

LA FAILLE DU MIDI, MYTHE ET REALITES

The Midi fault, myth and facts

par Francis MEILLIEZ⁽¹⁾

Résumé. – Le vocable *Faille du Midi* désigne usuellement le contact tectonique qui délimite au sud les bassins houillers namuro-westphaliens exploités en Artois, Hainaut et la vallée de Sambre-et-Meuse. Dans le nord de la France, le substratum varisque est masqué par une couverture méso-cénozoïque ; la structure n'y est connue que de façon indirecte (sondages, campagnes géophysiques). Les réflecteurs sismiques ainsi reconnus peuvent être la stratification tout autant que des surfaces tectoniques de rupture et glissement. Le concept de *Grande Faille du Midi* proposé par Gosselet se révèle être la surface enveloppe, affleurant au front du Massif Ardennais, ayant transporté un ensemble d'écaillés tectoniques appelé Allochtone Ardennais. Sa trace se dissipe sous l'Artois et la Picardie où la nature du substratum est mise en question.

Abstract. – *The name Midi Fault usually designs the tectonic contact which is the southern boundary of Namuro-Westphalian coalfields in Artois, Hainaut and Sambre-et-Meuse valley. In north of France, this contact is hidden by a Meso-Cenozoic cover; its structure is only known from indirect methods (boreholes, geophysics). Continuous seismic reflectors might be either bedding or flat tectonic discontinuities. The concept Gosselet had introduced as Great Midi Fault is an envelope that has been mapped along the thrust front of the Ardennes Allochthon. Its trace vanishes under Artois and Picardie uplands where nature of the continental substratum is questioned.*

Mots-clés. – Varisque, Massif Ardennais, Faille du Midi, déformation progressive, bassin houiller
Key words. – *Variscan, Ardennes Massif, Midi Fault, progressive deformation, coal basin.*

I. – INTRODUCTION

Dans une préface inspirée, Félix Kaisin (1936) écrit : « *L'impropriété des termes est génératrice de confusion.* », et un peu plus loin, il cite Paul Tannery (1843-1904, historien des sciences) : « *C'est moins la vérité qu'il est difficile de découvrir, que l'erreur qu'il est long de déraciner.* » Les pages qui suivent illustrent ces propos avec pertinence car, en sciences d'observation, il est nécessaire de réviser de temps à autre les fondements des représentations.

La Faille du Midi est connue de tous les géologues qui se sont intéressés au Paléozoïque de l'Europe. Cette discontinuité structurale tient son nom au fait qu'en première approche, elle marque la limite sud – le Midi – des gisements houillers exploités depuis des siècles entre la Manche et le Rhin. Fourmarier (1954) résume bien cette interprétation, non remise en cause par les profils géophysiques ECORS-Nord de la France (Cazes & Torreilles, 1988) et DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) dans le Massif Rhénan du nord-ouest (DEKORP research group, 1991). Plus récemment, en considérant que le Parautochtone Brabançon et l'Allochtone Ardennais sont deux ensembles structuraux séparés par une discontinuité tectonique complexe, Meilliez & Mansy (1990) ont renoué avec le concept d'enveloppe tectonique composée de plusieurs failles en relais. Gosselet (1874) en avait eu l'intuition et l'avait appelée *Grande Faille*. Aujourd'hui plusieurs auteurs l'assimilent au *Front Varisque* (Raoult, 1988 ; Verniers *et al.*, 2002 ; Belanger *et al.*, 2012). Le problème n'est pas celui de la dénomination mais celui de la conception qui sous-tend le modèle, en l'occurrence les relations entre paléogéographie et localisation de la déformation.

Depuis son identification, les géologues voyaient la Faille du Midi comme une surface tectonique particulière, ayant assuré la translation passive de terrains situés à son toit sur une distance de plusieurs kilomètres (Fourmarier, 1954), voire plus d'une centaine (Kaisin, 1936 ; Raoult & Meilliez, 1987), selon le référentiel utilisé. D'autres étaient conscients de la valeur conceptuelle plutôt que mécanique de la désignation, tel Mathieu (1933) : « *La Grande Faille du Midi a été tracée en menant une ligne qui laisse au sud tous les points où le Silurien ou le Dévonien ont été touchés.* » Il faut dire

que dans le nord de la France (Hainaut et Artois) tout se passe sous une couverture de morts-terrains puissante d'une bonne centaine de mètres en moyenne ; toutes les données ont été acquises pour l'exploration minière, point par point au gré des sondages et des travaux souterrains. Le concept est donc clairement une surface enveloppe, dont Bouroz (1960) a extrapolé l'allure du toit vers le sud-ouest. C'est dans cet esprit que le nom est utilisé dans la partie orientale du front varisque (Franke *et al.*, 1995a-b).

Les observations de terrain étant de plus en plus précises et les modèles conceptuels de plus en plus riches, il est nécessaire de recadrer le raisonnement scientifique qui guide les reconstitutions paléogéographiques. Cet article tente de reprendre les publications successives pour y distinguer les faits établis (les réalités) des représentations (le mythe, le concept), tous deux utiles à la pensée scientifique. La conception défendue ici est celle de la structuration évolutive d'un domaine paléogéographique, d'abord différencié en contexte distensif, puis soumis à écaillage au cours de la convergence oblique entre divers ensembles crustaux.

II. – DES PREMIERES OBSERVATIONS AU CONCEPT

1) Un alignement de gisements... jusqu'à la région de Douai

La région de Ciney (Belgique, Province de Namur) est belle, à tous points de vue. Et en ce début de XIX^e siècle, le jeune Omalius d'Halloy (1783-1875) l'a parcourue à maintes reprises à pied pour aller à Paris ou en revenir, notant sur un carnet toutes les observations qui retenaient son attention. Le territoire était alors français et Omalius aimait être à Paris où, contrairement au vœu de sa famille, il suivait les cours du Muséum d'Histoire Naturelle et découvrait cette jeune science qu'était la géologie. Après quelques années de travail et quelques milliers de kilomètres parcourus, il publia (Omalius d'Halloy, 1808), et fut le principal artisan de la première carte géologique de l'Europe (Omalius d'Halloy, 1822). Il distingua de grands ensembles stratigraphiques, sans différencier les unités

⁽¹⁾ Université de Lille, Faculté des sciences et technologies, UMR 8187 CNRS/LOG, bâtiment SN5 (Sciences de la Terre), F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex ; francis.meilliez@univ-lille.fr

structurales. Les successeurs reprirent sa nomenclature, en l'affinant peu à peu, et furent amenés à préciser la nature (sédimentaire ou tectonique) des contacts entre ces ensembles et donc, de fait, à différencier des unités structurales.

L'exploitation du *charbon de terre*, sur le territoire de la future Belgique, datait déjà de plusieurs siècles (Anonyme, 1914 ; Barrois, 1914). Mais c'était l'affaire des ingénieurs qui s'attachaient à *suivre le filon à l'avancement* sans disposer d'aucune autre méthode pour déterminer par anticipation la localisation du gisement. Dans son rôle de susciter des études scientifiques, l'Académie Royale de Belgique lança un concours concernant la géologie de la province de Liège. Un jeune ingénieur, André Dumont (1809-1857), produisit en 1832 un mémoire compact, sans aucun dessin, mais qui fit forte

impression sur l'Académie (Kaisin (1936). Encouragé à poursuivre ses travaux, il dessina la première coupe géologique de référence de la vallée de la Meuse et la présenta à la Société Géologique de France (Dumont, 1835 ; Dumont & Hennezele, 1835). Cette coupe n'affiche aucune faille dans la région de Namur, mais y représente deux synclinaux séparés par un anticlinal dissymétrique. Dumont se méfiait de la part de subjectivité dans l'identification des fossiles et revendiquait de pouvoir faire de la géologie indépendamment de l'outil biostratigraphique. C'est à l'encontre de cette opinion que Gosselet (1832-1916) et plusieurs géologues belges ont apporté par la suite des arguments paléontologiques précisant les différences stratigraphiques entre les deux bassins sédimentaires présentés comme des synclinaux. Ils formulèrent aussi de nouvelles questions.

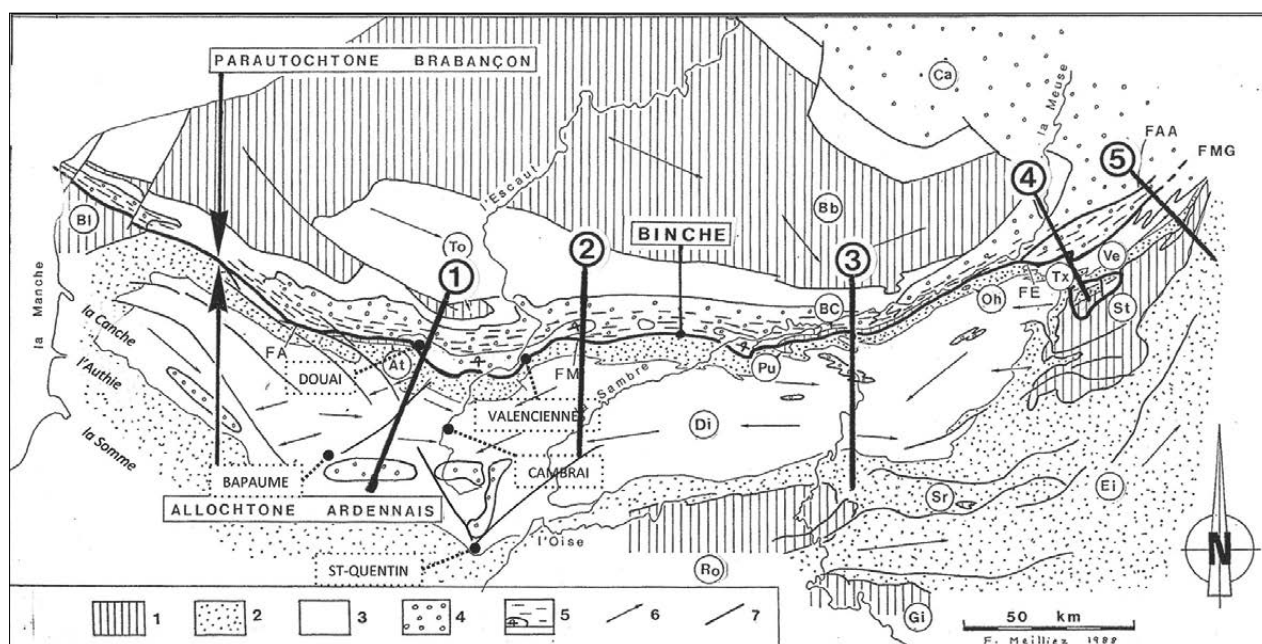


Fig. 1 – Carte des terrains paléozoïques sous leur couverture plus récente (repris de Meilliez, 1989a). Le trait épais représente la trace de la Grande Faille du Midi, au-dessus de laquelle l'Allochthone Ardennais est écaillé. Son contact avec le Parautochthone Brabançon est orné d'écaillures tectoniques, normales ou inverses, qui, avec la Faille, composent le Front Varisque (5). Les éléments datés du Paléozoïque inférieur qui y participent constituent la Bande du Condroz (Bc). Les autres unités de même âge (1) sont le Massif du Brabant (Bb), le Boulonnais (Bl), les Massifs de Rocroi (Ro), Stavelot (St), Serpont (Sr), Givonne (Gi). Les terrains datés du Dévonien inférieur (2) entourent des domaines en position synclinaloriale constitués de Dévonien moyen et supérieur jusqu'au Carbonifère inférieur (3) : ce sont les unités de Dinant (Di), Tournai - Namur (To), Campine (Ca). La mollasse houillère, d'âge namuro-westphalien (4) est localisée au front de l'Allochthone Ardennais et occupe le cœur de quelques structures synformes internes à cet Allochthone. Les directions des plis majeurs (6) et de quelques failles (7) sont indiquées. La Pointe de Puagne (Pu) et la Fenêtre de Theux (Tx) sont mentionnées dans le texte. Les sondages profonds (triangles noirs) sont ceux de Framzelle (Fra), Gouzeaucourt (Gou), Epinoi (Epi), Jeumont (Jeu), Focant (Foc), Havelange (Hav).

Fig. 1 – Map through paleozoic terranes and their recent cover (from Meilliez, 1989a). The Midi Fault is outlined with a thick line. It carries the Ardennes Allochthon and its thrust sheets. The latter lies upon the Brabant Parautochthon ; thrust sheets with a normal or reverse polarity form the leading edge to Midi Fault. A few of them are lower Paleozoic domains ; they form the so-called Condroz Band (Bc). Other domains of the same composition (1) are : the Brabant (Bb), Boulonnais (Bl), Rocroi (Ro), Stavelot (St), Serpont (Sr), Givonne (Gi) Massifs. Lower Devonian (2) terranes bracket Mid Devonian to Lower Carboniferous (3) synforms : Dinant (Di), Tournai - Namur (To), Campine (Ca). Namuro-westphalian coal-bearing series (4) are aligned along the Variscan Front (5) and are present within small synform places on the Ardennes Allochthon. Major folds (6) and faults (7) trends are indicated. Pointe de Puagne (Pu) and Theux Window (Tx) are particular sites which are discussed in the text. Deep boreholes (black triangles) are : Framzelle (Fra), Gouzeaucourt (Gou), Epinoi (Epi), Jeumont (Jeu), Focant (Foc), Havelange (Hav).

D'Aix-la-Chapelle à Mons (Fig. 1), les gisements houillers, discontinus au moins à l'affleurement, sont alignés le long du *sillon de Sambre et Meuse*, selon une direction ENE-WSW. C'est donc tout naturellement que dès le début du XVIII^e siècle, les recherches de houille aient été engagées dans la continuité vers l'ouest, au-delà de la frontière récemment fixée (Traité d'Utrecht, 1713). Faute d'affleurements, ces recherches en rive gauche de l'Escaut ont été menées en sous-sol, mais toujours en ligne droite vers Valenciennes et au-delà (Meilliez, 2017). D'emblée, cette stratégie ne permettait pas d'envisager un lien possible avec le gisement ouvert dans le Boulonnais une bonne dizaine d'années plus tôt. Un ingénieur des

mines, Charles Du Souich (1812-1888), en poste à Arras (1835-1852), consterné du gâchis matériel et financier des recherches infructueuses, suggéra aux concessionnaires d'explorer au nord de Douai (Castel, 1891). La découverte inopinée d'une veine de charbon de bonne qualité à Oignies en 1841 lui donna raison et accéléra le redéploiement des recherches. Cette fois, les nouvelles découvertes donnaient espoir de rejoindre un jour le gisement du Boulonnais. Restait à comprendre la raison de ce changement de direction du gisement de NE-SW (*direction varisque*) à l'est de Valenciennes, à WNW-ESE (*direction armoricaine*) à l'ouest de Douai. La Grande Faille du Midi ne peut être une discontinuité structurale unique et

continue, une surface de fracture au sens mécanique du terme (une réalité physique). Elle peut simplement être l'enveloppe d'une discontinuité épaisse (Gamond, 1987), à structure interne complexe qu'il est nécessaire de décrypter. Un tel concept s'accorde avec la définition donnée par Mathieu (1933), rappelée en introduction.

2) Une structure transversale variable

Dans son travail sur la province de Liège, Dumont (*in* Kaisin, 1836) avait décrit des gisements houillers présents dans deux bassins, l'un septentrional, l'autre méridional, séparés par une faille qu'il pensait locale, ultérieurement appelée Faille Eifélienne (rappel historique dans Fourmarier, 1954). Ajoutant l'approche biostratigraphique, Gosselet (1860, p. 19-20) précisait que « la composition géologique des deux bassins n'est pas la même ; tous les étages qui se trouvent dans l'un n'existent pas dans l'autre, et dans un même bassin les deux bords sont aussi différents ». Il « montre que le plissement a été suivi d'une faille qui s'étend de Liège à Mons, et peut-être plus loin, et d'un renversement presque général du bord sud du bassin septentrional. » et la désigne par l'expression *Grande Faille*. Peu de temps après, Dormoy (1862), ingénieur des mines, interprète les observations de la région de Valenciennes comme un « demi-bassin houiller », et attribue à une faille qu'il n'observe pas, la disparition de la moitié sud du bassin. C'est alors que Briart & Cornet (1863) décrivent à Binche (Fig. 1) une coupe dans laquelle les grès du Dévonien inférieur chevauchent une série renversée de Calcaire Carbonifère sous laquelle se trouve le gisement houiller. Comprenant l'importance de leur observation, ils proposent la dénomination de *Faille du Midi* pour la structure observée et réservent *Grande Faille* pour la structure théorique qui, çà et là entre Liège et Valenciennes, est observée localement avec des modalités variables, mais toujours chevauchantes. L'approche biostratigraphique avait permis à Gosselet (1860) d'observer une structure comparable dans le Boulonnais. Et c'est lui qui, s'adressant de façon vive à la Société Industrielle du Nord de la France (Gosselet, 1874), tente de montrer à ses auditeurs ce que la science peut leur faire économiser d'efforts s'ils consentent à prendre le temps de réfléchir à une représentation générale que les affleurements permettent de construire, ce qu'on appelle aujourd'hui un modèle. Et il propose un modèle unique entre la Manche et le Rhin, géométrique, stratigraphique et cinématique (Gosselet, 1874, 1875, 1879). A l'usage ce modèle s'est dégradé en acceptant tacitement que les bassins de Namur et de Dinant de Dumont suivent le même changement de direction (ar-

moricaïne vs varisque) que la trace de la Grande Faille du Midi. Les connaissances récemment glanées sur la structure crustale profonde de l'Europe (Dèzes *et al.*, 2004 ; Cloething & Willett (2013) aident à suggérer une explication nouvelle et plus rationnelle du changement de direction structurale sous la région de Douai – Cambrai.

III. – DISCUSSIONS AUTOUR DE LA COUPE DE LA MEUSE

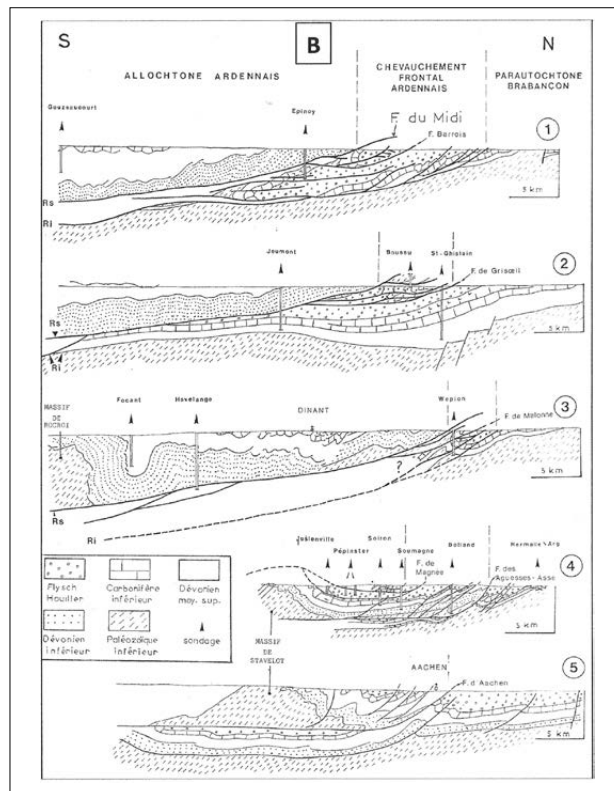


Fig. 2B – Coupes structurales des terrains paléozoïques orthogonales à la Grande Faille du Midi (repris de Meilliez, 1989a).

Fig. 2B – Cross sections through paleozoic terranes orthogonal to the Great Midi Fault (from Meilliez, 1989a).

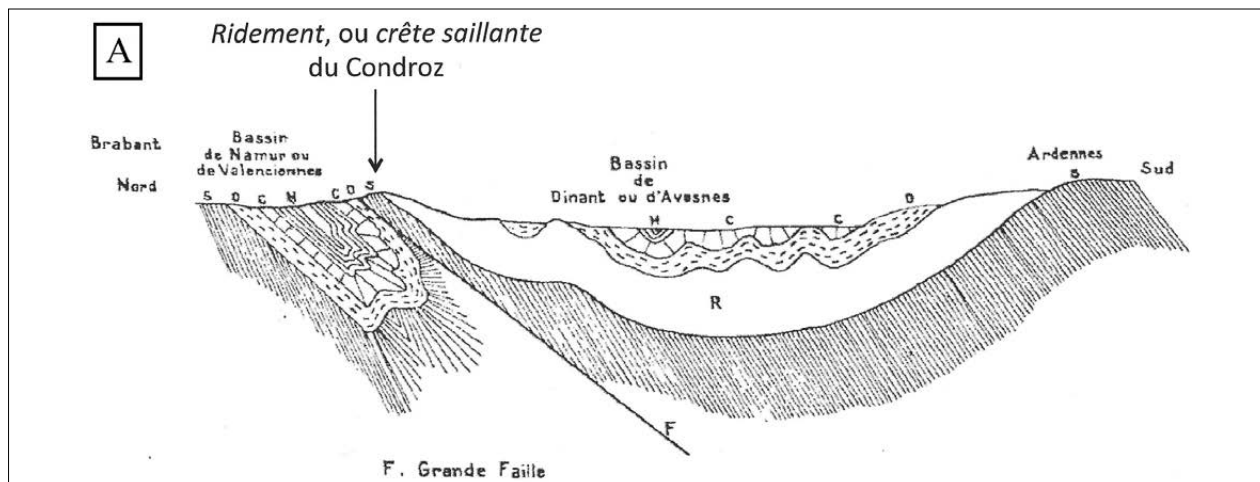


Fig. 2A – Modèle structural d'une coupe transversale de part et d'autre de la Faille du Midi, redessiné d'après Gosselet (1874, fig. 1 et 2) : la crête du Condroz est une bande de terrain étroite de part et d'autre de laquelle se sont différenciés deux bassins sédimentaires ; « Lorsque vint l'épouvantable pression », le bassin de Dinant est venu chevaucher celui de Namur, effaçant tout ou partie de la crête du Condroz.

Fig. 2A – Structural model of a cross-section through the Midi Fault, redrawn from Gosselet (1874, fig. 1 and 2): The Condroz ridge is a narrow terrane separating two distinct sedimentary basins; « when the horrific pressure came over », the Dinant basin had overthrust Namur basin, and had erased quasi all the Condroz ridge.

1) La crête anticlinale du Condroz

Le modèle historique (Fig. 2A) n'a plus bougé dans son principe mais a suscité de nombreuses questions tant les modalités stratigraphiques et tectoniques de sa déclinaison locale varient latéralement (Fig. 2B). La rédaction qui suit doit beaucoup à la clarté des analyses détaillées que Kaisin (1936) a faites des divers apports, tout en affichant pour sa part une interprétation très radicale. Dans son travail initial, Dumont (*in* Kaisin, 1936) avait distingué deux bassins sédimentaires séparés par une structure dont il admit ensuite le caractère faillé. Gosselet (1860, 1874) a confirmé cette idée tout en montrant bien les différences de composition et de puissance des dépôts : au nord le *bassin de Namur* est moins puissant et moins complet que le *bassin de Dinant*. Dans la culture fixiste de l'époque, le fait de concevoir une faille entre ces deux bassins, ne résolvait pas le problème de l'exiguïté actuelle de la *crête saillante du Condroz* (Gosselet, 1874, p. 112) séparant ces deux bassins, et implicitement considérée comme un domaine paléogéographique.

Les observateurs se sont vite accordés sur l'inclinaison au sud de la Faille du Midi, tout en constatant la variabilité de son pendage. Plusieurs ont également observé la présence de «*paquets stratifiés, isolés par deux failles, à l'avant du système chevauchant*». L'ayant reconnu aussi, après Cornet (1873), Gosselet (1874, p. 118) introduit la notion de *lambeau de poussée* dont il précisa la définition ultérieurement : «*il est isolé par deux failles, celle du sud [...] qui le sépare du Gédinnien, est la continuation de la Grande Faille, celle du nord [...] qui le sépare des schistes houillers marque la limite sud du terrain houiller sous le Tourtia, c'est pourquoi je lui ai donné le nom de faille-limite*» (Gosselet, 1879). Dans ce résumé magistral devant la Société Géologique de France, il reconstitue la cinématique de l'évolution : «*Tandis que ces deux bassins s'enfonçaient en se chargeant de sédiments, la crête du Condroz faisait office de charnière*» et suggère que les couches siluriennes qui composent le Condroz n'aient eu qu'à glisser les unes sur les autres pour favoriser le déplacement du bassin méridional vers le nord, entraînant le renversement du bord sud du bassin septentrional. Il désigne l'ensemble de ces déformations par l'expression *Ridement du Hainaut*. C'est à la suite de cette présentation que Marcel Bertrand (1847-1907) a écrit en 1884 avoir compris le mécanisme qui l'a conduit à définir, dans les Alpes, la notion de *nappe de charriage*. Kaisin (1936) était un inconditionnel de cette notion de charriage qu'il a mise en œuvre partout. Tout en reconnaissant à Gosselet la paternité du concept de lambeau de poussée, il lui a reproché à juste titre de ne pas avoir cité Briart & Cornet (1863), mais leur publication n'avait vraiment connu qu'une diffusion très restreinte. Il montre bien aussi que si Gosselet situait l'origine de son lambeau de poussée au toit de la Grande Faille, Briart & Cornet (1863) la situaient au mur.

Ayant cartographié avec soin les écaillés tectoniques localisées entre Namur et Charleroi, de Dorlodot (1855-1929) répondait que les deux configurations sont possibles, et que là n'est pas le problème principal. Pour lui, la crête du Condroz a bien la valeur d'un anticlinal à cœur de terrains siluriens ; la Faille du Midi qui tronque cet anticlinal n'est ni continue, ni unique. Pour de Dorlodot (1895) le problème est dans l'absence de continuité de la Grande Faille : il dénie la continuité «*entre la Faille du Midi à l'ouest de l'Eau d'Heure et la Faille Eifélienne à l'est de l'Ourthe*». Il pense que dans ce secteur, des failles se relaient, découpant les anticlinaux qui frônaient la crête du Condroz. Dans ce relais de failles plates, l'une vient buter au mur de celle qui la recouvre à l'ouest, comme si la seconde avait coupé la première. Une telle disposition est bien argumentée à l'affleurement entre Liège et Charleroi. A l'époque, la connaissance en mécanique des roches était rudimentaire, mais constatant qu'une même surface de faille pouvait être plissée ou même décalée par une faille plus jeune, il ne concevait pas, à juste titre, qu'une unique discontinuité physique, plane, puisse tout traverser, du Rhin à la frontière française. Les travaux cartographiques

entrepris par Michot (1902-1999) à partir de 1928 ont apporté des arguments en faveur de cette nouvelle conception : le front de l'Allochtonne est jalonné d'écaillés tectoniques disposées en relais (Michot, 1976). On peut donc convenir d'appeler Grande Faille du Midi la surface tectonique la plus méridionale, localisée sous le Dévonien inférieur chevauchant, mais en tant que surface-enveloppe plutôt que discontinuité physique unique. Cette notion reste avant tout un concept.

Il restait à déterminer si les écaillés de la Bande du Condroz proviennent d'un domaine paléogéographique propre ou ont été arrachées aux domaines qui l'encadrent. Jusque-là, la première solution était tacitement privilégiée. Et pour tenter de le démontrer divers critères ont été avancés, dont les deux principaux étaient la présence/absence du Dévonien inférieur, et la répartition spatiale de la schistosité (Fourmarier, 1954). Mais leur crédibilité ne reposant pas sur une démonstration, ils n'ont jamais fait l'unanimité. Longtemps la discussion a tourné autour de la valeur de la flèche de l'Allochtonne, évaluée à au moins 6 km dans le nord-est, grâce à la Fenêtre de Theux (Fig. 1 ; Fourmarier, 1954). L'émergence de la tectonique des plaques a ouvert sans limite la valeur possible d'une telle flèche, puisqu'on disposait ainsi d'un mécanisme potentiel rendant compte de la mobilité horizontale. Parallèlement, les progrès technologiques en géophysique ont permis d'affiner l'identification de la structure, calée par des sondages carottés. La mise en évidence de l'écaillage pelliculaire de l'ensemble des Rocheuses canadiennes (Bally *et al.*, 1966 ; Price & Mountjoy, 1970) ouvrait la voie à un nouveau type d'analyse et d'interprétation pour les chaînes d'avant-pays. Les discussions portaient alors sur l'éventualité d'une translation passive de terrains sur une distance pouvant dépasser les 100 km. C'est pourquoi l'opération ECORS-Nord de la France (Cazes & Torrelles, 1988) devait tenter de localiser le socle profond, et apporter les éléments de discussion nécessaires à l'hypothèse d'une forte allochtonie au niveau de la Grande Faille du Midi, hypothèse fermement soutenue par Kaisin (1936).

2) Les apports du profil ECORS-Nord de la France à l'interprétation géologique profonde

Le début des années 1980 a été marqué en France par une relance de grands programmes d'acquisition de connaissances en sciences de la Terre : le programme Géologie Profonde de la France (GPF), dont la maîtrise d'œuvre était assurée par le B.R.G.M., et le projet ECORS (Etude de la Croûte Terrestre par Sismique profonde), dont la maîtrise d'œuvre était assurée par un groupement privé associant la communauté des chercheurs publics (Cazes & Torrelles, 1988). Première opération de cette importance en Europe, la campagne ECORS – NdF devait répondre à de nombreuses questions. Plusieurs méthodes géophysiques ont été appliquées sur une bande large d'environ 50 km entre Cambrai (Nord) et Dreux (Eure-et-Loir). Plusieurs anciens sondages pétroliers jalonnaient cette bande et ont permis de caler les paramètres de vitesse des ondes sismiques. A l'extrémité nord-est du tracé, deux sondages pétroliers profonds, Gouzeaucourt et Epinoxy, avaient dépassé les 3000 m de profondeur. Au-delà vers le nord-est, les données géologiques disponibles provenaient de l'exploitation du gisement houiller (Bouroz *et al.*, 1962 ; H.B.N.P.C., 1963), et d'une campagne de recherches d'hydrocarbures menée par un consortium (Clément, 1963 ; C.F.P.(M.) *et al.*, 1965). Autrement dit, le long du tracé ECORS aucun affleurement paléozoïque n'était disponible, mais les données d'origine industrielle abondantes. A la même époque les pays riverains de la Mer du Nord s'accordaient pour reconnaître de façon plus systématique et précise la géologie profonde en Mer d'Irlande, Manche et Mer du Nord. Outre une meilleure connaissance des sites d'hydrocarbures, ces travaux visaient à une meilleure compréhension de la convergence des blocs crustaux Laurentia, Baltica et Avalonia-Armorica, c'est-à-dire de la dynamique des orogènes

calédonien et varisque (Matte & Hirn, 1988). Dans cet article notre intérêt se limite à la moitié septentrionale du profil ECORS-Nord de la France (ECORS-NdF), au nord de la Faille de Seine.

Le premier résultat majeur a été la caractérisation d'une croûte inférieure litée présente sur toute la longueur du profil. Sa base a été assimilée à la discontinuité de Mohorovicic, c'est-à-dire marquant la base de la croûte, localisée entre 9 et 12 std (secondes temps double), soit aux alentours de 40 km de profondeur au nord, moins au sud du Pays de Bray où cette surface forme un dôme. Le deuxième résultat majeur a été l'observation d'un empilement de réflecteurs plats, mince à l'extrémité nord mais s'épaississant et s'inclinant progressivement vers le sud, de telle sorte que la jonction de cette «couche» avec la croûte inférieure litée au sud de la Faille du Bray isole un socle sismiquement transparent, terminé en pointe. Ce socle a été considéré se trouver en continuité avec celui du Brabant au nord ; il serait donc une trace du microcraton Avalonia (Verniers *et al.*, 2002 ; Pharaoh *et al.*, 2006 ; Cloething & Willett, 2013). Quant à l'empilement de réflecteurs plats superficiels, Cazes *et al.* (1988) y voient la marque de «l'importance de la Nappe de Dinant, [ce qui] confirme l'ampleur de la tectonique tangentielle déjà envisagée (Fourmarier, 1913)». Et dans cette logique, les auteurs proposent de localiser la racine de cette Nappe de Dinant entre la Faille du Bray et la Faille de Seine. Ce faisant, ils admettent sans discuter le passage de la direction varisque à la direction armoricaine.

Cette conception d'écaillage supra-crustal au-dessus d'un socle rigide, très influencée par les travaux analogues développés en Amérique du Nord (Rocheuses, Appalaches), converge avec l'hypothèse de Kaisin (1936) et invite à caler l'interprétation des réflecteurs superficiels à partir d'observations de surface. La confrontation des données du profil ECORS avec celles issues des travaux industriels (bassin houiller, forages pétroliers) rappelés ci-dessus conduit à admettre que le réflecteur le mieux marqué, continu sur environ 125 km à la base de la série supérieure litée, est identifié à la Faille du Midi dans le sondage d'Epinoy. Son prolongement s'accorde avec la trace de la Faille du Midi dans le bassin houiller comme dans le sondage de Jeumont. Il ne semble donc n'y avoir aucun doute sur la translation de la Nappe de Dinant au-dessus de ce socle sismiquement transparent, sur la surface supérieure de la tranche de terrains encadrée par ce double réflecteur. L'écaillage pelliculaire résulte de l'adaptation de la couverture sédimentaire litée au cisaillement simple appliqué à l'ensemble de la couverture. A cette échelle la notion de flèche sur un chevauchement précis n'a pas d'autre importance que locale puisque la translation des écaillages empilés diminue depuis l'arrière jusqu'à s'annuler à l'avant.

Pour préciser l'interprétation, il fallait pouvoir comparer l'acquisition sismique détaillée du tiers nord du profil avec une série d'affleurements. Ce qui a été fait à partir de données géophysiques qui n'avaient pas été rendues publiques initialement (Lacquement, 1997 ; Lacquement *et al.*, 1999). Un peu plus loin vers l'est, la vallée de la Meuse était la référence la plus complète possible.

3) L'interprétation du nord du profil ECORS à partir d'observations de surface

Fort de l'expérience acquise dans les Rocheuses canadiennes, en 1982 j'avais entrepris de dessiner une coupe reprenant toute la vallée de la Meuse de Charleville à Namur, en appliquant aux cartes géologiques publiées la méthode des coupes équilibrées, adaptées aux chaînes d'avant-pays (Meilliez, 1988). Le résultat fut d'abord appliqué à la seule vallée de la Meuse (Raoult & Meilliez, 1986), puis transposé au profil ECORS-NdF (Raoult & Meilliez, 1987). La discussion s'est focalisée autour du double réflecteur plat encadrant une épaisseur de terrains très désordonnés, et observé sur plusieurs coupes (Fig. 2B). L'ambiguïté des enregistrements sismiques tient à leur trop faible pouvoir de résolution. De ce fait un réflecteur plat peut être autant une surface de stratification qu'une surface de

glissement, parallèle ou oblique sur la stratification. Le sondage de Jeumont (Fig. 1 ; Clément, 1963) validait l'assimilation du réflecteur supérieur avec une surface participant à la Faille du Midi. Que pouvait signifier le réflecteur inférieur ? Le profil ECORS montrait une «zone confuse», exhibant quelques réflecteurs courts, obliques, d'inclinaison variée, encadrée par les deux réflecteurs plats et continus sur près de 120 km. Raoult & Meilliez (1987) ont suggéré de la considérer comme une macro-bande de déformation au sens de la mécanique du solide, c'est-à-dire une discontinuité épaisse (Gamond, 1987). Elle accommode l'essentiel du déplacement de l'Allochtonne Ardennaise qu'elle transporte sur le réflecteur supérieur ; avec le réflecteur inférieur elle coiffe un substratum modérément déformé, scellant sous elle les demi-graben éventuels, différenciés lors de la phase d'extension de la marge continentale.

En Belgique, la campagne de géophysique préparatoire au sondage d'Havelange (Fig. 1) a identifié deux réflecteurs superposés (Graulich, 1980). Le sondage lui-même a atteint plus de 5600 m de profondeur. Les spores et pollens ont permis d'identifier (Stee-mans & Graulich, 1986) divers niveaux du Dévonien inférieur. La «zone confuse» entre les deux réflecteurs plats a été traversée entre les profondeurs de 4900 et 5100 m environ ; le fond du sondage a atteint des faciès métamorphisés à grenat. Au front de l'Allochtonne, dans le bassin houiller du Hainaut belge, Delmer (1997) a fait de cette «zone confuse» une *Nappe Faillée* en reconnaissant que ce terme est impropre. Ce n'est pas une unité paléogéographique, mais une unité structurale à la signification particulière. Pour tenter de rendre compte du «désordre» apparent entre les deux réflecteurs plats qui l'encadrent, il faut d'abord expliquer la cinématique de l'écaillage d'une série sédimentaire litée.

a) Plis et failles sont des réponses à une même sollicitation parallèle à la stratification

Soit une série à dominante incompétente (Fig. 3A), dans laquelle quelques bancs compétents marquent la stratification. Soumises à un cisaillement simple subhorizontal, (sollicitation caractéristique des chaînes d'avant-pays : Meilliez & Mansy, 1990), les unités lithostratigraphiques incompétentes s'épaississent sous l'effet de la compression, tandis que les unités compétentes se plissent, avec du glissement banc sur banc dans les flancs de plis (Ramsay & Huber, 1983 ; Mansy *et al.*, 1995 ; Lacquement *et al.*, 1997). Ces plis sont de type concentrique, chaque couche conservant son épaisseur durant le plissement. En revanche, les unités stratigraphiques incompétentes fluent pour accommoder le raccourcissement, et donc changent d'épaisseur latéralement. Le mot *dysharmonie* désigne le phénomène par lequel deux couches compétentes séparées par une couche incompétente épaisse peuvent se plisser de façon indépendante l'une de l'autre (Fig. 3B et C). On dit qu'un niveau de *décollement* est localisé dans la couche incompétente (Goguel, 1965, fig. 101, p. 167 ; Dahlström, 1969). Le raccourcissement se bloque de lui-même car, géométriquement, le volume compris entre le niveau de décollement et la couche plissée s'accroît lorsque le pli se dresse, passe par un maximum, puis tend à décroître (Chapple, 1968). Pour un pli droit, le pendage seuil des flancs au-delà duquel ce blocage intervient est de l'ordre de 65° (l'angle d'ouverture du pli est donc limité à environ 50°). Dans un contexte de cisaillement simple subhorizontal, les plis sont dissymétriques et ce seuil intervient lorsque le flanc court s'approche de la verticale, voire a déjà basculé (l'angle d'ouverture d'un tel pli pour une couche compétente varie avec l'épaisseur de celle-ci entre 60 et 80°). Adoptant le langage imagé des mineurs (Kaisin, 1936 ; Bouroz, 1950), le flanc court d'un pli est appelé *dressant* et le flanc long *plateur* (Fig. 3B). De nombreuses observations montrent que le dressant est lui-même cisailé par une petite faille locale, inclinée vers l'aval du cisaillement subhorizontal. Très répandu à toutes échelles, ce type de structure a été appelé *faille directe de poussée* par Bouroz (1950),

ou faille à pendage aval par Kaisin (1936) qui les différenciait des «vraies failles normales».

Le pli étant dressé (s'il est symétrique), déjeté (s'il est dissymétrique), le raccourcissement se bloque temporairement, ce qui accroît la contrainte locale de compression entre les flancs. Les couches incompétentes sont seules à pouvoir s'adapter (Fig. 3), et le font en fluant (*bourrage de charnière*). Sous l'effet d'une pression orientée élevée maintenue longtemps, elles acquièrent le délit qui matérialise le plan d'aplatissement de la déformation finie (Siddans, 1972 ; Ramsay & Huber, 1983), que les Anglais appellent *cleavage* et les Français *schistosité*. Ces observations élémentaires (Mansy & Meilliez, 1993) sont présentes sur tous les affleurements de terrains dévoniens et carbonifères du Massif Ardennais, de l'échelle de la carrière à l'échelle régionale. Dans les bassins houillers, elles s'observent sur les coupes publiées à une échelle plurikilométrique.

La poussée (induite par le cisaillement simple) persistant, le dressant se trouve en situation de grande fragilité : il est soumis à

ce que les ingénieurs qualifient d'*effort tranchant* et se rompt tôt ou tard. La plateur, solidaire de la charnière du pli, tend alors à chevaucher le dressant ; la surface de rupture représente une faille naissante, sécante sur la stratification dans le dressant, parallèle dans la plateur. Un pli réel illustre bien ce stade de l'évolution (Fig. 3 D et E). Selon les conditions rhéologiques (vitesse de mise en contrainte, présence de fluides, pression, température) et les caractéristiques géométriques et lithologiques des roches en présence, le dressant peut se ployer et/ou se fracturer à nouveau. Le fait important est que tant que le plan de mouvement ne change pas, tous les éléments structuraux (stratification, schistosité, surfaces axiales, petites failles Fpa, ...) s'enroulent autour de la direction axiale de la structure d'ensemble (axe Y de l'ellipsoïde de déformation) ; on parle de *structure cylindrique*. C'est le concept de *déformation progressive* qu'avait compris Kaisin (1936). La vérification se fait par une analyse soignée et rigoureuse des mesures d'orientation.

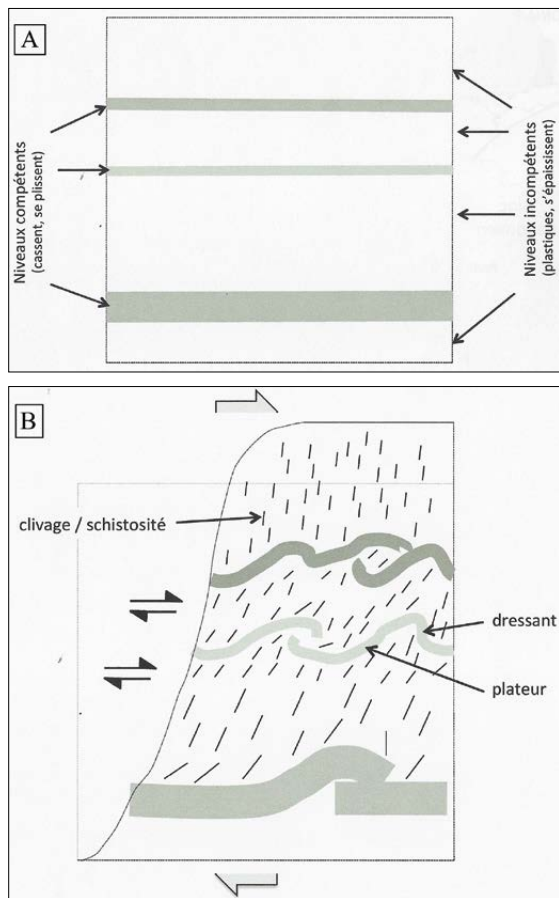


Fig. 3 – Schémas hors échelle illustrant les notions à prendre en compte dans l'analyse structurale : **A** – Série sédimentaire litée alternant avec des niveaux compétents et incompétents (anisotropie plane) ; **B** – Effets différenciés dus à un raccourcissement dans un contexte de cisaillement simple subhorizontal ; les demi-flèches marquent les niveaux potentiels de décollement ; **C** – Une faille synsédimentaire (Fss), même très locale, constitue un obstacle qui peut nucléer une déformation différenciée dans l'épaisseur de la série ; Fpa = faille à pendage aval ; **D** – Pli métrique dans une fine alternance de grès et de siltites du Namurien de Namur (pied de la Route Merveilleuse) ; **E** – Eléments d'interprétation structurale de ce pli ; les lits de siltites B1 et B2 sont repérés dans le dressant (d) et la plateur (p) ; la surface axiale (Sa) a subi des décalages qui trahissent le glissement interbanes dans la plateur ; la faille F est très probablement une petite faille synsédimentaire ; les demi-flèches marquent deux sites qui amorcent chacun un chevauchement tronquant le dressant.

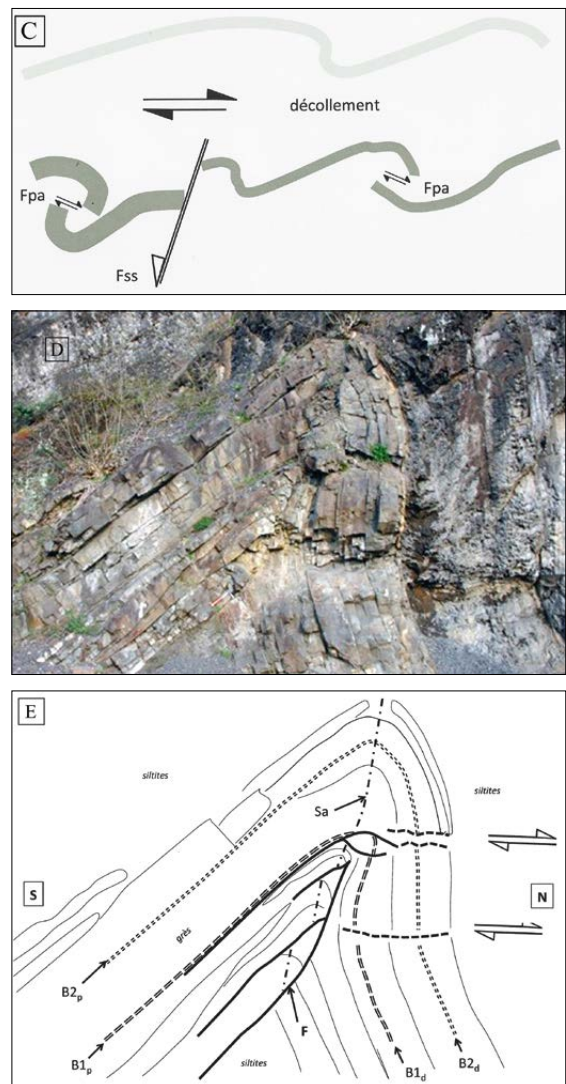


Fig. 3 – Out of scale sketches that exhibit notions to be used when analyzing a geological structure : **A** – Sedimentary sequence with alternating competent and incompetent units (plane anisotropy) ; **B** – Effects due to shortening within a regional simple shear context ; **C** – A synsedimentary fault (Fss) is a local obstacle on which a local deformation may be induced within the thickness of the sedimentary pile ; Fpa = normal fault with downslope dip ; **D** – Metric fold within a Namurian thin alternation of siltstones and sandstones (Route Merveilleuse, Namur Citadel) ; **E** – Structural interpretation of that fold ; B1 and B2 beds are localized within the flat (plateur) and vertical (dressant) limbs ; axial plane (Sa) has been cut by slips on bedding within the flat limb ; F fault likely is a synsedimentary fault ; half arrows point to possible future thrusts traces.

b) La déformation progressive est responsable du « tapis roulant » entre les deux réflecteurs plats

Par déformation progressive, une série normale qui s'écaïlle conduit à des structures plus ou moins complexes qui se superposent, mais qui restent dans leur ensemble en position normale. Un bel exemple a été caractérisé dans l'ancienne carrière Basse-Normandie du Boulonnais (Averbuch & Mansy, 1998). Un effet caractéristique est que ces duplications épaississent la série : un sondage vertical peut traverser plusieurs fois un même niveau stratigraphique. Par contre, la déformation progressive qui affecte une série renversée tend à l'amincir en la tronçonnant par le jeu des *failles à pendage aval* (Fpa de la Fig. 3). Dès lors qu'un dressant bascule en position inverse, il est soumis à ces failles à rejet normal qui étirent la série : un sondage vertical peut ne pas traverser du tout un niveau stratigraphique.

Un schéma (Fig. 4) résume bien la situation et justifie :

- l'interprétation du réflecteur inférieur en tant que décollement surmonté de stampes écaillées de façon additive (duplications) en position normale ;
- l'interprétation du réflecteur supérieur aussi en tant que décollement coiffant des stampes écaillées de façon soustractive en position renversée ;
- la possibilité de transférer sur une distance inappréciable, faute de marqueur, la partie allochtone passivement au-dessus de la partie parautochtone, en déstructurant de façon progressive et cumulative les unités qui ont été piégées entre les deux décollements. C'est le principe du roulement à billes.

Raoult & Meilliez (1987) ont ainsi proposé d'interpréter la tranche de terrains apparemment désordonnée entre les deux réflecteurs plats et continus en termes de déformation progressive. Toutes les failles frontales qui participent à la Grande Faille du Midi s'enracinent ainsi dans le décollement associé au réflecteur supérieur.

Mais comment s'initie le processus qui en est responsable ?

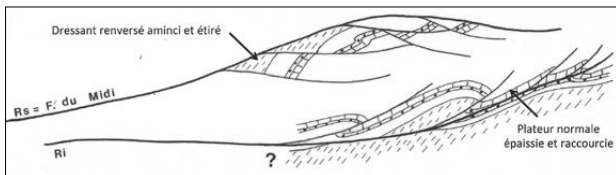


Fig. 4 – Schéma structural générique rendant compte de l'organisation des réflecteurs sismiques profonds sur le profil ECORS-NdF comme en Ardenne. Les deux grands réflecteurs plats (Rs = supérieur ; Ri = inférieur) encadrent une « zone confuse » (voir texte), qui fonctionne comme un roulement à billes pour transférer l'allochtone.

Fig. 4 – Model of deep seismic reflectors and their organization. The two flat reflectors (Rs = upper ; Ri = lower) encompass a "confuse zone" (see text), which provides the overlying allochthonous rolling motion.

c) L'obstacle sur lequel s'initie ce type de pli est une faille syn-sédimentaire

Un guide géologique qui a rencontré un grand succès (Waterlot *et al.*, 1973) présentait la série du Dévonien inférieur le long de la vallée de la Meuse sous forme d'un triangle suggérant une subsidence progressive et continue vers le sud, en s'éloignant du massif du Brabant. La tendance était la même pour le Dévonien moyen et supérieur avec un contraste nettement moins marqué, suggérant l'atténuation de la subsidence différentielle. L'intégralité des dépôts dévoniens de l'Allochtone Ardennais a fait l'objet d'une révision systématique dans le cadre des travaux de la commission internationale de stratigraphie (Bultynck *et al.*, 1991 ; Godefroid *et al.*, 1994). Ces travaux descriptifs n'ont pas donné lieu à une interprétation géodynamique, mais ont confirmé la différenciation spatiale, en nature et intensité de sédimentation sur ce qui a fonctionné comme une marge continentale tout au long du Dévonien. Depuis la brillante

démonstration de Pruvost (1930), la notion de subsidence saccadée pour rendre compte du comblement progressif d'un espace où la sédimentation à faciès constant est possible, est comprise et admise par tous. L'auteur a montré la nécessité de ce mécanisme tant au niveau local que le long de l'alignement des gisements houillers du Pas-de-Calais à la Westphalie. Mais il n'a pas expliqué le mécanisme de ces variations par des failles, faute d'observation spécifique. Le service géologique mis en place par les Houillères après 1946 a pu illustrer en plusieurs endroits des failles synsédimentaires (Bouroz, 1950). Toutefois on sait aujourd'hui (parmi d'autres : Oncken *et al.*, 2000) que ces failles peuvent résulter de deux mécanismes différents à l'échelle du bassin sédimentaire : les unes (Dévonien inférieur et moyen) résultent d'une distension syn-rift, les autres (dépôt de la molasse houillère) de la flexuration de la bordure du bassin à l'avant de la surcharge provoquée par l'écaillage crustal lors du raccourcissement varisque. Quelle qu'en soit la cause, le fait important est qu'une telle faille constitue un butoir potentiel local devant une couche mise en compression dans son plan.

Quelle qu'en soit l'origine, de part et d'autre d'une faille syn-sédimentaire, une même succession lithologique varie de puissance et donc, par effet de cumul aujourd'hui, de profondeur. Effectivement on peut observer ce phénomène de l'échelle centimétrique (exemples visibles sur des dallages de calcaires carbonifères, givetiens ou frasniens) à l'échelle de plusieurs kilomètres (série du Dévonien inférieur de l'Ardenne). Si le taux de sédimentation est égal ou supérieur au taux d'activité de la faille normale, rien n'est décelable à un instant donné et le faciès peut être latéralement constant de part et d'autre de la faille, avec le même contenu fossilifère. Le seul critère est alors la différence de puissance. Si le taux de sédimentation est inférieur à celui de l'activité de la faille normale, alors, en plus, à un instant donné, les faciès sont latéralement différents. Et donc, si à l'occasion d'une variation du niveau marin relatif l'évolution du bassin amène un faciès à migrer d'un compartiment à l'autre, ce même faciès peut donc différer aussi par son contenu fossilifère puisqu'il n'aura pas le même âge de part et d'autre de la faille. C'est notamment possible dans les séries carbonatées dont le taux de sédimentation ne compense pas, généralement, l'activité tectonique. Tous les cas de figures ont été répertoriés sur l'ensemble de la plate-forme dévono-carbonifère entre la Manche et le Rhin (Meilliez, 1989a ; Lacquement, 2001).

Examinons d'abord en coupe ce qui se passe pendant la phase de raccourcissement. La partie profonde de ces failles a pu servir de butoir aux bancs compétents situés qui se sont plissés et écaillés selon le principe expliqué ci-dessus (Fig. 3C). Eventuellement, les bancs compétents les plus superficiels ont pu chevaucher la faille synsédimentaire (Fig. 3C, Fss) par glissement dans le plan de stratification (les *charriages* de Bertrand (1884) et Kaisin (1936) ou les « plats » du modèle en *plats et rampes* : Mansy & Meilliez, 1993). La faille Fss est alors masquée sur le terrain ; elle n'est éventuellement repérable que par les perturbations directionnelles provoquées dans les unités qui la chevauchent (Odonne & Vialon, 1983).

d) La coupe de la Meuse est géométriquement biaisée

L'idée de tester l'hypothèse de la présence de failles synsédimentaires de grande ampleur sur la série paléozoïque de l'Ardenne est venue de l'étude de Reijers (1984), effectuée en préalable à d'éventuelles recherches d'hydrocarbures. Cet auteur mettait en évidence une marquerie déterminée autour de directions préférentielles (Fig. 5A). Une analyse importante (sans être exhaustive) de la littérature stratigraphique publiée entre la Manche et le Rhin a permis de les estimer à N110±10° et N045±15° (Meilliez, 1989a). Appliquée le long du transect de la Meuse (Fig. 5B), elle fait ressortir quatre domaines sédimentaires à peu près homogènes chacun, mais très différents entre eux (Meilliez, 1988 ; Meilliez & Mansy, 1990 ; Meilliez *et al.*, 1991). Chaque domaine est limité au nord par

une faille dont le rejet stratigraphique actuel est normal. Quatre domaines représentent quatre unités isopiques séparées par des failles synsédimentaires dont le rejet n'a pas été totalement compensé lors de l'inversion tectonique. La coupe structurale le long de la Meuse, en utilisant les Calcaires de Givet comme marqueur structural il-

lustre bien le rôle drastique de la Faille d'Yvoir sur l'accumulation sédimentaire. Par ailleurs le domaine II a valeur d'anticlinal déversé dont le flanc inverse est constitué des lambeaux de poussée identifiés au mur de la Faille du Midi. Ce travail serait à affiner et préciser. La coupe de la Meuse étant méridienne, elle est à la fois

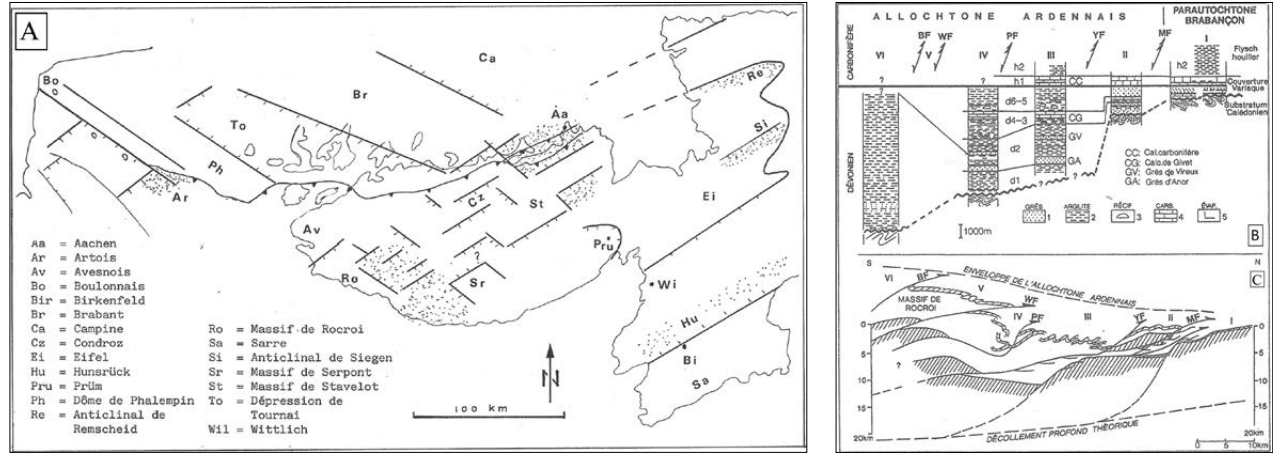


Fig. 5 – Analyse structurale de la série sédimentaire du Massif Ardennais et de son avant-pays : **A** – Proposition de localisation des principales failles synsédimentaires ayant affecté le Massif Ardennais et son avant-pays (modifié de Meilliez, 1989a et de Reijers, 1984). **B** – Logs stratigraphiques des principaux domaines délimités par des failles synsédimentaires (BF : Bogny/Meuse, WF : Willerzie, PF : Pondrôme, YF : Yvoir, MF : Midi) ; **C** – coupe schématisée utilisant les Calcaires de Givet comme marqueur géométrique.

Fig. 5 – Structural analysis of the Ardennes Massif sedimentary sequence and its foreland : **A** – Map of possible synsedimentary faults network on the Ardennes Massif and its foreland (modified from Meilliez, 1989a and Reijers, 1984). **B** – Stratigraphical logs of the main domains as bracketed by synsedimentary faults (BF : Bogny/Meuse, WF : Willerzie, PF : Pondrôme, YF : Yvoir, MF : Midi) ; **C** – Cross-section where the Givet Limestone is used as a marker bed.

oblique sur le plan de mouvement de l'allochtone dans son ensemble, mais aussi par rapport aux deux familles directionnelles de failles synsédimentaires (Fig. 5A). Le raccourcissement s'étant produit selon un azimut évalué par de nombreux auteurs autour de N330 à N350, ces deux familles de failles précoces ont été sollicitées avec une composante frontale et une composante latérale. Non seulement les géométries initiales et les successions lithologiques, mais aussi l'état de progression de la déformation locale ont été les multiples variables qui ont diversifié les structures selon les endroits. On ne peut donc comparer les orientations de deux structures éloignées sans prendre en considération leur contexte local.

L'effet rotationnel de ces transpressions s'observe cartographiquement au front de l'Allochtone Ardennais en de nombreux endroits. Le principe en est simple (Fig. 6) : si une série renversée écaillée est déviée vers la gauche au cours d'un déplacement en transpression dextre, les massifs renversés qui la constituent sont égrenés en carte d'une façon caractéristique. Les exemples sont nombreux entre Namur et Charleroi (de Dorlodot, 1895 ; Kaisin, 1936), ou dans le bassin houiller de Hainaut belge (Belanger *et al.*, 2012), et également sur le bord sud du bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais (Bouroz *et al.*, 1962 ; H.B.N.P.C., 1963).

A priori, qu'une unité allochtone couvre une faille synsédimentaire permet quand même d'interpréter les déviations directionnelles induites (Odonne & Vialon, 1983). Mais selon l'épaisseur locale de l'espace entre les deux réflecteurs plats (Fig. 4), cette trace peut être difficile à interpréter. Les virgations directionnelles peuvent résulter de rotation globale tardive autant que de déviation locale (Lacquement *et al.*, 2005).

e) Les failles hors séquences

La littérature fait beaucoup état de failles dites *tardives* au motif qu'elles découpent à l'emporte-pièce les structures antérieures. De nombreuses structures de ce genre ont été mises en évidence dans les bassins houillers (Kaisin, 1936 ; Bouroz *et al.*, 1962 ; Del-

mer, 1997), sans leur être spécifiques. Ainsi le synclinal de Fépin montre un très bel exemple de faille hors séquence oblique sur la structure cylindrique antérieure (Meilliez, 2006). Appliquer la notion de déformation progressive au modèle de plis et failles ci-dessus suffit à rendre compte de toutes ces failles dites tardives. Une séquence de déformation est caractérisée par l'homogénéité directionnelle axiale des différentes structures élémentaires qu'elle induit (voir plus haut : cylindrisme). Toute faille qui n'entre pas dans le cylindrisme des structures qu'elle découpe peut être appréciée comme faille hors séquence. Pour rendre compte d'une faille *hors séquence* il n'est pas nécessaire d'invoquer une phase tectonique au sens de Stille (voir le mot *Phase* dans Foucault *et al.*, 2014). Il s'agit soit d'un simple «à-coup» pendant les quelques 35 millions d'années qu'a duré le raccourcissement varisque (Raoult & Meilliez, 1987), soit d'un effet de déviation locale induit par une rampe latérale. A l'échelle de l'ensemble allochtone, ces déviations locales ne sont évidemment pas synchronisées.

C'est par le jeu de failles hors-séquence que l'on peut comprendre la présence d'un lambeau de substratum paléozoïque inférieur emballé dans une écaille. C'est le cas dans les sondages de Wépion ou d'Epinoy entre autres (Raoult, 1988), il en est de même pour les fragments de substratum qui sont agglutinés le long du front varisque et dont on a d'abord fait un domaine paléogéographique sous le nom de *crête du Condroz*. Cette notion n'est plus tenable depuis que Michot (1976) a montré qu'il s'agit d'une juxtaposition d'écailles tectoniques. Leur accumulation tient au fait qu'entre la région de Charleroi et celle de Liège, dans ce qui constitue aujourd'hui le bord nord de l'Allochtone Ardennais, le substratum était peu profond (la couverture dévonienne étant relativement mince et rigide : Fig. 5A). Cette configuration a permis aux failles plates de scalper des fragments de socle, en recoupant des failles synsédimentaires situées en profondeur, à l'arrière des écailles actuelles (voir Domaine II sur Fig. 5C).

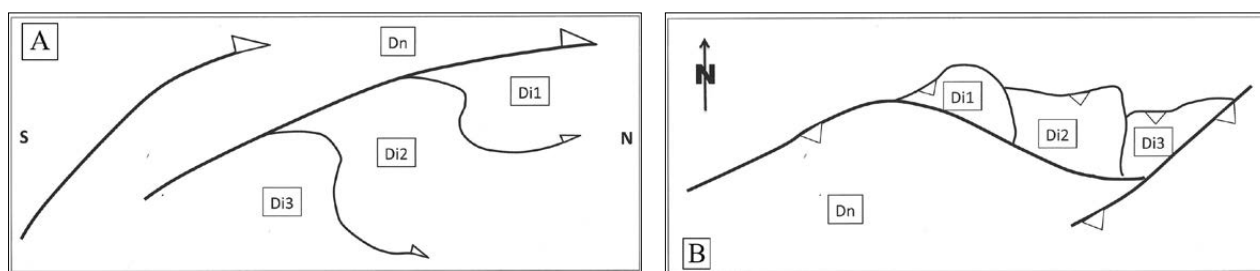


Fig. 6 – Schémas de principe d'un pli déversé dont la plateur (PI) est charriée sur le dressant débité en écailles (Di1 à Di3): **A** – en coupe ; **B** – en carte.
Fig. 6 – Model of a reversed fold on which the flat limb (PI) is thrusting over the steep sliced limb (Di1 to Di3): **A** – cross-section; **B** – map.

4) Conclusion sur la lecture de la coupe de la Meuse

De ces discussions détaillées il faut retenir que :

- l'Allochtone Ardennais (Nappe de Dinant des anciens auteurs) est un empilement d'unités tectoniques dont les dimensions sont en relation directe avec la puissance de la série dévonienne qui les compose ;
- ces unités tectoniques sont prédéterminées par la dynamique d'extension de la marge continentale qui a fragmenté le substratum paléozoïque inférieur et déterminé les variations latérales de faciès et de puissance de sa couverture dévonienne ;
- le raccourcissement varisque a progressé par épisodes, chacun d'eux donnant naissance à des plis, des failles chevauchantes et normales, et autres structures mineures organisées de façon cylindrique autour de la direction axiale de l'épisode ;
- dépendant des conditions aux limites (géométriques, cinématiques et dynamiques) la déformation progressive a localement complexifié les structures par effet de cumul ;
- chaque unité tectonique peut éventuellement comporter un fragment de substratum ;
- les failles hors séquence viennent perturber localement les structures ;
- le transect de la Meuse, nord-sud, est oblique sur le vecteur déplacement, NNW-SSE, de l'allochtone ;
- l'actuel front d'érosion de l'allochtone, dit Front Varisque, n'est qu'un assemblage d'écailles, ou lambeaux de poussée, qui se relaient.

Le schéma relativement simple qui avait poussé Gosselet (1879) à proposer le *Ridement du Hainaut* (Fig. 2A) se comprend dans le fixisme qui était la référence de l'époque. Il était logique de rechercher un domaine paléogéographique intermédiaire, ce qui n'est plus nécessaire à présent.

IV. – LA FAILLE DU MIDI DANS LE NORD – PAS-DE-CALAIS

Rappeler l'histoire de la notion de Faille du Midi au début de cet article permet de formuler la question traitée ici : pourquoi la Faille du Midi changerait-elle de direction entre Douai et Valenciennes, passant de la direction dite varisque à l'est (ENE-WSW) à la direction armoricaine à l'ouest (WNW-ESE) ? Pour y répondre nous examinerons d'abord les faits sur le Parautochtone Brabançon avant de discuter les indices disponibles sur l'Allochtone Ardennais.

1) La subsidence différentielle durant le Namurien et ses enseignements

Dans sa réflexion sur la notion de subsidence, Pruvost (1930) a constaté que les dépôts du Namurien et du Westphalien étaient nettement condensés dans le bassin houiller Nord – Pas-de-Calais en comparaison de ce qui était observé le long du sillon de Sambre-et-Meuse, et au-delà en Westphalie. C'est certainement ce qui l'a amené à encourager Jacques Chalard à valoriser ses travaux d'ingénieur par une analyse des données disponibles sur le Namurien (Chalard, 1960). Avec une très grande patience, ce dernier a repris l'examen détaillé de plus de 40 forages pour en décrire les faciès et la macrofaune (on ne faisait pas mieux à l'époque). L'auteur a synthétisé ses résultats dans un diagramme (Fig. 7A) qu'il a orienté ouest – est, sur lequel j'ai reporté (Meilliez, 1989a, 2017) les étages formels de la stratigraphie du Namurien (Tableau 1). Le découpage biostratigraphique de ce gisement houiller est tellement fin qu'il met en évidence une subsidence différentielle très marquée d'un bout à l'autre du bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais. En élargissant l'observation jusqu'à la région de Liège (Fig. 7B), tout se passe comme si une différenciation d'origine tectonique, localisée entre Douai et Valenciennes, avait été effective durant le Pendléien, puis s'était étendue à la bordure méridionale du Massif du Brabant durant l'Arnsbergien. L'ennoisement apparaît plus régulier ensuite durant le Westphalien. Le Hainaut (F-B) continue à être relativement très subsident durant la suite du Namurien (actuel Bashkirien : Tab. 1), les dépôts atteignant les 700 m à l'est de Douai (Chalard, 1960), tandis que l'Artois l'est très peu.

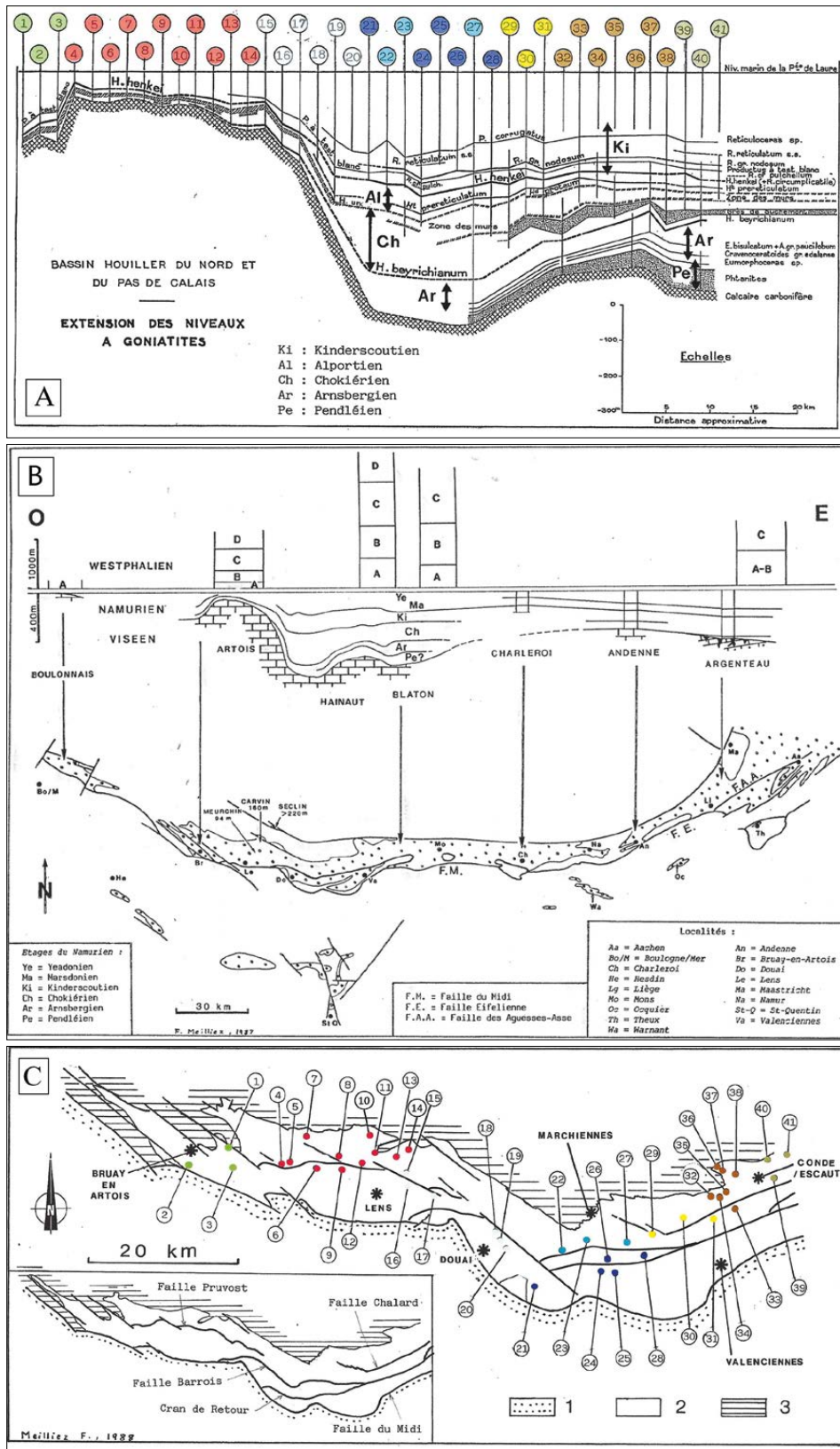


Fig. 7 – Le Namurien dans le bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais : **A** – Diagramme stratigraphique des dépôts d’après Chalard (1960, modifié par Meilliez, 1989a). Voir la nomenclature stratigraphique dans Tab. 1. **B** – Diagramme analogue, étendu jusqu’à la région de Liège (repris de Meilliez, 1989a). **C** – Carte structurale du bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais : les numéros encadrés renvoient aux forages ; les tracés de faille annotés dans l’encadré sont repris et modifiés d’après Bouroz *et al.* (1962). Les numéros encadrés repèrent sur le diagramme A et la carte C les sondages étudiés. 1 = Allochtone Ardennais ; 2 = Bassin houiller ; 3 = Parautochtone brabançon.

Fig. 7 – Namurian deposits within Nord – Pas-de-Calais coal basin : **A** – Stratigraphical chart due to Chalard (1960, modified by Meilliez, 1989a). See nomenclature on Tab. 1. **B** – Similar diagram with extension until Liège area (from Meilliez, 1989a). **C** – Structural map of the Nord – Pas-de-Calais coal basin : encircled numbers refer to boreholes ; fault traces within the cartoon are from Bouroz *et al.* (1962). Encircled numbers refer to diagram A and map C. 1 = Ardennes Allochthon ; 2 = Coal basin ; 3 = Brabant parautochthon.

in Meilliez (1989a)		International Commission on Stratigraphy (v 2018/07)	
WESTPHALIEN	306,0 Ma	Westph. D	307,0 Ma
		Westph. C	
		Westph. B	
		Westph. A	
NAMURIEN	314,5 Ma	YEADONIEN	315,0 Ma
	315,5 Ma	MARSDENIEN	
	317,0 Ma	KINDERSCOUTIEN	
	318,1 Ma		
VISÉEN		ALPORTIEN	323,2 Ma
	324,5 Ma	CHOKÉRIEN	
	325,0 Ma	ARNSBERGIEN	
	326,0 Ma	PENDLIÉNIEN	
	326,4 Ma		

Tableau 1. – Nomenclature stratigraphique du Namurien pour intercalibrer celle en usage en 1989 (in Meilliez, 1989a) et celle dont la Commission Internationale de Stratigraphie recommande l'usage actuellement.

Table 1. – Namurian stratigraphical nomenclature for reference with that was in use in 1989 (in Meilliez, 1989a) and the presently recommended reference grid.

2) Y a-t-il un lien direct entre les unités tectoniques et la subsidence différentielle ?

a) La continuité cartographique des failles connues est une représentation plutôt qu'une observation

Le gisement houiller du Nord – Pas-de-Calais étant entièrement souterrain, suivre le tracé d'une faille d'un chantier à l'autre est une véritable gageure car une faille est essentiellement une surface de glissement plus facilement localisée par le rejet stratigraphique qu'elle provoque que par une observation directe. Les biostratigraphes identifient quelques niveaux repères, et sont en capacité de cadrer des absences ou des duplications. Mais cela ne suffit pas à localiser le, ou les plans de glissement qui en sont responsables, là où la cause en est tectonique plutôt que sédimentaire. Comme Pruvost (1930) l'avait souligné, dans ces milieux paraliqes, les corps sédimentaires sont peu étendus latéralement et plutôt monotones verticalement. De bas en haut (donc dans le temps) se répète une séquence appelée *cyclothème* (rappel dans De Wever & Baudin, 2015). Dans ce genre de dépôt, les chevauchements naissent souvent à partir de terminaisons lenticulaires des corps gréseux, peu abondants mais compétents et isolés dans les pélites qui les emballent. A l'échelle métrique, une telle surface de glissement progressant par à-coups provoque une surépaisseur à partir de laquelle peut se développer un pli. Ce comportement a été très bien décrit dans la Formation des Grès de Vireux du Dévonien inférieur de l'Ardenne (Lacquement, 2001) ; une faille synsédimentaire locale n'est pas indispensable.

b) Dans une série monotone, il vaut mieux identifier des unités structurales plutôt que stratigraphiques

Dans la série mécaniquement très contrastée du Dévonien de l'Ardenne et le long du Front Varisque, il était déjà difficile de discriminer la continuité géométrique d'une surface de glissement de son organisation en relais (§ III-3). Cette identification est encore plus difficile à caractériser dans une série qui est lithologiquement monotone et globalement incompétente, hormis quelques corps gréseux. Ceci pour mettre en doute la fiabilité des tracés continus des

grandes failles telles que celles qui sont décrites entre autres par Pruvost & Bertrand (1932) et Bouroz *et al.* (1962). Et notamment à la traversée du pseudo *anticlinal de Marchiennes* (voir *infra*) : il n'y a aucun argument objectif pour soutenir le dessin continu qui a été partout reproduit (H.B.N.P.C., 1963 ; Becq-Giraudon, 1983). En appui de ce doute, j'évoque une discussion personnelle avec Alexis Bouroz (bibliothèque de la SGF, 1988) dans laquelle il reconnaissait que le choix d'un tracé pour décider où passe la faille principale ne reposait que rarement sur un fait objectif mais davantage sur une perception subjective. Les tracés adoptés dans l'encadré de la figure 7C essayent de rendre compatibles les observations acquises avec une intuition de Gosselet (1879), exposée ci-dessous.

Alors que chaque puits nouveau apportait plus de questions qu'il n'en résolvait, Gosselet avait été invité à donner une présentation synthétique de la structure du bassin houiller devant la Société Géologique de France. Il a alors adopté une présentation structurale d'unités adjacentes, en position normale ou inverse, délimitées par des failles significatives. Peu importe que chacune de ces failles majeures soit continue ou organisée en relais, le critère important est de déterminer si la série, globalement monotone, est en position normale ou inverse (la polarité est déterminée par la biostratigraphie). Les critères de polarité sédimentologiques sont utiles, mais à manier avec beaucoup de prudence car plus on monte dans la série, plus on rencontre de stampes déstabilisées, ayant glissé sur leur substratum (effets de séismes induits par l'orogénèse) et éventuellement retournées (de simples *franes* à de véritables *olistostromes* : Broquet, 1970, Foucault *et al.*, 20014). La coupe de la *Route Merveilleuse* sous la citadelle de Namur en montre de très beaux exemples métriques à décimétriques (Kaisin, 1936 ; Meilliez, 1989a). Sur la base de ces principes, la structure du Front Varisque et du bassin d'avant-pays qui contient les gisements houillers peut être décrite selon un schéma très simple (Fig. 8A). De l'extérieur vers l'intérieur se succèdent quatre domaines structuraux :

- Une unité parautochtone (Up) : en position normale, localement épaissie par quelques plis et chevauchements locaux ;
- Une unité centrale (Uc), très désorganisée, pouvant contenir des écaillles en position normale, d'autres en position inverse, souvent emballées dans une matrice qui peut être complètement détruite, avec possible continuité granulométrique depuis l'écaillle identifiable jusqu'au caillou isolé dans une matrice pélitique ; dans les chaînes dinariques, une unité de ce type a été décrite comme *formation à blocs* (De Wever, 1976) ou de façon générique comme *mélange* (Foucault *et al.*, 2014).
- Une unité renversée (Ur), bien structurée mais débitée en écaillles délimitées par les *failles normales à pendage aval* de Bouroz (1950) (Fig. 3) ;
- Une unité allochtone (Ua), série normale, localement plissée et écailllée comme l'unité parautochtone, mais chevauchant tout ce qui se trouve devant et dessous.

Une telle description paraît évidente ; c'est son utilisation qui l'est moins. La notion de *domaine structural*, qui n'est pas neuve (Turner & Weiss, 1963), est fondamentale pour discriminer les surfaces de contact qui délimitent un domaine de celles qui lui sont internes. Et elle permet de rendre plus lisible l'organisation d'un ensemble géologique. Si l'on distingue quatre domaines structuraux dans le bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais, il faut donc définir, en coupe, les trois surfaces qui les délimitent :

- Le Cran de Retour de Gosselet (1879) est situé « *en plein terrain houiller entre les couches plissées et renversées et les couches en place au nord* ». C'est une discontinuité épaisse (Fcr sur Fig. 8A) séparant la stampe normale du parautochtone (Up) de l'unité centrale désorganisée (Uc). C'est une représentation à laquelle il ne faut pas

nécessairement faire coller une discontinuité plane précise ; c'est une coalescence de surfaces de glissement.

- La Faille Limite de Gosselet (1879) «entre les couches renversées qui constituent le lambeau de poussée et l'étage houiller productif». C'est aussi une discontinuité épaisse (*Ffl* sur Fig. 8A) qui coiffe l'unité centrale (*Uc*) et la sépare de l'unité renversée (*Ur*). C'est aussi

une coalescence de surfaces de glissement.

- La Faille de Charriage de l'Allochtone Ardennais (*Fca* sur Fig. 8A) qui est une surface de rupture puis de glissements cumulés. Elle a la valeur historique de Grande Faille du Midi, d'où la notation *GFM* pour évoquer le

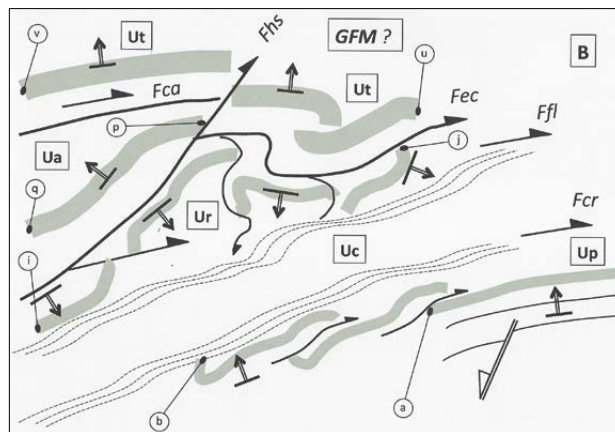
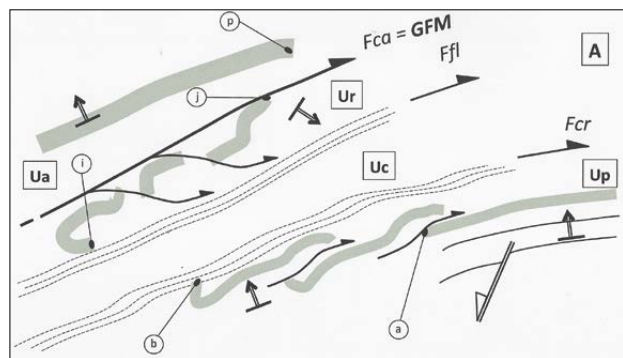


Fig. 8 – Modèle d'un front d'écaillage tectonique différencié à partir d'un pli déversé, avec son flanc court segmenté et étiré : **A** – modèle simple résultant d'une déformation progressive ; **B** – modèle plus complexe par lequel le premier a été repris par un autre épisode de déformation progressive non coaxiale avec le premier, rendu visible par une faille hors séquence (*Fhs*). Commentaires dans le texte.

Fig. 8 – Model of a differentiated tectonic sheet from a reversed fold with the sliced short limb : **A** – simple model due to progressive deformation ; **B** – complex model in which the previous one had been cut off by another progressive deformation event, which is not coaxial with the first one ; the cut-off fault makes it visible. Comments within the text.

concept.

Ce modèle très simple est générique. Il rend compte de la présence d'une unité plus ou moins déstructurée (*Uc*) encadrée par deux discontinuités épaisses dont on comprend bien qu'elles déterminent les réflecteurs plats observés sur les enregistrements sismiques profonds (Fig. 3). Dans cette configuration, le charriage portant l'unité allochtone (*Ua*) est la Grande Faille du Midi (*GFM*), avec laquelle s'anastomosent en profondeur toutes les failles qui délimitent les écailles majeures constituant l'Allochtonne Ardennais (Fig. 5C). Le réflecteur supérieur (Fig. 4), le plus énergétique sur les pointés sismiques, est donc principalement une surface de glissement qui se confond ici ou là avec la stratification. Le réflecteur inférieur (Fig. 4) est principalement un niveau de décollement, certainement moins bien réglé que la surface de glissement associée au réflecteur supérieur, d'où une signature sismique plus faible. Si cette proposition est recevable, elle donne aussi du sens à la *Nappe Faillée* de Delmer (1997) et à l'*Unité 3* de Belanger *et al.* (2012). A la différence de ces derniers auteurs, l'*Up* ici regroupe leurs unités 1 (autochtone) et 2 (parautochtone) car la notion de parautochtone est relative et ne laisse pas supposer que la faille frontale ultime soit identifiée ; c'est pourquoi je ne les ai pas différenciées.

Toutefois, dans sa simplicité, ce modèle ne rend compte que d'une déformation progressive et cylindrique dans un contexte de cisaillement simple régional (Fig. 3B). Qu'une condition externe rompe ce cylindrisme (affrontement avec un obstacle frontal ou latéral, ou changement d'orientation de la sollicitation régionale, c'est-à-dire de conditions aux limites), et le raccourcissement peut enclencher l'émergence d'une faille hors-séquence (§ III-3-e) qui accommode préférentiellement la déformation jusqu'à son propre blocage. L'unité allochtone qui coiffait la nouvelle surface de rupture va se trouver découpée à l'emporte-pièce par une faille inverse, avant de reprendre sa progression vers l'avant tant que les conditions favorables au cisaillement simple régional sont maintenues. La géométrie du modèle est plus compliquée (Fig. 8B), mais conserve la logique de la suite précédente. Quelle faille, dans ce cas, mérite d'être identifiée comme Grande Faille du Midi

(*GFM*) ? Usuellement, les cartes géologiques publiées l'attribuent au chevauchement portant une série normale constituée de Dévonien inférieur, voire Silurien terminal (rappel par Mathieu, 1933). Le schéma simple (Fig. 8A) en rend bien compte : c'est ainsi que Gosselet (1874, 1879) et autres auteurs avaient décrit la constitution du bassin houiller de Valenciennes. Le même schéma vaut pour le sondage de Wépion (Graulich, 1961 ; Raoult, 1988). En revanche, le schéma avec faille hors séquence (Fig. 8B) convient mieux à la coupe du bassin houiller du Hainaut belge telle que Delmer (1997) l'a décrite. Dans ce cas doit-on donner le nom de Grande Faille du Midi (*GFM*) au charriage qui porte l'écaille qui était frontale (*Fec*) avant l'intervention de la faille hors séquence ? ou à celle-ci (*Fhs*) ? ou seulement à celle qui reste éventuellement masquée en profondeur (*Fca*) ? On voit bien que la dénomination de la surface de glissement n'est pas le problème essentiel comme le suggérait déjà de Dorlodot (1895). Il est plus important de comprendre la structure. Et l'on perçoit aussi que la notion de *failles en relais* ne s'inscrit pas seulement dans l'espace mais aussi dans le temps, la *Fhs* étant plus jeune que la *Fec*. Evidemment, le raisonnement proposé ici ne tient que tant que les déplacements tectoniques relatifs transverses au plan de la coupe sont négligeables devant ceux dont la coupe veut rendre compte. La coupe doit donc être construite dans un plan proche du plan de mouvement général. De telles approximations sont à ne pas oublier non plus en utilisant la technique des coupes équilibrées (Meilliez, 1988).

Pour comprendre comment une telle structure est agencée, il suffit de «suivre» un même niveau stratigraphique, identifié par son âge ou son faciès, de l'aval vers l'amont du déplacement tectonique. Dans la première structure se suivent les points notés : a, b, i, j, et p (Fig. 8A), et dans la seconde les points a, b, i, j, p, q, u, et v (Fig. 8B). Les «lacunes» de l'alphabet utilisées correspondent à des tronçons qui peuvent être cachés, soit dans l'unité centrale (*Uc*), soit sous le charriage *Fca*, équivalent de *Fec*, mais dans l'allochtone (*Ua*). Si, de plus, l'âge, le faciès ou la puissance du niveau repère change au passage d'un couloir faillé, celui-ci se superpose vraisemblablement à une ancienne faille synsédimentaire. Dans le premier cas le

tronçon b – i est débité quelque part entre la Faille Limite (*Ffl*) et le Cran de Retour (*Fcr*). Dans le second cas, s’y ajoute une inconnue (tronçon r – u) sur l’intensité du déplacement sur la faille hors séquence (*Fhs*). Ce modèle, dans sa version complexe, permet aussi de comprendre que la présence d’un lambeau de substratum reflète au moins une faille hors séquence. En effet, le pli complexe constitué par les unités renversées (*Ur* = dressant) et le massif charrié (*Ua* = plateau) induit un décollement au-dessus d’un niveau compétent. Celui-ci est soit contenu dans la couverture écaillée, soit se confond avec la paléo-surface d’érosion basale (contact avec le substratum). Donc, toute unité lithostratigraphique compétente, sédimentologiquement et mécaniquement solidaire de son substratum, porte un témoignage crédible des conditions paléogéographiques de sa mise en place. C’est le cas avec les dépôts de la Formation de Fépin (Meilliez, 1989a, 2006), quel que soit leur âge, selon l’endroit où on les observe (Godefroid *et al.*, 1994).

Ce modèle générique s’adapte sur tous les fronts d’écaillés majeurs. Sur la coupe de la Meuse schématisée (Fig. 5C),

la Grande Faille du Midi n’est ainsi que le charriage frontal d’une écaille majeure (Domaine II) portant un noyau de substratum solidaire de sa couverture compris entre deux failles synsédimentaires majeures : la Faille d’Yvoir et la Faille du Midi éponyme. Le Domaine III, en situation synclinoriale, a vu l’ensemble du Calcaire Carbonifère raccourci en accordéon avec des plis droits contre le butoir de la très importante faille synsédimentaire que représente en surface la Faille d’Yvoir. Le Calcaire Carbonifère est complètement en dysharmonie avec le Calcaire de Givet qui, lui, est en position de dressant écaillé (Domaine IV) et en position de plateau écaillé plus au sud (Domaine V). L’ensemble des Domaines III et IV n’est pas sans évoquer un méga demi-graben, au pied de la Faille d’Yvoir. L’empilement d’écaillés (Frasnien – Famennien) traversées par le sondage de Focant (Boulvain & Coen-Aubert, 1997) représente localement l’unité centrale (*Uc*). Sur la base de ces principes, on pourrait donc établir une cartographie structurale de l’Allochtonne Ardennais. Reprenons cet exercice dans le bassin

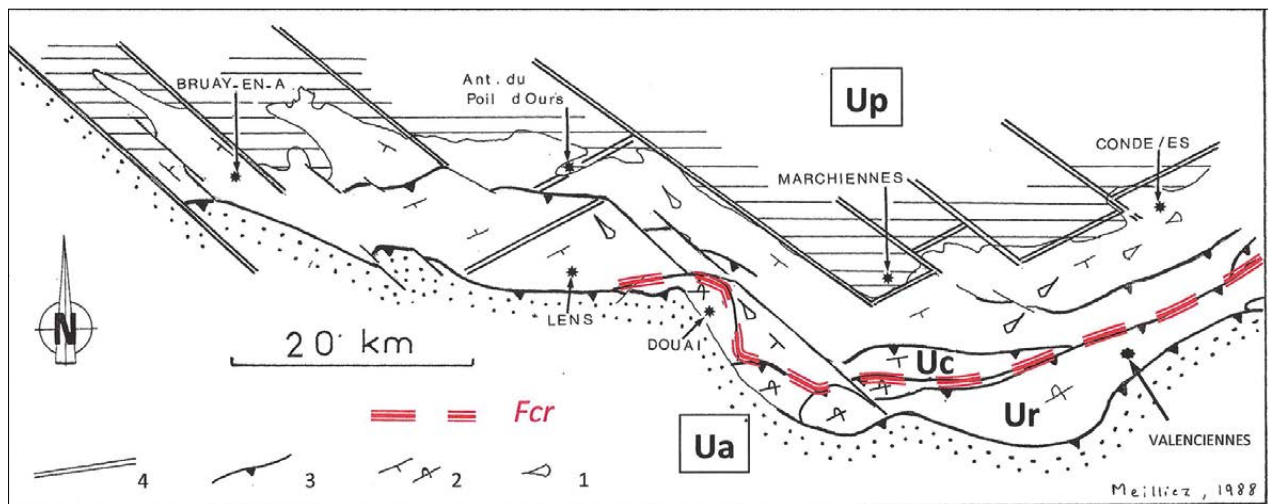


Fig. 9 – Schéma structural du bassin houiller Nord – Pas-de-Calais (modifié d’après Meilliez, 1989b) : 1 - épaississement des séries, pointe dirigée vers l’amont ; 2 - pendage d’ensemble des stampes, normal ou inverse ; 3 - principaux chevauchements (modifiés d’après Bouroz *et al.*, 1962) ; 4 - propositions de traces de failles synsédimentaires. Fcr = Cran de Retour (commentaires dans le texte).

Fig. 9 – Structural map of the Nord – Pas-de-Calais coal basin (modified from Meilliez, 1989b) : 1 – thickening of sequence, with tip upslope ; 2 – bulk dip of a series, normal or reverse ; 3 – main thrust faults (modified from Bouroz *et al.*, 1962) ; 4 – suggestion of synsedimentary fault network. Fcr = Cran de Retour (comments within the text).

houiller du Nord – Pas-de-Calais (Fig. 9).

La répartition des pendages moyens des stampes normales vs inverses permet de positionner (Fig. 9) le Cran de Retour (*Fcr*). Il faudrait reprendre une analyse structurale détaillée à partir des plans miniers à 1 :10000 (Meilliez, 2017) pour localiser précisément la Faille Limite. Les données qui figurent sur la carte à la cote -300 (H.B.N.P.C, 1963) n’ont pas été complétées par les données d’exploitation acquises entre sa publication et la synthèse finale (Becq-Giraudon, 1983). Néanmoins, à partir des données disponibles, l’allure de la limite septentrionale du gisement houiller peut être schématisée comme révélant un système de blocs définis par une famille de failles orientées N110 et une autre famille sommairement orientée N045 (Meilliez, 1989b). De ce fait, ce que Pruvost & Bertrand (1932) ont appelé *anticlinal de Marchiennes* apparaît n’être qu’un coin de bloc déterminé par des failles synsédimentaires. Les auteurs admettent que la continuité dont ils font l’hypothèse au travers de ce coin de bloc de Calcaire Carbonifère ne repose sur aucune donnée objective mais seulement sur la perception de successions stratigraphiques comparables. Il n’y a donc pas lieu de

dessiner ces interpolations non argumentées.

c) L’Allochtonne Ardennais sous couverture en Artois et Picardie

La poursuite du bassin houiller sous la Faille du Midi a, bien sûr, été un sujet de spéculations dès les années 1860, et Gosselet, parmi d’autres, ne désespérait pas de trouver une continuité sous la couverture méso-cénozoïque entre la région de Bruay – Béthune et le gisement du Boulonnais (Gosselet, 1879). Il a fallu l’épisode d’exploitation intense de la Guerre 14-18 (l’ouest de Lens étant la seule partie sous contrôle des Alliés) pour se rendre à l’évidence de la non-existence d’un tel lien. Le gisement houiller d’Artois occupe le cœur d’une synforme qui se ferme à l’ouest. Reprenant tous les sondages connus, Bouroz (1960) a tracé des courbes de niveau de la surface enveloppe du toit du Houiller qu’il appelle Grande Faille du Midi, quelques dizaines de kilomètres en arrière de sa trace connue dans le bassin houiller. Une dizaine d’années plus tard, la campagne d’exploration pour la recherche d’hydrocarbures semble lui donner raison (C.F.P.(M) *et al.*, 1965). Toutefois, la carte publiée est

à considérer avec précaution. Près de 250 forages ont été réalisés, traversant la couverture méso-cénozoïque sous forme de *cuttings*, puis ne carottant que quelques mètres sous le Tourtia - conglomérat tapissant la discordance varisque - juste pour échantillonner les premiers mètres du socle paléozoïque «pour préciser la signification structurale des anomalies gravimétriques». La caractérisation des faciès rencontrés se faisait uniquement sur base de macrofaune et sur la lithologie, faute de mieux à l'époque. Le degré de fiabilité est donc très inégal. «A la fin de chaque core-drill, une série de diagraphies électriques était généralement enregistrée, comprenant fréquemment une pendagemétrie continue de la traversée du Paléozoïque.»

Le principal résultat a été la mise en évidence d'un synclinorium dévono-carbonifère, fermé à l'ouest, limité au sud à l'aplomb de la vallée de la Canche (Fig. 1), et pour cela désigné ici comme synclinorium de la Canche. Sa composition et sa structure sont comparables à celles du synclinorium de Dinant cartographié sur le Massif Ardennais. Toutefois, le premier est orienté selon la direction armoricaine WNW-ESE et le second selon la direction varisque. Un autre résultat est plus surprenant. La fermeture occidentale du bassin houiller de l'Artois est confirmée, ce qui laisserait supposer l'absence de continuité entre l'Artois et le Boulonnais, au moins durant le Carbonifère supérieur. Tous les auteurs (Gosselet, 1860 ; Fourmarier, 1954 ; Bonte, 1969 ; Hoyez, 1970, parmi beaucoup d'autres) ont souligné la similitude de faciès et de successions stratigraphiques entre le Boulonnais et la couverture dévono-carbonifère périphérique au Brabant (bassin de Namur, bassin de Campine). Mais similitude ne signifie pas nécessairement continuité, comme le montrent les Calcaires de la Viosne, dans le Massif Armoricain (Pelhâte *et al.*, 1991), également semblables aux dépôts ardennais de même âge. Toutefois, des dépôts westphaliens sont connus dans le Boulonnais (Bonte, 1969) comme dans le Kent (Rippon *et al.*, 1997). Les caractères minéralogiques des sédiments qui leur sont sous-jacents conduisent à estimer à environ 2000 m l'enfouissement subi par ces minéraux (Averbuch *et al.*, 2004). La tranche de molasse houillère déposée sur le Boulonnais, puis érodée, est donc comprise entre 1000 et 2000 m, c'est-à-dire du même ordre que ce qui s'est produit sur l'Artois (Fig. 7B).

Par ailleurs, la carte géologique proposée par les pétroliers (C.F.P.(M) *et al.*, 1965) laisse en blanc, jusqu'à la côte, un couloir qui prolonge le synclinorium dévono-carbonifère de l'Artois, sans donner d'explication, en dépit de quelques sondages réalisés dans et à la périphérie de ce couloir. Deux failles dirigées N030, supposées verticales, sont transverses au massif varisque du Boulonnais, constitué d'une couverture dévono-carbonifère analogue à celle qui frange le Brabant, discordante sur un socle silurien (Fig. 1). Cette couverture est plissée et écaillée, montrant clairement une cinématique de transport vers le nord-est (Averbuch & Mansy, 1998). Quoique moins sévères, des déformations témoignant d'une structuration tangentielle à vergence nord-est, ont aussi été observées dans le Kent (Rippon *et al.*, 1997).

Sous la couverture méso-cénozoïque, il n'est guère possible de localiser des écaillures renversées en arrière du Front Varisque, hors du sondage d'Epinoy qui en a traversé une près de Cambrai. Le modèle structural proposé ici (Fig. 9) n'est donc pas utilisable en tant que support cartographique. Ne reste comme critère utile que la direction des structures. Les auteurs (C.F.P.(M) *et al.*, 1965) ont identifié une logique structurale à partir des données pendagemétriques, qu'ils ont représentée sous forme de plis majeurs dirigés selon la direction varisque, WSW-ENE, sauf dans le synclinorium de la Canche. Pour raccorder celui-ci à celui cartographié en Ardenne, il fallait dessiner une forme en S dans le quadrilatère Douai - Bapaume - St-Quentin - Valenciennes et des failles pour rendre compte des faciès proposés. La carte géologique retenue pour ce

secteur n'est pas directement interprétable, en dépit (ou à cause) d'une assez forte densité de forages. Il semble que priorité ait été donnée à une compréhension d'ensemble, admettant, sans le discuter, que le synclinorium de Dinant est lui-même déformé par le pseudo-anticlinal de Marchiennes en passant de la direction armoricaine à l'ouest, à la direction varisque à l'est. Les auteurs (C.F.P.(M) *et al.*, 1965) ont quand même témoigné de leurs doutes en laissant un blanc à la «fermeture» de la structure à l'ouest de St-Quentin. La carte proposée par les pétroliers fait état d'une vraisemblance mais n'est pas réellement une démonstration. Il y a donc place pour une interprétation alternative.

3) Où est passée la Grande Faille du Midi ? Qu'est-ce que le Front Varisque ?

L'usage désignant le front de l'allochtone en Artois comme Grande Faille du Midi a le défaut d'inciter à en faire une rampe frontale du raccourcissement varisque. Auquel cas ce qui est aujourd'hui sous l'Artois et la Picardie d'une part et dans le Massif Ardennais d'autre part se seraient déplacés selon deux directions convergentes, respectivement vers le SW et le SE du Massif Londres-Brabant (Verniers *et al.*, 2002). Sous le secteur de transition (Douai - Valenciennes - Cambrai : Fig. 1, 7C et 9) les structures ne peuvent qu'être complexes, non cylindriques même à l'échelle kilométrique, et l'on peut comprendre l'embarras des auteurs (C.F.P.(M) *et al.*, 1965) pour en rendre compte sous couverture (Meilliez, 2017).

Une hypothèse alternative serait de considérer que le Massif Midlands-Brabant se prolonge vers le sud-ouest, sous la Picardie (Fig. 10). Les bassins dévono-carbonifères de Namur, de l'Artois, de la Canche se seraient différenciés par amincissement crustal modéré calé sur des failles crustales, plus ou moins inversées lors du raccourcissement varisque. C'est le cas des failles de l'Artois (Gosselet, 1908 ; Bouroz, 1956 ; Minguely *et al.*, 2010) actives au Dévonien, durant le Crétacé supérieur, le Paléogène et très probablement encore durant le Néogène et le Pléistocène. La condensation des séries dévono-carbonifères reconnues laisse augurer de fractures profondes, mais sans rupture complète de la croûte. Le parfait réglage directionnel de tous les fleuves côtiers entre le Pays de Bray et la côte belge (Fig. 1) est un bon indice d'une cohérence crustale préservée, ce qui n'est pas incompatible avec des déplacements épisodiques sur ces failles, tant verticales que longitudinales. Cette permanence crustale rend compte aussi du Môle Bray-Artois imaginé par Dupuis (1979) pour rendre compte de la sédimentation spécifique au Paléogène. Cette hypothèse d'un prolongement du microcraton Midlands-Brabant, légèrement aminci jusqu'au-delà de la Faille du Bray, est cohérente avec les observations géophysiques du profil ECORS-NdF (Cazes & Torréilles, 1988). Elle l'est aussi avec la composition du Dévonien de l'Artois la rattachant aux Vieux Grès Rouges (Goujet & Blicq, 1979), et avec les dépôts siluriens observés en Artois (Racheboeuf, 1986) comme en Boulonnais (Dégardin *et al.*, 2001).

Conséquence majeure de cette proposition : le plan de mouvement du raccourcissement varisque a été oblique sur la côte sud-est du microcraton Midlands-Brabant-Picardie. Cazes *et al.* (1988, p. 233) le présentaient en écrivant : «Ceci nous conduirait à penser que le profil n'est pas absolument perpendiculaire à la direction structurale de ces événements profonds.»

Face à cette croûte demeurée relativement épaisse et rigide bien que fracturée, un bassin ouvert sur le large s'est différencié au détriment de la marge continentale par rifting dès avant la fin du Silurien et durant tout le Dévonien inférieur. Un prisme sédimentaire s'y est déposé, plus condensé et arénacé vers le nord-ouest (Avesnois par exemple), plus épais et pélitique vers le sud-est

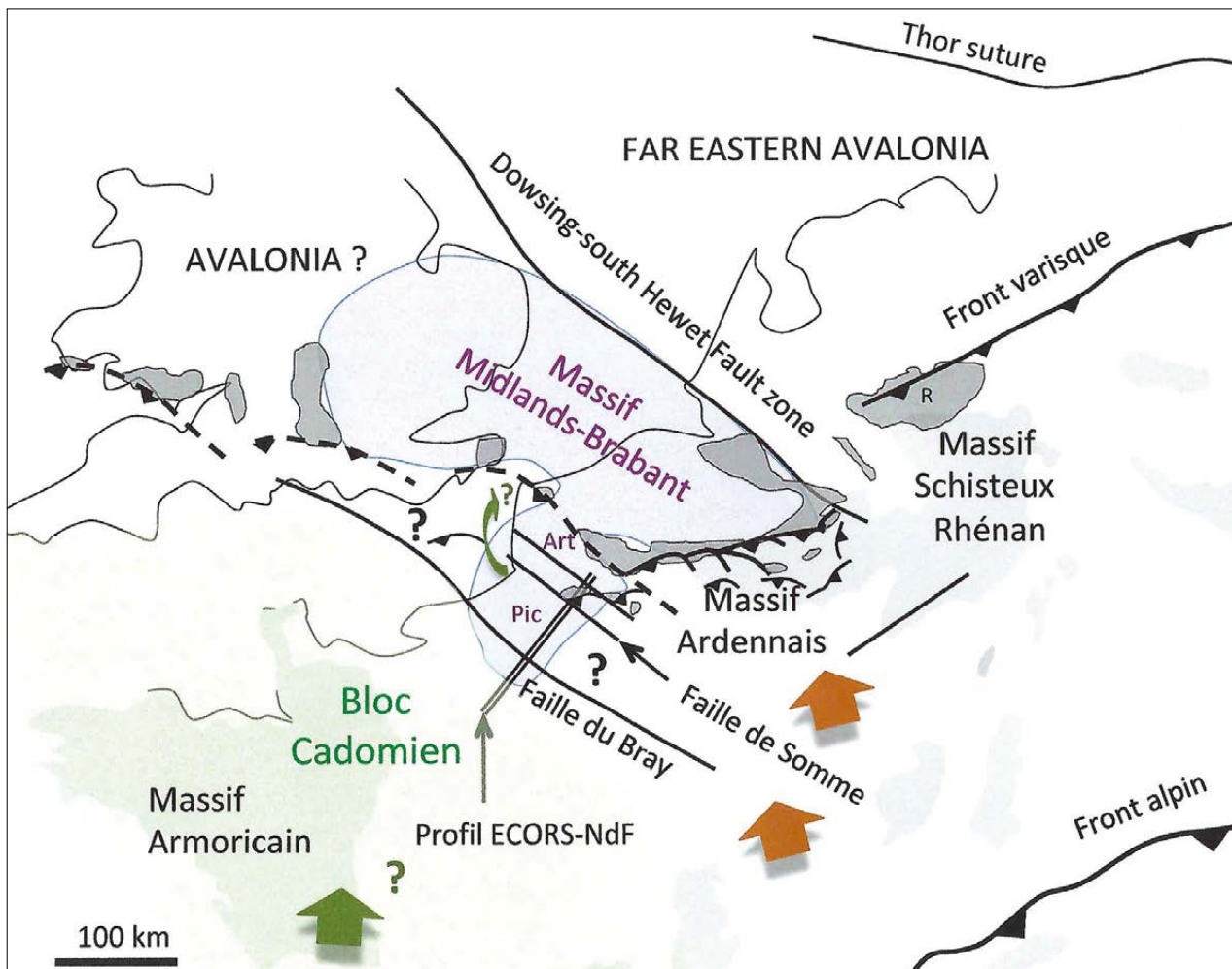


Fig. 10 – Proposition de tracé du Front Varisque. Fond de carte modifié d'après Verniers *et al.* (2002) et Franke *et al.* (2017). Les massifs en grisé sombre localisent les bassins namuro-westphaliens au front et au-dessus de l'Allochthone Ardennais (R = Ruhr). Le Massif Midlands-Brabant est représenté avec le môle qui le prolonge au sud (Art = Artois ; Pic = Picardie). Les flèches pleines avec ombrage symbolisent la cinématique globale de l'Allochthone ; en vert, les flèches qui caractérisent les effets dus au Bloc Cadomien, en marron celles qui caractérisent le milieu océanique au-dessus d'une croûte amincie durant le Silurien terminal à la fin du Dévonien inférieur.

Fig. 10 – Suggestion of Variscan Front trace. Map modified from Verniers *et al.* (2002) and Franke *et al.* (2017). Dark grey massifs represent namuro-westphalian basins at front and above the Ardenne Allochthon (R = Ruhr). Midlands-Brabant Massif is represented with its southern continuation (Art = Artois ; Pic = Picardie). Full and shadowed arrows mark the bulk kinematics of Allochthon ; the green ones are those linked to Cadomian Block, the brown ones mark the cover of thinned crust during late Silurian to late Lower Devonian.

(nord du Luxembourg par exemple). Au niveau de l'actuel Massif du Brabant, un large cap a pu demeurer émergé grâce à l'armature interne que constituait l'arc volcanique qui avait fonctionné de la fin de l'Ordovicien au Silurien (Verniers *et al.* 2002). Le maximum d'amincissement crustal a dû être atteint durant le Dévonien supérieur, tandis qu'au niveau du futur Massif de Rocroi un magma bimodal (Goffette, 1991) traversait le socle encore inconnu et sa couverture cambrienne constituée de sédiments détritiques fins, modérément structurés dans des conditions qui restent à déterminer (Meilliez, 1981). A la même période, l'amincissement maximal est également responsable du métamorphisme diastathermal anté-schisteux ayant affecté les sédiments cambriens dans un climat de basse pression (200 à 300 hPa) et température assez élevée (400°C environ) (Fielitz & Mansy, 1998).

La structuration des zones internes varisques (Franke *et al.*, 2017) a fermé progressivement cet espace à croûte continentale aminci durant le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur. La plate-forme carbonatée ardennaise-rhénane témoigne probablement de la mise en compression crustale (flambage lithosphérique) durant le Mississippien. Mais la convergence entre Laurentia et Baltica,

formant la chaîne calédonienne dès la fin de l'Ordovicien a déterminé un angle dans lequel se sont trouvés accumulés les microcratons qui, tel Avalonia (Verniers *et al.*, 2002), devaient avoir été soumis à un cisaillement dextre d'ensemble (Fig. 10). Les fractures qui aujourd'hui sont révélées par les fleuves côtiers entre le Pays de Bray et la côte belge pourraient s'être individualisées à ce moment-là. Le cisaillement ductile dont la Faille du Bray a gardé trace (Matte *et al.*, 1986) en atteste. Il signifie aussi que le Bloc Cadomien était alors en contact avec le môle picard dont il a été discuté plus haut de sa continuité avec le domaine Midlands-Brabant. Et cette mise en contact entre le Bloc Cadomien et le môle picard suffit à justifier de la vergence nord-est des structures dans le Boulonnais et le Kent.

Dans ce contexte la Grande Faille du Midi s'individualise en profondeur en cumulant les translations sur toutes les semelles d'écaillles, pendant que le front de chacune d'elle, par déformation progressive, alimente une sorte de « tapis roulant » qui se nourrit d'éléments égrenés à son mur et à son toit (Fig. 4). Une telle image, davantage suggérée que démontrée, a-t-elle du sens à l'échelle du Front Varisque dans son ensemble ? Il faudra maintenant s'attacher à répondre à cette question.

Enfin, pour être complet, il ne faut pas négliger les déformations postérieures qui ont remobilisé, et mobilisent encore, les structures paléozoïques. Quatre sources de sollicitations interfèrent sur la stabilité mécanique régionale : l'ouverture de l'Atlantique et la convergence Afrique – Europe (Kley & Voigt, 2008; Vrielynck, 2014), l'ouverture de l'Arctique et la géodynamique mantellique sous le Massif Schisteux Rhénan entre autres (Dèzes *et al.*, 2004 ; Cloething & Willett, 2013). Apprécier les effets de ces diverses sollicitations à partir de quelques marqueurs reste un défi et un chantier permanent qui affine la connaissance du bâti varisque (Vandycke, 2002 ; Van Vliet *et al.*, 2002 ; Kley & Voigt, 2008).

V. – CONCLUSION

L'exploration et l'exploitation des bassins houillers a très tôt permis de comprendre qu'ils jalonnent un front tectonique majeur. Au fil du développement des outils de reconnaissance géologique (cartographie, géophysique, géochimie), est apparue la nécessité de comprendre l'organisation de la chaîne varisque en Europe à par-

tir d'ilots émergeant sous une couverture méso-cénozoïque dont la composition et la structure sont conditionnées par une mobilité crustale résiduelle. Pour s'inscrire dans les réflexions en cours, il était nécessaire de réviser les concepts anciens, et notamment celui de la Faille du Midi vue comme la semelle unique et continue d'une nappe de charriage (Kaisin, 1936) de très grande dimension. Ce n'est pas la compréhension qui était en cause, mais la portée des faits sur lesquels le concept a été fondé. Il faut souhaiter que la révision proposée ici facilite le retour aux données anciennes et leur mise en perspective avec celles qui sont aujourd'hui acquises à l'échelle continentale.

Remerciements. – L'auteur sait gré à l'équipe de rédaction dont il a exercé la patience au-delà du raisonnable. Un grand merci également aux relecteurs qui ont accepté de lire soigneusement une version préalable : Olivier Averbuch, Werner Fielitz, Frédéric Lacquement. J'espère qu'ils trouveront réponses aux inquiétudes qu'ils ont éprouvées. L'objectif est de faire avancer la connaissance, et donc de la dépoussiérer de temps à autre.

BIBLIOGRAPHIE

- ANONYME (1914). – Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique du Nord à l'occasion de la visite de l'Association des ingénieurs sortis de l'Ecole de Liège au Musée Houiller de Lille. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XLIII** : 322-323.
- AVERBUCH O. & MANSY J.-L. (1998). – The “Basse-Normandie” duplex (Boulonnais, N France) : evidence for an out-of-sequence thrusting overprint. *J. Struct. Geol.*, Pergamon, 20 : 33-42.
- AVERBUCH O., MANSY J.-L., LAMARCHE J., LAQUEMENT F. & HANOT F. (2004). – Geometry and kinematics of the Boulonnais fold-and-thrust belt (N France) : implications for the dynamics of the Northern Variscan thrust front. *Geodinamica Acta*, 17/2 : 163-178.
- BALLY A.W., GORDY P.L. & STEWART G.A. (1966). – Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geology*, **14** : 337-381.
- BARROIS C. (1914). – Exposé des recherches poursuivies dans le Bassin du Nord par les conservateurs du Musée Houiller de Lille. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XLIII** : 323-340.
- BECQ-GIRAUDON J.-F. (1983). – Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, **123** : 71 p.
- BELANGER I., DELABY S., DELCAMBRE B., GHYSEL P., HENNEBERT M., LALOUEX M., MARION J.-M., MOTHEQUIN 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** (3) : 169-175.
- BERTRAND M. (1884). – Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3^e série), t. XII : 318-330, 1 pl. h-t.
- BONTE A. (1969). – Le Boulonnais. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXIX** : 23-46.
- BOULVAIN F. & COEN-AUBERT M. (1997). – Le sondage de Focant : lithostratigraphie et implications structurales. *Mem. Geol. Surv. Belg.*, **43** : 74 p.
- BOUROZ A. (1950). – Sur quelques aspects du mécanisme de la déformation tectonique dans le bassin houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **LXX** : 2-55.
- BOUROZ A. (1956). – Contribution à l'étude des Failles épircétacées de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **LXXVI** : 51-62, 3 pl. h-t.
- BOUROZ A. (1960). – La structure du paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, **LXXX** : 101-112, 1 pl. h-t.
- BOUROZ A., CHALARD J., DALINVAL A. & STIEVENARD M. (1962). – La structure du bassin houiller du Nord de la région de Douai à la frontière belge. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXI** : 173-220, 2 pl. h-t.
- BRIART A. & CORNET F.L. (1863). – Communication relative à la Grande Faille qui limite au Sud le bassin houiller belge. *Publ. de la Société des Anciens El. de l'Ec. des Mines du Hainaut*, t. **XI**. [Intégralement reproduite dans Kaisin (1936)].
- BROQUET P. (1970). – La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et état critique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XC** : 77-86.
- BULTYNCK P., COEN-AUBERT M., DEJONGHE L., GODEFROID J., HANCE L., LACROIX D., PREAT A., STAINIER P., STEEMANS P., STREEL M. & TOURNEUR F. (1991). – Les formations du Dévonien Moyen de la Belgique. *Mém. Exp. cartes géol. & min. Belg.*, **30** : 106 p.

- CASTEL E. (1891). – Notice nécrologique sur M. DU SOUICH, inspecteur général des Mines. *Annales des Mines*, 8^e série, **XIX** : 215-252.
- CAZES M. & TORREILLES G. coord. (1988). – *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde. Programme ECORS – Profil Nord de la France*. Technip, Paris. 260 p.
- CAZES M., BOIS C. & MASCLE A. (1988). – Principales acquisitions scientifiques ou d'intérêt industriel. In CAZES M. & TORREILLES G. coord., *Profil Nord de la France*. Technip, Paris : 223-249.
- C.F.P.(M), COPESEP, R.A.P. & S.N.P.A. (1965). – Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXV** : 273-281.
- CHALARD J. (1960). – Contribution à l'étude du Namurien du Bassin Houiller du Nord de la France. *Imp. Hollande, Valenciennes*, 2 vol., 300 p. [Thèse Doct. d'Etat, Univ. Lille, 1958].
- CHAPPLE W. (1968). – A mathematical theory of finite-amplitude folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **79** :47-68.
- CLEMENT J. (1963). – Résultats préliminaires des campagnes géophysiques de reconnaissance dans les permis de recherche «Arras et Avesnes» de l'Association Shell française, P.C.R.B.-SAFREP. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LXXXIII** : 237-242.
- CLOETHING S. & WILLETT S.D. (2013). – TOPO-Europe : understanding of coupling between the deep earth and continental topography. *Tectonophysics*, **602** :1-14.
- CORNET F. L. (1873). – Mines et carrières. In VAN BEMMEL E. (edit.) : *Patria Belgica*, Bruxelles, t. I, Ch. V : 216-217. [consulté dans Kaisin, 1936].
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1969). – Balanced cross-sections. *Can. Jl. Earth Sci.*, **6** : 743-757.
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1970). – Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geology*, **18** : 332-406.
- DE WEVER P. (1976). – «La Formation à Blocs» : olistostrome chevauché par la nappe du Pinde-Olonos (Péloponnèse, Grèce). *C.R. somm. Acad. Sc., Paris*, **282**, série D : 21-24.
- DE WEVER P. & BAUDIN B. (2015). – *Du vert au noir : le charbon*. EDP Sciences, 80 p.
- DÉGARDIN J.-M., MANSY J.-L., LE HÉRISSE A., SERVAIS T., STEEMANS P. & VERNIERS J. (2001). – Identification du Silurien par Acritarches et Chitinozoaires dans le Boulonnais (Nord de la France) : implications géodynamiques et paléogéographiques. *Early Paleozoic Paleogeography of Western Europe and North Africa*, Univ. Lille 1 : 18 p.
- DEKORP Research Group (1991). – Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. *Geophys.J.Int.*, **106** : 203-227.
- DELMER A. (1997). – Structure tectonique du Bassin Houiller du Hainaut. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **5** (2^e série) : 7-15.
- DÈZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A. (2004). – Evolution of the European Cenozoic Rift System : interaction between the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389** : 1-33.
- DORLODOT H. de (1895). – Recherches sur le prolongement occidental du Silurien de Sambre et Meuse et sur la terminaison orientale de la Faille du Midi. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **XX** : 283-427, 4 pl. h-t.
- DORMOY E. (1862). – Note concernant l'allure générale du bassin houiller du nord de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (2^e série), **XIX** : 22-29, 1 pl. h-t.
- DUMONT A.H. (1835). – Coupe des terrains primordiaux de la Belgique, de Fumay à Gembloux, présentant les quatre systèmes anthraxifères établis par A.H. Dumont, membre de la Société géologique de France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **VI** : pl. III.
- DUMONT A.H. & HENEZEL de (1835). – [Compte rendu de la] Réunion extraordinaire tenue à Mézières du 1^{er} au 10 septembre 1835. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **VI** : 322-358.
- DUPUIS C. (1979). – Esquisse paléogéographique du nord et du nord-ouest du Bassin de Paris au Paléocène et à l'Eocène inférieur. Incidences structurales. *CR. Acad. Sc. Paris*, **288** : 1587-1590.
- FIELITZ W. & MANSY J.-L. (1998). – Pre-and synorogenic burial metamorphism in the Ardennes and neighbouring areas (Rhenohercynian Zone, central European Variscides). *Tectonophysics*, **309** : 227-256.
- FOUCAULT A., RAOULT J.-F., CECCA F. & PLATEVOET B. (2014). – *Dictionnaire de Géologie*. 8^e édition. Dunod, Paris, 396 p.
- FOURMARIER P. (1913). – Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre-et-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la Faille du Midi dans le Hainaut. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **40** : 192-235.
- FOURMARIER P. (1954). – *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. Soc. Géol. Belgique, 826 p.
- FRANKE D., HOFFMANN N., LINDERT W. (1995a). – The Variscan Deformation Front in East Germany. Part 1: Geological and Geophysical Constraints. *Z. angew. Geol.*, **41** : 83-91.
- FRANKE D., HOFFMANN N., LINDERT W. (1995b). – The Variscan Deformation Front in East Germany. Part 2: Tectonic Interpretation. *Z. angew. Geol.*, **42** : 44-56.
- FRANKE W., COCKS L.R. & TORSVIK T.H. (2017). – The Paleozoic Variscan oceans revisited. *Gondwana Research*, **48** : 257-284.
- GAMOND J.-F. (1987). – Bridge structures as sense of displacements criteria in brittle fault zones. *Jl. Struct. Geol.*, **9** : 609-620.

- GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK P., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANCE L., MEILLIEZ 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. Exp. cartes géol. & min. Belg.*, **38** : 152 p.
- GOFFETTE Olivier (1991). – Le magmatisme varisque en Ardenne méridionale : un marqueur de l'évolution géodynamique d'une paléomarge. Version numérisée : http://ori.univ-lille1.fr/thematic-search.html?menuKey=these&submenuKey=authors&id=goffette_olivier
- GOGUEL J. (1965). – *Traité de tectonique*. 2^e édition, Masson édit., Paris, 457 p.
- GOSSELET J. (1860). – Observations sur les terrains primaires de la Belgique et du nord de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (2^e série), **XVIII** : 18-32.
- GOSSELET J. (1874). – Etudes sur le gisement de la houille dans le nord de la France. *Bull. Soc. Industrielle du Nord de la France*, **6** : 102-124.
- GOSSELET J. (1875). – Documents nouveaux sur l'allure du terrain houiller au sud du bassin de Valenciennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **II** : 112-120.
- GOSSELET J. (1879). – Sur la structure générale du bassin houiller franco-belge. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (2^e série), **XXXVII** : 505-511.
- GOSSELET J. (1908). – Note sur quelques failles communes aux terrains crétacique et houiller de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XXXVII** : 80-109, 1 pl. h-t.
- GOUJET D. & BLIECK A. (1979). – Les Vertébrés de l'Assise des Schistes et Grès de Pernes (Dévonien du Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XCVIII** : 263-278, 1 pl. h-t.
- GRAULICH J.-M. (1961). – Le sondage de Wépion. *Mém. Explor. Cartes Géol. et Min. de la Belgique*, Bruxelles, n°2 : 102 p.
- GRAULICH J.-M. (1980). – Le sondage d'Havelange (Champs du Bois). *Ann. Mines Belgique*, **6** : 45-561.
- H.B.N.P.C. (1963). – *Carte des zones stratigraphiques à la cote -300 du Bassin houiller du Nord – Pas-de-Calais*. Dressée par le Service de Ressources et Etudes géologiques des H.B.N.P.C.
- HOYEZ B. (1970). – Analyse séquentielle des calcaires viséens du Massif du Haut-Banc, Boulonnais. Thèse 3^e cycle, Université Lille1, 174 p.
- KAISIN F. (1936). – Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. Géol. Faculté Louvain*, **XI** : 368 p., 15 pl. h-t.
- KLEY J. & VOIGT T. (2008). – Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology*, **36** : 839-842.
- LACQUEMENT F. (1997). – Retraitement d'un profil sismique dans le Nord de la France : M 146. *Université des Sciences et Technologies de Lille I – Compagnie Générale de Géophysique*, rapport interne, 49 p.
- LACQUEMENT F. (2001). – L'Ardenne varisque. Déformation d'un prisme sédimentaire pré-structuré, de l'affleurement au modèle de chaîne. *Société géologique du Nord*, Publication **29** : 285 p.
- LACQUEMENT F., MANSY J.-L., MERCIER E., AVERBUCH O. & MEILLIEZ F. (1997). – Mécanismes de plissement disharmonique dans le Paléozoïque Ardennais. *Aardk. Mededel.*, **8** : 119-122.
- LACQUEMENT F., MANSY J.-L., HANOT F. & MEILLIEZ F. (1999). – Retraitement et interprétation d'un profil sismique pétrolier au travers du Massif paléozoïque ardennais (Nord de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **329** : 471-477.
- LACQUEMENT F., AVERBUCH O., MANSY J.-L., SZANIAWSKI R. & LEWANDOWSKI M. (2005). – Transpressionnal deformations at lateral boundaries of propagating thrust-sheets : the example of the Meuse Valley Recess within the Ardennes Variscan fold-thrust belt (N France – S Belgium). *J. Struct. Geol.*, Elsevier, **27** : 1788-1802.
- MANSY J.-L. & MEILLIEZ F. (1993). – Eléments d'analyse structurale à partir d'exemples pris en Ardenne-Avesnois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **2** (2^e série) : 45-60.
- MANSY J.-L., MEILLIEZ F., MERCIER E., KHATIR A. & BOULVAIN F. (1995). – Le rôle du plissement disharmonique dans la tectogenèse de l'allochtone ardennais. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **166** : 295-302.
- MATHIEU G. (1933). – La surface du socle paléozoïque au nord-ouest de Douai. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **LVIII** : 61-70.
- MATTE P. & HIRN A. (1988). – Généralités sur la Chaîne Varisque d'Europe, coupe complète de la chaîne sous l'ouest de la France. In : CAZES M. & TORREILLES G. (coord.), *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde ; profil ECORS Nord de la France*. Edit. Technip, Paris, 197- 222.
- MATTE P., RESPAUT J.-P., MALUSKI H., LANCELOT J.R. & BRUNEL M. (1986). – La faille NW-SE du Pays de Bray, un décrochement ductile dextre hercynien : déformation à 330 Ma d'un granite à 570 Ma dans le sondage de Bray 201. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (série 8), **II** : 69-77.
- MEILLIEZ F. (1981). – Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardennes). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, **3** : 101-104.
- MEILLIEZ F. (1988). – La tectonique pelliculaire et ses limites en pratique : exemples des Rocheuses canadiennes et de l'Ardenne. In GRATIER J.-P. coord., *L'équilibrage des coupes géologiques. Mém et Doc. CAESS, Rennes*, **20** : 93-106.
- MEILLIEZ F. (1989a). – *Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtone Ardennais ; Essai sur une reconstitution cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne Varisque*. Thèse Doct. Etat, Université du Maine, Le Mans : 518 p.

- MEILLIEZ F. (1989b). – Pre-orogenic shallow stretching tectonism within the Namurian Beds in the northern France. *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol.*, **98** : 231-234.
- MEILLIEZ F. (2006). – La discordance éodévonienne de l'Ardenne : Caractérisations stratigraphique et paléo-environnementale de la Formation de Fépin et ses conséquences. *Géologie de la France*, **1-2** : 29-33.
- MEILLIEZ F. (2017). – Héritages de l'exploitation industrielle et scientifique du gisement houiller du Nord – Pas-de-Calais (Carbonifère supérieur), une longue histoire (XVII^e – XXIV^e siècles). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **24** (2^e série) : 17-31.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.-L. (1990). – Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévonno-Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **VI** : 177-188.
- MEILLIEZ F., ANDRÉ L., BLIECK A., FIELITZ W., GOFETTE O., HANCE L., KHATIR A., MANSY J.-L., OVERLAU P. & VERNIERS J. (1991). – Ardenne-Brabant. *Sci. Géol. Bull.*, **44** : 3-29.
- MICHOT P. (1976). – Le segment varisque et son antécédant calédonien. In Franz-Kossmat- Symposium 1974. Nova Acta Leopoldina – *Abh. des Deutsch. Akad. des Naturforsch.*, Leopoldina, Neue Folge, **45** : 201-228.
- MINGUELY B., AVERBUCH O., PATIN M., ROLIN D., HANOT F. & BERGERAT F. (2010). – Inversion tectonics at the northern margin of the Paris basin (northern France): new evidence from seismic profiles and boreholes interpolation in the Artois area. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **181** : 429-442.
- ODONNE F. & VIALON P. (1983). – Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*, Amsterdam, **99** : 31-46.
- OMALIUS d'HALLOY J.B.J. (1808). – Essai sur la géologie du Nord de la France. *Journal des Mines*, Paris, **XXIV** : 123-157, 271-318, 345-392, 439-466.
- OMALIUS d'HALLOY J.B.J. (1822). – Observation sur un essai de carte géologique de la France, des Pays-Bas et des contrées voisines. *Annales des Mines*, Paris, **VII** : 354-376, 1 carte h-t.
- ONCKEN O., PLESCHA., WEBER J., RICKEN W., SCHRAEDER S. (2000). – Passive margin detachment during arc-continent collision (Central European Variscides). In: FRANKE W., HAAK V., ONCKEN O., TANNER D. (Eds) *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **179** : 199-216.
- PELHÂTE A., CONIL R., VUILLEMIN C. & MEILLIEZ F. (1991). – Les Calcaires de la Viosne : un milieu endémique en terminaison occidentale du Bassin de Laval (Massif Armoricain, France) au Moliniacien (Viséen Inférieur). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **CIX** : 237-244.
- PHARAOH T.C., WINCHESTER J.A., VERNIERS J., IOANE D. & SEGHEDI A. (2006). – Paleozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton : recognition of detached terranes fragments dispersed after collision with promontories. *Geol. Soc. London*, **32** : 323-332.
- PRICE R. & MOUNTJOY E. (1970). – Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers. A progress report. *Geol. Ass. Can.*, **SP 6** : 7-26.
- PRUVOST J. (1930). – *Sédimentation et subsidence. Centenaire de la Société Géologique de France. Livre jubilaire* (1870 – 1970). Soc. Géol. Fr. édit., Paris : 545-564.
- PRUVOST P. & BERTRAND P. (1932). – Quelques résultats des récentes explorations géologiques du Bassin houiller du Nord de la France. *Rev. Indus. Min.*, n° 282 : 365-379.
- RACHEBOEUF P.R. (édit.) (1986). – Le Groupe de Liévin, Pridoli-Lochkovien de l'Artois (N France). *Coll. Biostratigraphie du Paléozoïque*, Univ. Bret. Occid., **3** : 215 p.
- RAMSAY J.G. & HUBBER M. (1983). – *The techniques of modern structural geology*. Academic Press, 2 vol.: 308 & 700 p.
- RAOULT J.-F. (1988). – Le front varisque du Nord de la France : interprétation des principales coupes d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. In : CAZES M. ET TORREILLES G. coord., *Profil Nord de la France*. Technip, Paris : 171-196.
- RAOULT J.F. & MEILLIEZ F. (1986). – Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **CV** : 97-109.
- RAOULT J.-F. & MEILLIEZ F. (1987). – The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse river. *Jl. Struct. Geology*, **9** : 473-479.
- REIJERS T.J.A. (1984). – Devonian carbonate facies patterns in the Dinant synclinorium, Belgium. *Geol. Mijnbouw*, **63** : 19-29.
- RIPPON J. H., GAYER R. A. & MILIORIZO M. (1997). – Variscan structures in the Kent Coalfield, southeast England, and their regional significance. *Geol. Mag.*, **134** : 855-867.
- SIDDANS A.W.B. (1972). – Slaty cleavage – a review of research since 1815. *Earth Science Reviews*, Amsterdam, **8** : 205-232.
- STEEMANS P. & GRAULICH J.-M. (1986). – Etude palynologique de la partie profonde du sondage de Porcheresse-Havelange (Province de Namur, Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **CV** : 77-63.
- TURNER F.J. & WEISS L.E. (1963). – *Structural analysis of metamorphic tectonites*. Mac Graw-Hill Book Company, New-York : 545 p.
- VAN VLIET-LANOË B., VANDENBERGHE N., LAURENT M., LAIGNEL B., LAURIAT-RAGE A., LOUWYÉ S., MANSY J.-L., MERCIER D., HALLEGOUËT B., LAGA P., LACQUEMENT F., MEILLIEZ F., MICHEL Y., MOGUEDET G. & VIDIER J.-P. (2002). – Paleogeographic evolution of northwestern Europe during the Upper Cenozoic. *Geodiversitas*, **24** (3) : 511-541.
- 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.

- VERNIERS J., PHARAOH T., ANDRÉ L., DEBACKER T.N., DE VOS W., EVERAERTS M., HERBOSCH A., SAMUELSSON J., SINTUBIN M. & VECOLI M. (2002). – The Cambrian to Devonian basin development and deformation history of Eastern Avalonia, east of the Midlands Microcraton: new data and a review. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **201** :47-93.
- VRIELYNCK B. (2014). – Géodynamique du Bassin parisien dans le contexte de la plaque eurasiennne. In GELY J.-P. & HANOT F. dir., Le Bassin parisien, un nouveau regard sur la géologie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*. Mémoire hors-série **9** : 44-47.
- WATERLOT G., BEUGNIES A. & BINTZ J. (1973). – *Ardenne – Luxembourg. Guide géologique régionale*. Masson édit., Paris : 206 p.

WEBOGRAPHIE

- Académie Royale de Belgique : <http://www.academieroyale.be/>
- Commission Internationale de Stratigraphie (application Geowhen) : <http://www.stratigraphy.org/bak/geowhen/geolist.html> - M