

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

Léon DEJONGHE

(9 figures, 1 tableau)

Service géologique de Belgique, 13 rue Jenner B-1000 Bruxelles et Université libre de Bruxelles, 50 av. F.D. Roosevelt, B1050 Bruxelles

ABSTRACT. **The Ourthe dextral strike-slip fault system in the line Erezée – Saint-Hubert (High Ardenne, Belgium) and its implication on the setting out of longitudinal faults.** This paper synthesizes the results of a geological mapping at the scale 1 to 10,000 in the area comprised between Hotton and Bastogne. The field works have been performed within the framework of the programme of revision of the geological maps of Wallonia. The area is located in the axial zone of the Ardenne Anticlinorium with, to the W, the Rocroi Massif, oriented W-E, and, to the E, the Stavelot massif, oriented SW-NE. It corresponds to the intersection of two virgations, the one, where the direction of folding changes along a line Profondeville – St-Hubert, the other, where this change occurs along a line Sprimont – Erezée – St-Hubert. During the Variscan orogeny, the Stavelot Massif likely acted as a stop-pin which hindered the displacement of the Ardenne Allochthon. This braking action is marked, along the Erezée – Saint-Hubert line, by a dextral strike-slip fault system extending on about 35 km in the NNE direction. It is characterized by a ten or so of NNE transverse faults with a cumulate horizontal displacement of 3.6 to 4 km. Indeed, inside this right lateral transpression corridor, from E to W, all lithostratigraphic units are cutted and displaced farther to the N.

KEYWORDS: Ardenne Anticlinorium, strike-slip corridor, tectonics, faults, virgation, Variscan orogeny, geological mapping.

RÉSUMÉ. La présente publication synthétise les apports, sur le plan tectonique, de la cartographie géologique à l'échelle du 1/10 000ème de la région comprise entre Hotton et Bastogne. Les levés ont été effectués dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de Wallonie. Cette région est située dans la zone axiale de l'Anticlinorium de l'Ardenne occupée à l'W, par le Massif de Rocroi, d'orientation W-E, et à l'E, par le Massif de Stavelot, d'orientation SW-NE. Elle se trouve à l'intersection de deux virgations, l'une où le changement de direction des plissements s'opère le long d'une ligne qui va de Profondeville à St-Hubert, l'autre où ce changement s'effectue selon une ligne qui relie Sprimont, Erezée et St-Hubert. Au cours de l'orogénèse varisque, le Massif de Stavelot semble bien avoir joué le rôle de butoir qui a entravé le déplacement de l'allochtone ardennais vers le N. Ce freinage se marque, dans l'axe Erezée – Saint-Hubert, par un couloir de décrochement dextre identifié sur environ 35 km en direction NNE. Il est caractérisé par une dizaine de failles transversales NNE dont le rejet horizontal cumulé est de l'ordre de 3,6 à 4 km. En effet, à l'intérieur de ce couloir de transpression dextre, on constate que, d'E en W, toutes les formations lithostratigraphiques sont tronçonnées et décalées vers le N.

MOTS-CLÉS: Anticlinorium de l'Ardenne, couloir de décrochement, tectonique, failles, virgation, orogénèse varisque, cartographie géologique.

1. Introduction

Le présent travail est le fruit du levé détaillé à l'échelle du 1/10 000ème des cartes géologiques Hotton - Dochamps (55/5-6) (Dejonghe & Hance, sous presse), Champlon - La Roche-en-Ardenne (60/1-2) (Dejonghe & Hance, 2001), Amberloup - Flamierge (60/5-6) (Dejonghe, sous presse) et Nassogne (59/4) (Barchy et al., sous presse) (Fig. 1). Ces levés ont été réalisés dans le cadre du programme de révision des cartes géologiques de Wallonie. Les localités, lieux-dits et rivières cités dans le présent travail sont positionnés à la figure 9.

Les roches impliquées dans cette synthèse appartiennent à deux grands ensembles : les formations cambro - ordoviciennes qui constituent l'extrémité SW du Massif de Stavelot (socle calédonien) et les formations dévoniennes qui le recouvrent en discordance.

Cette région est située dans la zone axiale de l'Anticlinorium de l'Ardenne occupée à l'W par le Massif de Rocroi, d'orientation W-E, et à l'E par le Massif de Stavelot, d'orientation SW-NE (Fig. 1). En fait, cette zone se trouve à l'intersection de deux virgations, l'une où le changement de direction des plissements s'opère le long d'une ligne qui va de Profondeville à St-Hubert, l'autre où

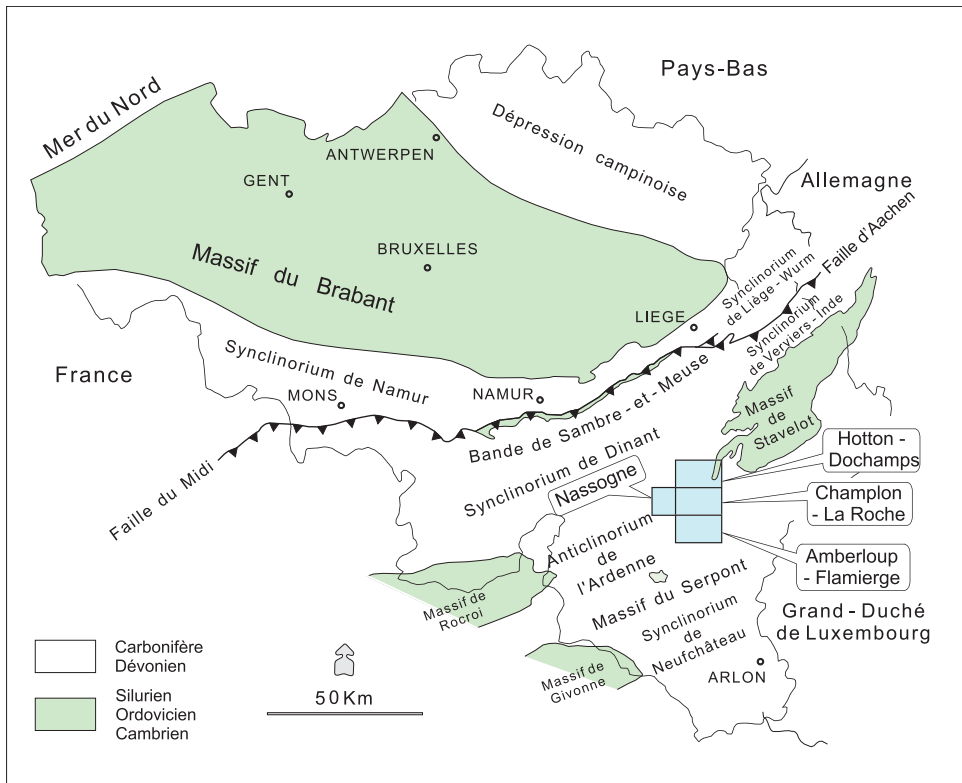


Figure 1 : Principales unités structurales de Belgique et localisation des cartes géologiques Hotton - Dochamps, Champlon - La Roche-en-Ardenne, Amberloup - Flamierge et Nassogne.

Figure 1 : Main structural units of Belgium and location of the Hotton - Dochamps, Champlon - La Roche-en-Ardenne, Amberloup - Flamierge and Nassogne geological maps.

ce changement s'effectue selon une ligne qui relie Sprimont, Erezée et St-Hubert. C'est cette dernière qui fait l'objet du présent travail et qui a été appelée Zone de l'Ourthe par Hance et al. (1999) ou Virgation de l'Ourthe par Averbuch et al. (2002).

Les unités tectoniques concernées par la région étudiée sont : l'Anticlinale de Halleux, l'extrémité SW du Massif de Stavelot, le Synclinal de La Roche et l'Anticlinale de Taverneux (Figs 2 et 4).

L'Anticlinale de Halleux apparaît comme une vaste structure à flancs peu inclinés, dont le flanc oriental présente de nombreuses ondulations. Sur le flanc NW, les couches se redressent progressivement en direction d'Hotton et passent en position renversée (Fig. 3). Son flanc SE présente un style très différent de celui du NW : il est constitué de couches ondulantes, en position normale, et à relativement faible pendage (généralement compris entre 10 et 30°). C'est donc une structure plissée d'extension plurikilométrique perpendiculairement à sa surface axiale, dysharmonique, droite dans sa partie centrale, déjetée à déversée vers le NW (Figs 3 et 4).

Au S de l'Anticlinale de Halleux, se trouve le Synclinal de La Roche, d'axe orienté WSW-ESE. Abstraction faite des failles qui découpent son flanc S, le Synclinal de La Roche est un pli de longueur d'onde plurikilométrique, déjeté à déversé vers le NNW, et dont le flanc S est affecté par de petits plis secondaires en chaise ou par des ondulations plus larges à la faveur desquelles apparaissent des plateaux. Ce pli est suivi au S par l'Anticlinale de Taverneux qui opère la séparation avec le Synclinal de Houffalize. L'Anticlinale de Halleux apparaît, selon les endroits, comme une large ondulation ou, comme un pli serré à flanc N renversé.

Ce schéma tectonique très simple cache en fait une complexité beaucoup plus grande qui se traduit par des plis mineurs et par de nombreuses failles longitudinales (décrochantes, inverses ou normales). En outre, toutes les structures (plis et failles longitudinales) sont recoupées par des failles transversales à composante décrochante généralement dextre ou verticale.

2. Les failles

Parmi les apports innovants des nouvelles cartes géologiques de la région, il convient de relever le tracé de nombreuses failles tant longitudinales que transversales. Par exemple, la figure 5 montre l'évolution des tracés de Stainier (1896) à Dejonghe & Hance (2001) dans le cas de la carte Champlon - La Roche-en-Ardenne. La nette amélioration introduite au niveau structural est due à trois raisons principales au moins : 1. les levés de base ont été effectués à une échelle détaillée (le 1/10 000ème); 2. les unités cartographiées sont des formations lithostratigraphiques et non plus des étages chronostratigraphiques (ces formations possèdent des épaisseurs généralement plus faibles que les étages et sont donc plus nombreuses) et 3. les contributions locales de certains auteurs dont Anten (1926), Asselberghs (1931, 1934, 1940, 1946, 1954), Asselberghs et Leblanc (1934), De Dycker (1939), Leblanc (1956, 1977) et Geukens (1999) ont été prises en compte.

2.1. Les failles longitudinales

2.1.1. Les failles longitudinales normales : Failles de La Roche et de Lamsoul

La Faille de La Roche a été identifiée par Asselberghs

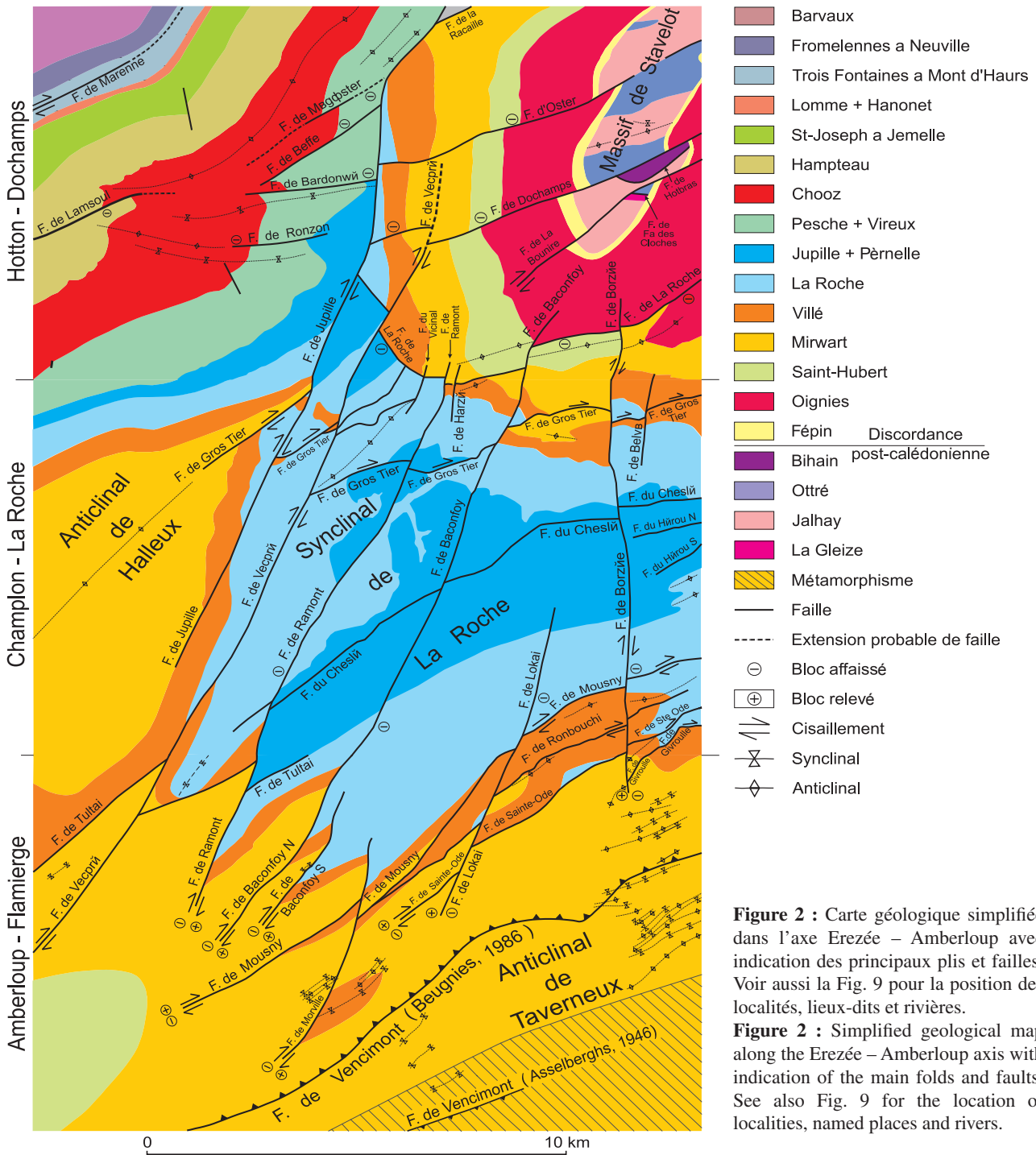
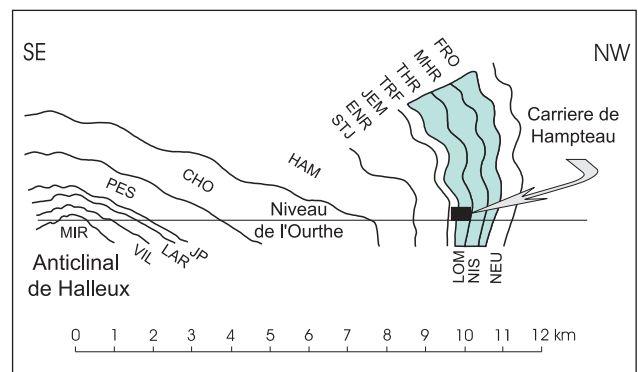


Figure 3 : Coupe géologique dans le flanc NW de l'Anticinal de Halleux. Les différentes formations correspondent aux sigles suivants : MIR = Mirwart, VIL = Villé, LAR = La Roche, JP = Jupille + Pèrnel, PES = Pesche, CHO = Chooz, HAM = Hampteau, STJ = Saint-Joseph, ENR = Eau Noire, JEM = Jemelle, LOM = Lomme, TRF = Trois-Fontaines, THR = Terres d'Haus, MHR = Mont d'Haus, FRO = Fromelennes, NIS = Nismes, NEU = Neuville. En grisé, formations à dominante calcaire; sans trame, formations terrigènes.

Figure 3 : Geological cross-section in the NW limb of the Halleux Anticline. The abbreviations of the various lithological units are : MIR = Mirwart, VIL = Villé, LAR = La Roche, JP = Jupille + Pèrnel, PES = Pesche, CHO = Chooz, HAM = Hampteau, STJ = Saint-Joseph, ENR = Eau Noire, JEM = Jemelle, LOM = Lomme, TRF = Trois-Fontaines, THR = Terres d'Haus, MHR = Mont d'Haus, FRO = Fromelennes, NIS = Nismes, NEU = Neuville. In greyish colours, lithological units mainly of carbonate nature; without colour, terrigenous formations.



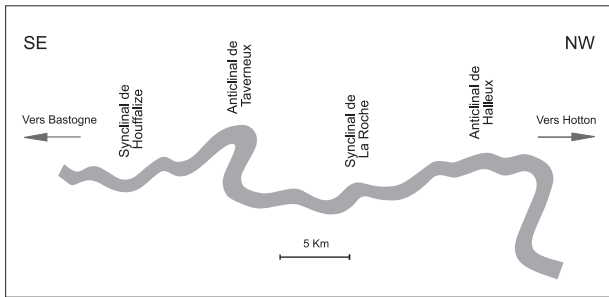


Figure 4 : Style tectonique schématique d'une coupe NW-SE située sur l'axe Hotton – Bastogne. Elle correspond à la diagonale NW/SE de la Fig. 2.

Figure 4 : Schematic tectonic pattern of a NW-SE cross-section along the Hotton – Bastogne axis. It corresponds to the NW-SE diagonal of Fig. 2.

(1931) le long de la route de La Roche-en-Ardenne à Vielsalm, au nord de La Roche-en-Ardenne. Il lui attribuait un tracé continu (Fig. 5). Dejonghe & Hance (2001) ont montré qu'en réalité, cette faille est morcelée en de nombreux tronçons par des failles transversales à décrochement dextre (voir le point 2.2. et la Fig. 5). La Faille de La Roche a été interprétée comme une faille de chevauchement par Asselberghs & Leblanc (1934). En revanche, pour Tricot (1954) et Dejonghe & Hance (2001), elle serait une faille normale, à forte inclinaison vers le sud. En effet, son compartiment S expose toujours les roches les plus jeunes.

La Faille de Lamsoul est déjà figurée sur la carte Rochefort - Nassogne de Stainier (1900). Asselberghs (1946, p. 565) en a reconnu le caractère normal et la forte pente. Delvaux de Fenffe (1985) l'a suivie sur les cartes Rochefort – Nassogne et Houyet – Han-sur-Lesse. Elle est bien identifiée sur la carte Aye - Marche-en-Famenne où elle a été étudiée avec beaucoup de détails par Leblanc (1956, 1977). Comme celui-ci, nous avons pu la repérer de façon très nette sur la carte Hotton - Dochamp, dans la région de Wahardai (Figs 2 et 9). Son prolongement vers l'E est plus problématique à cause de l'absence de contraste lithologique au sein de la Formation de Chooz. Il serait commode de la relier à la Faille de Bardonné, mais cette dernière est une faille inverse. Il n'est cependant pas incompatible qu'une même faille ait joué, selon les tronçons, tantôt en faille normale, tantôt en faille inverse, par rotation d'un bloc (faille pivot ou en ciseau). Si on accepte l'unicité des failles de Lamsoul et de Bardonné, la liaison entre les Failles de La Roche et de Lamsoul, évoquée par Dejonghe & Hance (2001), se vérifie en tenant compte d'un décrochement dextre de l'ordre de 2,4 km le long de la Faille de Jupille. Un relais plutôt qu'une liaison directe avec la Faille de La Roche est peut-être plus vraisemblable.

Le rejet vertical de la Faille de Lamsoul augmente vers le SW à partir de Wahardai où il est de l'ordre de 300 m. Leblanc (1977, p. 323) l'estime à environ 1000 m dans la vallée de la Wamme, à proximité de Harsin, ce qui est confirmé par nos levés (Barchy et al., sous presse). Vandenven (1973, p. 14) cite les chiffres de 1125 m ou 1370 m selon l'hypothèse stratigraphique choisie, au S d'Hargimont, là où la Faille de Lamsoul recoupe la tranchée "Distrigaz". Leblanc (1977, p. 322) a aussi envisagé la présence de lambeaux coincés dans la zone faillée de Lamsoul dans les termes suivants : " ...il est possible qu'il existe tout au long de la faille, quelques

lambeaux gréseux, arrachés dans l'effondrement, ...". Effectivement, immédiatement au N de la carte Nassogne, à l'occasion des travaux pour le nouveau tracé de la route nationale 4, la présence d'un lambeau a été confirmée par Vandenven (1975, p. 4) qui considère que la Faille de Lamsoul est dédoublée à cet endroit. Les rejets qu'il mentionne sont respectivement d'environ 500 m pour la faille NNW et entre 250 et 400 m pour la faille SSE. Il considère que le compartiment situé entre les deux failles est affecté d'une structure plissée anormale pour la région. Il s'agit de plis en chaise à plan axiaux inclinés vers le nord.

La Faille de Lamsoul possède une signification tectonique régionale soulignée par Delvaux de Fenffe (1990). Cet auteur considère que la Faille d'Ave-et-Auffe, longue de 7,5 km, semble prendre le relais, vers l'W, de la Faille de Lamsoul reconnue sur 27 km de long entre Eprave et Wahardai. Selon lui, les failles normales reconnues sur 34 km de longueur, au bord S du Synclinorium de Dinant, correspondent à un épisode de distension NS qui marque la fin de l'orogénèse varisque.

2.1.2. Les failles longitudinales de décrochement dextre : Faille de Gros Tier, du Cheslé, du Hérou nord et du Hérou sud, de Mousny, de Ronbouchi, de Sainte-Ode, de Givroulle et de Tultai

La Faille de Gros Tier est subparallèle à la Faille de La Roche et découpe le flanc nord du Synclinal de La Roche. Au SW de Borzée, une prospection géochimique par Sondag & Martin (1985) a révélé que cette faille coïncide avec des anomalies en plomb et zinc. La zone a fait l'objet d'études complémentaires, géochimiques et géophysiques, qui ont précisé que cet accident présente une forte inclinaison vers le sud (Ndayiragije, 1984 ; Michiels et al., 1989). Par le jeu des failles transversales, cette faille se retrouve à la pointe de l'Anticlinal de Halleux. Suivant les axes de coupe, la Faille de Gros Tier présente un rejet apparent inverse ou normal. L'interprétation la plus cohérente est d'y voir une faille de décrochement dextre avec un rejet de l'ordre de 1 à 2 kilomètres.

Trois failles longitudinales orientée ENE-WSW découpent le cœur du Synclinal de La Roche (Fig. 2) : ce sont les Failles du Cheslé, du Hérou nord et du Hérou sud. La plus méridionale des trois (Faille du Hérou sud) a été observée au bas du versant droit de l'Ourthe, au SW de Nadrin, sur la feuille voisine Wibrin - Houffalize. Elle apparaît comme une zone subverticale intensément fracturée, avec filons de quartz, large d'environ 1 m. La

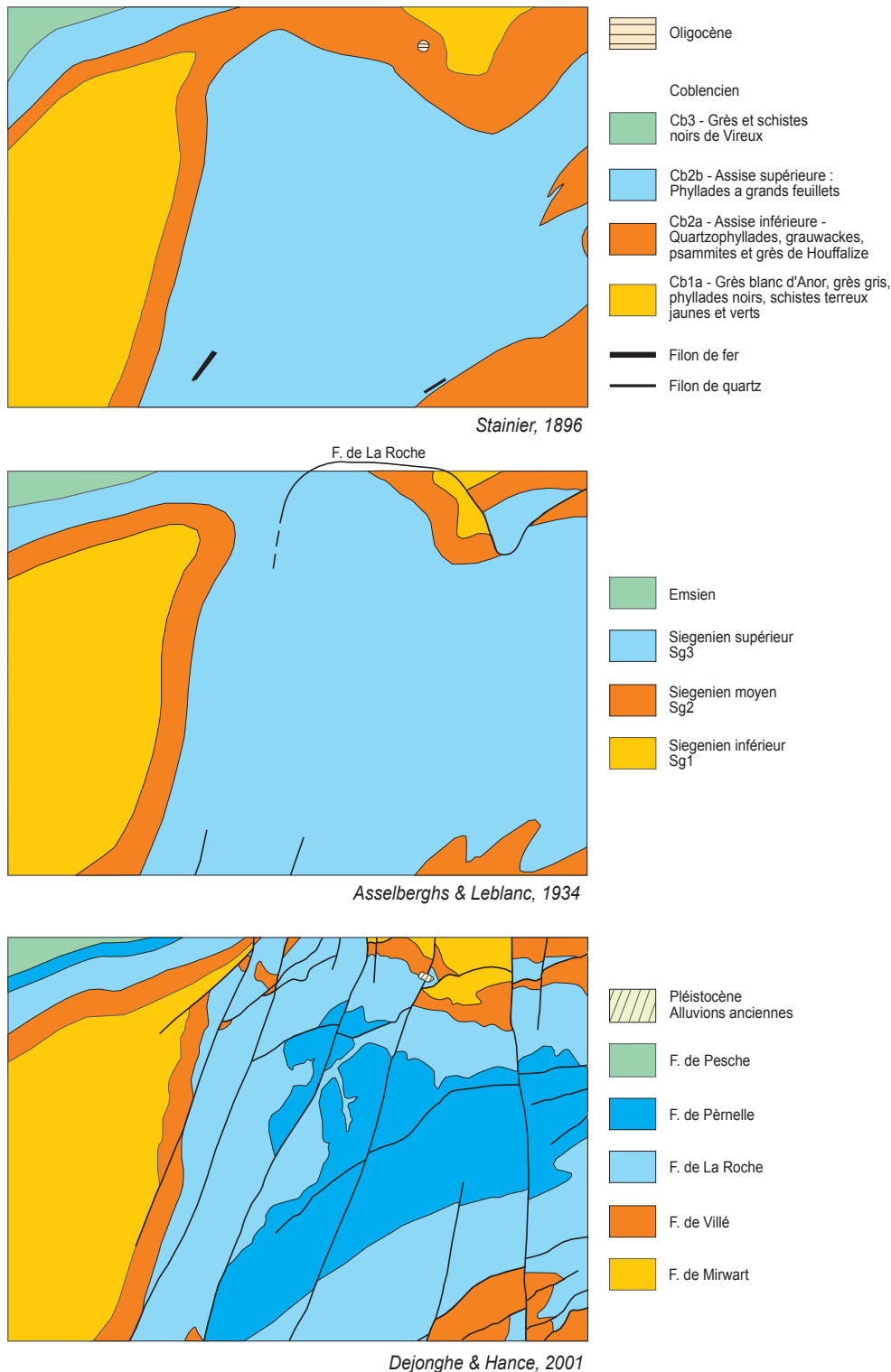


Figure 5 : Carte géologique Champlon - La Roche-en-Ardenne. Evolution des tracés entre la carte à 1/40 000 due à Stainier (1896) et la carte à 1/25 000 due à Dejonghe et Hance (2001).

Figure 5 : Champlon - La Roche-en-Ardenne geological map. Evolution of the drawings between the map of Stainier (1896) at the scale 1/40,000 and that of Dejonghe and Hance (2001) at the scale 1/25,000.

minéralisation à Pb, Fe de Champlon (Dejonghe & Hance, 2001) est en relation avec une faille orientée NE-SW qui pourrait être le prolongement occidental de la Faille du Cheslé.

Compte tenu des rejets apparents et du remplissage quartzeux de ces trois failles, trois options peuvent être envisagées pour expliquer leur nature (Dejonghe & Hance, 2001) :

- rétrochevauchements à pente nord ;
- failles normales à pente sud ;
- failles de décrochement dextre.

L'option 1 nécessite la présence, au nord, d'une ou de plusieurs failles de chevauchement à pente sud, à rejet important, auxquelles se raccorderaient les rétrochevauchements. Cette option n'a pas été retenue, étant donné que les failles de Gros Tier et de La Roche, seuls accident longitudinaux importants qui émergent au nord, ont été interprétées respectivement comme faille de décrochement et faille normale. En outre, l'hypothèse de rétrochevauchements est peu compatible avec le développement de filons de quartz ou de minéralisation. Il s'agit plus vraisemblablement de failles de décrochement

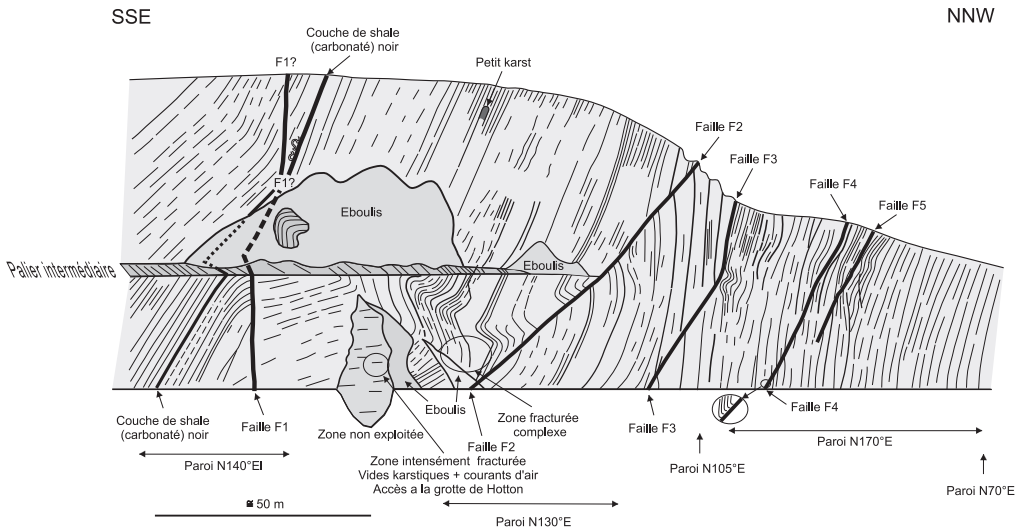


Figure 6 : Coupe géologique dans la carrière de Hampteau recoupant les formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Haura. F1 à F5: failles mineures.

Figure 6 : Geological cross-section in the Hampteau quarry showing the Trois-Fontaines and Terres d'Haura Formations. F1 to F5, minor faults.

dextre. Une composante normale ne peut pas être exclue et pourrait se superposer au jeu décrochant. Ces failles sont responsables de la répétition des couches des Formations de Jupille et Pèrnelle qui constituent le flanc sud du Synclinal de La Roche et dont la largeur d'affleurement est de plus de 1500 m. Ces couches sont tantôt en position normale, fortement inclinées vers le NNW, tantôt en position renversée avec une inclinaison de 70 à 85° vers le SSE. Quelques plis en chaise perturbent cette impressionnante série.

Les Failles de Mousny, de Ronbouchi, de Sainte-Ode et de Givroulle (Fig. 2) recoupent les plis qui se développent au sud du Synclinal de La Roche, avec une composante décrochante dextre. Lorsqu'elles affectent des faciès gréseux ou quartzophylladeux, ces failles sont remplies de quartz blanc laiteux. Les filons de quartz peuvent atteindre une épaisseur plurimétrique, comme c'est le cas pour la Faille de Mousny au lieu-dit "Les Blancs Cailloux" à Mousny (Dejonghe & Hance, 2001).

Précisons que Brühl (1966) faisait passer un accident dénommé «Ourthe Störung», que nos levés ne confirment pas, quelque part entre les Failles de Ronbouchi et de Saint Ode.

L'épaisseur de la Formation de La Roche diminue d'E en W. Cette formation disparaît d'ailleurs sur la planchette Nassogne. Son amincissement brutal dans la région de Ramont est cependant d'origine tectonique. En effet, alors que l'épaisseur de la Formation de La Roche est de 1600 m à l'E de la Faille de Baconfoy Sud, elle tombe brusquement à environ 400 m entre les failles transversales de Ramont et de Baconfoy. Le contact par faille entre les Formations de Pèrnelle et de La Roche se marque par un filon de quartz de 50 cm d'épaisseur reconnu à Tultai par Asselberghs & Leblanc (1934, p. 32). Nous désignerons ce contact tectonique par «Faille de Tultai». Toutefois, sur la carte Champlon - La Roche, le contact entre les Formations de La Roche et de Pèrnelle avait été considéré comme stratigraphique par Dejonghe & Hance (2001). Remarquons qu'il s'agit d'un contact très rectiligne qui s'explique cependant mieux par une faille que par continuité stratigraphique. Remarquons aussi que la Faille

de Tultai qui, à première vue, se comporte comme une faille inverse, possède probablement aussi une composante décrochante qui traduit son remplissage quartzeux.

2.1.3. Les failles longitudinales de décrochement dextre et sénestre de la région de Hotton : la Faille de Marenne et les failles mineures de la carrière d'Hampteau

La Faille de Marenne a été mise en évidence par Barchy et al. (2004) sur la carte Aye - Marche-en-Famenne, dans la carrière de Marenne. C'est une faille normale à composante décrochante dextre. Elle a pu être suivie vers l'E sur une distance de 4 km, jusque dans la vallée de l'Ourthe, au S de Hotton, où Barchy et al. (2004) estiment que son rejet stratigraphique est de 226 m. Ils considèrent qu'il s'agit d'un accident longitudinal tardi-hercynien, du même type et de même origine que la Faille de Lamsoul. Son tracé sur la planchette Hotton est cependant fort peu contraint.

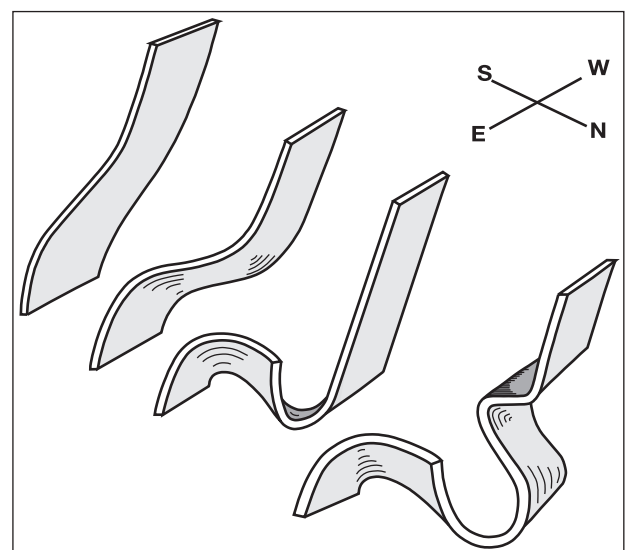


Figure 7: Plissement complexe dans la carrière de Hampteau, localisé au niveau de la zone non exploitée mentionnée sur la Figure 5.

Figure 7: Complex folding in the Hampteau Quarry localized at the non-exploited zone mentioned in Fig. 5.

En particulier, son prolongement oriental est très problématique. En effet, si à l'W elle redouble des parties de formations différentes (Terres d'Hours et Mont d'Hours), à l'E, elle ne redouble que des couches de la même formation (Mont d'Hours). Ne pas prolonger la Faille de Marenne vers l'E, dans la vallée de la Lisbelle, reviendrait cependant à attribuer à la Formation du Mont d'Hours une épaisseur tout à fait anormale par rapport à celle qu'on lui connaît dans la vallée de l'Agache (un peu plus de 200 m).

Dans la carrière de Hampteau, cinq failles mineures ont été observées (Figs 3 et 6). La plupart ont un pied S et sont quasi parallèles à la stratification. Certaines s'aplatissent en profondeur et s'écartent alors du pendage de la stratification, tout en possédant exactement la même direction que celle de la stratification. Il s'agit de failles de décrochement présentant un rejet vertical de quelques mètres. La faille F1 (Fig. 6) correspond en fait à une zone faillée, avec lentille rocheuse pincée entre deux failles, séparant des couches de pendages très différents au SSE et au NNW. Cette faille possède un pied N, une direction quasi EW et est assez redressée (70 à 90° N). Elle joue essentiellement en décrochement horizontal. Cette faille pourrait correspondre à celle figurant sur la carte de Stainier (1898). Les failles F2 à F4 (Fig. 6) ont un pied S et leurs directions sont quasi parallèles celles de la stratification. Il s'agit de failles de décrochement sénestre possédant un rejet vertical probablement peu important. Les stries de glissement, particulièrement bien développées dans la carrière de Hampteau, indiquent que le bloc SE est souvent descendu par rapport au bloc NW. Des mesures effectuées sur les nombreuses stries de glissement révèlent deux évènements compressifs post-varisques NE-SW (Vandycke et al., 2001).

Entre les failles F1 et F2 de la carrière de Hampteau, au niveau des formations de Trois-Fontaines et des Terres d'Hours, on observe un plissement très complexe qui peut s'expliquer par une évolution schématisée à la Fig. 7. Il est probablement causé par la combinaison de deux actions :

A. L'une liée au déversement de l'Anticlinal de Halleux vers le NW;

B. L'autre liée à la surcharge de la partie supérieure de couches d'allure très redressée à légèrement renversée.

Il est possible que l'action 2 ait joué un rôle prépondérant, voire exclusif. La déformation aurait été provoquée par le propre poids de ces couches à une période où elles n'étaient pas encore érodées. Elle résulterait du flambage du pied de certaines couches très redressées.

2.1.4. Les failles longitudinales situées à l'E de la Faille transversale de Jupille : Failles de Dochamps, d'Oster, de La Bounire, de La Racaille

Les Failles de Dochamps, d'Oster et de La Bounire, d'orientation ENE-WSW, sont bien mises en évidence par les décalages de la Formation de Fépin (Fig. 8). Ces failles sont particulièrement nettes dans la moitié E de la planchette Dochamps. Vers l'W, elles s'amortissent et leur raccord avec les failles longitudinales situées à l'W de la

Faille de Jupille est souvent problématique.

La Faille de Dochamps a été introduite par De Dycker (1939) et son tracé est précisé dans la carte géologique annexée à son mémoire. Ce tracé a été sensiblement modifié par Geukens, mais de façons très différentes sur ses cartes de 1986 et de 1999. Des interprétations multiples ne doivent pas étonner, car la tectonique des environs de Dochamps est complexe. Nos levés détaillés nous amènent d'ailleurs à proposer un tracé différent des versions antérieures. En effet, nous pensons que le tracé de De Dycker (1939) réunit deux failles distinctes. A l'W de Dochamps, la Formation de Fépin est très nettement décalée selon un rejet horizontal EW de 450 m. Tous les auteurs s'accordent pour faire passer une faille à cet endroit, faille que nous continuerons d'appeler Faille de Dochamps. Alors que De Dycker (1939) la prolonge vers l'E, nous lui donnons, comme Geukens (1999), une orientation nettement plus redressée vers le NE. Au S du lieu-dit «Fa des Cloches» (voir localisation à la figure 9), passe également une faille qui met en contact anormal les Formations de la Gleize et d'Otré, mais qui ne semble pas décaler la Formation de Fépin. Nous l'appellerons Faille de Fa des Cloches. De Dycker (1939) a réuni ces deux tronçons de failles distinctes. Cette interprétation nous paraît erronée car elle nécessiterait une extension de la Formation d'Otré entre Dochamps et Fa des Cloches, alors qu'on n'y trouve que la Formation de Jalhay. La Faille de Dochamps fait remonter le bloc SSE par rapport au bloc NNW.

La Faille d'Oster a été identifiée par Anten (1926) au sein du Massif de Stavelot. Elle met en contact des phyllades et quartzophyllades verdâtres à *Rhabdinopora* (anciennement : *Dyctionema*) appartenant à la Formation de Jalhay (au N) avec des phyllades et quartzophyllades violacés de la Formation d'Otré (au S). Son existence est confirmée par De Dycker (1939), Geukens (1986, 1999) et nos levés. Elle décale de façon très nette la Formation de Fépin à l'WNW de Lamôrménil. A cet endroit, les couches lochkoviennes sont en positions très différentes de part et d'autre de la faille : au N, les couches sont redressées et renversées tandis qu'au S, elles sont à faible pendage et en position normale. Sur base de nos levés, la Faille d'Oster se comporte comme une faille inverse à l'W du Massif de Stavelot, de la Ferme de Bergister à l'église de Devant Tâve. A proximité du Massif de Stavelot, à l'WNW de Lamôrménil, son comportement paraît moins évident. Un comportement normal reste compatible, compte tenu des pendages très différents des couches situées de part et d'autre de la faille, comme précisé ci-dessus.

Geukens (1986) considérait la Faille d'Oster comme une faille chevauchante majeure courant sur une trentaine de km au SW de Massif de Stavelot. En 1999, il a modifié considérablement ses tracés : l'unicité de la Faille d'Oster n'est plus conservée sur une aussi grande distance et son caractère chevauchant n'est plus spécifié. De plus, il considère que, vers le NE, la Faille d'Oster se ramifie en un faisceau dont certaines branches sont parallèles aux failles qui limitent le Graben de Malmédy.

La Faille de La Bounire, également repérée par Geukens (1999), a joué plus en décrochement dextre qu'en chevauchement pur. Si on annule ce décrochement au niveau de la Formation de Fépin, on constate qu'une faille subsiste néanmoins au sein du Massif de Stavelot. On serait donc en présence d'une faille anté-lochkovienne qui a rejoué ultérieurement en faille décrochante (mouvement posthume).

La Faille de La Racaille est présente de 1300 à 2300 m au NE de l'église d'Amonines et passe à proximité du lieu-dit "La Racaille" (orthographié "La Racaille" avant 1989 et "Les Racailles" après 1989 sur les cartes topographiques à 1/10 000).

2.1.5. Les failles longitudinales situées à l'W de la Faille transversale de Jupille : Failles de Mâgôster, de Beffe, de Bardonwé et de Ronzon

La Faille de Mâgôster a été mise en évidence par un net décalage du contact des Formations de Chooz et de Pesche + Vireux dans la région de Mâgôster. Ce décalage se trahit par le contraste de coloration des sols et des débris rocheux qu'ils renferment. C'est probablement une faille normale présentant une composante de rejet horizontal d'environ 500 m. Elle pourrait constituer le prolongement de la Faille de Lamsoul vers le NE.

La Faille de Beffe se marque par des directions incompatibles des couches dans les Formations de Chooz et de Pesche + Vireux au voisinage de la route reliant le pont de Rendeux au village de Beffe. Elle se comporte en faille inverse.

La Faille de Bardonwé passe à 200 m au S du Moulin de Bardonwé et traverse le Bois d'Arlogne dans une direction sensiblement EW. C'est également une faille inverse.

La Faille de Ronzon est une faille inverse peu importante, mais qui provoque un changement brutal du cours de l'Ourthe, à environ 700 m au SE de l'église de Ronzon. Vers l'W, elle s'atténue progressivement dans la direction de la surface axiale d'un anticlinal passant au N de Chéou.

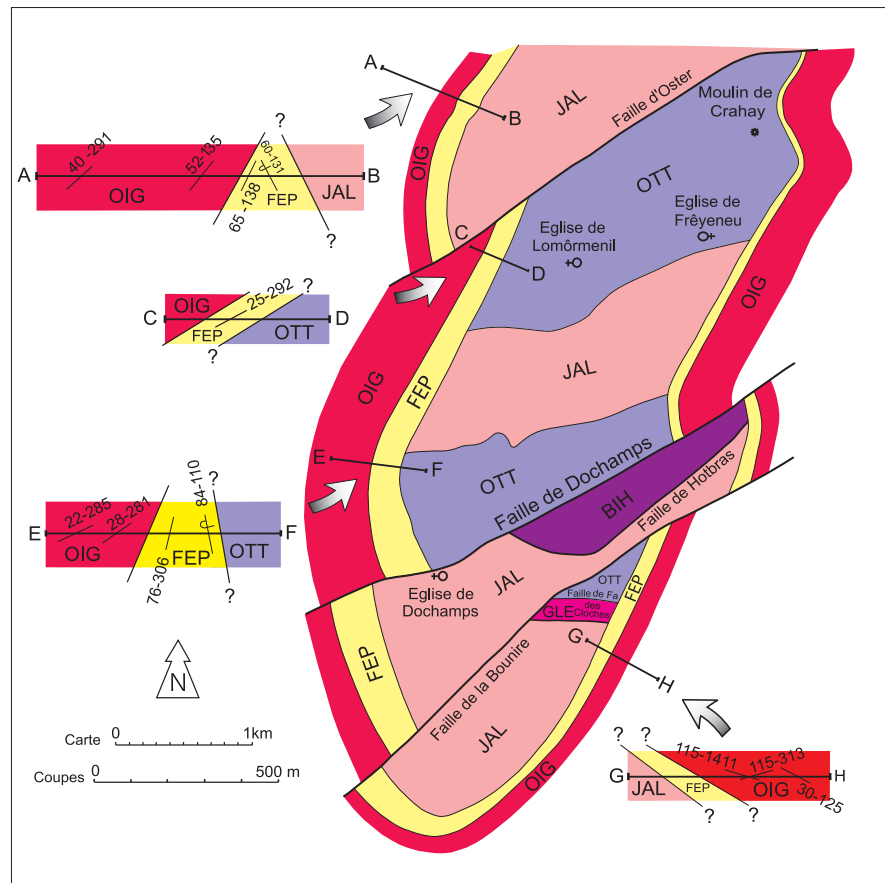
2.1.6. Les failles inverses anté-lochkoviennes du Massif de Stavelot : Failles de Fa des Cloches et de Hotbras

Au sein du Massif de Stavelot, la présence de failles inverses anté-lochkoviennes paraît indiscutable (Fig. 8). C'est le cas de la Faille de Fa des Cloches qui ne décale pas le conglomérat lochkovien de la Formation de Fépin. Il en est de même de la faille qui met en contact les Formations de Jalhay et de Bihain à l'ENE de Dochamps et qui ne décale pas non plus la Formation de Fépin. Nous l'appellerons Faille de Hotbras.

Enfin, au sud de Lamôrmenil et de Frèyeneu, le contact entre les Formations de Jalhay et de Otrré a été interprété comme faillé par Geukens (1986, 1999), sans décalage du conglomérat lochkovien de la Formation de Fépin. Par contre, De Dycker (1939) y avait vu un contact stratigraphique. Dans ce cas, la portion de terrains appartenant au Groupe de la Salm comprise entre les Failles de Dochamps et d'Oster correspondrait à un anticlinal qui fait apparaître la Formation de Jalhay dans

Figure 8 : Allure des couches dévonienne au contact du Massif de Stavelot. Dans la partie centrale, carte géologique du Massif de Stavelot (socle) et de sa couverture lochkovienne. OIG = Fm d'Oignies; FEP = Fm de Fépin; OTT = Fm d'Otrré; JAL = Fm de Jalhay; GLE = Fm de La Gleize. Quatre coupes sont positionnées au contact socle - couverture. L'échelle des coupes est agrandie par rapport à celle de la carte pour mieux visualiser l'allure des couches. Des indications de pentages orientés sont aussi mentionnées.

Figure 8 : Behaviour of the Devonian layers at the contact of the Stavelot Massif. In the central part, geological map of the Stavelot Massif (basement) and its Lochkovian cover. OIG = Oignies Fm; FEP = Fépin Fm; OTT = Otrré Fm; JAL = Jalhay Fm; GLE = La Gleize Fm. Four cross-sections are shown at different locations of the basement - cover contact. The scale of the cross-sections is enlarged compared to that of the map to have a better idea of the bedding pattern. Oriented bedding values are also mentioned.



son cœur et la Formation d'Otré sur ses flancs. Une étude stratigraphique fine permettrait de trancher entre ces deux hypothèses. Comme celle-ci manque, nous avons essayé de lever l'alternative par des mesures combinées de stratification et de schistosité. En effet, dans le cas d'un anticlinal non déversé, les stratification devraient être pied N sur son flanc N. Néanmoins, les plis calédoniens sont généralement déversés vers le N et donc les pendages sont pied S sur les deux flancs, sauf dans la zone de charnière. Les mesures de stratification que nous avons pu relever dans la région de Lamôrmenil - Frêyeneu - Moulin de Crahay sont plutôt rares (6). Cinq mesures sur six indiquent des pendages S. Dans un seul cas, à environ 300 m au SE du Moulin de Crahay, nous avons pu déterminer que les couches étaient en position renversée sur base d'une schistosité plus faible que la stratification (point 178E697 ; pendage de 36° pour la schistosité, de 48° pour la stratification ; directions pratiquement EW et identiques

pour la schistosité et la stratification). Nous avons donc finalement opté pour un contact stratigraphique entre les Formations de Jalhay et d'Otré situées au voisinage de Lamôrmenil et de Frêyeneu.

2.2. Les failles transversales : Failles de Jupille, Vecpré, Ramont, Harzé, Baconfof N et S, Moriville, Lokai, Borzée et Belvâ

Les Failles de Ramont, Baconfof et de Moriville ont été introduites par Asselberghs & Leblanc (1934); celles de Jupille, Vecpré, Harzé, Lokai et Borzée, par Dejonghe & Hance (2001). La distinction des Failles de Baconfof N et S découle de levés détaillés de Dejonghe (sous presse). Asselberghs & Leblanc (1934) n'avaient considéré qu'une seule Faille de Baconfof à laquelle Asselberghs (1946, p. 524) attribuait un pendage de 50 à 60°. Nos levés détaillés nous amènent à distinguer une Faille de Baconfof S qui

Nom	Déplacement	Direction de la trace en affleurement
La Roche	Longitudinal, normal (CL, HD)	N50°E à N40°W
Lamsoul	Longitudinal, normal (HD), rejet vertical 300 m (HD) à 1000 m (N)	N65°E
Marenne	Longitudinal, normal, décrochement dextre (HD)	N65°E
Gros Tier	Longitudinal, décrochement dextre, rejet horizontal 1 à 2 km (CL)	N70°E
Cheslé	Longitudinal, décrochement dextre et peut-être aussi normal (CL)	N55°E à EW
Hérou N et S	Longitudinal, décrochement dextre et peut-être aussi normal (CL)	N45 à 55°E (Hérou S) et N70°E (Hérou N)
Dochamps	Longitudinal, inverse (HD)	N65 à N70°E
Oster	Longitudinal, inverse (HD)	EW à N65°E
La Bounire	Longitudinal, décrochement dextre (HD)	N40 à N65°E
La Racaille	Longitudinal (HD)	N60°E
Magôster	Longitudinal, normal, rejet horizontal 500 m (HD)	N60°E
Beffe	Longitudinal, inverse (HD)	N60°E
Bardonwé	Longitudinal, inverse (HD)	N85°E
Ronzon	Longitudinal, inverse (HD)	N80°E
Tultai	Longitudinal, hors séquence, inverse et décrochement (AF)	N45 à N65°E
Mousny	Longitudinal, normal et/ou décrochement dextre (AF, CL)	N30 à N45°E
Ronbouchi	Longitudinal, inverse et/ou décrochement dextre (AF, CL)	N35 à N50°E
Ste Ode	Longitudinal, inverse et/ou décrochement dextre (AF, CL)	N30 à N60°E
Givroulle	Longitudinal, inverse (AF); décrochement dextre (CL)	N30 à N50°E
Fa des Cloches	Longitudinal, inverse, anté-lochkovien (HD)	~ EW
Hotbras	Longitudinal, inverse, anté-lochkovien (HD)	N45°E à N50°W
Jupille	Transversal (CL, HD), décrochement dextre (CL, HD), rejet horizontal 1750 m (CL)	N25°E (CL), NS à N45°E (HD)
Vecpré	Transversal (AF, CL, HD), décrochement dextre (AF, CL, HD), rejet horizontal 1650 (AF) à 1875 m (CL)	N25 à N35°E
Ramont	Transversal avec relèvement du panneau oriental et/ou décrochement dextre, rejet horizontal 100 m (CL)	N25°E
Baconfof N	Transversal avec relèvement du panneau oriental et/ou décrochement dextre (AF), normal avec affaissement du panneau oriental (CL), rejet vertical 100 m (CL)	N20 à N40°E
Baconfof S	Transversal avec relèvement du panneau oriental et/ou décrochement dextre (AF)	N20 à N40°E
Moriville	Transversal avec relèvement du panneau oriental et/ou décrochement dextre (AF)	N0 à N10°E
Lokai	Transversal (AF) ou normal (CL) avec abaissement du panneau oriental	N20 à 25°E
Borzée	Transversal, décrochement dextre et normal avec abaissement du panneau oriental (AF, CL, HD)	~ NS
Harzé	Transversal (CL)	~ NS
Belvâ	Transversal (CL)	N10°E

Tableau I : Principales caractéristiques des failles des cartes Hotton - Dochamps (HD), Champlon - La Roche-en-Ardenne (CL), Amberloup - Flamierge (HF) et Nassogne (N).

Table I : Main features of the faults of the Hotton - Dochamps (HD), Champlon - La Roche-en-Ardenne (CL), Amberloup - Flamierge (HF) and Nassogne (N) geological maps

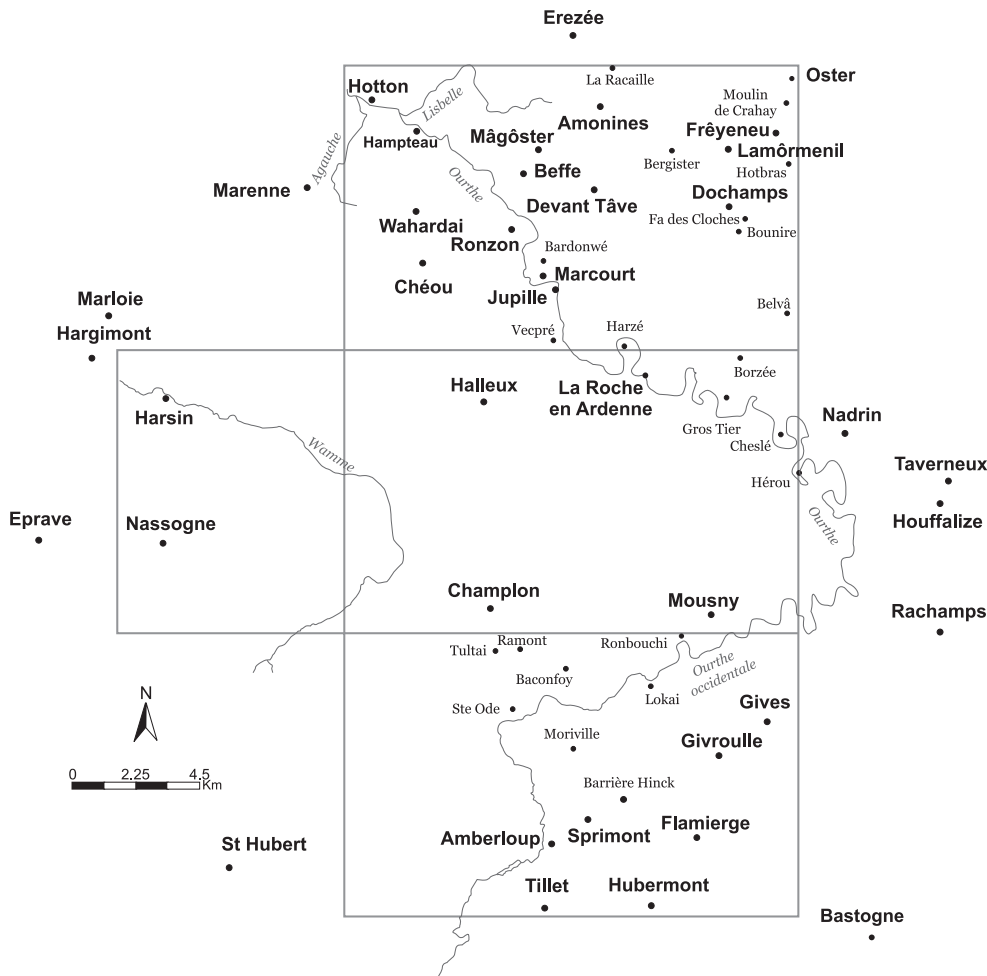


Figure 9 : Position des localités (caractères gras), lieux-dits (caractères non-gras) et rivières (caractères italiques) cités dans le présent travail. Le quadrillage correspond à celui des cartes géologiques mentionnées à la Fig. 1. Il faut noter que l'orthographe des localités et lieux-dits varie selon les diverses éditions des cartes topographiques.

Figure 9 : Location map of localities (bold), named places (normal) and rivers (italic) cited in this paper. The grid corresponds to that of the geological maps mentioned in Fig. 1. Note that the spelling of the localities and named places vary according to the various editions of the topographic maps.

correspond strictement à la Faille de Baconfoy d'Asselberghs & Leblanc (1934) et une Faille de Baconfoy N qui se prolonge sur la planchette Champlon par la Faille de Baconfoy de Dejonghe & Hance (2001). Ces deux failles très voisines possèdent des allures similaires. La Faille de Baconfoy S a été observée en affleurement dans une coupe située le long de la route qui borde les étangs de Bifontaine (point SGB 196W116). Sa direction est N45°E et son pendage 45°SE. A cet endroit, le plan de faille est parallèle à celui de la schistosité des phyllades de la Formation de La Roche.

Précisons que la Faille de Ramont avait été désignée initialement par Asselberghs & Leblanc (1934, p. 75) sous le nom de Faille de Stemby. Cette faille passe effectivement au lieu-dit «Stemby» (aussi orthographié «Stanbî» ou «Stambî» selon les différentes versions des cartes topographiques). Mais, dans la même publication, ces auteurs l'avaient cependant dessinée, aux planches I et II, sous le nom de Faille de Ramont. Ultérieurement (par exemple, Asselberghs, 1946, p. 524), c'est le nom de Faille de Ramont qui a prévalu.

De directions N et NNE, les Failles de Jupille, Vecpré, Ramont, Harzé, Baconfoy, Lokai et Borzée sont bien représentées sur les cartes Hotton - Dochamps, Champlon - La Roche-en-Ardenne et Amberloup - Flamierge (Fig. 1). Dejonghe & Hance (2001) ont déterminé leurs caractéristiques et commenté leur influence. Pour la carte Champlon - La Roche-en-Ardenne, ils ont précisé qu'il

s'agit de failles transversales, soit de décrochement dextre (Jupille et Vecpré), soit normales (Harzé, Baconfoy, Ramont, Lokai), soit présentant une double composante, décrochante et normale (Borzée). Ces failles ont cependant un comportement parfois légèrement différent sur la carte Amberloup - Flamierge (Tableau 1). Les failles transversales décrochantes sont vraisemblablement tardi-varisques et les failles transversales normales, post-varisques. Celles qui présentent une double composante décrochante et normale sont probablement tardi-varisques avec un rejeu éventuel normal post-varisque (Dejonghe & Hance, 2001).

Les caractéristiques des failles transversales sont résumées au Tableau I. Leur jeu n'est pas toujours identique sur les différentes cartes géologiques. Cela implique que, d'un endroit à l'autre le long de certaines failles, les blocs déplacés n'ont pas toujours bougé dans le même sens. Par exemple, le compartiment oriental de la Faille de Baconfoy N est affaissé dans une portion septentrionale et relevé dans une portion méridionale.

De part et d'autre de certaines failles transversales, les tracés peuvent paraître localement incohérents, dans la mesure où les rejets de certains contacts stratigraphiques de formations différentes ou de certaines failles s'accordent mal, de même que les épaisseurs de certaines formations. Les raisons sont diverses :

- ces failles transversales ont des jeux complexes : un même bloc peut être affaissé à un endroit et relevé à un

autre (failles pivot ou en ciseau); les déplacements verticaux peuvent s'accompagner de mouvements horizontaux (décrochements);

- les pendages des plans de failles ne sont pas constants et, dans beaucoup de cas, difficilement déterminables avec précision;

- les failles transversales ne sont pas verticales; elles présentent un pendage SE; toutes les failles longitudinales n'ont probablement pas été identifiées (des surépaisseurs anormales de certaines formations peuvent s'expliquer là où elles n'ont pas été repérées);

- les formations sont plissées de façon irrégulière. Des plissements secondaires locaux induisent des surépaisseurs apparentes.

Comme l'ont fait Dejonghe & Hance (2001), nous attribuons à toutes ces failles transversales des pendages SE. Compte tenu de l'observation de la Faille de Baconfoy S aux étangs de Bifontaine, les pendages sont probablement compris entre 45°SE et 90°.

Enfin, nous ne voyons pas pourquoi les Failles de Ramont, Baconfoy et Morville seraient contemporaines du Cisaillement Vencimont - Opoint comme l'affirme Beugnies (1986a, p. 29) (voir 2.3.).

2.3. Le couloir de décrochement dextre de l'Ourthe

Les failles transversales de type Vecpré, Jupille, Baconfoy etc. ont une signification majeure, car elles marquent un couloir de décrochement dextre d'orientation N-S qui coupe en deux les cartes Hotton - Dochamps et Champlon - La Roche-en-Ardenne et affecte l'extrémité NW de la planchette Amberloup. Ces failles s'intègrent entre deux unités structurales : à l'W, l'Anticlinal de Halleux et à l'E, le Massif de Stavelot/Dochamps et sa couverture dévonienne individualisée au S sous forme du Synclinal de La Roche. En se déplaçant d'E en W dans ce couloir, on constate que toutes les formations lithostratigraphiques sont tronçonnées et décalées vers le N. En effet, ce couloir est caractérisé par la présence d'une dizaine de failles transversales dont 4 principales qui présentent un rejet horizontal cumulé de l'ordre de 3,6 à 4 km. Ce couloir de décrochement dextre d'orientation NNE/SSW, identifié au départ par Dejonghe et Hance (2001) sur la carte Champlon - La Roche-en-Ardenne, s'étend en fait au N et au S de cette carte, sur une distance d'environ 35 km. Il passe par les communes d'Erezée, Amonines, Marcourt, La Roche-en-Ardenne, Champlon et Saint-Hubert. Il est le prolongement vers le SSE de la "Zone de l'Ourthe" de Hance et al. (1999). Bien qu'il ne se superpose pas rigoureusement à la vallée l'Ourthe, mais compte tenu des termes utilisés par Hance et al. (1999) et Averbuch et al. (2002), il est commode de le qualifier de Couloir de Décrochement Dextre de l'Ourthe (CDDO).

L'extension identifiée de ce couloir de décrochement – environ 35 km en direction NNE-SSW – et sa localisation au bord W du Massif de Stavelot suggèrent que le soubassement de ce dernier ait freiné localement l'avancée de la Nappe du Condroz (ou de la Nappe de Dinant ou de l'Allochtone ardennais) à la fin de l'orogénèse varisque. Dans cette zone de transpression, la partie de la nappe

située à l'W du Massif de Stavelot se serait avancée plus loin vers le N que celle située au S de l'actuelle zone d'affleurement de ce massif (Dejonghe & Hance, sous presse). La résistance du Massif de Stavelot est illustrée par l'apparition de failles décrochantes délimitant un couloir entre deux portions de nappes dont le déplacement n'a pas été identique. Notons que la notion de butoir joué par le massif calédonien a déjà été invoquée par différents auteurs (par exemple, par Graulich & Dejonghe, 1986; Fielitz, 1992; Mansy et al., 1999).

Sur base de données paléomagnétiques, Averbuch et al. (2002) et Szaniawski et al. (2003) considèrent que les zones de virgation situées au front varisque, dont celle de l'Ourthe, sont dues à des déformations de transpression dextre induites par des failles syn-sédimentaires du bassin rhéno-hercynien. Le front varisque se serait segmenté en réponse à une préstructuration du bâti conditionnée par la présence de différentes zones de failles synsédimentaires profondément enracinées dans le bassin rhéno-hercynien.

L'hypothèse d'un duplex en compression le long d'un couloir de cisaillement (en anglais : compressional strike-slip duplex) mérite d'être examinée pour le couloir de décrochement dextre de l'Ourthe. L'ensemble est aussi connu sous le nom de structure en fleur ou en tulipe (voir par exemple, Twiss & Moore, 2001, pp. 118-119). Ce mécanisme présente l'avantage de faire intervenir des failles obliques et internes à un couloir de cisaillement. Il rend bien compte de l'existence d'écailles subverticales juxtaposées et limitées par des failles décrochantes principales.

2.4. La Faille de Vencimont

Découverte par Forir en 1896 sous le nom de "Faille coblencienne", elle a été redéfinie par Asselberghs (1940) sous le nom de Faille de Vencimont. En 1946, Asselberghs publia une carte géologique de l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines, à l'échelle du 1/200 000ème, sur laquelle la Faille de Vencimont occupe une longueur d'une soixantaine de kilomètres et se perd vers l'E, sur la planchette de Flamierge, entre Tillet et Hubermont (Fig. 2). Proche d'une orientation EW au S de Tillet, elle s'incurve légèrement vers l'WNE et passerait à environ 300 m au N d'Hubermont. C'est une faille de charriage à pendage sud à laquelle Asselberghs (1940) attribue un rejet horizontal variant de 1500 à 2500 m selon les endroits.

Beugnies (1986a,b) a aussi présenté des cartes géologiques du domaine métamorphique de l'aire anticlinale de l'Ardenne sur lesquelles il situe également la Faille de Vencimont qu'il affirme avoir suivie sur 84 km de long. Il lui fait traverser toute la planchette Flamierge, en passant par Sprimont, Barrière Hinck, Givroulle et Gives, c'est à dire à environ 3 ou 4 km plus au N qu'Asselberghs (1946) (Fig. 2). En outre, il lui attribue un pied nord.

Brühl (1966) parle de “Störung von Tillet” pour une faille située entre les failles de Vencimont d’Asselberghs (1940) et de Beugnies (1986a,b) qu’il prolonge vers le NE, pratiquement jusqu’à Rachamps.

Aucun critère de terrain ne nous permet de confirmer la présence de failles de types Vencimont ou Tillet sur la carte Amberloup - Flamierge aux différents endroits où Asselberghs (1946), Beugnies (1986a,b) et Brühl (1966) les positionnent. En effet, à ces endroits, affleure exclusivement la Formation de Mirwart dans laquelle il n’existe pas d’horizon lithologique suffisamment caractéristique pour observer des décalages liés à un accident cassant. L’accident matérialisé par Brühl (1966) semble bien correspondre au changement de faciès au sein de la Formation de Mirwart et non à une faille (passage du faciès typique de la Formation de Mirwart au faciès d’Anlier d’Asselberghs, 1946). Le fait de ne pas confirmer le passage de la Faille de Vencimont sur la carte Amberloup - Flamierge ne signifie pas qu’elle n’y est pas présente. Si des levés détaillés effectués sur les cartes voisines permettaient de l’identifier formellement, son tracé sur la carte Flamierge pourrait alors être matérialisé par des pointillés.

Rappelons que Beugnies (1986a,b) considère que l’aire anticlinale de l’Ardenne est traversée d’E en W par deux accidents longitudinaux majeurs : au N, la Faille de Vencimont, à faiblement pente vers le N et, au S, la Faille d’Opont-la-Charbonnière à faiblement pente vers le S. Selon lui, les deux accidents permettent d’y distinguer trois unités tectoniques :

- l’Unité de Saint-Hubert, au N de la Faille de Vencimont;
- l’Unité d’Opont, entre les deux failles;
- l’Unité de Carlsbourg, au S de la Faille d’Opont.

Selon Beugnies (1986b), les deux failles auraient essentiellement joué tangentiellement, dans le sens d’un déplacement vers l’ouest des unités externes par rapport à l’Unité d’Opont, l’ampleur de la translation atteignant 10 à 12 km entre les méridiens de Libin et de Libramont et 2 ou 3 km dans la région de Bastogne. Il considère qu’il est hautement probable que ces deux failles représentent les traces d’un même accident cisailant, bombé au cours d’un mouvement de surélévation plus tardif dans la zone axiale de l’aire anticlinale de l’Ardenne, de sorte que les unités de Carlsbourg et de Saint-Hubert appartiennent à une seule unité supérieure formant la couverture tectonique de l’unité inférieure d’Opont. Il considère encore que ce bombement est contemporain des décrochements dextres de Ramont, de Baconfoy et de Moriville qui affectent l’Unité de Saint-Hubert, ce qui diffère de l’interprétation de Dejonghe & Hance (2001, sous presse), comme explicité au point 2.2.

Remarquons que, si la Faille de Vencimont plonge bien vers le nord, elle devrait réapparaître en surface, quelque part au nord du bombement invoqué par Beugnies (1986a,b), avec un décrochement dextre (et non sénestre), ce qui pose un énorme problème. Une faille à décrochement dextre d’ampleur kilométrique n’a pas été identifiée au cours des levés des deux cartes situées au N (Champlon -

La Roche-en-Ardenne et Hotton - Dochamps), soit sur une transversale de plus de 25 km (rappelons que les Failles de La Roche et de Lamsoul sont des failles normales).

3. Le contact du Massif de Stavelot et de sa couverture

A proximité du Massif de Stavelot, les pendages mesurés dans les Formations de Fépin et d’Oignies sont très souvent aberrants. Le cas est particulièrement démonstratif à deux endroits situés à l’W du massif de Stavelot (Fig. 8):

- dans la vallée de l’Aine, à 1400-1650 m au NW de l’église de Lamôrmenil. Les couches de la Formation de Fépin et de la base de la Formation d’Oignies sont en position renversée sur au moins 350 m à l’W du Massif de Stavelot; plus à l’W, elles repassent en série normale (voir coupe AB de la Fig. 8).
- dans la vallée de l’Alu, à 850-900 m au NNW de l’église de Dochamps. Jusqu’à environ 100 m à l’W du Massif de Stavelot, les couches de la Formation de Fépin sont renversées; de 100 à 200 vers l’W, elles sont très redressées et en position normale. Plus à l’W encore, les couches de base de la Formation d’Oignies montrent un pendage relativement faible (20 à 30°) vers l’W (voir coupe EF de la Fig. 8).

Du côté E du Massif de Stavelot, la Formation de Fépin est moins épaisse et n’a pas pu être observée en place. A la base de la Formation d’Oignies, les couches présentent des faibles pendages, fréquemment associés à des directions et des sens aberrants.

En revanche, à certains endroits (coupes CD et GH de la Fig. 8), les couches des Formations de Fépin et d’Oignies reposent sur le socle avec des faibles pendages orientés dans un sens qui paraît logique.

Les pendages aberrants des couches de couverture à proximité du Massif de Stavelot traduisent des perturbations tectoniques très locales qui semblent être dues à un soulèvement du socle, postérieurement au plissement varisque. Le contact entre le socle et sa couverture n’a cependant jamais pu être observé, ce qui justifie les points d’interrogation de son tracé sur les différentes coupes de la Fig. 8.

4. Les implications métallogéniques

Certaines failles longitudinales sont minéralisées, ce qui conforte l’idée que ces failles ont joué en distension :

- Cas de la Faille de Lamsoul. Selon Leblanc (1977) des anciennes exploitations de plomb jalonnent cette faille, notamment à Jemelle et Marloie;
- Cas de la Faille de Gros Tiers dans la région de Borzée, où des anomalies en plomb et zinc ont été relevées (Sondag & Martin, 1985);
- Cas de la Faille du Cheslé, dans la région de Champlon, où des indices de fer sont connus et sont probablement liés à des exploitations de plomb (Dejonghe & Hance, 2001).

Toutefois, les failles transversales ne sont pas minéralisées.

5. Synthèse tectonique

Les Failles de Frêyeneu, de Hotbras et de Fa des Cloches que l'on observe au sein du Massif de Stavelot, révèlent une tectonique anté-lochkovienne difficilement caractérisable dans le détail.

En revanche, une chronologie de la déformation liée à l'orogénèse varisque peut être proposée pour la région couvrant les cartes géologiques Hotton - Dochamps, Champlon - La Roche-en-Ardenne, Amberloup - Flamierge et Nassogne. Le plissement est la première manifestation du raccourcissement. Il se traduit surtout par un anticlinorium majeur auquel est associée une schistosité plan axiale. L'accentuation du plissement a provoqué le déversement des plis et le cisaillement des flancs courts et redressés des plis secondaires, visibles surtout sur la Feuille Champlon - La Roche-en-Ardenne.

Ce style tectonique, caractérisé par des plis où l'un des flancs est très allongé et déformé en plates ondulations et l'autre est court et très redressé, voire renversé, est très caractéristique pour la région et se reproduit à différentes échelles d'observation (métriques à plurikilométriques). Pour les anticlinaux, le flanc court redressé est situé au N ou NW, le flanc long en plateure, au S ou SE. Celle allure de la vergence traduit, comme le soulignaient Asselberghs & Leblanc (1934, p. 74), le sens de la composante dominante des forces impliquées dans la poussée orogénique (du S ou SE vers le N ou NW). En Ardenne, toute la déformation liée au resserrement s'inscrit dans la trilogie poussée, frottement et blocage. Il y a bien deux types de forces qui jouent dans des sens opposés et qui sont 1. la poussée orogénique dominante (du S au SE vers le N ou NW) et 2. la résistance ou le blocage dus au frottement ou à un bloc résistant situé au N ou NW. Sans frottement ou blocage, il n'y aurait pas de déformation. C'est la combinaison de ces deux types de forces qui provoque le resserrement et la déformation.

Les failles longitudinales normales (Failles de La Roche et de Lamsoul) sont apparues soit précocement, en relation avec le soulèvement de la chaîne, soit tardivement, lors de la phase de relaxation qui a suivi le plissement. Les failles longitudinales de chevauchement (Failles d'Oster, de Dochamps et de La Bounire) sont probablement contemporaines de la phase principale de plissement, sans qu'une relation puisse être clairement établie avec les failles longitudinales normales.

Au cours de l'orogénèse varisque, le Massif de Stavelot semble bien avoir joué le rôle de butoir qui a entravé la propagation de la déformation vers le N. Cette hypothèse explique le coude observé dans la surface axiale de l'Anticlinorium de Halleux/Périphérie du Massif de Stavelot, l'apparition d'un couloir de décrochement dextre et, éventuellement, les Failles d'Oster, de Dochamps et de La Bounire. Un rôle similaire est évoqué à l'E à propos du Massif du Brabant voisin. Fielitz (1992, p. 560) écrit : « ... *the NNE deflection of the described late tectonic transport*

direction might be sought in the presence of the nearby stable cratonic block of the Brabant Massif (...). The Variscan deformation was blocked by the Massif to the west, but could advance northward further to the east ». Un argument défavorable à cette hypothèse est l'absence de contraste de compétence entre les roches du socle calédonien et celles de sa couverture varisque. Précisons que « butoir » ne signifie pas rigidité totale : un butoir peut être plus ou moins déplacé en fonction de la force qui le sollicite. Les Massifs de Stavelot et de Rocroi ont en effet tous les deux été charriés au cours de l'orogénèse varisque, mais avec une amplitude nettement plus faible pour le Massif de Stavelot que le Massif de Rocroi.

Les failles transversales de décrochement dextre (Failles de type Jupille, Vecpré, etc.) décalent la plupart des failles longitudinales et leur sont donc postérieures. Le déplacement de la nappe a été plus important à l'W qu'à l'E. Des failles de chevauchement sont peut-être aussi intervenues après le blocage du décrochement et constitueraient donc une phase ultime de raccourcissement. Les failles mineures de décrochement observées dans la carrière de Hampteau traduisent une compression NE-SW post-varisque. Les failles transversales à composante normale (Failles de Ramon, de Baconfof, de Borzée et de Bêlva) sont sans doute également post-varisques.

Le couloir de décrochement situé dans l'axe Erezée - Saint-Hubert se trouve dans le prolongement SSW de la structure dénommée "Zone de l'Ourthe" par Hance et al. (1999) qui ont précisé qu'elle pourrait correspondre à une rampe transversale à la base de l'Allochtone ardennais. Le changement de direction observé sur les failles du Tunnel, d'Eupen et de Xhoris pourrait avoir été induite par cette rampe transversale. A la surface, la Zone de l'Ourthe est bordée par deux linéaments parallèles identifiés sur images satellitaires par Vandeven (1977). Le couloir de décrochement s'intègre aussi dans la zone dénommée "Virgation de l'Ourthe" et mise en évidence par données paléomagnétiques par Averbuch et al. (2002). Comme une série d'autres couloirs de décrochement situés à l'W (zones de Virgation de Dinant, de Beaumont, de Valenciennes et de l'Artois), ces zones résulteraient selon Averbuch et al. (2002) de déformation de transpression induites par des failles syn-sédimentaires du bassin rhénohercynien. Le front varisque se serait segmenté en réponse à une préstructuration du bati conditionnée par ces failles synsédimentaires.

6. Remerciements

Je remercie toutes les personnes qui ont contribué à l'élaboration de ce travail, en particulier, J. Bellière et J.M. Marion (pour les remarques constructives qu'ils ont formulées en qualité de relecteurs), L. Hance et Y. Vanbrabant (pour les discussions fructueuses sur le plan de la tectonique) et F. Babun (pour son aide au niveau de l'infographie).

7. Références

- ANTEN, J., 1926. Un charriage dans le Massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 49: B198-201.
- ASSELBERGHS, E., 1931. La faille de Laroche. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 41/2: 113-116.
- ASSELBERGHS, E., 1934. Le Siegenien et le Gedinnien du bord oriental du bassin de Dinant, entre Laroche et Werbomont. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, XLIV, 3: 342-361.
- ASSELBERGHS, E., 1940. Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, XIII, I: 3-41.
- ASSELBERGHS, E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, XIV: 598 p.
- ASSELBERGHS, E., 1954. L'Eodévonien de l'Ardenne. In: Fourmarier et collaborateurs, *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, chap. 3: 83-117.
- ASSELBERGHS, E. & LEBLANC, E., 1934. Le Dévonien inférieur du Bassin de Laroche. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, VIII, I: 78 p.
- AVERBUCH, O., LACQUEMENT, F., SZANIAWSKI, R., MANSY, J.L. & LEWANDOWSKI, M., 2002. Segmentation of the Variscan thrust front (N France, S Belgium): insights into the geometry of the Devonian Rheno-Hercynian Basin. Proceedings of the first Geologica Belgica International Meeting, Leuven, 11-15 September 2002. *Aardkundige Mededelingen*, 12: 89-92.
- BARCY, L., COEN-AUBERT, M., MARION, J.M. & COEN, M., 2004. Mise en évidence de la Faille de Marenne sur la carte géologique Aye - Marche-en-Famenne. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 74-suppl: 59-71.
- BARCY, L., DEJONGHE, L. & MARION, J.M., sous presse. Carte et notice Rochefort - Nassogne N° 59/3-4, *Ministère de la Région wallonne*.
- BEUGNIES, A., 1986a. L'aire anticlinale de l'Ardenne dans la région de Bastogne. *Aardkundige Mededelingen*, 3: 31-44.
- BEUGNIES, A., 1986b. Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynia*, II/1: 17-33.
- BRÜHL, H., 1966. Ein Beitrag zur Geologie der Siegener Schichten im Gebiet von Laroche - Bastogne - Houffalize (Ardennen). *Geologische Mitteilungen*, 5/4: 301-376.
- DE DYCKER, R., 1939. Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur, dans la partie Sud-Occidentale du massif de Stavelot. *Annales de la Société géologique de Belgique*, Mémoire, 62: 3-106.
- DEJONGHE, L. & HANCE, L., 2001. Carte et notice explicative Champlon - La Roche-en-Ardenne N° 60/1-2, *Ministère de la Région wallonne*: 44 p.
- DEJONGHE, L. & HANCE, L., sous presse. Carte et notice explicative Hotton - Dochamps N° 55/5-6, *Ministère de la Région wallonne*.
- DEJONGHE, L., sous presse. Carte et notice explicative Amberloup - Flamierge N° 60/5-6, *Ministère de la Région wallonne*.
- DELVAUX DE FENFFE, D., 1985. Géologie et tectonique du parc de Lesse et Lomme au bord sud du bassin de Dinant (Rochefort, Belgique). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 94 : 81-85.
- 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). *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112 (2) : 317-325
- FIELITZ, W., 1992. Variscan transpressive inversion in the northwest central Rhenohercynian belt of western Germany. *Journal of Structural Geology*: 14/5: 547-563.
- FORIR, H., 1896. Carte géologique Felenne - Vencimont N° 193 à 1/40 000.
- GEUKENS, F. 1986 - Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 3: 15-30.
- GEUKENS, F., 1999. Notes accompagnant une révision de la carte structurale du Massif de Stavelot. *Aardkundige Mededelingen*, 9: 183-190.
- GRAULICH, J.M. & L. DEJONGHE, 1986. Le bien-fondé de la notion de Synclinorium de Verviers. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 95/1: 35-43.
- 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
- LEBLANC, E., 1956. Note sur la Faille de Lamsoul. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 20: 27-46.
- LEBLANC, E., 1977. Note complémentaire sur la faille de Lamsoul : la tranchée du Bois de Nolaumont. *Mémoires de l'Institut géologique de l'Université de Louvain*, 29: 317-325.
- MANSY, J.L., EVERAERTS, M. & DE VOS, W., 1999. Structural analysis of the adjacent Acadian and Variscan fold belts in Belgium and northern France from geophysical and geological evidence. *Tectonophysics*, 309 : 99-116.
- MICHIELS, D., BRODKORM, F., PINGOT, J.L. & MARTIN, H., 1989. L'anomalie de Borzée (La Roche-en-Ardenne). Géochimie de sol, V.L.F. et prospection géoélectrique. *Rapport de fin de contrat du programme de valorisation de l'inventaire géochimique des ressources métallifères de la Wallonie* (visa 86.30935): 21 p.
- NDAYIRAGIJE, S., 1984. Prospection géochimique plombo-zincifère dans les alluvions de La Roche-en-Ardenne. Mode d'occurrence du plomb et du zinc. *Mémoire de Licence*, Université catholique de Louvain: 80 p.

- SONDAG, F. & MARTIN, H., 1985. Inventaire géochimique des ressources métallifères de la Wallonie. *Synthèse générale et rapport de fin de recherche*. Ministère de l'Economie régionale wallonne: 15 p.
- STAINIER, P., 1896. Carte géologique Hotton - Dochamps n°178 à 1/40 000.
- STAINIER, P., 1900. Carte géologique Rochefort - Nassogne n°186 à 1/40 000.
- SZANIAWSKI, R., LEWANDOWSKI, M., MANSY, J.L., AVERBUCH, O. & LACQUEMENT, F., 2003. Syn-folding remagnetization events in the French - Belgium Variscan thrust front as markers of the fold-and-thrust belt kinematics. *Bulletin de la Société géologique de France*, 174/5: 511-523.
- TRICOT, J., 1954. Contribution à l'étude de la faille de La Roche. *Mémoire pour l'obtention du grade d'Ingénieur géologue*, Université de Louvain, 281 p., 41 plans annexes.
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M., 2001. Structural Geology. *Freeman & Co, New York*: 532 p.
- VANDENVEN, G., 1973. Coupe géologique de la tranchée « Distrigaz ». Le tronçon « Hargimont – Nassogne ». Synthèse structurale du domaine méridional du Synclinorium de Dinant au méridien « Sinsin – Nassogne ». *Professional Paper, Service géologique de Belgique*, 1973/10, 6 figs : 1-18
- VANDENVEN, G., 1975. Coupe géologique du nouveau tracé de la nationale 4 au sud de Marche. *Professional Paper, Service géologique de Belgique*, 1975/2: 9 planches: 1-18.
- VANDENVEN, G., 1977. Les Ardennes belges vues par le satellite ERTS-1 (Landsat-1). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 86: 51-56.
- VANDYCKE, S., DEJONGHE, L., DELABY, S. & HANCE, L., 2001. Structural analysis in term of paleostress of the Givetian limestones around the Hotton Cave. Proceedings of the Workshop: Evaluation of the potential for large earthquakes in regions of present-day low seismic activity in Europe – Han-sur-Lesse, 13-17 March 2000, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 18: 145-146.