

Université de Liège
Faculté des Sciences
Département de Géologie



Une introduction à la GEOLOGIE de la WALLONIE



Forêts et pâtures sur des terrains schisteux du Dévonien Inférieur, Malvoisin. Aquarelle.

Pr Dr F. Boulvain, Dr J.-L. Pingot (UCL), 2024

TABLE DES MATIERES

I. Introduction	5
II. Du Cambrien au Silurien : le cycle calédonien en Wallonie	9
1. INTRODUCTION.....	9
2. LE CAMBRIEN	12
2.1. LE MASSIF DU BRABANT	13
2.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS.....	16
2.3. MATERIAUX EXPLOITES.....	20
3. L'ORDOVICIEN.....	20
3.1. LE MASSIF DU BRABANT	20
3.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS.....	24
3.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDROZ	25
3.4. LA TECTONIQUE	28
3.5. MATERIAUX EXPLOITES.....	28
4. LE SILURIEN.....	28
4.1. LE MASSIF DU BRABANT	28
4.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS.....	29
4.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDROZ	29
4.4. LA TECTONIQUE	31
4.5. LE METAMORPHISME CALEDONIEN	35
III. Du Dévonien au Carbonifère : le cycle varisque en Wallonie	37
1. INTRODUCTION.....	37
2. LE DEVONIEN INFERIEUR.....	37
2.1. LE LOCHKOVIEN	39
2.2. LE PRAGUIEN.....	45
2.3. L'EMSIEN	49
2.4. MATERIAUX EXPLOITES.....	52
3. LE DEVONIEN MOYEN.....	52
3.1. L'EIFELIEN	52
3.2. LE GIVETIEN	56
3.3. MAGMATISME ET TECTONIQUE	62
3.4. MATERIAUX EXPLOITES.....	62
4. LE DEVONIEN SUPERIEUR.....	63
4.1. LE FRASNIEN.....	63
4.2. LE FAMENNIEN.....	74

4.3. MATERIAUX EXPLOITES.....	79
5. LE CARBONIFERE	80
5.1. INTRODUCTION.....	80
5.2. LE DINANTIEN	81
5.3. LE NAMURIEN.....	99
5.4. LE WESTPHALIEN	101
5.5. MATERIAUX EXPLOITES.....	102
6. L'OROGENESE VARISQUE.....	104
6.1. INTRODUCTION.....	104
6.2. CHEVAUCHEMENT FRONTAL VARISQUE ET ALLOCHTONE ARDENNAIS	106
6.3. STYLE DES DEFORMATIONS DANS LE DOMAINE VARISQUE EN WALLONIE..	108
6.4. DEFORMATION VARISQUE DANS LES BASSINS HOUILLERS	117
6.5. DEFORMATION VARISQUE DANS LES MASSIFS CALEDONIENS ARDENNAIS .	119
6.6. CONCLUSIONS	120
7. LE METAMORPHISME VARISQUE.....	120
IV. Du Permien au Quaternaire : la Wallonie post-orogénique.....	122
1. INTRODUCTION.....	122
2. LE PERMIEN.....	123
3. LE MESOZOIQUE	123
3.1. INTRODUCTION.....	123
3.2. LE TRIAS.....	124
3.3. LE JURASSIQUE	128
3.4. LE CRETACE.....	134
3.5. MATERIAUX EXPLOITES.....	147
4. LE CENOZOIQUE	147
4.1. INTRODUCTION.....	147
4.2. LE PALEOCENE.....	148
4.3. L'EOCENE	154
4.4. L'OLIGOCENE.....	164
4.5. LE MIOCENE.....	167
4.6. LE PLIOCENE ET LE QUATERNAIRE.....	170
4.7. MATERIAUX EXPLOITES.....	173
BIBLIOGRAPHIE	175
ANNEXE 1 : GEOLOGIE DE LA BELGIQUE ET DES PAYS LIMITROPHES.....	190
ANNEXE 2 : GEOLOGIE DE LA WALLONIE.....	191
ANNEXE 3 : RELIEF DE LA WALLONIE	192

ANNEXE 4 : CARRIERES DE LA WALLONIE.....	193
ANNEXE 5 : GISEMENTS METALLIFERES DE LA WALLONIE.....	194
ANNEXE 6 : ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE LA BELGIQUE	195
ANNEXE 7 : CARTES PALEOGEOGRAPHIQUES GLOBALES	196

AVANT-PROPOS

Ce texte passe en revue les principales formations affleurant sur le territoire wallon. Le livre "*Genèse du sous-sol de la Wallonie*" par les mêmes auteurs correspond au présent cours. Une version allégée, centrée sur les matériaux utiles est également publiée ("*Pierres et marbres en Wallonie*", Boulvain & Tourneur, 2015). Une synthèse en anglais est aussi disponible (Boulvain & Vandenberghe, 2017).

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 données fonctionnant sur ce principe existe à la bibliothèque. Un ouvrage de synthèse reprenant toutes les formations de Belgique (Bultynck & Dejonghe, 2001) est également disponible à la bibliothèque et en ligne. Voir également le site de la Commission nationale de Stratigraphie qui reprend toutes les modifications ultérieures de la lithostratigraphie.

Parmi les ouvrages plus anciens, il faut citer le "Prodrome d'une description géologique de la Belgique" (1868) de Dewalque, "Géologie de la Belgique" (1881) de Murlon, "L'Ardenne" (1888) de Gosselet, consacré aux terrains paléozoïques, "Terrains, roches et fossiles de la Belgique" (1922) de Maillieux, "Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique" (1933) de Fourmarier et le monumental "Prodrome d'une description géologique de la Belgique" (1954), coordonné par Fourmarier. Depuis le second prodrome, il faut signaler le livret-guide "Belgique. Introduction à la géologie générale" (1980) de P. Michot et les guides géologiques régionaux "Ardenne Luxembourg" (1973) de Waterlot, Beugnies & Bintz et "Belgique" (1983) de Robaszynski & Dupuis.

Une définition de la plupart des noms de roches utilisés est proposée dans le lexique de géologie sédimentaire.

La complexité et la variété de la géologie de la Wallonie font que plus personne ne peut se prétendre spécialiste de tous ses aspects. Nous remercions donc ici très vivement les spécialistes qui ont bien voulu nous faire part de leurs remarques et conseils. Citons A. Herbosch pour le Calédonien, A. Delmer pour les bassins houillers, M. Hennebert pour le Crétacé du Bassin de Mons et A. Pissart et E. Juvigné pour le Quaternaire.

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 majeures (Figs I.1, I.2) : des massifs plissés du Paléozoïque Inférieur, des séries plissées du Dévonien et du Carbonifère, une série monoclinale du Trias et du Jurassique et enfin, une couverture subhorizontale du Crétacé au Cénozoïque. Les roches plissées du Paléozoïques sont elles-mêmes structurées en différentes unités tectono-sédimentaires qui sont, du nord au sud :

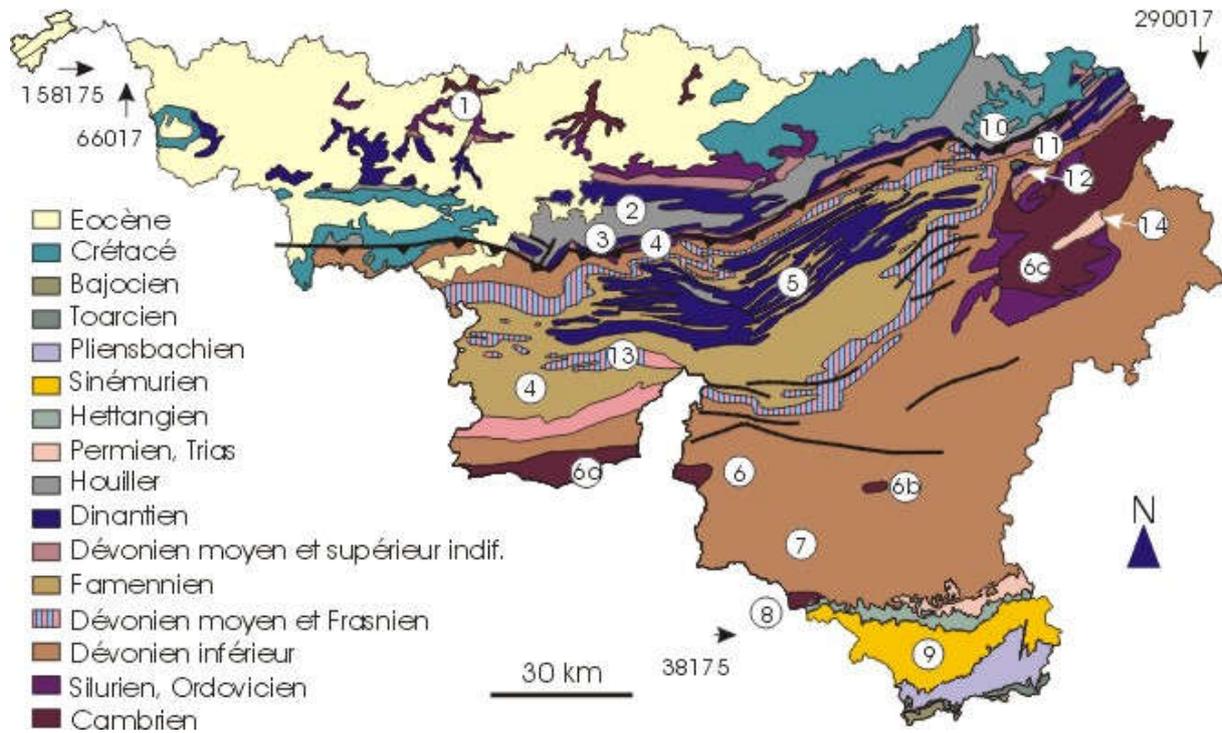


Fig. I.1 : carte géologique de la Wallonie. *Explication des chiffres dans le texte.* Une version plus grande de la même carte figure à l'annexe 2. L'annexe 1 permet de situer la Wallonie dans le contexte géologique de l'Europe du NW.

- 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, peu plissée, était auparavant considérée comme le flanc nord du "Synclinorium de Namur". Cette interprétation a été abandonnée, notamment à la lumière d'un profil sismique qui montre que les deux flancs de ce "synclinorium" sont constitués d'unités tectoniques différentes (Cornet, 1907 ; Mansy & Lacquement, 2002, 2006 ; Belanger *et al.*, 2012 ; Delmer, 2014). 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) (10) ;

- des **écailles tectoniques** à couches dévono-carbonifères (3) : ces écailles correspondaient dans l'ancienne interprétation au flanc sud en dressants renversés du "Synclinorium de Namur" ;

- la **Bande ordovico-silurienne du Condroz** (4), en partie intégrée aux écailles 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) et qui se prolonge vers l'est au sud du Massif de Stavelot ;

- 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 unités tectoniques principales 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 de poussée ;

- 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'Anticlinale de Givonne.

L'Allochtone ardennais est séparé des Ecailles 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 Eifélienne (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, justifiant le nom de **Faille du Midi-Eifel**. Une ondulation de ce charriage détermine une fenêtre dans l'allochtone (cf. Fig. I.3) : la **Fenêtre de Theux** (12).

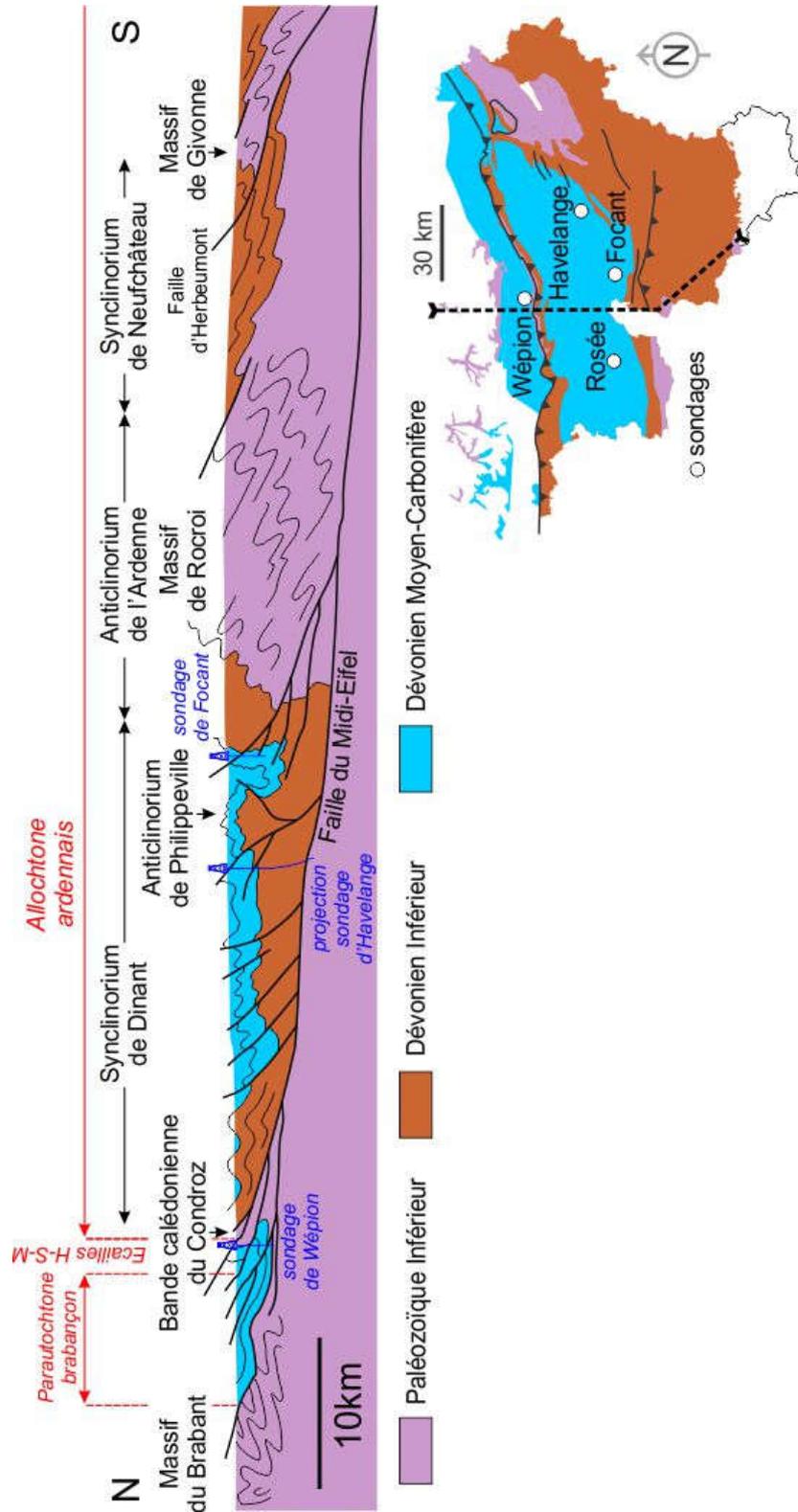


Fig. I.2 : coupe schématique de la Wallonie. Modifié d'après Herbosch (2021) et Sintubin et al. (2009).

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 qui s'étend du Silurien au Dévonien Inférieur.

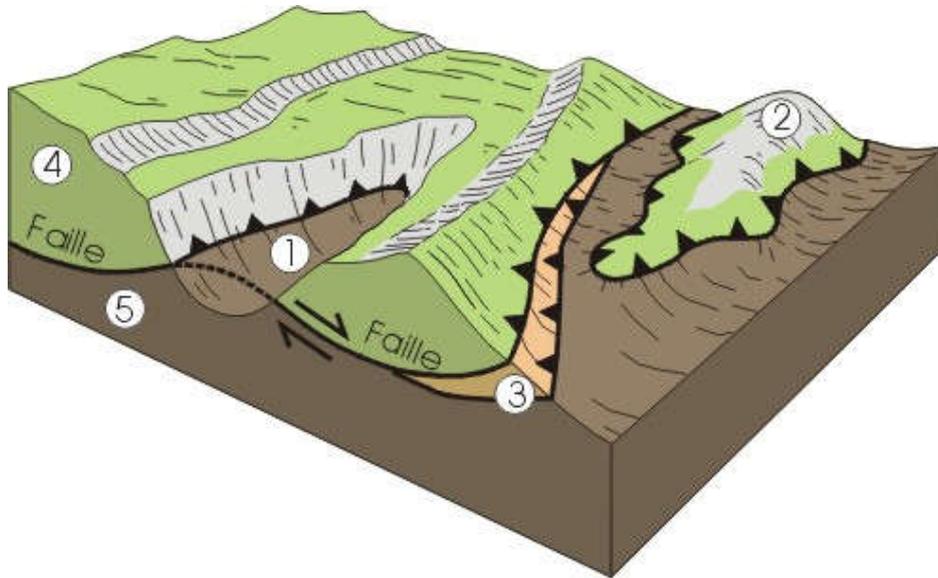


Fig. I.3 : éléments principaux d'une nappe de charriage. (1) fenêtre tectonique, (2) klippe, (3) lambeau de poussée, (4) allochtone, (5) autochtone ou parautochtone.

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 (Fig. II.2 ; annexe 7).

Dans les régions limitrophes (annexe 1), on observe du Paléozoïque Inférieur en Ecosse, 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 Bohême 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.

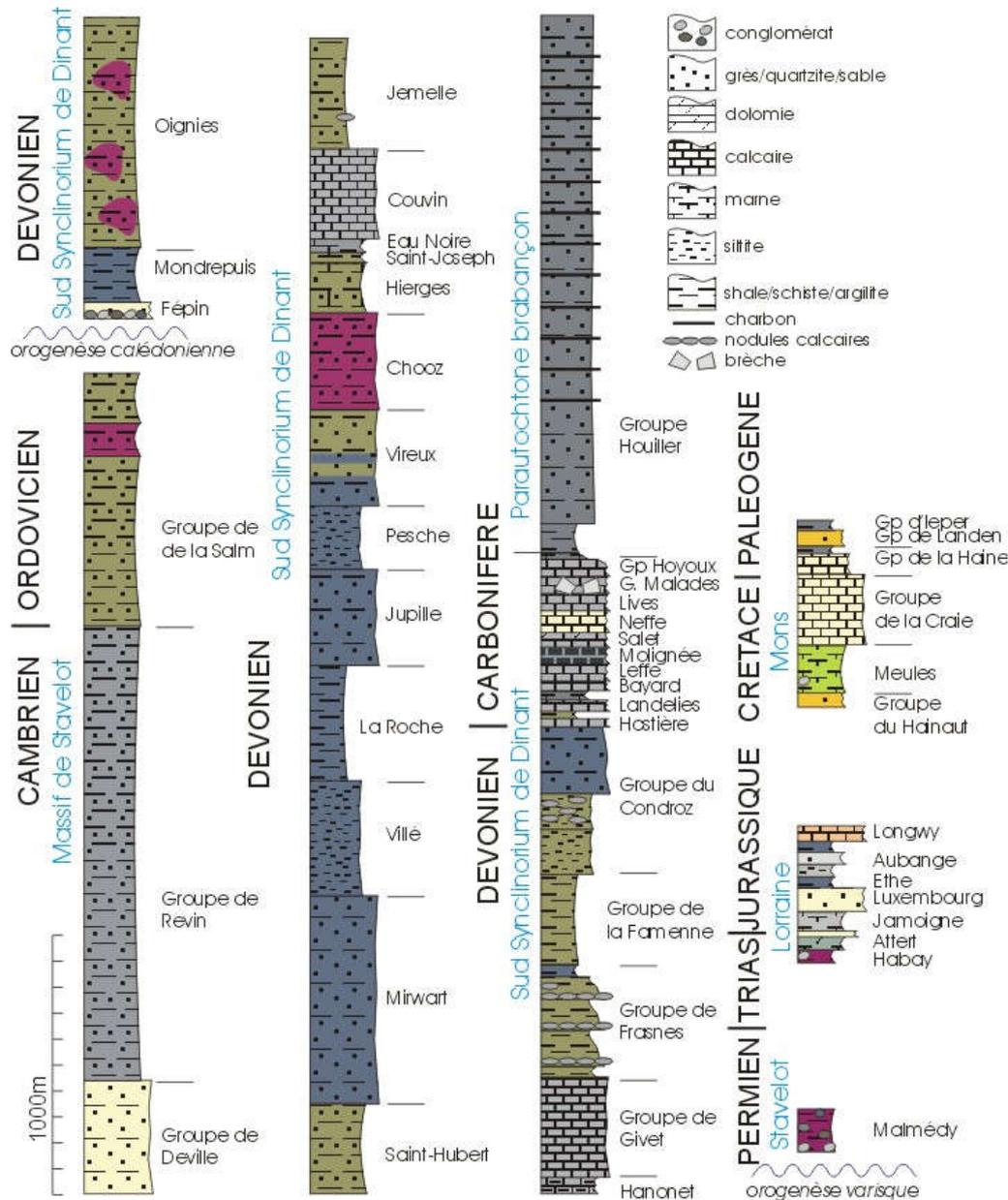


Fig. I.4 : représentation très schématique de la succession des formations en Wallonie. Chacune d'entre elles est caractérisée par sa lithologie et sa couleur dominante.

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 du Brabant se seraient déposées sur un socle cristallin d'âge supérieur à 1800 Ma (millions d'années), surmonté d'un matériel volcanique tholéiitique daté 900 Ma (André, 1991). Cette hypothèse est confirmée par les isotopes du Nd qui donnent un âge modèle de 1,3 à 1,7 Ga (milliards d'années) et par l'âge des zircons détritiques qui montrent une provenance gondwanienne panafricaine (Linnemann *et al.*, 2012). Ce socle apparaît en surface dans l'Hunsrück (Allemagne, Gneiss de

Wartenstein). Pour Sintubin *et al.* (2009), le socle qui se trouve sous le SW du Brabant et sous les Ardennes serait le prolongement méridional du microcraton des Midlands (Angleterre, cf. Fig. II.3).

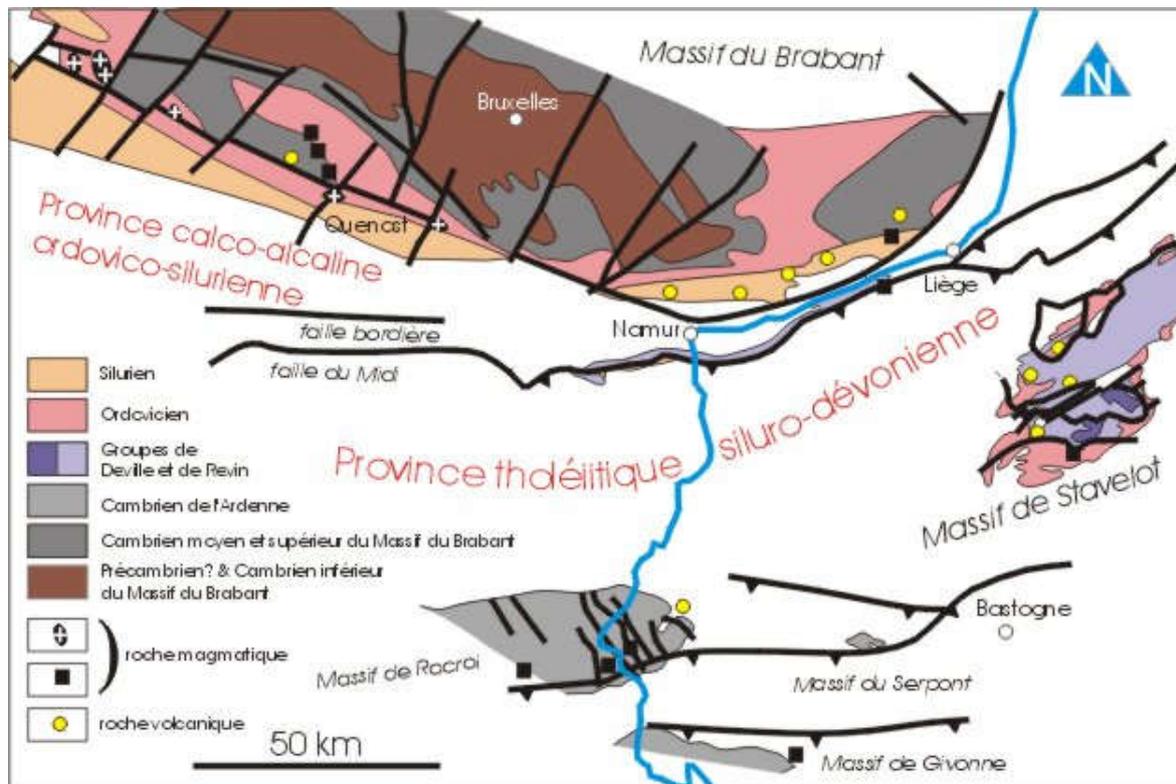


Fig. II.1 : carte géologique simplifiée du Massif du Brabant (sous la couverture méso-cénozoïque) et des massifs ardennais. Modifié d'après De Vos *et al.*, (1992).

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 pélagiques et turbiditiques). Ces séquences de 2^e ordre (10-100 Ma), liées à des changements du milieu de dépôt, sont la conséquence d'importantes modifications paléogéographiques induites par le déplacement de plaques continentales (Cocks & Torsvik, 2002).

La première mégaséquence s'étend du Cambrien inférieur jusqu'au Trémadocien. Elle englobe des sédiments mis en place dans un bassin de plus en plus profond, en contexte d'ouverture océanique. La fin de cette séquence, soulignée dans le Brabant et le Condroz par une inconformité, enregistrerait la séparation de deux plaques continentales.

Dans le Massif du Brabant, après un hiatus important, la deuxième mégaséquence débute au Dapingien et se termine au milieu du Katien. La sédimentation commence sur une plate-forme, probablement peu profonde et se termine par des faciès océaniques profonds. Dans le Massif de Stavelot, il ne semble pas y avoir de hiatus et la sédimentation commence sur la plate-forme pour s'approfondir ensuite rapidement. L'enregistrement sédimentaire s'arrête à la partie inférieure du Darriwilien.

La troisième mégaséquence, présente seulement dans le Massif du Brabant et la Bande du Condroz, débute au Katien et se termine à la fin du Silurien. Une sédimentation de plate-forme

peu profonde accompagnée d'un important épisode volcanique se prolonge par un approfondissement rapide, correspondant au développement d'un bassin d'avant-pays à turbidites distales et hémipélagites. Ce bassin a perduré au moins jusqu'au Pridoli et probablement jusqu'au Lochkovien inférieur.

La parenté entre les formations du Massif du Brabant, celles de la Bande du Condroz et les massifs ardennais permet d'évoquer un bassin de sédimentation commun avec une différenciation bathymétrique, la zone du Brabant étant la plus profonde, le Condroz jouant un rôle de haut-fond et l'Ardenne étant un peu moins profonde que le Brabant (Herbosch & Verniers, 2014 ; Herbosch *et al.*, 2020). On verra plus loin les implications géodynamiques de cette reconstitution.

La monotonie relative de la sédimentation terrigène du Paléozoïque Inférieur, avec ses phyllades, quartzites et quartzophyllades est interrompue par quelques niveaux conglomératiques et de rares intercalations bioclastiques 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 U/Pb sur zircons détritiques et sur zircons de roches volcaniques ont été récemment établies par Linnemann *et al.* (2012) (Herbosch *et al.*, 2020).

2. LE CAMBRIEN

Au cours du Cambrien, l'Europe est partagée en trois plaques continentales principales (Figs II.2, II.3, 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. A l'est, la plaque 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 (microplaque) située vers 60° de latitude sud qui va se séparer du Gondwana tout au début de l'Ordovicien. Deux parties se distinguent car elles sont maintenant séparées par l'Atlantique :

- une première unité orientale, correspondant au sud de l'Irlande, au Massif anglo-brabançon et à l'Ardenne ainsi qu'au Massif de Lüneburg-Mer du Nord, connu par sondages au nord de l'Allemagne et de la Pologne, sous la Mer du Nord et au sud du Danemark ;

- une deuxième unité occidentale, incluant une partie de la côte NE des USA, de la Nouvelle-Ecosse et de Terre-Neuve.

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. Elle ne se sépare du Gondwana que beaucoup plus tard, au Dévonien.

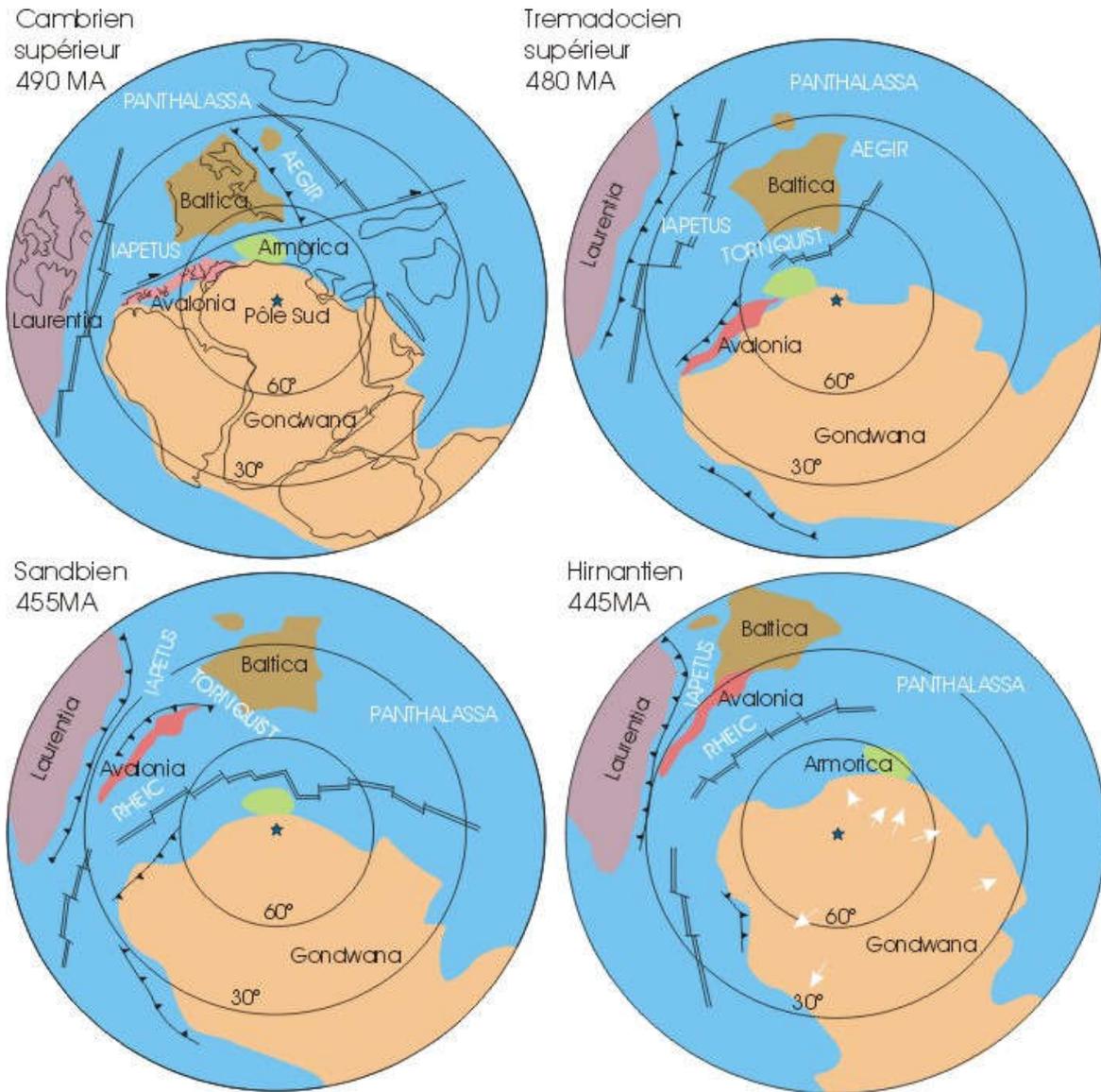


Fig. II.2 : paléogéographie au Paléozoïque Inférieur. Les flèches indiquent la direction des glaciers. Simplifié d'après Cocks & Torsvik 2002. Voir aussi les cartes paléogéographiques globales en annexe 7.

2.1. LE MASSIF DU BRABANT

Le socle brabançon n'affleure que dans les vallées entaillant les formations de couverture sur sa bordure SE : 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 ; Herbosch & Verniers, 2013, 2014). La Fig. II.5 présente une synthèse de ces travaux. Une nouvelle carte du Massif du Brabant, intégrant les derniers levés géologiques de détail est proposée par Herbosch & Debacker (2018).

Des sédiments terrigènes, dont l'âge s'étend du Cambrien inférieur au Silurien supérieur et même à l'extrême base du Dévonien, se déposent dans le Bassin du Brabant-Condruz. Ils proviennent de l'érosion de la chaîne panafricaine du Gondwana (Afrique du NW et Amazonie) au Cambrien (Von Hoegen *et al.*, 1990 ; Linnemann *et al.*, 2012) et du démantèlement d'un

complexe granito-gneissique essentiellement néoprotérozoïque formant le soubassement d'Avalonia au cours de l'Ordovicien (André *et al.*, 1986 ; Linnemann *et al.*, 2012).

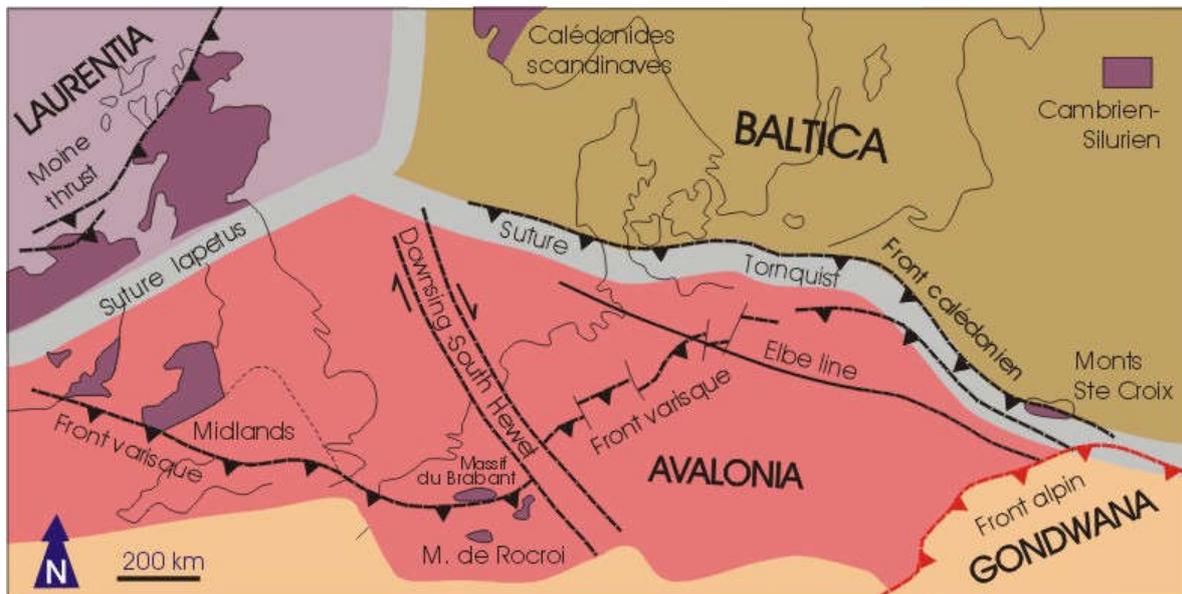


Fig. II.3 : situation actuelle des plaques continentales impliquées dans l'orogénèse calédonienne. Modifié d'après Soper *et al.* (1992).

Au départ, la sédimentation s'effectue dans un rift isolé (Fig. II.1, II.8 ; Legrand, 1968 ; Verniers *et al.*, 2002) qui évolue progressivement vers un bassin océanique relativement profond. 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 très subsident (rift), eux-mêmes suivis des grès, arkoses, greywackes et des schistes verts localement riches en magnétite de la Formation de Tubize (en tout plus de 4 km de sédiments). Dans cette dernière formation, des turbidites de forte densité, dont le matériel comporte des fragments de roches ignées, indiquent un environnement profond (Vander Auwera & André, 1985 ; Herbosch & Verniers, 2013).

Ces formations appartiennent à la partie supérieure du Cambrien inférieur, sur la base de traces de type *Oldhamia*, trouvées dans les formations de Blanmont et de Tubize (Herbosch & Verniers, 2011, 2013). Au-dessus, dans les vallées de la Senne et de la Dendre, la Formation d'Oisquercq (1 à 1,5 km d'épaisseur) renferme des schistes lie-de-vin puis verts. Les formations de Blanmont, Tubize et Oisquercq 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 Petite Gette, apparaît ensuite la Formation de Jodoigne, constituée d'alternances de grès et schistes noirs, correspondant à des turbidites et à des dépôts hémipélagiques (épaisseur ~4 km). Des arguments cartographiques, structuraux, stratigraphiques 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, le Cambrien supérieur (Furongien) est caractérisé par les schistes noirs, graphiteux, parfois finement laminaires (turbidites de faible densité) de la

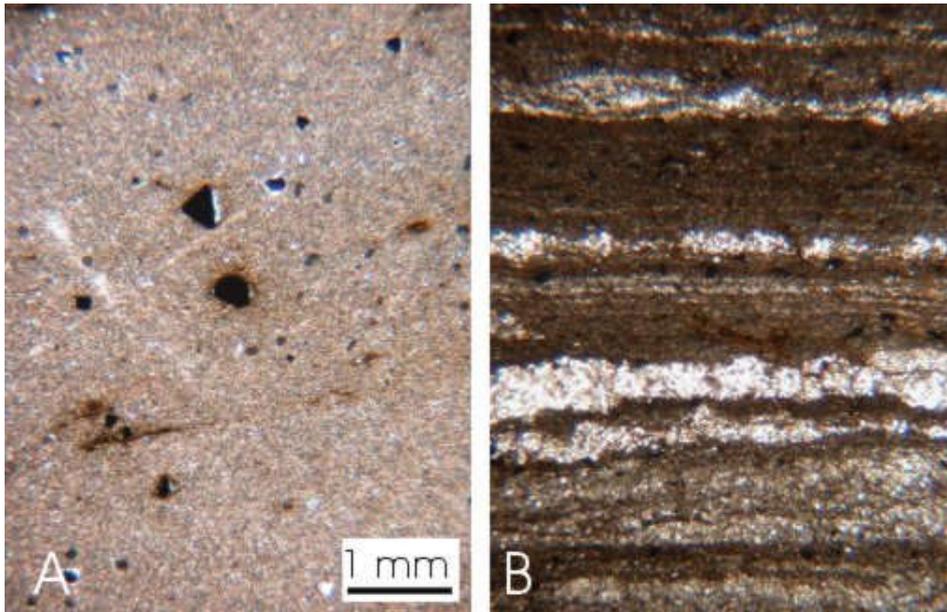
Formation de Mousty (1,5 km) (Herbosch, 2023). Ces formations se sont mises en place dans un environnement profond, la dernière d'entre elles présentant d'ailleurs les caractéristiques d'une sédimentation hémipélagique en milieu anoxique. Le graptolite ordovicien *Rhabdinopora* apparaît dans la partie supérieure de la Formation de Mousty (Lecompte, 1950).



Formation de Tubize à Rogissart (Massif du Brabant). Grès et greywackes 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 Céroux-Mousty. Massif du Brabant.



A : schiste à magnétite de la Formation de Tubize à Tubize. B : schiste à lamines gréseuses de la partie supérieure 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 ainsi 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 *Rhabdinopora* fait suite en concordance au Cambrien. La limite inférieure n'a pu être identifiée (Figs II.4, 5). Ces roches sont surtout constituées de quartz, muscovite, chlorite et feldspaths.

Dans le Massif de Rocroi, si l'on excepte les traces fossiles d'*Oldhamia* (cf. Herbosch & Verniers, 2011), le Cambrien ne renferme aucune macrofaune susceptible de soutenir une division biostratigraphique. Les subdivisions traditionnelles n'ont donc qu'une valeur lithostratigraphique (Fig. II.5) : on observe une série inférieure (probablement Cambrien inférieur) de roches claires (blanches, vertes, rouges et violettes) appartenant au Groupe de Deville ("Devillien") (200-600 m de puissance en Ardenne) et une série supérieure (Cambrien moyen et supérieur) de roches noires correspondant au Groupe de Revin ("Revinien") (environ 2000 m d'épaisseur). Ces sédiments fins sombres comprennent des turbidites et des hémipélagites, ainsi que des témoins de sédimentation déclive (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 ;

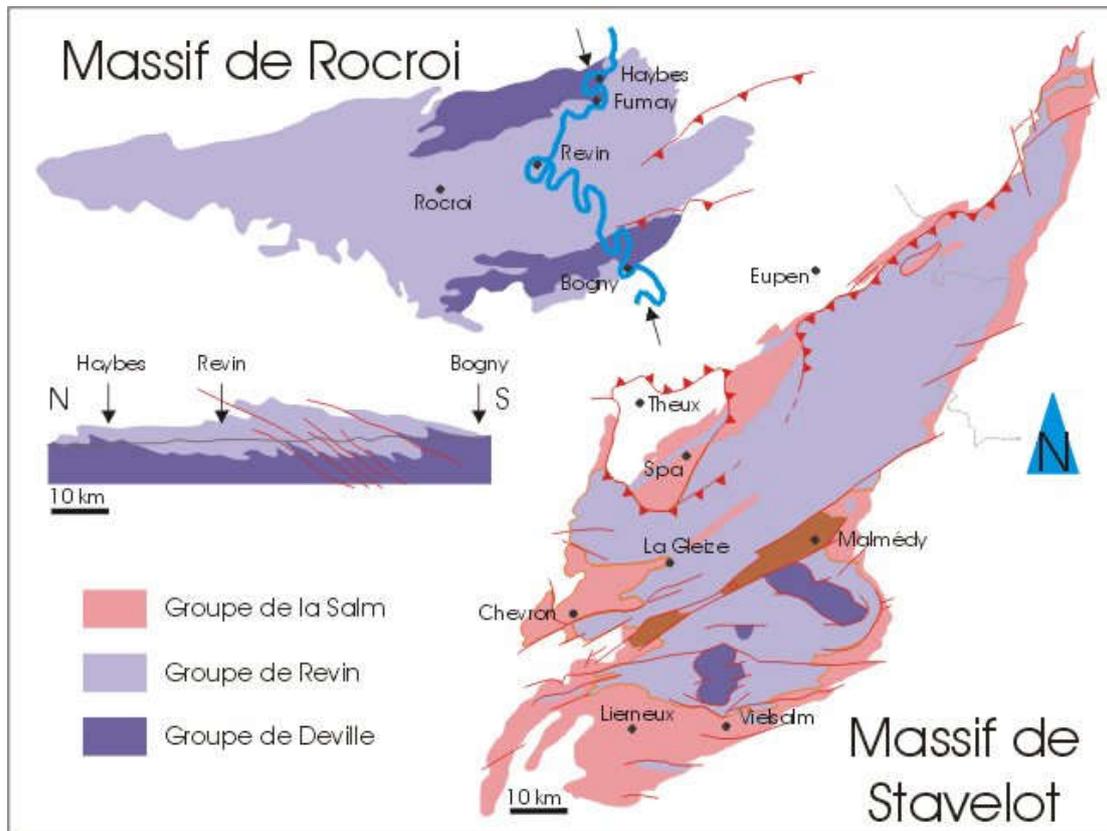


Fig. II.4 : carte géologique schématique des massifs de Rocroi et de Stavelot. Localisation des massifs, cf. Fig. II.1.

- 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 quartzite ; 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 à convolutes ;

- 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 Crapaudes-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 a été 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 et pélagique. Au sommet du Groupe de Revin, on remarque la Formation de La Gleize, une unité de schistes noirs et de quartzophyllades relativement riches en pyrrhotite et en uranium (probablement contenu dans des minéraux accessoires comme la monazite et le zircon), qui n'est pas sans rappeler la Formation de Mousty du Massif du 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.5), appartiennent à la partie supérieure du Groupe de Revin (on consultera Vanguetaine & Léonard, 2005 pour une stratigraphie plus détaillée du Massif de Givonne).

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.2, II.3). 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, l'ouverture de l'océan Rhéique au sud est responsable de la migration d'Avalonia vers le nord en direction de Baltica (Fig. II.2). Pendant cette période, la marge NE d'Avalonia (Pays de Galles) devient active et enregistre la subduction de la croûte océanique de l'océan Tornquist vers le sud ; la marge SE (notre région) par contre, reste passive. La fermeture définitive de l'océan Tornquist interviendra au cours de l'Hirnantien. La suture de cet océan correspond actuellement à la faille trans-européenne (Fig. II.3).

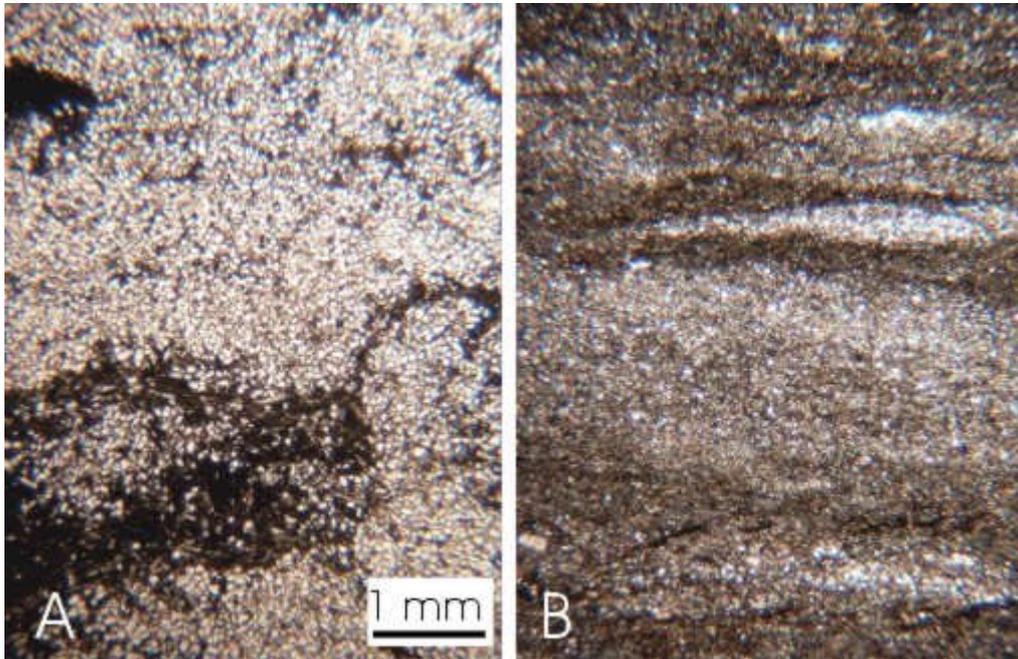
On a considéré que vers le milieu du Katien, la collision continentale oblique ("*soft docking*") entre Avalonia et Baltica serait responsable de la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne (ou au moins d'un arrêt de sédimentation et un basculement dans les massifs de Haute-Ardenne : Sintubin *et al.*, 2009). Cet événement est associé dans le Brabant à un important changement des conditions de sédimentation (passage brutal d'une sédimentation profonde à une sédimentation de plate-forme).

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 de l'ordre de 1,5 km. La transition Cambrien-Ordovicien s'observe à la partie supérieure de la Formation de Mousty qui passe graduellement à la Formation de Chevlipont par augmentation du nombre de lamines silteuses dans les shales anoxiques. Ensuite, se déposent des siltites grisâtres à noirâtres à lamination ondulante avec quelques niveaux minces de grès clairs (Formation de Chevlipont ~200 m) : il s'agit de turbidites de faible densité. Des graptolites (*Rhabdinopora*) apparaissent dès la partie supérieure de la Formation de Mousty. A Marcq, on observe au sein de cette même formation, des turbidites de forte densité ainsi qu'un épisode volcanique katien assez épais. Une longue interruption de la sédimentation (hiatus Trémadocien supérieur-Dapingien) 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 Chevlipont, le Groupe d'Ottignies (Herbosch & Verniers, 2013).

La deuxième mégaséquence débute à la fin du Dapingien. La sédimentation reprend dans le Brabant avec des faciès de plate-forme peu profonde, comprenant des siltites bioturbées à

niveaux de dunes sous-marines, de slumps et de debris flows (Formation de l'Abbaye de Villers ~150 m), des grès argileux très bioturbés, localement subtidaux (Formation de Tribotte ~200 m) puis des faciès de plus en 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 à hémipélagique se développe ensuite au Sandbien-Katien avec les formations d'Ittre, de Bornival et du Cimetière de Grand-Manil. Un mégaslump (200 m d'épaisseur!) y a été observé. Ensuite, la Formation d'Huet comprend les premiers niveaux carbonatés du Paléozoïque Inférieur avec des débris de fossiles souvent décalcifiés (tempestites ou turbidites >60 m). Elle est surmontée par des shales noirs à graptolites, anoxiques (turbidites de faible densité, Formation de Fauquez ~60 m) puis par des shales verdâtres et des roches argilo-carbonatées plus ou moins riches en faune (bryozoaires, brachiopodes, crinoïdes, trilobites, coraux), 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 3^e mégaséquence, témoignant d'un changement du milieu de sédimentation avec un retour brusque à un environnement de plate-forme peu profonde. Le même type d'environnement prévaut avec la Formation de Brütia dont la base est ordovicienne et le sommet marqué par un épais niveau volcanique (eurites de Nivelles et de Grand-Manil) daté de la base du Silurien. Les formations de l'Abbaye de Villers, Tribotte, Rigenée, Ittre, Bornival, Cimetière de Grand-Manil, Huet, Fauquez, Madot et Brutia forment le Groupe de Rebecq (Herbosch & Verniers, 2014).

Le magmatisme enregistré de l'Ordovicien au début du Silurien a été interprété par de nombreux auteurs (André, 1991 ; Verniers *et al.*, 2002) comme la conséquence du développement d'un arc volcanique lié à la subduction de l'océan Tornquist sous Avalonia. Récemment, il a été réinterprété comme un magmatisme intracontinental (K-calcalcalin), lié à la collision Avalonia-

Baltica (Linnemann *et al.*, 2012), réactivant à distance une discontinuité lithosphérique entre les microcratons précambriens des Midlands et de Lüneburg-Mer du Nord (Fig. II.8).



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

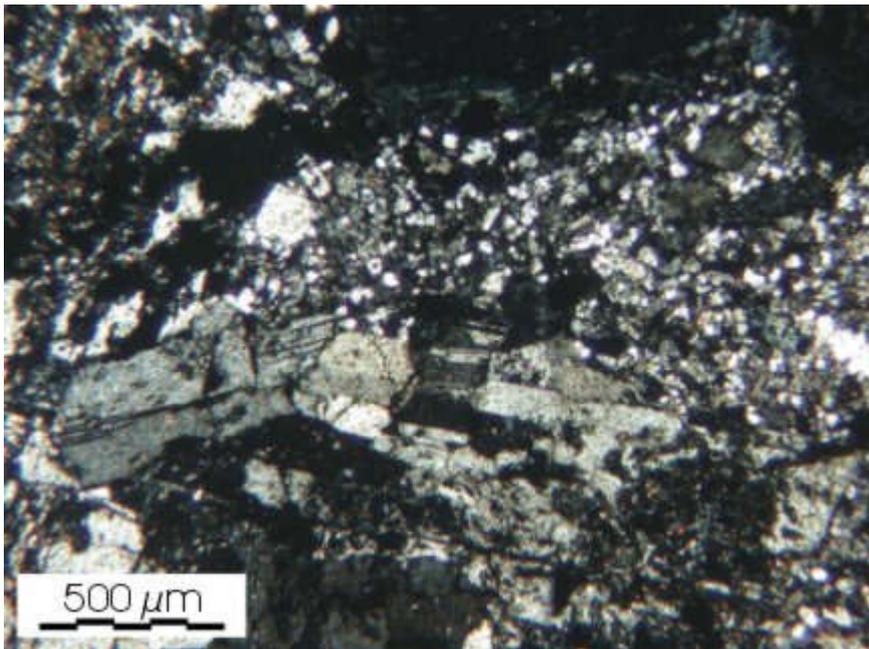
Ce magmatisme a produit d'épaisses séries de laves et de tufs ainsi que des intrusions. En Wallonie, ses centres d'émission principaux se situent au sud-ouest de Bruxelles (Lessines, Bierghes et Quenast) et au nord de la Meuse liégeoise près de l'aéroport de Bierset (Voroux-Goreux).

A Quenast, l'intrusion verticale sub-circulaire d'un diamètre de 2 km est constituée d'une diorite quartzifère à hornblende. Les sills de Bierghes et de Lessines sont de même composition ; ce dernier, épais de 800 m, pourrait se prolonger sur une dizaine de kilomètres vers le sud. Les âges U/Pb sur zircons sont de 430 ± 3 Ma pour Quenast, de 445 ± 2 Ma pour les tufs de Madot et de 444 ± 6 Ma pour la dacite du Bois des Rocs (Linnemann *et al.*, 2012). Des résultats très récents (Herbosch *et al.*, 2020) donnent 445 ± 2 Ma pour le sill de Bierghe, 446 ± 2 Ma pour le sill de Lessines et 446 ± 2 Ma pour le sill (?) de Marcq.

Ce volcanisme se prolonge à l'extrême base du Rhuddanien (Silurien) avec l'épaisse cinérite connue sous le nom d'eurite de Nivelles et de Grand-Manil, à l'est du Brabant avec la cinérite de Pitet (vallée de la Meuhaigne) et dans la Bande du Condroz au Wenlockien. Ce magmatisme se termine lorsque le contexte compressif devient défavorable à un magmatisme intraplaque, c-à-d. dès le début de la collision avec Laurentia, selon l'hypothèse de Linnemann *et al.* (2012).



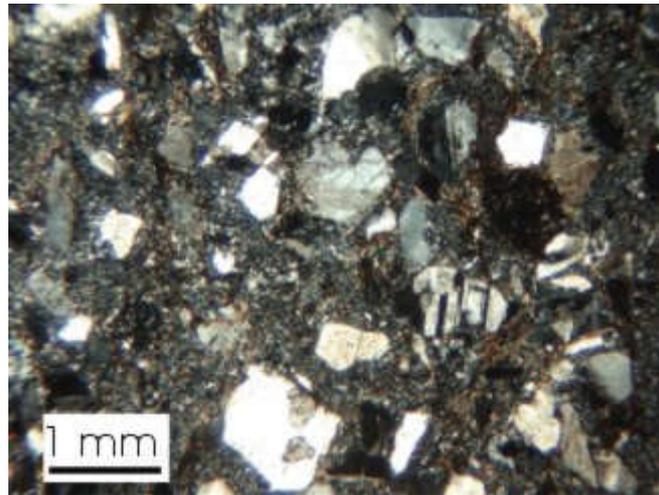
Carrière de "porphyre" de Quenast, Massif du Brabant.



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).

Une question encore débattue 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 (Everaerts *et al.*, 1996 ; Mansy *et al.*, 1999 ; Everaerts & Devos, 2012). Ces auteurs ont lié les anomalies de gravité à la présence d'un gigantesque batholite granitique de forme arquée, éventuellement démembré par quelques failles transverses. Ces roches légères seraient enfouies sous 2 à 5 km de sédiments à l'ouest de Halle et à une profondeur supérieure à 5 km à l'est.

Sintubin & Everaerts (2002) estiment quant à eux que cette anomalie de gravité serait due à la présence de blocs crustaux précambriens appartenant à la prolongation orientale du microcraton des Midlands. Leur argumentation repose sur une incompatibilité génétique entre les roches intrusives connues à Quenast et Lessines et un magma parent de nature granitique, ainsi que sur l'analyse détaillée des champs géophysiques. Si l'on accepte cette dernière hypothèse, il n'y a pas de relation entre les roches responsables de l'anomalie de gravité et le magmatisme tardi-ordovicien. Quoi qu'il en soit, l'influence de cette structure profonde sur la structuration du Massif du Brabant reste déterminante et sera explicitée plus loin.



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

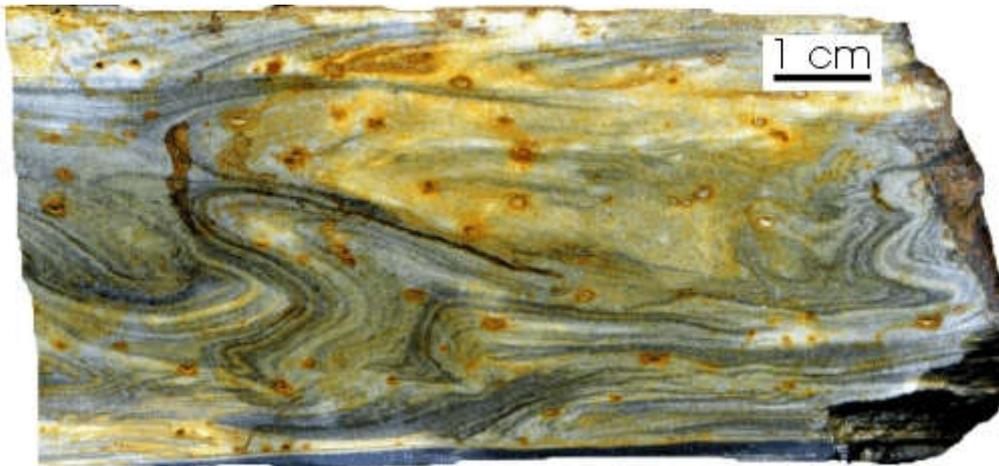
3.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS

Les roches 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.5) montre, sur 750 m de puissance, le passage de faciès profonds représentés par des turbidites de forte densité (Membre de Solwaster à *Rhabdinopora*), puis des turbidites de faible densité (Membre de Spa) et enfin 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 proximaux de turbidites. Ce premier ensemble, daté de l'entièreté du Tremadocien et clôturant la première mégaséquence, est de teinte noire, grise, verte.

Au-dessus, la Formation d'Otré (environ 300 m), datée par conodontes du sommet du Trémadocien à la base du Floien (Vanguetaine *et al.*, 2004), expose des roches rouges à violacées dans lesquels s'observent des niveaux à coticule et à pseudocoticule (Lamens, 1986 ; Goemaere & Declercq, 2012). Ces niveaux de coticule, jadis activement exploités comme pierre à aiguiser, sont riches en grenat spessartine (~15%) dans une matrice de phyllosilicates : ils sont attribués suivant les auteurs au métamorphisme, soit de turbidites carbonatées (Lamens, 1986), soit de cendres volcaniques (Kramm, 1976) soit encore à des changements répétés de Eh-pH dans le bassin de sédimentation (Krosse & Schreyer, 1993). La présence de fer (~8% d'hématite) et de manganèse (spessartine et rhodochrosite), responsables des colorations vives observées dans la Formation d'Otré, serait liée à des exhalaisons volcaniques ou à de la précipitation biochimique sur le plancher océanique (comme les fameux nodules de manganèse actuels). On peut consulter à ce sujet l'excellente synthèse de Herbosch *et al.* (2016).

Enfin, la Formation de Bihain (200 à 300 m), datée du Floien au Dapingien ou au Darriwilien (comm. A. Herbosch), est à nouveau caractérisée par des roches vertes et noires à passées turbiditiques.

Comme dans le Massif de Brabant, une certaine activité magmatique est reconnue, responsable de deux intrusions bien connues : celle de Lammersdorf et celle de la Helle (446 ± 3 Ma, cf. Herbosch et al, 2020) (Dejonghe, 2003). D'après Lamens & Geukens (1984), les phénomènes volcaniques s'étagent de la fin du Cambrien au Silurien.



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), probablement aussi à caractère turbiditique, serait contemporaine de la Formation de Bihain (Roche *et al.*, 1986). 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.

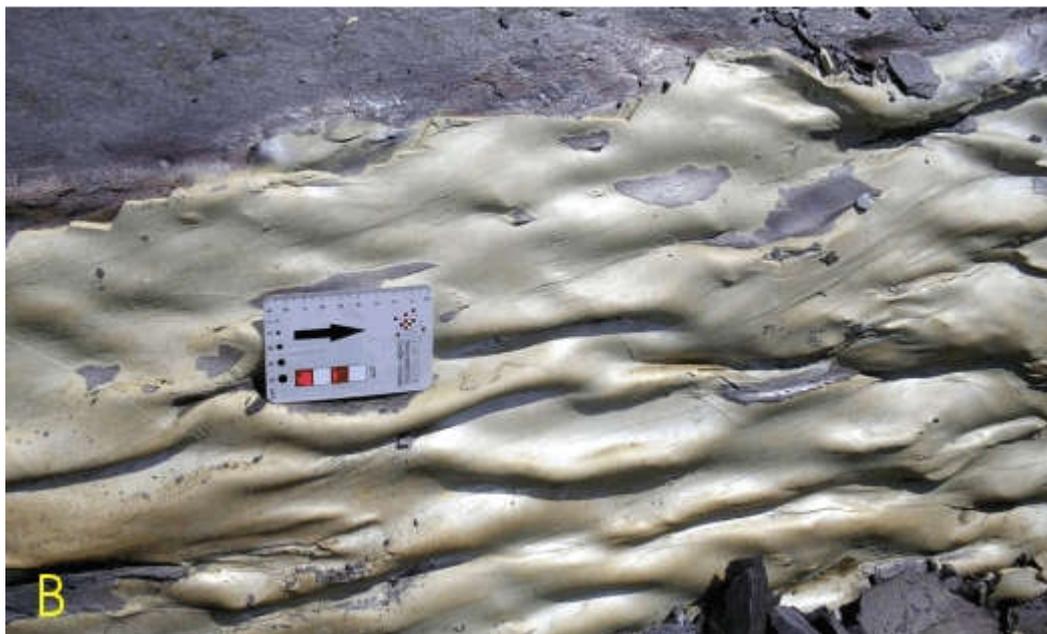
3.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDROZ

La partie supérieure de la première mégaséquence a été recoupée par le sondage de Wépion (Fig. III.39) sous la forme de turbidites de faible densité, de faciès identique à la Formation de Chevripont et contenant aussi des *Rhabdinopora* (cf. Massif du Brabant). Un arrêt de sédimentation couvrant la partie supérieure du Trémadocien jusqu'au Darriwillien moyen y sépare aussi les deux premières mégaséquences.

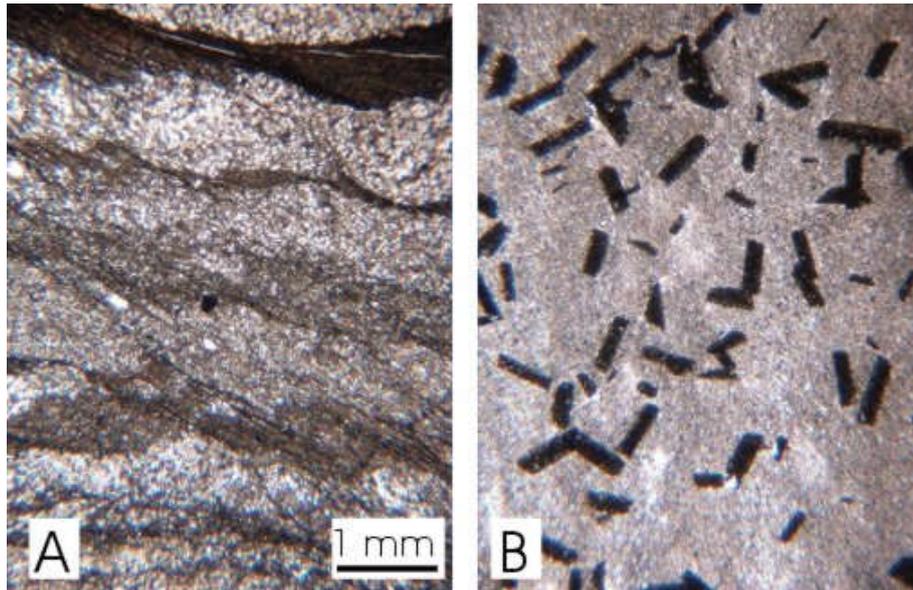
Pendant la deuxième mégaséquence, l'unité centrale de la Bande du Condroz est initialement le siège d'une sédimentation pélitique de plate-forme externe (Formation de Huy, environ 100 m, datée du milieu du Darriwilien) suivie d'un hiatus d'observation dû aux très mauvaises conditions d'affleurement (Vanmeirhaeghe, 2006). Par après, la sédimentation grésopélitique continue avec les formations de Chevreuil (>170 m) et de Vitriaval-Bruyère (>400 m) déposées sur la plate-forme externe, voire la partie supérieure du talus pour se clôturer par des tempestites de plate-forme médiane (Membre de la Rue de Courrière).

Ensuite, un nouvel hiatus daté de la limite Caradocien-Ashgillien (milieu du Darriwilien) correspondrait à une émergence pour ce même auteur. Cette émergence, interprétée comme une inconformité (Herbosch & Verniers, 2014), marque la fin de la deuxième mégaséquence et est synchrone de la brutale baisse du niveau marin observée dans le Brabant.

Après cet hiatus, la sédimentation reprend sur une plate-forme peu profonde avec la Formation de Fosses (>120 m) qui correspond à l'intervalle allant du milieu du Katien au sommet de l'Hirnantien.

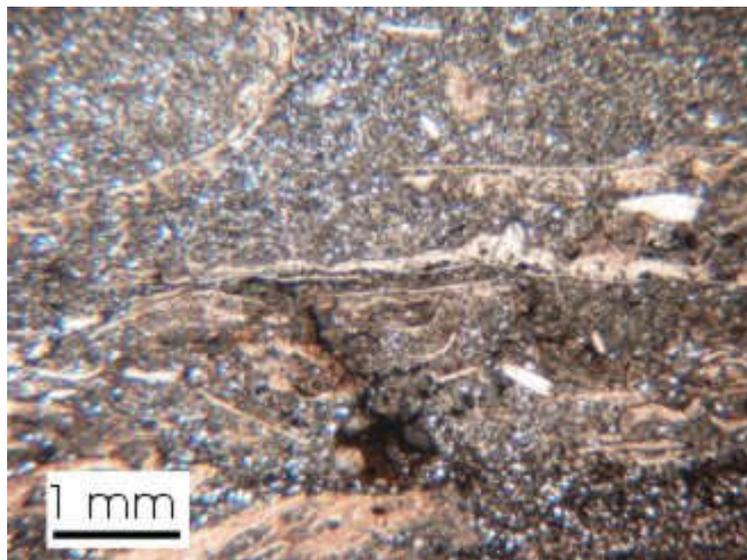


*A : détail d'un niveau de coticule (beige) au sein des phyllades mauves de la Formation d'Otré.
B : surface d'un banc de coticule intensément plissé (slump). Carrière du Tiers del Preu, Massif de Stavelot.*



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.

Les calcaires argileux et silteux bioturbés du sommet de la Formation de Vitriaval-Bruyère et de la partie inférieure de la Formation de Fosses sont riches en faune (brachiopodes, bryozoaires, trilobites... Michot, 1934 ; Lespérance & Sheehan, 1988 ; Owen & Servais, 2007). Ils témoignent de la migration de la microplaque Avalonia vers des latitudes plus basses ainsi que de l'influence de l'événement de réchauffement Boda (Fortey & Cocks, 2005 ; Lefèvre *et al.*, 2010).



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

Il paraît important de souligner également que le Conglomérat de Cocriamont qui marque la base de la Formation de Fosses a historiquement été interprété par Michot (1931, 1932, 1934,

1980) comme une discordance résultant de la phase de déformation ardennaise (calédonienne). Après une étude de terrain très fouillée, Vanmeirhaeghe (2006) a démontré que la discordance angulaire n'existait pas et que ce conglomérat résultait d'une reprise d'érosion à la base de la transgression qui suit l'émersion de la limite Caradoc-Ashgill.

3.4. LA TECTONIQUE

L'interprétation classique place la phase ardennaise de l'orogénèse calédonienne entre la fin de l'enregistrement sédimentaire, c'est-à-dire probablement vers le début du Darriwilien, et l'âge des premiers dépôts en discordance sur le socle (transgression varisque venant du sud, cf. chapitre suivant), c'est-à-dire le Pridoli vers l'ouest (Rocroi) ou le Lochkovien vers l'est (Stavelot), ce qui fait un hiatus d'environ 50 Ma.

Cette déformation provoquerait la surrection des massifs calédoniens ardennais. Dans le Massif de Rocroi, deux phases de plissement sont observées : la première est caractérisée par des plis isoclinaux à axe courbe et déversés vers le NW à NE avec une schistosité plan-axiale à pente régionale de $\sim 50^\circ\text{S}$, la seconde est caractérisée par des structures droites (Gedinne) à ouvertes (Montcornet) d'orientation N-S sans schistosité (Delvaux de Fenffe & Laduron, 1991 ; Belanger, 1998). La présence de nombreux slumps rend souvent délicate l'interprétation des structures tectoniques (Meilliez & Lacquement, 2006). Dans le Massif de Stavelot, la tectonique calédonienne se caractérise par des plis E-W, localement isoclinaux, déversés vers le nord ainsi que par de nombreux charriages à faible pente vers le sud (Geukens, 1986). Toutes ces structures calédoniennes sont évidemment remaniées par la tectonique varisque!

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 du Brabant, les roches magmatiques ("porphyre") sont activement exploitées comme granulat (Quenast, Lessines, Bierghes).

4. LE SILURIEN

4.1. LE MASSIF DU BRABANT

Le Silurien affleure sur d'assez grandes surfaces en bordure méridionale du Massif du Brabant, depuis Lessines à l'ouest jusqu'à la Meuse à l'est. Son épaisseur, estimée à plus de 3,5 km et ses faciès turbiditiques à hémipélagiques, 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 (shales foncés à fucoïdes, puis la coulée ignimbrétique 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), Froide-fontaine (schistes à intercalations gréseuses turbiditiques), Vissoul et Fumal (schistes à intercalations gréseuses : turbidites distales), Vichenet (schistes et siltites gréseuses localement carbonatées : turbidites) et Ronquières (turbidites de type Bouma). Ces formations constituent le Groupe de l'Orneau.

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. La rapide augmentation de la subsidence dès la partie supérieure du Llandoveryen suggère la formation d'un bassin d'avant-pays dans les zones externes du massif. La présence de faunes d'acritarches remaniés (Silurien à Lochkovien inférieur) dans le Dévonien Inférieur du bassin de Dinant (Stemans, 1989) atteste que la zone centrale du Massif du Brabant n'a pas été submergée avant le Ludlowien et que son démantèlement par érosion débute dès le Lochkovien. A l'ouest du massif, la sédimentation conserve des caractères de plate-forme peu profonde de Renaix à Veurne.

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).

4.2. LES MASSIFS CAMBRO-ORDOVICIENS ARDENNAIS

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

4.3. LA BANDE ORDOVICO-SILURIENNE DU CONDROZ

Après la Formation de Fosses, la sédimentation de la 3^e mégaséquence continue avec la Formation de Bonne-Espérance (>30 m) déposée sur la plate-forme externe. Ensuite, un hiatus couvrant la partie supérieure du Rhudanien et une partie de l'Aéronien est mis en relation avec une phase tectonique (phase ardennaise? Vanmeirhaeghe, 2006). 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.5).



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.

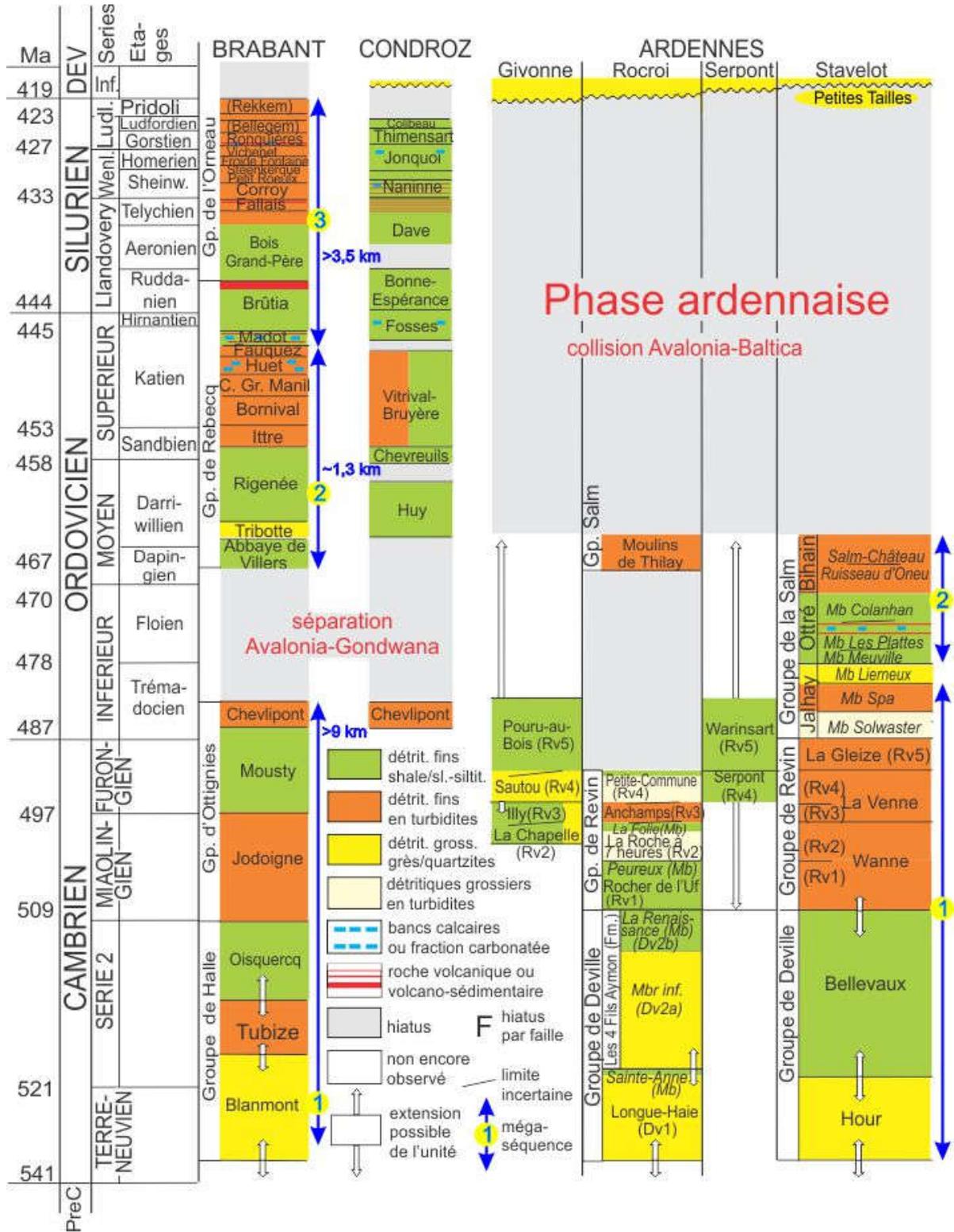


Fig. II.5 : position stratigraphique par région des unités lithologiques du Paléozoïque Inférieur de Belgique (d'après Verniers et al., 2001, Linnemann et al., 2012, Herbosch & Verniers, 2013, 2014, Herbosch et al., 2020, Herbosch, 2021, modifié).

Initialement, les formations de la Bande du Condroz devaient se localiser plusieurs dizaines de kilomètres plus au sud que leur position actuelle par rapport au Massif du Brabant (puisqu'elles seront transportées ultérieurement par la Faille du Midi-Eifel). Cependant, elles peuvent

facilement se corrélent stratigraphiquement avec les formations du Massif du Brabant (Herbosch & Verniers, 2014) ce qui permet de supposer la permanence du bassin unique Brabant-Condroz.

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 provinces maritimes 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.6), 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.

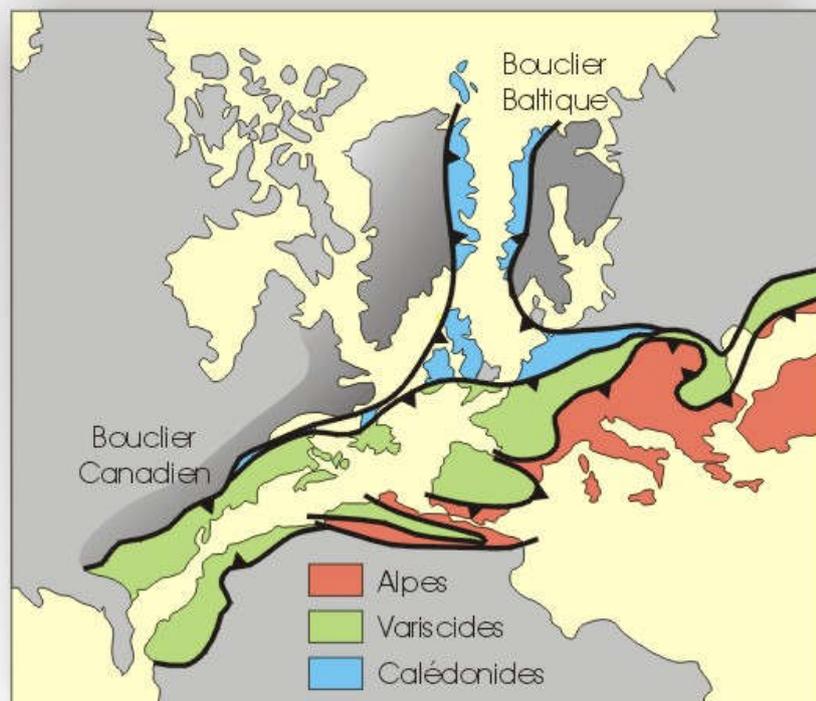


Fig. II.6 : relations géométriques des trois derniers orogènes ayant affecté l'Europe.

Le modèle tectono-sédimentaire proposé par Herbosch *et al.* (2020) pour le Massif du Brabant et pour le Massif de Stavelot fait intervenir un rift avorté au nord de l'ouverture de l'océan Rhéique (Fig II.7). Le Massif du Brabant serait situé dans la partie centrale de ce rift, fortement subsidente alors que l'Ardenne serait placée sur son épaulement sud avec une subsidence plus faible et des témoignages de paléopentes (turbidites, slumps). Ce modèle est supporté notamment par de grandes différences dans les épaisseurs des formations (Fig. II.8). La bande calédonienne du Condroz formerait une zone surélevée entre les deux. C'est l'ensemble de ce dispositif qui subit l'orogénèse, conséquence des mouvements des plaques. Nous avons vu qu'une première collision entre Avalonia et Baltica à l'Ordovicien Supérieur a provoqué la phase brabançonne de l'orogénèse calédonienne, puis qu'une seconde collision entre Avalonia/Baltica

et Laurentia entre la partie supérieure du Silurien et l'Eifélien (*phase brabançonne*, Debacker, Dewaele *et al.*, 2005), a conduit à la fermeture définitive de l'Océan Iapétus (Figs II.2, II.3).

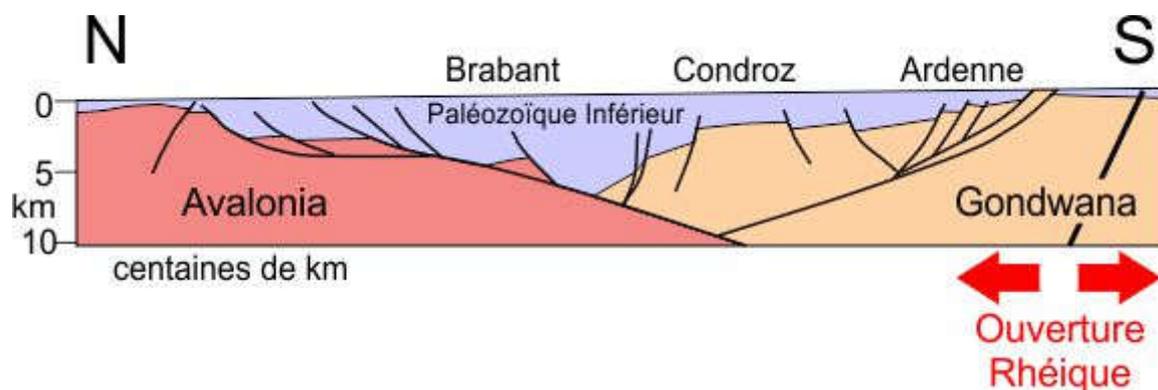


Fig. II.7 : modèle tectono-sédimentaire du Paléozoïque inférieur en Wallonie, au Cambrien. D'après Herbosch *et al.* (2020).

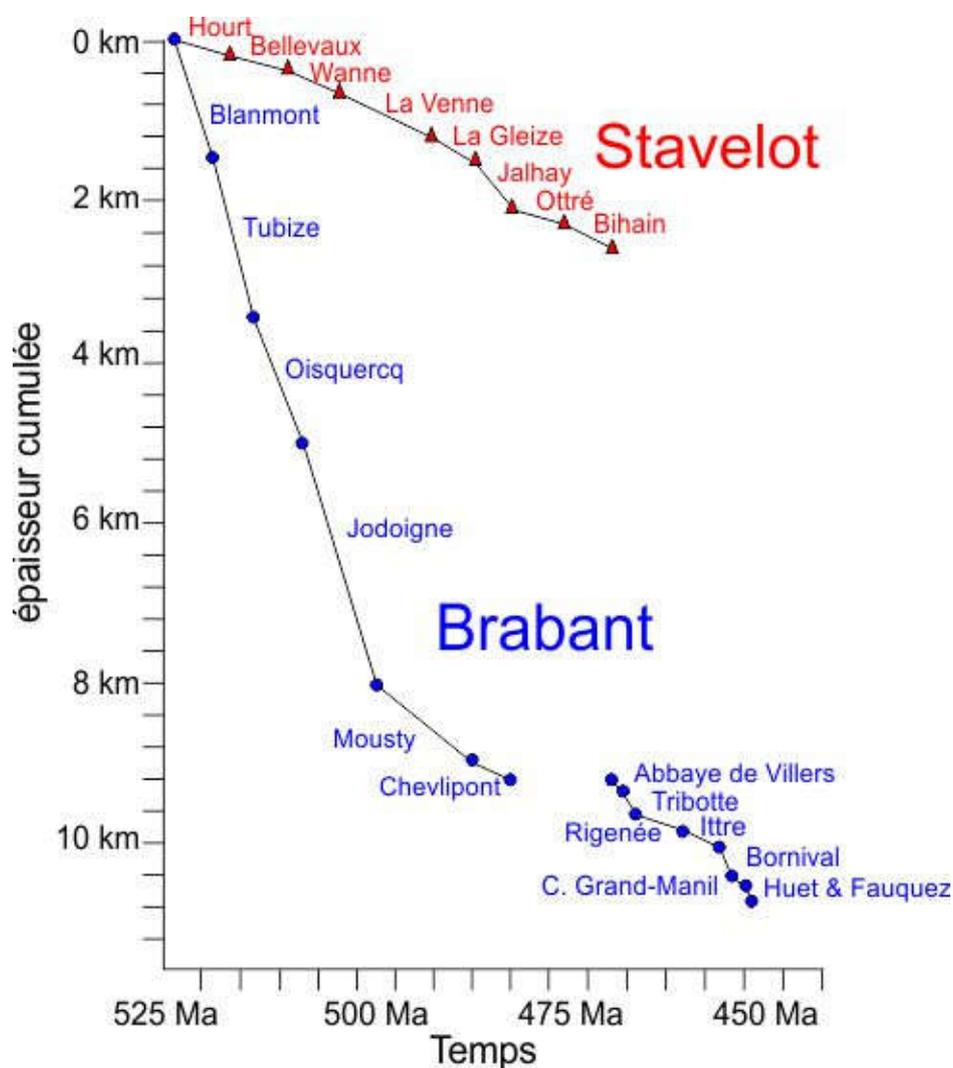
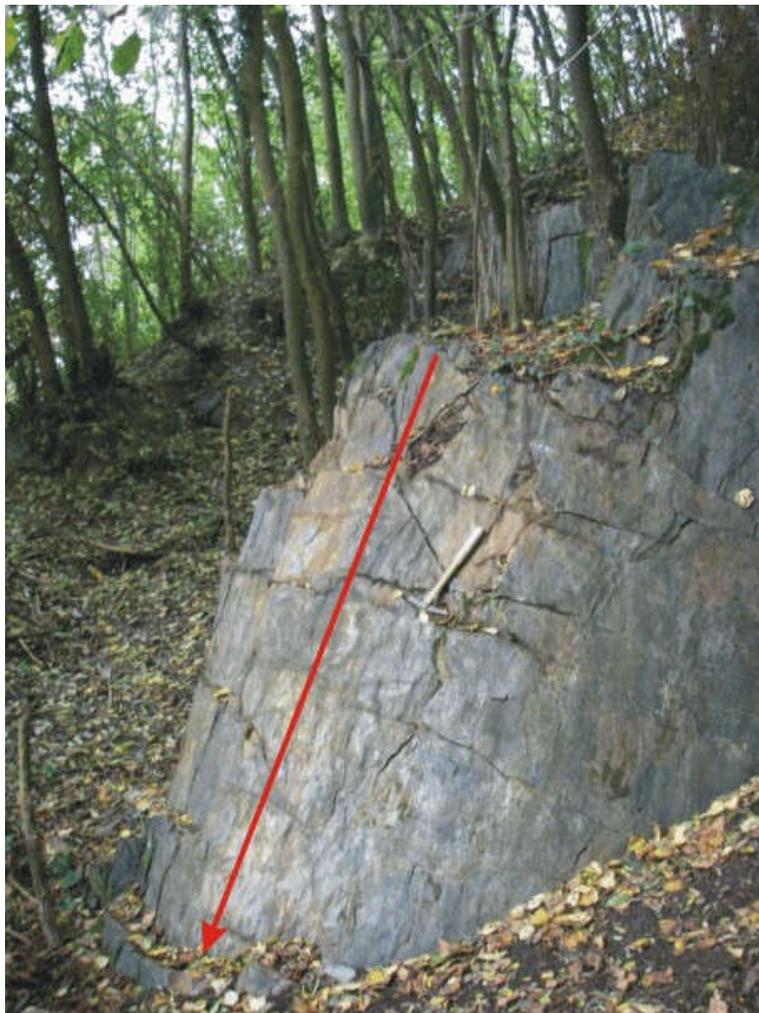


Fig. II.8 : épaisseur des formations du Cambrien et de l'Ordovicien, dans les massifs de Stavelot et du Brabant. D'après Herbosch *et al.* (2020), simplifié.

4.4.1. Le Massif du Brabant

A l'échelle régionale, le modèle simple d'un massif formé d'une structure anticlinale à cœur cambrien plongeant vers l'est (Fig. II.1, De Vos *et al.*, 1993) doit être actualisé, suite à des travaux récents où interviennent l'analyse détaillée de la déformation (cf. synthèse par Debacker, 2012) et des signaux géophysiques (magnétisme et gravité : Sintubin & Everarts, 2002 ; Everarts & De Vos, 2012).

Le contraste des styles tectoniques est tellement marqué entre le cœur cambrien du Massif du Brabant et sa bordure ordovico-silurienne qu'un mécanisme de découplage a été proposé (Sintubin & Everaerts, 2002 ; Debacker, 2012). La partie centrale du Massif du Brabant constituerait une écaïlle expulsée ("*steep belt*" ou "*pop-up*" dans la terminologie anglo-saxonne) (Figs II.9, 10, 12) 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). La bordure méridionale ordovico-silurienne par contre, montre des plis à ennoyage nettement plus faible et une schistosité à fort pendage nord qui forme un arc de cercle à concavité tournée vers le nord (Sintubin, 1999).



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

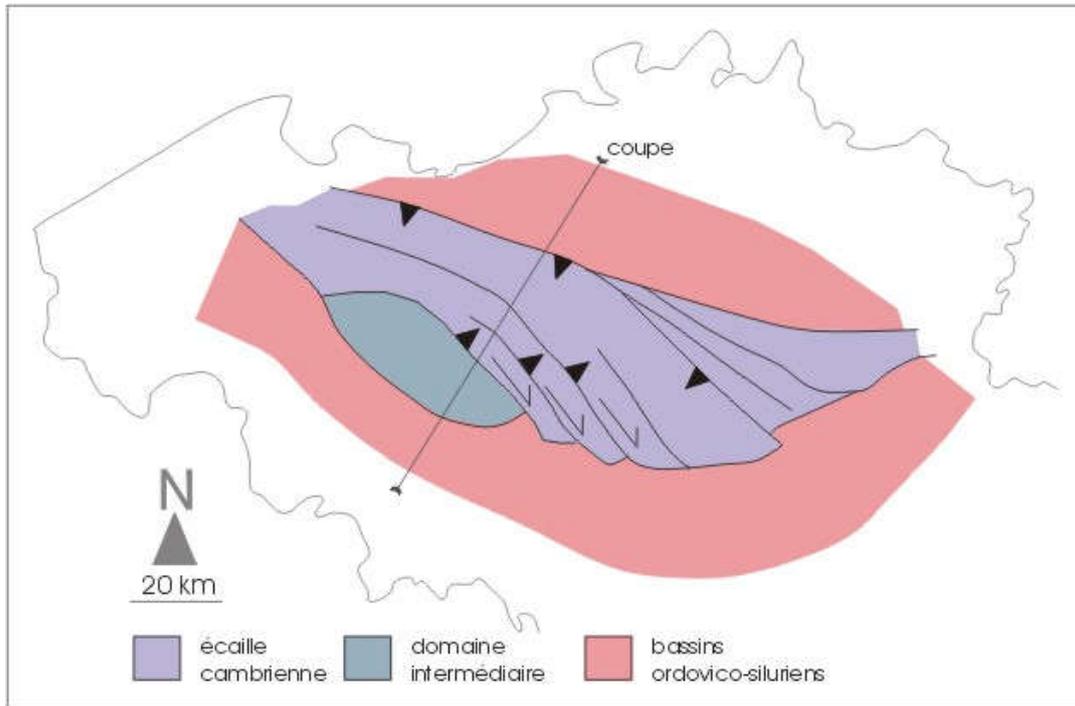


Fig. II.9 : carte tectonique du Massif du Brabant, d'après Sintubin & Everearts (2002), modifié.

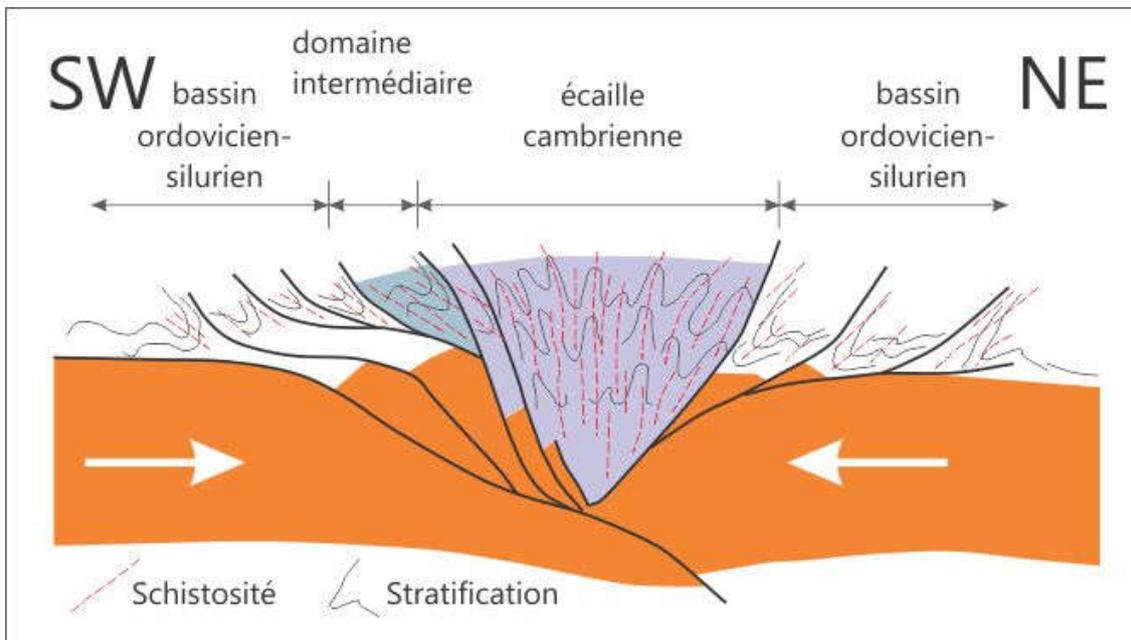


Fig. II.10 : modèle tectonique du Massif du Brabant, d'après Sintubin & Everearts (2002), le long de la coupe de la Fig. II.9, modifié.

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) avec un un système d'échappement latéral vers l'est (Fig II.9, 10, 12), où coexisteraient zones de cisaillement et zones de charriage (Sintubin, 1999, Sintubin & Everearts, 2002). Au sud du Brabant wallon, ce charriage aurait 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). Des travaux plus récents proposent une alternative qui rend mieux compte des observations de terrain suite, en particulier, au levé des cartes de Jodoigne-Jauche et de Ittre-Rebecq (Herbosch *et al.* 2013). Ces observations montrent que le cœur cambrien ("steep belt") est partout délimité par le *Système de Faille d'Asquempont* qui est un ensemble de failles de détachement en extension précoce. Il est en effet pré-schistosité, possède un pendage très faible et sa forme lobée montre bien qu'il a été plissé lors de la phase brabançonne (Debacker *et al.*, 2002, 2004, 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 Silurien 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.

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 a été daté par la méthode Rb/Sr d'environ 401 Ma (André *et al.*, 1981). Il s'exprime par la néoformation de quelques espèces minérales décelées dans les formations cambro-siluriennes (surtout la Formation de Mousty) : sandwich illite-chlorite, monazite grise, magnétite, biotite, ilménite et grenat spessartine. Ce métamorphisme d'enfouissement précède légèrement ou est contemporain du développement de la schistosité (Fielitz & Mansy, 1999).

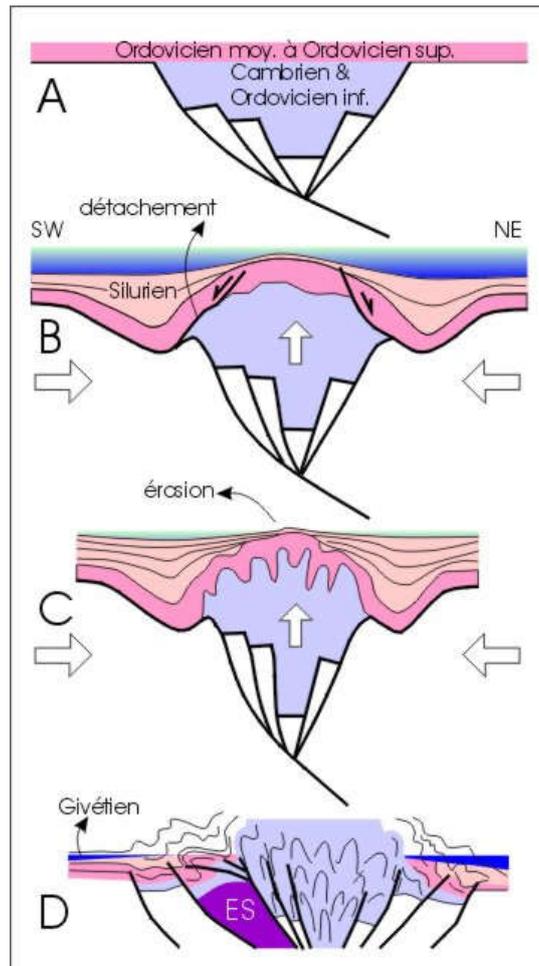


Fig. II.12 : modèle schématique d'évolution tectonique et sédimentaire du Massif du Brabant, d'après Debacker, Dewaele et al., 2005, modifié. A : Sandbien-Katien : le bassin profond cambrien-ordovicien inférieur (probablement un rift avorté) est comblé et surmonté par des dépôts peu profonds de l'Ordovicien 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.

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 (Formation de Jodoigne) aurait atteint des températures de l'ordre de 350 °C. La Formation de Tubize en périphérie de l'écaïlle expulsée n'aurait enregistré que des températures de 200 à 250 °C. La température remonte à nouveau dans les parties externes du massif 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, méthode Rb/Sr) 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 déritique. 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 INFÉRIEUR

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 Rhéique) 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 et s'échelonne de cônes alluviaux et systèmes fluviaux en domaine continental jusqu'à une plate-forme marine relativement peu profonde.

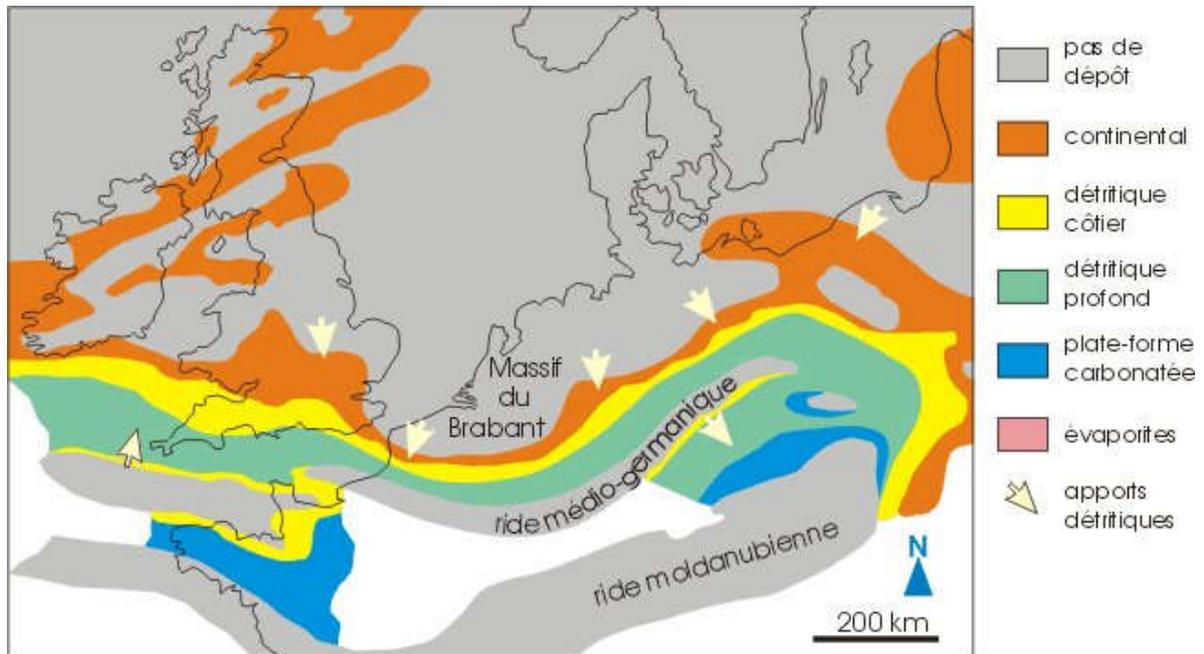


Fig. III.1 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dévonien Inférieur.
D'après Ziegler (1982), simplifié.

Les formations du Dévonien Inférieur couvrent plus de 5500 km² en Wallonie. Leur découpage lithostratigraphique a été revu assez récemment (Godefroid *et al.*, 1994). On n'observe pas de Dévonien Inférieur dans le Parautochtone brabançon et les Ecailles Haine-Sambre-Meuse.

Les formations terrigènes du Dévonien Inférieur sont arénacées, voire conglomératiques dans la partie septentrionale du Synclinorium de Dinant, alors que plus au sud, les faciès pélitiques 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.

Le Dévonien Inférieur du Synclinorium de Neufchâteau se prolonge dans la partie septentrionale du Grand-Duché de Luxembourg (Eisleck, cf. Dejonghe *et al.*, 2017).

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. Massif de Stavelot qui joue d'ailleurs un rôle paléogéographique important : il sépare un domaine en forte subsidence (Franke, 2000), le rift Ardennes-Eifel (Sintubin *et al.*, 2009) avec une accumulation de 3000 à 6500 m de sédiments, d'une aire de subsidence plus faible (1300 m au nord du Massif ; Knapp, 1980) qui se prolonge sur la bordure septentrionale du Synclinorium de Dinant. Ces sédiments se sont généralement déposés dans un milieu marin peu profond.

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.

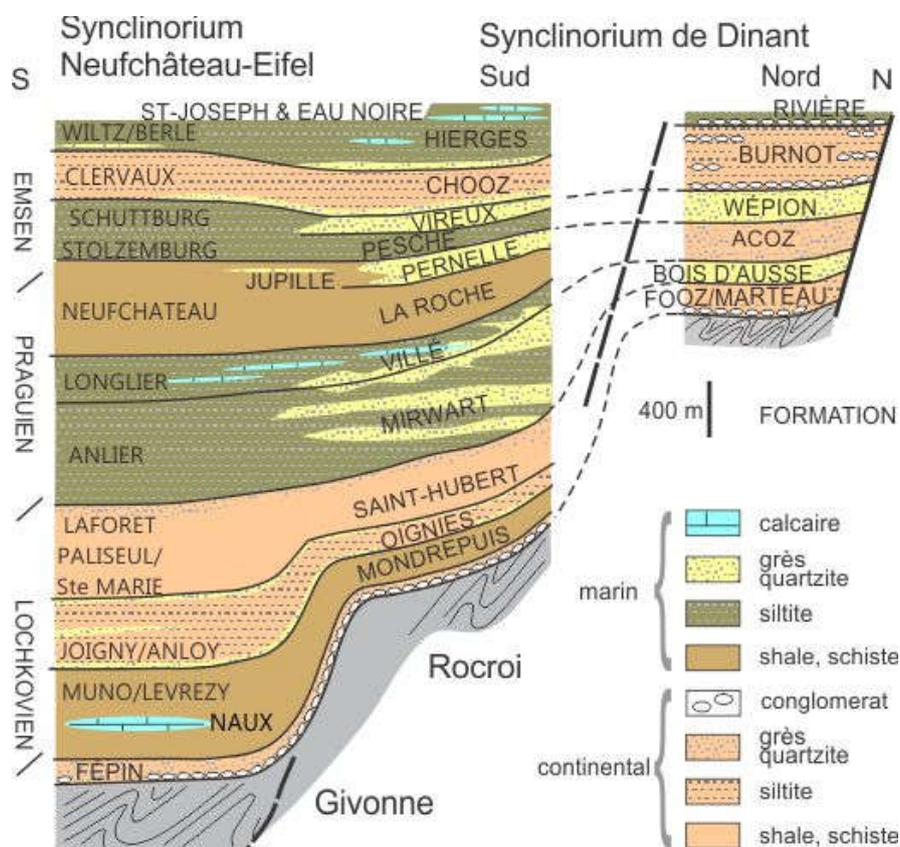


Fig. III.2 : transect schématique nord-sud dans les Synclinoria de Dinant et de Neufchâteau, durant le dépôt du Dévonien Inférieur.

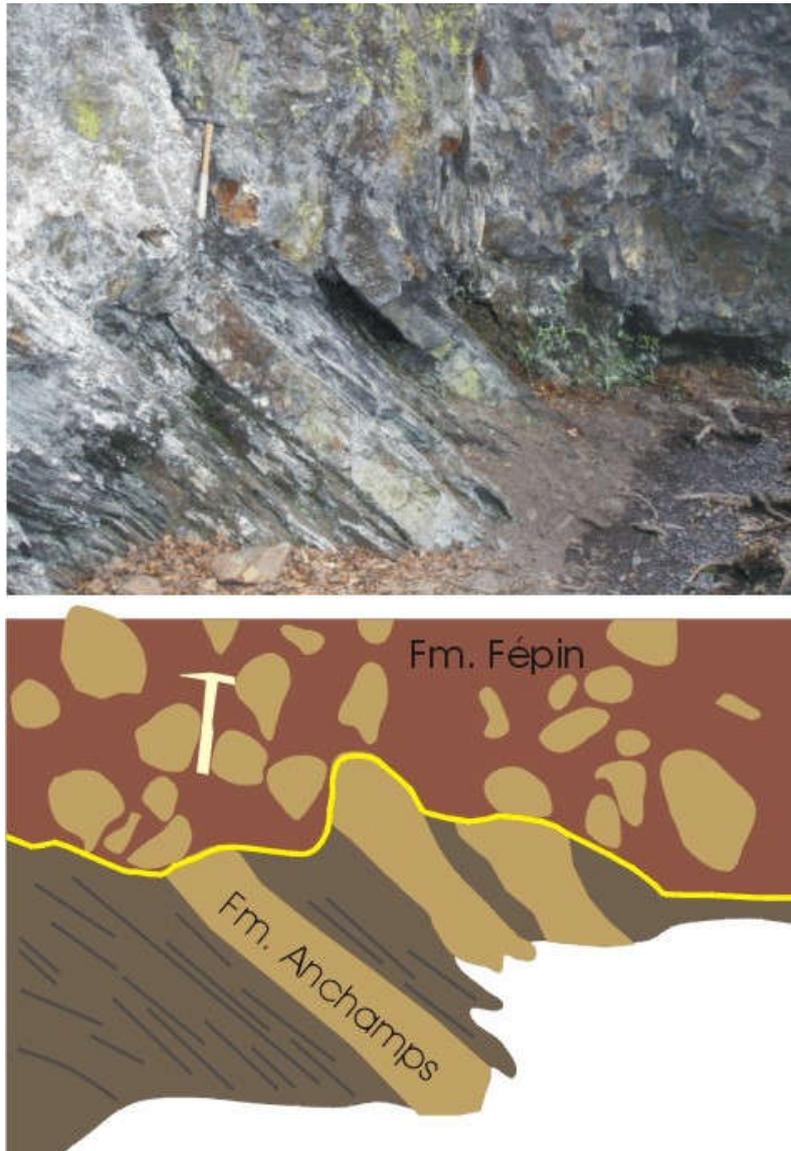
2.1. LE LOCHKOVÏEN

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.

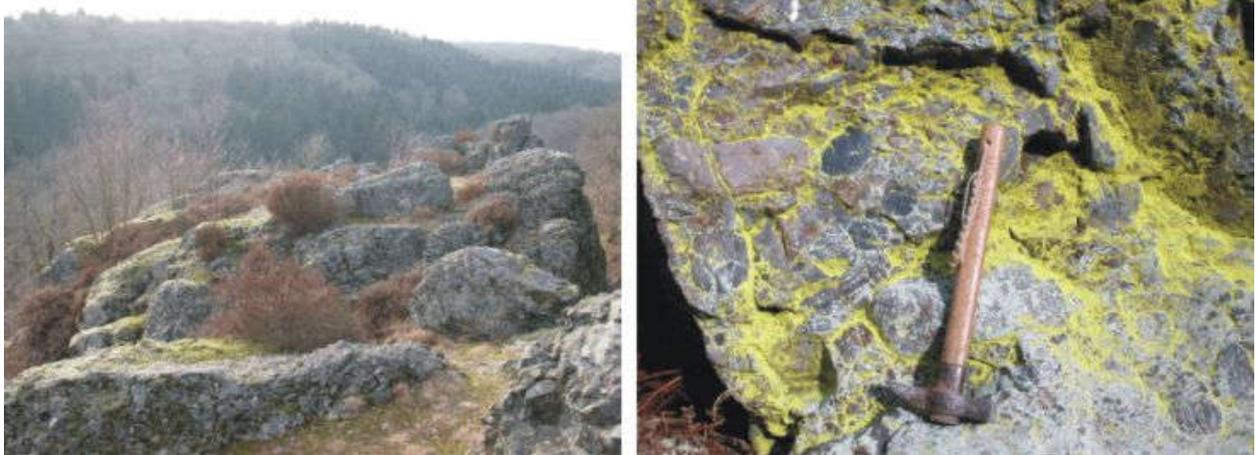
Transgressif sur les formations cambriennes, ordoviciennes et siluriennes, le Lochkovien est constitué principalement de dépôts terrigènes. Cette transgression dont le mouvement s'est

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 en contexte de cône alluvial) que surmontent des grès grossiers (autrefois appelés "arkosiques", en fait des grauwackes ou des arénites lithiques, dénuées de feldspaths, cf. Michot, 1963) 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 (Goemaere et al, 1997 ; 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.



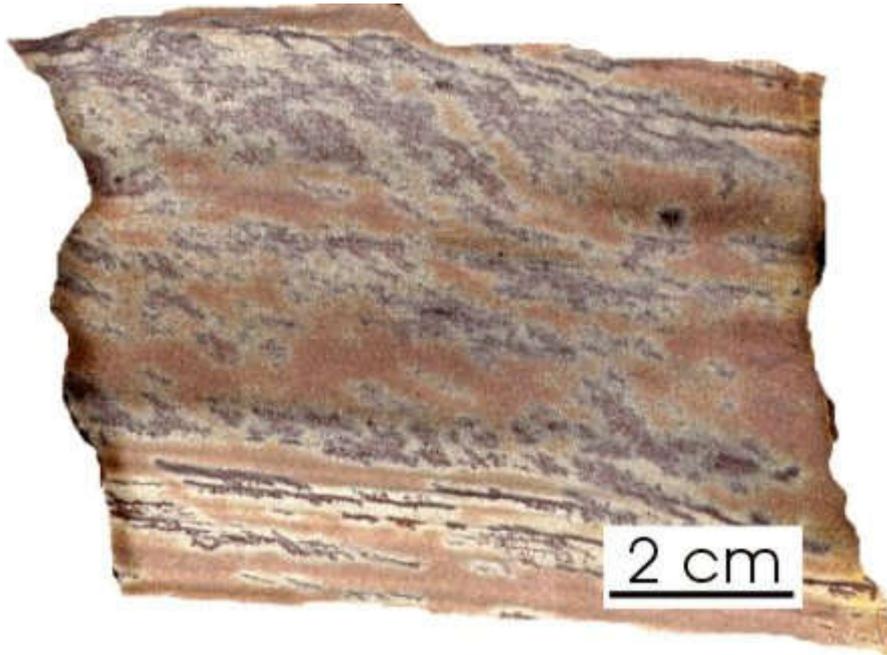
"Poudingue" de Fépin à la Roche à l'Appel, près de Muno, sur le Massif calédonien de Givonne.



Grès 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 celluleux (altération de nodules carbonatés). On y observe aussi des paquets de grès et des quartzites verdâtres, voire localement des lentilles conglomératiques (secteur de Transinne, Dumoulin & Blockmans, 2013).



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).

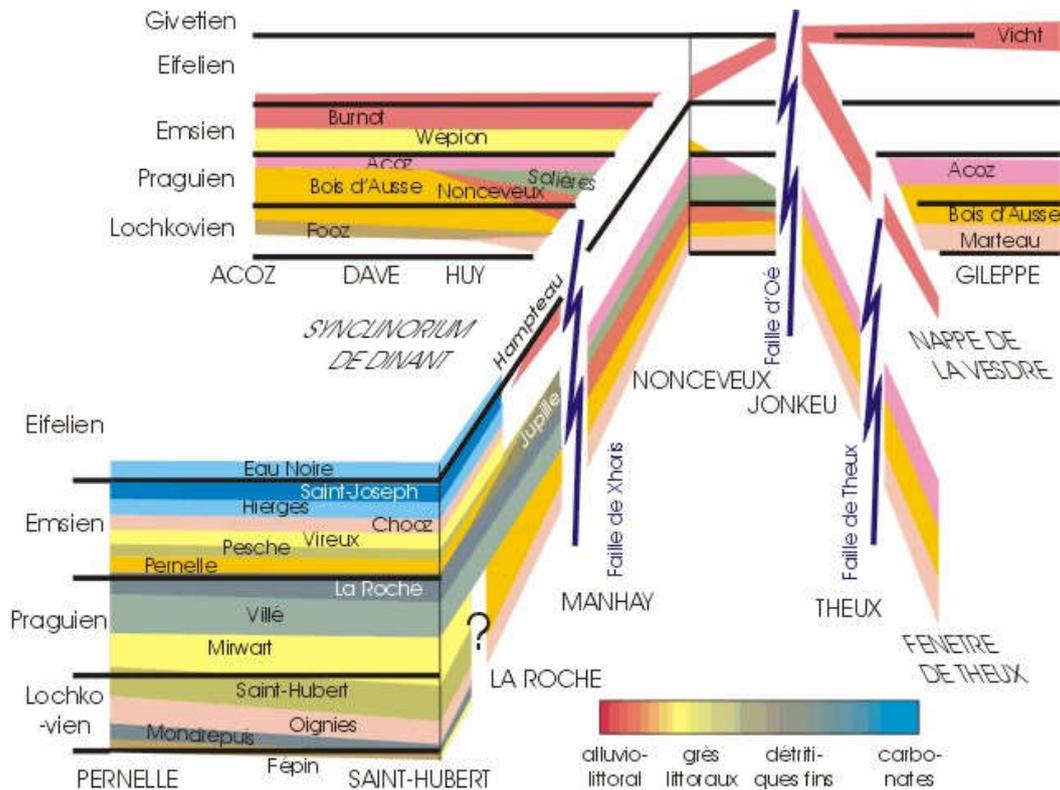


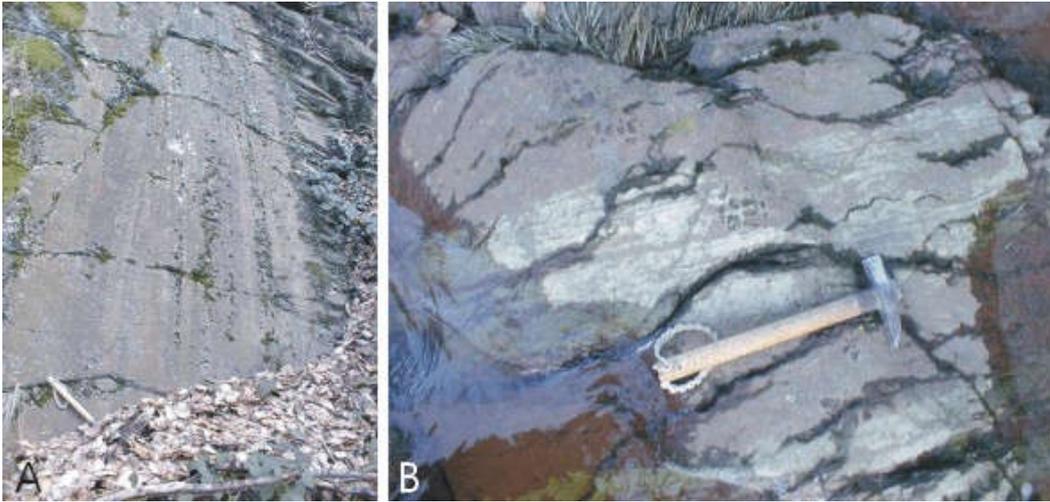
Fig. III.3 : lithostratigraphie du Dévonien Inférieur du Synclinorium de Dinant, de l'Anticlinorium de l'Ardenne, de la Nappe de la Vesdre et de la Fenêtre de Theux. D'après Godefroid et al. (1994), modifié.

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, 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).

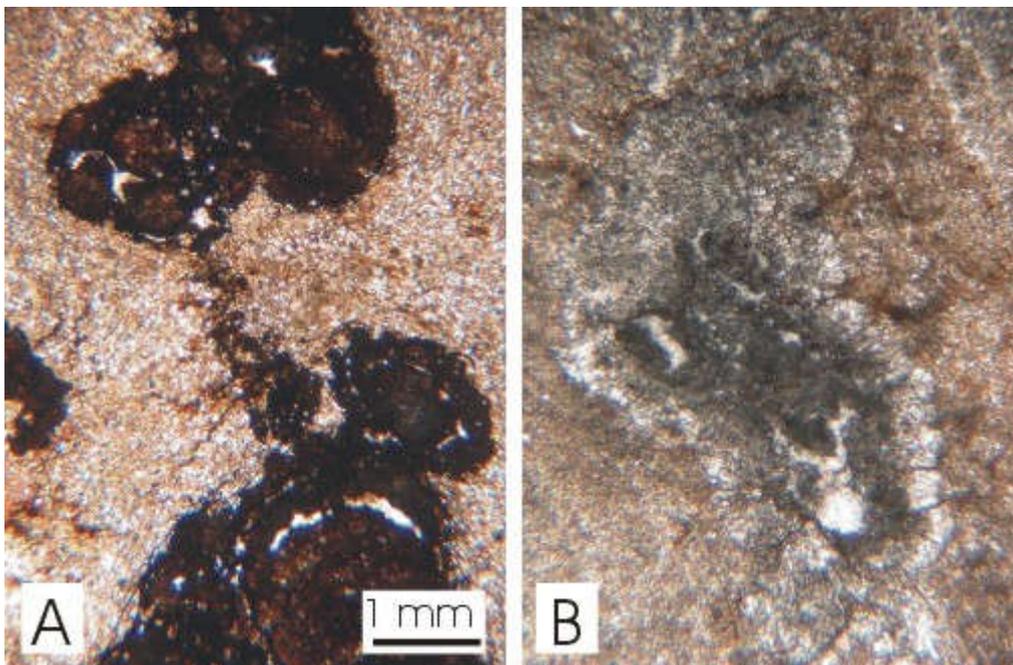


Conglomérat de la "Pierre Falhotte" (base de la Formation de Fooz), Les Communes, près de Tihange, bord nord du Synclinorium de Dinant.

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 (500-700 m) comprend un faciès distinct : l'"Arkose de Waimes", constituée de grès clairs à grains schisteux, localement graveleuse, suivie de schistes et de siltites verdâtres à violacés. Cette évolution latérale représenterait le passage d'environnements alluvio-lagunaires (Formation de Marteau) à un milieu plus littoral (Arkose de Waimes).



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 Gilleppe, 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.

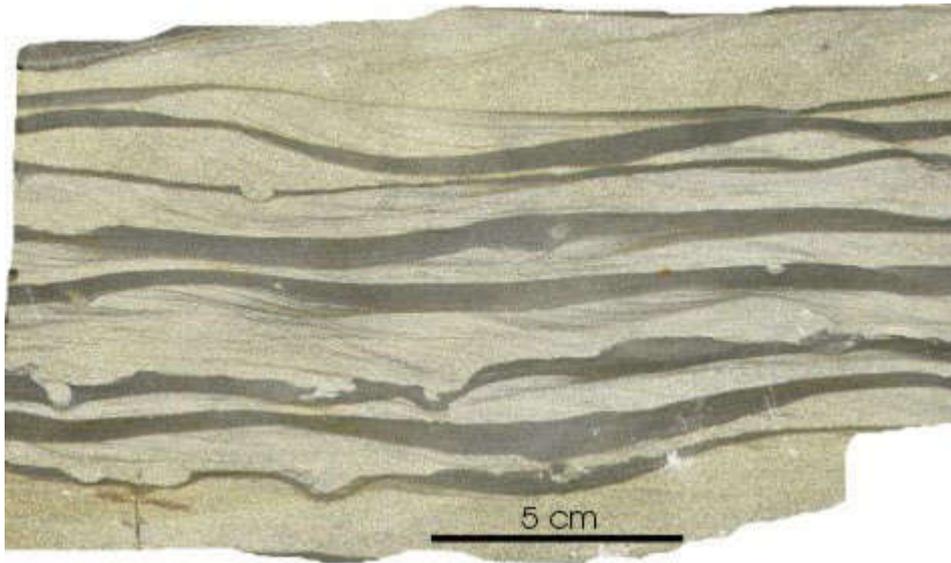
Ensuite, la Formation de Villé (30 à 550 m) se caractérise par des siltites et schistes bleutés ou grisâtres avec des niveaux de grès carbonatés, parfois laminaires, riches en brachiopodes et crinoïdes, souvent cariés (Figs III.2 & III.3). La Formation de Villé est surmontée par la Formation de La Roche (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.

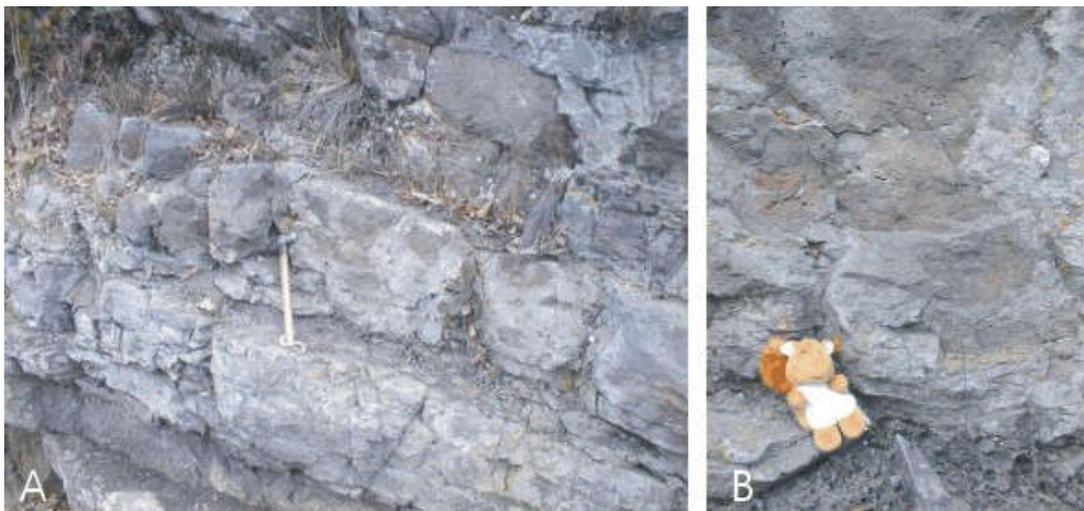
Au Luxembourg, on retrouve les formations de Mirwart, Villé, ainsi qu'un équivalent latéral de la Formation de La Roche : la Formation de Kautenbach-Troisvierges. La Formation de Jupille semble par contre disparaître (Dejonghe *et al.*, 2017).



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.



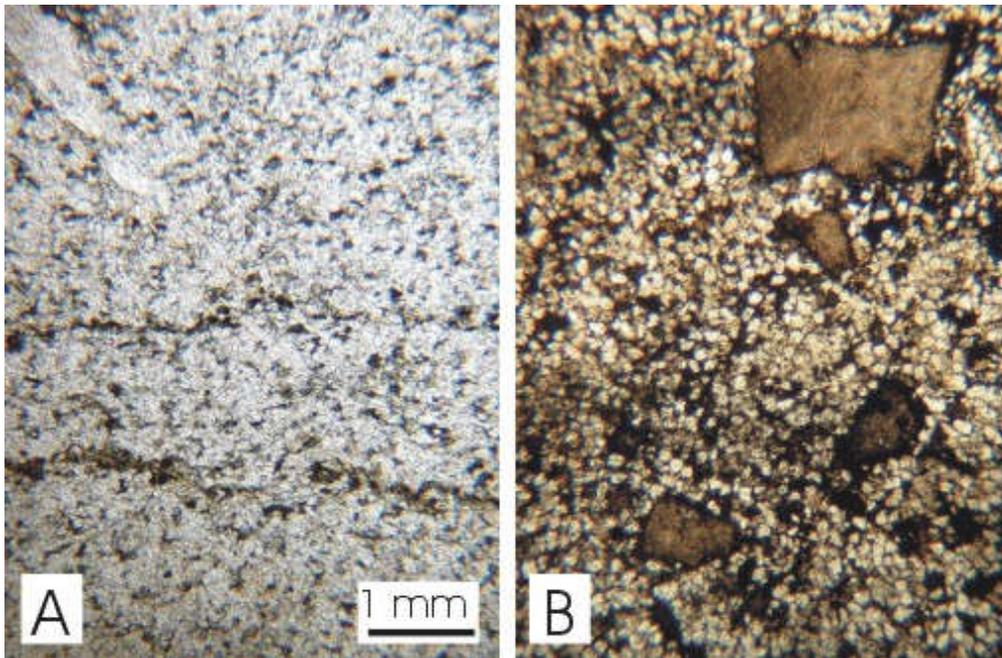
Panorama du site de La Roche-en-Ardenne, avec la limite entre les Formations de Villé et de La Roche. Anticlinorium de l'Ardenne.



*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.

A l'est du Massif de Stavelot (Hohes Venn-Eifel), le Praguien compte aussi trois formations : à la base, la Formation de Mirwart (600-1300 m) est constituée d'une alternance de bancs épais de grès gris-bleu et de schistes et phyllades bleu-noir ; ensuite la Formation de Villé (500-1000 m) avec des bancs centimétriques de grès gris et des schistes gréseux et enfin la Formation de La Roche (450-800 m), scindée en deux membres. A la base le "faciès Sankt-Vith" (Asselberghs, 1926) est formé de quartzophyllades et d'une alternance de siltites bleu noirâtre et de grès gris fins ou grossiers. Au-dessus, un faciès plus pélitique formé de schistes (shale et siltite) grisâtres ou bleu foncé, correspond à l'aspect plus traditionnel de la Formation de La Roche...

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.

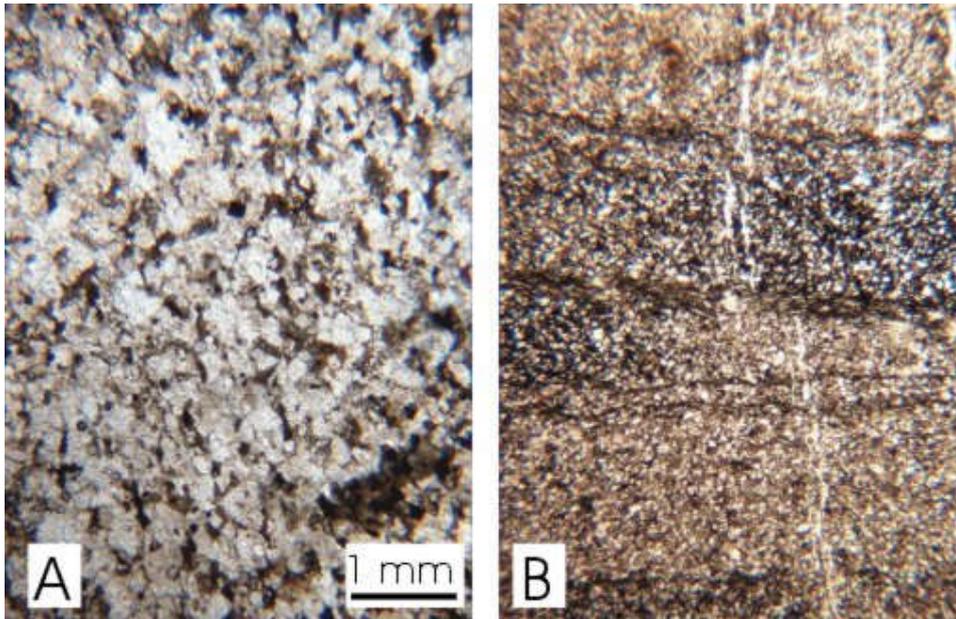
A l'est d'Andenne et dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant au nord de la faille de Xhoris, de même que dans la Nappe de la Vesdre à l'ouest de Stembert, deux formations s'intercalent entre les Formations du Bois d'Ausse et d'Acoz : il s'agit de la Formation de Nonceveux (séquences régulières 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).

A l'est du Massif de Stavelot, l'Emsien débute par la Formation de l'Our (Dejonghe *et al.*, 2017) qui est divisée en deux membres. Le Membre de Schuttbourg est formé d'une alternance de bancs de grès ou de quartzites de teintes variées et de schistes grossiers gris à bleus. Le Membre

de Stolzenbourg renferme une alternance de schistes (phylladeux) gris avec des bancs gréseux ou quartzitiques gris ou verts. Son épaisseur est d'environ 1600 m. L'Emsien se clôture par la Formation de Clervaux (400-600 m) renfermant des schistes vert clair et lie-de-vin et des grès bigarrés verts et rouges.

Au Luxembourg, les membres de Stolzenbourg et de Schuttbourg sont respectivement des équivalents latéraux des formations de Vireux et de Pesche. La Formation de Clervaux remplace celle de Chooz et celle de Wiltz remplace la Formation de Hierges (Dejonghe *et al.*, 2017).

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).

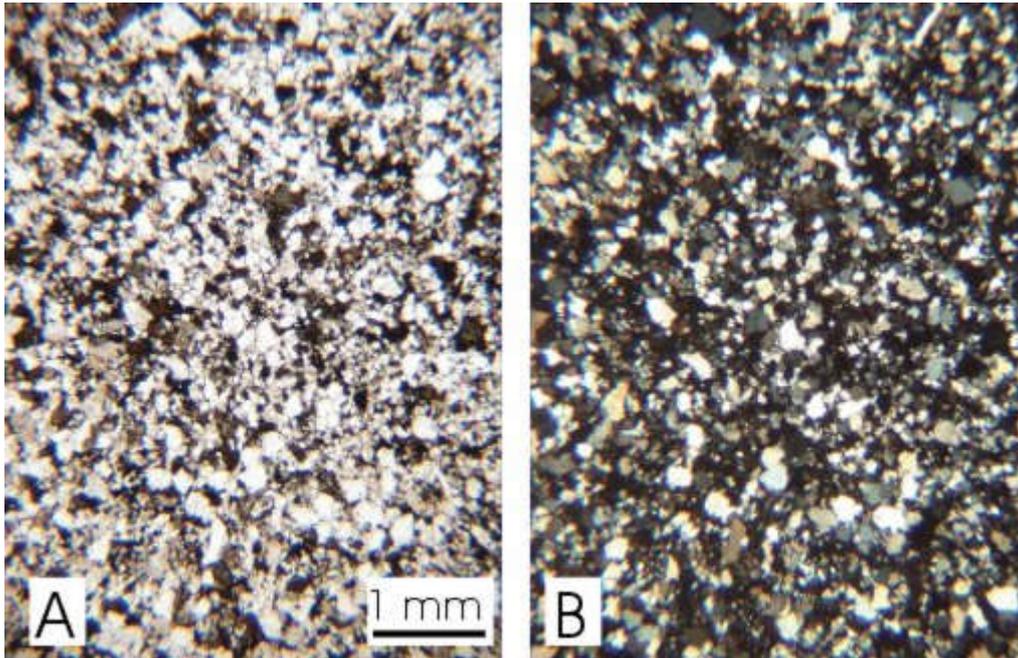


A : niveau conglomératique dans la Formation de Hampteau à la Roche à Frêne, près de Villers-Sainte-Geotrude, Synclinorium de Dinant. La stratification est presque verticale. B : détail.

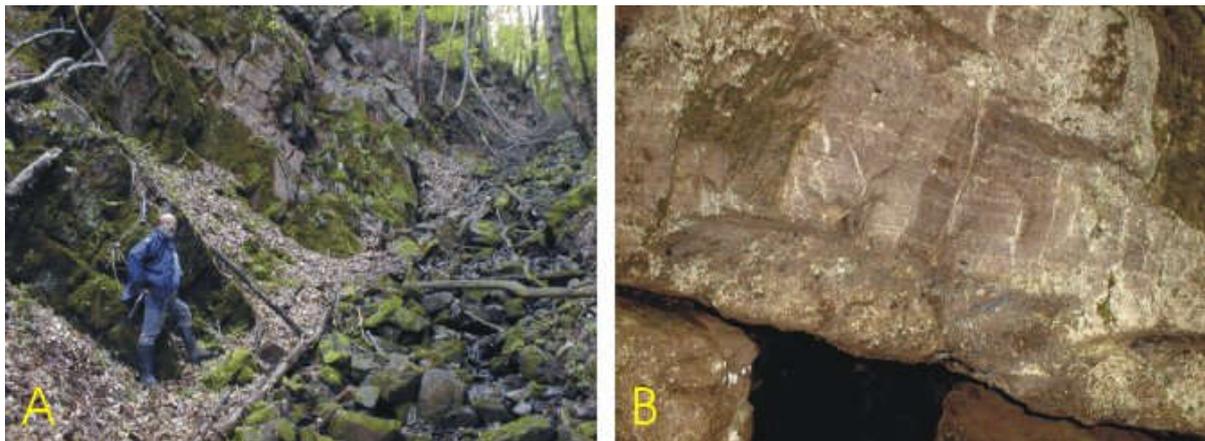


Tranche sciée de conglomérat (Formation de Hampteau à la Roche à Frêne, près de Villers-Sainte-Geotrude, Synclinorium de Dinant). On remarque les galets de quartz filonien (blancs) et les galets de grès (plus sombres).

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 émersion 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 de l'Allochtone ardennais ;
- 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 du Condroz conforte 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 Waimes sont utilisées comme moellons et granulats (Waimes, Steinbach, G'Doûmont), tout comme les quartzites fins de la Formation de Saint-Hubert (Paliseul, Libramont, La Roche).

Le Praguien est exploité comme granulat (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

A 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.

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 (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).

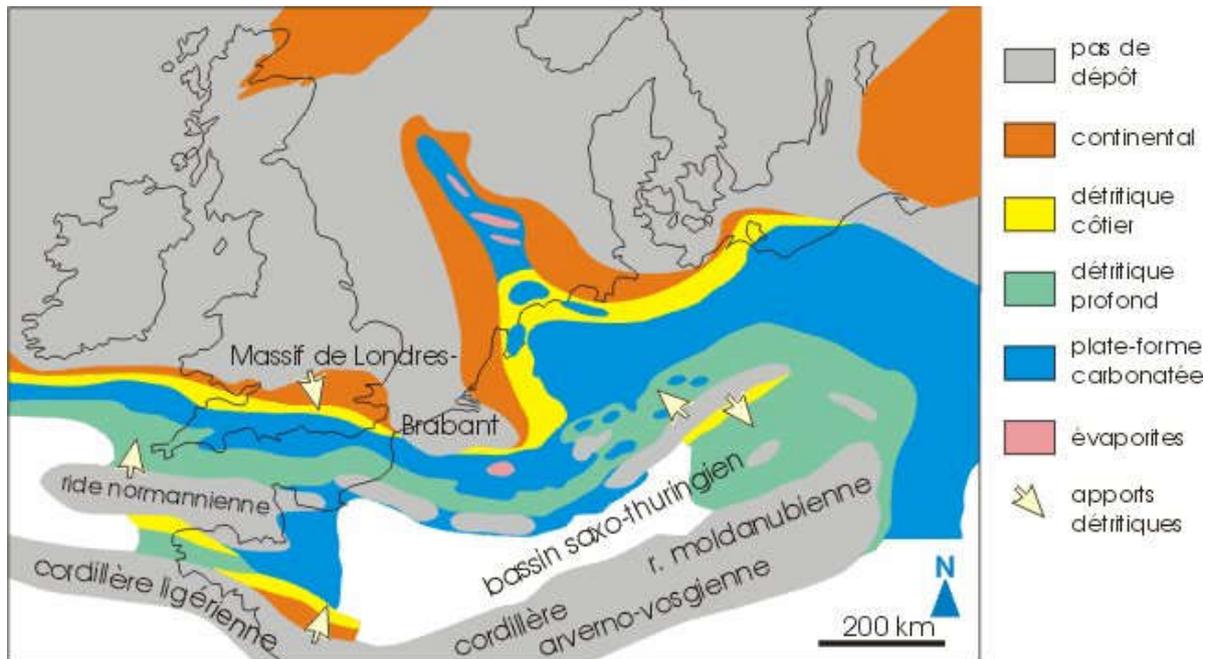


Fig. III.4 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dévonien Moyen. D'après Ziegler (1982), simplifié. Cf. aussi la carte de Van Hulst (2012).

Au cours de l'Eifélien 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-Eifélien : 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 Nîmes 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 monticules récifaux à Wellin, Couvin, Baileux, Nîmes et Maçon ;
- 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).

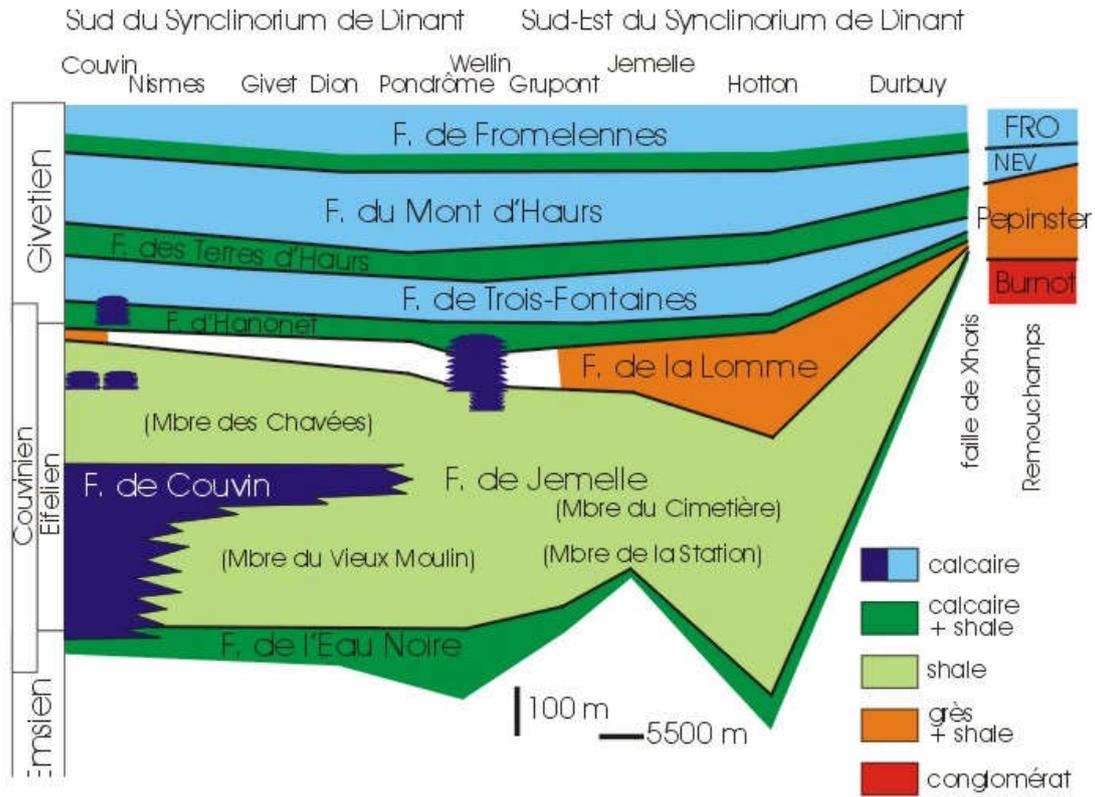
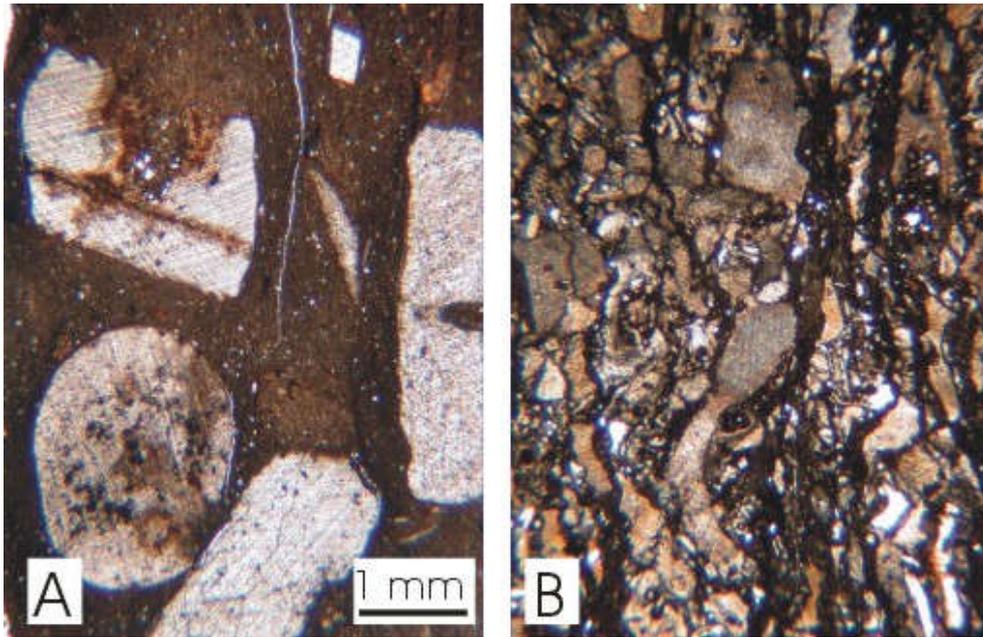


Fig. III.5 : formations et faciès du Dévonien Moyen au sud du Synclinorium de Dinant. Modifié d'après Bultynck & Dejonghe (2001) et Dumoulin & Blockmans (2008).

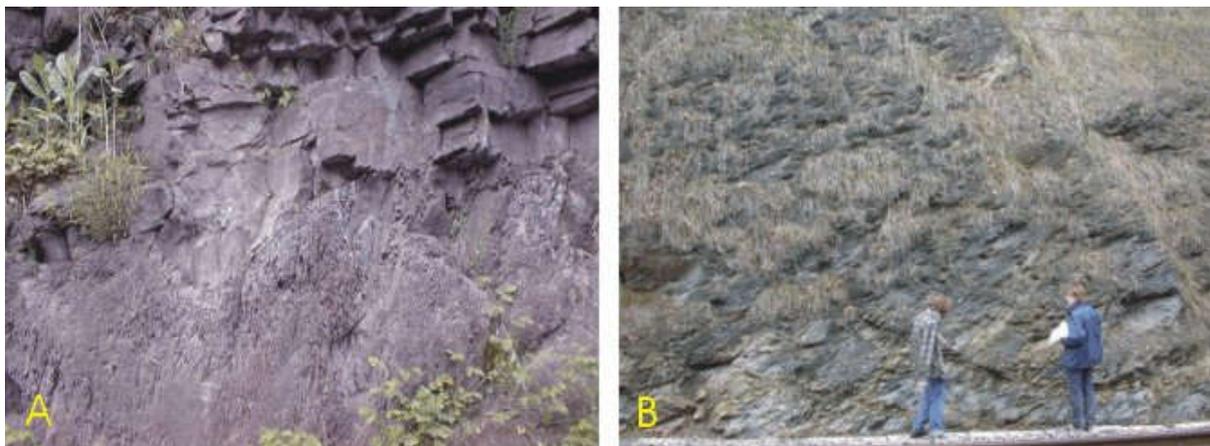


A : Formation de Couvin à la Falaise de l'Abîme à Couvin. B : Formation d'Hanonet à la carrière "La Couvinoise" à Couvin. C : base de la Formation de Couvin dans la coupe de l'Eau Noire, également à Couvin. Bord sud du Synclinorium de Dinant.



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 grises à droite (Membre de Claminforge), surmontant des schistes et grès rouges à gauche (Membre de Rouillon).

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, cf. Delcambre & Pingot, 2008).

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).

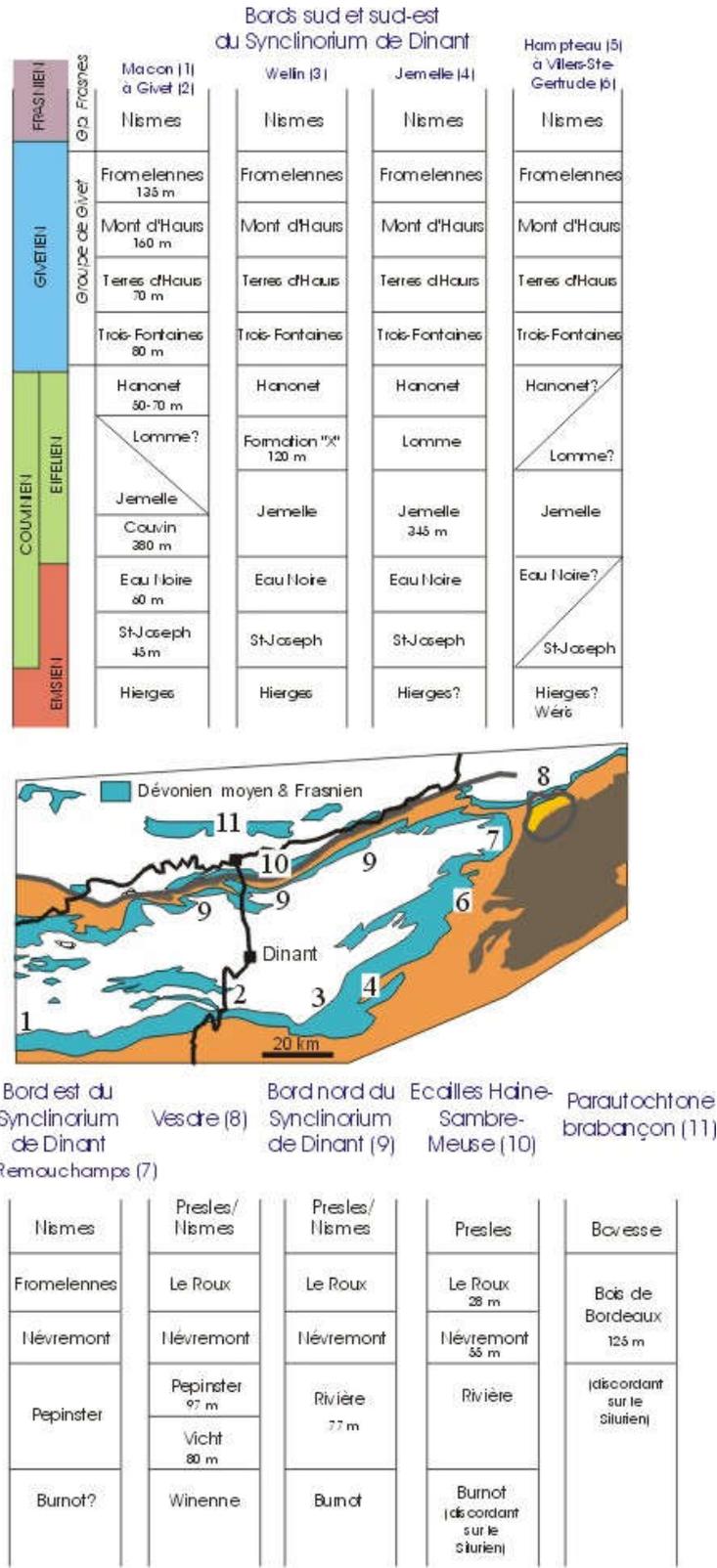


Fig. III.6 : les formations du Dévonien Moyen de la Belgique. D'après Bultynck et al. (1991), modifié.

Dans la région-type de Givet, au bord sud du Synclinorium de Dinant, le Givetien comprend (Prat & Mamet, 1989 ; 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'Hairs (70 m) qui témoigne d'une ouverture du milieu, avec dépôt de calcaires argileux localement bioturbés ;
- la Formation du Mont d'Hairs (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.



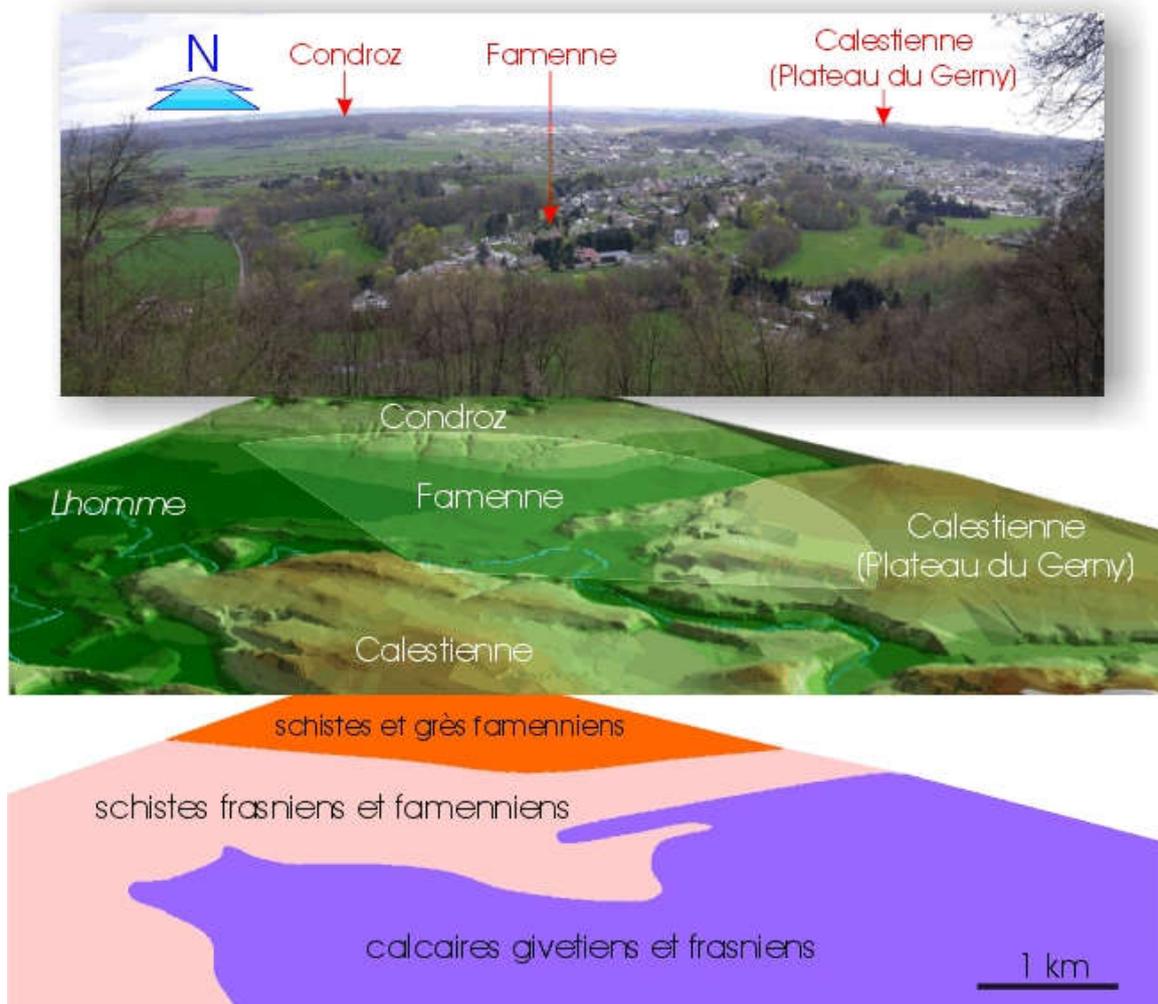
Colonies de rugueux massifs (flèches) à la base de la Formation de Terre d'Hours, carrière de Resteigne (bord sud du Synclinorium de Dinant).



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

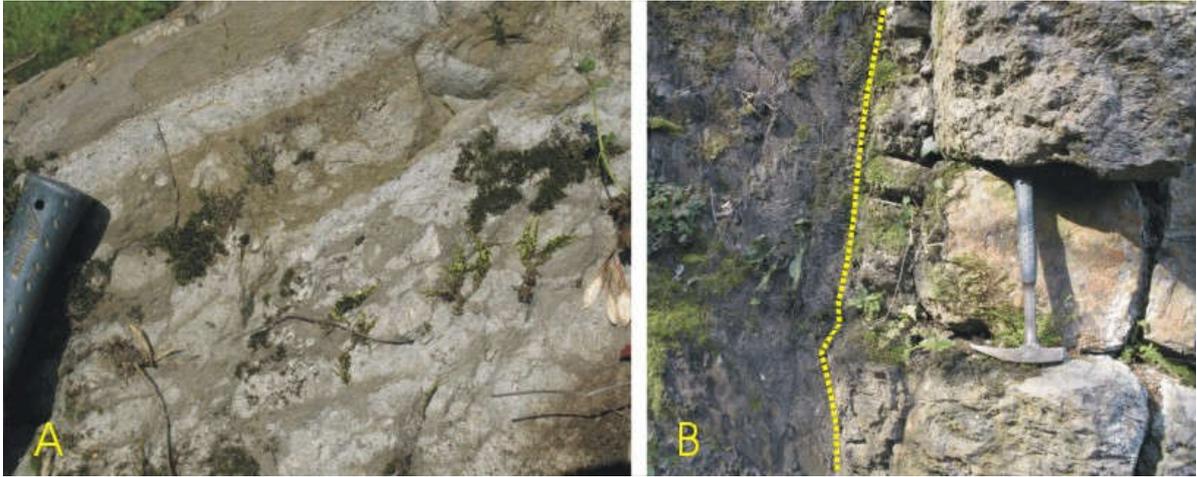
au sud la dépression schisteuse de Fagne-Famenne. Cette dépression est limitée au nord par le Condroz, d'altitude plus élevée, suite à la présence des grès fameniens plus résistants à l'altération. Ces morphologies sont visibles sur la carte du relief, en annexe 3.



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 Gerpinnes et dans les Ecailles 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 Nèvremont (une cinquantaine de mètres au stratotype). Il s'agit généralement de calcaires fins bioclastiques 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 Nèvremont 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 Nèvremont.

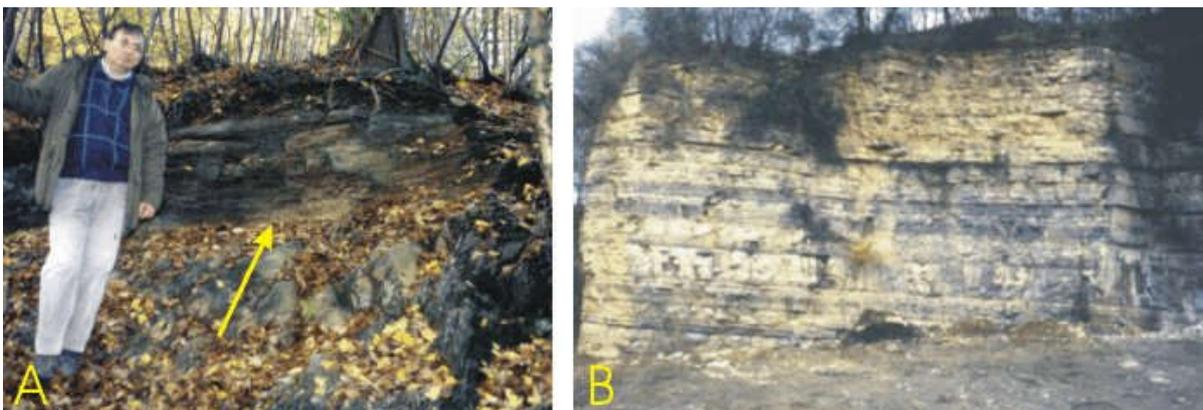


*A : calcaire, grès, dolomie de la Formation du Roux à Profondeville (Synclinorium de Dinant).
B : contact (en jaune) entre la Formation du Roux (à droite) et la Formation de Nismes (à gauche) à Annevoie (Synclinorium de Dinant).*

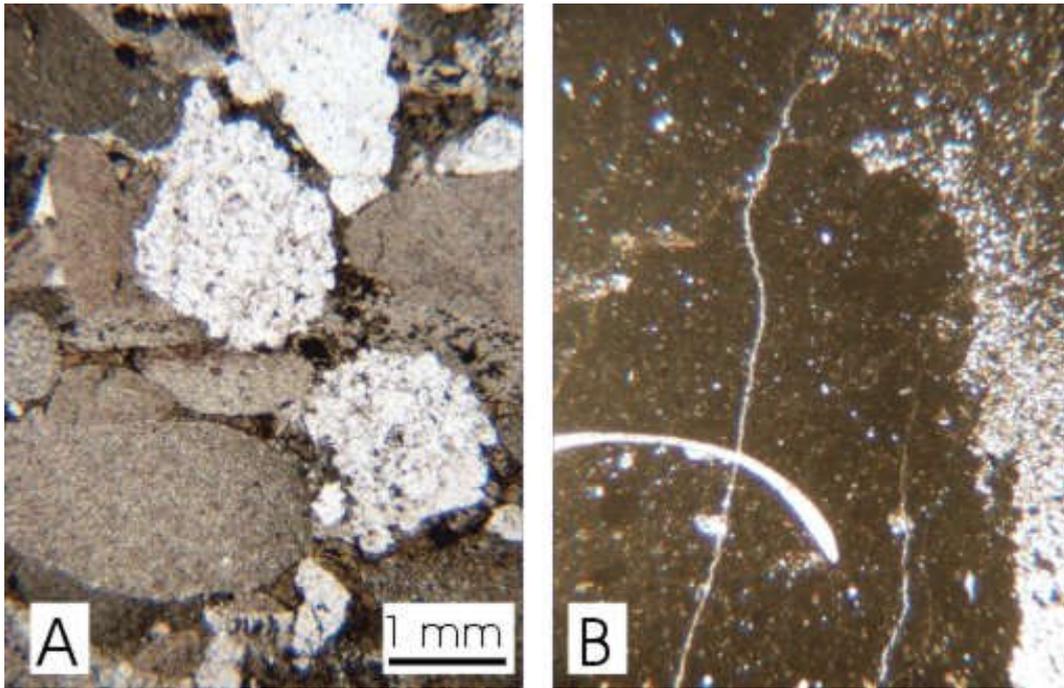
Dans le Tournaisis, le Givetien, épais de 490 m, est constitué d'alternances de bancs métriques riches en anhydrite et de bancs carbonatés ou argileux. Cette sédimentation évoque un milieu peu profond, confiné mais déjà subsident, formant une cuvette évaporitique.

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. Dans le Bassin de Campine, la Formation continentale de Booischoot est en partie datée du Givetien (Lagrou & Coen-Aubert, 2017).



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 (env. 385 Ma), la Zone Faillée du Brabant (aussi appelée "zone faillée de Nieuwpoort-Asquemont") joue en décrochement et devient active (André & Deutsch, 1984).

Au sud, un autre décrochement dextre plus important a été proposé. Il correspond à la "Faille Bordière". Cet accident hypothétique 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 granulats (carrières de Couvin et de Baileux).

Dans le Givétien, les calcaires de la Formation de Trois-Fontaines fournissent aussi du granulats (Wellin, Hotton, Couvin,...) et localement, pour les faciès récifaux les plus purs, du calcaire industriel (Wellin, Jemelle). Les Formations des Terres d'Hauts et de Fromelennes sont exploitées pour le granulats (Solre-sur-Sambre, Wellin, Hotton, Baileux) et enfin, la Formation du Mont d'Hauts fournit du granulats 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 (cf. Lagrou & Coen-Aubert, 2017). 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.

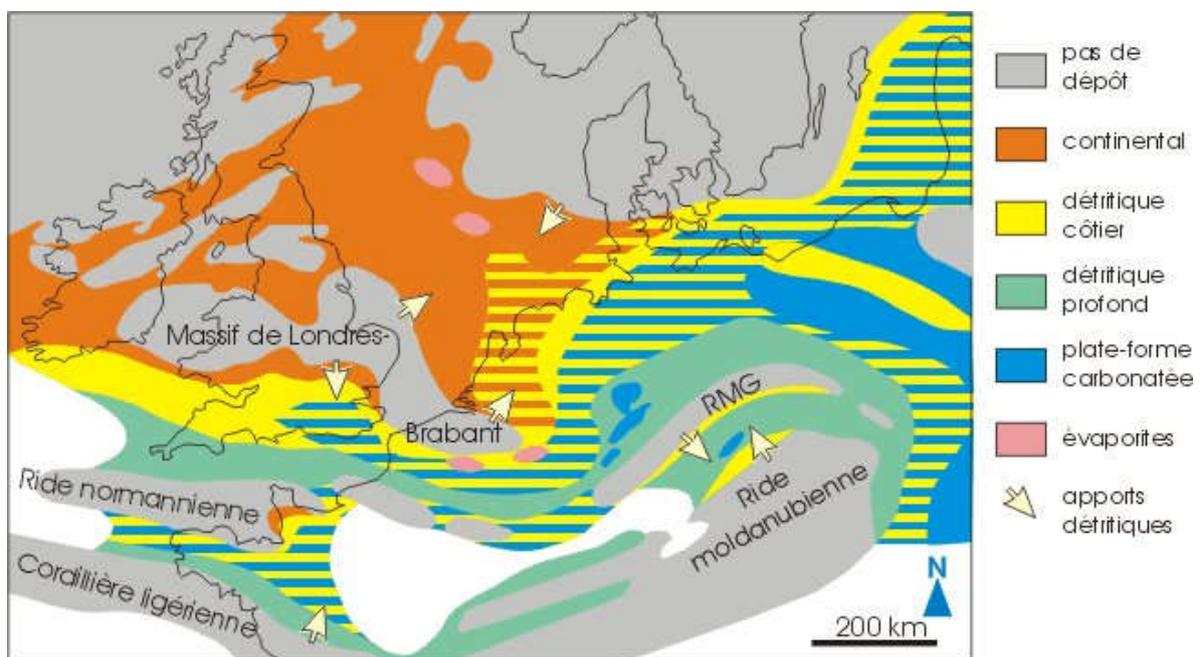


Fig. III.7 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dévonien Supérieur. D'après Ziegler (1982), simplifié. "RMG" signifie Ride médio-germanique.

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 frasnien belges sont disponibles en consultant les excursions.

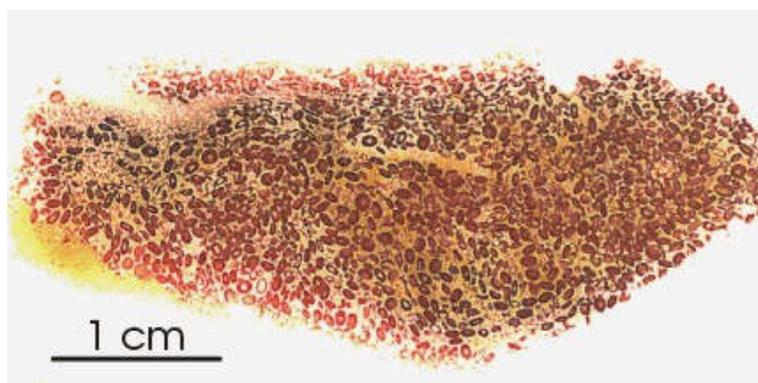
4.1.1. La transgression frasnienne

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 renversées de Fromelennes (à gauche) et de Nismes (à droite) au Sourd d'Ave, bord sud du Synclinorium de Dinant (cf. Casier et al., 2013).

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 dernière (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.



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

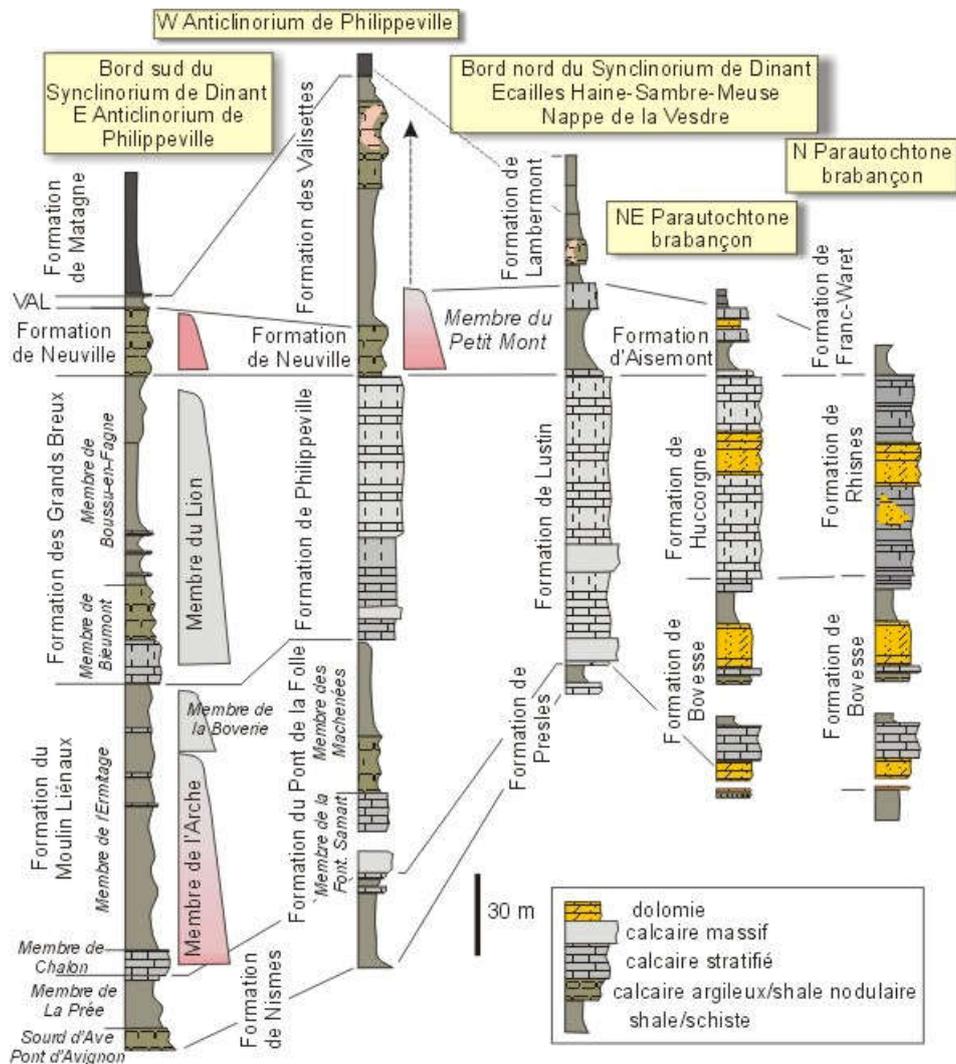


Fig. III.8 : colonnes lithologiques corrélées du Frasnien belge. Boulvain et al. (1999).

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.

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.

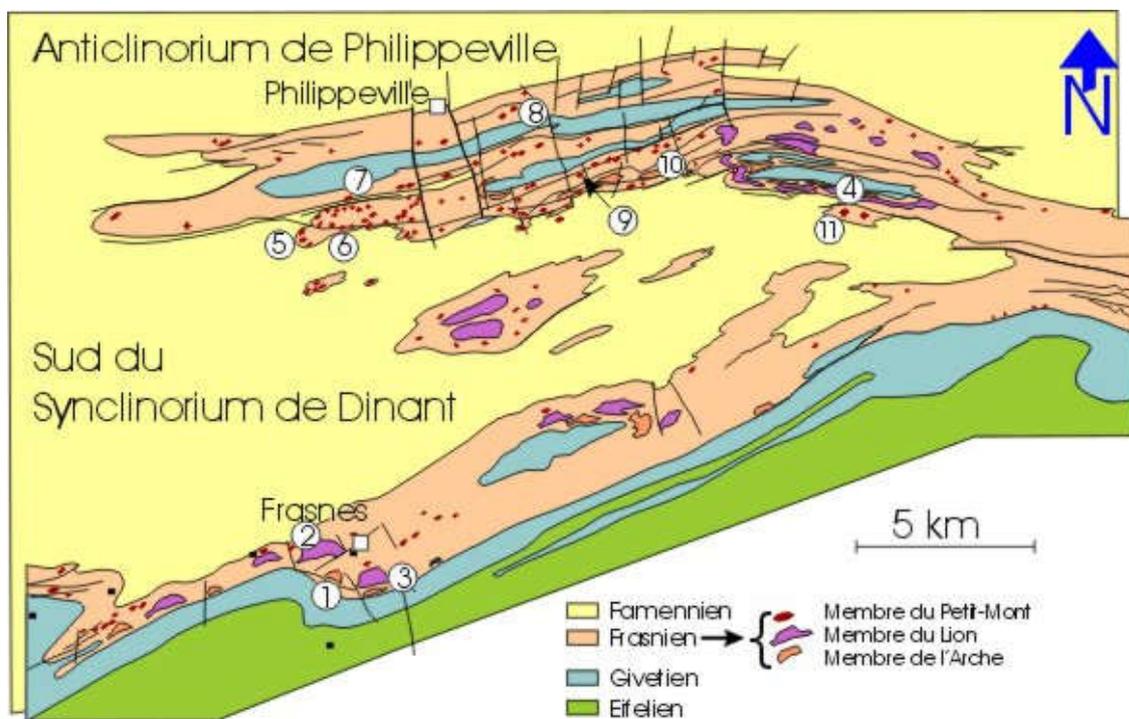


Fig. III.9 : carte géologique de la zone Philippeville-Frasnes, mettant en évidence les monticules récifaux frasnien. Les plus connus sont : (1) : carrière de l'Arche ; (2) : carrière du Nord ; (3) : carrière du Lion ; (4) : coupes du Moulin Bayot ; (5) : carrière de Beauchâteau ; (6) : carrière Tapoumont ; (7) : carrière des Bulants ; (8) : carrière des Croisettes ; (9) : carrière des Wayons ; (10) : carrière de Rochefontaine ; (11) : carrières du Hautmont et du Petit-Mont. Simplifié d'après les cartes géologique à 1/25.000 suivantes : 53/5-6 (Boulvain & Marion, 1994), 58/3-4 (Lemonne & Dumoulin, 1998), 57/3-4 (Dumoulin & Marion, 1998), 57/7-8 (Marion & Barchy, 1999), 58/1-2 (Dumoulin & Marion 1997) et 58/5-6 (Dumoulin & Coen, 2008).

- 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 fenestrae 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.

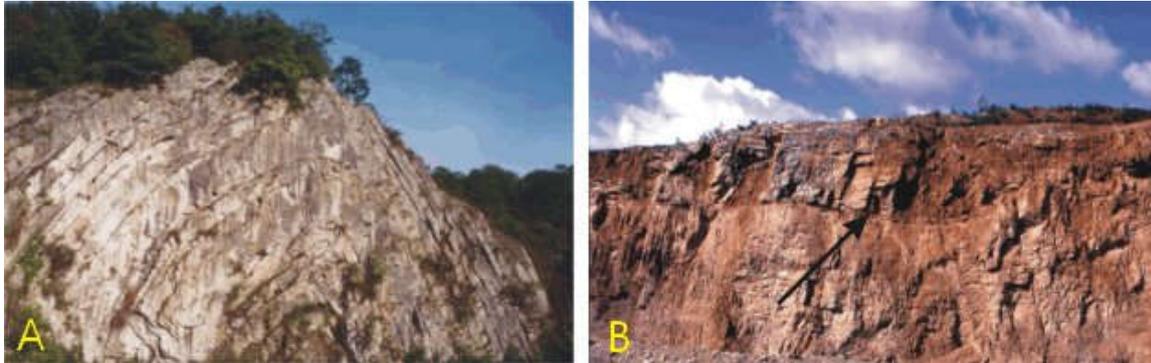
Dans la partie occidentale de l'Anticlinorium de Philippeville (Dumoulin *et al.*, 1998), dans la partie orientale du Synclinorium de Dinant au-delà de Durbuy et dans l'Entre-Sambre-et-Meuse, les deux premiers niveaux de monticules récifaux sont remplacés par des alternances de calcaires stratifiés, 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'Omalius). 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") ou gris ;
- 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. Récemment, Coen-Aubert (2016) a proposé une nouvelle unité, la Formation de Champ Broquet qui inclut les membres de Neuville et des Valisettes.

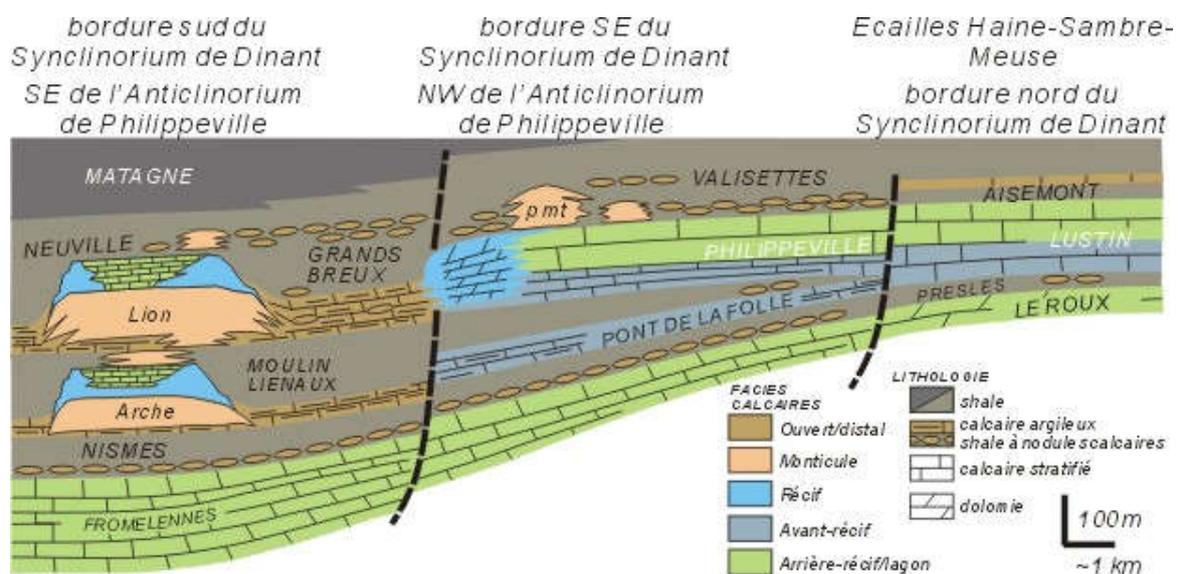


Fig. III.10 : coupe méridienne dans le bassin de sédimentation frasnien.



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.

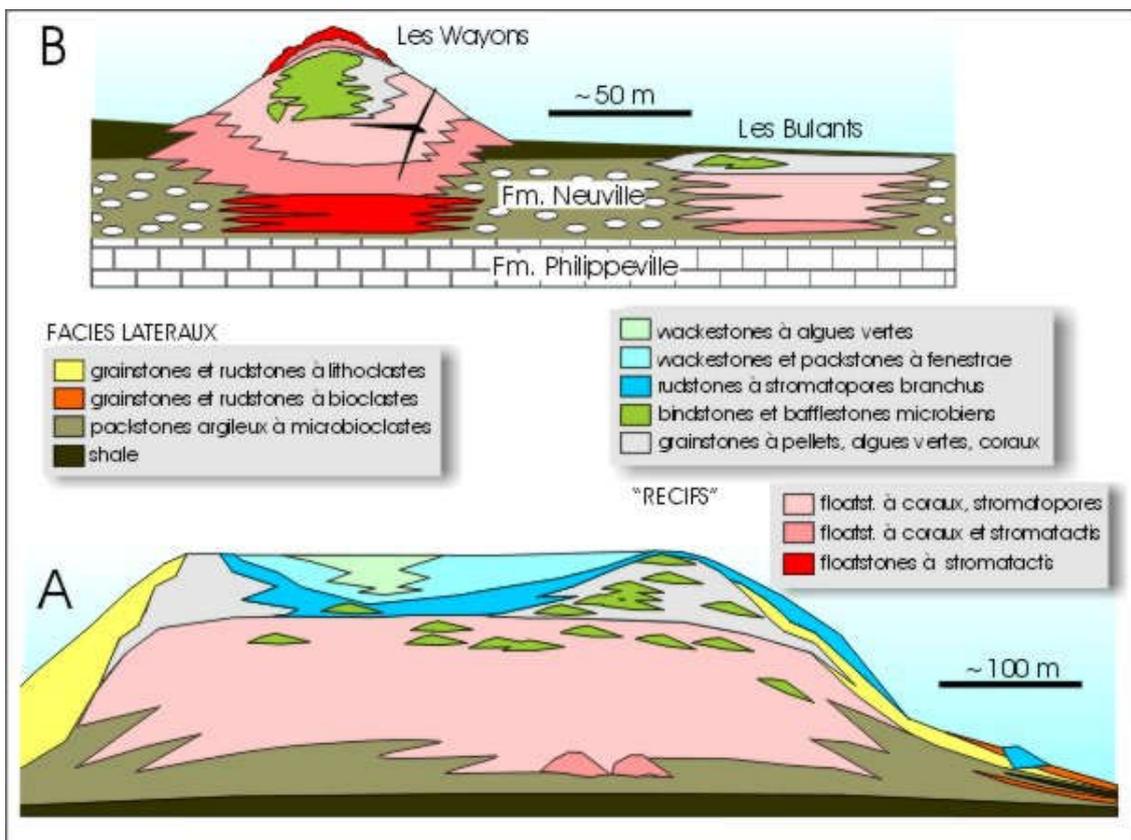


Fig. III.11 : modèles sédimentologiques des monticules récifaux frasnien belges ; A : membres du Lion et de l'Arche (Boulvain et al., 2004). B : Membre du Petit-Mont dans l'Anticlinorium de Philippeville (Boulvain, 2001).

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.

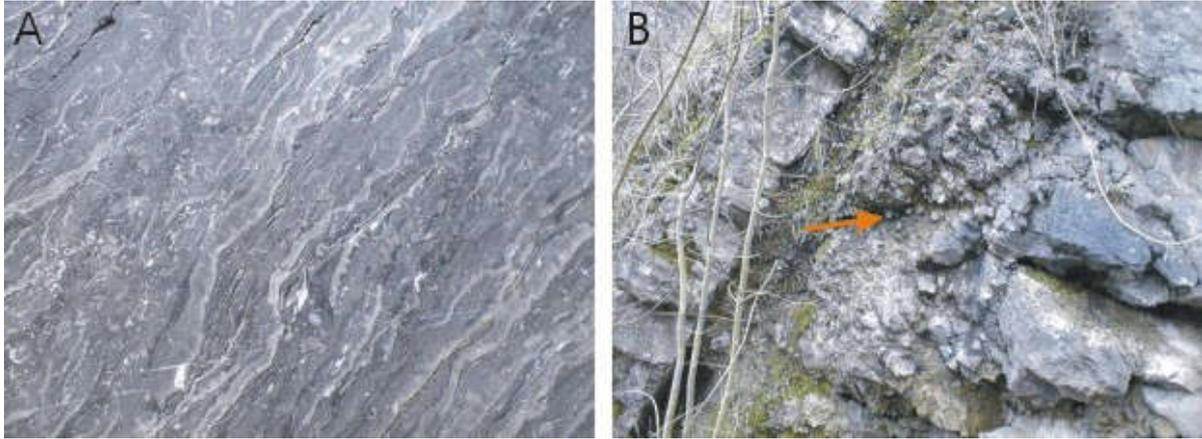
Plus tard, la présence des monticules du Membre du Petit-Mont dans l'Anticlinorium de Philippeville témoigne d'un retrait général des ceintures de faciès, dû à une importante hausse du niveau marin. Cette transgression se marque jusqu'en Campine (Coen-Aubert, 2014).

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 Ecailles 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 récifal (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 unité 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

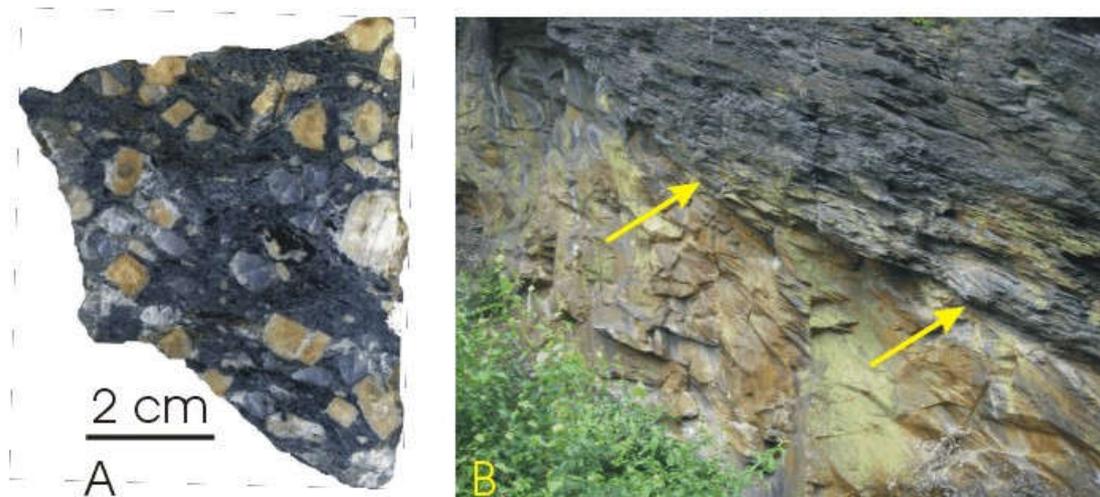
A la fin du Frasnien, la sédimentation terrigène se généralise et on observe au bord sud du Synclinorium de Dinant, la fameuse Formation de Matagne, constituée d'une cinquantaine de mètres de schistes fins et foncés à faune caractéristique (buchioles, goniatites, orthocères) (Fig. III.8).

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 : son sommet est Famennien.

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). Récemment (Cobert *et al.*, 2016), l'âge de ce magmatisme a été remis en question et serait attribué au Pridoli.



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).

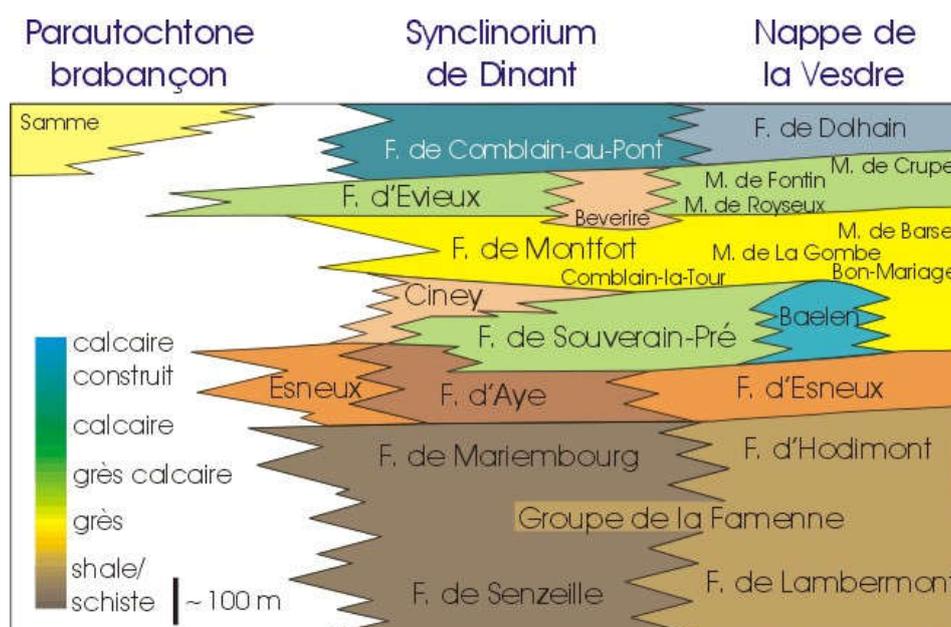


Fig. III.12 : répartition des formations famenniennes, d'après Bultynck & Dejonghe, 2001, modifié, inspiré des travaux de Thorez.

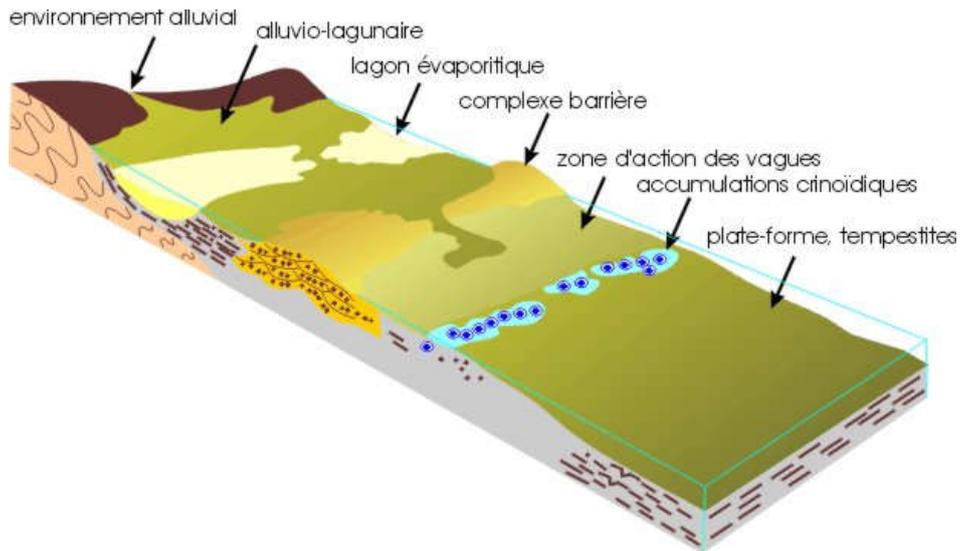


Fig. III.13 : paléoenvironnements en bordure du Massif du Brabant au Famennien.

Le Famennien inférieur enregistre une sédimentation essentiellement pélitique 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. Localement, des niveaux d'hématite oolithique ont été observés (Dreesen, 1982).

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).

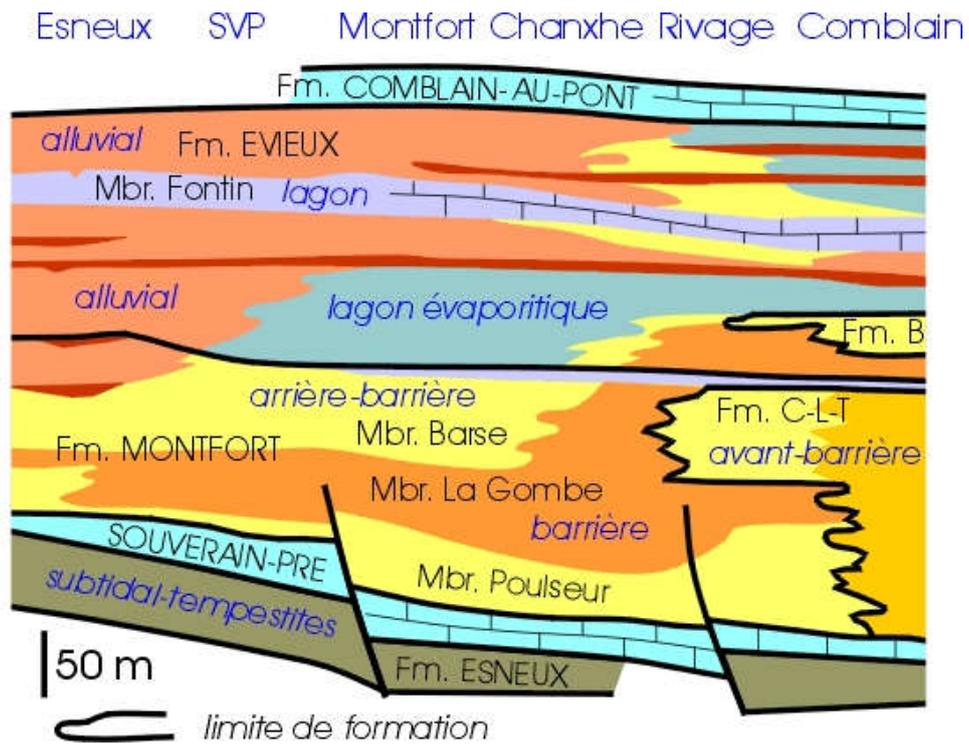


Fig. III.14 : Formations et environnements du Famennien de la vallée de l'Ourthe. Fm. B : Formation de Beverire. Fm. C-L-T : Formation de Comblain-la-Tour. Noter les niveaux rouges (d'origine continentale) dans la Formation d'Evieux. D'après Thorez et al. (2006), modifié.

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.



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

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, 2013 ; Aretz & Chevalier, 2007).

Vers le nord-est, plus près du rivage, la Formation de Souverain-Pré passe à la Formation de Ciney, plus sableuse.



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

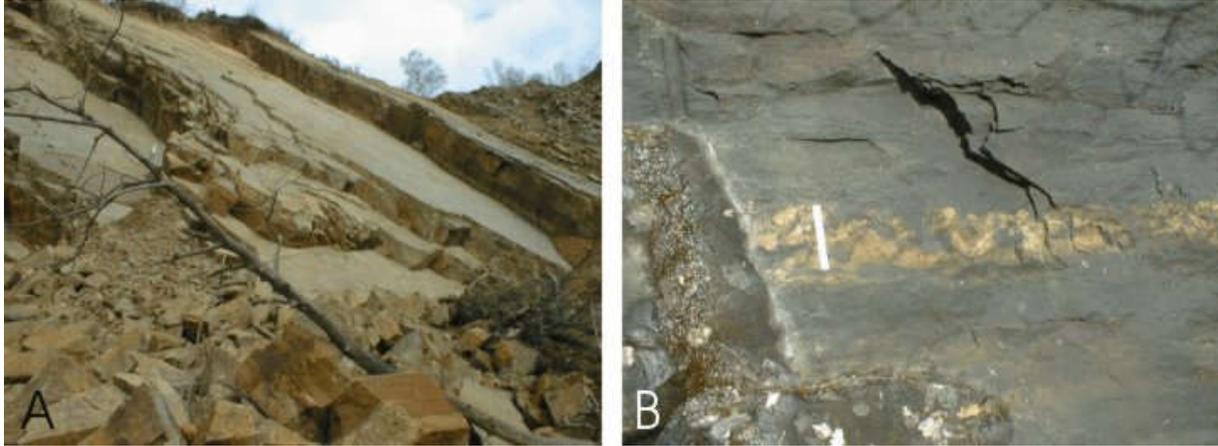
Au-dessus de la Formation de Montfort, la Formation d'Evieux (120-200 m) s'est déposée dans un environnement à tendance plus continentale. La progradation générale de la plate-forme est responsable d'un déplacement des ceintures de faciès vers le sud et sur une même verticale, on observe une évolution régressive vers des environnements marins de plus en plus retréints (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).

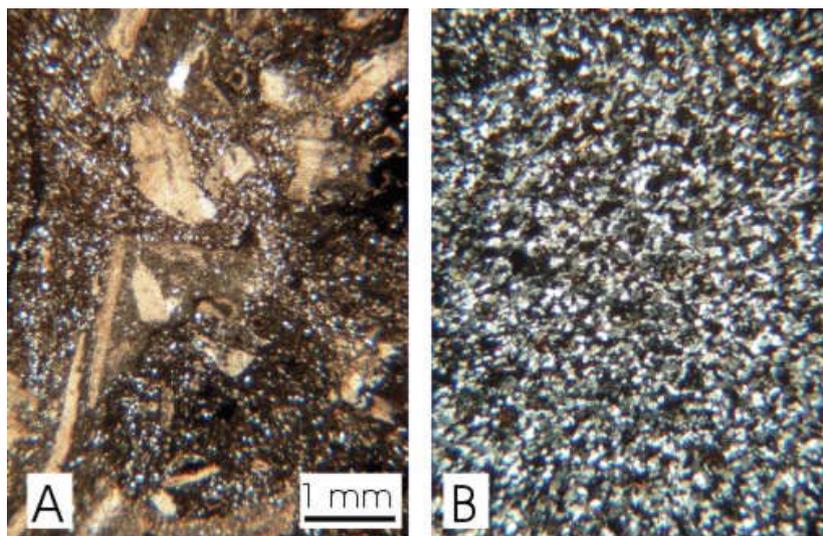
Dans les Ecailles Haine-Sambre-Meuse, l'épaisseur du Famennien reste très faible. Des niveaux d'hématite oolithique présents au sommet de l'étage indiqueraient la proximité du littoral. Dans le Parautochtone brabançon, le Famennien n'est représenté que très localement, de la vallée de la Sennette à la 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 (Formation du Bois de la Rocq, exploitée sur une quarantaine de mètres aux Isnes, cf. Delcambre & Pingot, 2008).



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") auraient 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).



Formation de Comblain-au-Pont à Chanxhe. On remarque les alternances de shale et de calcaire.

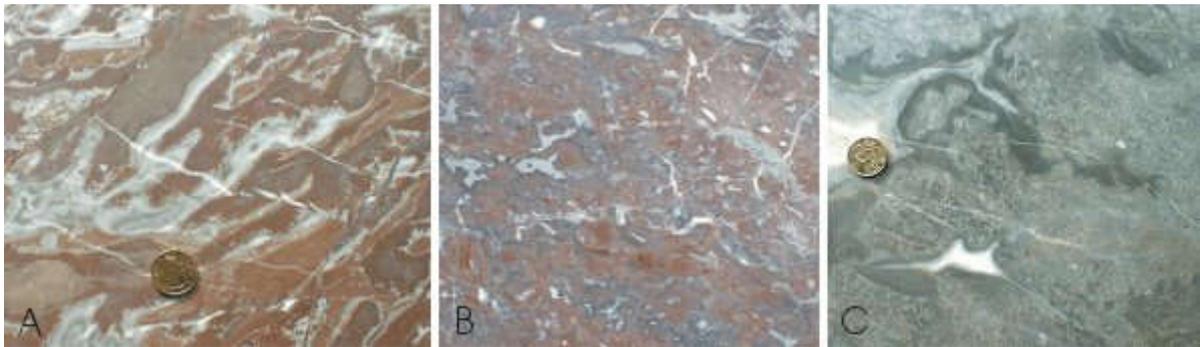
4.3. MATERIAUX EXPLOITES

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 Buissière), le "Cousolre" (Formation de Philippeville, carrière de Solre-Saint-Géry) et le "Florence" (Formation de Lustin à Tailfer) ; le Frasnien 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 et à Rochefort (Groessens, 1981).

A l'heure actuelle, les seules variétés de marbre encore mises en valeur proviennent du Membre du Petit-Mont (carrières de Vodelée, 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 marbres 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, Condruz. 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, d'autant plus que c'est l'option choisie au niveau de la carte géologique de Wallonie.

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".

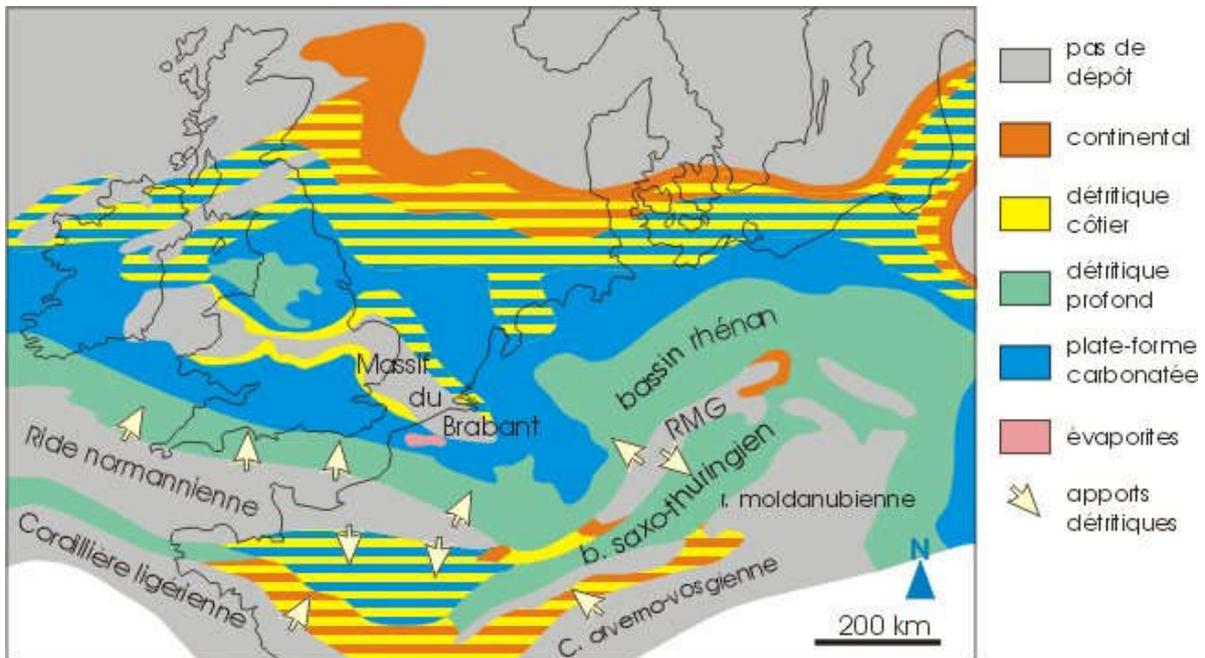


Fig. III.15 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Dinantien. D'après Ziegler (1982), simplifié. "RMG" : Ride médio-germanique. Cf. aussi la carte de Van Hulst (2012).

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).

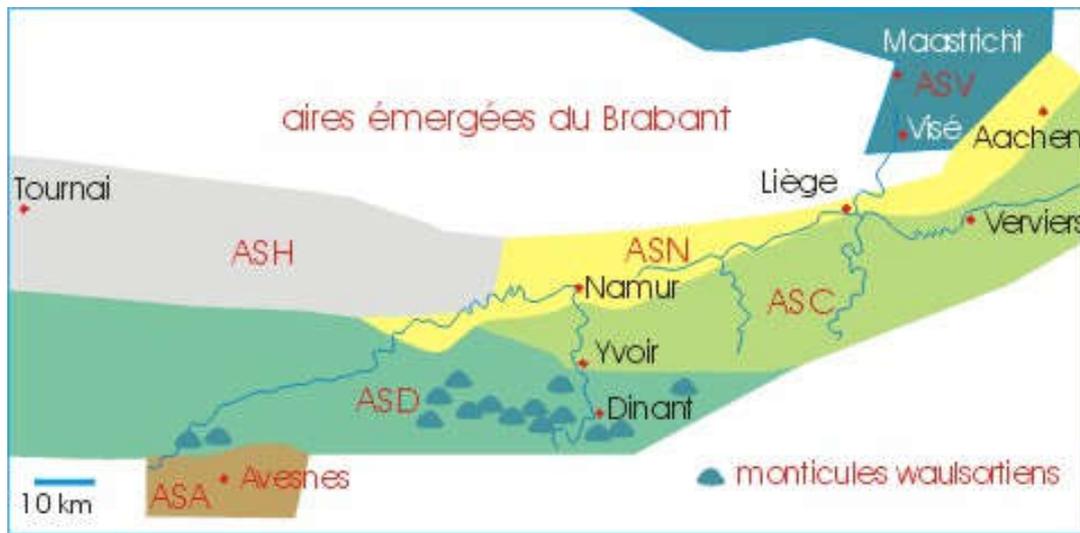


Fig. III.16 : aires de sédimentation du bassin de Namur-Dinant au Dinantien. ASH : aire de sédimentation du Hainaut, ASN : aire de sédimentation de Namur, ASV : aire de sédimentation de Visé-Maastricht, ASC : aire de sédimentation du Condroz, ASD : aire de sédimentation de Dinant, ASA : aire de sédimentation 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 plus récemment Hance *et al.* (2001) et Poty (2016). Ces derniers travaux analysent l'architecture des corps sédimentaires et leur organisation séquentielle (Fig. III.17).

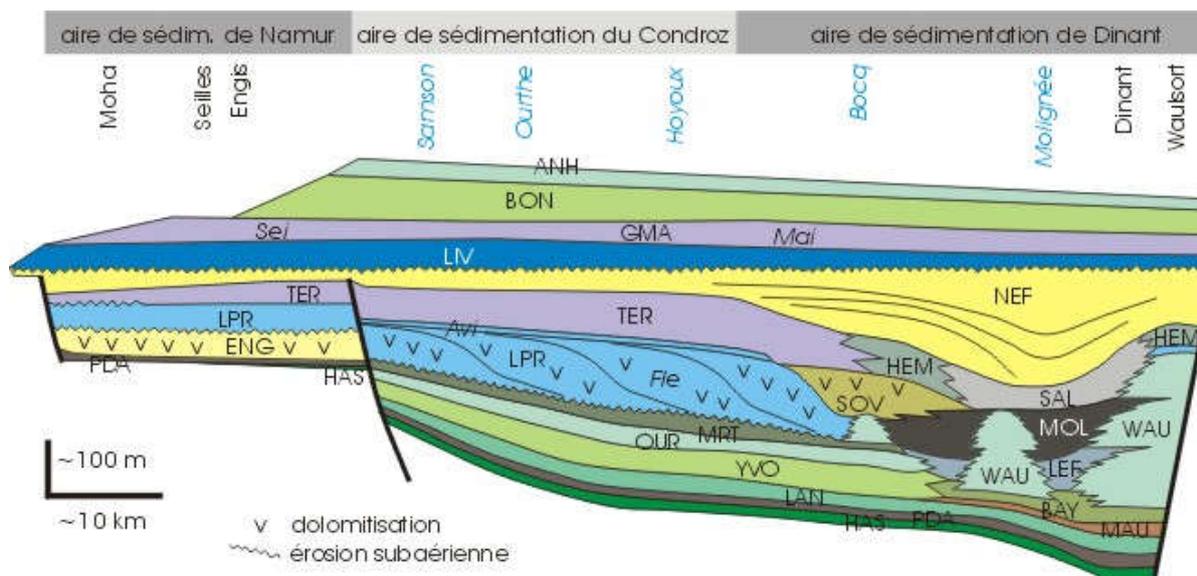


Fig. III.17 : formations du Dinantien. Noms des formations : ANH : Anhée, BAY : Bayard, BON : La Bonne, ENG : Engihoul, FLE : Flémalle, GMA : Grands Malades, HAS : Hastière, HEM : Hemptinne, LAN : Landelies, LEF : Leffe, LIV : Lives, LPR : Longpré, MRT :

Martinrive, MAU : Maurenne, MOL : Molinee, NEF : Neffe, OUR : Ourthe, PDA : Pont d'Arcole, SAL : Salet, SOV : Sovet, TER : Terwagne, WAU : Waulsort, YVO : Yvoir. Membres : Avi : Avins, Fle : Flémalle, Mai : Maizeret, Sei : Seilles. D'après Poty (2016), modifié.

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'Hastièrre 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-gréso-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'Hastièrre (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. Dans l'est de l'ASN et de l'ASC, ces dolomies correspondent à la Formation de la Vesdre.



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.

Un épisode régressif 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 Ecailles Haine-Sambre-Meuse. La Formation d'Arquennes dans le Hainaut (ASH) montre un faciès assez proche.

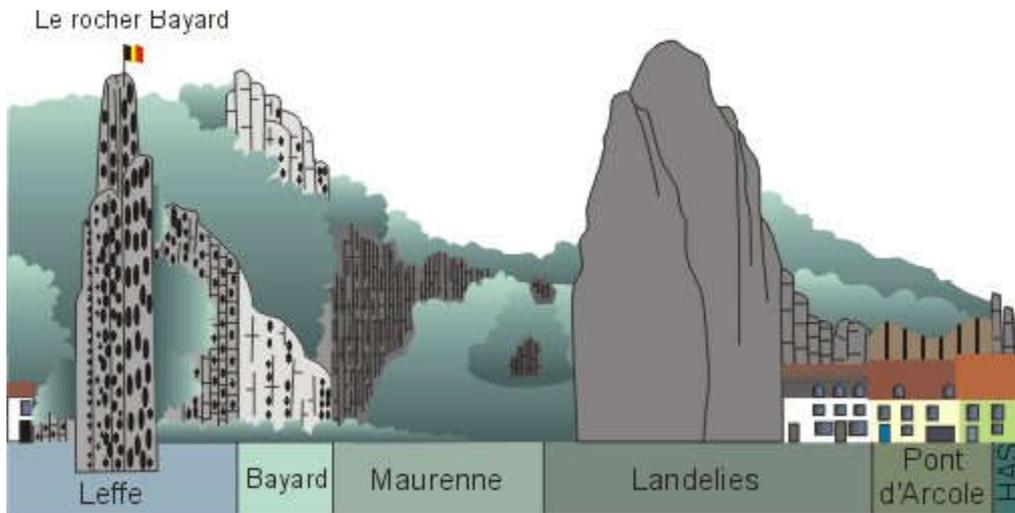
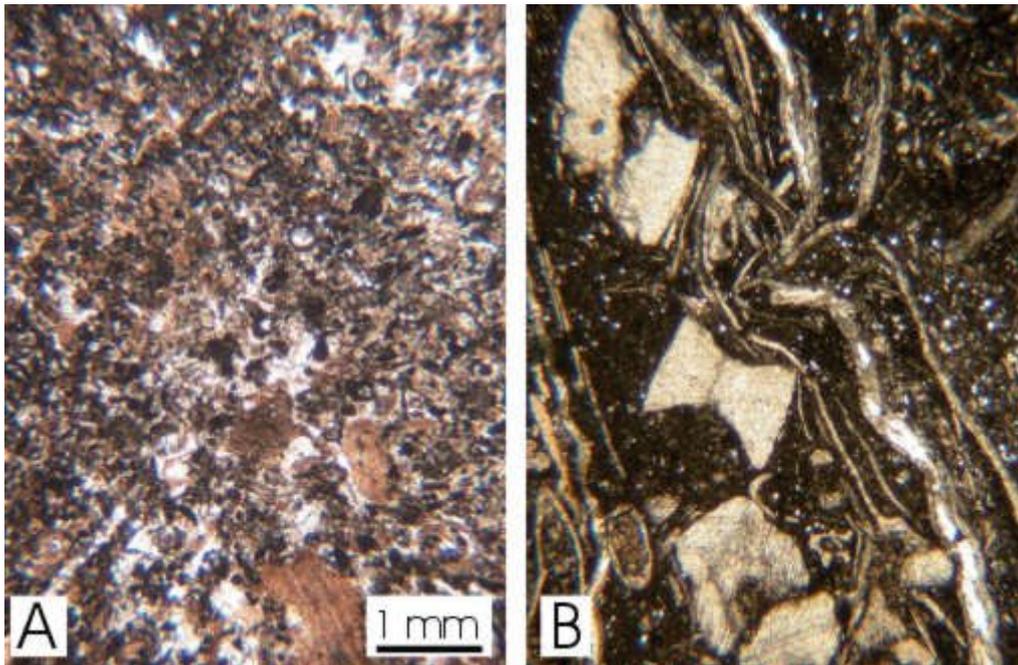


Fig.III.18 : le Tournaisien au site du Rocher Bayard à Dinant.



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.

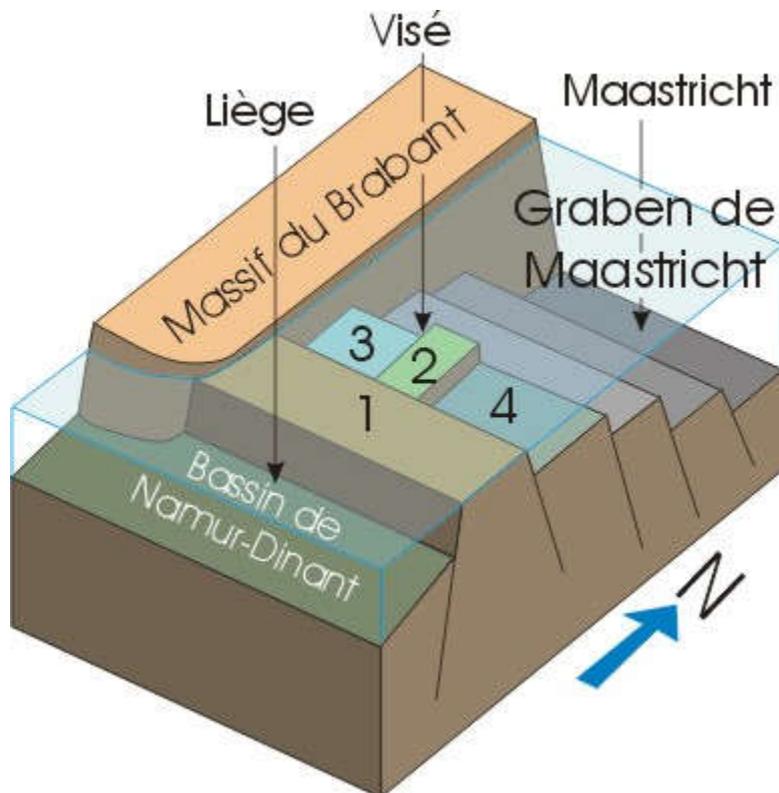


Fig.III.19 : position relative des blocs tectoniques dans l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht durant le Dévonien Supérieur-Carbonifère. 1 : ride de Booze-Val-Dieu, 2 : bloc de

Souvré, 3 : bloc d'Hermalle-sous-Argenteau, 4 : bloc de Bombay. D'après Poty (1991), modifié.

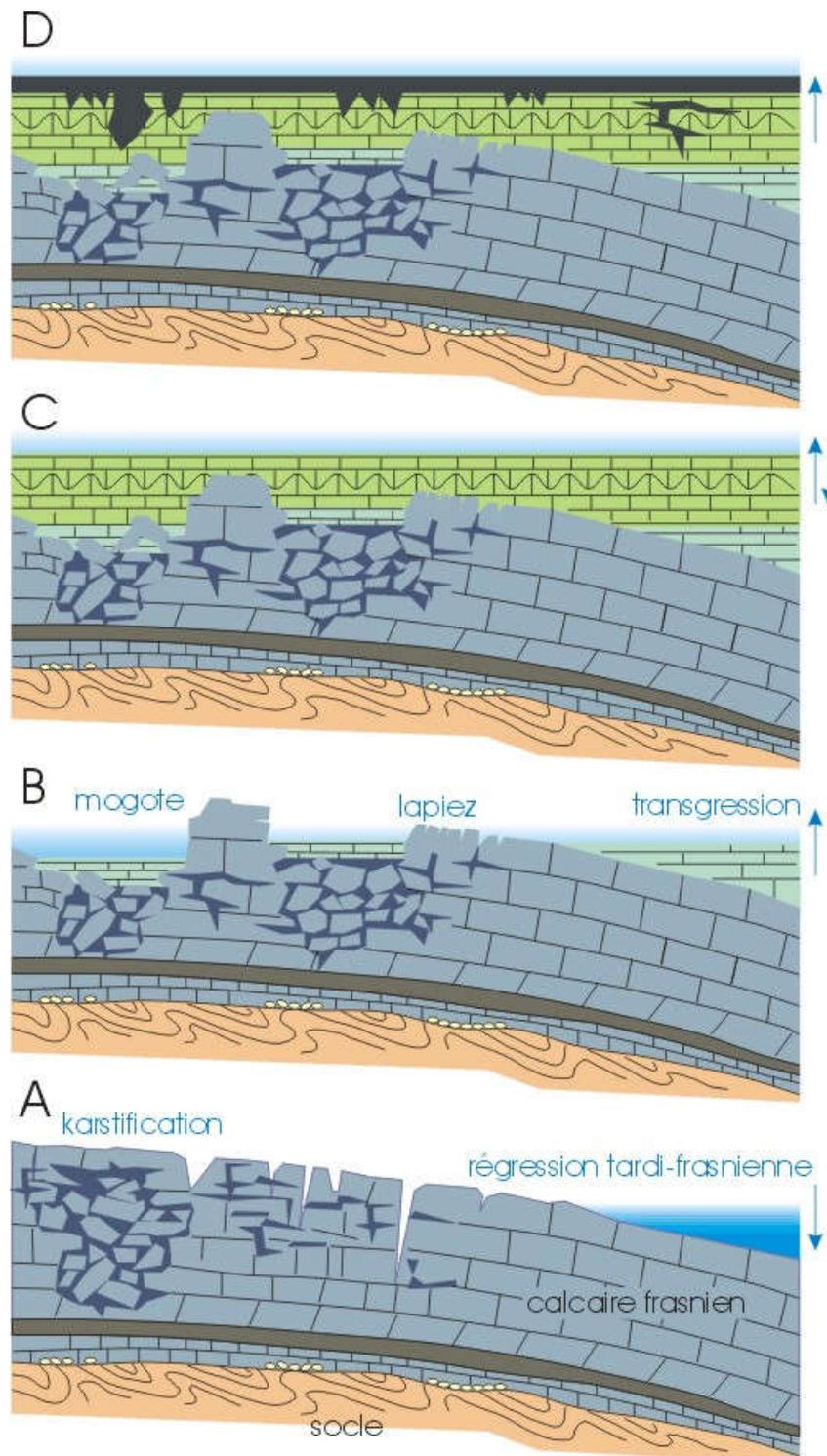


Fig. III.20 : reconstitution des événements tectono-sédimentaires dans l'aire de sédimentation de Visé-Maastricht du Dévonien Supérieur au Carbonifère. La situation décrite correspond schématiquement au bloc de Bombay. A : Durant le Famennien, les calcaires frasniens sont émergés et soumis à la karstification. 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) avec des cavités cimentées par de la calcite fibreuse (veines bleues) (Lees *et al.*, 1985).

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 surtout 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).

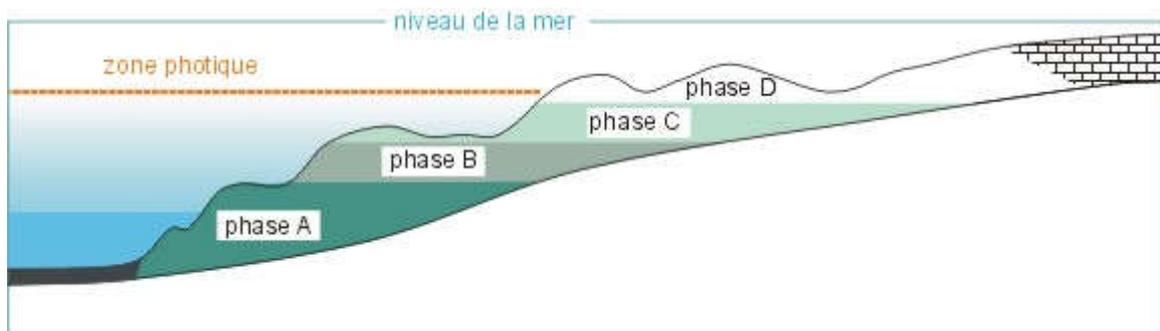


Fig. III.21 : distribution des phases A à D de développement des monticules waulsortiens le long d'une rampe carbonatée. D'après Lees et al. (1985), modifié.



Formation de Waulsort à Sosoye (Synclinorium 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.

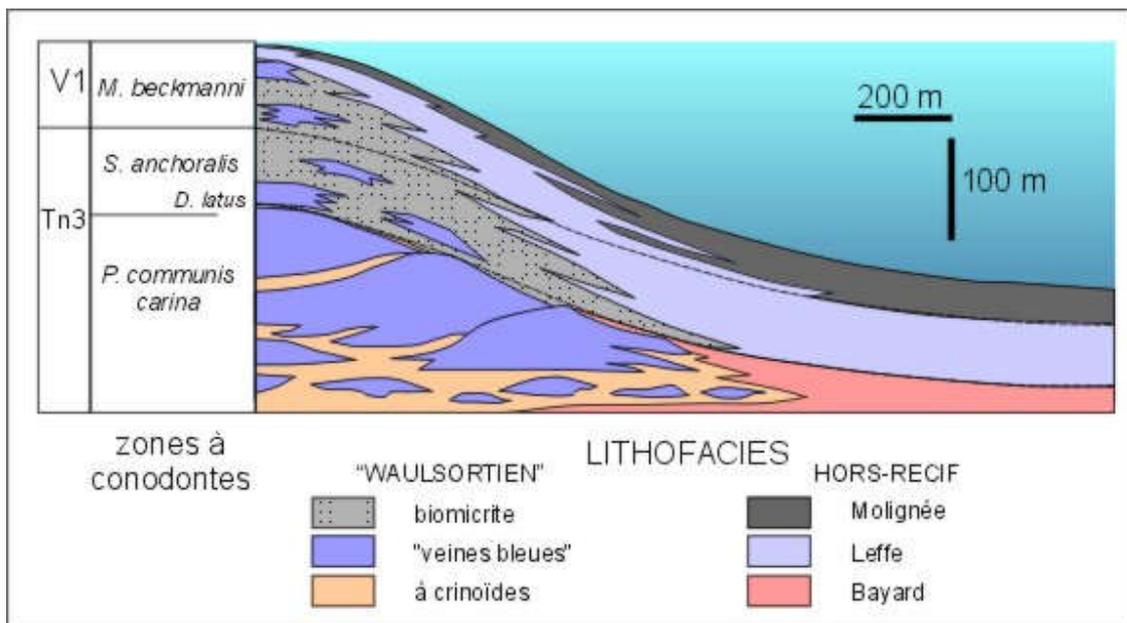
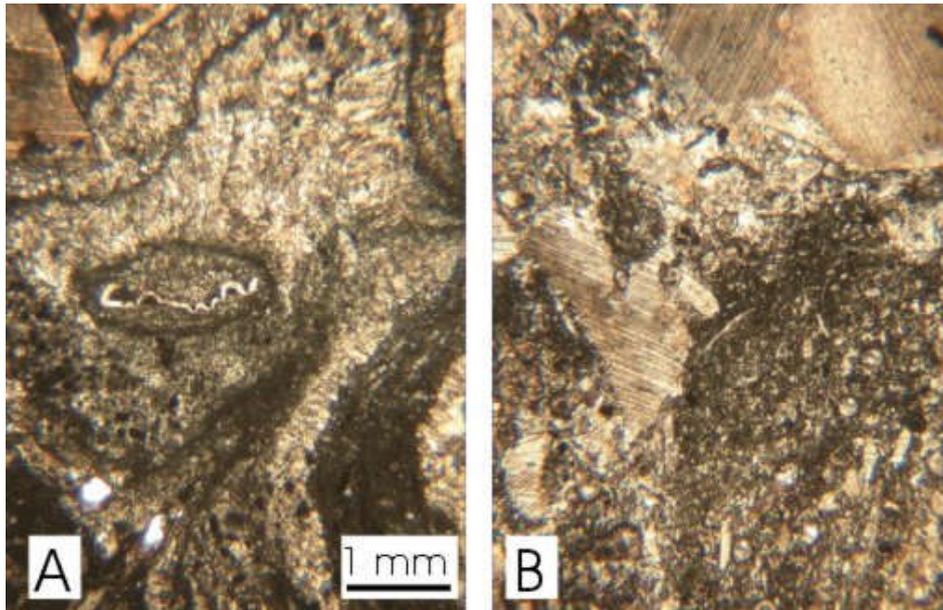


Fig. III.22 : "anatomie" des monticules waulsortiens et relations avec les faciès latéraux. D'après Lees & Conil (1980), modifié.

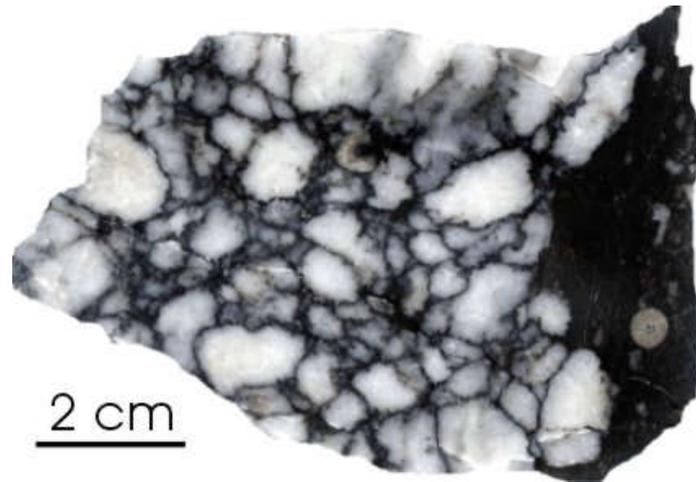


A : calcaire construit de la Formation de Waulsort à Anseremme (Rocher du Moniat) : on observe plusieurs générations de ciment alternant avec des encroûtements algo-microbiens. B : calcaire bioclastique de la Formation de Leffe dans la coupe de la gare de Gendron (même échelle que A). Synclinorium de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

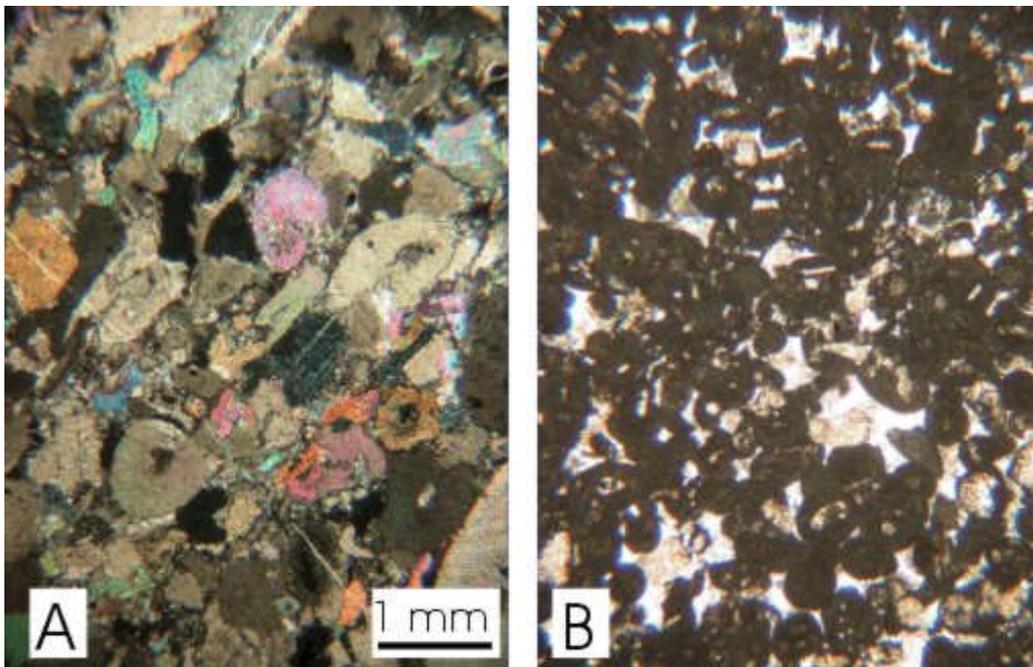
Dans l'ASC, la sédimentation ivorienne est moins épaisse. L'abondance des faciès crinoïdiques donne naissance à des calcaires de type "petit granit", utilisés dans la construction. Ainsi, dans la région de l'Ourthe, on observe la succession des formations suivantes (Fig. III.23) : Formation d'Yvoir (environ 50 m de calcaires crinoïdiques à cherts noirs), Formation ("Encrinite", "Petit granit") de l'Ourthe (une quarantaine 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 ; 65 m 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.



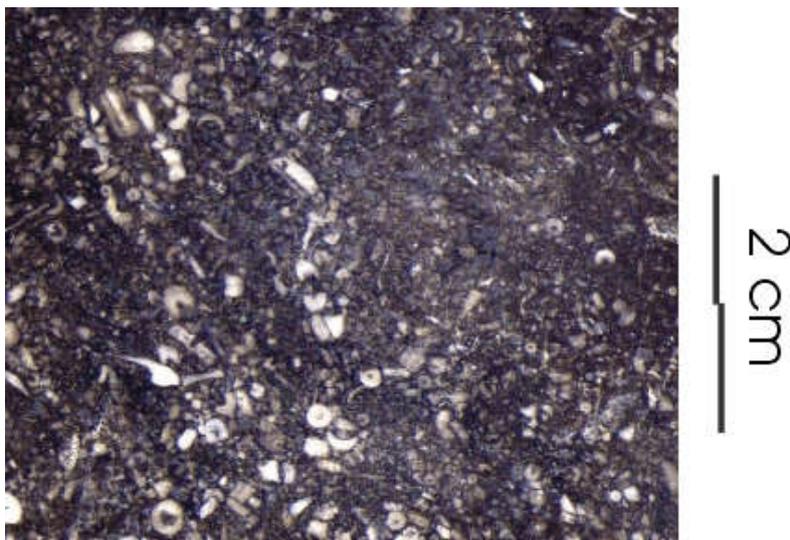
A : calcaire (grainstone) à crinoïdes de la Formation de l'Ourthe à Rivage, lame mince, nicols croisés. B : calcaire (grainstone) à oïdes de la Formation de Longpré (Membre des Avins), Engis, lame mince, lumière naturelle (même échelle que A).

Le Tournaisis (ASH), un domaine distinct probablement fortement subsident, voit l'accumulation de plus de 300 m de calcaires surtout crinoïdiques qui font aujourd'hui la richesse du bassin carrier. 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).



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

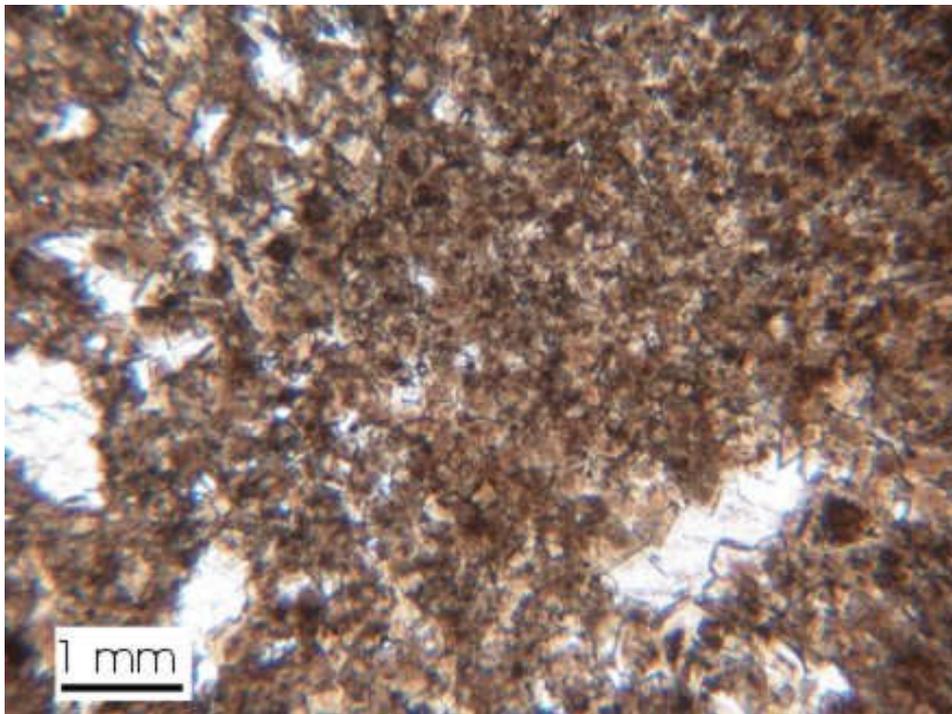
Les encrinites de l'Ivorien (Petit-Granit) se forment aux dépens de prairies à crinoïdes, régulièrement démantelées par des tempêtes. Ces tempestites sont en général amalgamées et témoignent d'une bathymétrie relativement faible. Debout & Denayer (2018) proposent une étude du Petit-Granit dans les carrières de Dorinne, Royseux, Jenneret, Mont, Belle-Roche et Soignies.



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

5.2.3. Le Moliniacien

Le Moliniacien est marqué par un certain renouvellement de la faune, lié à l'ouverture de nouvelles communications marines et 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.

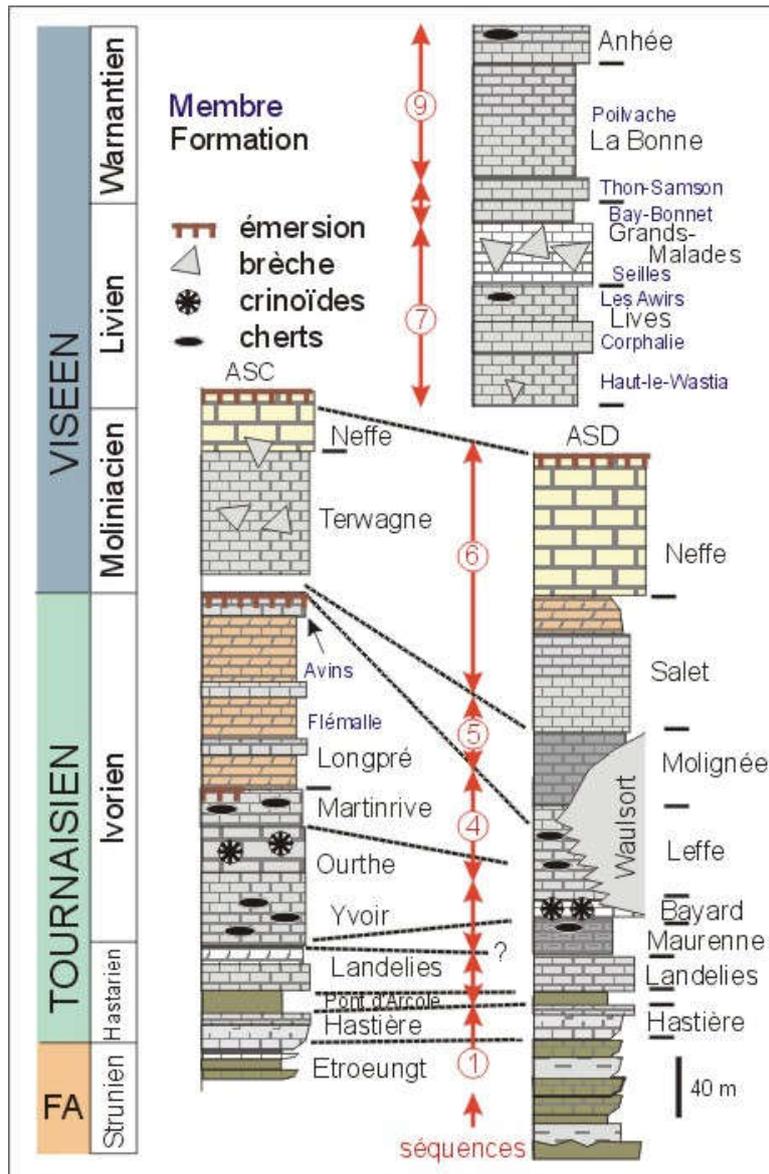


Fig. III.23 : colonnes lithologiques des formations du Dinantien dans les vallées de la Meuse et de l'Ourthe. L'interprétation séquentielle (flèches rouges) et la biostratigraphie permettent de constater qu'il n'y a pas d'équivalent de la Formation de la Molignée dans l'aire de sédimentation du Condroz.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

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 Molignée (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.

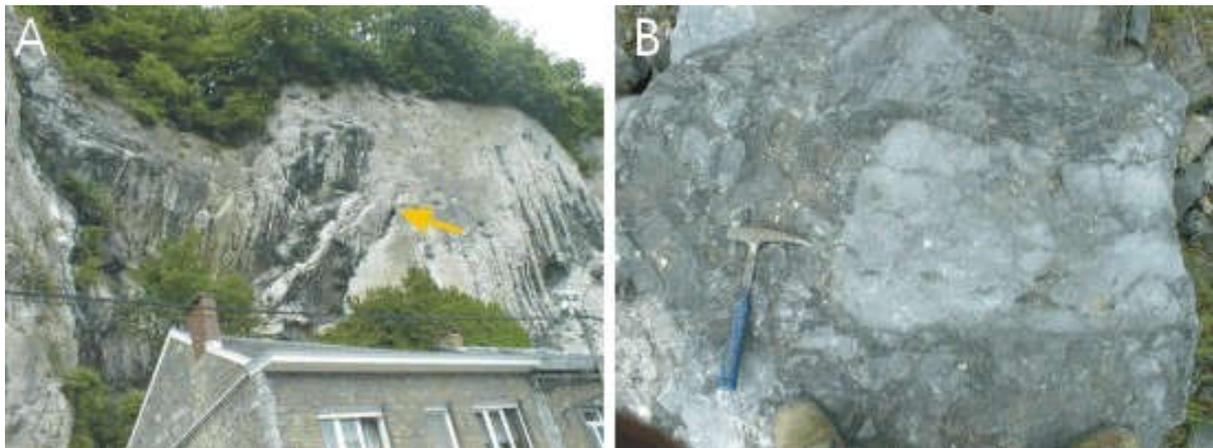
La Formation de la Molignée est surmontée, toujours dans l'auge dinantaise en voie de comblement, par la Formation de Salet, montrant des faciès calcaires assez variés. La Formation de Sovet, observée au nord de l'ASD dans la zone de transition vers l'ASC, comprend des faciès

bioclastiques et lithoclastiques riches en crinoïdes. Elle est souvent dolomitisée et constitue un équivalent plus proximal de la Formation de la Molinee (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 Molinee 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'émergence 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). Ces retombées volcaniques sont fréquentes durant tout le Viséen et sont attribuées à un volcanisme trachyandésitique et andésitique localisé dans les Vosges (Pointon *et al.*, 2018).

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 caractère séquentiel remarquable 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 inexistantes. Des tapis algo-microbiens envahissent la plate-forme.

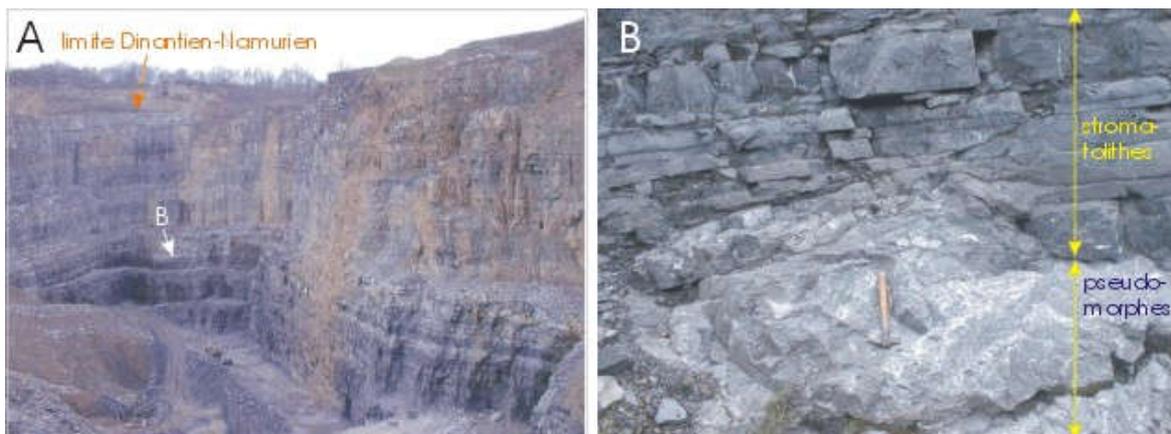
Les calcaires gris et gris foncé en bancs minces bien stratifiés, caractéristiques de la Formation de Lives (environ 80 m d'épaisseur), s'organisent en séquences bathydécroissantes à base bioclastique (coraux, brachiopodes, foraminifères) et sommet stromatolithique. Le Membre inférieur (Membre de Haut-le-Wastia) 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.



A : Formation de Lives au piton de Lives (Parautochtone brabançon). Noter la régularité des bancs et leur faible pendage (sud)... B : monticule récifal algair dans la Formation de Lives à Jambes. La flèche montre le contact entre le récif et son encaissant.

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 (controversée) 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 comme celles de la Formation de Lives) ou de Maizeret (calcaire à bioconstructions algaires et pseudomorphes d'évaporites) et de Bay-Bonnet (calcaire à stromatolithes et serpulidés) (Poty & Hance, 2006).



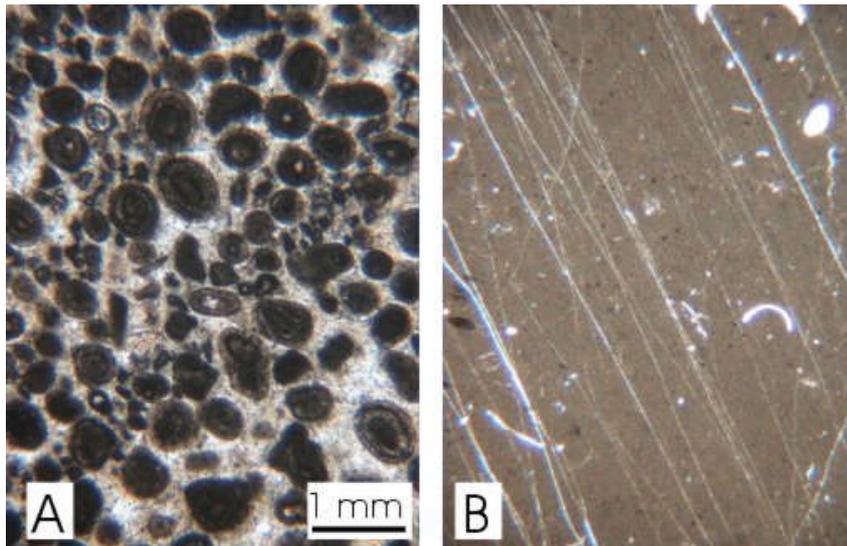
A : vue générale de la carrière "Transcar" à Maizeret avec localisation des bancs de la Fig. B. On observe successivement le sommet de la Formation de Lives, la Formation des Grands-Malades et le Membre de Poilvache. La coupe se termine dans les schistes et phanites du Namurien. B : détail du Membre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



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



La Grande Brèche à Saint-Aubain.



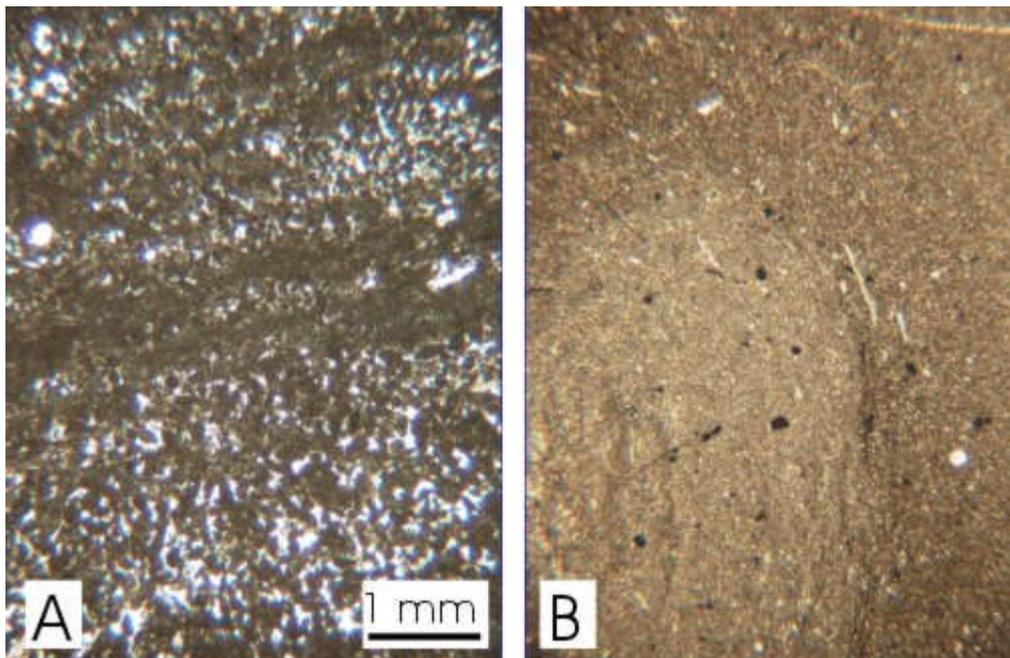
A : calcaire (grainstone) à oïdes de la Formation de Neffe à Hemptinne. B : calcaire (mudstone) fin de la Formation de Lives dans la coupe du Pont d'Yvoir (même échelle que A). Synclinorium de Dinant. Lames minces, lumière naturelle.

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. Il s'agit probablement d'un bassin de type *pull-apart* lié à la compression varisque. 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 bréchiqque 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 bréchiqques 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).

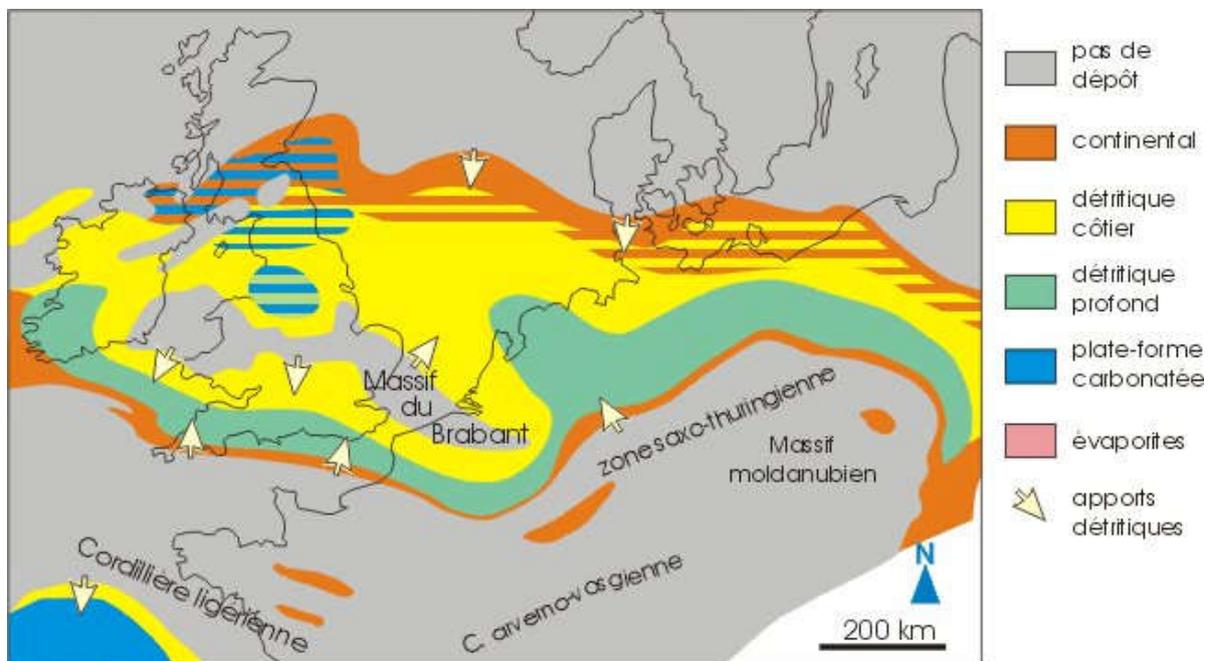
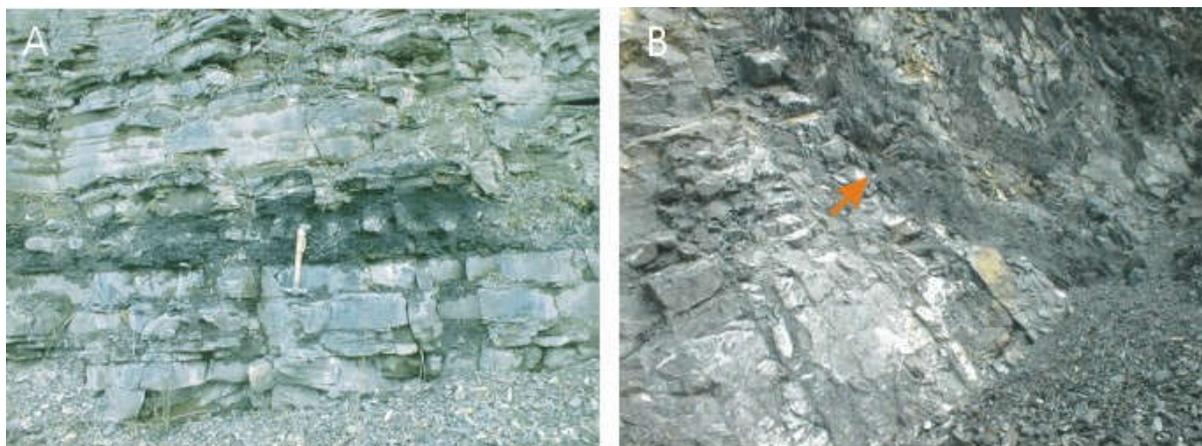


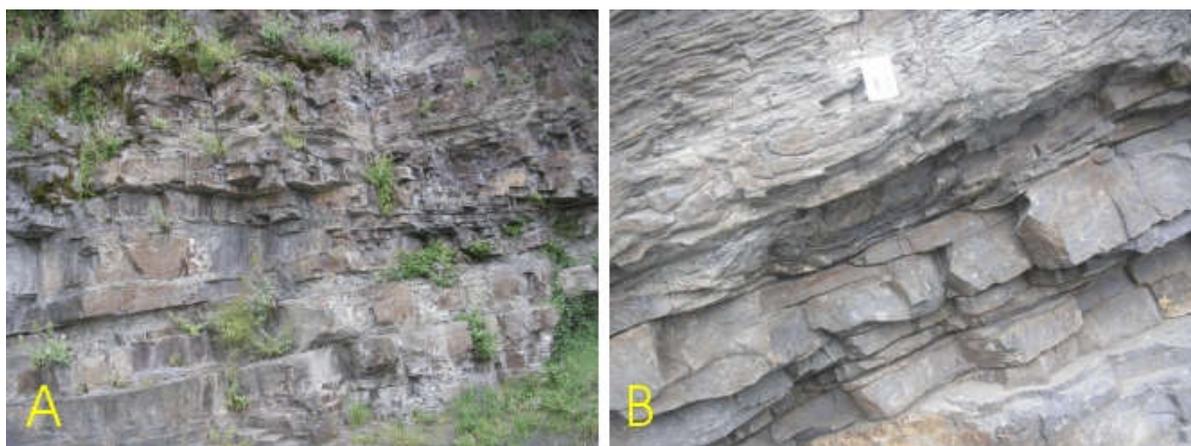
Fig. III.24 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Namurien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

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.

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). L'environnement correspond à une plate-forme distale, calme, bien alimentée en boue et silt issus du continent (Nyhuis *et al.*, 2014). 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).



A : phtanites 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.

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.

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 paralicques (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.

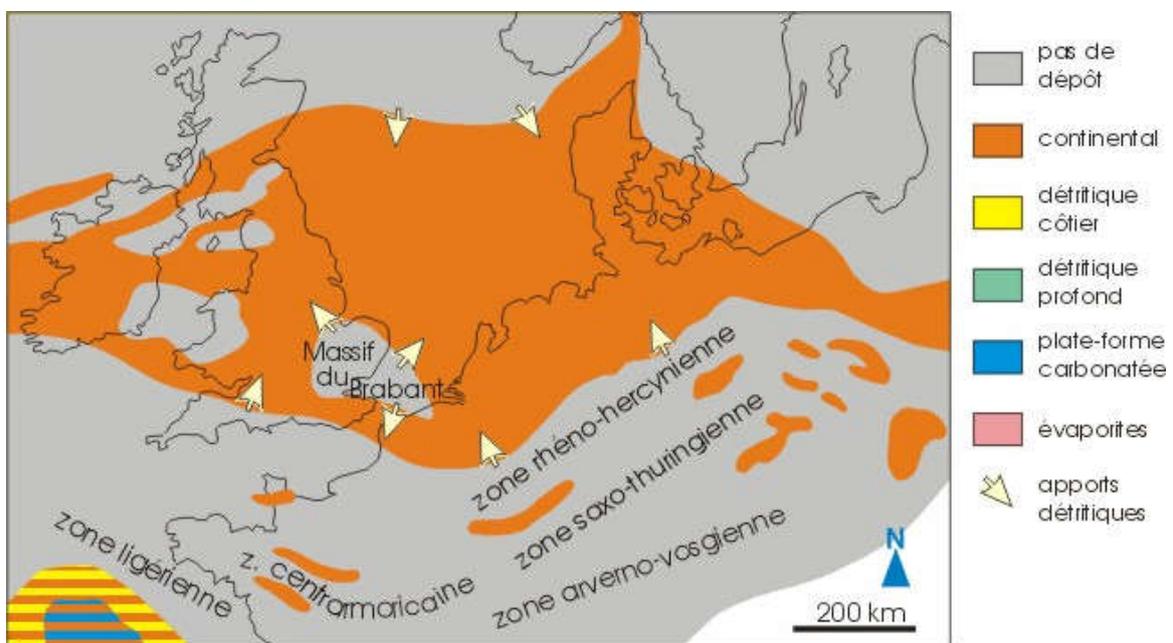


Fig. III.25 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Westphalien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

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 (graviers fluviaux, mangroves, vasières, etc...). Notons l'important taux de compaction des débris végétaux : une accumulation initiale de 15 m de débris organiques ne produit 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.

Cantonée 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 granulats (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 granulats.

Notons aussi qu'anciennement, plusieurs de ces niveaux calcaires fournissaient des marbres prestigieux (Groessens, 1981, 1987 ; De Ceukelaire *et al.*, 2014) : 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, 2170 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". Actuellement semble se dessiner un nouvel intérêt pour les terrains houillers qui recèlent un énorme potentiel en gaz de houille.

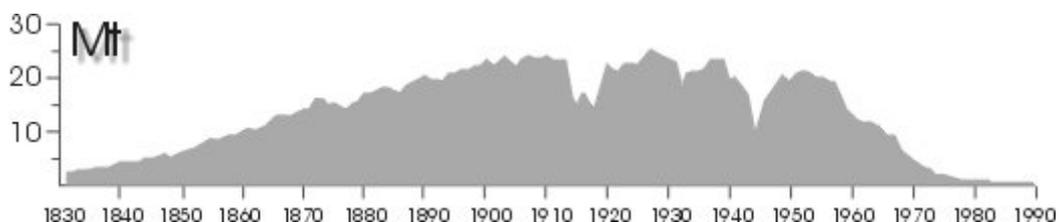


Fig. III.26 : production charbonnière de la Wallonie entre 1831 et 1984 (en millions de tonnes, Mt).



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 de Brabant-Londres (avant-pays).

La zone Rhénohercynienne, dont fait partie l'allochtone ardennais, peut être interprétée comme une marge passive dévono-dinantienne. 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 au Carbonifère 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 metabasalts 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

passé 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'orogène alpin au Cénozoïque.

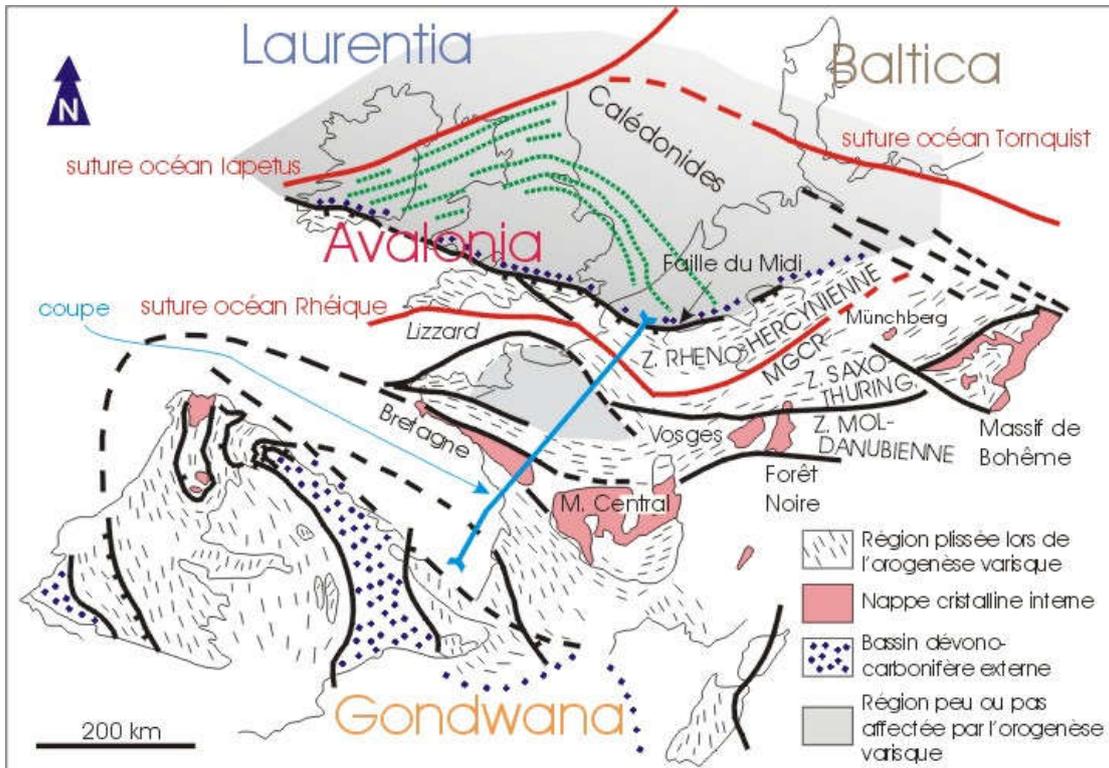


Fig. III.27 : l'orogène varisque en Europe occidentale (d'après Matte, 1986, modifié). MGCR : Mid German Crystalline Rise. Les failles représentées en rouge définissent les limites de plaques.

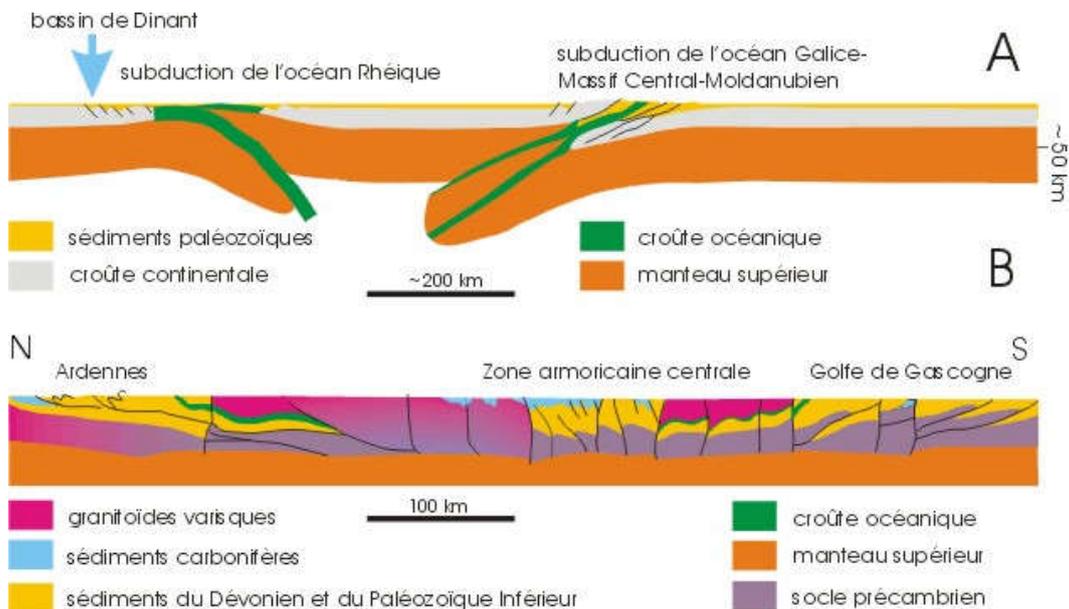


Fig. III.28 : modèle d'évolution de la chaîne varisque le long de la transversale Ardennes-Massif Central (cf. Fig. III.26). A : au Dévonien Supérieur. B : situation actuelle (d'après Matte, 1986, modifié).

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'Anticlinal 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 Synclinorium 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 Synclinorium 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 écaïlles 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'Allochtone ardennais. La limite septentrionale du charriage correspond à une zone failleuse dont les composantes majeures sont la Faille du Midi dans le Hainaut, la Faille Eifélienne dans la région liégeoise et la Faille d'Aachen en Allemagne. La jonction entre ces 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'Allochtone ardennais (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'Allochtone ardennais. 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 ; Fig. III.39A).

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'Allochtone ardennais 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 accomodé par les chevauchements internes à l'Allochtone ardennais ; la Faille du Midi-Eifel 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'allochtone 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'Allochtone ardennais (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).

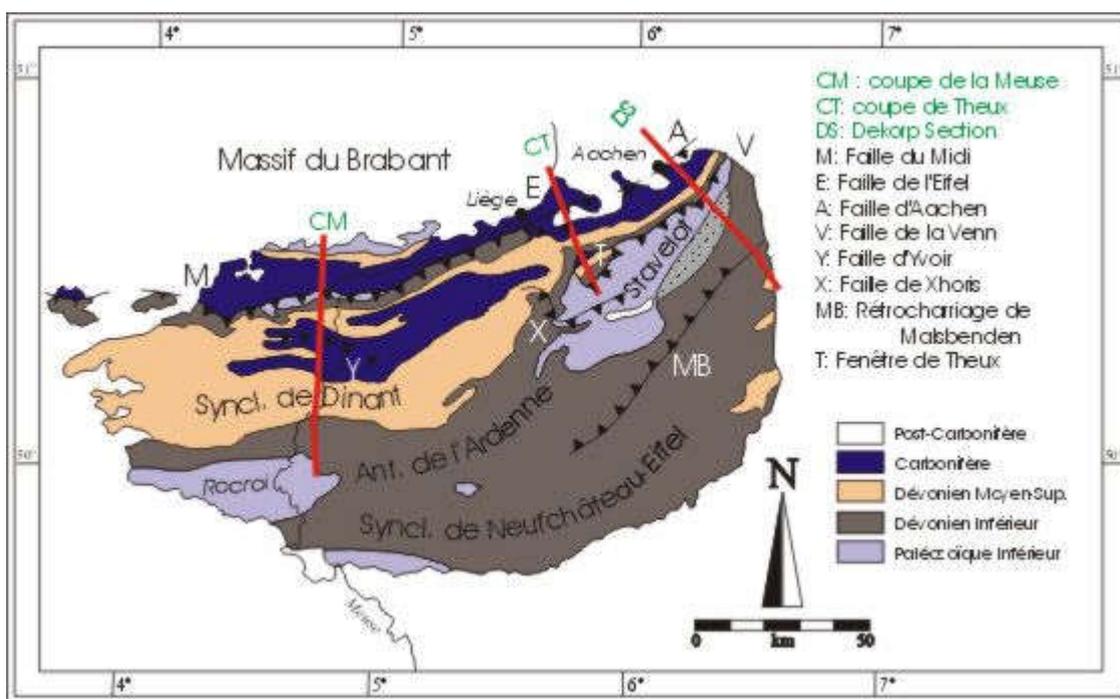


Fig. III.29 : localisation des coupes des Figs III.29 & III.30. Localisation des failles varisques majeures.

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).

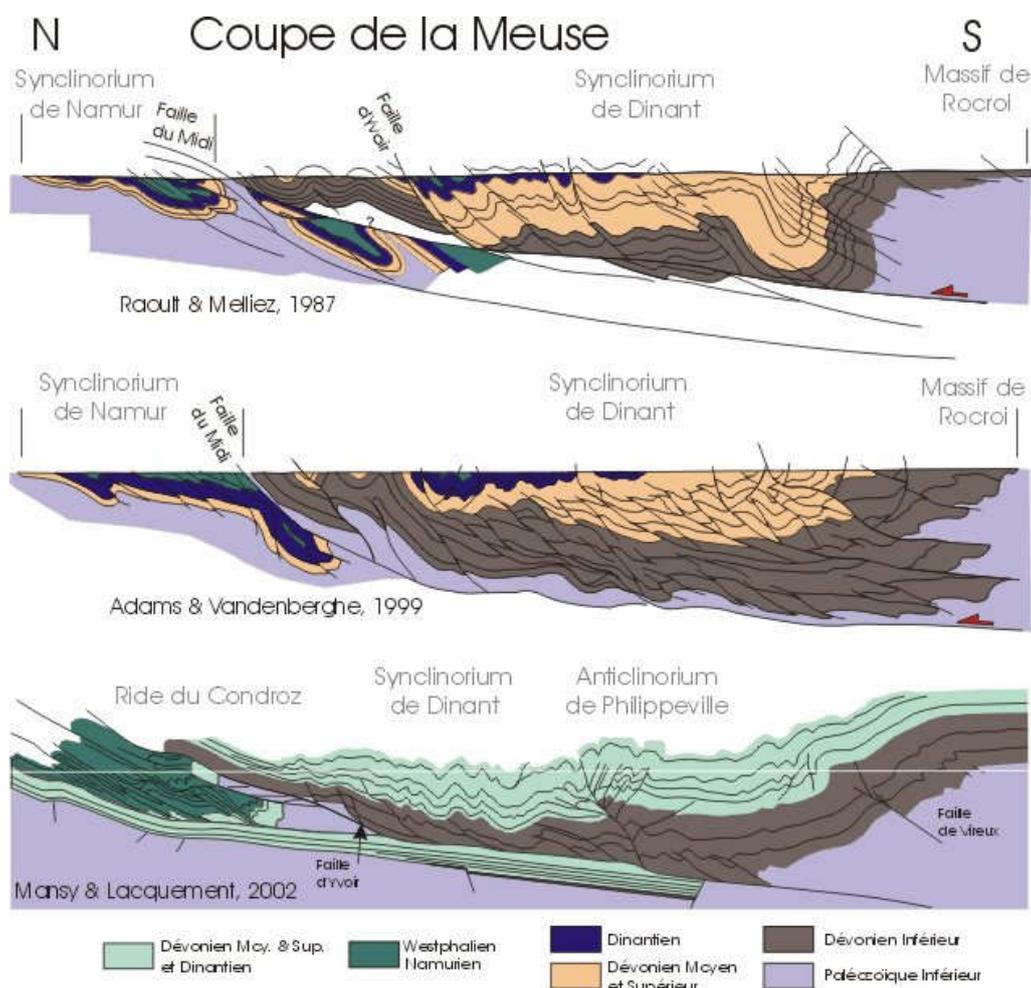


Fig.III.30 : coupes le long du méridien de la Meuse, suivant différents auteurs.

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.

Le **sud de l'Anticlinorium de l'Ardenne et le Synclinorium de Neufchâteau** sont caractérisés par quelques failles de chevauchement majeures structurant l'Allochtone ardennais : on peut citer les failles 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. A l'échelle inférieure, on observe en général un déversement des plis vers le nord dans les formations du Dévonien Inférieur. Les plis sont assez ouverts (région de Martelange). La schistosité est de type plan-axial.

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.

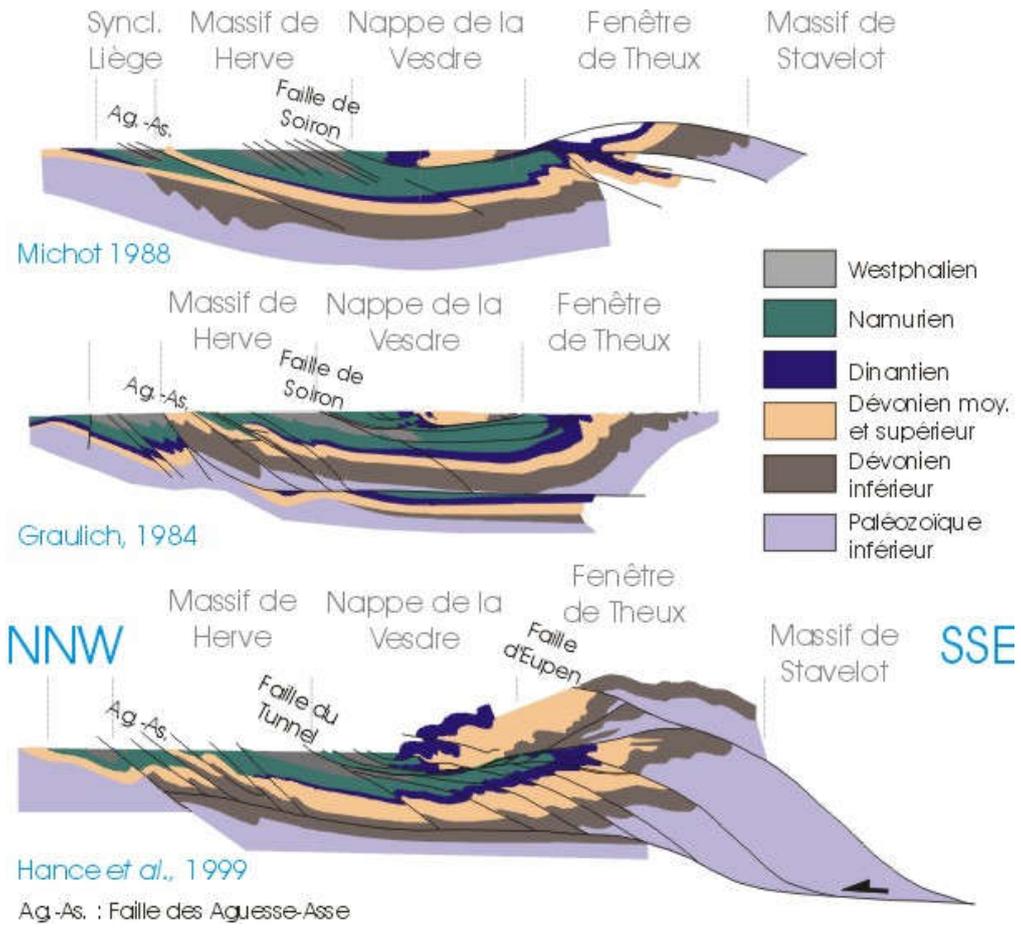


Fig. III.31 : coupes à travers la Fenêtre de Theux, selon différents auteurs.

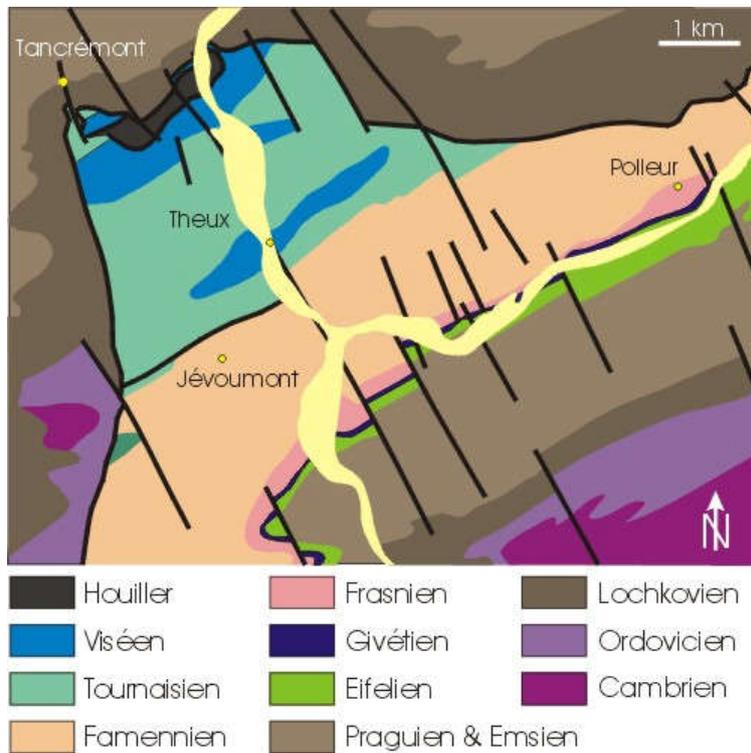


Fig. III.32 : carte géologique simplifiée de la Fenêtre de Theux.

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 l'échelle supérieure, 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 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 Hansur-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 (Figs III.34, 35). 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) qui pourraient être présentes aussi vers le sud-est en Haute Ardenne (Jacques *et al.*, 2014).

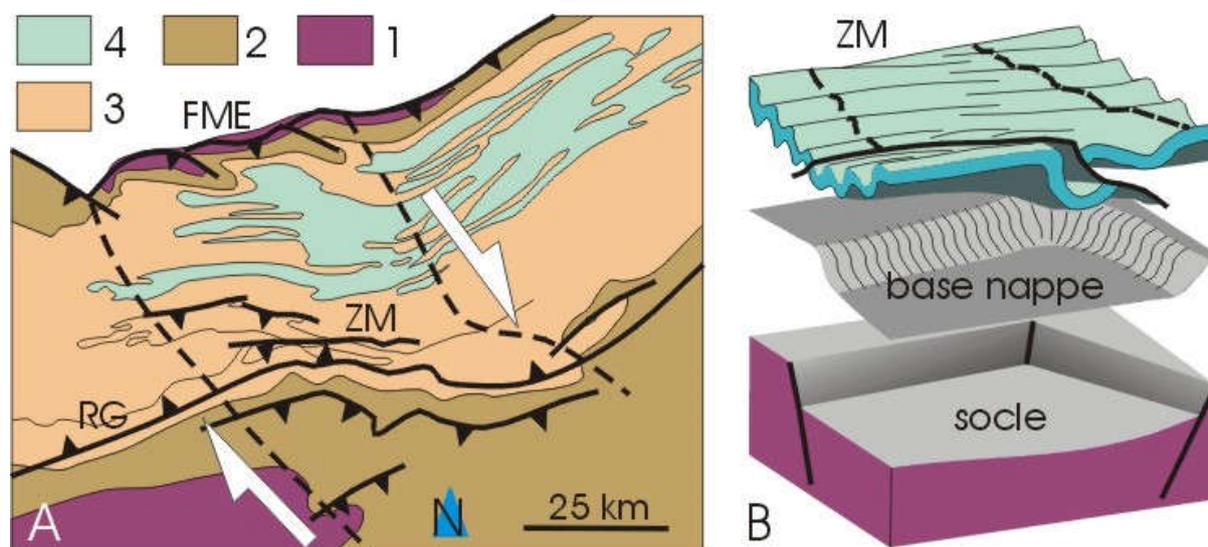


Fig. III.33. A : carte simplifiée de la zone de la Meuse ("ZM"), montrant le changement d'orientation des failles et des plis. 1 : Paléozoïque Inférieur, 2 : Dévonien Inférieur, 3 : Dévonien Moyen et Supérieur, 4 : Carbonifère. "RG" : Rétrocharriage de Givet, "FME" : Faille du Midi-Eifel. B : modèle 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.

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 accommodé une grande partie de la déformation varisque, sous la forme de plis serrés, droits à déjetés vers le sud, montrant une schistosité en éventail marquée.

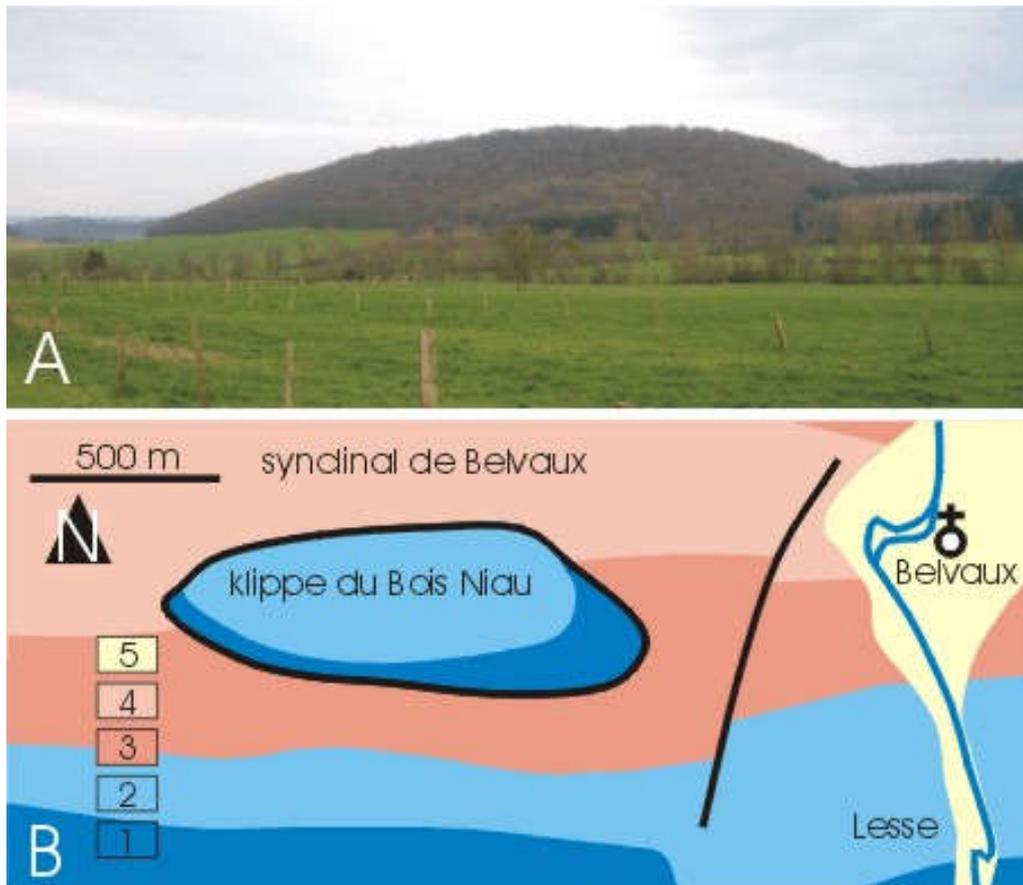


Fig. III.34. Un exemple de chevauchement dans la région de Han-sur-Lesse : la klippe du Bois Niau. A : la colline située au centre de la photo est un "massif" de calcaire givétien, reposant par faille sur des schistes frasniens. B : carte géologique d'après Coen, 1977 et Delvaux de Fenffe, 1985. (1) formations de Trois-Fontaines, Terres d'Hairs, Mont d'Hairs, (2) Formation de Fromelennes, (3) formations de Nismes, Moulin Liénaux, Grands Breux, (4) formations de Neuville et de Matagne, (5) alluvions modernes.

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, 35), 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.

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.36, Fig. III.37A et Fig. III.39A). Dans certaines interprétations, ces plis sont relayés en profondeur par des failles de chevauchement (Fig. III.39C) qui, pour certaines, se raccordent à la base du charriage.

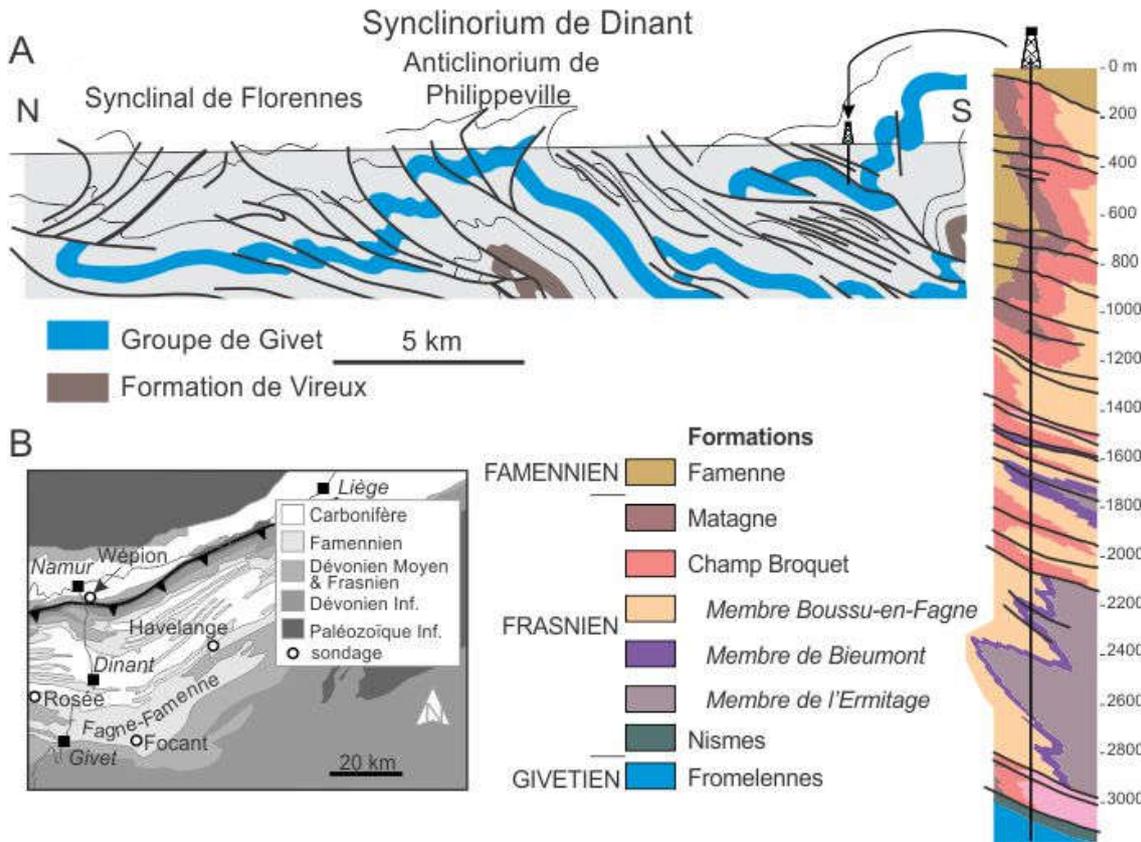


Fig.III.35 : à droite : coupe du sondage de Focant, d'après Boulvain & Coen-Aubert (1997). A : coupe crustale N-S dans la partie méridionale du Synclinorium de Dinant, passant par l'Anticlinorium de Philippeville (D'après J-L. Mansy, comm. écrite). B : localisation des grands sondages dans la partie centrale de l'Allochtone ardennais.

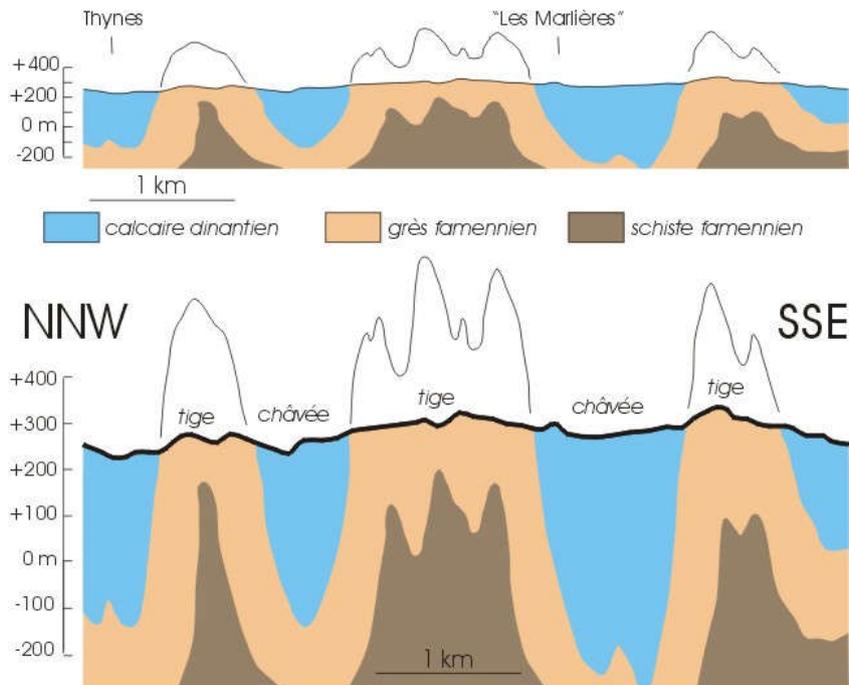
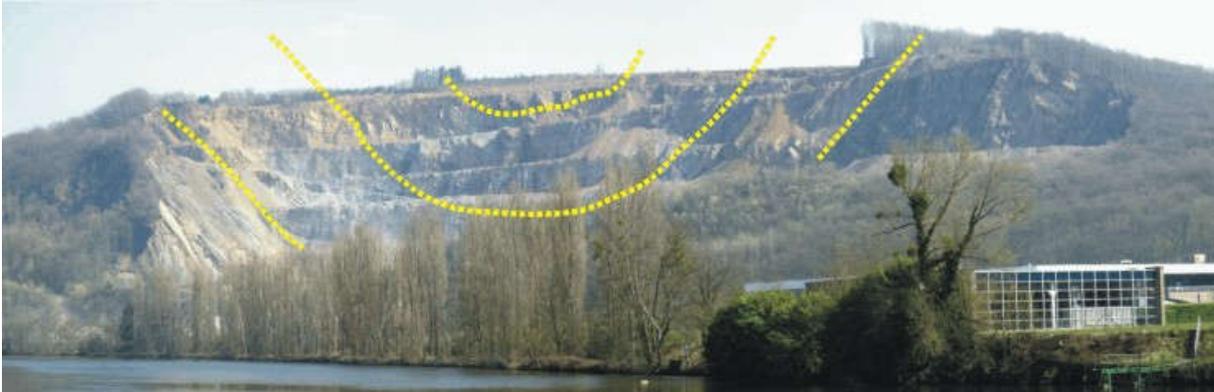


Fig. III.36 : coupe géologique dans la région d'Achêne, montrant la succession d'anticlinaux et de synclinaux droits dans le Condroz. Les anticlinaux amenant à l'affleurement des grès

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-Eifel. 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.37B, 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.

Au nord de la Faille du Midi-Eifel, les couches des **Ecailles 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'Allochtonne ardennais (Figs III.38, III.39B).

A l'est, la prolongation des Ecailles 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.42). 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'écailles imbriquées.

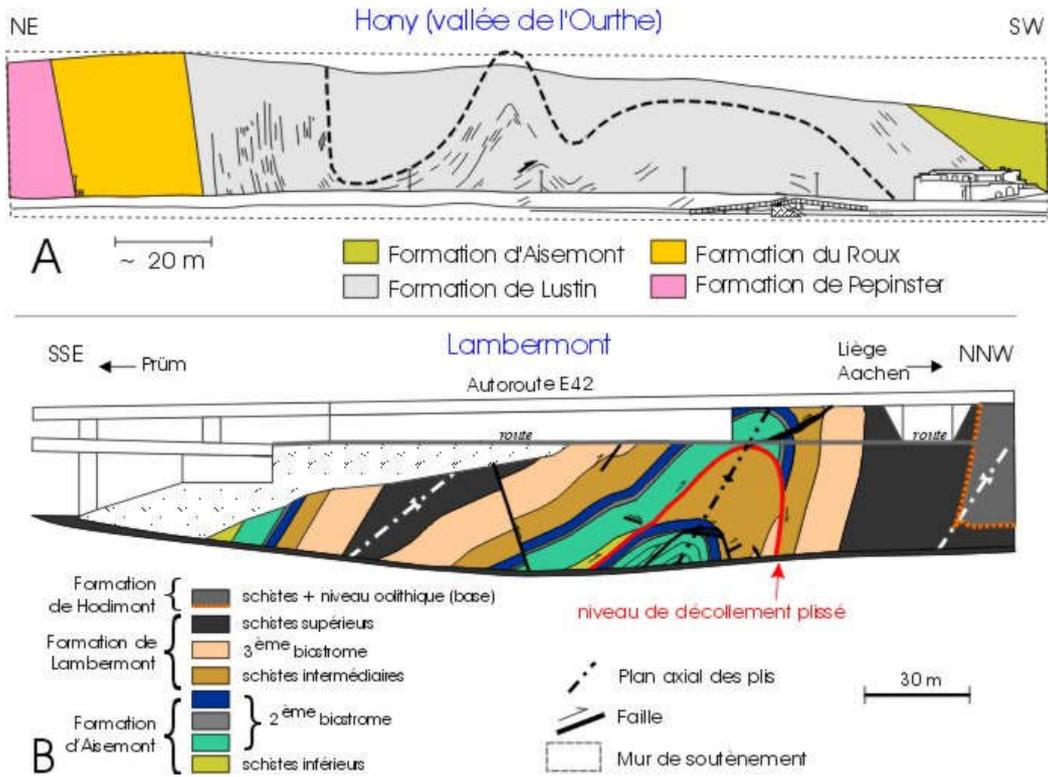


Fig. III.37 : A : coupe de Hony, dans la vallée de l'Ourthe (NE du Synclinorium de Dinant), montrant l'allure simple et le style droit à dejeté des plis. B : coupe du viaduc de Lambermont à Verviers (Nappe de la Vesdre), montrant une structure de décollement (provoquant la répétition du "2^e biostrome") affectée par un pli. D'après Vanbrabant (2001).

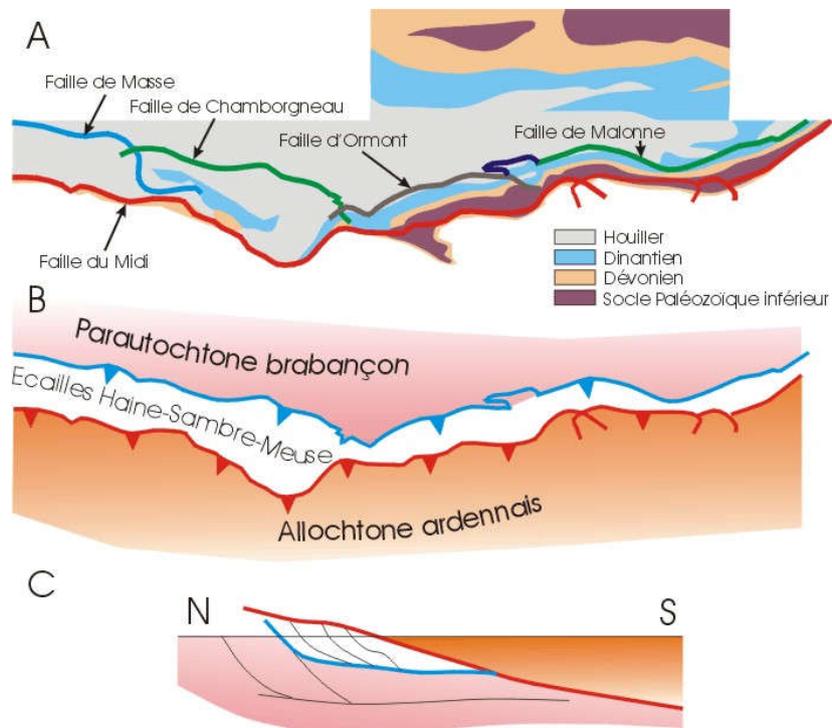


Fig. III.38 : A : relations entre la Faïlle du Midi et les faïlles limitant les massifs charriés. B : interprétation en termes de grandes unités tectoniques. C : coupe schématique correspondant à B. D'après Belanger et al., 2012 (modifié).

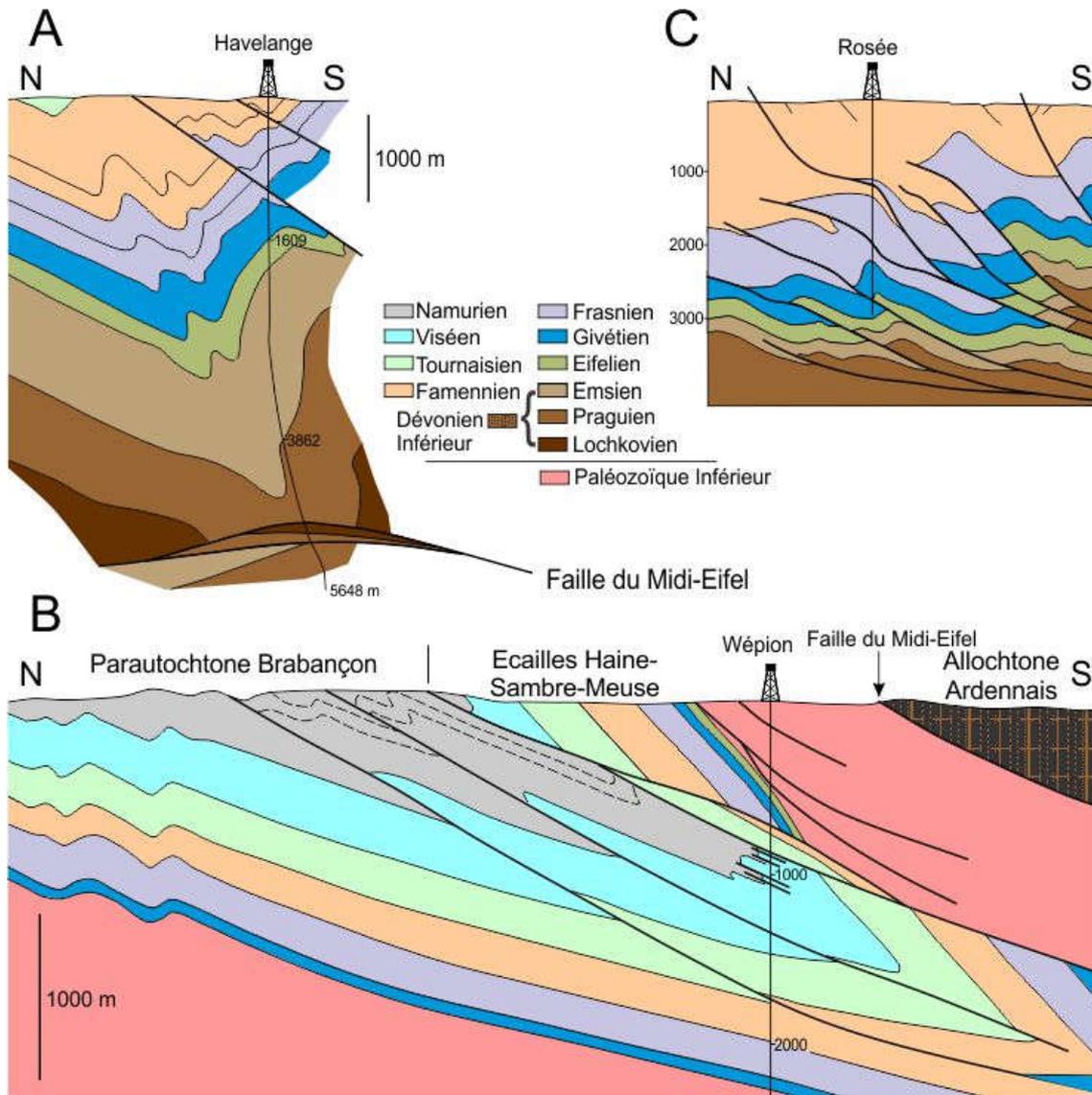


Fig.III.39 : A : le sondage d'Havelange. Modifié d'après Graulich et al. (1989). B : les relations entre Ecailles Haine-Sambre-Meuse, Parautochtone brabançon et Allochtone ardennais dans le sondage de Wépion. Modifié d'après Graulich (1961). C : le sondage de Rosée. Localisation, cf. Fig. III.35B.

La limite entre le Parautochtone brabançon et les Ecailles Haine-Sambre-Meuse correspond à plusieurs failles en relais telles la Faille d'Ormont et la Faille de Malonne (Fig. III.38). 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 et son immédiate couverture. 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 HOUILLERS

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

La coupe de la Fig. III.40 illustre le bassin houiller du Borinage. Sa structure est caractérisée par la présence d'une écaille (Massif de Masse) reposant sur une nappe faillée dont l'épaisseur peut dépasser 400 m. La structure du Massif de Masse, 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 faillée repose sur une série de massifs imbriqués subautochtones, 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 (Delmer, 2014).

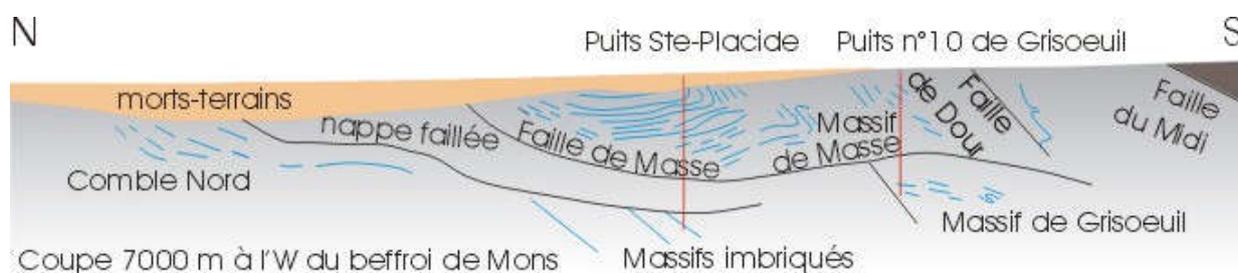


Fig. III.40 : coupe dans le bassin houiller de Mons-Borinage. Les veines de charbon sont figurées en bleu ; le Dévonien est en brun.

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.41) :

- 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 écailles.

Au sud, le Massif du Midi, supporté par la Faille du Midi, ramène les terrains du Dévonien Inférieur sur le Houiller des massifs charriés.

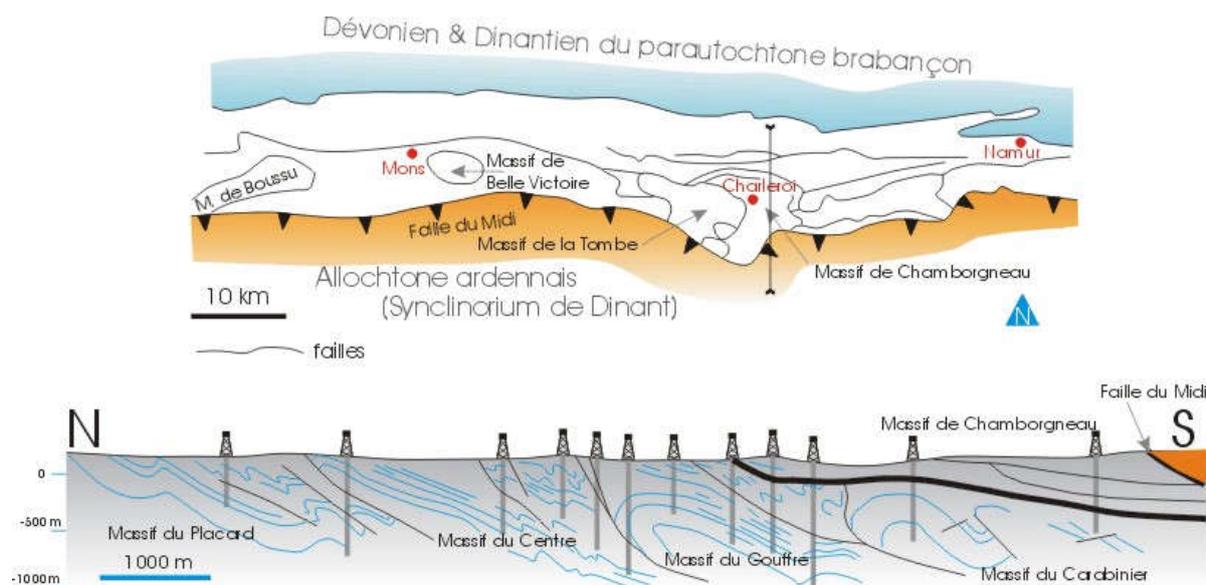


Fig. III.41 : schéma structural et coupe méridienne du bassin houiller de Charleroi. D'après Delmer (1977), modifié. Les veines de charbon sont figurées en bleu ; le Dévonien est en orange.

Les failles des massifs parautochtones (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.41) se redressent à la verticale non loin de la surface.

Dans le domaine méridional, la faille de 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).

Dans la nouvelle nomenclature utilisée dans ce travail, les massifs charriés correspondent aux Ecailles Haine-Sambre-Meuse, les massifs parautochtones au Parautochtone brabançon et le Massif du Midi à l'Allochtone ardennais. Notons enfin que si la plupart des auteurs font venir les massifs charriés du sud, Delmer (1972, 2014) propose une origine septentrionale qui fait intervenir un glissement par gravité après dissolution d'évaporites.

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.42). 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'écaillés 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.

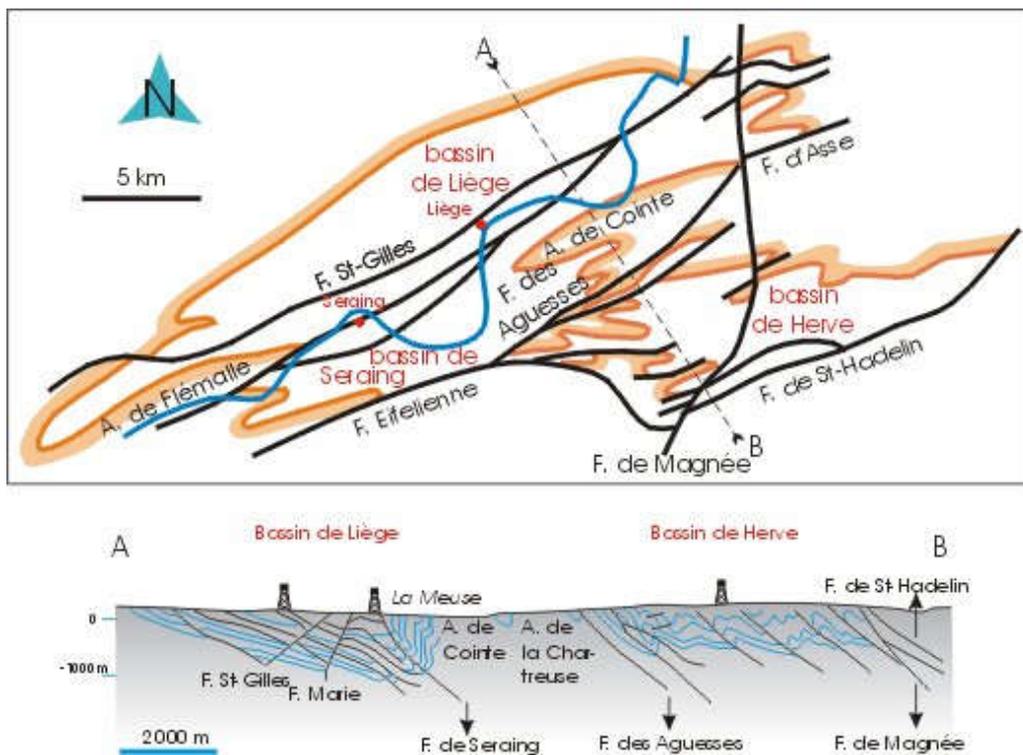


Fig. III.42 : carte schématique de la veine directrice Bouxharmont-Désirée à la côte -200, figurée en orangé et coupe NNW-SSE dans les bassins houillers de Liège et de Herve (d'après Humblet & Ancion, 1949).

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 sensiblement 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) (Meilliez & Mansy, 1990). Le niveau de décollement principal correspond à la Faille du Midi-Faille eifélienne-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.

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.43) (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.43). 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. Les alternances de grès et de schistes ont donné naissance aux quartzophyllades, roches très caractéristiques de la Haute Ardenne. D'un point de vue minéralogique, on observe les associations suivantes :

- 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.

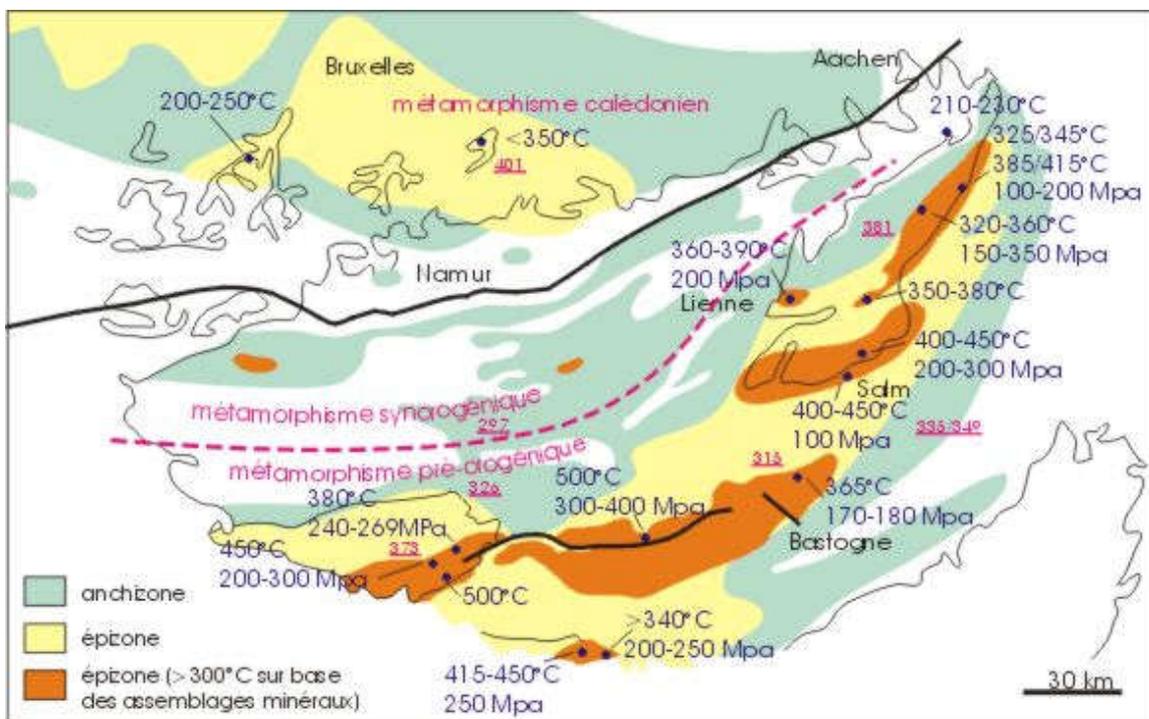


Fig. III.43 : aires métamorphiques. Les températures indiquées ne tiennent pas compte du métamorphisme rétrograde. Les chiffres soulignés correspondent à des datations radiométriques. D'après Fielitz & Mansy (1999), modifié.

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 100 Mpa. En considérant une densité de 2,8 et un gradient paléogéothermique de $60^\circ\text{C}/\text{km}$, 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.

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).

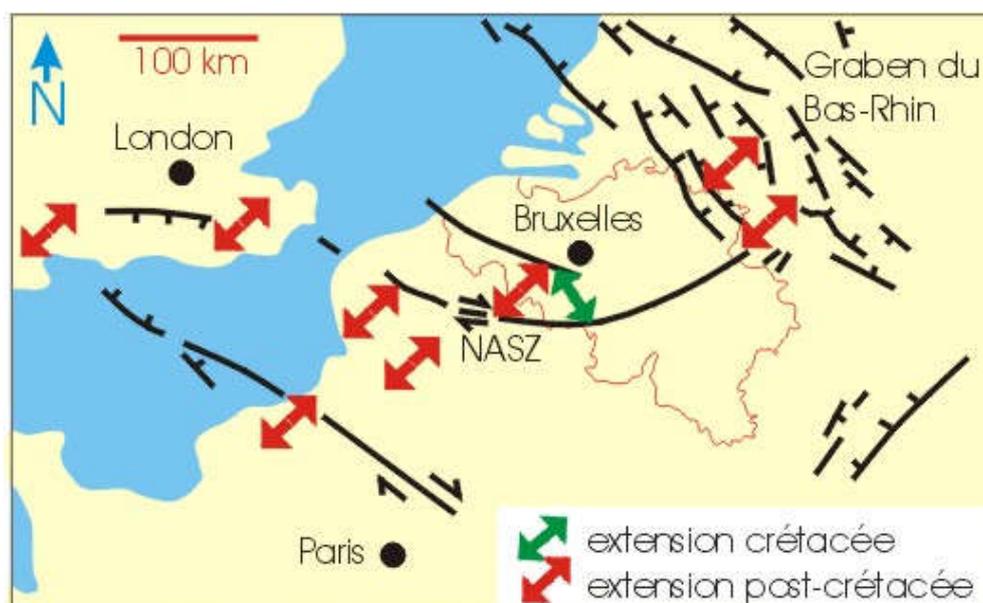


Fig. IV.1 : contexte structural post-varisque. NASZ=zone de cisaillement Nord-Artois. D'après Vandycke, 2002, modifié.

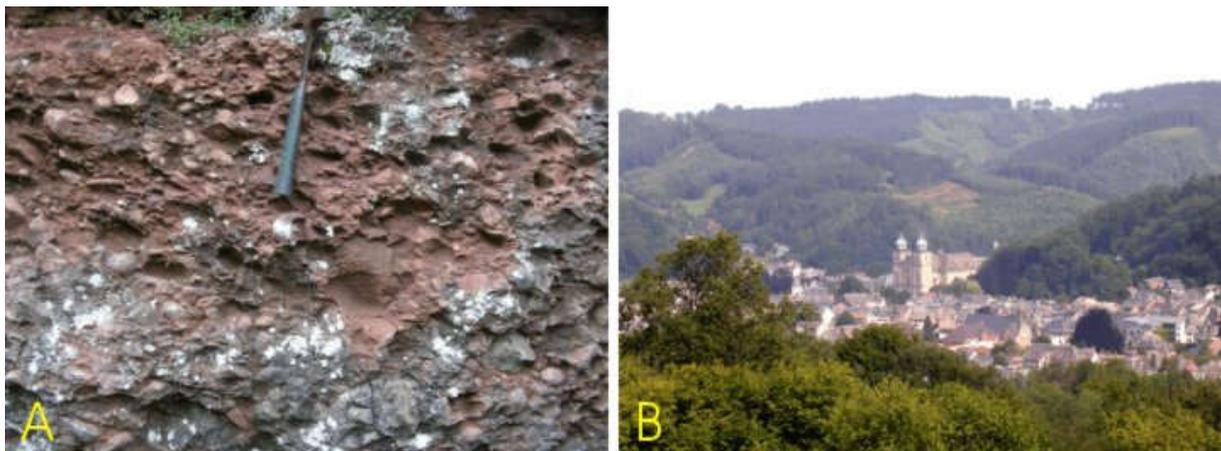
C'est au cours d'une phase post-varisque d'extension tectonique que des saumures formées au Paléozoïque Supérieur (stockées per descensum dans le Paléozoïque Inférieur suite à leur densité) ont minéralisé des veines du Massif de Stavelot (Dewaele *et al.*, 2015).

2. LE PERMIEN

Le Permien est caractérisé à l'échelle mondiale par une crise biologique majeure (disparition de 95% des espèces marines). 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 dépôts permien sont rares en Wallonie. Seul un conglomérat d'origine alluviale se met en place 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 conglomérat 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 l'église).

Pendant le Permien et une grande partie du Mésozoïque, les Hautes Fagnes et les régions avoisinantes sont émergées et érodées, conduisant au développement d'un manteau d'altération parfois fort épais qui dissimule les formations paléozoïques. L'épaisseur de ce manteau d'altération est estimée à 4 ou 5 m (Pissart, 1974) et descend parfois jusqu'à 20 m de profondeur comme dans les régions tropicales actuelles (Alexandre & Thorez, 1995). L'altération chimique des roches s'est poursuivie au Crétacé ainsi qu'au début du Paléocène (Albers, 1981).

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 démembrement 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 auge 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).

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).

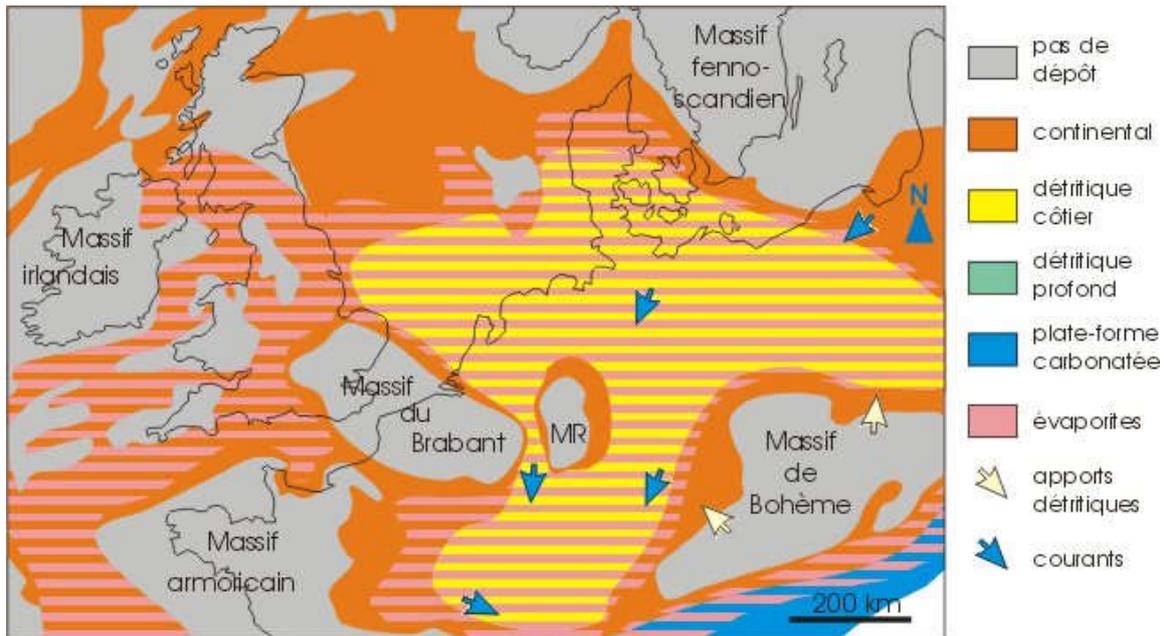


Fig. IV.2 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Keuper. D'après Ziegler (1982), simplifié. "MR" : Massif Rhénan.

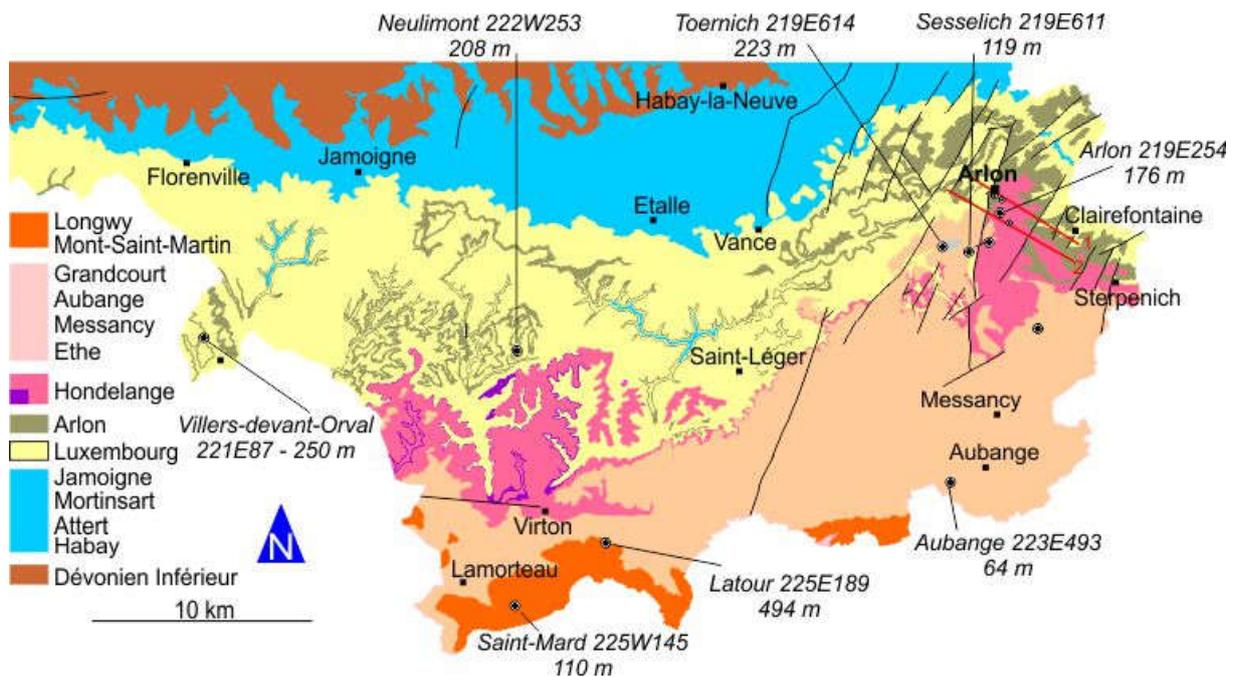


Fig. IV.3 : carte géologique de la Lorraine belge (Boulvain & Belanger, 2018).

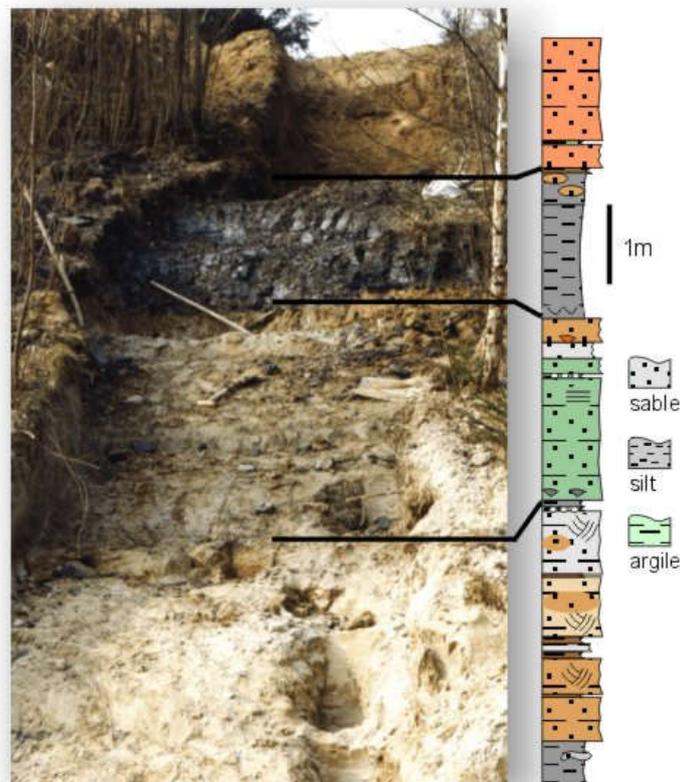
On n'observe, en Lorraine belge, que les termes supérieurs du Trias : le Keuper et le Rhétien.

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 paléovallées 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.



La Formation de Mortinsart dans le talus de la E411 près d'Habay. On y observe l'alternance des niveaux sableux et argileux caractéristique de la formation.

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.

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.

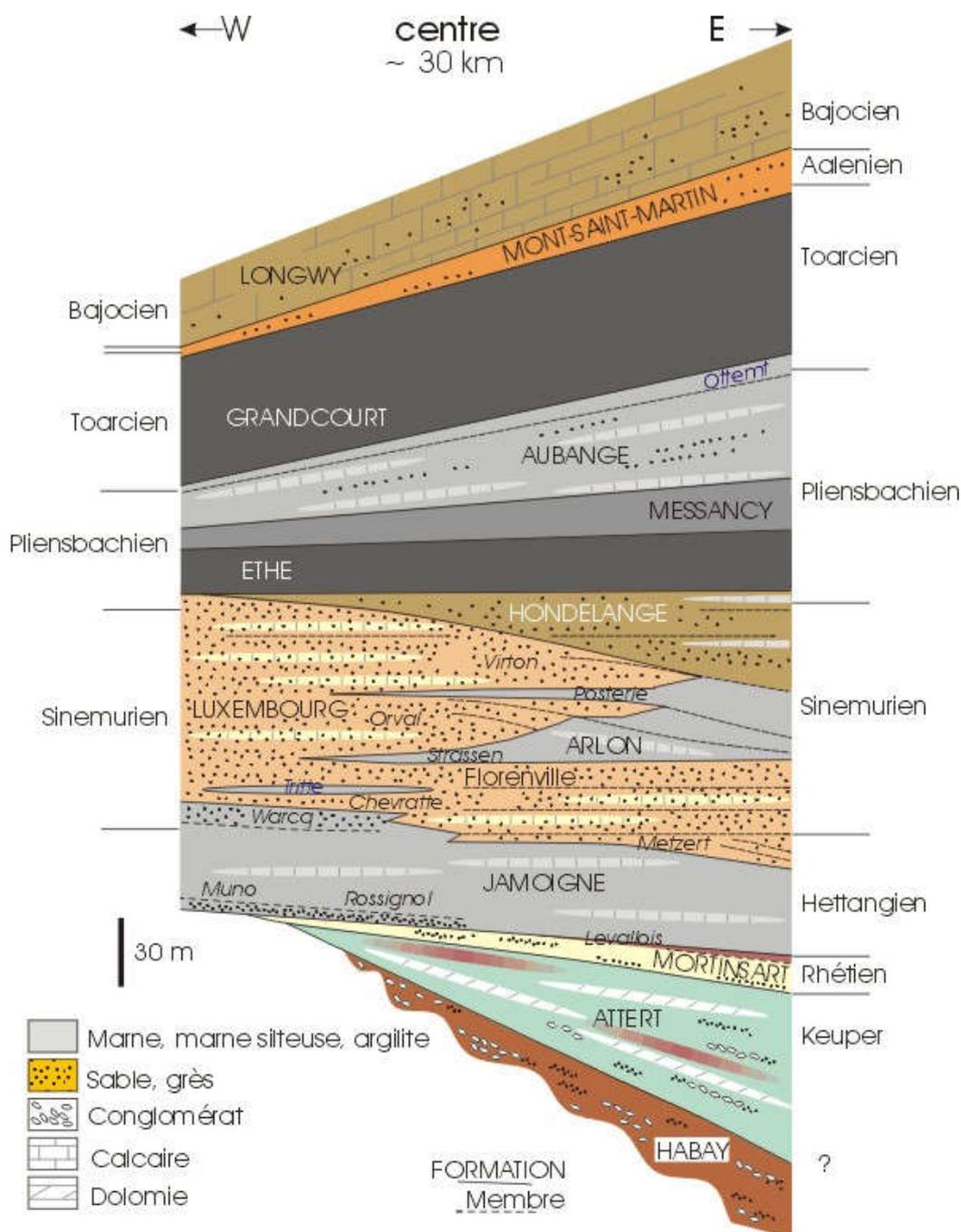


Fig.IV.4 : stratigraphie de la Lorraine belge. D'après Boulvain & Belanger (2018).

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).

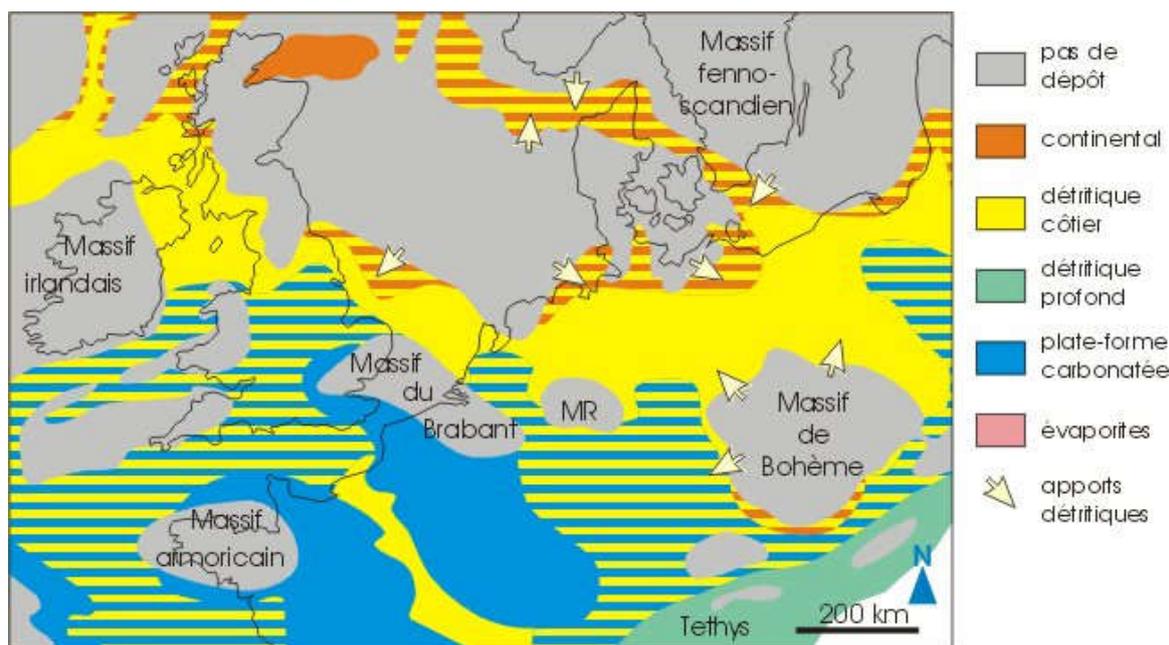


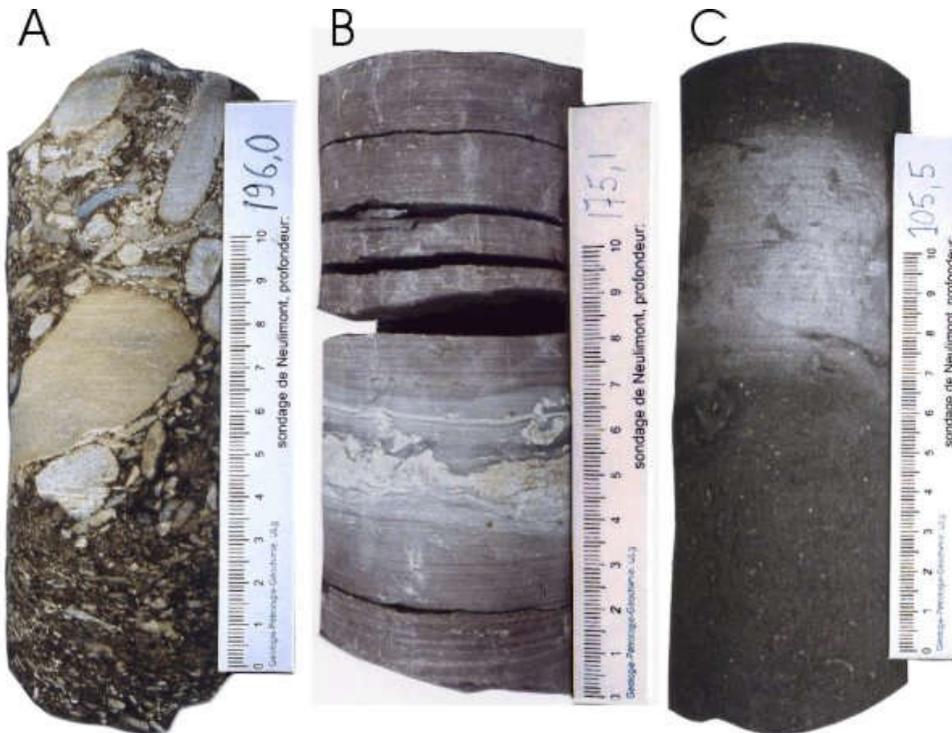
Fig. IV.5 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Sinémurien-Aalénien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

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.

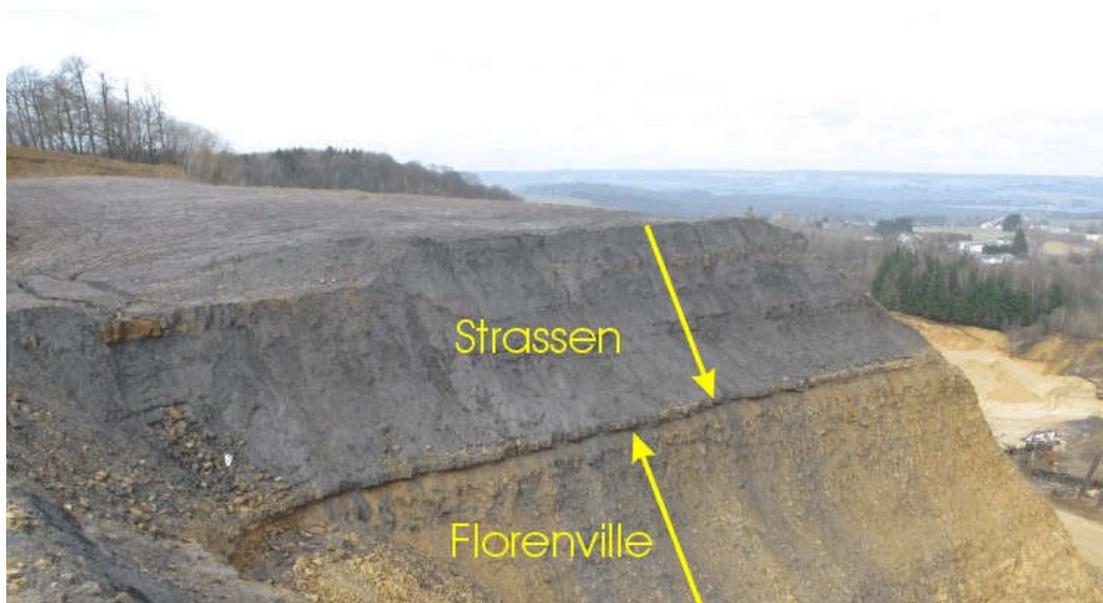
La partie supérieure de la Formation de Jamoigne voit son contenu en sable augmenter (Membre de Warcq) et passe progressivement à la Formation du Luxembourg (une centaine de mètres d'épaisseur), caractérisée par des alternances de sables et de calcaires gréseux (Van den Bril & Swennen, 2009).

La Formation du Luxembourg représente un corps sableux (*sand waves*) mis en place en milieu subtidal par des courants côtiers. 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 Chevratte sous la première intercalation marneuse (Marnes du Tritte, érigées en membre de la Formation d'Arlon), Membre de Florenville sous la deuxième intercalation marneuse (Membre de Strassen de la Formation d'Arlon), Membre d'Orval sous la troisième intercalation marneuse (Membre de la Posterie) et Membre de Virton au sommet. La résistance relative de la Formation de Luxembourg à l'érosion détermine une cuesta assez raide (Fig. IV.6).



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 niveau calcaire dans la Formation de Jamoigne. Sondage de Neulimont.



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

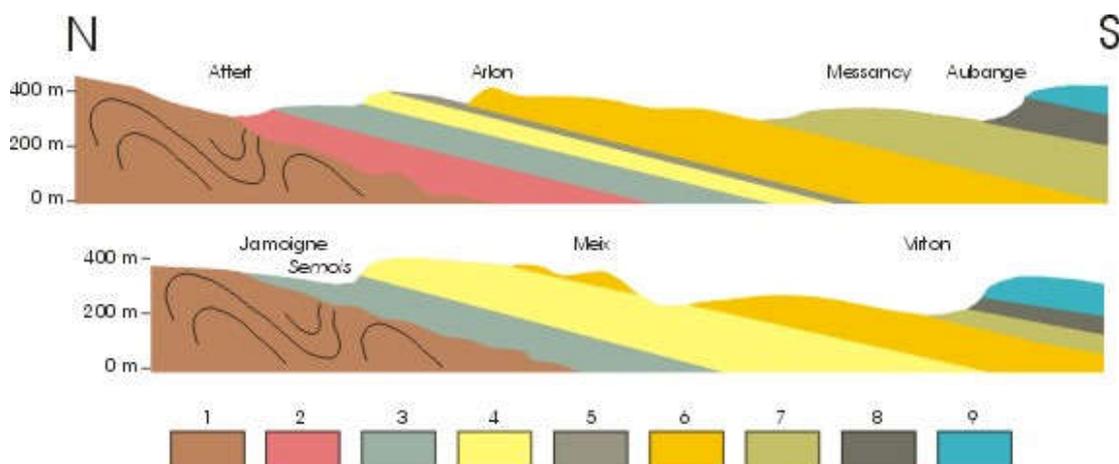
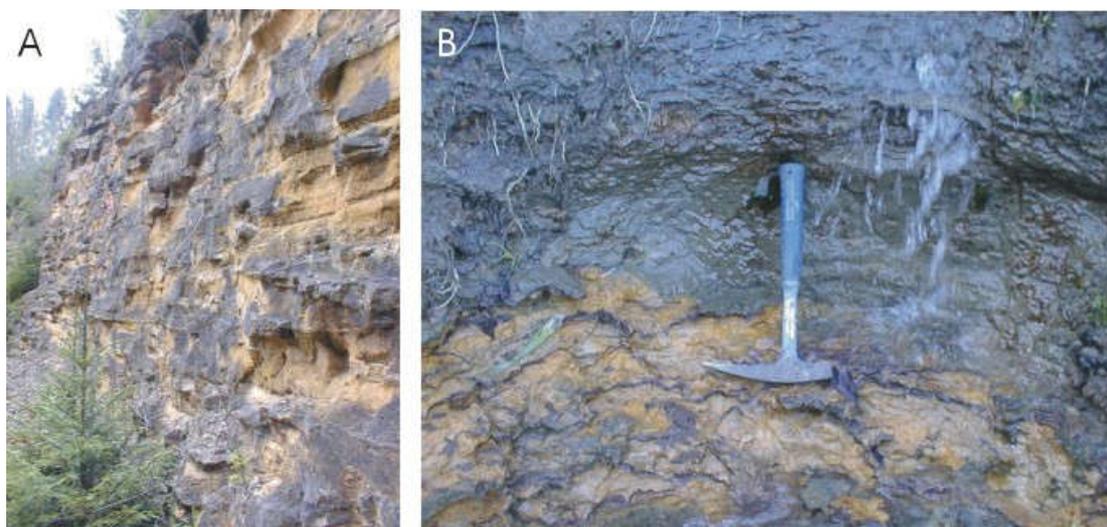


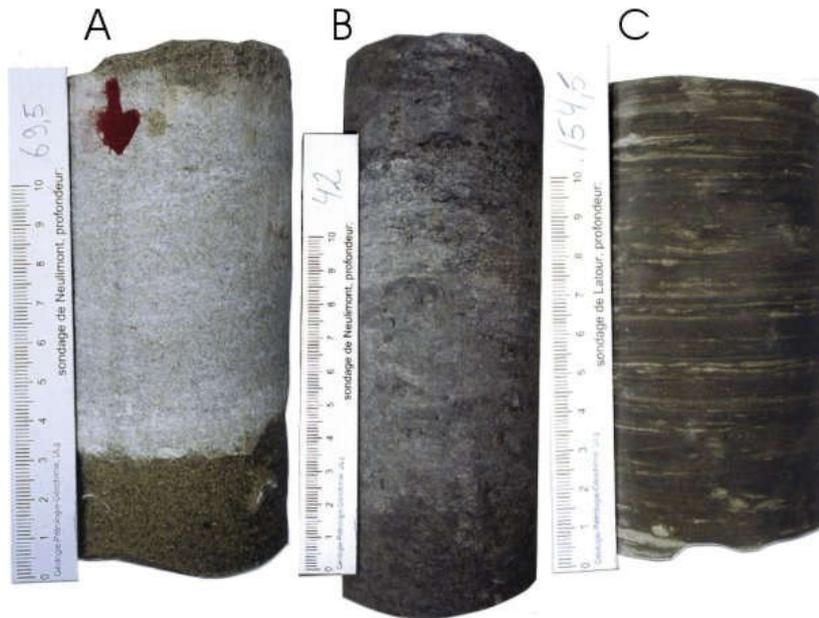
Fig.IV.6 : coupes méridiennes du Mésozoïque de la Lorraine belge. D'après Monteyne, 1983, modifié. Légende : 1 : socle varisque, 2 : Formations de Habay, Attert et Mortinsart, 3 : Formation de Jamoigne, 4 : Formation de Luxembourg (Membres de Metzert et de Florenville), 5 : Formation d'Arlon (Membre de Strassen), 6 : Formation de Luxembourg (Membres d'Orval et de Virton), Formation d'Arlon, 7 : Formation de Hondelange, Formations d'Ethe, de Messancy et d'Aubange, 8 : Formation de Grandcourt, 9 : Formation de Longwy.

La Formation de Hondelange, nettement diachronique et transgressive, montre une grande variété de faciès, depuis des faciès relativement argileux jusqu'à des grès (Boulvain & Belanger, 2018).

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. Enfin, 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).

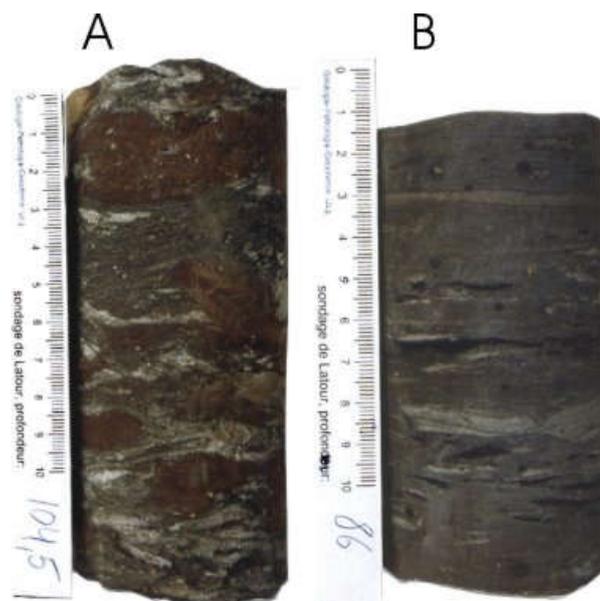


A : Grès et sables de la Formation du Luxembourg, carrière Montauban. B : grès de la Formation de Luxembourg surmontés par les argiles de la Formation d'Ethe. Plusieurs niveaux ferrugineux soulignent la limite des deux formations. Ancienne briqueterie près d'Arlon.



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.

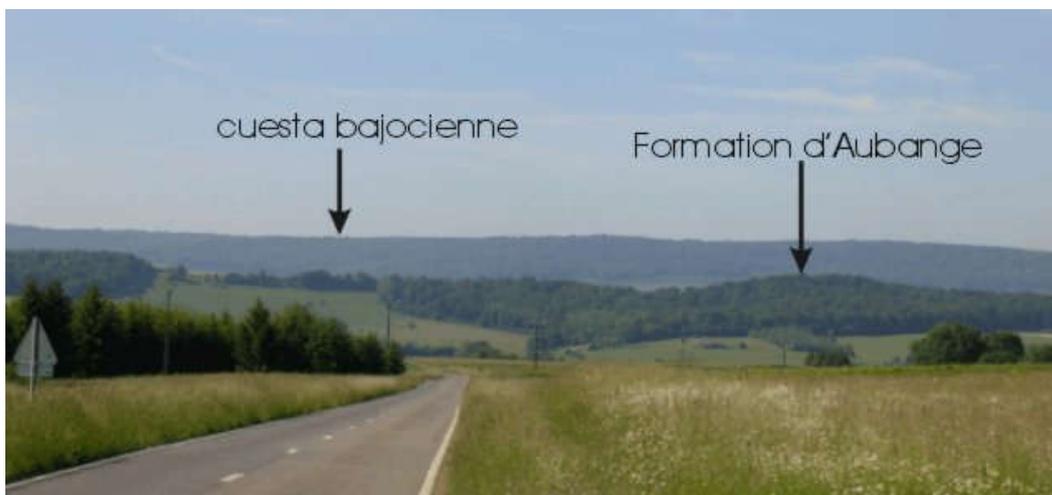
Transgressif, le Toarcien n'affleure (à cause du pendage sud de la série monoclinale) que dans l'extrême sud de la Lorraine belge. La Formation de Grandcourt (avec dans sa partie inférieure les fameux "schistes cartons" dont on a tenté d'extraire des hydrocarbures entre 1840 et 1870 et dans sa partie 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.

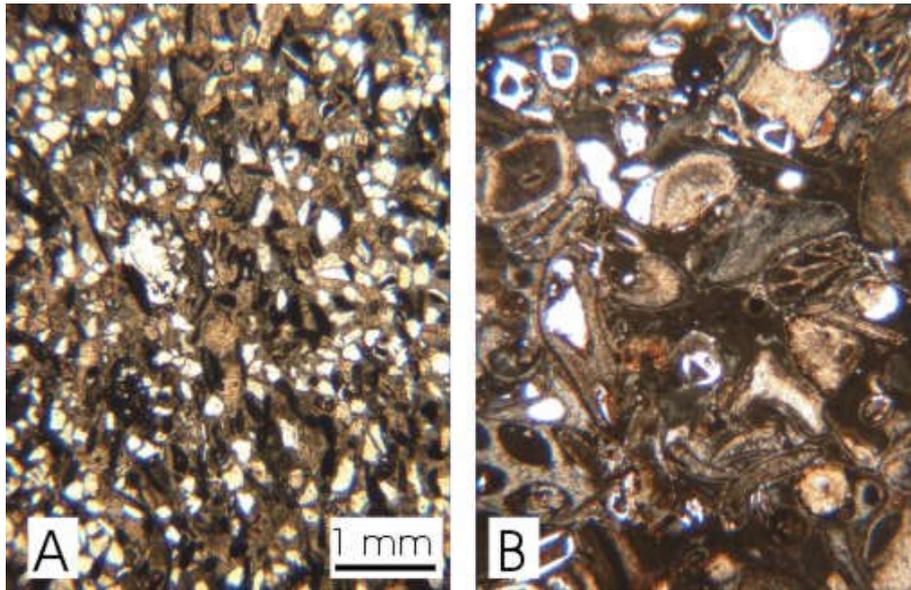
L'étage Bajocien inaugure le cycle transgressif du Dogger. Il succède à l'érosion des formations ferrifères sous-jacentes. La Formation de Longwy affleure uniquement à l'extrémité méridionale de la Lorraine belge, déterminant une cuesta très raide (Fig. IV.6). Elle est constituée de calcaires gréseux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



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.

Des failles normales d'orientation SW-NE découpent la série du Trias et du Jurassique. Certaines sont probablement synsédimentaires et expliquent les variations d'épaisseur des formations d'ouest en est ainsi que les changements de faciès (faciès sableux-faciès argileux).



Faille mettant en contact les Grès de Luxembourg et le faciès marneux le long de l'autoroute, près de Berchem, Luxembourg.

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 également 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 période longue 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° parallèle (de là le développement fréquent de bauxites en milieu continental), tandis que l'Europe septentrionale, entre le 40° et le 60° 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.

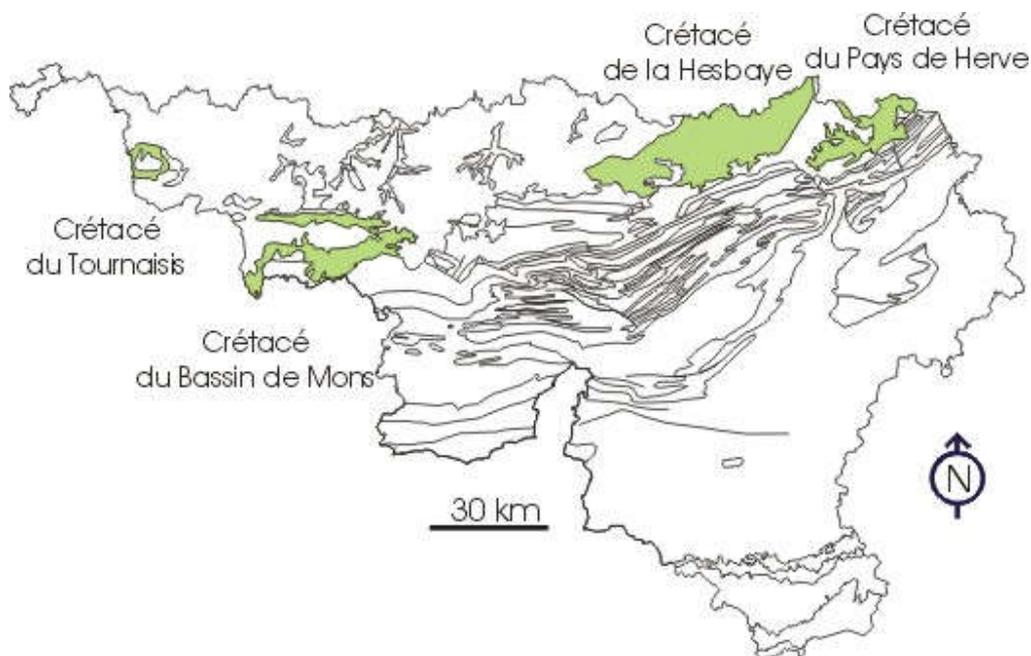


Fig. IV.7 : localisation des différentes zones d'affleurement du Crétacé en Wallonie.

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).

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.

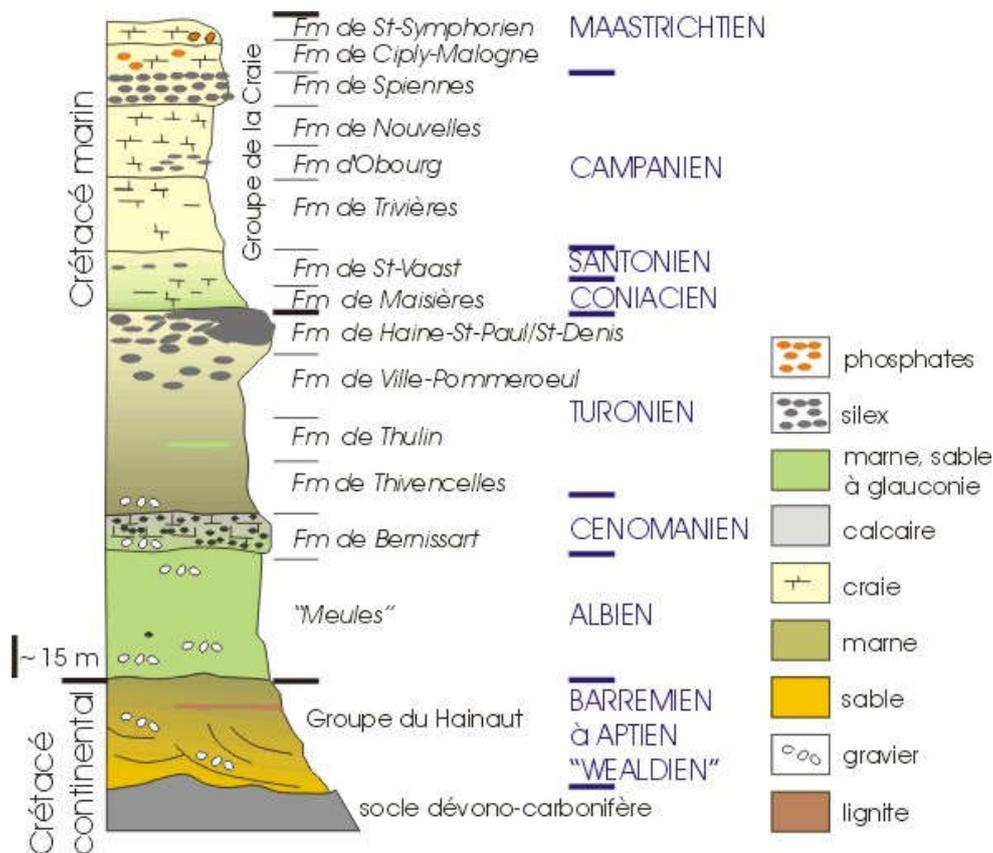


Fig.IV.8 : colonne stratigraphique schématique du Crétacé du bassin de Mons.

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 Turonien 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 foraminifères planctoniques et 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 cimmérienne, 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 dépôts 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).

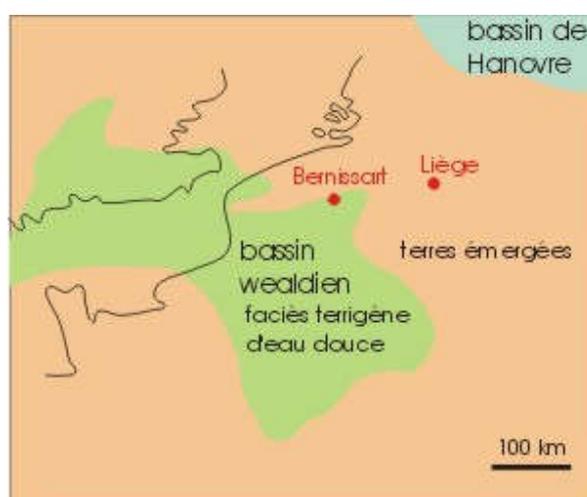


Fig.IV.9 : paléogéographie de la Belgique et des régions avoisinantes au cours du Wealdien (d'après Rat, 1974, modifié).

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 (cf. Bultynck, 1989).

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.

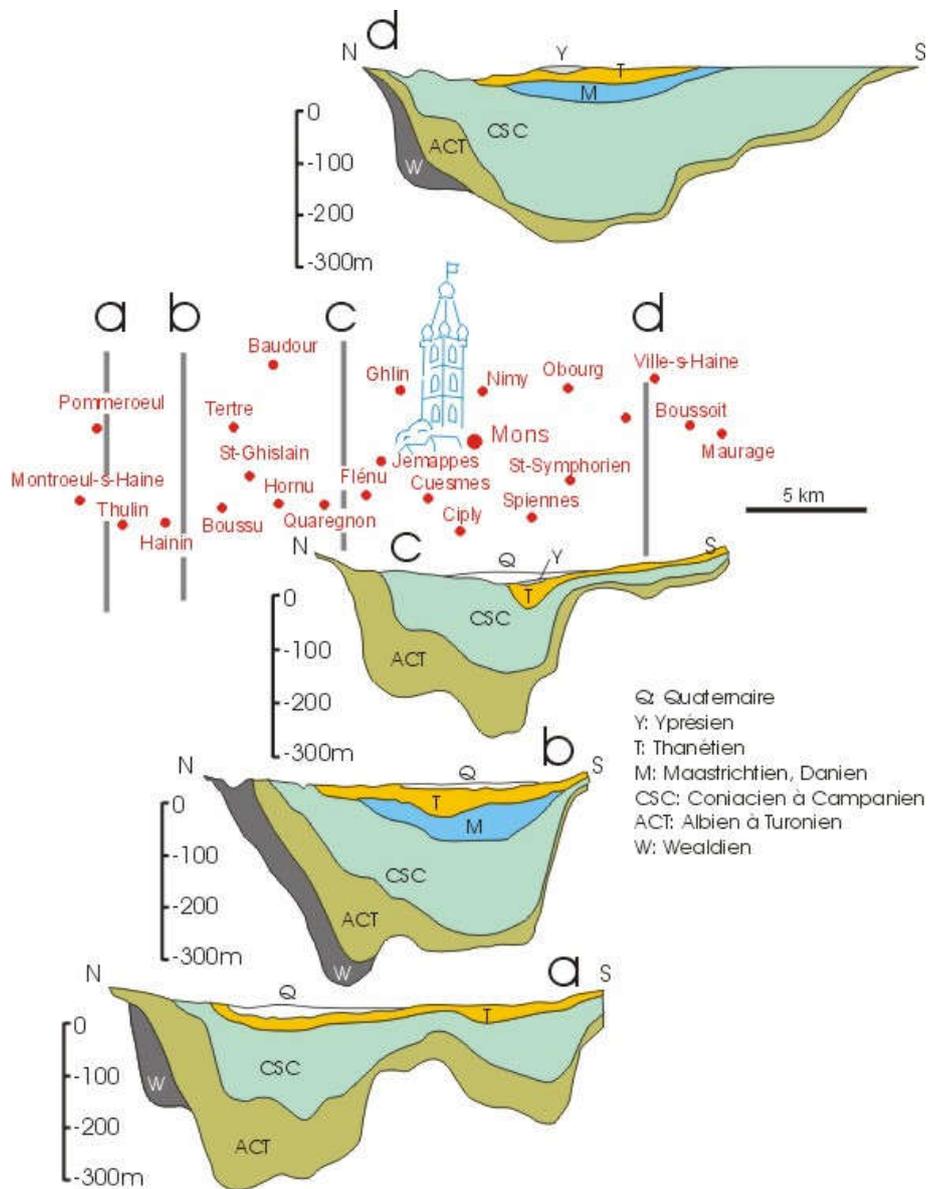


Fig. IV.10 : coupes séries du Bassin de Mons. D'après de Magnée et al. (1986), modifié.

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 dont l'épaisseur peut atteindre plus de 100m, comprend (de bas en haut) : les formations albiennes de Pommeroeul (conglomérats et sables), d'Harchies (conglomérats), de Catillon (marnes et sables), de Bracquignies (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.

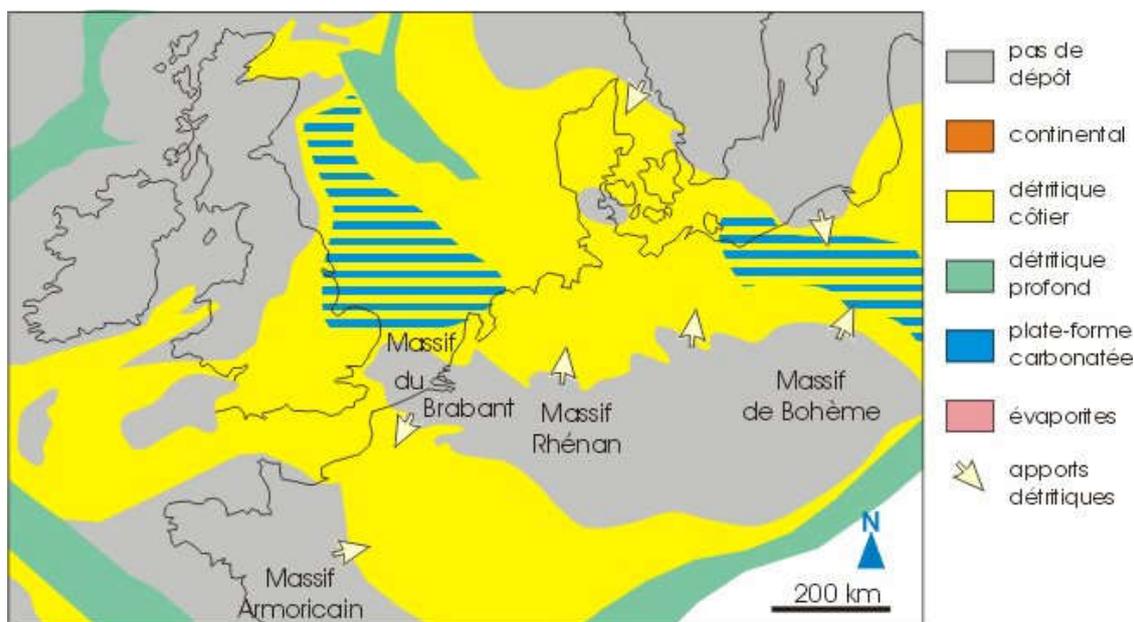


Fig. IV.11 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe à l'Aptien-Albien. D'après Ziegler (1982), simplifié.

3.4.3.2. Le Turonien

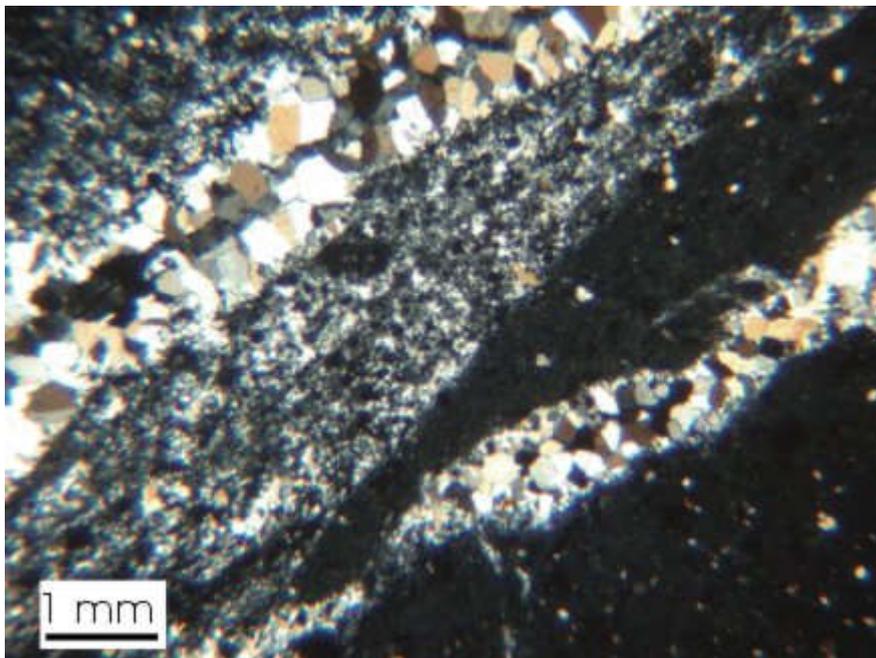
Au Turonien, la mer continue à s'étendre et atteint vers l'est la Thudinie (Cour-sur-Heure). Au nord du Bassin de Mons, le Turonien repose directement sur le Houiller.

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 Haine-Saint-Paul (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 était 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). Silex et silicification résultent de la précipitation dans le sédiment, après son dépôt, de silice issue de la dissolution d'organismes à test siliceux (éponges, radiolaires, diatomées).



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 faciès à dominante terrigène cèdent la place à des dépôts de craie pure. 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 (calcarénite) glauconifère de Maisières (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. Divisées 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 mètre 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.

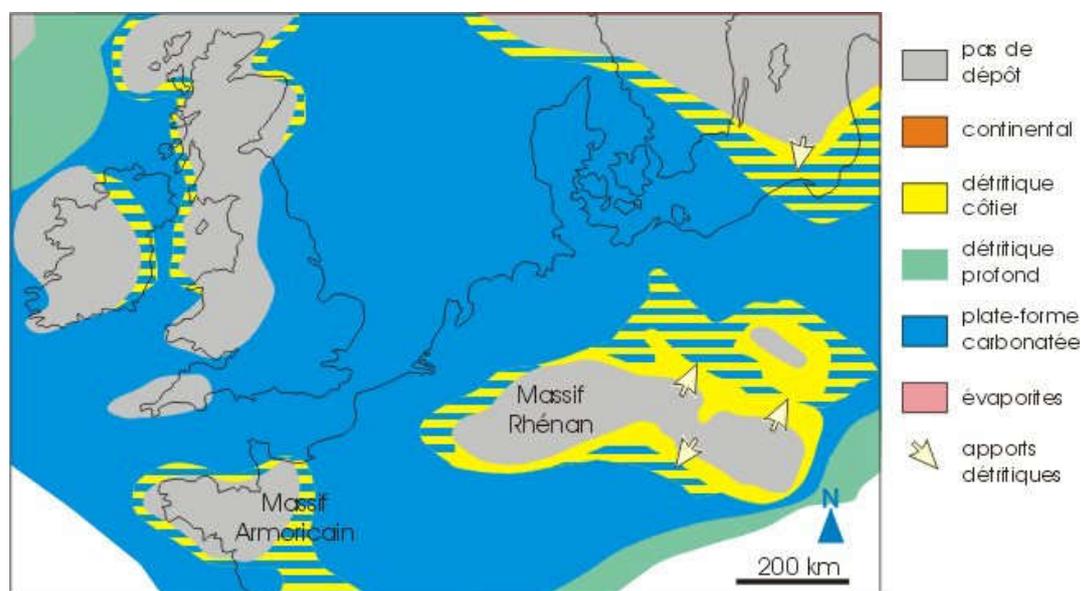


Fig.IV.12 : schéma paléogéographique du nord-ouest de l'Europe au Crétacé Supérieur. D'après Ziegler (1982), simplifié.

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 Cibly-Malogne. Cette craie granuleuse de teinte brune ou grise renferme des traces d'organismes fousseurs. 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"), clôturera 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.

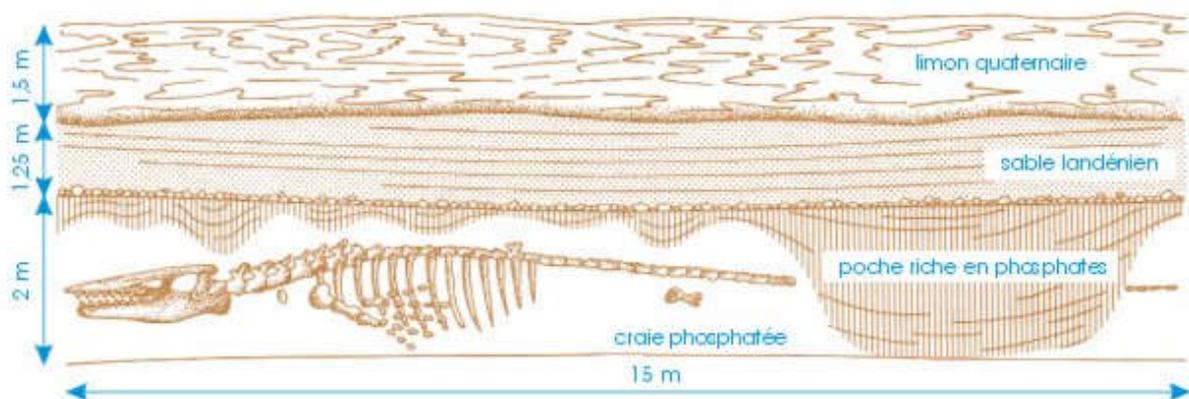


Fig. IV.13 : découverte d'un Hainosaure à Cibly (d'après un dessin d'époque).

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).

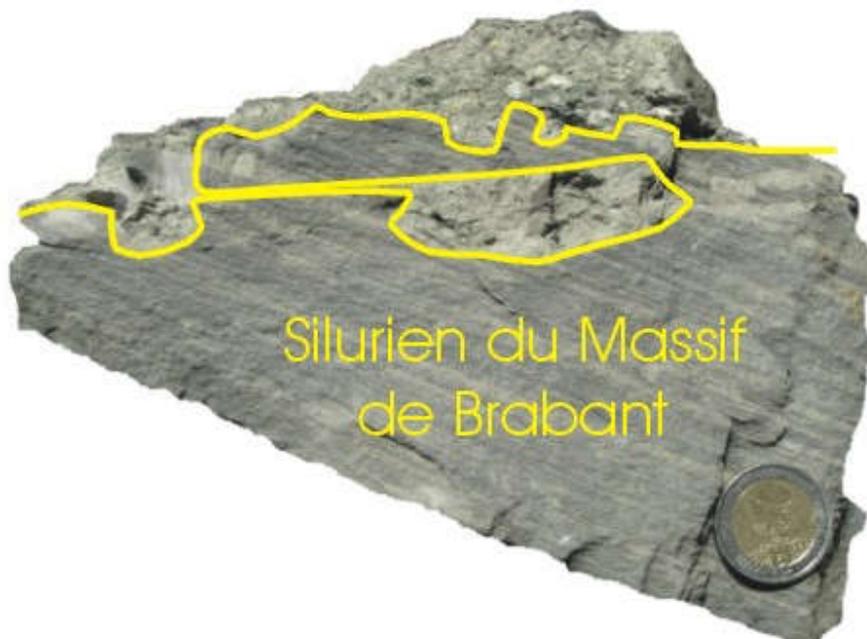
Au Campanien, la mer continue sa progression et le rivage s'établit dans la région de la Baraque Michel. Cette zone ne sera submergée qu'au Maastrichtien supérieur, suite à un basculement du Massif ardennais vers le nord. Dans le Pays de Herve, la mer campanienne dépose une marne ou une argile silteuse riche en glauconie : la Smectite de Herve (Dumont, 1832) qui servait naguère d'agglomérat aux boulets de coke. Actuellement, cette unité correspond à la Formation

de Vaals. Elle est épaisse d'une vingtaine de mètres dans la région de Visé et d'une dizaine de mètres au nord de Liège avec un faciès marneux à rognons de marcassite. Le sommet de la Formation de Vaals est plus riche en craie et en glauconie (Thorez & Monjoie, 1973) ; la transition avec la craie de la Formation de Gulpen est cependant nette, bien que celle-ci soit également riche en glauconie à la base (Horizon de Loën).



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

"Smectite de Herve"



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. Depuis les travaux de Felder (1975), elle est divisée en cinq membres (de haut en bas) :

- le Membre de Lixhe ou Craie tigrée (Deroo, 1966 ; Villain, 1977) est une craie blanche finement grenue à grossière de plus en plus riche en silex vers son sommet. Ces silex sont irréguliers, bleuâtres à grisâtres foncés ou noirs (Robaszynski, 2006) ;
- le Membre de Vijlen ou Craie grise (Deroo, 1966) est formé d'une craie jaunâtre à grisâtre dont la base est glauconieuse et les silex épars. Il comprend plusieurs fonds durcis et surfaces d'érosion (Keutgen, 1996). Son sommet est marqué par quelques bancs de silex plus ou moins continus ;
- le Membre de Beutenaken n'est connu en Belgique qu'à Teuven (Keutgen, 1996), au nord-est des Fourons ;
- le Membre de Zeven Wegen ou Craie blanche (Villain, 1977) : l'Horizon de Loën (cf. ci-dessus) est surmonté de craies blanches fines renfermant quelques silex. Comme d'autres, ces craies se seraient déposées dans un environnement sous influence océanique à une profondeur variant entre 80 et 150 mètres (Jagt, 1999 ; Robaszynski, 2006). Le sommet du membre est un niveau silicifié à perforations remplies de glauconie : l'Horizon de Froidmont. Vers Visé, une lacune sédimentaire couvrant le Campanien supérieur et le Maastrichtien inférieur sépare le membre de Zeven Wegen de celui de Vijlen (Robaszynski, 2006).

La Formation de Gulpen, notamment le Membre de Lixhe, s'étendrait loin vers l'ouest jusque dans la région de Montenaken au nord-ouest de Hannut.

La Formation de Maastricht est constituée par une craie grossière blanc crème à jaune grisâtre, bioclastique et poreuse dont l'appellation vernaculaire est tuffeau. Elle renferme des silex épars de teinte gris foncé et des niveaux silicifiés (Albers & Felder, 1979). Elle comprend six membres dont Jagt (1999) et Robaszynski (2006) fournissent une description précise. En bref, on a (de haut en bas) :

- le Membre de Meerssen, formé d'une alternance de calcarénites fines et grossières sans silex, souvent de teinte orange à jaune. A son sommet, l'Horizon de Vroenhoven marque la limite Crétacé-Tertiaire dans la région concernée (Jagt *et al.*, 1996) ;
- le Membre de Nekum, constitué par des calcarénites fines, riches en lits de fossiles remaniés, notamment des échinides, des huitres et des serpules ;
- le Membre d'Emael avec des craies fines à grenues, peu indurées, blanc-jaunâtre à brun-jaunâtre et des silex gris clair ;
- les membres de Valkenburg, Gronsveld, Schiepersberg, mal représentés en Wallonie ;
- le Membre de Lanaye qui comprend des craies finement grenues avec des silex bleu-gris clair à foncé. Il se clôture par l'Horizon de Lichtenberg, constitué en grande partie de coprolithes (excréments fossiles de poissons et de crustacés).



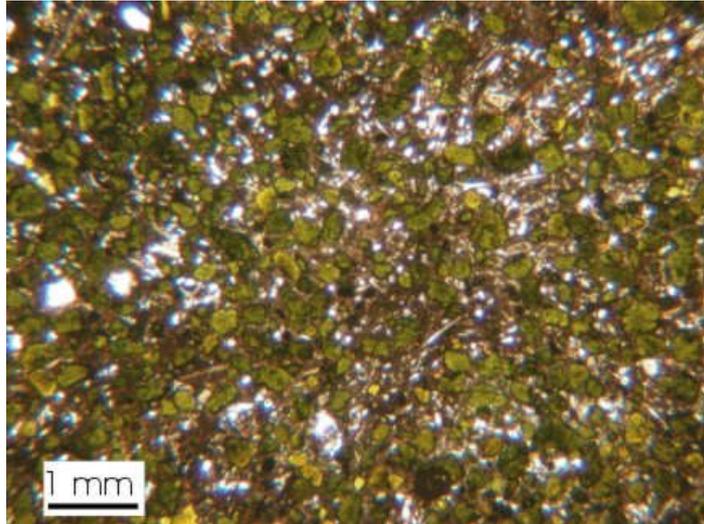
A : entrée des exploitations souterraines dans la craie de la Formation de Maastricht, à Lanaye, au nord de Visé. B : vue d'une des galeries des carrières souterraines. Le bloc au plafond est un silex. Photo L. Willems.



Craie et silex de la Formation de Maastricht, dans la carrière de Romont.

Dans le Brabant oriental, la transgression crétacée se marque avec le dépôt de la Glauconie de Loncée (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.

Auparavant, il était admis que ces dépôts 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 Loncée montre des affinités avec celles des Formations d'Aachen et de Vaals connues dans l'est de la Belgique.



Glaucionie de Loncée. lame mince, lumière naturelle.

Ces dépôts 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. Assez 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.

Le Crétacé se termine par une régression importante et une érosion aérienne 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. Cette accumulation peut comprendre deux unités (de haut en bas) :

- une couche de silex qui peut atteindre une épaisseur de 20 mètres (Calembert, 1947) : elle est constituée de silex anguleux, jamais arrondis (Lohest, 1884). Leur classement est très souvent inverse avec les éléments les plus gros en haut de la série (probablement issus de la Formation de Maastricht). Les interstices entre les silex sont comblés par une argile sableuse et vers la base de l'unité par un sable argileux qui peut contenir jusqu'à 24 % de phosphate. Ces silex ont servi à la construction d'édifices fortifiés dès le Moyen-Age ;

- un horizon phosphaté dépassant rarement un mètre d'épaisseur. Ce phosphate a été exploité pour la fertilisation des terres sur des milliers d'hectares.

Cette accumulation pourrait s'être formée au début du Paléogène inférieur lorsque les pluies étaient abondantes et le climat plus chaud qu'actuellement (Luterbacher *et al.*, 2004).

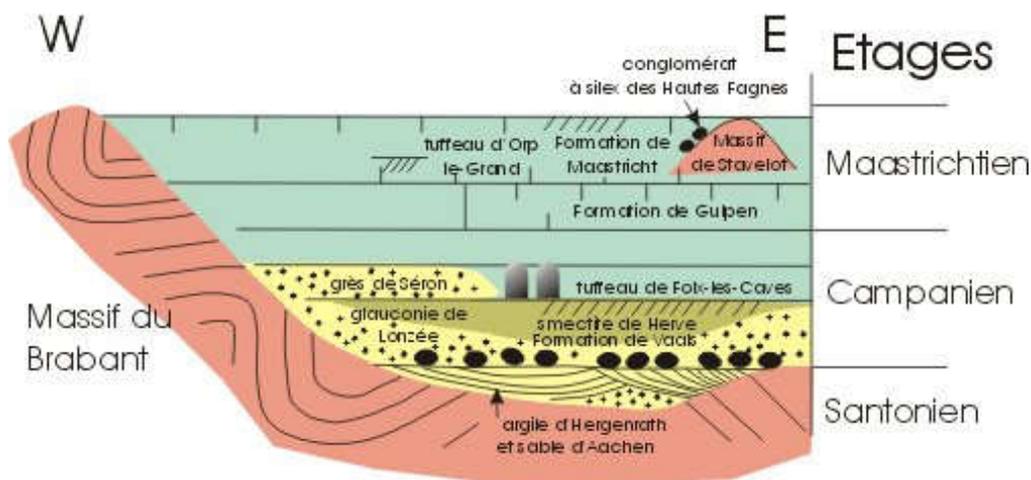


Fig. IV.14 : stratigraphie des dépôts crétacés du Pays de Herve et de la Hesbaye.

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 reptiles. 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 Ciplly. Elle renferme à sa base un conglomérat dont les éléments sont empruntés au Tuffeau de Saint-Symphorien et à la Craie phosphatée de Ciplly-Malogne 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 Ciplly 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 Ciplly, 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.

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 :

- le Membre d'Orp est formé d'un sable vert glauconieux à fines laminations parallèles, organisé en séquences d'une cinquantaine de centimètres d'épaisseur. Dans sa partie supérieure, il incorpore parfois des lentilles marneuses. Ces sables reposent sur un cailloutis de silex résultant de la dissolution des formations crétacées sous-jacentes. Il

renferme une faune de squales aux caractères archaïques. Ces sables se sont déposés dans un milieu très calme sous la zone d'action des vagues. Ils sont surmontés par le membre décrit ci-dessous ;

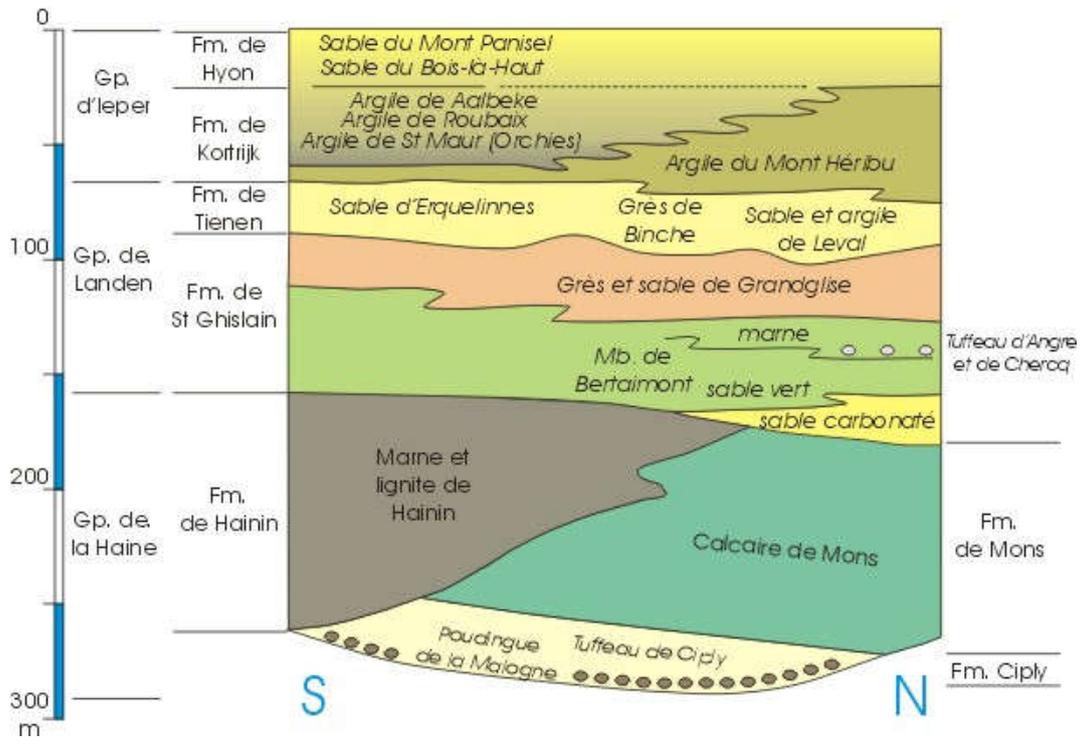


Fig. IV.15 : coupe schématique du Paléocène-Eocène du Bassin de Mons (modifié d'après Vandenberghe et al., 1998). Les membres sont en italiques.

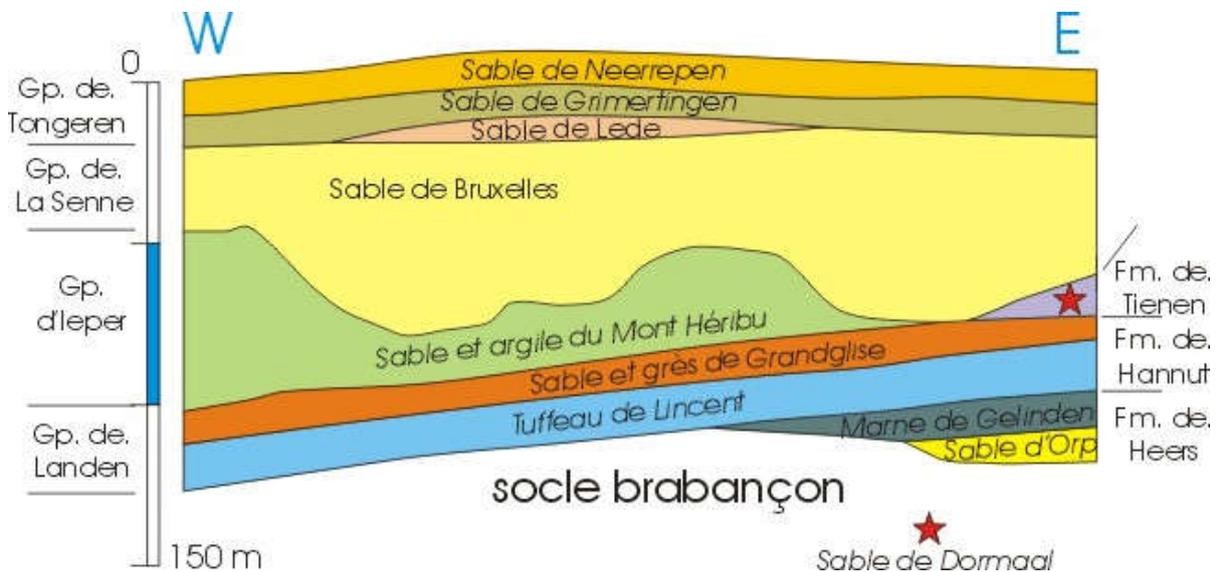


Fig. IV.16 : coupe schématique de la couverture Paléocène-Oligocène du Massif du Brabant en Hesbaye (d'après Vandenberghe et al., 1998). Les membres sont en italiques.

- les Marnes de Gelinden, carbonatées, parfois sableuses et glauconieuses. Une part importante de ces dépôts 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 (de Saporta & Marion, 1877 ; 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 l'Ardenne demeurant émergés.

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).



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.

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

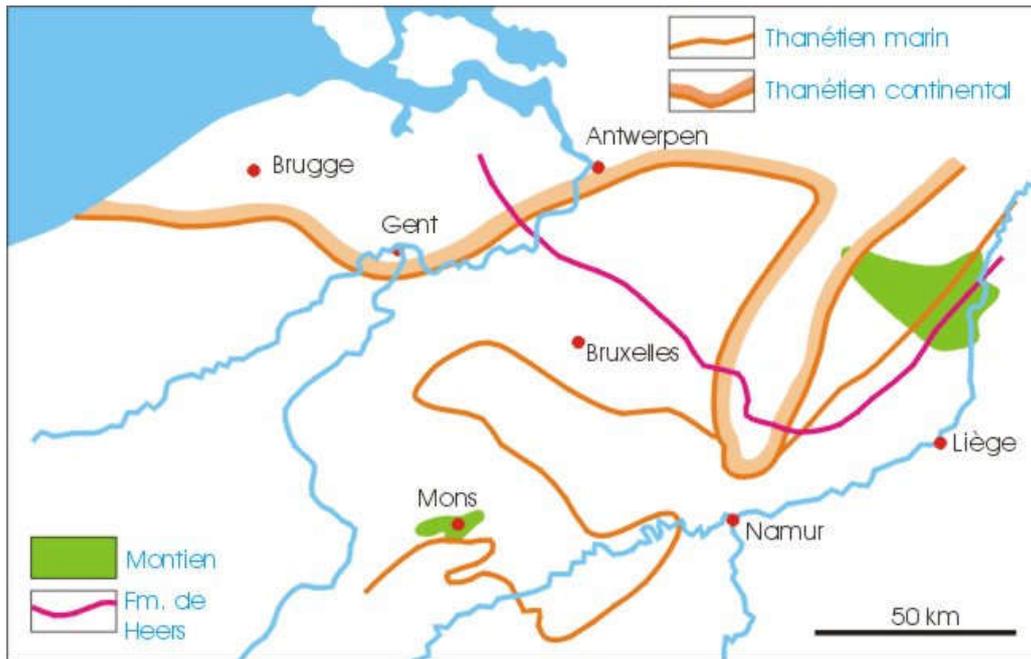


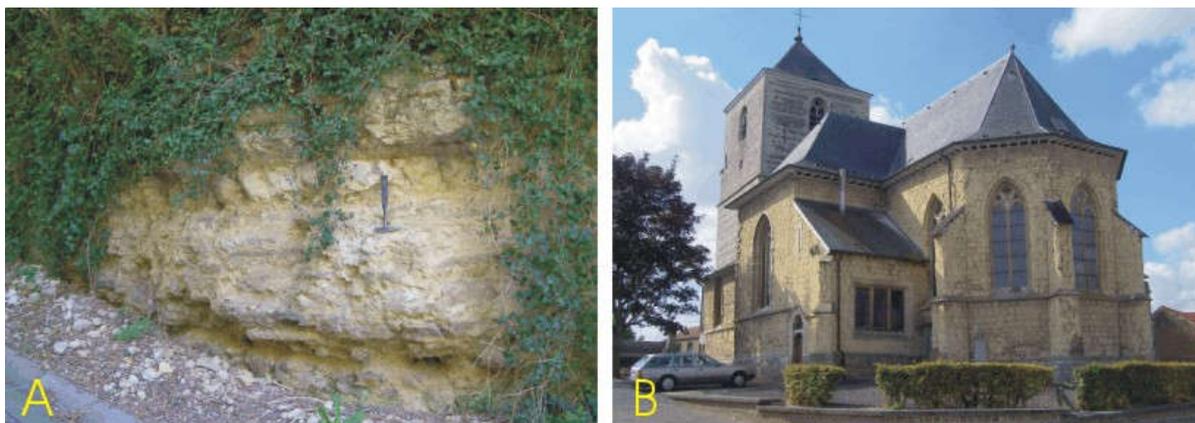
Fig. IV.17 : limite des formations daniennes, de Heers et thanétiennes couvrant le Massif du Brabant (d'après Steurbaut, 1998).

Datées du Thanétien inférieur, les formations d'Hannut et de St-Ghislain ont été 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.

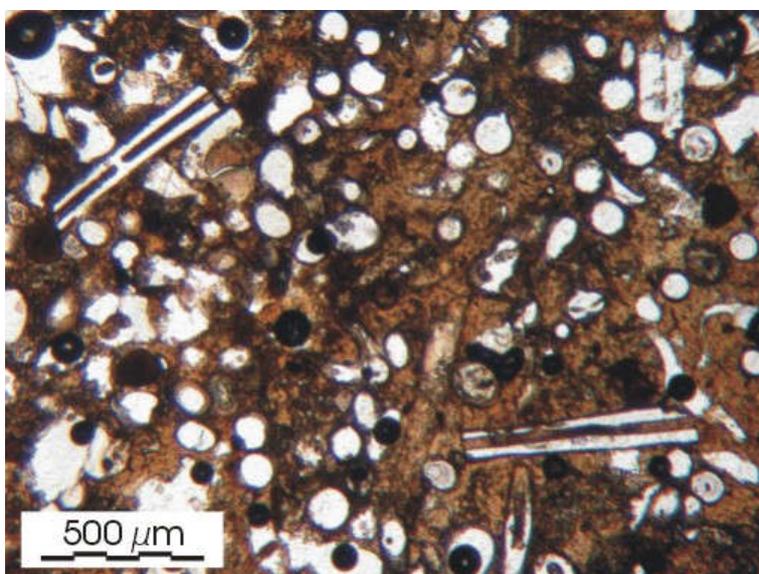
En Wallonie, la Formation de Hannut est divisée en plusieurs membres :

- à la base, deux membres peu épais dont les relations mutuelles sont mal connues : le Membre de Montenaken, formé d'argile glauconieuse qui s'enrichit progressivement en fragments de grès (son épaisseur ne dépasse pas 7 m) et le Membre d'Overbroek qui représente un horizon transgressif bien net, notamment dans la tranchée de Maret : au-dessus de quelques silex verdîs, on y voit un sable grossier, carbonaté, riche en dents de squales, épais de moins d'un mètre ;
- le Tuffeau de Lincient ;
- et le Membre de Grandglise.

Le Tuffeau de Lincient est une roche détritique calcaro-quartzreuse, 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 marnes 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 prisée 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.

Au sud de la région-type, dans la région d'Hollogne-sur-Geer, ce membre se résume à une argile glauconieuse surmontant un gravier noir. Au nord de Landen, le tuffeau de Lincent cède la place à des argiles sableuses grises glauconifères et à des argiles plastiques gris bleuâtre.

La transition entre le Membre de Lincent et le Membre de Grandglise est progressive, parfois soulignée par un mince gravier.

Le Membre de Grandglise est formé de sable fin, glauconieux, plus argileux à la base. Il a été aussi appelé *Sable de Racour* ou *Sable de Hoegaarden*. Localement, sa partie supérieure est rougie par oxydation de la glauconie sous le climat chaud de l'Eocène inférieur. Ce membre affleure aussi dans le Hainaut où il est souvent plus grossier et moins riche en glauconie que son homologue hesbignon. Le contact supérieur avec la Formation de Tienen est toujours bien net.

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 Blaton, 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 Blaton à 22 m à Nimy au nord de Mons.

Le membre de Bertaimont 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 de Grandglise est formé de sable et de grès décalcifiés.

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.*, 2003b). 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.*, 2003b) et des inversions tectoniques aux Pays-Bas (Wong *et al.*, 2007).

La Formation de Tienen regroupe des dépôts sableux et argileux d'origine fluviale 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'Erquelines dans le Hainaut ;
- le Membre de Dormaal en Hesbaye.

Le Membre d'Erquelines 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 fluviaux (Gulinck, 1963). 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 (Fig. IV.18). 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 l'unité a probablement été érodée lors de la phase continentale pré-lutétienne.

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 Rommersom" (Ledoux, 1911 ; Cnudde *et al.*, 2012). Ces grès contiennent plus de 98 % de silice avec un ciment d'opale. La variabilité de la taille des grains, leur morphologie, leur mauvais

état de classement plaident en faveur d'un dépôt continental. La silicification serait due à un processus pédogénétique complexe.



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

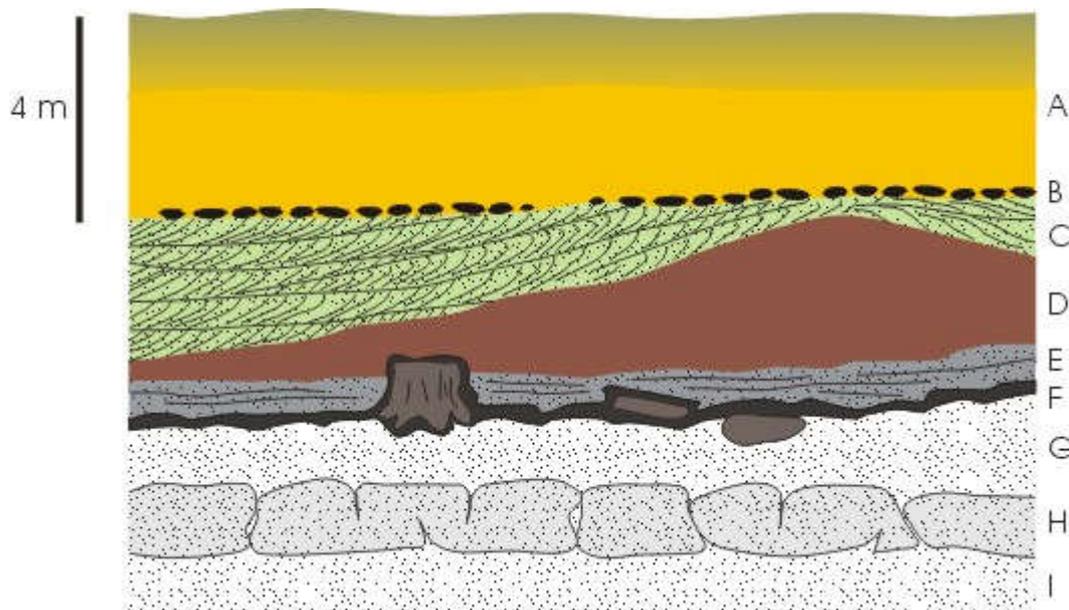


Fig. IV.18 : ancienne carrière à Overlaar, d'après Rutot (1899). Légende :

- *Quaternaire*
 - *A : limon friable transformé à son sommet en terre à briques argileuse (c'est-à-dire décalcifiée) sur 1,50 mètre ;*
 - *B : cailloutis discontinus de silex roulés.*
- *Formation de Bruxelles*
 - *C : sable vert grossier, à stratifications obliques, d'allure ravinante.*
- *Formation de Ieper*
 - *D : argile sableuse, stratifiée, altérée de couleur rougeâtre.*
- *Formation de Tienen, Membre de Dormaal*

- *E* : lit stratifié de sable noir très tourbeux ;
- *F* : lit de lignite pur, noir. Ce niveau contient les troncs de bois pétrifiés, parfois debout, entourés de lignite pur ;
- *G* : sable blanc pur, meuble ;
- *H* : banc subcontinu de grès gris (grès mamelonné) ayant été débité en pavés ;
- *I* : sable blanc meuble.

Par après, la mer reprend possession des régions exondées. Les sédiments déposés forment le Groupe d'Ieper (Dupuis *et al.*, 1988). 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.19). Cette transgression correspond à une importante montée du niveau marin et à une période de subsidence du Massif du Brabant.



Fig. IV.19 : 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.*, 2003a).

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 Hérribu 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.20) :

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

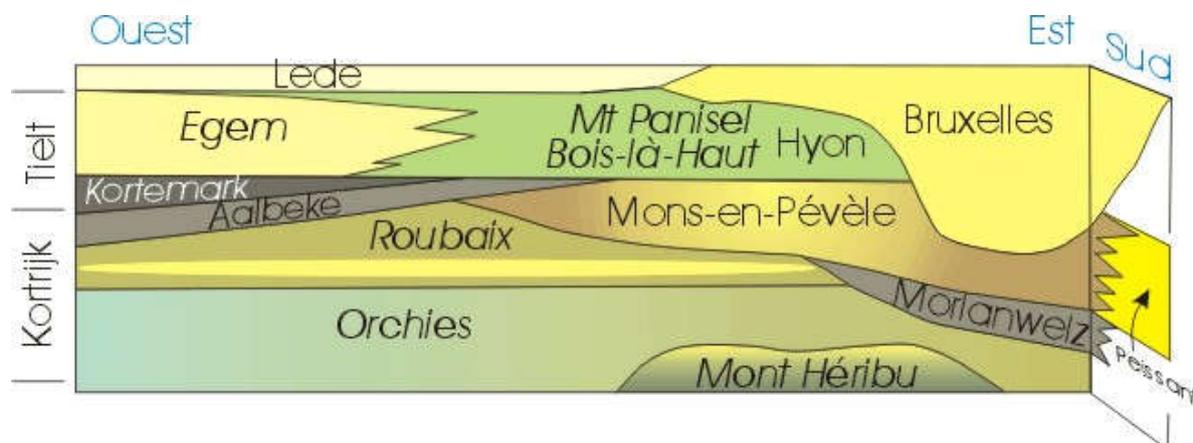


Fig. IV.20 : division lithostratigraphique de l'Yprésien du Hainaut. Les membres sont en italiques.

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).

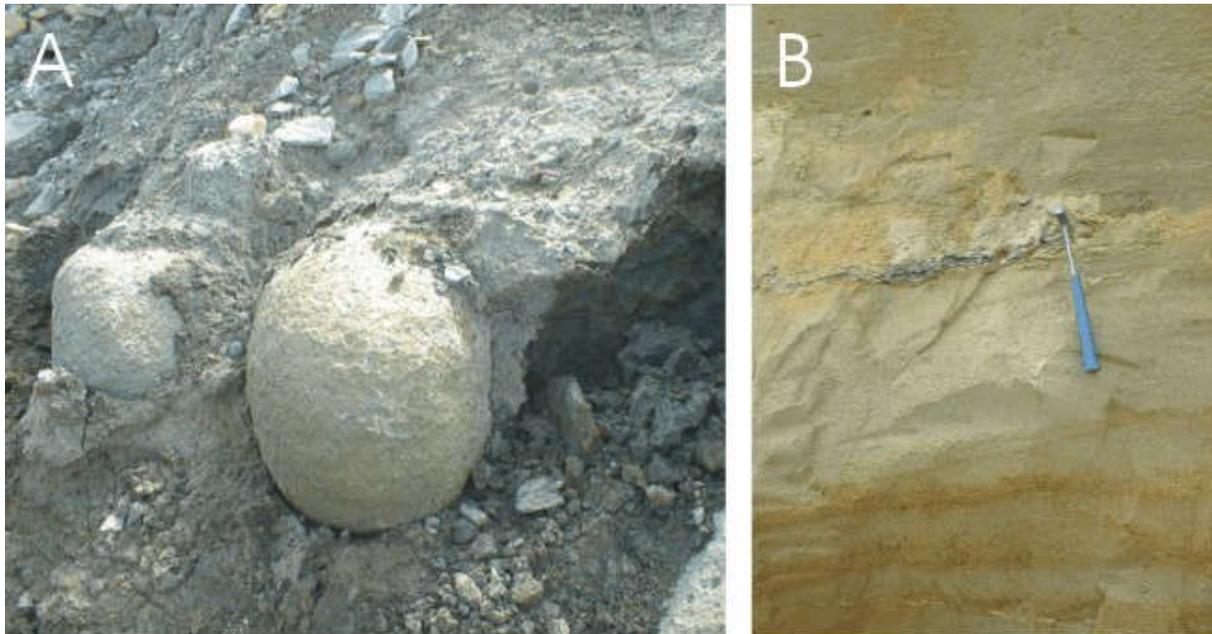
Latéralement et au-dessus, la Formation d'Hyon, un village de la région montoise, (Yprésien supérieur) comprend deux membres formés de sables mal classés, très glauconieux (Steurbaut, 1998) :

- 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.21). 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.

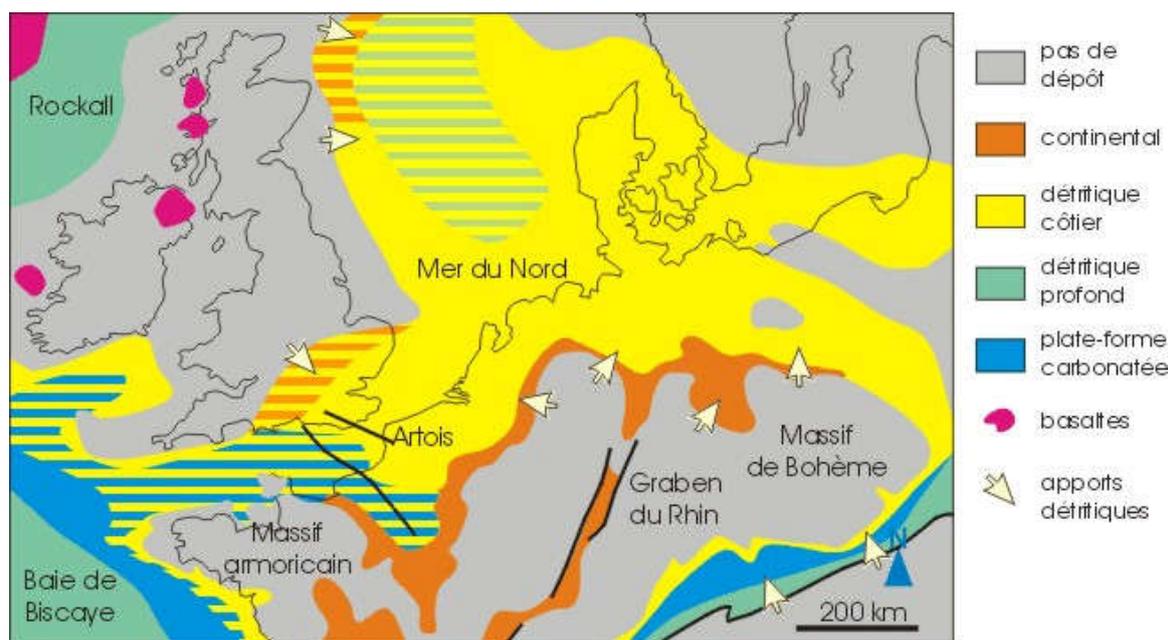


Fig.IV.21 : paléogéographie de l'Europe occidentale au Paleocène-Eocène. D'après Ziegler (1982), simplifié.

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).

Les sables bruxelliens présentent fréquemment un caractère ravinant (Figs IV.16 & IV.20), mis en relation avec une baisse du niveau marin préalable à leur dépôt.

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. La répartition géographique des faciès est donnée à la Fig. IV.22.

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 se succèdent de fines laminations dérangées par des bioturbations (terriers centimétriques d'arthropodes).

De la base au sommet, la calcification est moins régulière et les bancs deviennent discontinus. Des alignements de concrétions siliceuses se rencontrent aussi à plusieurs niveaux. On dénombre généralement une quinzaine de bancs de Pierre de Gobertange, épais de 10 à 40 cm et répartis sur 10 à 15 mètres d'épaisseur, séparés par des unités sableuses brun-vert assez grenues ou des sables indurés plus ou moins riches en glauconie.

La zone d'extraction de la Pierre de Gobertange constitue un domaine grossièrement elliptique de 1,2 km de large sur 4 km de long entre le lieu-dit " Les Recks " au nord de Genneville et le hameau de Francourt à l'ouest de Jodoigne.

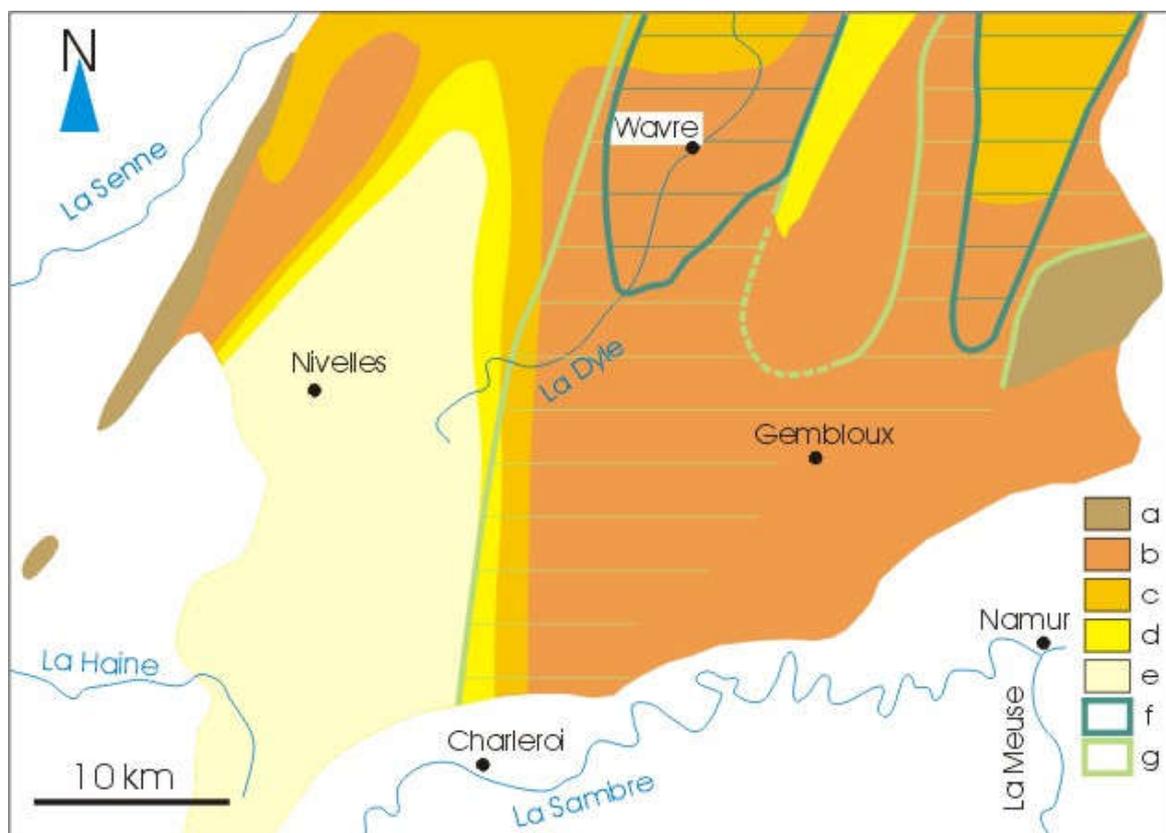


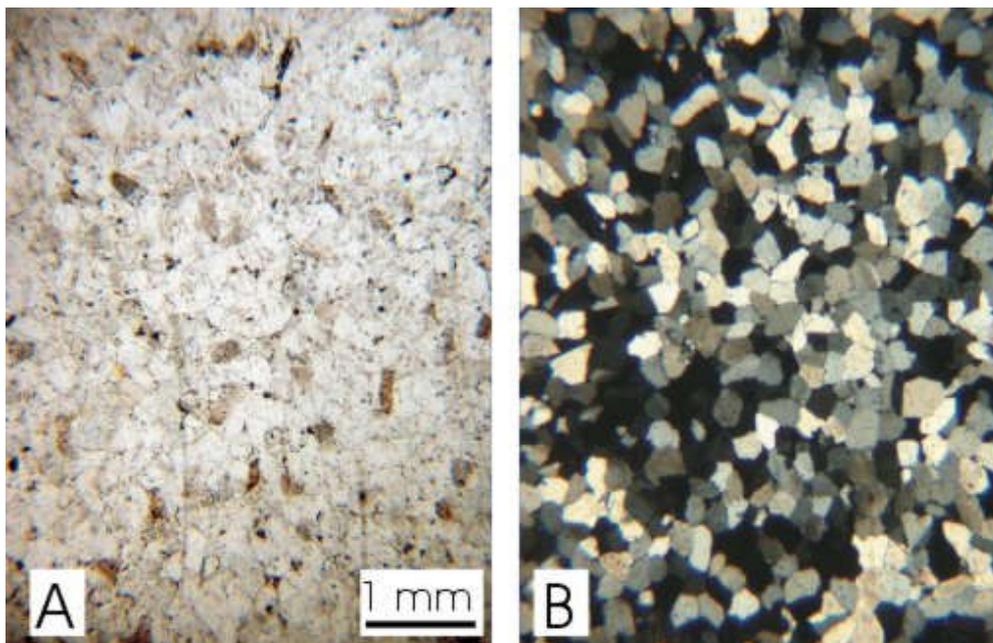
Fig. IV.22 : répartition des différents faciès des sables bruxelliens au nord de la Sambre. D'après Houthuys (1990), modifié. Légende : a-e : de sable grossier quartzique à sable fin carbonaté ; f : limite du faciès glauconieux grossier à stratifications obliques (plusieurs mètres d'épaisseur) ; g : 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.



A : exploitation à ciel ouvert de Pierre de Gobertange, au lieu dit Frochin à Gobertange. Le cliché a été pris vers 1935. B : lamination et bioturbation (terriers d'arthropodes) dans la pierre de Gobertange.



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 Age, dans une multitude de carrières entre l'Escaut et la Dyle.

Les dépôts 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). A 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.23). 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 ouralienne.

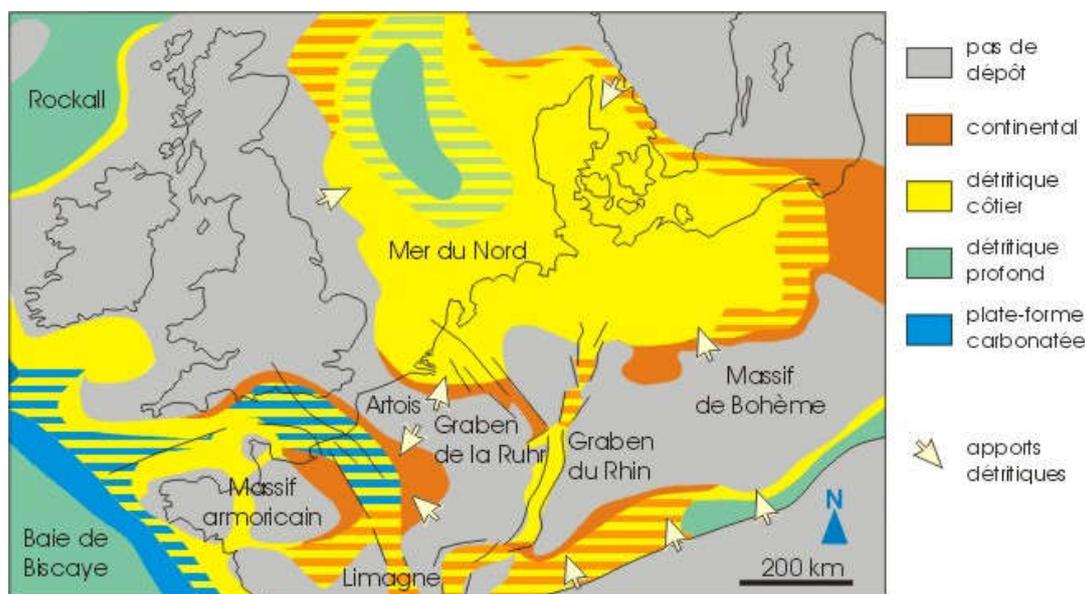


Fig. IV.23 : paléogéographie de l'Europe occidentale à l'Oligocène. D'après Ziegler (1982), simplifié.

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.23). 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.

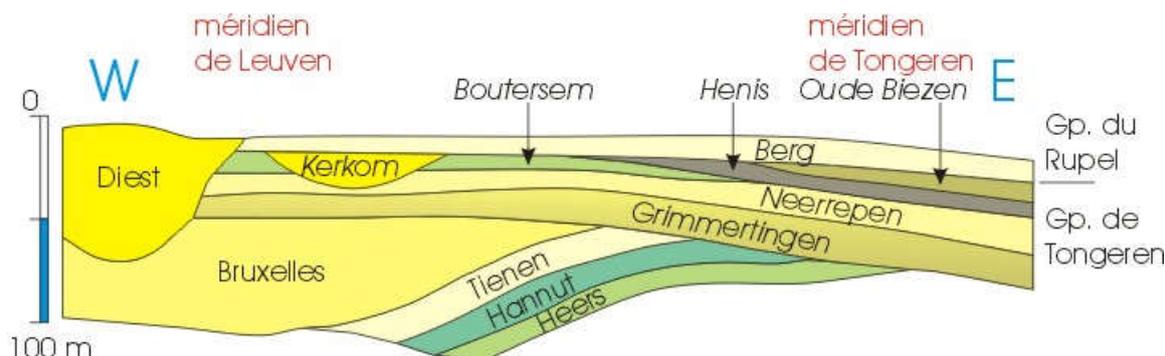


Fig. IV.24 : coupe schématique du Sélandien, Thanétien, Yprésien, Lutétien et Rupélien de Hesbaye. D'après Vandenberghe et al. (1998), modifié.

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 Grimmertingen et celui de Neerrepn, ce dernier n'affleurant pas en Wallonie (Fig. IV.24). Les Sables de Grimmertingen 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). Le Sable de Grimmertingen a été reconnu à Crehen au sud de Hannut où il entaille le Tuffeau de Lincient et les sables à stratifications entrecroisées du Membre de Dormaal (Fig. IV.25).

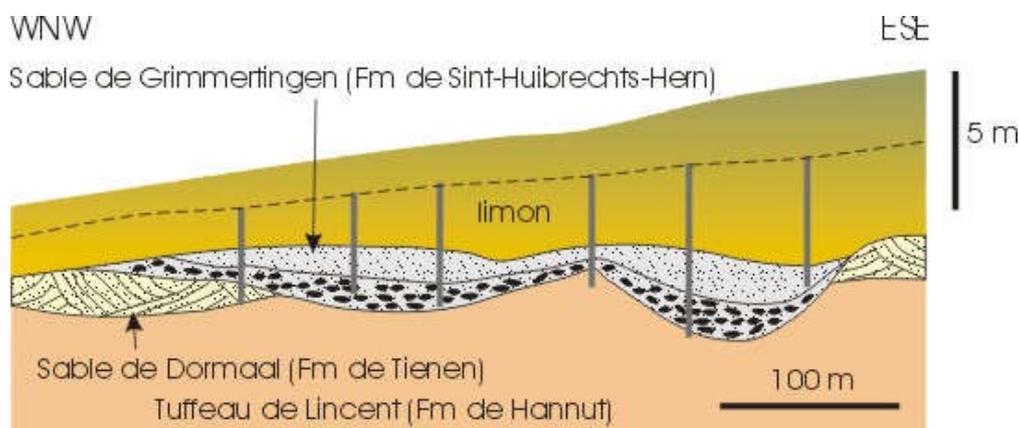


Fig. IV.25 : coupe établie sur base de plusieurs sondages effectués à la ruelle Massa à Crehen au sud-ouest de Hannut en 1884.

La Formation de Borgloon de nature continentale coiffe localement les sédiments marins de la Formation de Sint-Huibrechts-Hern. Elle regroupe plusieurs membres : Oude Biezen, Hoogbutsel, Kerkom, Henis et Boutersem principalement répartis dans la partie orientale de la Région flamande :

- 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). Le Membre de Boutersem affleurerait dans les Bois de Peer et de Rammelenbos

au nord de Bauvechain. Son épaisseur maximale était de 1 mètre. Il était exploité pour la fabrication de tuiles et poterie ;

- 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 fluvial nettement marqué (voir tracé du fleuve kerkomien à la Fig. IV.19). 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 ;
- au sommet, 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.

Au cours de cet épisode, la mer rupélienne a recouvert une dernière fois le plateau des Hautes Fagnes. Elle a aussi abandonné quelques dépôts sableux dans la partie orientale de la région, notamment les Sables de Bonnelles et les Sables de Rocourt.

Le lambeau des sables de Bonnelles occupe un promontoire entre les vallées de la Meuse et de l'Ourthe. Ce sont des sables marins brun-jaune comprenant trois niveaux de glauconie et de cailloux (Sierakowski, 1970).



Sables de Bonnelles surmontant la discordance post-varisque sous le bâtiment B52, Sart Tilman, Université de Liège. Photo J-M. Marion.

En région liégeoise, d'anciennes sablières étaient en activité à la fin du XIX^e et au début du XX^e siècle à Rocourt et dans les villages environnants jusqu'à Bierset. Elles extrayaient un sable blanc appelé aussi Sable de Sainte-Walburge (Dumont, 1832). D'après Schmitz (1889), les Sables de Rocourt sont constitués de 7 à 12 mètres de sable quartzique fin grisâtre à brunâtre, glauconifère, plus ou moins riche en argiles et micas, surmonté d'une zone de transition (4 m) où apparaît un sable quartzique micacé qui domine ensuite sur 3 mètres et passe enfin à une argile grasse rouge à brun foncé (0,3-3 m), utilisée pour le moulage. Une étude paléontologique récente indique que ces sables sont dépourvus de microfossiles et donc non datables (Steurbaut, com. pers.). Poty (com. pers.) considère qu'ils ont le même âge que les Sables de Bonnelles dont ils représenteraient un autre faciès.

Des formations, jusqu'ici considérées comme rupeliennes, 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 blanchâtre à rougeâtre, comprenant des lentilles argileuses. 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'ennoie 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.



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

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.

Plus au sud, la remontée du socle varisque s'accompagne d'une reprise d'érosion alimentant un réseau fluviatile naissant (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 2002). Après le retrait de la mer, le Condroz et l'Entre-Sambre-et-Meuse sont des régions parsemées de dépressions karstiques développées sur substratum calcaire (Soyer, 1978), sous couverture sédimentaire perméable d'où leur nom de cryptokarst. 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.26.

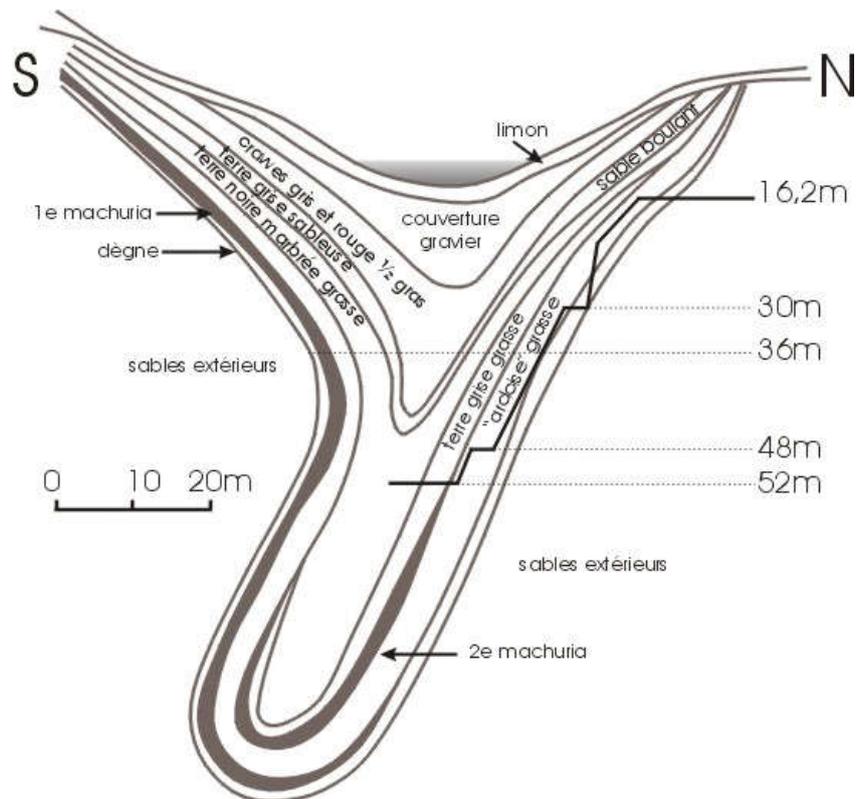


Fig. IV.26 : coupe verticale du gisement Manoux (d'après Calembert, 1945).

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 "craues" (=argile impure) gris tachetés de rouge et de jaune, demi-gras ou gras ;
- des terrains de couverture formés de graviers et de limons.

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 (Baelle, 2003).

Après le retrait des mers oligocènes, un réseau hydrographique s'est progressivement installé sur les terrains exondés (Fig. IV.27). 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").

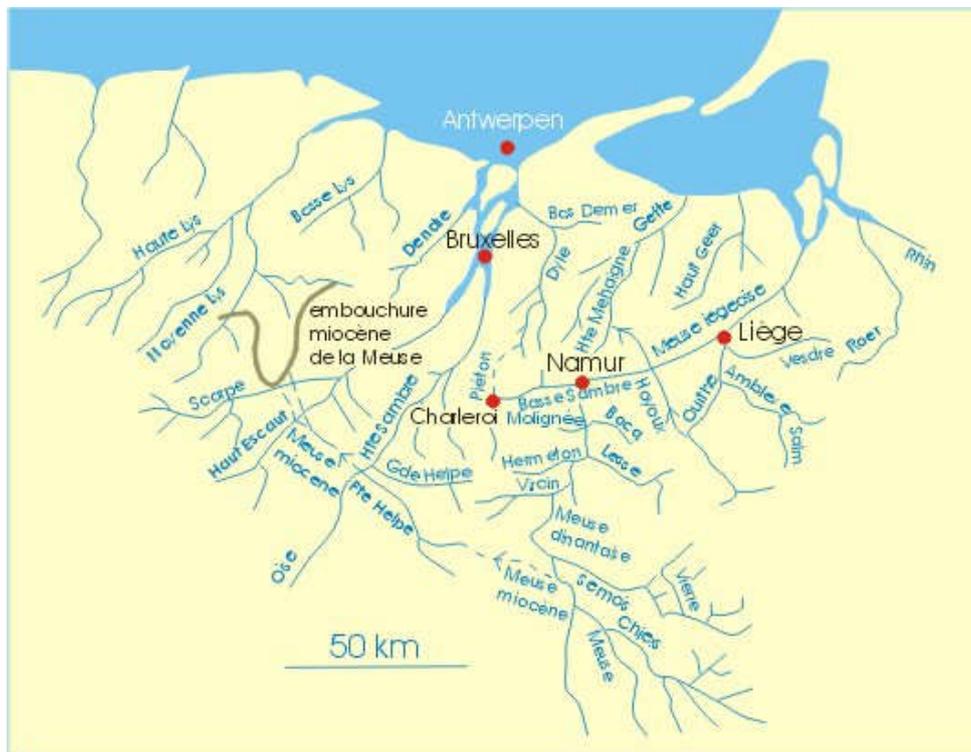


Fig. IV.27 : Essai de reconstitution du réseau hydrographique au Miocène et au Pliocène.

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 Helpe 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. Ensuite celle-ci, également par érosion régressive aurait détournée la Meuse lorraine comme le montre le tracé en pointillés intitulé Meuse Miocène sur la Fig. IV.27 (Pissart, 1961). 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'Omalius d'Hallo (1868) 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 épeirogénique du Massif ardennais, qui se poursuit encore actuellement.

4.6. LE PLIOCENE ET LE QUATERNAIRE

En Europe, les premiers signes de refroidissement se manifestent vers -2,6 Ma (base du Quaternaire).

Les périodes glaciaires principales sont séparées par des interstades chauds au cours desquels la température moyenne annuelle pouvait être voisine ou supérieure à celle que nous connaissons actuellement (Fig. IV.28).

	ALPES		x10 ³ ans	NORD DE L'EUROPE	
	Glaciation	Interglaciaire		Glaciation	Interglaciaire
Holocène			12		
Pléistocène	Würm		115	Weichselien	
		R-W	130		Eemien
	Riss		300	Saalien	
		M-R	320		Holsteinien
	Mindel		400	Elsterien	
	G-M			Cromerien	
	Günz			Menapien	

Fig. IV.28 : Périodes glaciaires et interglaciaires les plus récentes dans les Alpes et le nord de l'Europe. Ages BP d'après Ehlers et al. (2011). BP signifie " before present ", soit 1950 par convention.

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 occidentale, le Groenland et l'Amérique du Nord. Les glaciers alpins et ceux de Scandinavie enregistrent un développement considérable durant la glaciation Saale, la limite méridionale de ces derniers s'établissant au sud de l'Angleterre et des Pays-Bas actuels (Fig. IV.29).

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 *læss* (Figs IV.29 et IV.30). Les *læss* 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 denses des *læss* belges (notamment leur relative richesse en hornblende verte et en épidote) indique qu'ils proviennent de la déflation éolienne sur les alluvions déposés à l'emplacement de la Mer du Nord actuelle, amenés par les grands fleuves du nord-ouest de l'Europe et par des apports issus des glaciers scandinaves (Gullentops et al., 2001). L'essentiel de la couverture loessique s'est formée durant la dernière glaciation. La base des *læss* surmonte fréquemment un lit de cailloux, résultat de l'altération et du remaniement des terrains sous-jacents.

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

Dans ces limons, Gullentops (1954) a décrit le sol de Rocourt qu'il a interprété comme un sol Eemien. Plus tard il a été démontré que ce sol de Rocourt était formé d'horizons enregistrant pas moins de quatre pédogenèses dont la dernière affectait des limons déposés lors de la dernière glaciation et contenant un lit de cendres volcaniques dénommé la tephra de Rocourt (Juvigné et al., 2008 ; Haesaerts et al., 2011).

De 65 000 à 50 000 ans BP, le climat se refroidit. Dans nos régions, un milieu de toundra se développe. Il se caractérise par des phénomènes cryopédologiques comme des polygones de toundra et des injections de glace sous pression (lithalses, Pissart, 1995 ; Haesaerts *et al.*, 1999 ; Demoulin *et al.*, 2017).



Lithalse le long de la route Eupen-Monschau dans l'Ostertogenwald. Photo A. Pissart.

A partir de 50 000 ans BP et jusqu'à 30 000 ans BP, 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. 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 ; Pouclet & Juvigné, 2009).

Dans nos régions, la dernière glaciation, extrêmement rigoureuse, prévaut entre 30 000 et 11 600 ans BP (glaciation du Weischel). En hiver, un paysage de toundra enneigée ; 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 ans 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 (Fig. IV.29). Ces poussières forment le dernier manteau de lœss jaune, carbonaté, qualifié de brabantien, ayant couvert une partie de la Moyenne Belgique.

Aux alentours de 15 000 ans 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 $12\,900 \pm 560$ ans (Baales *et al.*, 2002), qui disperse ses cendres dans un vaste rayon autour du centre d'émission.

Par après, durant une période de 1500 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 ans 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 loëss 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).

Pendant le Quaternaire, 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'encassement. Les multiples phases de creusement et de dépôt de terrasses sont interprétées également en termes de fluctuations climatiques survenues au cours des trois derniers millions d'années.



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

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 ;

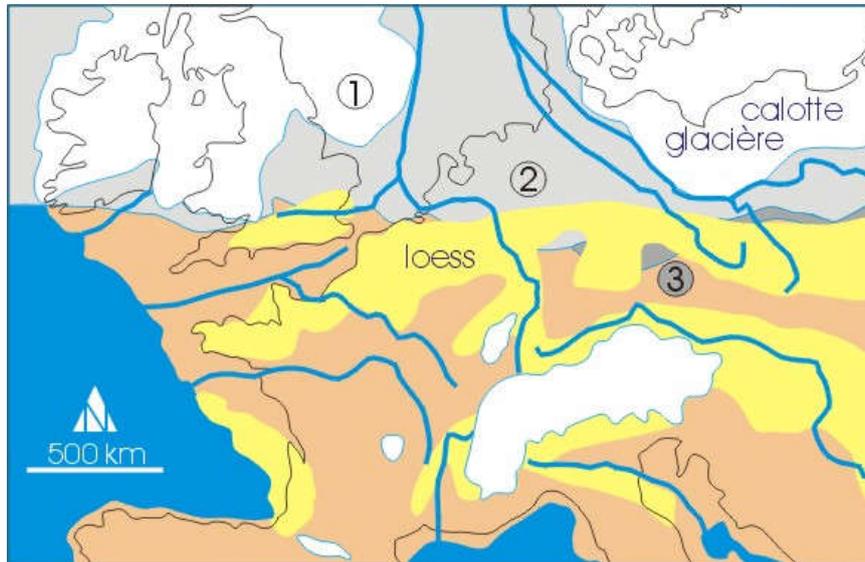


Fig.IV.29 : extension des lœss (en jaune) et des calottes glaciaires (en blanc) au cours du Quaternaire. (1) : extension de la glaciation Weischel (18.000 ans BP), (2) : glaciation Saale (Stade Drenthe) (?150.000 ans B.P.), (3) : glaciation Elster (âge inconnu).

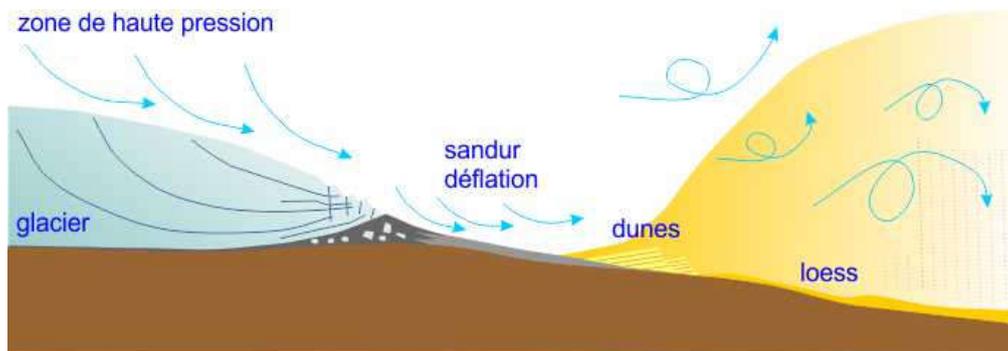


Fig.IV.30 : genèse des loess à partir de la déflation éolienne de sédiments fluvioglaciaires.

- les argiles de la Formation de Kortrijk sont exploitées à Tournai et Mouscron ; celles de la Formation de Tielt 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 fameniens (poterie, briques, argiles d'étanchéification) ; à Wanlin, c'est dans un ancien méandre de la Lesse qu'on exploitait 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 des schistes du Dévonien Inférieur sont extraites à Transinne et servent à la fabrication de ciment blanc (Yans, 2003 ; Poty & Chevalier, 2004) ;
- anciennement, les argiles contenues dans les poches karstiques de la région de Naninne et de Vyle-et-Tharoul (Fig. IV.26) servaient à la poterie, la céramique, la faïencerie, la fabrication de produits réfractaires et naturellement, la confection des pipes dont la ville

d'Andenne s'était faite une spécialité. Cette argile permettait également la réalisation de creusets destinés aux usines à zinc. Quant aux sables, épais parfois de plusieurs mètres, intercalés entre les niveaux argileux et constituant l'enveloppe extérieure des gîtes, ils pouvaient être utilisés en verrerie. La cristallerie du Val-Saint-Lambert possédait même un gisement où le sable était particulièrement blanc et pur (Calembert, 1945) ;

- des graviers sont encore retirés de la plaine alluviale de la Meuse, près d'Amay ;
- des alluvions aurifères ont été exploitées depuis l'époque gauloise autour des massifs calédoniens ardennais (Dumont, 1979). Des concessions ont été accordées dans la région de Faymonville près du Massif de Stavelot à la fin du XIX^e et au début du XX^e siècle et les haldes de laveries d'or se comptaient par dizaines le long de l'Amblève et de ses affluents. L'or est concentré sous la forme de pépites et de paillettes dans des horizons de graviers fluviaux holocènes (Hassen *et al.*, 1986) mais provient vraisemblablement de filons quartzifères des massifs calédoniens (De Rauw, 1920).

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, R. & Vandenberghe, N., 1999. The Meuse section across the Condroz-Ardennes (Belgium) based on a predeformational sediment wedge. *Tectonophysics*, 309, 179-195.
- Albers, H.J., 1981. Neue Daten zum Klima des nordwesteuroäischen Alttertjiärs. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. West.*, 29, 483-504.
- Albers, H.J. & Felder, W.M., 1979. Litho- Biostratigraphie und Palökologie der Oberkreide und des Alttertiärs (Präobersanton-Dan/Pälazän) von Aachen-Südlimburg (Niederlande, Deutschland, Belgien). In Wiedmann, J. (Ed.). *Aspekte der Kreide Europas*. Int. Union geol. Sci., A6, 47-84.
- 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.
- Alexandre, J. & Thorez, J., 1995. Au Secondaire et au Tertiaire, l'Ardenne tropicale. L'altération des roches et les climats anciens. *L'Ardenne. Essai de géographie physique*. Hommage au Professeur A. Pissart. Demoulin, A. (Ed.). Département de Géographie physique et Quaternaire, Université de Liège, 53-67.
- 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.
- Asselberghs, E., 1926. Siegenien, Siegenerschichten, Hunnrückschiefer et Taunusquartzit. *Bull. Soc. belge Géol.*, 36, 206-222.
- 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., Vanguetaine, 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., 2018. The Hondelange Formation and the sequence stratigraphic model of Belgian Lorraine. *Geologica Belgica*, 21, 59-71.
- 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. & Vanguetaine, 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., Mabilie, 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. & Marion, J-M., 1994. Notice explicative et carte 53/5-6 Philippeville-Rosée. Ministère de la Région Wallonne, 55 pp.
- Boulvain, F. & Pingot, J-L., 2015. Genèse du sous-sol de la Wallonie. 2e édition revue et augmentée. *Classe des Sciences, Académie royale de Belgique*, 208 pp.
- Boulvain, F. & Tourneur, F., 2015. Pierres et marbres en Wallonie : reconnaissance et genèse. *Académie royale de Belgique, collection l'Académie en Poche*, 102 pp.
- 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.

- *Boulvain, F. & Vandenberghe, N., 2017. An Introduction to the Geology of Belgium and Luxembourg. In : Demoulin, A. (Ed.) Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg. Springer, 9-33.
- 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., 1989. Bernissart et les iguanodons. *Inst. roy. Sc. Nat. Belgique*, 115 pp.
- 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.
- Calembert, L., 1945. Les gisements de terre plastiques et réfractaires d'Andenne et du Condroz. Vaillant-Carmanne, 204 p.
- Calembert, L., 1947. Phosphates de la Hesbaye. Etages Sénonien et Maestrichtien. Centenaire de l'A.I.Lg. Congrès 1947. Section géologie, 341-344.
- Casier, J-G., Devleeschouwer, X., Mailliet, S., Petitclerc, E. & Prétat, A., 2013. Ostracods and rock facies across the Givetian/Frasnian boundary interval in the Sourd d'Ave section at Ave-et-Auffe (Dinant Synclinorium, Ardenne, Belgium). *Bull. of Geosciences*, 88, 241-264.
- 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 Viséan 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.
- Cobert, C., Baele, J-M., Boulvais, P., Poujol, M., Beyssac, O. & Decree, S., 2016. Upper Silurian magmatism in the Rocroi massif, Ardennes : new constraints from geochronology and geochemistry of microgranite dyke at Mairupt. 5th Int. Geologica Belgica Meeting, Mons, Abstract book, 186.
- Cocks, L.R.M., Mc Kerrow, W.S. & Van Staal, C.R., 1997. The margins of Avalonia. *Geol. Mag.*, 627-636.
- Cocks, L.R.M. & Torsvik, T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago : a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society, London*, 159, 631-644.
- Coen, M., 1977. La klippe du Bois Niau. *Bull. Soc. belge Géol.*, 86, 41-44.
- Coen-Aubert, M., 2014. Revision of the Frasnian marine deposits from the Booschoot borehole (Campine Basin, Belgium). *Geologica Belgica*, 17, 333-337.
- Coen-Aubert, M., 2016. Potyphyllum, a new phillipsastreid genus of rugose corals in the Upper Frasnian of Belgium with precisions about the age of the Petit-Mont Member. *Geologica Belgica*, 19 (1-2).
- Coen-Aubert, M., Mamet, B., Prétat, A., Tourneur, F., 1991. Sédimentologie, paléocéologie 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., Pirlet, H., 1977. Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XCVI, 363-371.
- Cornet, J., 1907. Sur la structure du bassin houiller du Couchant de Mons. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 34, B103-109.
- Corteel, C., De Paepe, 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.

- Da Silva, A-C. & Boulvain, F., 2012. Multi-faceted approach for basin evolution reconstitution : analysis of the Devonian platform from Belgium. *Basin Research*, 24, 338-356.
- 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.
- Debout, L. & Denayer, J., 2018. Palaeoecology of the Upper Tournaisian (Mississippian) crinoidal limestones from South Belgium. *Geologica Belgica*, 21/3-4, 111-127
- De Ceukelaire, M., Dopere, F., Dreesen, R., Duser, M., Groessens, E. & Boulvain, F., Coen-Aubert, M., Tourneur, F., Peltier, F., 2014. *Belgisch marmer*. Academia Press, 292 pp.
- 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., 2003. The Helle igneous rock and associate porphyry copper mineralization (Eastern Belgium) : a summary of the present-day knowledge. *Geologica Belgica*, 6, 43-47.
- 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., Colbach, R & Goemaere, E., 2017. The lithostratigraphy of the lower Devonian formations of the Eisleck region (northern Luxembourg). Comparison with their Belgian lateral equivalents. *Geologica Belgica*, 20, 33-42.
- 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 pp.
- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 1993. Hastière-Dinant. Carte et notice explicative. Min. de la Région Wallonne, 73 pp.
- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2000a. Carte et notice explicative Fontaine-l'Evêque - Charleroi. Ministère de la Région Wallonne. 2 cartes, 114 pp.

- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2000b. Carte et notice explicative Gozée - Nalinne. Ministère de la Région Wallonne. 1 carte, 106 pp.
- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2002. Carte et notice explicative Chastre - Gembloux. Ministère de la Région Wallonne. 1 carte, 72 pp.
- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2008. Fleurus-Spy. Carte et notice explicative. Min. de la Région Wallonne, 96 pp.
- Delcambre, B. & Pingot, J.L., 2012. Carte et notice explicative Gouy-lez-Piéton-Gosselies. Ministère de la Région Wallonne. 1 carte, 60 pp.
- 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., 2014. Tectonique du front varisque en Hainaut et dans le Namurois. Mem. Geol. Survey of Belgium, 50, 61 pp.
- 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., 1985. Géologie et tectonique du parc de Lesse et Lomme au bord sud du Bassin de Dinant (Rochefort, Belgique). Bull. Soc. belge Géol., 94, 81-95.
- 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.
- de Magnée, I., Delmer, A. & Cordonnier, M., 1986. La dissolution des évaporites du Dinantien et ses conséquences. Bull. Soc. belge Géol., 95, 213-220.
- 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.
- Demoulin, A., Juvigné, E. & Houbrechts, G., 2017. The periglacial ramparted depressions of the Hautes Fagnes Plateau : traces of Late Weichselian lithalsas. In : Demoulin, A. (Ed.) Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg. Springer, 101-113.
- 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 minerai 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.
- *Dewalque, G., 1868. Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Decq, Bonn-Paris, 442 pp.
- 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 Rauw, H., 1920. Les alluvions aurifères de Haute Belgique. Ann. Soc. Géol. Belgique, 43, B270-278.
- Deroo, G., 1966. Cytheraceae (Ostracodes) du Maastrichtien de Maastricht (Pays-Bas) et des régions voisines : résultats stratigraphiques et paléontologiques de leur étude. Mededeling Geol. Stichting, 46, 1-197.
- de Saporta, G. & Marion, A.F., 1877. Révision de la flore heersienne de Gelinden. Mém. couronnés et Mém. Savant étrangers, Acad. roy. Sc., Lettres et Beaux-Arts Belgique, 41, 101-240.
- De Vos, W., Verniers, J., Herbosch, A., Vanguestaine, M., 1993. A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. Geol. Mag., 130, 605-611.

- Dewaele, S., Boven, A., Thys, T. & Muchez, P., 2014. Timing of veining and Variscan deformation in the Stavelot-Venn Massif (Belgium). *Geologica Belgica*, 17, 244-251.
- 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 pp.
- Dreesen, R., 1982. Storm-generated oolitic ironstones of the Famennian (Fa1b-Fa2a) in the Vesdre and Dinant Synclinoria (Upper Devonian, Belgium). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 105, 105-129.
- 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.
- Dreesen, R., Marion, J-M. & Mottequin, B., 2013. The red marble of Baelen, a particular historical building stone with global geological importance and local use. *Geologica Belgica*, 16, 179-190.
- 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.
- Dumont, A.H., 1832. *Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Liège*, Hayez, Académie royale, Bruxelles, 170-373.
- Dumont, J.M., 1979. Première datation d'un tertre d'orpillage en Ardenne. *Glain et Salm, Haute Ardenne*, 10, 87-88.
- 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. & Blockmans, S., 2013. Notice explicative et carte 59/5-6 Pondrôme-Wellin. Ministère de la Région Wallonne, 84 pp.
- Dumoulin, V. & Coen, M., 2008. Notice explicative et carte 58/5-6 Olloy-sur-Viroin-Treignes. Ministère de la Région Wallonne, 103 pp.
- Dumoulin, V. & Marion, J-M., 1997. Notice explicative et carte 58/1-2 Sautour-Surice. Ministère de la Région Wallonne, 70 pp.
- Dumoulin, V. & Marion, J-M., 1998. Notice explicative et carte 57/3-4 Froidchappelle-Senzeille. Ministère de la Région Wallonne, 48 pp.
- 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 paléoolitères 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.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., 2011 (Eds). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology : A Closer Look*. Elsevier, 1108 pp.
- Ertus, R., 1990. Les néoformations d'halloysite 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.
- Everaerts, M. & De Vos, W., 2012. Gravity acquisition in Belgium and the resulting Bouguer anomaly map. *Memoirs of the Geological Survey of Belgium*, 58, 64 pp.
- Everaerts, M., De Vos, W., Poitevin, C., Sterpin, M., 1996. Integrated Geophysical/Geological modeling in the Brabant Massif. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, T. 105 (1-2), 41-49.

- 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.
- Felder, W.M., 1975. Lithostratigrafie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied in Zagwijn. Rijks Geologische Dienst, (Haarlem), 63-72.
- 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.
- Fortey, X. & Cocks, X., 2005. Late Ordovician global warming : the Boda event. Geology, 33, 405-408.
- *Fourmarier, P., 1907. La tectonique de l'Ardenne. Ann. Soc. Géol. Belg., XXXIV, M15-123, 12 planches.
- *Fourmarier, P., 1933. Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. Ses enseignements dans le domaine de la géologie générale. Annales de la Société géologique de Belgique, Mém. In-4°, 151 pp.
- *Fourmarier, P. (Ed.), 1954. Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Société géologique de Belgique, Liège, 826 pp.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides. Tectono-stratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. in Franke, W., Haak, V., Oncken, O., & Tanner, D. (eds.) Orogenic processes. Quantification and Modeling in the Variscan Belt. Geological Society of London. Special Publications, 179, 35-62.
- Geukens, F., 1986. Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. Aardk. Meded. Leuven , 3, 15-30.
- 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., Meillez, 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., Catot, E., Dejonghe, L., Hance, L. & Steemans, P., 1997. Sédimentologie des formations de Marteau, du Bois d'Ausse et de la partie inférieure de la Formation d'Acoz (Dévonien Inférieur) dans l'Est de la Belgique, au bord nord du Massif de Stavelot. Memoirs of the Geological Survey of Belgium, 42, 168 p.
- 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.
- *Gosselet, J., 1888. L'Ardenne. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Baudry & Cie, Paris, 881 pp.
- 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., 1961. Le sondage de Wépion. Mém. expl. cartes géol. & min. Belg., 2, 86 p.
- Graulich, J-M., 1984. Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pépinster 2 et 1 et Jusleville. Commentaires. Bull. Soc. belge Géol., 93,45-49.
- 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.
- Gullinck, F., 1963. Excursion M-N. Sédiments littoraux arénacés de l'Oligocène et de l'Eocène inférieur. Faciès de passage aux formations continentales avec phénomènes de slumping. Dépôts lacustres oligocènes. 6e congrès international de sédimentologie, Belgique et Pays-Bas, 30 pp.
- 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 Aangelenheden. 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.
- Haesaerts, P., di Modica, K. & Pirson, S., 2011. Le gisement paléolithique de la sablière Gritten à Rocourt (province de Liège). Le paléolithique moyen en Belgique. *Mélanges Marguerite Ulrix Closset. Bull. Chercheurs de la Wallonie, hors série*, 4, 359-374.
- 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.
- 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., Vandenvn, G., Vanguetaine, M., Verniers, J., 1991. Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 253-264.
- Hassen, E., Viaene, W. & Gullentops, F., 1986. Stratigraphie et minéralogie des alluvions aurifères de la bordure SE du Massif de Stavelot, Ardennes belges. *Aard. Mededelingen*, 3, 95-106.
- *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 dévoniens 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., 2021. Stratigraphic correlation between the Brabant Massif and the Stavelot, Rocroi and Givonne inliers (Belgium) and geological implications. *Geologica Belgica*, 24, 137-157.
- Herbosch, A., 2023. The Mousty Formation (Brabant Massif, Belgium): state of the art. *Geologica Belgica*, 26, 157-213.
- Herbosch, A., Blockmans, S., Dumoulin, V. & Debacker, T., 2013. Rebecq-Ittre. Carte et notice explicative. Service Public de Wallonie, 114 pp.
- Herbosch, A. & Debacker, T.N., 2018. A new geological map of the outcrop areas of the Brabant Massif (Belgium). *Geologica Belgica*, 21, 41-58.

- 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., Liégeois, J-P. & Pin, C., 2016. Coticules of the Belgian type area (Stavelot-Venn Massif) : Limy turbidites within the nascent Rheic oceanic basin. *Earth-Science Reviews* 159, 186–214.
- Herbosch, A., Liégeois, J-P., Gärtner, A., Hofmann, M. & Linnemann, U., 2020. The Stavelot-Venn Massif (Ardenne, Belgium), a rift shoulder basin ripped off the West African craton : cartography, stratigraphy, sedimentology, new U-Pb on zircon ages, geochemistry and Nd isotopes evidence. *Earth-Science Reviews*, 203.
- 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*, 17, 49-65.
- Herbosch, A. & Verniers, J., 2014. Stratigraphy of the Lower Palaeozoic of the Brabant Massif, Belgium. Part II : the Middle Ordovician to lowest Silurian of the Rebecq Group. *Geologica Belgica*, 16, 115-136.
- *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 afzettingsstructuur 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.
- Jacques, D., Derez, T., Muchez, P. & Sintubin, M., 2014. Regional significance of non-cylindrical folding in the northwestern part of the High-Ardenne slate belt (Redu-Daverdisse, Belgium). *Geologica Belgica*, 17, 252-267.
- Jagt, J.W.M., 1999. Late Cretaceous -Early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium. Part 1 : Introduction & stratigraphy. *Scripta Geologica*, 116, 1-57.
- Jagt, J.W.M., Felder, R.W., Dortangs, R.W. & Severijns, J., 1996. The Cretaceous/Tertiary boundary in the Maastrichtian type area (SE Netherlands, NE Belgium) ; a historical account. *Netherlands Journal of Geosciences /Geologie en Mijnbouw*, 75, 105-118.
- Juvigné, E. & Semmel, A., 1981. Un tuf volcanique semblable à l' "Eltviller Tuff" dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31, 83-90.
- Juvigné, E., Tallier, E., Haesaerts, P. & Pirson, S., 2008. Un nouveau stratotype du téphra de Rocourt dans la carrière de Romont (Eben/ Bassenge, Belgique). *Quaternaire*, 19, 133-139.
- Keutgen, N., 1996. Biostratigraphie, Paläoökologie und Invertebratenfauna des Untermaastricht von Aachen (Westdeutschland) und angrenzenden Gebieten (Südostniederlande, Nordostbelgien). *Shaker Verlag, Aachen*, 4, 1-213.
- Knapp, G., Richter, D., 1980. Gibt es im Gebiet von Gemünd (Nordeifel) Obersigenium und tiefes Unteremsium in Klerfer Fazies ? *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1980 (6), 342-360.
- Kramm, U., 1976. The cotiule 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.
- Krosse, S. & Schreyer, W., 1993. Comparative geochemistry of cotiules (spessartine-quartzites) and their red schist country rocks in the Ordovician of the Ardennes Mountains, Belgium. *Chem. Erde*, 53, 1-20.
- 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.

- Lagrou, D. & Coen-Aubert, M., 2017. Update of the Devonian lithostratigraphic subdivision in the subsurface of the Campine Basin (northern Belgium). *Geologica Belgica*, 20.
- 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.
- Lamens, J. & Geukens, F., 1984. Volcanic activity in the lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium. *Meded. Koninkl. Academie Wetenschappen, Letteren en Schone Kunsten van België*, 46, 1-13.
- 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.
- Lecompte, M., 1950. L'Ordovicien de la carrière de la Dendre, à Lessines. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 59, 47-52.
- Ledoux, A., 1911. Etude sur les roches cohérentes du Tertiaire belge. *Ann. Soc. Géol. Bel.* 38, M143-191.
- Lees, A. & Conil, R., 1980. The Waulsortian reefs of Belgium. *Geobios, Mem. spec.*, 4, 35-46.
- Lees, A., Hallet, V., Hibo, D., 1985. Facies variation in Waulsortian buildups. Part I. A model from Belgium. *Geol. J.*, 20, 138-153.
- Lefebvre, V., Servais, T., François, L. & Averbuch, O., 2010. Did a Katian igneous province trigger the Late Ordovician glaciation ? A hypothesis tested with a carbon cycle model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, 310-319.
- *Legrand, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Expl. Cartes géol & min. Belgique*, 9, 148 pp.
- Lemonne, E. & Dumoulin, V., 1998. Notice explicative et carte 58/3-4 Agimont-Beauraing. Ministère de la Région Wallonne, 66 pp.
- Lespérance, P.J. & Sheehan, P.M., 1988. Trilobites et brachiopodes ashgilliens (Ordovicien Supérieur) de l'Assise de Fosse, Bande de Sambre-et-Meuse (Belgique). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles, Sciences de la Terre*, 57, 91-123.
- Lohest, M., 1884. Le conglomérat de silex et les gisements de phosphate de chaux de la Hesbaye. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 12, 41-81.
- *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.
- Luterbacher, H., Ali, J., Brinkhuis, H., Gradstein, F., Hooker, J., Monechi, S., Ogg, J., Powell, J., Röhl, U., San philippo, A. & Schmitz, B., 2004. The Paleogene Period. In Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A (Eds). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 pp.
- Mabile, 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.
- Mabile 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.
- *Maillieux, E., 1922. Terrains, roches et fossiles de la Belgique. *Les Naturalistes belges, Bruxelles*, 164 pp.
- 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.
- Mansy, 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.
- Marion, J-M. & Barchy, L., 1999. Notice explicative et carte 57/7-8 Chimay-Couvin. Ministère de la Région Wallonne, 91 pp.
- 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.
- Meilliez, F., 2006. La discordance éodévoniennne 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. & Lacquement, F., 2006. La discordance éodévoniennne 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.
- 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. Michot, P., 1931. Une discordance à la base du Caradocien dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse. *Bulletin de l'Académie Royale de Belgique, Classe Sciences*, 5e série, 17, 823-826.
- Michot, P., 1931. Une discordance à la base du Caradocien dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse. *Bull. Acad. Roy. Belgique, Classe Sciences*, 5e série, 17, 823-826.
- Michot, P., 1932. La tectonique de la bande silurienne entre Dave et le Samson. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 55, B129-144.
- Michot, P., 1934. La stratigraphie du Silurien de la Bande de Sambre-et-Meuse. *Académie Royale de Belgique, Classe Sciences, Mémoires in-8*, 2e série, 13, 1-108.
- Michot, J., 1963. Les feldspaths dans les sédiments dévoniens et carbonifères de la Belgique. *Mém. Acad. roy. Belgique, Sciences*, 34, 55 pp.
- 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.
- 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.
- Monteyne, R., 1983. Le Trias et le Lias inférieur au sud de la Province de Luxembourg. In Robaszynski, F. & Dupuis, C. (Eds) : Belgique. Guides géologiques régionaux, Masson, 130-138.
- 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 Paleocéen van België). *Natuurwet. Tijdschr.*, 54, 117-127.
- Mottequin, B., 2004. Paléoécologie 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 (Viséan) of southern Belgium. *Geological Journal*, 43, 197-208.
- *Mourlon, M., 1881. Géologie de la Belgique. Hayez, Bruxelles, 2 vol. in-8°, 317 & 392 pp.
- 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.
- Nyhuis, C., Rippen, D. & Denayer, J., 2014. Facies characterization of organic-rich mudstones from the Chokier Formation (lower Namurian), south Belgium. *Geologica Belgica*, 127, 311-322.
- Owen, R.M. & Servais, T., 2007. The Ordovician of the Condroz Ridge, Belgium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 272-294.
- 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., Hislaire, O., Kasig, W., Laloux, M., Lauwers, A., Lees, A., Lys, M., Op de Beek, K., Overlau, P., Pirllet, H., Poty, E., Ramsbottom, W., Streel, M., Swennen, R., Thorez, J., Vanguetaine, 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., Dusar, M., Bless, M., Bouckaert, J., Delmer, A., Fairon-Demaret, M., Houilleberghs, 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., Tournour, 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., 1961. Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 84, 1-108.
- Pissart, A., 1974. Les viviers des Hautes Fagnes sont des traces de buttes périglaciaires. Mais s'agissait-il réellement de pingos ? *Ann. Soc. géol. Belg.*, 97, 359-381.
- 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.
- Pointon, M., Chew, D.M., Delcambre, B. & Sevastopulo, G.D., 2018. Geochemistry and origin of Carboniferous (Mississippian ; Viséan) bentonites in the Namur-Dinant Basin, Belgium : evidence for a Variscan volcanic source. *Geologica Belgica*, 21, 1-18.
- 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., 2016. The Dinantian (Mississippian) succession of southern Belgium and surrounding areas : stratigraphy improvement and inferred climate reconstruction. *Geologica Belgica*, 177-200.
- *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 Phillipsastroid 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.
- Pouclet, A. & Juvigné, E., 2009. The Eltville tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and The Netherlands ; symptomatic compositions of the minerals. *Geologica Belgica*, 12, 93-103.
- Prétat, A. & Mamet, B., 1989. Sédimentation de la plate-forme carbonatée givétienne franco-belge. *Bulletin Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 13, 47-86.
- 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. Palynologie du sondage et de la région de Willerzie. *Aardkundige Mededelingen*, 3, 149-190.
- Roche, M., Sabir, M., Steemans, P. & Vanguetaine, M., 1986. Palynologie du sondage et de la région de Willerzie. *Aardk. Meded.*, 3, 149-190.
- 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.
- Sierakowski, C., 1970. Etude sédimentologique des sables tertiaires de la région de Bonnelles (Liège). *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 93, 491-508.
- 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.
- 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. & Everaerts, M., 2002. A compressional wedge model for the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant Belt (Belgium) based on potential field data. *Geol. Soc. of London, Sp. Publ.*, 201, 327-343.
- *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'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112, 103-119.
- Steurbaut, E., 1998. High-resolution holostratigraphy 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., Dupuis, C. & Jacobs, P., 2003a. Field Guide to the Ypresian Stratotype. Intern. Subcommission on Paleogene Stratigraphy, 50 pp.
- Steurbaut, E., Magioncalda, R., Dupuis, C., Van Simaëys, S., Roche, E., Roche, M., 2003b. 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.
- Thorez, J. & Monjoie, A., 1973. Lithologie et assemblages argileux de la Smectite de Herve et des craies campaniennes et maastrichtiennes dans le nord-est de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 96, 651-670.
- Thorez, J., Streel, M., Bouckaert, J., Bless, M., 1977. Stratigraphie et paléogéographie de la partie orientale du Synclinerium 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.
- Tourneur, F., 1998. La pierre et la rue. Min. de la Région wallonne, 167 pp.
- Tourneur, F., 1999. Etudes lithologiques de monuments historiques : quelques exemples en Région wallonne. *Bull. Comm. roy. Monuments, Sites & Excav.*, 16, 7-44.
- Vanbrabant, Y., 2001. Evolution géodynamique de la partie orientale de l'allochtone ardennais. Thèse de doctorat, Université de Liège, 350 pp., non publié.

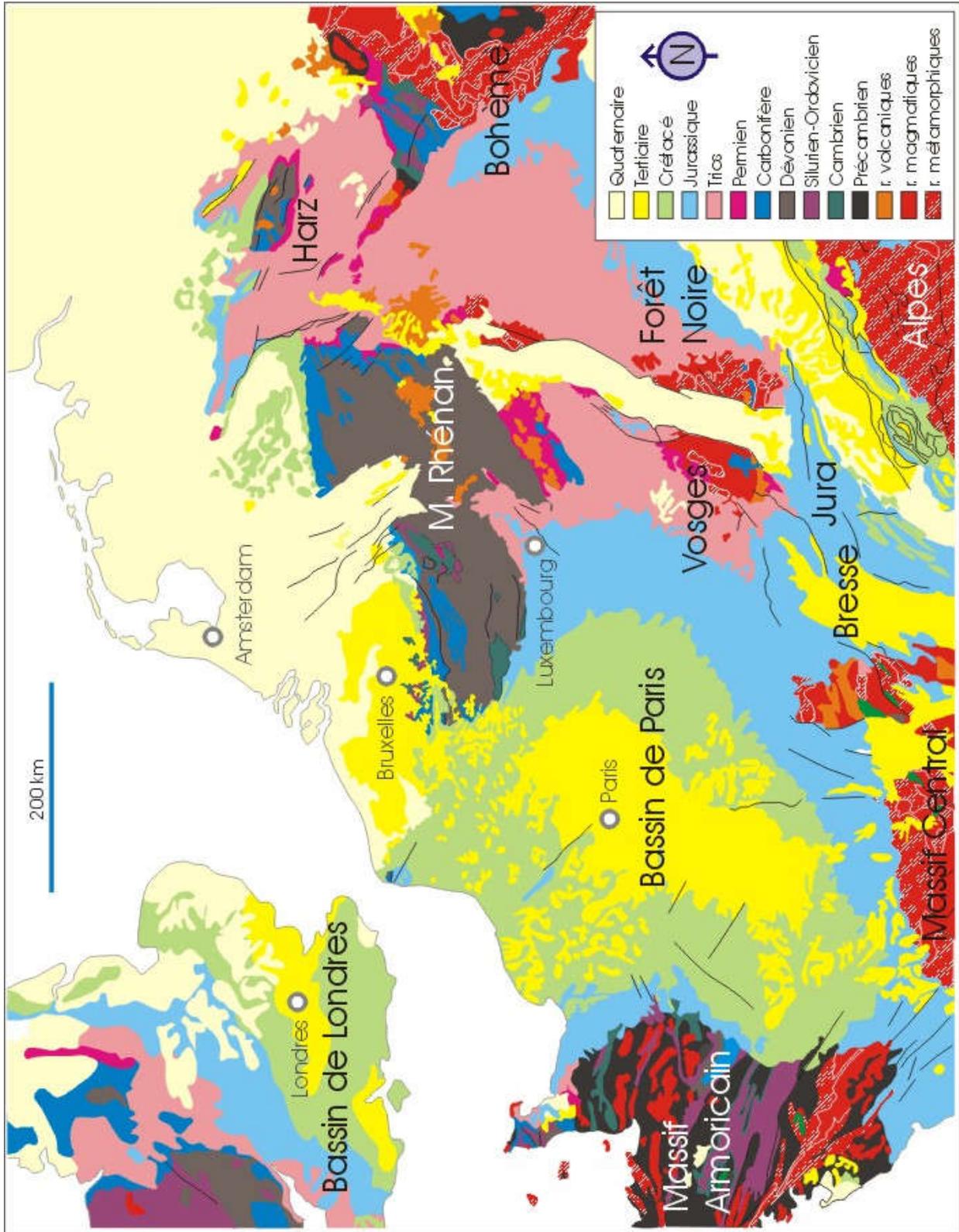
- Vanbrabant, Y., Jongmans, D., Hassani, R. & Bellino, D., 1999. An application of two-dimensional finite-element modelling for studying the deformation of the Variscan fold-and-thrust belt (Belgium). *Tectonophysics*, 309, 141-159.
- Vandenberghe, N., Laga, P., Steurbaut, E., Hardenbol, J., Vail, P.R., 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 Simaey, 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.
- Vandeven, G., 1990. Explications de la carte géologique du Synclinorium de l'Eifel. (Région de Gouvy-Sankt-Vith-Elsenborn). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 113, 103-113.
- Vandeven, 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.
- Vandeven, 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.
- Vandeven, G., 1994. Banque de données des publications du Service géologique de Belgique. *Serv. Géol. Belgique Prof. Papers*, 1994 (6), 273, 65 pp.
- Vandeven, 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.
- Vanguetaine, 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.
- Vanguetaine, M, Breuer, P. & Lehnert, O., 2004. Discovery of an Early Ordovician conodont fauna in the Salm Group of the Stavelot Inlier, Belgium. *Bull. Inst. r. Sc. nat. Belgique, Sc. Terre*, 74, 39-48.
- Vanguetaine, 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 Hulst, F.F.N., 2012. Devonian-carboniferous carbonate platform systems of the Netherlands. *Geologica Belgica*, 15, 284-296.
- Vanmeirhaeghe, J., 2006. The evolution of the Condroz-Brabant Basin from Middle Ordovician to Llandovery : lithostratigraphical and chitinozoan biostratigraphical approach. Unpublished Ph. D. thesis, Ghent University, 263 pp.
- Vanmeirhaeghe, J. & Verniers, J., 2004. Chitinozoan bio- and lithostratigraphical study of the Ashgill Fosses and Gécicot 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., Herbosch, A., Vanguetaine, 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.

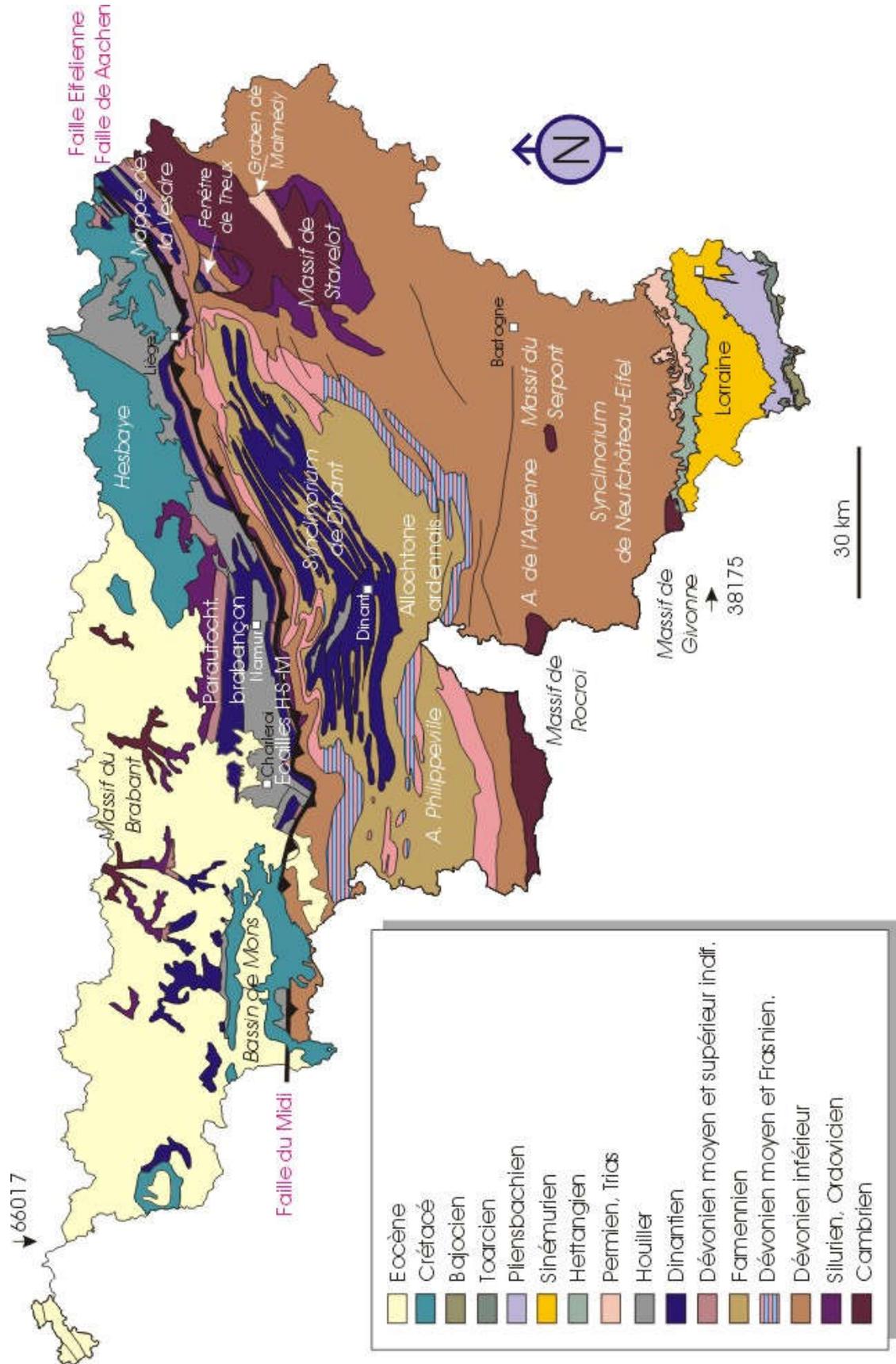
- Verniers, J., Van Grootel, G., 1991. Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 114, 163-193.
- Villain, J.M., 1977. Le Maastrichtien dans sa région type (Limbourg, Pays-Bas). Etude stratigraphique et micropaléontologique. *Palaeontographica*, A157, 1-87.
- Von 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. & Salmey, 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 LIMITOPHES



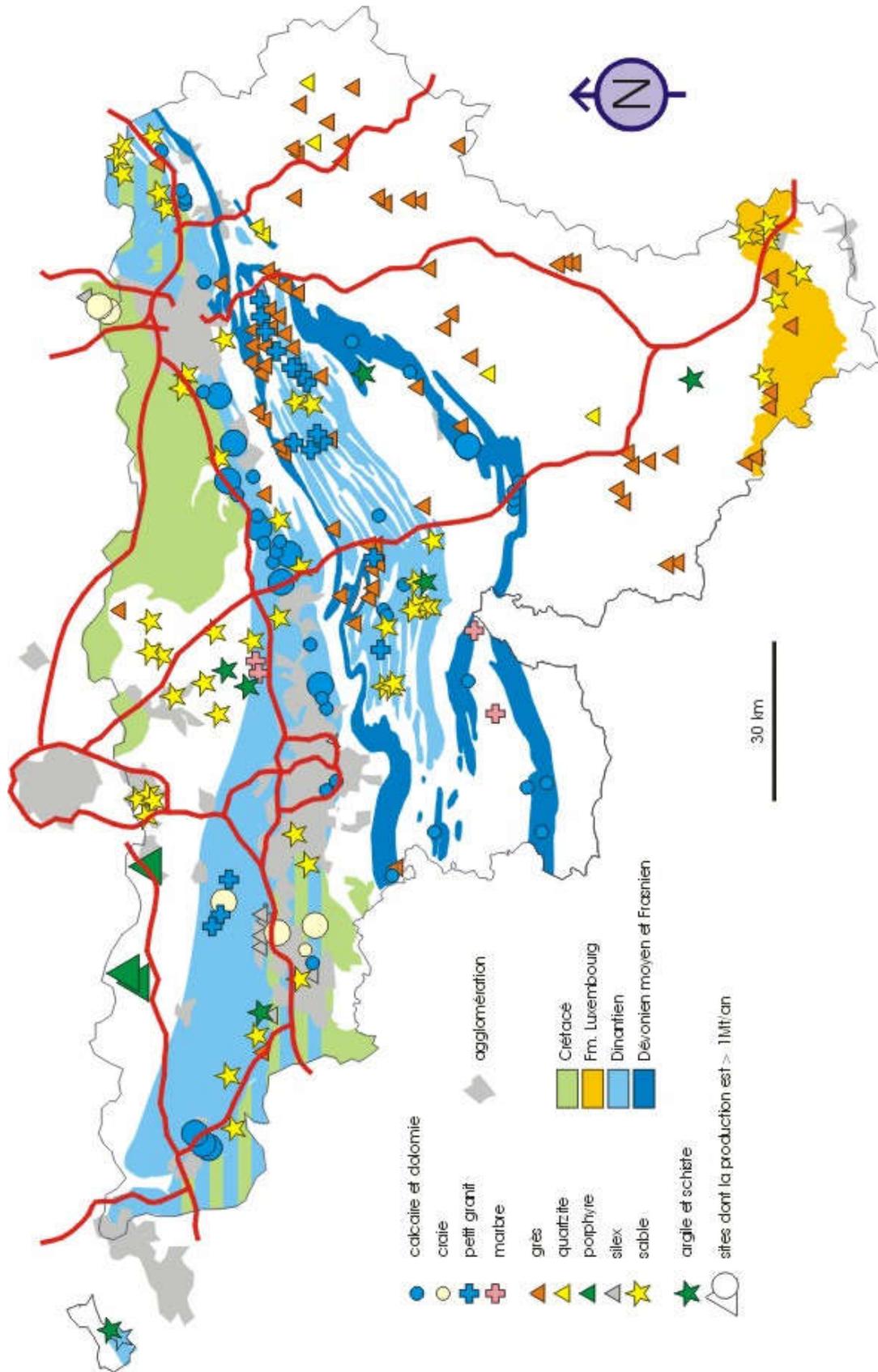
ANNEXE 2 : GEOLOGIE DE LA WALLONIE



ANNEXE 3 : RELIEF DE LA WALLONIE



ANNEXE 4 : CARRIERES DE LA WALLONIE



ANNEXE 6 : ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE LA BELGIQUE (âges d'après Gradstein *et al.* 2004)

ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE BELGIQUE					
AGE M. a.	ÈRE	SYSTÈME	SÉRIE	ÉTAGE	ANCIENS NOMS
0-0.01	QUATERNAIRE		Holocène		FLANDRIEN
2.6			Pléistocène		
5.3	NÉOGÈNE		Pliocène	PLAISANCIEN ZANCLÉEN	SCALDISIEN
23			MIOCÈNE	Messinien	DIESTIEN
34				Tortonien Serravalien Langhien Burdigalien Aquitainien	ANVERSIEN HOUTHALIENIEN
34	PALÉOGÈNE		Oligocène	CHATTIEN RUPÉLIEN	
56			ÉOCÈNE	Präborien Bartoniien Lutétien	TONGRIEN LELDIEN BRUXELLIEN
65				Paléocène	THANÉTIEN SÉLANDIEN DANIEN
100	CRÉTACÉ		Supérieur	MAASTRICHTIEN CAMPANIEN SANTONIEN CÔCHACIEN TURONIEN CÉNOMANIEN	
145			Inférieur	ALBIEN APTIEN BARREMIEN HAUTERIVIEN VALANGINIEN BERRIASIEN	WEALDIEN
16.1	JURASSIQUE		Malm		
176			DOGGER	Callovien Bathonien Bajocien Aalenien	
200				Lias	TOARCIEN PLIENSCHACHIEN SINEMURIEN HETTANGIEN
251	TRIAS			RHÉTIEN	KEUPER MUSCHELKALK BUNTSANDSTEIN
251	PERMIEN				
299	CARBONIFÈRE	PENNSYLVANIEN	Gzhélien Kazimovien Moscovien Bashkirien	STEPHANIEN	SILESIEN
318				WESTPHALIEN	
325			NAMURIEN	Serpukhovien	
328				MISSISSIPPIEN	
345	DÉVONIEN		TOURNAISIEN	IVORIEN HASTARIEN	DINANTIEN
353			STRUNIEN		
385			Supérieur	FAMENNIEN FRASNIEN	
397	Moyen	GMÉTIEN EIFELIEN	COUVINIEN		
416	Inférieur	EMBIEN PRAGIEN LOCHKOVIEN	SIEGEMIEN GEDINIEN		
444	SILURIEN		Pridoli		
			Ludlow	LUDFORDIEN GORSTIEN	
			Wenlock	HOMÉRIEN SHEINWOODIEN	
			Llandovery	TELYCHIEN AÉRONIEN RHUDDANIEN	
488	ORDOVICIEN		Supérieur	HIRNANTIEN KATIEN SANDSIEN	
			Moyen	DARRIWILIEN DAPINGIEN	SALMIEN
			Inférieur	FLOIEN TREMADOCIEN	
542	CAMBRIEN		Supérieur		REVINIEN
			Moyen		DEVILLIEN
			Inférieur		
					PRÉCAMBRIEN

ANNEXE 7 : CARTES PALEOGEOGRAPHIQUES GLOBALES

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