabant (Fig. IV.17).

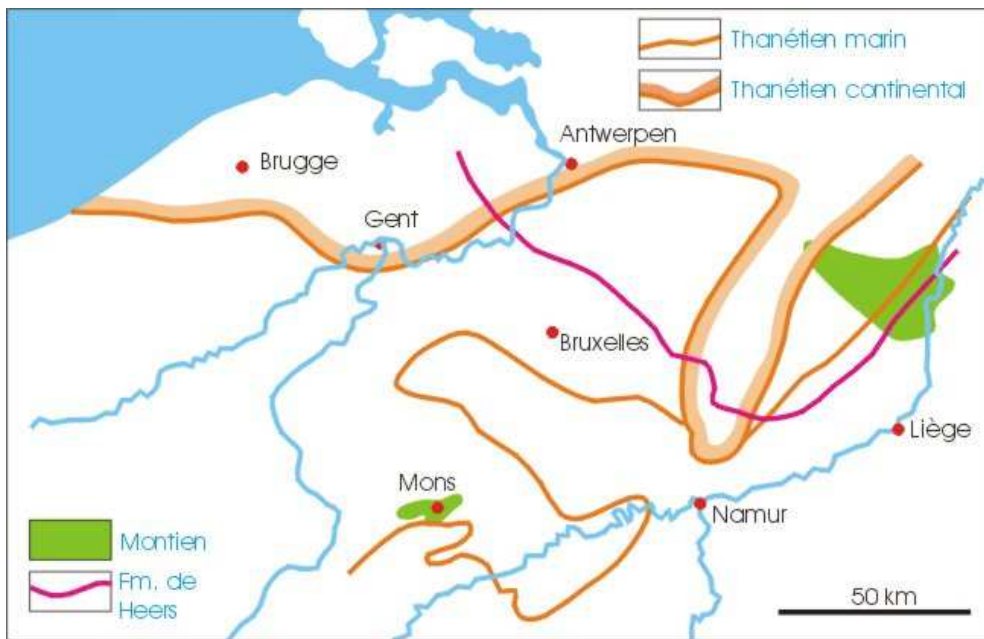


Fig. IV.17: limite des formations daniennes, de Heers et thanétiennes couvrant le Massif du Brabant (d'après Steurbaut, 1998).

Après un soulèvement du socle brabançon postérieur au dépôt de la Formation de Heers dont une partie a été érodée (Vandenberghe et al., 1998), une mer plus ouverte communiquant avec la Manche et le Bassin de Paris recouvre le Massif du Brabant.

Datées du Thanétien inférieur, les Formations d'Hannut et de St-Ghislain ont été récemment créées (Steurbaut, 1998) pour rendre compte des différentes séquences sédimentaires enregistrées respectivement en Hesbaye et dans le Bassin de Mons, appartenant à la même pulsation transgressive.

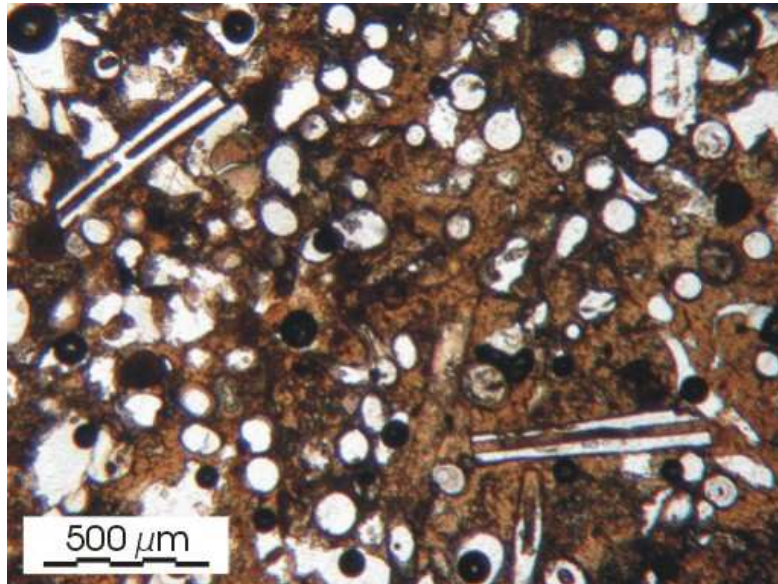
En Wallonie, la Formation de Hannut est divisée en plusieurs membres:

- à la base, les membres d'Overbroek et de Montenaken. Le premier est essentiellement sableux et renferme à sa base des silex verdis; le deuxième est davantage argileux ;
- le Tuffeau de Lincent ;
- et le Membre de Grandglise.

Le Tuffeau de Lincent est une roche détritique calcaro-quartzeuse, légère, dont la porosité peut atteindre jusqu'à 25 %. Elle est constituée principalement de débris d'organismes et est rendue cohérente par un ciment d'opale. On y observe parfois des intercalations de marne à lentilles silicifiées riches en spicules d'éponges. Ce sédiment s'est déposé sous une faible profondeur d'eau, dans un milieu peu agité (De Geyter, 1987). Son épaisseur maximale est de l'ordre de 20 m. Il est aussi connu sous le nom de "Pierre des Béguines" et sa belle couleur jaunâtre l'a fait utiliser pour la construction, depuis l'époque romaine jusqu'au milieu du XX^e siècle. En outre, par ses propriétés réfractaires remarquables, cette pierre était priseée pour la fabrication des fours à pain (on peut encore en voir un à la Citadelle de Namur, au Château des Comtes; Pingot et al., 2009).



A: Tuffeau de Lincent à Wansin. B: église St-Christophe de Racourt. La nef est en Tuffeau de Lincent et la tour en Pierre de Gobertange.



Tuffeau de Lincent (spiculite silicifiée). Wansin. lame mince, lumière naturelle.

Le Membre de Grandglise est formé de sable fin, glauconieux, plus argileux à la base. Localement, sa partie supérieure est rougie par oxydation de la glauconie sous le climat chaud de l'Eocène inférieur. Ce membre affleure dans le Hainaut et localement en Hesbaye où il a été aussi appelé Sable de Racour ou Sable de Hoegaarden, souvent plus fin et plus riche en glauconie que son homologue hennuyer.

Dans le Hainaut occidental, au-dessus des Sables de Grandglise proprement-dit, l'évolution continentale tardi-thanétienne est responsable de la formation de niveaux très durs, bigarrés à ciment limonitique ou opalifère: les Grès de Bleton, ou verdâtres à blanchâtres: les Grès de Grandglise qui passent latéralement au sable meuble.



Sables blancs homogènes du Membre de Grandglise qui surmontent le Membre de Lincent. C'est le sommet de la Formation de Hannut. Sentier dit "La Longa" au nord de Neerheylissem (Hélécine).

Dans le Bassin de Mons, les dépôts thanétiens se singularisent par leur caractère glauconieux: ils constituent la Formation de St-Ghislain (Steurbaut, 1998). Elle comprend les Membres de Bertaimont, de Cherq (ou d'Angre) et de Grandglise (Fig. IV.15). Son épaisseur varie de 95 m à Bleton à 22 m à Nimy au nord de Mons.

Le membre basal transgressif comprend trois horizons, localement à caractère graveleux:

- des argiles sableuses faiblement carbonatées, relativement peu glauconieuses;
- des sables marneux et des argiles très riches en glauconie;
- des calcaires glauconieux et des marnes indurées.

Le membre médian, connu aussi sous le nom de "Tuffeau de Cherq", est formé d'un matériel sablo-glauconieux, riche en organismes siliceux. Il affleure dans la région de Tournai. Le Tuffeau d'Angre possède un caractère plus littoral avec de gros grains de glauconie

et de petits cailloux de silex, cimenté par de l'opale libérée par la dissolution de micro-organismes siliceux. Il affleure au sud du Bassin de Mons. Le membre supérieur est formé de sable et de grès décalcifiés.

Dans le Hainaut, ces tuffeaux sont surmontés de sables fins glauconieux, transition vers des sables fluviatiles.

4.3. L'EOCENE

4.3.1. L'Yprésien

La base de l'Yprésien correspond en Wallonie aux faciès continentaux de la Formation de Tienen (anciennement Landénien supérieur). Un hiatus de 800.000 ans sépare la base de cette formation du sommet de la Formation de Hannut (Steurbaut et al., 2003). Ce laps de temps se marque au niveau global par une période très chaude caractérisée par une variation brutale de la teneur en ^{13}C dans les sédiments (Steurbaut et al., 2003a; [Steurbaut, 2006](#)). D'un point de vue géodynamique, c'est à cette époque que se produit un soulèvement du Massif du Brabant (Steurbaut et al., 2003) et des inversions tectoniques aux Pays-Bas (Wong et al., 2007).

La Formation de Tienen regroupe des sédiments sableux et argileux d'origine fluviatile ou lagunaire.

Elle comprend quatre membres lithologiquement distincts constituant des équivalents latéraux:

- le Membre de Knokke dans la partie occidentale de la Flandre;
- le Membre de Loksbergen en Campine (ces deux membres sont connus uniquement en sondages);
- le Membre d'Erquelinnes dans le Hainaut;
- le Membre de Dormaal en Hesbaye.

Le Membre d'Erquelinnes est formé de sable (Sable de Bray) renfermant des restes de mammifères terrestres, des lignites, dont l'épaisseur atteint 5 mètres à Havré, et des grès blancs tels que les Grès de Binche. Ce membre repose sur les Sables de Grandglise.



Grès de Binche. Photo Michel Hennebert.

En Hesbaye, le Membre de Dormaal est lithologiquement hétérogène. Il possède un caractère nettement ravinant. Sa base érosive est formée de grès à stratifications entrecroisées, au sein de chenaux fluviatiles. En outre, latéralement par rapport aux chenaux, il renferme des sables blancs fins, des argiles noires à lignite avec bois silicifié, des marnes foncées et des grès blancs au sommet. Les troncs silicifiés appartiennent au taxon *Glyptostroboxylon* sp. (Fairon-Demaret et al., 2003). Ces arbres ont crû dans un environnement marécageux. En effet, le Membre de Dormaal s'est déposé dans des lagunes développées suite au retrait de la mer thanétienne, ou dans des chenaux plus ou moins profonds débouchant dans ces lagunes. Une grande partie de la formation a probablement été érodée lors de la phase continentale pré-lutétienne.



Bois silicifié et grès mamelonné au site du Goudberg à Hoegaarden.

Le faciès gréseux supérieur affleure principalement à l'est du Brabant flamand et également localement au sud-est du Brabant wallon. Il est formé de grès blanc mamelonné que l'on exploitait jadis dans la région de Tienen, d'où leur nom de "Grès de Tirlemont" ou de "Grès de Rommerson" (Ledoux, 1911; [Cnudde et al., 2012](#)).

Par après, la mer reprend possession des régions exondées. Les sédiments déposés forment le Groupe d'Ieper. La façade littorale s'établit à l'ouest de la Gette, pratiquement jusqu'à Tienen, dépasse la Sambre au sud de Charleroi et vient buter sur le Dôme de l'Artois qui constitue un seuil au sud duquel se retrouvent les formations lagunaires et continentales du Bassin de Paris (Fig. IV.18). Cette transgression correspond à une importante montée du niveau marin et à une période de subsidence du Massif du Brabant.

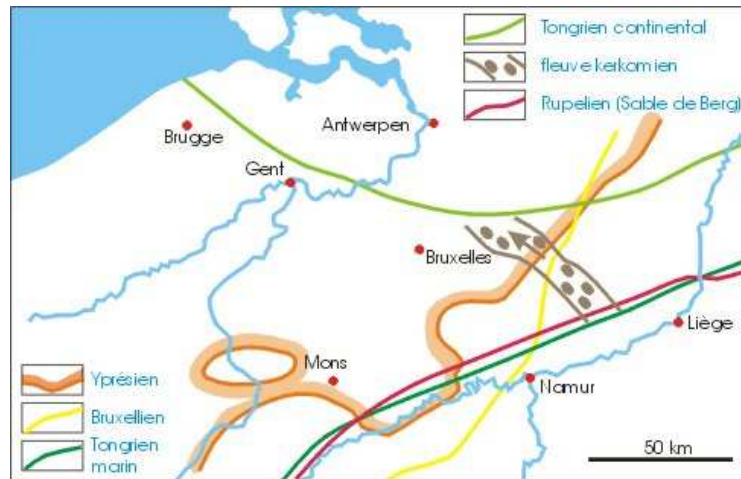


Fig. IV.18: limite du dépôt des formations yprésiennes, bruxelliennes, tongriennes et rupéliennes couvrant le Massif du Brabant (d'après Steurbaut, 1998; Glibert & de Heinzelin de Braucourt, 1954).

En Belgique, le Groupe d'Ieper correspond en partie à l'étage Yprésien nouvellement défini (Steurbaut et al., 2003b).

Le Groupe d'Ieper est classiquement divisé en trois formations dans la partie nord du Royaume:

- à la base, la Formation de Kortrijk;
- la Formation de Tielt;
- la Formation de Gentbrugge.

A la base, la Formation de Kortrijk, couvrant le nord du Hainaut et l'ouest du Brabant, est divisée en quatre membres :

- les Argiles du Mont Héribu;
- les Argiles d'Orchies;
- les Argiles de Roubaix;
- les Argiles d'Aalbeke.

Le Membre du Mont Héribu représente donc la base d'une nouvelle transgression. Il est constitué d'une alternance d'argile silteuse et de fines bandes de silt et de sable. Sa base est formée de sable mal classé et de sable glauconieux comprenant des galets remaniés. Son épaisseur est de l'ordre de 10 à 15 mètres. Le Membre d'Orchies correspond à une argile bleu-vert homogène avec des niveaux à septaria. Ces deux unités témoignent de la même phase transgressive.

Le Membre de Roubaix est un complexe hétérogène formé d'argile, de silt et de sable fin, localement de grès tendre, renfermant des niveaux riches en coquilles et des lits de glauconie.

Au-dessus, le Membre d'Aalbeke est formé d'argile gris-bleu homogène, légèrement silteuse. Ce membre affleure localement au Nord-Ouest du Hainaut. Il disparaît vers l'Est, dans les régions d'Ath et de Mons.

Dans les provinces wallonnes et dans le nord de la France, dans les zones les plus externes de la transgression, l'Argile de Roubaix s'efface au profit de formations plus sableuses (Fig. IV.19):

- la Formation de Morlanwelz;
- la Formation de Mons-en-Pévèle passant vers le sud-est aux Sables de Peissant.

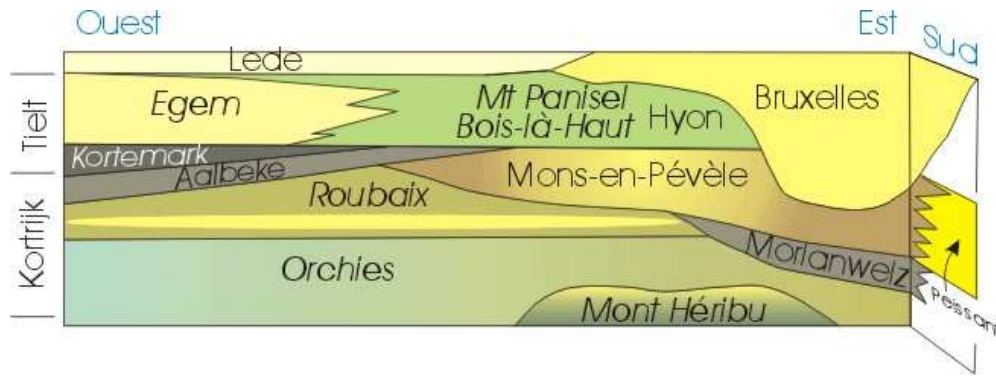


Fig. IV.19: division lithostratigraphique de l'Yprésien du Hainaut. Les membres sont en italiques.

La Formation de Morlanwelz, précédemment appelée dans la littérature "Argilite de Morlanwelz" est constituée de sables et d'argiles interstratifiés avec des passées à gros grains de glauconie. Elle affleure au nord et à l'est du Bassin de Mons.

La Formation de Mons-en-Pévèle comprend des sables fins, bioturbés, micacés. Certains niveaux montrent des stratifications entrecroisées, qu'accompagnent de très fins grains de glauconie. Certains niveaux plus grossiers regorgent de nummulites. Elle couvre probablement une grande partie du Hainaut jusqu'au Piéton. Cette formation surmonte le Membre de Roubaix constitué d'argile sableuse notamment dans la région de Renaix. Dans le Tournaisis, elle passe à un faciès latéral du Membre de Roubaix. Ces sables surmontent l'Argile d'Orchies dans le Hainaut occidental.

La Formation de Tielt n'affleure qu'au Mont de l'Enclus et au Mont St-Aubert (Steurbaut, 1998) par le biais des Membres d'Egem (sable) et de Kortemark (argile silteuse).

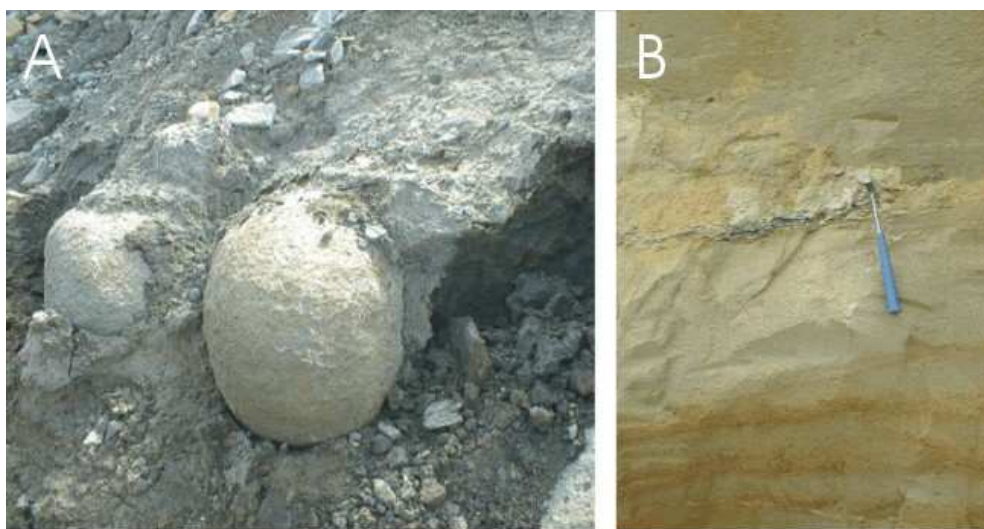
Au-dessus, la Formation d'Hyon, un village de la région montoise, (Yprésien supérieur) comprend deux membres formés de sables mal classés, très glauconieux (Steurbaut, 1998):

- à la base, les Sables du Bois-là-Haut à caractère transgressif, formés de sable grossier, bioturbé;
- surmontés par les Sables du Mont Panisel, se distinguant du précédent par une charge plus argileuse. Cette formation correspond à une pulsation transgressive qui a recouvert une grande partie du sud-ouest et du centre de la Belgique.

D'un point de vue chronostratigraphique, elle couvre l'ancien étage Panisélien aujourd'hui tombé en désuétude. En Flandre, cette formation correspond au sable fin d'Egem de la Formation de Tielt.

La Formation de Gentbrugge, notamment les Sables de Vlierzele, affleure vers le sommet des collines dans la région située entre Ath et Renaix (particulièrement près de Mainvault et Lahamaide, où ils furent exploités dans des sablières), au Mont Saint-Aubert et au Mont de Pottel.

D'un point de vue paléogéographique, au cours de l'Yprésien supérieur, le dôme de l'Artois s'efface et les faciès marins gagnent la région parisienne.



A: altération en boules de la microdiorite de Quenast et argile yprésienne; B: Formation de Mons-en-Pévèle, Yprésien, Quenast. Cette unité sableuse surmonte les argiles yprésiennes de la photo A.

4.3.2. Le Lutétien inférieur (Bruxellien auctores)

Les Formations associées à cet étage ont été réunies au sein du Groupe de la Senne qui comprend en outre à sa base la Formation d'Aalter inconnue en Wallonie (Maréchal, 1993).

D'un point de vue paléogéographique, au Lutétien inférieur, la communication est totale entre le bassin belge et le Bassin de Paris (Fig. IV.20). A partir du Lutétien moyen et jusqu'au Rupélien, un second soulèvement du Dôme de l'Artois associé au relèvement de l'Ardenne interrompt les échanges avec le Bassin de Paris. Au cours de la transgression de la mer bruxellienne, les dépôts thanétiens et yprésiens de Hesbaye sont érodés par l'incision de profonds chenaux creusés par des courants littoraux.

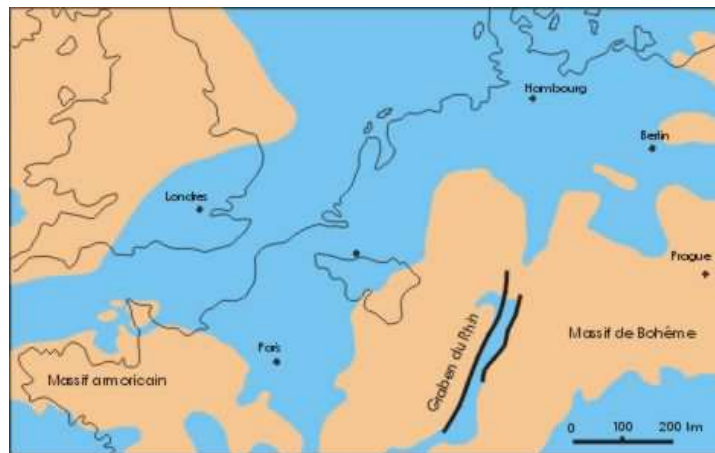


Fig. IV.20: paléogéographie de l'Europe occidentale au Lutétien inférieur. D'après Ziegler (1982), modifié.

La Formation de Bruxelles affleure principalement à l'est de la Senne. Elle remplit une importante vallée estuarienne d'orientation NNE-SSW, large de 45 km et longue de 60 km (Gullentops et al., 1988) qui s'étend vers le sud jusqu'à quelques placages connus en Thudinie. Cet estuaire a été comblé peu à peu par des sables marins matures provenant de la Mer du Nord. Le rivage ouest de cette baie s'est déplacé progressivement vers l'Est, avec le dépôt d'unités progradantes de plus en plus jeunes vers l'ESE (Houthuys, 2011). La Formation de Bruxelles est relativement hétérogène, essentiellement sableuse et grésocalcaire, glauconifère à la base. Il est vraisemblable que la totalité de la formation a été carbonatée à l'origine, mais divers processus ont favorisé une décalcification partielle ou totale.

Les sables bruxelliens présentent fréquemment un caractère ravinant (Figs IV.16 & IV.19), mis en relation avec une baisse du niveau marin préalable à leur dépôt. Dans la province du Brabant wallon, le nord de la province de Namur et le nord-est du Hainaut, les sables bruxelliens se présentent sous différents faciès dont la répartition géographique est donnée à la Fig. IV.21.

Dans l'est du Brabant wallon, la Formation de Bruxelles débute par un gravier surmonté de sables glauconieux à stratifications entrecroisées typiques d'un environnement tidal (Houthuys, 1990). Cette glauconie disparaît progressivement vers le haut et vers l'ouest. Les sables glauconieux sont surmontés d'autres sables carbonatés renfermant des bancs subcontinus de calcaire gréseux : la "Pierre de Gobertange". Il s'agit d'une pierre blanchâtre à gris jaune, moyennement grenue, tendre, poreuse où alternent de fines laminations dérangées par des bioturbations.

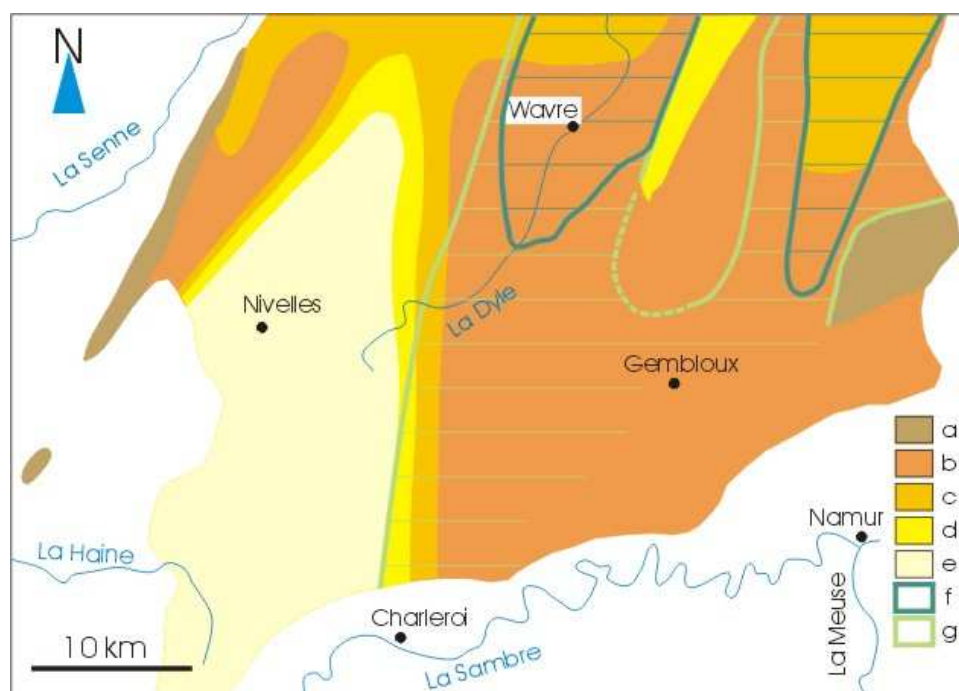


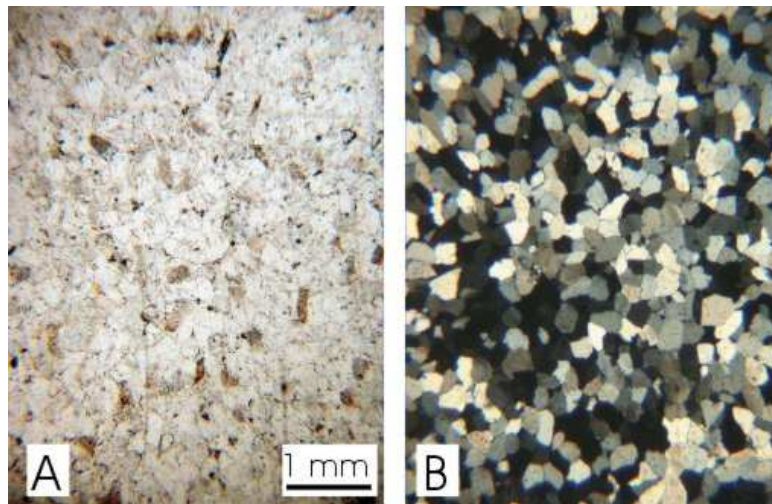
Fig. IV.21: répartition des différents faciès des sables bruxelliens au nord de la Sambre. D'après Houthuys (1990), modifié.
Légende: a-e: de sable grossier quartzique à sable fin carbonaté; f: limite du faciès glauconieux grossier à stratifications obliques (plusieurs mètres d'épaisseur); g: limite du faciès glauconieux de base (0,5-1m d'épaisseur).



Carrière de Pierre de Gobertange de Hussompont, dont les bancs sont en relief sur le front d'exploitation. Mélin, près de Jodoigne.



Exploitation à ciel ouvert de Pierre de Gobertange, au lieu dit Frochin à Gobertange. Le cliché a été pris vers 1935.



Grès silicifié de la Formation de Bruxelles, près d'Onoz. lame mince; A: lumière naturelle; B: nicols croisés.

4.3.3. Le Lutétien moyen et supérieur (Lédien *auctores*)

Le Lutétien moyen et supérieur comprend la Formation de Lede, les Sables de Wemmel et les Argiles d'Asse, ces derniers connus dans la région bruxelloise. Ces deux membres forment la base de la Formation de Maldegem (Vandenberghe et al., 1998).

En Wallonie, la Formation de Lede, très peu épaisse (environ 10 mètres), affleure notamment dans la région de Nivelles. Témoin d'une nouvelle pulsation transgressive, sa base est marquée par un gravier de galets de quartz renfermant des dents de squales. Sa composition est homogène, avec des sables jaunes à ocres et des grès fins blancs calcaires, très fossilifères, à intercalations de calcaire gréseux. Les bancs de calcaire gréseux ont été exploités, depuis le Moyen Âge, dans une multitude de carrières entre l'Escaut et la Dyle.

Les sédiments grossiers de la base de la formation traduisent un milieu côtier qui prévaut alors que l'élévation du niveau de la mer est compensée par un soulèvement du Massif du Brabant, précédant son envahissement par les flots. Par après, au sommet de la Formation de Lede, les traces d'érosion sont attribuées à une régression consécutive au soulèvement du Dôme de l'Artois qui isole le bassin belge du Bassin de Paris.

Après cet hiatus continental, les Sables de Wemmel correspondent à un milieu marin plus ouvert (Vandenberghe et al., 1998). À leur base, un gravier est formé de fossiles et de grès remaniés des formations antérieures. Le sable est finement grenu, glauconieux, relativement argileux. Au sud de Bruxelles, les faciès littoraux deviennent un peu plus grossiers. La transition avec les Argiles d'Asse est très progressive et se caractérise par une augmentation du caractère argileux et glauconieux. La base de l'Argile d'Asse est très riche en glauconie, à tel point que ce faciès a été appelé "bande noire". Dans la partie supérieure de ce membre, la fraction sableuse et la glauconie disparaissent progressivement.

4.4. L'OLIGOCENE

Après un long hiatus (Bartonien-Priabonien), au cours de l'Oligocène, la mer envahit encore à plusieurs reprises le territoire de la Wallonie. Ultérieurement, une partie des sédiments déposés seront érodés à partir du Miocène. Des conditions de plate-forme instable prévalent dans la région du Massif du Brabant. Une subsidence lente se combine avec des oscillations du niveau de la mer pour engendrer une succession de cycles sédimentaires. Bien au sud de notre région, la collision alpine entre dans une phase très active, consacrée par la résorption de l'Océan Valaisan.

Au nord-est de la province de Liège, un système de failles transverses NW-SE est associé aux grabens de Roermond et du Rhin, actifs au Rupélien (Fig. IV.22). Leur activité tectonique s'est encore fait ressentir lors du tremblement de terre de Liège du 8 novembre 1983.

Le climat devient assez rapidement tempéré dès le début de l'Oligocène, soit vers 34 millions d'années (Zachos et al., 1996). Des calottes glaciaires apparaissent en Antarctique (Zachos et al., 2001) et peut-être au Groenland, provoquant une baisse de 70 mètres du niveau de la mer (Lear et al., 2008).

L'aridité s'accroît sous nos latitudes en conséquence de ces modifications climatiques. Une savane remplace le milieu forestier prédominant jusqu'à cette époque. La faune des mammifères placentaires se renouvelle suite à la migration de formes modernes d'origine asiatique rendue possible par la fermeture de la mer ouraliennne.

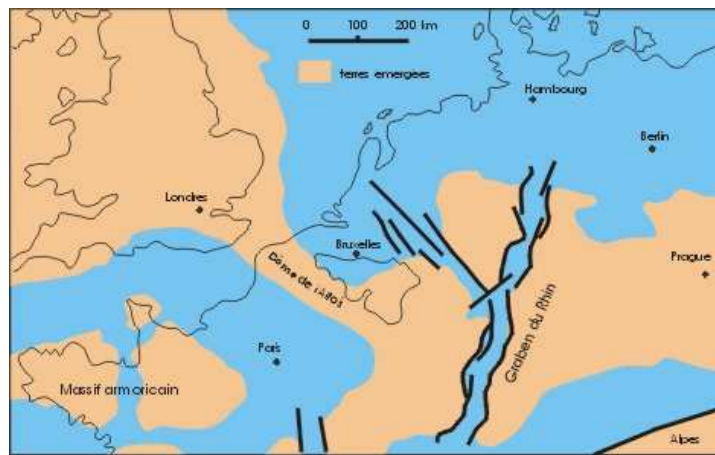


Fig. IV.22: paléogéographie de l'Europe occidentale à l'Oligocène. D'après Ziegler (1982), modifié.

4.4.1. Le Rupélien

La mer rupélienne progresse davantage vers l'est par rapport aux transgressions précédentes et ce, en relation avec la subsidence du Graben du Rhin (Fig. IV.22). Cette mer aurait éventuellement couvert partiellement l'Entre-Sambre-et-Meuse et le Condroz. Le Groupe de Tongeren est l'équivalent stratigraphique du Tongrien, actuellement tombé en désuétude. Il reprend à proximité de notre région les formations de Sint-Huibrechts-Hern et de Borgloon. Ces terrains affleurent au nord-ouest de la province de Liège.

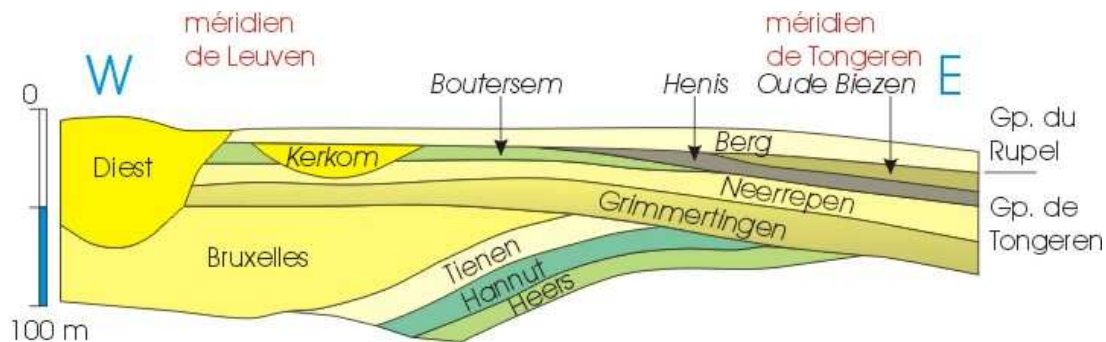


Fig. IV.23: coupe schématique du Sélandien, Thanétien, Yprésien, Lutétien et Rupélien de Hesbaye. D'après Vandenberghe et al. (1998), modifié.

Le Rupélien débute par la Formation de Sint-Huibrechts-Hern, des sédiments marins déposés dans un milieu peu profond. Elle comprend deux membres, celui de Grimmetingen et celui de Neerreppe, ce dernier n'affleurant pas en Wallonie (Fig. IV.23). Les Sables de Grimmetingen argileux, fins, sont fréquemment bioturbés. A la base de l'unité, ces sables sont un peu plus grossiers et renferment un gravier dérivant des formations sous-jacentes. Le dépôt de ces sables correspond à un milieu de plate-forme calme sous la zone d'action des vagues, mis en place relativement loin du rivage pour la partie supérieure de l'unité (Winkelmolen, 1972). Par après, suite au retrait de la mer, n'apparaissent plus que quelques petits placages au nord-est de la Wallonie; ils appartiennent à la Formation de Borgloon:

- des argiles vertes (glaises) renfermant des niveaux de lentilles sableuses et une faune d'eau saumâtre, correspondant à des faciès lagunaires ou estuariens (Gullentops et al., 1995). Il s'agit du Membre de Boutersem;
- à la limite nord de leur zone de dépôt, entre Leuven et Tienen, au sud du Brabant flamand, les formations antérieures sont ravinées par les Sables de Kerkom, au caractère fluviatile nettement marqué (voir tracé du fleuve kerkomien à la Fig. IV.18). Leur base est graveleuse. Le corps principal est constitué de sable à stratifications entrecroisées renfermant des plaques de glaise verte empruntées aux formations sous-jacentes. Un sable siliceux gris-blanc, parfois ligniteux, le surmonte. Dans la région de Leuven, les faciès deviennent plus marins, avec des sables glauconieux à pistes d'annélides;
- des plaquettes de grès quartzitiques renfermant un grand nombre de coquilles de lamellibranches et de gastéropodes reflétant un milieu estuarien ou un milieu lagunaire sous influence marine limitée (Gullentops, 1963). Ces grès ont été attribués au Membre de Oude Biezen.

Enfin, les Sables de Berg sont un membre de la Formation de Bilzen, apparaissant dans le SE du Brabant. Au cours de cet épisode, la mer rupélienne a encore abandonné quelques dépôts sableux dans la partie orientale de la région, notamment les Sables de Boncelles. La mer recouvre une dernière fois le plateau des Hautes Fagnes.

Des formations, jusqu'ici considérées comme rupéliennes, mais probablement d'âge Eocène supérieur ont été piégées dans des poches karstiques des calcaires carbonifères du Condroz (région d'Onhaye, de Celles,...). Ce sont des sables marins fins gris-blanchâtres à rougeâtre, comprenant des lentilles argileuses (Soyer, 1978). La suite du remplissage en milieu continental est Miocène (voir ci-dessous).

4.4.2. Le Chattien

Depuis cette période, l'Ardenne opère un mouvement de remontée (Demoulin, 1995). Ce soulèvement, ayant la forme d'un bombement WSW-ENE qui s'ennoe vers l'ouest, explique le destin continental de notre région. Ultérieurement, l'Oligocène supérieur enregistre un retrait de la mer jusqu'au nord de la Campine.

4.5. LE MIOCENE

Au Miocène, l'Europe acquiert progressivement sa physionomie actuelle. La chaîne alpine est exondée. L'Ardenne poursuit son soulèvement pour atteindre les altitudes que nous lui connaissons de nos jours. Cette période est donc tectoniquement fort active. Elle se différencie nettement du calme relatif des époques antérieures.

Le réchauffement climatique enregistré au Miocène favorise l'implantation d'une flore diversifiée, notamment du séquoia, de l'if, du cyprès, du peuplier, du saule et du chêne. Les rivages de la mer se situent dans la partie centrale du Massif du Brabant et ne débordent que très localement sur la Wallonie. Par après, les mers pliocènes et pléistocènes n'atteindront plus le territoire wallon qui restera émergé jusqu'à nos jours.

Dans le Tournaisis, La Formation de Diest ("Diestien"; Tortonien-Messinien de la nomenclature internationale) chapeaute le Mont-St-Aubert et le Mont de l'Enclus. Elle est constituée de sables graveleux à petits cailloux de quartz et de silex, déposés en domaine alluvio-littoral. Ces dépôts, présents également au sommet des Monts de Flandres, délimitent une avancée de la mer jusqu'à l'ouest de Bruxelles (Maréchal, 1993). Est encore considéré du même âge, un cailloutis résiduel de silex noir répandu à la surface du plateau brabançon, notamment dans la région de Grez-Doiceau. Les transgressions et régressions assez rapides à la limite mio-pliocène seraient corrélées, selon Gullentops et al. (1988), avec l'ouverture du Déroit de Gibraltar et le remplissage de la Méditerranée par les eaux de l'Océan Atlantique.



Sable à galets de silex de la Formation de Diest. Muziekberg, Ronse.

Plus au sud, après le retrait de la mer, le Condroz et l'Entre-Sambre-et-Meuse constituent des régions parsemées de dépressions karstiques développées sur substratum calcaire, sous couverture sédimentaire perméable d'où leur nom de "cryptokarst". La remontée du socle varisque s'accompagne d'une reprise d'érosion alimentant un réseau fluvial naissant (Van Vliet-Lanoë et al., 2002).

La succession de couches qui remplissent ces poches est soumise à une double influence: le soutirage responsable de l'approfondissement des cavités et les apports sédimentaires continentaux d'origines diverses:

- lacustre avec des argiles silto-sableuses laminaires livrant une flore du Miocène moyen à supérieur;
- palustre avec des tourbes et des lignites;
- alluviale avec un matériel sablo-graveleux.

Ces apports proviennent de l'altération intense des formations de couverture et du socle. La subsidence karstique qui va durer 20 millions d'années, collecte les eaux responsables de l'altération du remplissage et de la corrosion des parois carbonatées de la cavité cryptokarstique. La pyrite oxydée produit de l'acide sulfurique qui provoque l'altération des feldspaths et des micas contenus dans les sédiments, libérant l'aluminium et le silicium. Lorsque les solutions acides arrivent au contact des calcaires, le pH remonte rapidement et la silice cristallise dans les calcaires poreux qu'elle silicifie. A proximité des parois de la cavité, la silice excédentaire et l'aluminium se combinent pour former l'halloysite ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) et la kaolinite (Ertus, 1990; Russo Ermolli, 1991; Nicaise & Dupuis, 1997; Dupuis, Nicaise et al., 2003). L'âge de la formation de cette halloysite serait tardi-miocène à pliocène (Ertus, 1990). En Wallonie, 30 occurrences potentiellement riches en halloysite ont été répertoriées, dont celle de Weillen près de Dinant où les réserves sont estimées à 50.000 tonnes. D'un point de vue économique, la reconnaissance des poches karstiques riches en halloysite mérite un intérêt particulier, étant donné l'utilisation de ce minéral dans la fabrication des porcelaines de luxe.

Vers l'est, dans une région située au sud de la Meuse comprise entre Naninne et Vyle-et-Tharoul, le calcaire carbonifère renferme

des poches d'argiles qui sont à la base de l'industrie céramique établie naguère dans la ville d'Andenne (Goemaere et al., 2012). Les lentilles ont généralement une forme elliptique dont le grand axe pouvait avoir une centaine de mètres de long, exceptionnellement davantage. Leur profondeur était assez variable. L'exploitation la plus profonde, celle du Try-dô-Baur entre Naninne et Dave, est descendue à 95 mètres.

Ces argiles lacustres reposent généralement sur des sables oligocènes d'un faciès analogue au Sable de Bonnelles (Alexandre, 1976). D'après Calembert (1945), les argiles proviennent de la désagrégation des terrains schisteux environnants. Elles comblent un entonnoir qui s'approfondit graduellement suite à la dissolution lente du calcaire sous-jacent, ce qui explique pourquoi les couches épousent la forme de la cavité. L'âge de ces dépôts est probablement Miocène inférieur (Aquitainien) d'après la flore piégée à certains niveaux dans les argiles.

Le remplissage des poches comprend une série toujours plus ou moins identique. A titre d'exemple, la coupe du gisement de Manoux, situé entre Goyet et Strud, au nord de Faulx-les-Tombes est présentée à la Fig. IV.24.

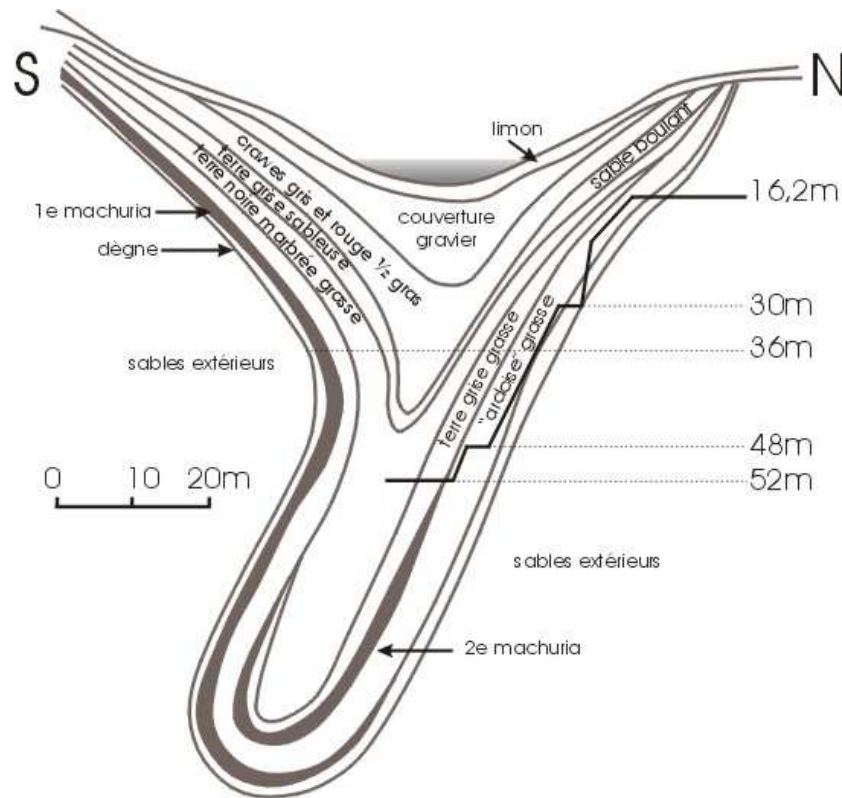


Fig. IV.24: coupe verticale du gisement Manoux (d'après Calembert, 1945).

En remontant dans la séquence, la série comprend les niveaux suivants (Calembert, 1945):

- un "dègne" ou terre jaune grasse séparé des sables marins par une croûte de fer;
- un "machuria" (=couche de lignite) renfermant des végétaux, épais au maximum de 1,5 m;
- une terre noire "ardoise" grasse et homogène, passant dans la partie supérieure du gisement à une terre rouge, grasse, homogène;
- un deuxième machuria rencontré uniquement au fond de la cuvette;
- une terre grise grasse;
- une terre noire, marbrée de gris, grasse;
- une terre sableuse, maigre, passant à un sable bouillant au flanc nord de la cuvette;
- des "craves" (=argile impure) gris tachetés de rouge et de jaune, demi-gras ou gras;
- des terrains de couverture formés de graviers et de limons.

Suivant leur qualité (teneur en alumine, granulométrie), ces argiles ont servi de matière première à la fabrication d'une grande variété de produits. Le premier choix était utilisé en glacerie et en verrerie, notamment au Val-Saint-Lambert.

Un autre phénomène lié à l'évolution karstique est la présence de "fagnolithes", blocs de quartz dispersés sur certains plateaux calcaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Les études les plus récentes interprètent ces blocs comme des sédiments siliceux résiduels, résultant de la silicification des calcaires dévoniens et concentrés par la dissolution de ces derniers (Baele, 2003).

Après le retrait des mers oligocènes, un réseau hydrographique s'est progressivement installé sur les terrains exondés (Fig. IV.25). Les premières rivières sont "conséquentes". Elles coulent dans une direction NNW, selon une ligne de plus grande pente perpendiculaire au rivage (de Heinzelin, 1963). Cette direction est conservée de nos jours par l'Ourthe de La Roche, le Hoyoux, La Meuse entre Givet et Namur, l'Eau d'Heure et le Piéton (Grimbérieux et al., 1995). Si aujourd'hui, le cours de ces rivières paraît inadapté aux structures géologiques, c'est parce qu'elles se sont mises en place sur des dépôts cénozoïques et se sont enfoncées peu à

peu suite au soulèvement de l'Ardenne pour atteindre finalement le socle paléozoïque (phénomène de "surimposition").

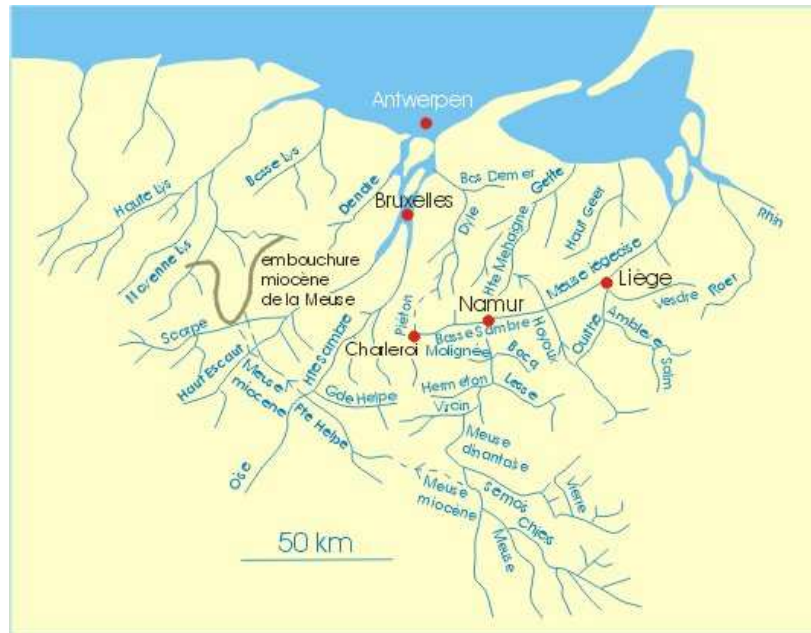


Fig. IV.25: Essai de reconstitution du réseau hydrographique au Miocène et au Pliocène.

Certains auteurs dont de Heinzelin (1963) pensent qu'au Miocène, la Meuse lorraine contournait le Massif ardennais et s'écoulait via la vallée de la Petite Helle vers le nord-ouest. L'embouchure du fleuve se situait vraisemblablement aux environs de Renaix. En aval de Namur, la Meuse de Huy, entre Namur et Liège, aurait suivi une linéation structurale qui se manifeste au Miocène moyen (Demoulin, 1993) et par érosion régressive est venue capturer la Meuse de Dinant. Jusqu'au Pliocène, la Meuse drainait le Massif Vosgien, avant que la Moselle ne devienne par capture, tributaire du Bassin du Rhin.

Une question qui était à l'honneur au XIX^e siècle, était celle de la traversée du Massif ardennais par la Meuse. Comment expliquer que le fleuve entaille une région topographiquement plus élevée que la Lorraine dont il est originaire? Est-ce à la faveur d'une fracture béante comme l'imaginait d'Omalus d'Halloy et les géologues du début du XIX^e siècle? Non, évidemment. A l'origine, il n'existait aucune différence notable d'altitude entre la Lorraine et l'Ardenne. La Meuse et ses principaux affluents sont simplement "antécédents" au soulèvement épirogénique du Massif ardennais, qui se poursuit encore actuellement.

4.6. LE PLIOCENE ET LE QUATERNAIRE

En Europe, les premières glaciations importantes commencent vers -2,4 Ma.

Les six grandes périodes glaciaires : Biber, Donaü, Gunz, Mindel, Riss et Würm sont séparées par des interstades chauds au cours desquels la température moyenne annuelle pouvait être voisine ou supérieure à celle que nous connaissons actuellement.

Au cours des périodes glaciaires, le niveau de la mer baisse de façon importante. Il peut se trouver 120 m en-dessous du niveau actuel, puisqu'une énorme quantité d'eau est immobilisée sous forme de glace dans les inlandsis qui couvraient le Nord de l'Europe, la Sibérie, le Groenland et l'Amérique du Nord.

En Wallonie, au nord du sillon Sambre-et-Meuse, les formations superficielles sont représentées principalement par une couverture limoneuse épaisse d'une dizaine, voire d'une vingtaine de mètres: ce sont les loess (Fig. IV.26).

Les loess sont des sédiments éoliens (ce qui explique leur grande homogénéité) composés de quartz et d'une fraction carbonatée d'importance variable (0-15%). Leur classement est très bon et leur granulométrie oscille autour de 20 à 40 µm. La composition en minéraux dense des loess belges (notamment leur relative richesse en hornblende verte et en épidote) indique qu'ils proviennent de la déflation éolienne sur les alluvions du fond de la Mer du Nord, amenés par les grands fleuves du NW de l'Europe et par des apports issus des glaciers scandinaves.

La base des loess surmonte fréquemment un lit de galets, résultat de l'altération et du remaniement des terrains sous-jacents. La Moyenne Belgique est couverte une première fois par des loess au Saalien (stade isotopique VI) pendant la glaciation du Riss.

Lors du stade isotopique V, de 130.000 à 65.000 BP (BP signifie "before present", soit 1950 par convention), ces loess enregistrent trois périodes de pédogenèse superposées formant le sol de Rocourt (Gullentops, 1954). Ces différentes périodes sont le reflet de phases climatiques tempérées, humides et même plus chaudes que le climat actuel, entrecoupées par des épisodes froids, limités dans le temps. Le Téphra de Rocourt, un dépôt de cendres volcaniques clôture cette pédogenèse.

L'interglaciaire Eemien de 130.000 à 115.000 BP, correspondant au début du Pléistocène supérieur, représente la première phase chaude cette période.

De 65.000 à 50.000 BP, le climat se refroidit (stade isotopique IV). Dans nos régions, un milieu de toundra se développe. Il se caractérise par des phénomènes cryopédologiques comme des fentes de glace, des polygones de toundra et des injections de glace sous pression (Pissart, 1995; Haesaerts et al., 1999).

A partir de 50.000 BP et jusqu'à 30.000 BP, lors du stade isotopique III, le climat connaît un épisode de réchauffement, permettant la croissance d'une végétation arbustive comprenant des aulnes, des saules nains et des plantes alpines; de grands mammifères comme les mammouths et les chevaux migrent dans nos régions. Les lœss hesbayens amenés par le vent se déposent lors des phases froides. Ces derniers sont souvent préservés au creux des vallons. La fin de cette période est marquée par la retombée d'un niveau de cendres volcaniques, le tuf d'Eltville, formant un mince lit noirâtre (Juvigné & Semmel, 1981).

Dans nos régions, la dernière glaciation, extrêmement rigoureuse, prévaut entre 30.000 et 10.000 BP (glaciation du Weischel). Les glaciers alpins et ceux de Scandinavie enregistrent un développement considérable, la limite sud de ces derniers s'établissant au sud de l'Angleterre et des Pays-Bas actuels. Une toundra enneigée couvre le sol. En période estivale, une érosion vigoureuse s'exerce sur les terrains sous-jacents, ainsi que des phénomènes de solifluxion. Le sol de Kesselt dont l'humus révèle un âge de 21.400 ans termine cette phase.

Par après, jusqu'à 15.000 BP, le climat très froid évolue vers des conditions encore plus arides. Un désert froid s'installe sur nos contrées. Des vents d'origine nordique charrient des poussières prélevées dans la plaine baltique libérée de l'imposante masse des glaciers scandinaves. Ces poussières forment le dernier manteau de loess jaune, carbonaté, qualifié de brabantien, ayant couvert une partie de la Moyenne Belgique.

Aux alentours de 15.000 BP, un réchauffement rapide s'instaure. La forêt reprend ses droits, d'abord des bouleaux et ensuite une pinède, pendant l'optimum climatique de l'Alleröd. A cette époque, une éruption volcanique a lieu en Eifel à une vingtaine de kilomètres à l'ouest de Koblenz, celle du Laachersee vers 12.900 +/- 560 ans (Baales et al., 2002), qui disperse ses cendres dans un vaste rayon autour du centre d'émission.

Par après, durant une période de 800 ans, un retour du froid, connu sous le nom de Dryas récent, change la physionomie du paysage qui évolue vers une steppe froide.

Le climat redevient ensuite rapidement tempéré, permettant une nouvelle colonisation de notre région par la forêt vers 11.600 BP. Cet événement a été choisi pour fixer la limite entre le Pléistocène et l'Holocène, c'est-à-dire l'interglaciaire actuel.

Au cours de l'Holocène, le lœss brabantien se décalcifie sur une épaisseur moyenne de 2,50 m et sa moitié supérieure s'enrichit jusqu'à 30 % d'argile, prenant une teinte "chocolat". Il est connu dans la région sous le nom de "terre à briques" et il était mis en œuvre sur place jusqu'au début du XX^e siècle pour cuire dans des fours rudimentaires les briques des fermes et de certaines maisons (Gullentops & Scheys, 1950).

Au sud, en Ardennes et dans le Condroz, la nappe des loess a été fortement dégradée par l'érosion à l'exception de quelques placages locaux. Les formations quaternaires du sud de la Wallonie sont souvent des dépôts peu épais, liés aux processus périglaciaires de transport par gravité sur les versants, remaniant la partie altérée du substratum et les loess.



Coulée de solifluxion périglaciaire dans la vallée du Ninglinspo (Sedoz). Les blocs sont des quartzites de la Formation de La Venne (Cambrien).

Pendant cette période, l'Ardenne a subi une surrection rapide. Ce relèvement a favorisé une érosion intense et l'approfondissement des vallées de la Meuse et de ses affluents. Les dépôts alluvionnaires étagés en différentes terrasses sont les témoins de ces étapes d'encaissement. Les multiples phases de creusement et de dépôt de terrasses sont interprétées également en terme de fluctuations climatiques survenues au cours des trois derniers millions d'années.

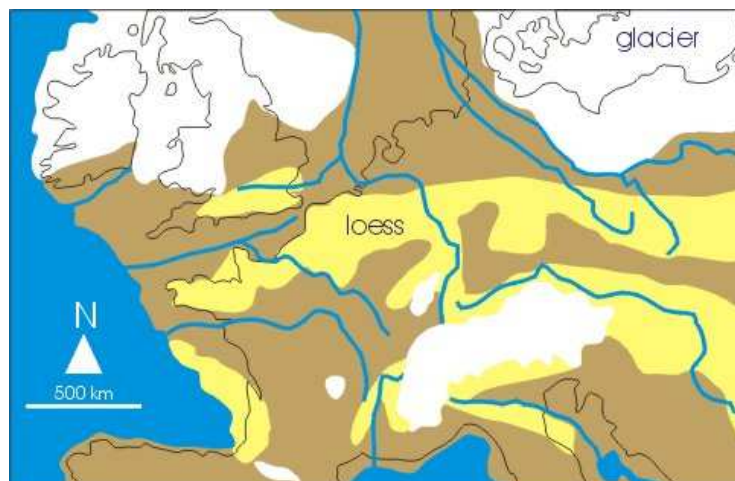


Fig. IV.26: extension des loess (en jaune) et des calottes glaciaires (en blanc) au cours du Quaternaire; les aires émergées sont en brun.

4.7. MATERIAUX EXPLOITES

A part la "Pierre de Gobertange", calcaire gréseux de la Formation de Bruxelles encore extrait à Hussompont (moellons, dalles), les matériaux actuellement exploités dans le Cénozoïque sont des sables, des argiles et plus accessoirement, des graviers:

- on exploite les sables du Membre de Grandglise à Tertre, Antoing, Bury, Blaton; ceux de la Formation de Bruxelles (principale réserve de sable de Wallonie) à Chaumont-Gistoux et Mont-Saint-Guibert; les Sables de Bonnelles, jadis intensément exploités dans la région liégeoise, le sont encore sporadiquement à Mons-lez-Liège; enfin, les sables de l'Entre-Sambre-et-Meuse qui remplissent des dépressions karstiques dans les calcaires dinantiens sont extraits près de Mettet et Bioul ainsi qu'à Andenne;

- les argiles de la Formation de Kortrijk sont exploitées à Tournai et Mouscron; celles de la Formation de Tielst sont extraites à Saint-Ghislain; enfin, les argiles quaternaires de la Lys sont exploitées à Comines-Warneton. Toutes ces argiles sont utilisées pour produire des briques et des tuiles;
- les argiles d'altération sont également valorisées: dans la région de Florennes-Morialmé, on utilise des argiles résultant de la décomposition des schistes famenniens (poterie, briques, argiles d'étanchéification); à Wanlin, c'est dans un ancien méandre de la Lesse qu'on exploite des argiles résultant également de l'altération de schistes du Dévonien supérieur pour en faire des briques; enfin, des argiles kaoliniques issues de l'altération de schistes du Dévonien inférieur sont extraites à Transinne et servent à la fabrication de ciment blanc (Yans, 2003; Poty & Chevalier, 2004);
- des graviers sont encore retirés de la plaine alluviale de la Meuse, près d'Amay.

On consultera aussi le support écrit des [EXCURSIONS](#) du cours de géologie régionale.

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, R. & Vandenberghe, N., 1999. The Meuse section across the Condroz-Ardenne (Belgium) based on a predeformational sediment wedge. *Tectonophysics*, 309, 179-195.
- Alexandre, J., 1976. Les surfaces de transgression exhumées et les surfaces d'aplanissement in *Géomorphologie de la Belgique*. Hommage au Professeur Paul Macar. Laboratoire de Géographie Physique de l'Université de Liège, 75-92.
- [André, L., 1991](#). The concealed crystalline basement in Belgium and the "Brabantia" microplate concept: constraints from the Caledonian magmatic and sedimentary rocks. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 117-139.
- André, L. & Deutsch, S., 1984. Les porphyres de Quenast et de Lessines: géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 93, 375-384.
- André, L., Deutsch, S., Hertogen, J., 1986. Trace-element and Nd isotopes in shales as indexes of provenance and crustal growth: the early Paleozoic from Brabant Massif (Belgium). *Chem. Geol.*, 57, 101-115.
- André, L., Deutsch, S., Michot, J., 1981. Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 104, 241-253.
- Aretz, M. & Chevalier, E., 2007. After the collapse of stromatoporiid-coral reefs - the Famennian and Dinantian reefs of Belgium: much more than Waulsortian mounds. In Álvaro J.J., Aretz, M., Boulvain F., Munnecke A., Vachard D. & Vennin E., 2007. *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. Geol. Soc., London, Special Publications, 275, 163-188.
- [Averbuch, O., Lacquement, F., Mansy, J.-L., Szaniawski, R. & Lewandowski, M., 2006](#). Déformations au front septentrional de la chaîne varisque: l'exemple des Ardennes franco-belges dans la région de Givet. *Géologie de la France*, 1-2, 85-90.
- Baales, M., Jöris, O., Street, M., Bittmann, F., Weninger, B. & Wiethold, J., 2002. Impact of the Late Glacial eruption of the Laacher See volcano, Central Rhineland, Germany. *Quaternary Research*, 58, 273-288.
- [Baele, J.-M., 2003](#). Identification of post-Variscan supergene evolution in marine cherts and residual silicified deposits from Belgium. *Géologie de la France*, 1, 39-42.
- Baele, J.-M., 2010. Mode de formation de la roche silicifiée à bactéries fossiles du Crétacé supérieur du Bassin de Mons (microbialite de Saint-Denis). Publication de la Classe des Sciences, Académie royale de Belgique, Coll. in-4°, 3e série, XII, 2066, 131 pp.
- Belanger, I., 1998. Effets d'une déformation hétérogène sur un ensemble mécaniquement anisotrope: le cas du Massif de Rocroi (Ardennes franco-belge). UCL. Thèse non publiée.
- [*Belanger, I., Delaby, S., Delcambre, B., Ghysel, P., Hennebert, M., Laloux, M., Marion, J.-M., Mottequin, B. & Pingot, J.-L., 2012. Redéfinition des unités structurales du front varisque utilisées dans le cadre de la nouvelle carte géologique de Wallonie \(Belgique\). *Geologica Belgica*, 15, 169-175.](#)
- Beugnies, A., 1986. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynica*, II, 17-33.
- [*Bless, M., Bouckaert, J., Camelbeek, T., Dejonghe, L., Demoulin, A., Dupuis, C., Felder, P., Geukens, F., Gullentops, F., Hance, L., Jagt, J., Juvigné, E., Kramm, U., Ozer, A., Pissart, A., Robaszynski, F., Schumacker, R., Smolderen, A., Spaeth, G., Steemans, P., Streel, M., Vandeven, G., Vanguestaine, M., Walter, R., Wolf, M., 1990](#). The Stavelot massif from Cambrian to recent. A survey of the present state of knowledge. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113, 53-73.
- [Bless, M.J.M., Felder, P.J., Jagt, J.W.M., 1990](#). Repeated tethyan influences in the early Campanian to middle late Maastrichtian successions of Folx-les-Caves and Orp-le-Petit (Eastern Brabant Massif, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 113, 179-197.
- [Bouckaert, J., Fock, W & Vandenberghe, N., 1988](#). First results of the Belgian geotraverse 1986 (Belcorp). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 111,
- Boulvain, F., 2001. Facies architecture and diagenesis of Belgian Late Frasnian carbonate mounds (Petit-Mont Member). *Sedimentary Geology*, 145/3-4, 269-294.
- [Boulvain, F., 2006](#). Atolls et récifs du Frasnien du Synclinorium de Dinant (Belgique, France): sédimentologie et implications paléocéanographiques. *Géologie de la France*, 1-2, 53-57.
- Boulvain, F., 2007. Frasnian carbonate mounds from Belgium: sedimentology and palaeoceanography. In Álvaro J.J., Aretz, M., Boulvain F., Munnecke A., Vachard D. & Vennin E., 2007. *Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls*. Geol. Soc., London, Special Publications, 275, 125-142.
- [Boulvain, F., Belanger, I., Delsate D., Dosquet, D., Ghysel, P., Godefroit, P., Laloux, M., Roche, M., Teerlynck, H. & Thorez, J., 2001](#). New lithostratigraphical, sedimentological, mineralogical and palaeontological data on the Mesozoic of Belgian Lorraine: a progress report. *Geologica Belgica*, 3 (1-2), 3-33.
- Boulvain, F., Bultynck, P., Coen, M., Coen-Aubert, M., Helsen, S., Lacroix, D., Laloux, M., Casier, J.G., Dejonghe, L., Dumoulin, V., Ghysel, P., Godefroid, J., Mouravieff, N., Sartenaer, P., Tourneur, F. & Vanguestaine, M., 1999. Les formations du Frasnien de la Belgique. *Mem. of the Geol. Survey of Belgium*, 44, 125 pp.
- Boulvain, F., M. Coen-Aubert, V. Dumoulin & J.-M. Marion, 1994. La Formation de Philippeville à Merlemont: contexte structural, comparaison avec le stratotype et paléoenvironnements. *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 1994 (2), 269, 30 pp.
- Boulvain, F., Cornet, P., da Silva, A.-C., Delaite, G., Demany, B., Humblet, M., Renard, M. & Coen-Aubert, M., 2004. Reconstructing atoll-like mounds from the Frasnian of Belgium. *Facies*, 50 (2), 313 - 326.
- Boulvain, F., Delsate, M., Maubeuge, P., 1995. Description et interprétation stratigraphique de quatre sondages dans le Secondaire de la Gaume (Neulimont, Aubange, Saint-Mard et Toernich). *Serv. Géol. Belg. Prof. Paper*, 277, 51 pp.
- [Boulvain, F., Demany, B. & Coen-Aubert, M., 2005](#). Frasnian carbonate buildups of southern Belgium: the Arche and Lion members interpreted as atolls. *Geologica Belgica*, 8 (1-2), 69-91.
- [Boulvain, F., Mabilley, C., Poulain, G. & Da Silva, A.-C., 2009](#). Towards a palaeogeographical and sequential framework for the Givetian of Belgium. *Geologica Belgica*, 12, 161-178.
- [Boulvain, F. & A. Prétat, 1987](#). Les calcaires laminaires du Givétien Supérieur du bord Sud du Bassin de Dinant (Belgique, France): témoins d'une

évolution paléoclimatique. Ann. Soc. Géol. Belgique, 109, 609-619.

- Brix, M.R., 2002. Thermal history of Palaeozoic rocks in the Meuse Valley between Charleville-Mézières and Namur (France, Belgium) assessed from zircon fission track data. Aardk. Mededel., 12, 93-95.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M., Dejonghe, L., Godefroid, J., Hance, L., Lacroix, D., Prétat, A., Stainier, P., Steemans, P., Streel, M., Tourneur, F., 1991. Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. Mém. expl. cartes géol. & min. Belg., 30, 106 pp.
- Bultynck, P., Coen-Aubert, M. & Godefroid, J., 2000. Summary of the state of correlation in the Devonian of the Ardennes (Belgium-NE France) resulting from the decisions of the SDS. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 225, 91-114.
- [*Bultynck, P. & Dejonghe, L., 2001](#). Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium, Geologica Belgica, 4 (1-2), 168 pp.
- Calémbert, L., 1945. Les gisements de terre plastiques et réfractaires d'Andenne et du Condroz. Vaillant-Carmanne, 204 p.
- [Charlet, J-M., Ndziba, M. & Quinif, Y., 1985](#). Les anomalies radiométriques du V3c supérieur du bassin de Dinant. Ann. Soc. Géol. Belgique, 108, 387-399.
- [Chevalier, E. & Aretz, M., 2006](#). A microbe-bryozoan reef from the Middle Visean of the Namur Syncline (Engihoul quarry). Geologica Belgica, 8 (1-2), 109-119.
- [Cnudde, V., Dewanckele, J., De Kock, T., Boone, M., Baele, J-M., Crombé, P. & Robinson, E., 2012](#). Preliminary structural and chemical study of two quartzite varieties from the same geological formation: a first step in the sourcing of quartzites utilized during the Mesolithic in northwest Europe. Geologica Belgica, 16, 27-34.
- Coen-Aubert, M., Mamet, B., Prétat, A., Tourneur, F., 1991. Sédimentologie, paléoécologie et paléontologie des calcaires crinoïdiques au voisinage de la limite Couvinien-Givétien à Wellin. Mém. expl. cartes géol. & min. Belg., 31, 61 pp.
- Conil, R., Groessens, E., Pirllet, H., 1977. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. Ann. Soc. Géol. Nord, XCVI, 363-371.
- Corteel, C., De Paep, P., 2003. Boron metasomatism in the Brabant Massif (Belgium): Geochemical and petrographical evidence of Devonian tourmalinite pebbles. Geologie en Mijnbouw, 82, 197-208.
- [Corteel, C., Van Den Haute, P. & Verniers, J., 2004](#). New sedimentological and petrographical observations on the Devonian Burnot Formation in the Belgian Rhenohercynian Basin. Geologica Belgica, 7 (1-2), 41-53.
- *Daniel, J.Y., Brahic, A., Hoffert, M., Schaaf, A., Tardy, M., 1999. Sciences de la Terre et de l'Univers. Vuibert, 634 p.
- da Silva, A-C. & Boulvain, F., 2004. From palaeosols to carbonate mounds: facies and environments of the Middle Frasnian platform in Belgium. Geological Quarterly, 48, 253-266.
- [Debacker, T.N., 2012](#). Folds and cleavage/fold relationships in the Brabant Massif, southeastern Anglo-Brabant Deformation Belt. Geologica Belgica, 15 (1-2), 81-95.
- [Debacker, T.N., Dewaele, S., Sintubin, M., Verniers, J., Muchez, P. & Boven, A., 2005](#). Timing and duration of the progressive deformation of the Brabant Massif, Belgium. Geologica Belgica, 8/4, 20-34.
- [Debacker, T.N., Herbosch, A. & Sintubin, M., 2005](#). The supposed thrust fault in the Dyle-Thyle outcrop area (Southern Brabant Massif, Belgium) re-interpreted as a folded low-angle extensional detachment. Geologica Belgica, 8/3, 53-69.
- Debacker, T.N., Sintubin, M., Verniers, J., 2002. Timing and duration of the progressive deformation of Brabant Massif (Belgium), Aardk. Mededel., 12, 73-76.
- Debacker, T.N., Sintubin, M., Verniers, J., 2004. Transitional geometries between gently plunging and steeply plunging folds: an example from the Lower Palaeozoic Brabant Massif, Anglo-Brabant deformation belt, Belgium, J. Geol. Soc. London, 161, 641-652.
- *de Béthune, P., 1954. Notice justificative de la carte géologique de l'Atlas de Belgique (Planche 8). Ann. Soc. Géol. Belg., LXXVII, B117-161.
- De Geyter, G., 1981. Contribution to the lithostratigraphy and the sedimentary petrology of the Landen Formation in Belgium. Med. Kon. Acad. Wet. Lett. Schone Kunsten België, Kl. Wet., 43, 111-153.
- De Geyter, G., 1987. The Landen Formation. Bull. Soc. belge Géol., 96, 353-356.
- de Heinzelin, J., 1963. Le réseau hydrographique de la région gallo-belge au Néogène. Bull. Soc. belge Géol., 72, 137-148.
- Dejonghe, L., 1986. Belgium. In: Mineral Deposits of Europe. Inst. Min. Metall. Miner. Soc. London, 3, 99-112.
- Dejonghe, L., 1989. Le gisement de Fleurus (Belgique): une concentration de barytine sédimentaire en milieu lacustre piégée dans un paléokarst envahi par des sédiments wealdiens. Chronique Recherche Minière, 494, 25-42.
- Dejonghe, L., 1998. Zinc-lead deposits of Belgium. Ore Geology Reviews, 12, 329-354.
- Dejonghe, L., 1998b. Guide de lecture des cartes géologiques de Wallonie à 1/25 000. Ministère de la Région Wallonne, 47 pp.
- [Dejonghe, L. \(Ed.\), 2006](#). Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent areas. Geologica Belgica, 9 (1-2), 224 pp.
- [Dejonghe, L., 2008](#). Le couloir de décrochement dextre de l'Ourthe dans l'axe Erezée-Saint-Hubert (Haute Ardenne, Belgique) et son implication sur le tracé des failles longitudinales. Geologica Belgica, 11, 151-165.
- [Dejonghe, L. & Boni, M., 2005](#). The "Calamine-type" zinc-lead deposits in Belgium and West-Germany: a product of Mesozoic palaeoweathering processes. Geologica Belgica, 8/3, 3-14.
- [Dejonghe, L., Dumoulin, V. & Blockmans, S., 2008](#). La Formation de Jupille, nouvelle formation dans le Dévonien inférieur de la Haute-Ardenne (Belgique). Geologica Belgica, 11, 71-81.
- Dejonghe, L. & Melchior, A., 1996. L'intrusion de la Helle (Hautes Fagnes, Belgique) et la minéralisation cupro-molybdénifère associée: synthèse bibliographique, données des sondages et interprétation globale. Mem. Geol. Survey of Belgium, 41, 94 pp.
- *De Jonghe, S., Gehot, H., Génicot, L.F., Weber, P., Tourneur, F., Ducarme, P., Gohy, F., 1995. Pierres à bâtir traditionnelles de la Wallonie. Manuel de terrain. Ministère de l'Environnement, des Ressources naturelles et de l'Agriculture pour la Région Wallonne. 261 pp.
- *Delattre, C., Mériaux, E., Waterlot, M., 1973. Région du Nord, Bassin de Mons. "Guides géologiques régionaux", Masson, 175 p.
- [Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2000a](#). Carte Fontaine-l'Evêque - Charleroi. Ministère de la Région Wallonne. 2 cartes, 114 p.
- [Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2000b](#). Carte Gozée - Nalinne. Ministère de la Région Wallonne. 1 carte, 106 p.
- [Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2002](#). Carte Chastre - Gembloux. Ministère de la Région Wallonne. 1 carte, 72 p.
- [Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2012](#). Carte Gouy-lez-Piéton-Gosselies. Ministère de la Région Wallonne. 1 carte, 60 p.
- Delmer, A., 1972. Origine du bassin crétacique de la vallée de la Haine. Service géologique de Belgique, 13 pp.
- Delmer, A., 1977. Le Bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. Service géologique de Belgique, 143 pp.
- Delmer, A., 1989. Description, genèse et âge des "puits naturels" du Hainaut. Tunnels et ouvrages souterrains, 93, 114-116.
- Delmer, A. & Van Wichelen, P., 1980. Répertoire des puits naturels connus en terrain houiller du Hainaut, Service géologique de Belgique, 79 pp.
- [Delvaux de Fenffe, D., 1990](#). Structures tardi- et post-hercyniennes dans le bord sud du Synclinorium de Dinant, entre Han-sur-Lesse et Beauraing (Belgique). Ann. Soc. Géol. Belgique, 112 (2), 317-325.
- [Delvaux de Fenffe, D. & Laduron, D., 1991](#). Caledonian and Variscan structures in the Rocroi-Ardenne Lower Palaeozoic Basement (Belgium and adjacent countries). Ann. Soc. Géol. Belgique, 114, 141-162.
- [Demoulin, A., 1993](#). L'origine de l'axe Sambre-Meuse. Ann. Soc. Géol. Belg., 116, 33-45.
- *Demoulin, A. (Ed.), 1995. L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur A. Pissart. Chauveheid Liège-Stavelot, 238 pp.

- Demyttenaere, R., 1989. The Post-Paleozoic geological history of North-Eastern Belgium. Mededelingen van de Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten in België, Klasse Wetenschappen, 51, 51-81.
- Denayer, J., Pacyna, D. & Boulvain, F., 2011. Le minéral de fer en Wallonie. Cartographie, histoire et géologie. SPW, 312 pp.
- [Denayer, J. & Poty, E., 2010](#). Facies and palaeoecology of the Upper Member of the Aisemont Formation (Late Frasnian, S. Belgium): an unusual episode within the Late Frasnian crisis. *Geologica Belgica*, 13, 197-212.
- Dèzes, P., Schmid, S.M. & Ziegler, P.A., 2004 : Evolution of the European Cenozoic Rift System : interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, 389, 1-33.
- d'Omalius d'Halloy, J.B., 1868. Précis élémentaire de Géologie. Muquardt Ed., 636 p.
- De Putter, T., 1995. Etude sédimentologique de la Grande Brèche viséenne ("V3a") du bassin de Namur-Dinant. Mém. expl. cartes géol. & min. Belg., 40, 264 pp.
- De Vos, W., Verniers, J., Herbosch, A., Vanguestaine, M., 1993. A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, 130, 605-611.
- [Dreesen, R., Bless, M. J.M., Conil, R., Flajs, G. & Laschet, C., 1985](#). Depositional environment, paleoecology and diagenetic history of the "marbre rouge à crinoïdes de Baelen" (Late Upper Devonian, Verviers synclinorium, Eastern Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 108, 311-359.
- [Duchesne, J.-C., Goemare, E., Grigolato, J.-C., Vanderschueren, H. & Charlier, B., 2005](#). Altered rhyolitic rocks in the Visé boreholes: a geochemical approach. *Geologica Belgica*, 8/3, 71-83.
- [Dumoulin, V. & Blockmans, S., 2008](#). Le passage latéral entre les formations de Couvin et de Jemelle (Eifelien) au bord sud du Synclinorium de Dinant (Belgique): introduction du Membre du Vieux Moulin - Formation de Jemelle. *Geologica Belgica*, 11, 25-33.
- Dumoulin, V., J.-M. Marion, F. Boulvain, M. Coen-Aubert & M. Coen, 1998. Nouvelles données lithostratigraphiques sur le Frasnien de l'Anticlinorium de Philippeville. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 6 (2e série), 79-85.
- [Dupuis, C., Charlet, J.-M., Dejonghe, L. & Thorez, 1996](#). Reconnaissance par carottage des paléooltérations kaolinisées mésozoïques de la Haute Ardenne (Belgique). le sondage de Transinne: premiers résultats. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 119, 91-109.
- Dupuis, C., De Coninck, J., Steurbaut, E., 1988. The Ypresian stratotype. *Bull. Soc. belge Géol.*, 97, 229-448.
- [Dupuis, C., Nicaise, D., De Putter, T., Perruchot, A., Demaret, M. & Roche, E., 2003](#). Miocene cryptokarst of Entre-Sambre-et-Meuse and Condroz plateaus. Paleoenvironment, evolution and weathering processes. *Géologie de la France*, 1, 27-31.
- Dupuis, C., Robaszynski, F., 1986. Tertiary and quaternary deposits in and around the Mons Basin. Documents for a field trip. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, 21, 3-19.
- [Dusar, M., 2006a](#). Chokierian. In L. Dejonghe (Ed.): Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent area. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 177-187.
- [Dusar, M., 2006b](#). Namurian. In L. Dejonghe (Ed.): Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent area. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 163-175.
- [Dusar, M. & Lagrou, D., 2007](#). Cretaceous flooding of the Brabant Massif and the lithostratigraphic characteristics of its chalk cover in Northern Belgium. *Geologica Belgica*, 10 (1-2), 27-38.
- Ertus, R., 1990. Les néoformations d'halluysite dans les cryptokarsts oligo-miocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Belgique). Approche sédimentologique, pétrographique et minéralogique. Thèse de doctorat, Université de Paris-sud Orsay et Faculté Polytechnique de Mons, 178 p.
- Fairon-Demaret, M., Steurbaut, E., Damblon, F., Dupuis, C., Smith, T. & Gerrienne, P., 2003. The in situ *Glyptostroboxylon* forest of Hoegaarden (Belgium) at the Initial Eocene Thermal Maximum (55 Ma). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 126, 103-129.
- Fielitz, W. & Mansy, J.-L., 1999. Pre- and synorogenic burial metamorphism in the Ardenne and neighbouring areas (Rhenohercynian zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, 309, 227-256.
- *Fourmarier, P., 1907. La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, XXXIV, M15-123, 12 planches.
- Glibert, M., de Heinzelin de Braucourt, J., 1954. L'Oligocène inférieur belge. Institut des Sciences naturelles de Belgique. Volume jubilaire V. Van Straelen, 279-451.
- Godefroid, J., Blicq, A., Bultynck, P., Dejonghe, L., Gerrienne, P., Hance, L., Meille, F., Stainier, P., Steemans, P., 1994. Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la Fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. expl. cartes géol. & min. Belg.*, 38, 144 pp.
- Goemaere, E., 2002. L'industrie extractive non-énergétique en Belgique sous l'angle du développement durable. Prof. Paper Serv. Géol. Belgique, 297, 82 pp.
- Goemaere, E. & Declercq, P.-Y., 2012. Le "coticule" de Vielsalm et Lierneux (Belgique): une pierre à aiguiser au passé mondial. *Ann. Soc. géologique du Nord*, 19 (2e série), 117-131.
- Goemaere, E., Declercq, P.-Y. & Quinif, Y., 2012. Vingt siècles d'exploitation des argiles plastiques d'Andenne (Belgique): du gisement au musée de la céramique. *Ann. Soc. géologique du Nord*, 19 (2e série), 87-97.
- [Goemaere, E. & Dejonghe, L., 2005](#). Paleoenvironmental reconstruction of the Mirwart Formation (Pragian) in the Lambert quarry (Flamierge, Ardenne, Belgium). *Geologica Belgica*, 8/3, 37-52.
- [Goemare, 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. *Géologie de la France*, 1-2, 35-39.
- Goffette, O., Liégeois, J.P., André, L., 1991. Age U-Pb sur zircon dévonien moyen à supérieur du magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardennes, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, série D*, 312, 1155-1161.
- Gras, R. & Geluk, M., 1999. Late Cretaceous - Early Tertiary sedimentation and tectonic inversion in the southern Netherlands. *Geologie and Mijnbouw*, 78, 1-19.
- Graulich, J.M., Leclercq, V., Hance, L. 1989. Le sondage d'Havelange. Principales données et aspects techniques. *Mém. expl. cartes géol. & min. Belg.*, 26, 65 pp.
- Graulich, J.M., Vandenberghe, N., Hance, L., 1990. The Havelange deep well and the 1978 Famenne seismic data (Condroz, Belgium). *Tectonophysics*, 178, 259-267.
- Grimbérieux, J., Laurent, A., Ozer, P., 1995. Les rivières s'installent. In L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur A. Pissart. A. Demoulin Ed., 94-109.
- Groessens, E., 1981 L'industrie du marbre en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 31, 219-253.
- Groessens, E., 1987. Belgian Stone. A review. *Bull. Soc. belge Géol. Volume hors série*, 75-87.
- Groessens, E., Conil, R. & Hennebert, M., 1982. Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. *Stratigraphie et Paléontologie. Mém. expl. cartes géol. & min. Belg.*, 22, 137 pp.
- Guidotti, C.V. & Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b0 data from low-grade metapelites. *N.Jb. Miner. Abh.*, 153, 363-380.
- Gullentops, F., 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 18, 125-252.
- Gullentops, F., 1963. Etude de divers faciès quaternaires et tertiaires dans la Nord et l'Est de la Belgique. Excursion O - P. 6e congrès international de

Sédimentologie. Belgique et Pays-Bas. 20 pp.

- Gullentops, F., Bogemans, F., De Moor, G., Paulissen, E. & Pissart, A., 2001. Quaternary lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4, 153-164.
- Gullentops, F., Claes, S. & Vandenberghe, N., 1995. Geologische kaart van België. Vlaams Gewest. Kaartblad (32) Leuven. Ministerie van Economische Zaken. Administratie van het Mijnwezen. Belgische Geologische Dienst. Afdeling Vlaanderen en Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap Departement Economie, Werkgelegenheid en Binnenlandse Aangenheden. Administratie Economie. 1 kaart.
- Gullentops, F., Houthuys, R. & Vandenberghe, N., 1988. The Cenozoic Southern North Sea. IAS 9th European Regional Meeting Excursion Guidebook Leuven - Belgium. In Herbosch, A. (Ed.) Ministry of Economics Affairs. Belgian Geological Survey, 225 - 260.
- Gullentops, F. & Scheys, G., 1950. Premiers résultats de la cartographie des sols en Hesbaye septentrionale. *Bull. Soc. Belge Etudes Géographiques*, 19, 61-74.
- Hance, L., Dejonghe, L., Ghysel, P., Laloux, M., Mansy, J.L., 1999. Influence of heterogeneous lithostructural layering on orogenic deformation in the variscan Front Zone (eastern Belgium). *Tectonophysics*, 309, 161-177.
- Hance, L., Poty, E. & Devuyt, F.-X., 2001. Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélation avec le nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bull. Soc. Géol. France*, 172, 4, 411-426.
- [Hance, L., Steemans, P., Goemaere, E., Somers, Y., Vandeven, G., Vanguestaine, M., Verniers, J., 1991.](#) Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 253-264.
- Haesaerts, P., Mestdagh, H. & Bosquet, D., 1999. The sequence of Remicourt (Hesbaye, Belgium) : new insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt soil. *Geologica Belgica*, 2, 5-27.
- *Hatert, F., Deliens, M., Fransolet, A.M., Van Der Meersche, E., 2002. Les minéraux de Belgique. *Muséum des Sciences Naturelles*, 304 p.
- [Havron, C., Vandycke, S. & Quinif, Y., 2007.](#) Interactivité entre tectonique méso-cénozoïque et dynamique karstique au sein des calcaires dévonien de la région de Han-sur-Lesse (Ardennes, Belgique). *Geologica Belgica*, 10 (1-2), 93-108.
- [Helsen, S., 1992.](#) Conodont colour alteration maps for Paleozoic strata in Belgium, Northern France and Westernmost Germany - Preliminary results. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 115, 135-143.
- Helsen, S., 1995. Burial history of Palaeozoic strata in Belgium as revealed by conodont colour alteration data and thickness distributions. *Geol. Rundsch.*, 84, 738-747.
- [Herbosch, A., Debacker, T. & Piessens, K., 2008.](#) The stratigraphic position of the Cambrian Jodoigne Formation redefined (Brabant Massif, Belgium). *Geologica Belgica*, 11, 133-150.
- [Herbosch, A. & Verniers, J., 2011.](#) What is the biostratigraphic value of the ichnofossil *Oldhamia* for the Cambrian: a review. *Geologica Belgica*, 14, 229-248.
- [Herbosch, A. & Verniers, J., 2013.](#) Stratigraphy of the Lower Palaeozoic of the Brabant Massif, Belgium. Part I: the Cambro-Ordovician from the Halle and Ottignies groups. *Geologica Belgica*, 16, 49-65.
- *[Herbosch, A., Verniers, J., Debacker, T., Billiaert, B., De Schepper, S. & Belmans, M., 2002.](#) The Lower Paleozoic stratigraphy and sedimentology of the Brabant Massif in the Dyle and Orneau valleys and of the Condroz Inlier at Fosses: an excursion guidebook. *Geologica Belgica*, 5, 71-143.
- Hollmann, E.G., 1997. Der variszische Vorlandüberschiebungsgürtel der Ostbelgischen Ardennen. Ein bilanziertes Modell. *Aachener Geowissenschaftliche Beiträge*, 25, 1-235.
- Houthuys, R., 1990. Vergelijkende studie van de afzettingstructuur van getijdenezanden uit het Eoceen en van de huidige Vlaamse banken. *Aardkundige Mededelingen, KUL*, 5, 137 pp.
- [Houthuys, R., 2011.](#) A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica*, 14, 55-74.
- Humblet, E. & Ancion, Ch., 1949. Géologie minière des bassins houillers belges. III Le Bassin de Liège. Description générale. *Ann. Mines. XLVIII*, 377-383.
- Juvigné, E. & Semmel, A., 1981. Un tuf volcanique semblable à l' "Eltviller Tuff" dans les lèss de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31, 83-90.
- Kramm, U., 1976. The cotile rocks (spessartine quartzites) of the Venn-Stavelot Massif, Ardennes, a volcanoclastic metasediment? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, 135-155.
- Kramm, U., Buhl, D., Chernyshev, I.V., 1985. Caledonian or variscan metamorphism in the Venn-Stavelot Massif, Ardennes? Arguments from K-Ar and Rb-Sr study. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171, 339-349.
- Lacquement, F., Averbuch, O., Mansy, J.-L., Szaniawski, R. & Lewandowski, M., Transpressional deformations at lateral boundaries of propagating thrust-sheets: the example of the Meuse Valley Recess within the Ardennes Variscan fold-and-thrust belt (N France-S Belgium). *J. of Structural Geology*, 27, 1788-1802.
- [Lacquement, F. & Meilliez, F., 2006.](#) Mise en évidence à l'affleurement de failles synsédimentaires majeures: exemple de la faille de Vireux. *Géologie de la France*, 1-2, 65-69.
- Laloux, M., Dejonghe, L., Ghysel, P., Hance, L. & Mansy, J.-L., 1997. Nouveaux concepts tectoniques dans le Synclinorium de Verviers (Est de la Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2e série), 23-46.
- Lamens, J., 1985. Transition from turbidite to shallow-water sedimentation in the Lower Samian (Tremadocian, Lower Ordovician) of the Stavelot Massif, Belgium. *Sedimentary Geology*, 44, 121-142.
- Lamens, J., 1986. Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aard. Meded.*, 1986 (3), 125-138.
- Larangé, F., 2002. Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Brabant Massif and the Medio-occidental part of the Ardenne, Belgium: Application of white mica crystallinity, b cell dimension and transmission electron microscope studies. Thèse inédite. Université catholique de Louvain, 211 pp.
- [Lauwers, A., 1992.](#) Growth and diagenesis of cryptalgal-bryozoan buildups within a mid-Viséan (Dinantian) cyclic sequence, Belgium. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 115, 187-213.
- Lear, C., Bailey, T.R., Pearson, P.N., Coxall, H.K. & Rosenthal, Y., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36, 251-254.
- Ledoux, A., 1911. Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge. *Ann. Soc. Géol. Bel.* 38, M143-191.
- Lees, A., Hallet, V., Hibo, D., 1985. Facies variation in Waulsortian buildups. Part I. A model from Belgium. *Geol. J.*, 20, 138-153.
- *Legrand, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Expl. Cartes géol. & min. Belgique*, 9, 148 pp.
- *Linnemann, U., Herbosch, A., Liégeois, J.-P., Pin, C., Gärtner, A. & Hofmann, M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with the new zircon ages, geochemistry, Sm-Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews*, 112, 126-154.
- [Mabille, C. & Boulvain, F., 2007a.](#) Sedimentology and magnetic susceptibility of the Couvin Formation (Eifelian, South Western Belgium): carbonate platform initiation in a hostile world. *Geologica Belgica*, 10, 47-67.
- Mabille C. & Boulvain, F., 2007b. Sedimentology and magnetic susceptibility of the Upper Eifelian - Lower Givetian (Middle Devonian) in southwestern Belgium: insights into carbonate platform initiation. In Álvaro J.J, Aretz, M, Boulvain F., Munnecke A., Vachard D. & Vennin E., 2007.

- Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls. Geol. Soc., London, Special Publications, 275, 109-123.
- Mc Kerrow, W.S., Dewey, J.F., Scotese, C.R., 1991. The Ordovician and Silurian development of the Iapetus Ocean. *Special Papers in Palaeontology*, 44, 165-178.
 - Mansy, J.L., Everaerts, M. De Vos, W., 1999. Structural analysis of adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309, 99-116.
 - *Mansy, J-L. & Lacquement, F., 2002. Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique. *Géologues, Rev. off. de l'Union française des Géologues*, 133-134, 7-24.
 - [Meilliez, J-L. & Lacquement, F., 2006](#). Contexte géologique régional: l'Ardenne paléozoïque (Nord de la France et Sud de la Belgique). *Géologie de la France*, 1-2, 7-13.
 - Maréchal, R., 1993. A new lithostratigraphic scale for the Paleogene of Belgium. *Bull. Soc. belge Géol.*, 102, 215-229.
 - Marlière, R., 1970. Géologie du Bassin de Mons et du Hainaut, un siècle d'histoire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XC, 171-189.
 - Marlière, R.; 1977. Sur le stratotype du Montien de Mons. *Mém. expl. cartes géol. & min. Belg.*, 17, I, 230 pp.
 - Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, 8ème série, II, 9-24.
 - Matte, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
 - Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. *Terra Nova*, 13, 122-128.
 - [Meilliez, F., 2006](#). La discordance éodévonienne de l'Ardenne: caractérisation stratigraphique et paléo-environnementale de la Formation de Fépin et ses conséquences. *Géologie de la France*, 1-2, 29-33.
 - Meilliez, F., Mansy, J.L., 1990. Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: le Dévono-carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. géol. France* (8), VI, 177-188.
 - [Meilliez, F. & Lacquement, F., 2006](#). La discordance éodévonienne de l'Ardenne: structure du site de Fépin et conséquences sur les interprétations géodynamiques de l'Ardenne. *Géologie de la France*, 1-2, 73-77.
 - Michot, J., 1963. Les feldspaths dans les sédiments dévoniens et carbonifères de la Belgique. *Mém. Acad. roy. Belgique, Sciences*, 34, 55 pp.
 - Michot, J., Franssen, L., Ledent, D., 1973. Preliminary age measurements on metamorphic formation from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fort. Miner.*, 50, 107-109.
 - Michot, P., 1979. La faille mosane et la phase hyporogénique bollandienne d'âge emsien dans le rameau condruso-brabançon. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 101, 321-335.
 - *Michot, P., 1980. Belgique. Introduction à la géologie générale. Excursion 211A. Livret-guide du 26ème Congrès géologique international de Paris, 487-576.
 - Moorkens, T., 1972. Foraminifera uit het stratotype van het Montiaan en uit de onderliggende lagen van de boring te Obourg (met een overzicht van de stratigrafie van het Paleoceen van België). *Natuurwet. Tijdschr.*, 54, 117-127.
 - [Mottequin, B., 2004](#). Paléocéologie et interprétation sédimentologique du " marbre noir " de Denée (Viséen inférieur, Belgique). *Geologica Belgica*, 7 (1-2), 3-19.
 - Mottequin, B., 2008. The "black marble" of Denée, a fossil conservation deposit from the Lower Carboniferous (Viséen) of southern Belgium. *Geological Journal*, 43, 197-208.
 - Nicaise, D., Dupuis, C., 1997. L'halloysite des crytokarsts néogènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse et du Condroz (Belgique). *Région Wallonne*, inédit, 134 pp.
 - *Oncken, O., Plesch, A., Weber, J., Ricken, W., Schrader, S., 2000. Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). *Geological Society of London, Special Publications*, 179, 199-216.
 - Pacyna, D., 2004. Effondrements de terrain causés par d'anciennes exploitations souterraines de marne et phosphate. *Revue Architrave*, 151, 10-12.
 - Paproth, E., Conil, R., Bless, M., Boonen, P., Bouckaert, J., Carpentier, N., Coen, M., Delcambre, B., Deprijck, C., Deuzon, S., Dreesen, R., Groessens, E., Hance, L., Hennebert, M., Hibo, D., Hahn, G., Hilaire, O., Kasig, W., Laloux, M., Lauwers, A., Lees, A., Lys, M., Op de Beek, K., Overlau, P., Pirlet, H., Poty, E., Ramsbottom, W., Streel, M., Swennen, R., Thorez, J., Vanguestaine, M., Van Steenwinkel, M., Vieslet, J.L., 1983a. Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium. A review. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 106, 185-239.
 - Paproth, E., Duser, M., Bless, M., Bouckaert, J., Delmer, A., Fairon-Demaret, M., Houleberghs, E., Laloux, M., Piérard, P., Somers, Y., Streel, M., Thorez, J., Tricot, J., 1983b. Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium. A review. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 106, 241-283.
 - Pingot, J.L., Cornet, C., Pacyna, D., Tourneur, F. & Vanneste, C., 2009. Sentier géologique à la Citadelle de Namur. Service public de Wallonie, 61 pp.
 - Piqué, A., Huon, S., Clauer, N., 1984. La schistosité hercynienne et le métamorphisme associé dans la vallée de la Meuse, entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. belge Géol.*, 93, 55-70.
 - Pissart, A., 1995. L'Ardenne sous le joug du froid. Le modelé périglaciaire du Massif ardennais. In Demoulin, A. (Ed.): *L'Ardenne. Essai de géographie physique. Hommage au Professeur A. Pissart. Chauveheid, Liège-Stavelot*, 136-154.
 - Poty, E., 1980. Evolution and drowning of paleokarst in Frasnian carbonates at Visé, Belgium. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 32-7, 53-55.
 - [Poty, E., 1991](#). Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 265-275.
 - *Poty, E. & Chevalier, E., 2004. L'activité extractive en Wallonie. Situation actuelle et perspectives. Ministère de la Région wallonne. 85 pp.
 - Poty, E. & Chevalier, E., 2007. Late Frasnian Phillipsastreid biostromes in Belgium. In Álvaro J.J., Aretz, M., Boulvain F., Munnecke A., Vachard D. & Vennin E., 2007. Palaeozoic Reefs and Bioaccumulations: Climatic and Evolutionary Controls. *Geol. Soc., London, Special Publications*, 275, 143-161.
 - [Poty, E. & Hance, L., 2006](#). Livian. In L. Dejonghe (Ed.): Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent area. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 133-138.
 - Raoult, J-F. & Meilliez, F., 1987. The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse River., *J. of Structural Geology*, 9, 473-479.
 - Rat, P., 1974. Visages de la France entre l'orogénèse hercynienne et l'orogénèse alpine. In *Géologie de la France*, Vol. 1, Doin Ed, 42-62.
 - [Robaszynski, F., 2006](#). Maastrichtian. In L. Dejonghe (Ed.): Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent area. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 63-72.
 - [Robaszynski, F., Dhondt, A., Jagt, J.W.M., 2002](#). Cretaceous lithostratigraphic units (Belgium). In Bultynck & Dejonghe, eds., *Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium*. *Geologica Belgica*, 4, 121-134.
 - *Robaszynski, F., Dupuis, C., 1983. Belgique. "Guides géologiques régionaux", Masson, 204 pp.
 - Russo Ermolli, E., 1991. Datation palynologique de gisements tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse. Essai de reconstitution des paléoenvironnements et des paléoclimats. *Professional Paper Service géologique de Belgique*, 245, 40 pp.
 - [Schavemaker, Y., De Bresser, J.H.P., Van Baelen, H. & Sintubin, M., 2012](#). Geometry and kinematics of the low-grade metamorphic "Herbeumont shear zone" in the High-Ardenne slate belt (Belgium). *Geologica Belgica*, 15, 126-136.
 - Servais, T., Vanguestaine, M., Herbosch, A., 1993. Review of the stratigraphy of the Ordovician in the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, 130, 699-

710.

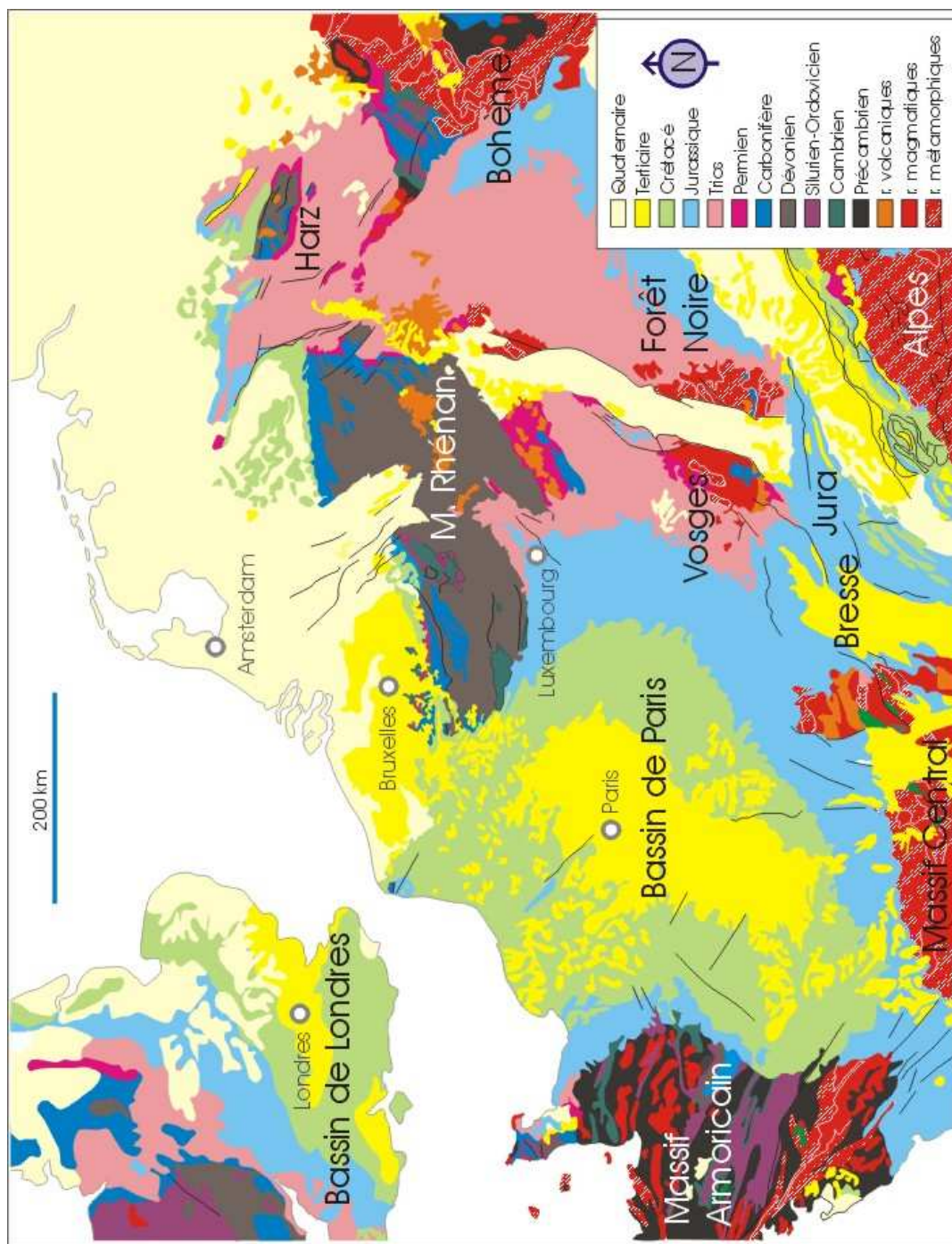
- Sintubin, M., 1999. Arcuate fold and cleavage patterns in the southeastern part of the Anglo-Brabant Fold Belt (Belgium) : tectonic implications. *Tectonophysics*, 309, 81-97.
- Sintubin, M. & Everaerts, M., 2002. A compressional wedge model for the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant Belt (Belgium) based on potential field data. *Geological Society of London, Special Publications*, 201, 327-343.
- Sintubin, M., Debacker, T., & Verniers, J., 2002. The tectonometamorphic history of the Brabant Massif (Belgium): the state of the art. *Aardk. Mededel.*, 12, 69-72.
- Sintubin, M., Debacker, T., & Van Baelen, H., 2009. Early Palaeozoic orogenic events north of the Rheic suture (Brabant, Ardenne): a review. *C.R. Geosciences*, 341, 156-173.
- *Société Géologique de Belgique, 1954. *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. 826 pp.
- Soper, N.J., England, R.W., Snyder, D.B., Ryan, P.D., 1992. Iapetus suture zone in England, Scotland and eastern Ireland : a reconciliation of geological and deep seismic data. *J. Geol. Soc. Lond.*, 149, 697-700.
- Soyer, J., 1978. Les sables tertiaires de l'Entre-Sambre-et-Meuse condrusien. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 101, 93-100.
- [Steemans, P., 1989](#). Paléogéographie de l'Eodévonnien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112, 103-119.
- Steurbaut, E., 1998. High-resolution chronostratigraphy of Middle Paleocene to Early strata in Belgium and adjacent areas. *Palaeontographica Abt. A.*, 247, 91-156.
- [Steurbaut, E., 2006](#). Ypresian. In L. Dejonghe (Ed.): *Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent area*. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 73-93.
- Steurbaut, E., Magioncalda, R., Dupuis, C., Van Simaëys, S., Roche, E., Roche, M., 2003a. Palynology, paleoenvironments, and organic carbon isotope evolution in lagoonal Paleocene-Eocene boundary settings in North Belgium. *Geological Society of America Special Paper* 369, 291-317.
- Steurbaut, E., Dupuis, C. & Jacobs, P., 2003b. Field Guide to the Ypresian Stratotype. *International Subcommission on Paleogene Stratigraphy*. 50 pp.
- *Tarbuck, E.J. & Lutgens, F.K., 1999. *Earth: an introduction to Physical Geology*. Prentice Hall., 638 pp.
- [Thorez, J., Dreesen, R., 1986](#). A model of a regressive depositional system around the old red continent as exemplified by a field trip in the upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 109, 285-323.
- [Thorez, J., Dreesen, R. & Streel, M., 2006](#). Famennian. In L. Dejonghe (Ed.): *Current status of chronostratigraphic units named from Belgium and adjacent area*. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 27-45.
- Tait, J.A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt : palaeomagnetic and geological constraints. *Geol. Rundsch.*, 86, 585-598.
- Thorez, J., Streel, M., Bouckaert, J., Bless, M., 1977. Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinorium de Dinant (Belgique) au Famennien supérieur : un modèle de bassin sédimentaire reconstitué par analyse pluridisciplinaire sédimentologique et micropaléontologique. *Meded. Rijks. Geol. Dienst.*, 28, 17-28.
- Vanbrabant, Y., Jongmans, D., Hassani, R. & Bellino, D., 1999. An application of two-dimensional finite-element modelling for studying the deformation of the Variscan fold-and-thrust belt (Belgium). *Tectonophysics*, 309, 141-159.
- Vanbrabant, Y., 2001. *Evolution géodynamique de la partie orientale de l'allochtone ardennais*. Thèse de doctorat, Université de Liège, 350 pp., non publié.
- Vandenberghe, N., Laga, P., Steurbaut, E., Hardenbol, J., Vail, P.R., 1998. Tertiary sequence stratigraphy at the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publications, 60, 119-154.
- Vandenberghe, N., Van Simaëys, S., Steurbaut, E., Jagt, J.W.M., & Felder, P.J., 2004. Stratigraphic architecture of the Upper Cretaceous and Cenozoic along the southern border of the North Sea Basin in Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 83, 155-171.
- [Van den Bril, K. & Swennen, R., 2009](#). Sedimentological control on carbonate cementation in the Luxembourg Sandstone Formation. *Geologica Belgica*, 12, 3-23.
- Vandenvén, G., 1993. Banque de données des publications de la Société géologique de Belgique. 1-Livret-guide. *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 1993 (7), 265, 24 pp.
- Vandenvén, G., 1993b. Banque de données des publications de la Société géologique de Belgique. 2-Bibliographie "par carte géologique". *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 1993 (8), 266, 175 pp.
- Vandenvén, G., 1994. Banque de données des publications du Service géologique de Belgique. *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 1994 (6), 273, 65 pp.
- Vandenvén, G., 1995. Banque de données des publications de la Société belge de Géologie. *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 1995 (4), 279, 149 pp.
- Vander Auwera, J., André, L., 1985. Sur le milieu de dépôt, l'origine des matériaux et le faciès métamorphique de l'Assise de Tubize (Massif de Brabant, Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 94, 171-184.
- Vandycke, S., 2002. Paleostress records in Cretaceous formations in NW Europe: extensional and strike-slip events in relationships with Cretaceous-Tertiary inversion tectonics. *Tectonophysics*, 357, 119-136.
- Vandycke, S., Bergerat, F., Dupuis, C., 1991. Meso-Cenozoic faulting and inferred palaeostresses in the Mons Basin, Belgium. *Tectonophysics*, 192, 261-271.
- Van Grootel, G., Verniers, J., Geerkens, B., Laduron, D., Verhaeren, M., Hertogen, J., De Vos, W., 1997. Timing of magmatism, foreland basin development, metamorphism and inversion in the Anglo-Brabant fold belt. *Geol. Mag.*, 134, 607-616.
- [Vanguestaine, M. 1992](#). Biostratigraphie par acritarches du Cambro-ordovicien de Belgique et des régions limitrophes: synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 115, 1-18.
- [Vanguestaine, M. & Léonard, R., 2005](#). New biostratigraphic and chronostratigraphic data from the Sautou Formation and adjacent strata (Cambrian, Givonne Inlier, Revin Group, Northern France) and some lithostratigraphic and tectonic implications. *Geologica Belgica*, 8/4, 131-144.
- [Van Hulten, F.F.N., 2012](#). Devonian-carboniferous carbonate platform systems of the Netherlands. *Geologica Belgica*, 15, 284-296.
- Vanmeirhaeghe, J. & Verniers, J., 2004. Chitinozoan bio- and lithostratigraphical study of the Ashgill Fosses and Génicot Formations (Condroz Inlier, Belgium). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 130, 241-267.
- Van Steenwinkel, M. 1980. Sedimentation and conodont stratigraphy of the Hastière Limestone, Lowermost Dinantian, Anseremme, Belgium. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 32, 30-33.
- *Van Vliet-Lanoë, B., Vandenberghe, N., Laurent, M., Laignel, B., Lauriat-Rage, A., Louwye, S., Mansy, J.L., Mercier, D., Hallégouët, B., Laga, P., Laquement, F., Meilliez, F., Michel, Y., Moguedet, G., Vidier, J.P., 2002. Paleogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, 24, 511-541.
- [Verniers, J., Van Grootel, G., 1991](#). Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 163-193.
- [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 Bultynck & Dejonghe, eds., *Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium*, *Geologica Belgica*, 4 (1-2), 5-38.
- *Verniers, J., Pharaoh, T., André, L., Debacker, T., De Vos, W., Everaerts, M., Herbosch, A., Samuelson, J., Sintubin, M., Vecoli, M., 2002. The Cambrian to Mid-Devonian basin development and deformation history of Eastern Avalonia, east of the Midlands Microcraton: new data and review.

Geological Society of London, Special Publications, 201, 47-93.

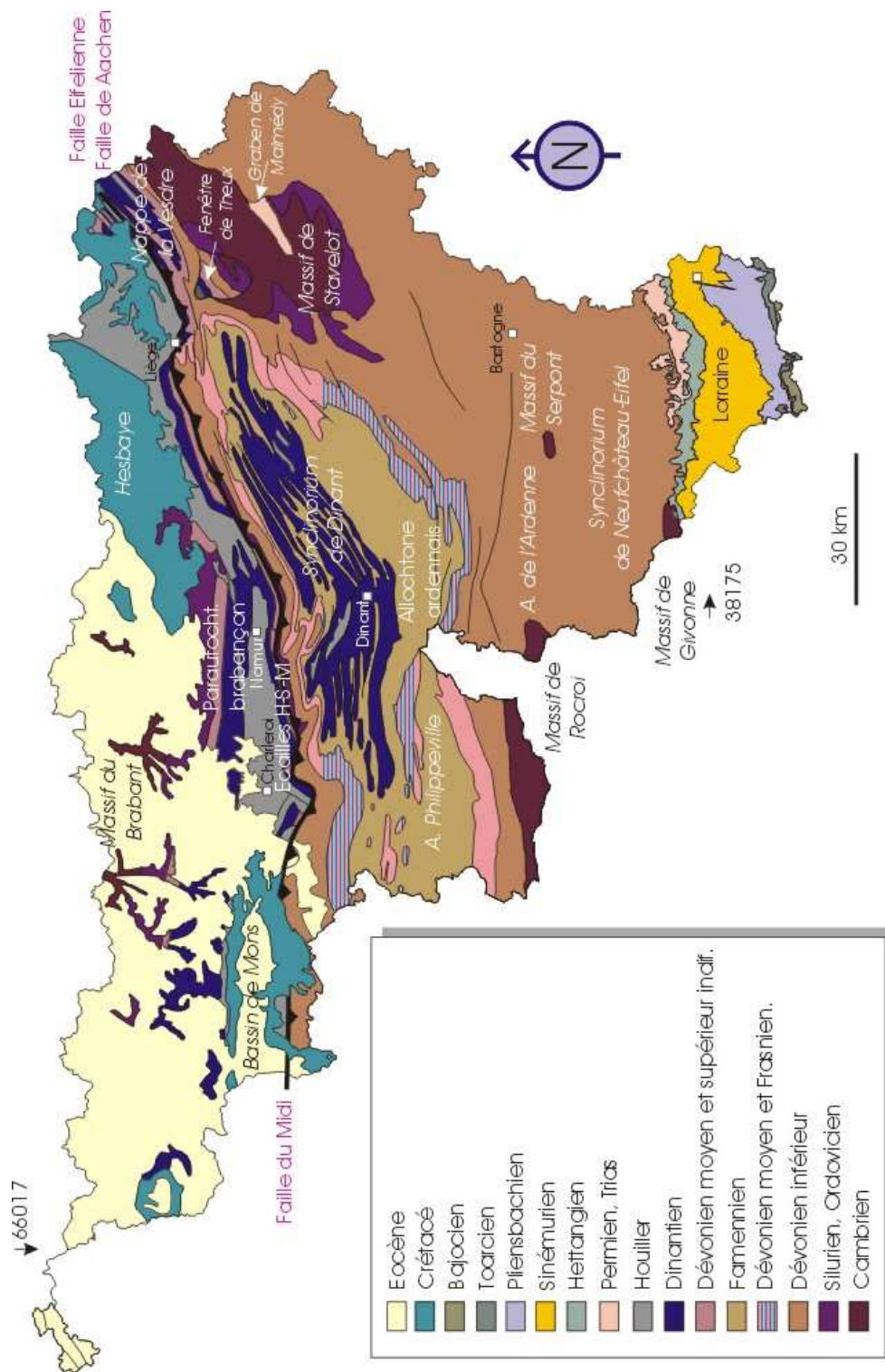
- Von Hoegen, J., Kramm, U. & Walter, R., 1990. The Brabant Massif as part of Armorica/gondwana: U-Pb isotopic evidence from detrital zircons. *Tectonophysics*, 185, 37-50.
- *Waterlot, G., 1974. Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (Ardenne et Boulonnais). In *Géologie de la France*, Vol. 1. Doin Ed., 42-62.
- *Waterlot, G., Beugnies, A., Bintz, J., 1973. Ardenne, Luxembourg. "Guides géologiques régionaux", Masson, 206 pp.
- Winkelmolen, A.M., 1972. Shape sorting in Lower Oligocene, Northern Belgium, *Sediment. Geol.*, 7, 183-227.
- Wong, Th. E., de Lugt, I.R., Kuhlmann, C. & Overeem, I., 2007. Tertiary in Geology of the Netherlands. Edited by Wong, Th.E., Batjes, D.A.J. & de Jager, J. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, 151-171.
- [Yans, J., 2003](#). An overview of the saprolites of Belgium and their potential kaolinitic supplies to Mesozoic and Cainozoic sediments. *Géologie de la France*, 1, 33-37.
- Yans, J., 2007. Lithostratigraphie, minéralogie et diagenèse des sédiments à faciès wealdien du Bassin de Mons (Belgique). *Acad. r. Belgique, Cl. des Sciences*, 3e série, 9, 2046, 178 pp.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to Present. *Science*, 292, 686-693.
- Zachos, J.C., Quinn, T.M. & Salamy, S., 1996. High-resolution (104 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene - Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11, 251 - 266.
- *Ziegler, P.A., 1982. Geological atlas of the Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 130 pp. et 40 planches hors-texte

*: ouvrages de synthèse.

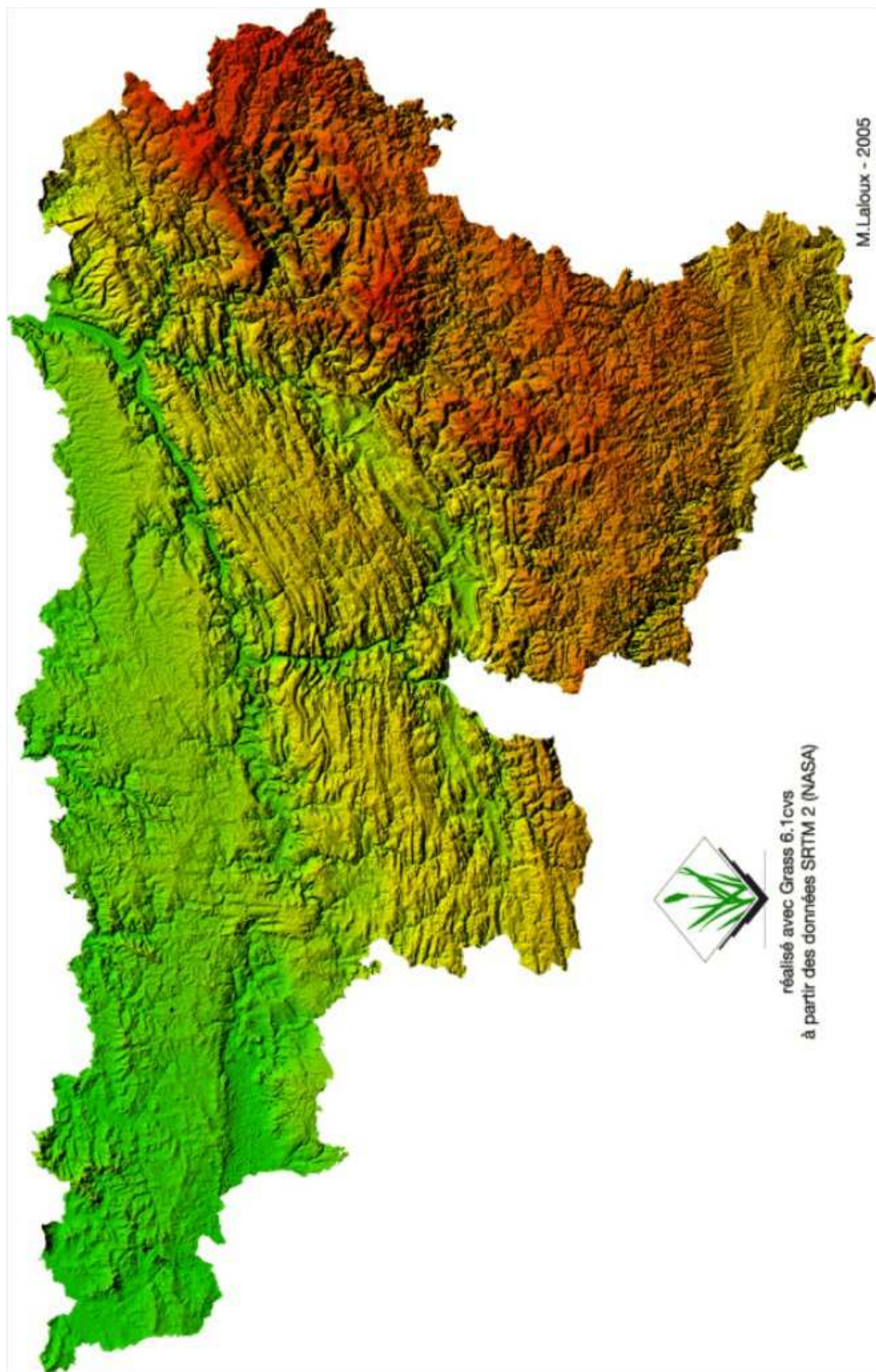
ANNEXE 1: GEOLOGIE DE LA BELGIQUE ET DES PAYS LIMITROPHES



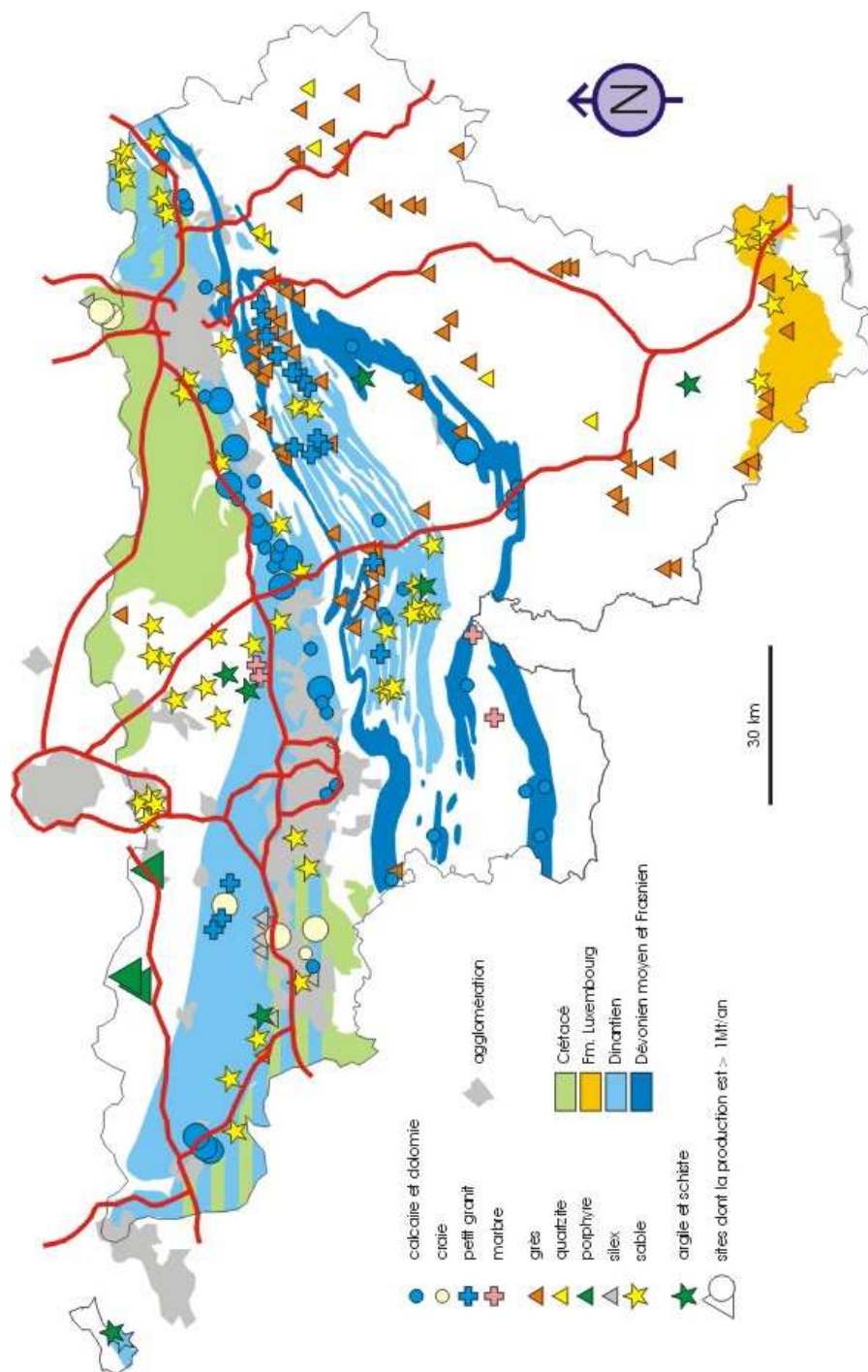
ANNEXE 2: GEOLOGIE DE LA WALLONIE



ANNEXE 3: RELIEF DE LA WALLONIE



ANNEXE 4: CARRIERES DE LA WALLONIE



ANNEXE 5: GISEMENTS METALLIFERES DE LA WALLONIE

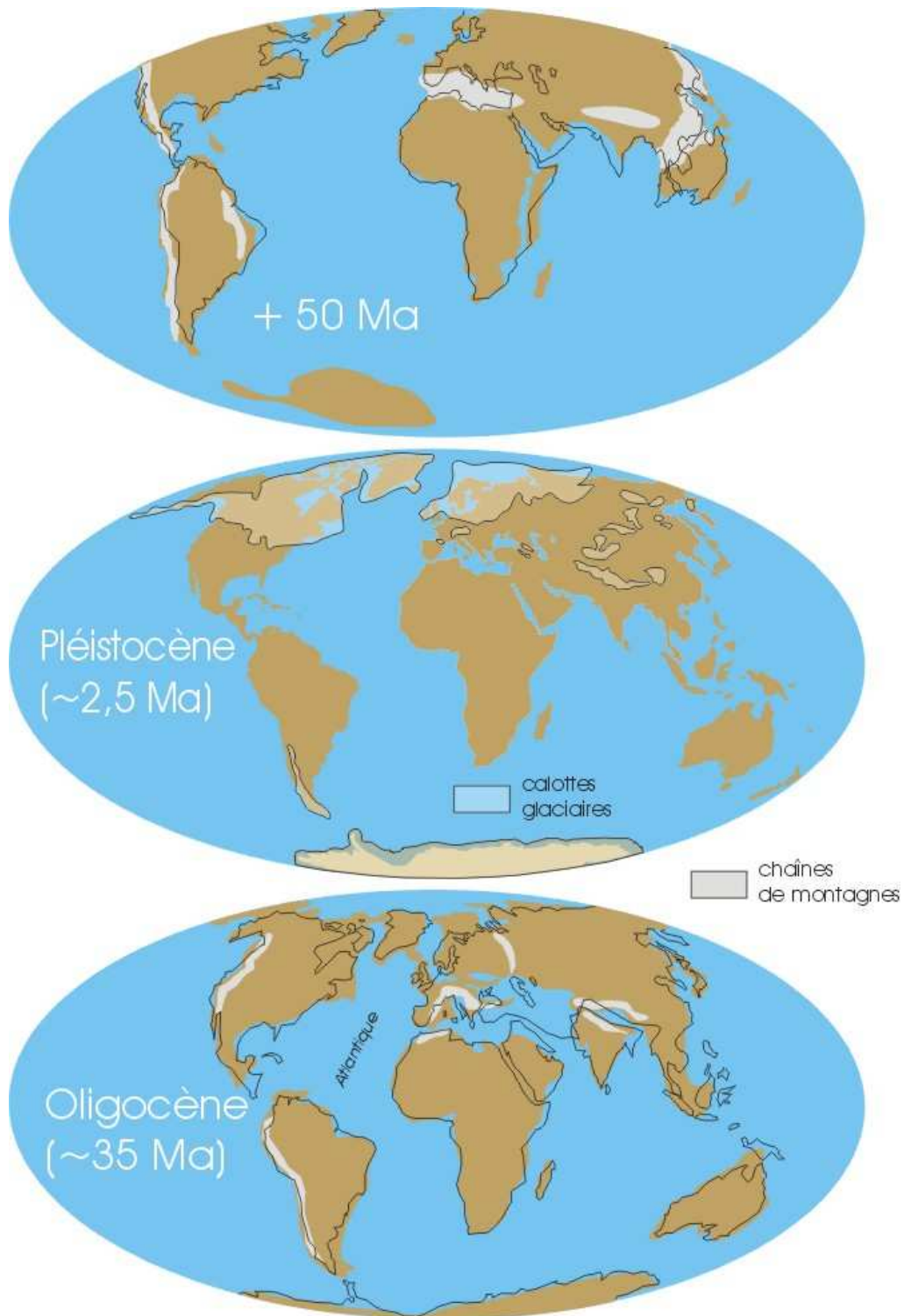


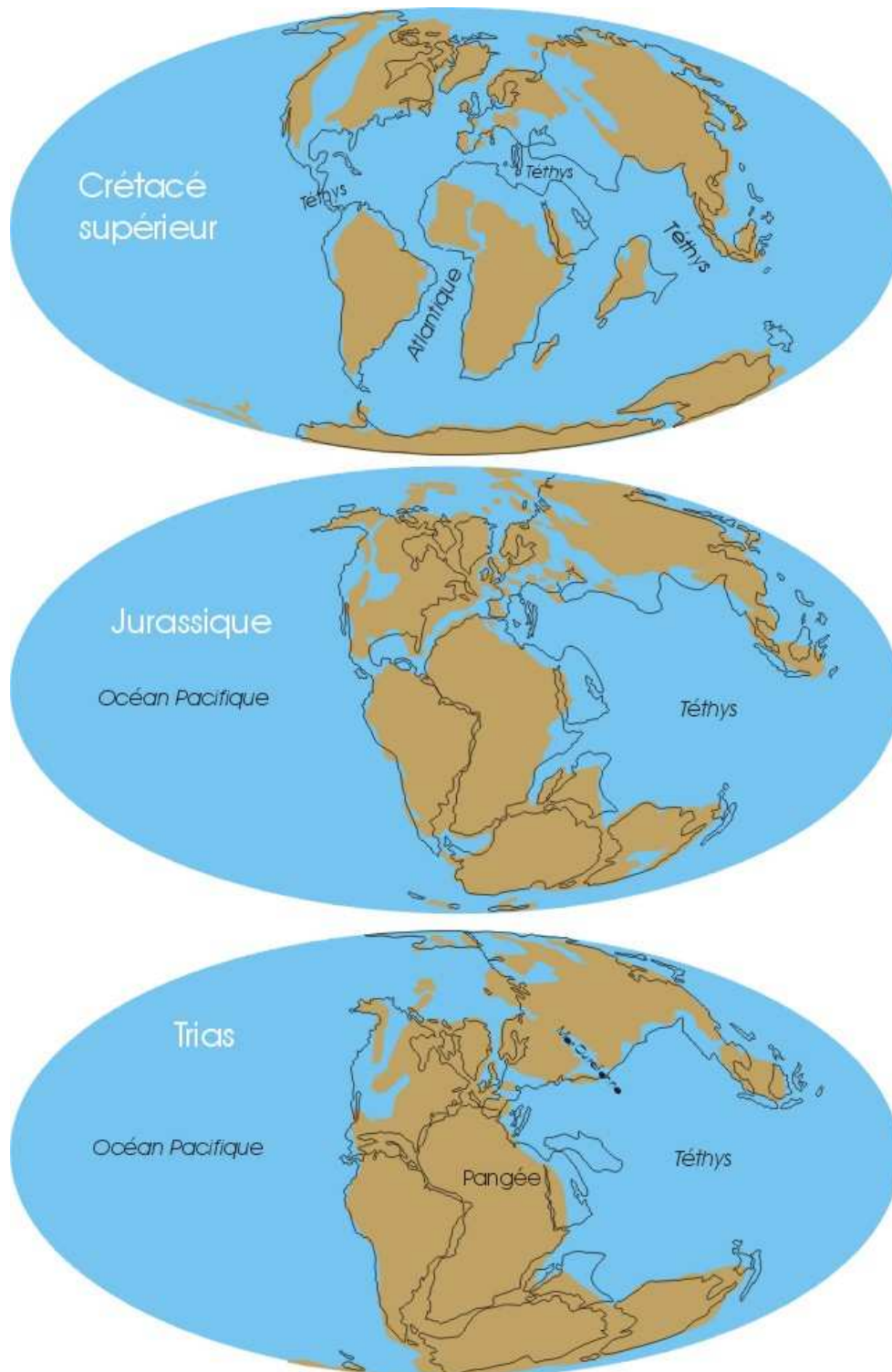
25/04/2013

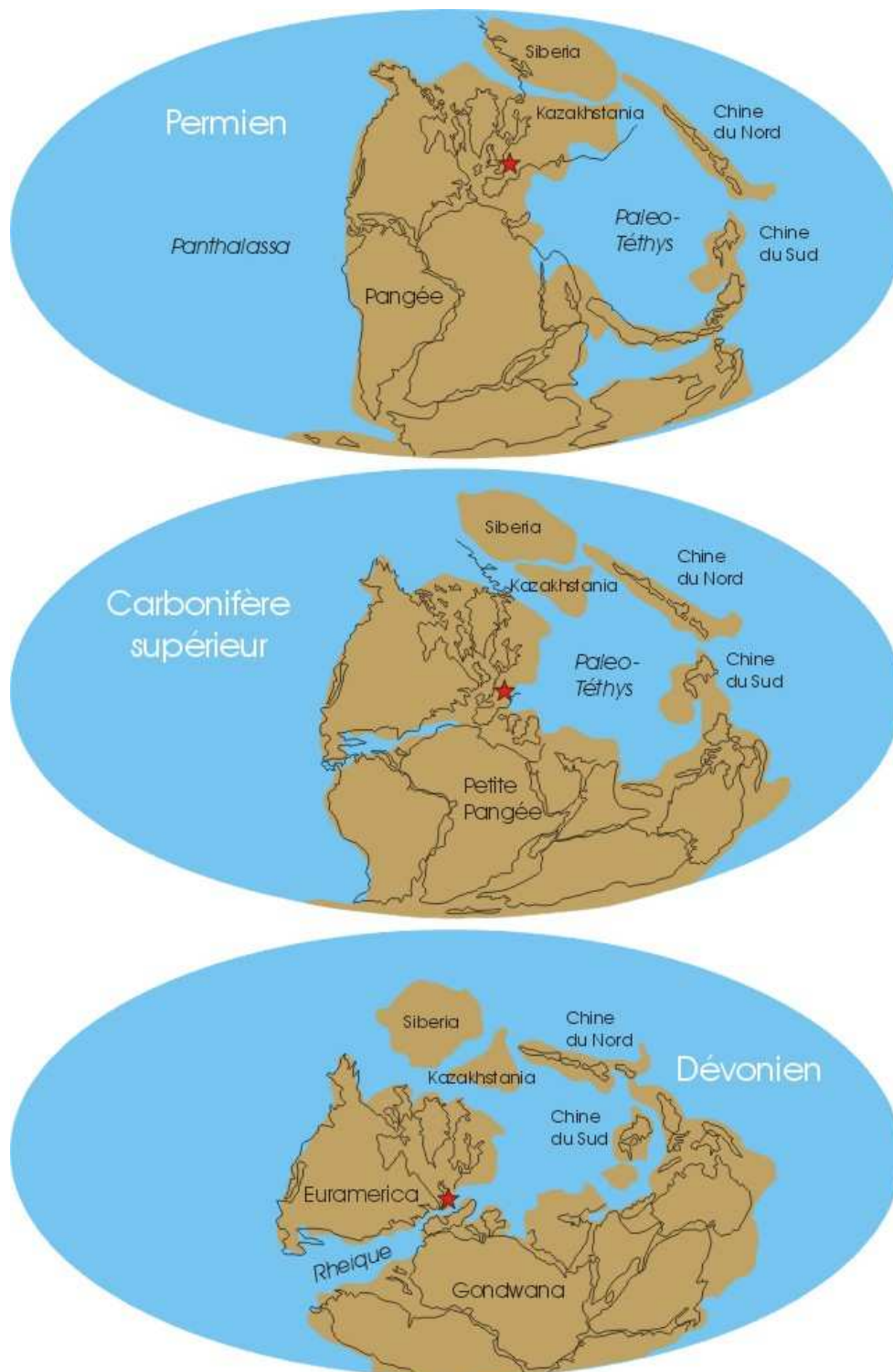
ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE BELGIQUE							
AGE M.a	ÈRE	SYSTÈME	SÉRIE	ÉTAGE	ANCIENS NOMS		
0.01	CÉNOZOÏQUE	QUATERNAIRE	HOLOCÈNE		FLANDRIEN		
2.6			PLÉISTOCÈNE				
5.3		NÉOGÈNE	PLIOCÈNE	PLAISANCIEN ZANCLÈNE	SCALDISIEN		
23			MIOCÈNE	MESSINIEN TORTONIEN SERRAVALIEN LANGHIEN BURDIGALIEN AQUITANIEN	DIESTIEN ANVERSIEN HOUTHALIEN		
34				CHATTIEN RUPELIEN			
56				PARISIEN BARTONIEN LUTÉTIEN YPRESIEN	TONGRIEN LEBIEU BRUXELLIEN		
65		MÉSOZOÏQUE	PALÉOÈNE	THAMETIEN SÉLANDIEN DANIEN	LANDONIEN MONTIEN		
100				CRÉTACÉ		SUPERIEUR	MAASTRICHTIEN CAMPAIEN SANTONIEN COGNACIEN TURIEN CÉNOMANIEN
145			JURASSIQUE	INFERIEUR	ALBIEN APTIEN BARREMIEN HAUTERIVIEN VALANGINIEN BERRIASIEN		
161				MALM			
176				DOGGER	CALLOVIEN BATHONIEN SALICIEN ALENIEN		
200	LIAS			TOARCIEN PLIENSACHIEN SINEMURIEN HETTANGIEN			
251	TRIAS			RHETIEN	KEUPER MUSCHELKALK BUNTSANDSTEIN		
299	PERMIEN						
318	PALÉOZOÏQUE		CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	GZHELIEN KAZIMOVIAN MOSCOWIEN BASHKIRIEN	STEPHANIEN	SILÉSIEN
325							
328						NAMURIEN	
345		MISSISSIPPIEN		VIÉEN TOURNAISIEN	WARNANTIEN LIMON MOLINACIEN IVOIRIEN HASTARIEN	DINANTIEN	
359		DÉVONIEN	SUPÉRIEUR	FAMENNIEN FRASNIEN	STRUNIEN		
385			MOYEN	GRVETIEN EIFELIEN	COULVINIEN		
397			INFÉRIEUR	EMSIEN PRAGIEN LOCHHOVIEN	SIEGENIEN GEDINIEN		
416		SILURIEN	PRIDOLI				
444			LUDLOW	LUDFORDIEN GORSTIEN HOMERIEN SHEINWOODIEN			
			WENLOCK	TELYCHTEN AERONIEN RHUDDANIEN			
	LLANDOVERY		WIRNANTIEN KATIEN				
488	ORDOVICIEN	SUPÉRIEUR	SANDSIEN DARRIVILLIEN DAPHINGIEN FLOIEN TREMADOCCIEN	SALMIEN			
		MOYEN					
		INFÉRIEUR					
542	CAMBRIEN	SUPÉRIEUR MOYEN INFÉRIEUR		REVINIEN DEVILLIEN			
	PRÉCAMBRIEN						

ANNEXE 7: CARTES PALEO GEOGRAPHIQUES GLOBALES

(cf. également <http://www.scotese.com/>)









AUTRES COURS EN LIGNE/OUVRAGES:

[géologie de terrain](#)

[sédimentologie](#)

[compléments de pétrologie sédimentaire](#)

[processus sédimentaires](#)

[une brève histoire de la géologie](#)

[excursions](#)

[notes de TP de pétrologie sédimentaire](#)

[Accueil](#) | [Recherche](#) | [Enseignement](#) | [Publications](#) | [Autre chose...](#)

Homepage Université de Liège: <http://www.ulg.ac.be>

Homepage Faculté des Sciences: <http://www.ulg.ac.be/facsc/>

Homepage Géologie: <http://www.ulg.ac.be/geolsed/geologie>

Responsable du site: fboulvain@ulg.ac.be

Date de dernière mise à jour : 14/3/2013

Pétrologie sédimentaire, B20, Université de Liège, B-4000 Liège

Département de Géologie



Université
de Liège

