

A la mémoire du Professeur
Max Lohest

LE SYNCLINORIUM DE HERVE

par

Paul MICHOT

(24 figures)

«Ce que tu hériteras de tes aïeux
acquiers-le pour le posséder».

Goethe (Faust)

RESUME.- Dans le préambule l'auteur expose le principe défini par M. Lohest (1904) pour exprimer la structure de la Chaîne varisque en Belgique, et auquel répond la notion de Synclinorium de Herve jusqu'à présent non perçue à cause des problèmes complexes posés par la structure tectonique de cette région. Leur solution a appelé la révision de chacune des entités tectoniques composantes, rendue d'autant plus nécessaire à la suite des données nouvelles apportées par les sondages de Bolland, de Soumagne et de Soiron.

Le Chapitre premier expose les enseignements découlant de ces sondages, parmi lesquels les principaux sont la découverte de l'Eodévonien sur le versant méridional du Massif calédonien du Brabant à proximité de sa zone axiale, la confirmation du rôle insignifiant joué par la Faille des Aguesses-Asse qui est un simple chevauchement de faible ampleur et non pas un charriage important, et par conséquent le caractère autochtone du Massif houiller de Herve longtemps considéré comme charrié. La révélation sous ce dernier d'un socle calédonien resté monolithique durant la phase de plissement varisque a mis en évidence la présence, dans le Bassin houiller de Liège l.s., de deux étages tectoniques varisques, dont le supérieur plissé, est constitué par le Westphalien.

Le chapitre deuxième fait l'étude structurale du Bassin houiller de Liège l.s. Le plissement au niveau du Westphalien est dominé par une zone de relais de plis synclinale qui le traverse très obliquement par rapport à la direction des axes et le divise en deux ailes principales : à l'Ouest l'Aile sérésienne où les axes ennoient vers l'Est ou l'ENE; à l'Est, l'Aile hervienne où les axes ennoient vers l'WSW. Le bassin ou district houiller de Liège-Seraing, au Nord de la Faille des Aguesses-Asse, apporte l'exemple de la discontinuité des axes des plis, le mode de relai de ceux-ci à partir de la zone de relais et l'évolution des plis de part et d'autre de celle-ci.

Dans le Massif de Herve, situé au Sud de la Faille des Aguesses-Asse, l'Aile hervienne (orientale) consiste en une grande plateur à plis secondaires de faible importance, formant le versant nord du Synclinal majeur d'Ayeneux. Celui-ci se prolonge vers le Sud par le Houiller traversé par les sondages de Soumagne et de Soiron, en totalité en position normale. Il n'y a donc pas ici de pli couché, mais de simples chevauchements (Failles du Tunnel et d'Ayeneux, Faille X) d'importance mineure et qui s'implantent dans les plateurs en couverture du socle, où ils représentent une diverticulisation du versant septentrional du Synclinal d'Ayeneux dans sa partie méridionale. De l'autre côté de la Zone de relais synclinale, l'Aile sérésienne du Massif de Herve est marquée par un resserrement plus intense du plissement et de ses failles, venant du Sud, qui, joint à la surélévation axiale vers l'Ouest, engendre le versant nord d'un Anticlinal majeur, l'Anticlinorium du Condroz à noyau calédonien replissé (Chapitre troisième). Celui-ci, qui se prolonge latéralement jusqu'au Sud de Charleroi, constitue l'unité frontale anticlinale la plus septentrionale de la Chaîne varisque, s'effaçant en direction tant vers l'E que vers l'Ouest, pour faire place dans ces sens, mais avec un décalage vers le Sud, respectivement à l'Anticlinal à noyau calédonien replissé de Stavelot-Hautes-Fagnes et à un anticlinal calédonien dans le Hainaut, connu seulement par le Calédonien du Lambeau de Boussu.

Le Massif de Theux (Chapitre quatrième) a été réétudié sur le terrain dans son ensemble. Le retournement local, parfois jusqu'au delà de l'horizontale, de certaines couches, attribué à la formation de plis couchés se montre comme le résultat de deux déformations nettement séparées dans le temps : la première consiste dans la formation de plis nettement déversés vers le Nord; la seconde, qui date du charriage, a infléchi davantage les couches déjà renversées, lesquelles, cisailées par la Faille de Theux plongeant vers le Nord, ont accusé davantage ce mouvement pour finalement se retourner. (déformation du flanc renversé de l'Anticlinale de Jusleville-Petite). La structure du Massif de Theux, initialement une structure plissée de type courant, a ensuite subi lors de la phase de charriages un écaillage dû principalement à deux failles adventives, plutôt mineures, la Faille Naveau et la Faille d'Oneux, elles-mêmes recoupées par une troisième, la Faille de Theux, charriant le Massif de la Vesdre sur le Massif de Theux et dont le rejet est de 7 Km au méridien de Theux. Vers l'Est ce rejet semble beaucoup plus faible : le charriage du Condroz, frontal, s'atténuerait; il serait relayé au méridien d'Aachen par la «Venn-Ueberschiebung», à rejet plutôt modéré.

Le Massif de la Vesdre (Chapitre cinquième), charrié par la Faille de Theux est ici traité dans ses rapports avec le Massif de Theux sous-jacent. Caractérisé dans sa partie occidentale par l'ennoyage de ses plis vers l'ENE, il est délimité, vers l'Ouest, du Synclinorium de Dinant où le plis ennoie en sens inverse, par une «Zone de relais de plis anticlinale» qui, peu à l'Est de Huy est recoupée par le charriage (Faille d'Ombret), et dont fait partie l'Anticlinale à noyau calédonien d'Ohe (Ombret); vers l'Est, elle se prolonge jusqu'à Tancremont où elle est recoupée par la Faille de Theux. Cette zone, la Zone d'Ohe-Tancremont, trouve son prolongement sous la Faille de Theux, dans le Massif de Theux, approximativement à Franchimont. De même le «Synclinorium de la Vesdre», amputé de son flanc nord à Chaudfontaine, trouve son prolongement dans le Massif de Theux dans un synclinal viséen peu profond, le Synclinal de Hodbomont, aujourd'hui représenté par un ensemble de lambeaux groupés sous le nom d'Ecaille de Hodbomont.

La reconstitution du Synclinorium de Herve dont le Bassin houiller de Liège l.s., autochtone, occupe la partie centrale, appelle la restitution en son lieu d'origine du Massif de la Vesdre; Celui-ci devait se superposer au Massif de Theux de telle façon que l'Anticlinale couvinien de Pepinster, situé dans le premier, coiffe l'Anticlinale gedinnien de La Reid dans le second. Le charriage implique principalement deux failles adventives, les Failles Naveau et d'Oneux, et surtout la Faille de Theux qui les recoupe. Ces fractures se sont mises en place dans le versant septentrional du Massif calédonien de Stavelot-Hautes Fagnes, replissé.

Le charriage frontal de la chaîne varisque en Belgique a comme préalable la remobilisation frontale du socle calédonien sous la forme de 3 bourrelets anticlinaux à noyau calédonien replissé, l'Anticlinorium du Condroz constituant l'élément central le plus avancé relayé latéralement avec un décalage vers le Sud (amont du mouvement) par l'Anticlinorium de Stavelot-Hautes-Fagnes et l'Anticlinale à noyau calédonien, supputé, du Hainaut. Le charriage débute par des mouvements affectant indépendamment les versants nord de ces bourrelets frontaux pour se terminer par le charriage final comprenant respectivement dans le centre la Faille de la Marlagne, que prolonge de part et d'autre la Faille eifélienne-Faille de Theux vers l'Est et la Faille du Midi dans le Hainaut vers l'Ouest. Le resserrement total lié à la phase de charriage ne dépasse pas 15 Km, voire 10 Km.

ABSTRACT.- The notion of Herve Synclinorium is here developed according to the principle exposed by M. Lohest (1904) concerning the tectonic structuration of the variscan chain of Belgium. It solves the structural unity of this eastern part of the country where several problems connected with the great frontal overthrust remained confused. Moreover the revision of the whole was a necessary consequence of the discoveries made by the deep borings of Bolland, Soumagne and Soiron.

The first chapter is devoted to the principal teachings resulting from these borings. Among them the discovery of the presence of the Eodevonian on the axial zone of the Brabant calédonian Massive, and the insignificant role played by the Aguesses-Asse Fault, a simple upthrust and not an important overthrust, and consequently the autochthon character of the Herve coalbasin. The discovery, below the latter, of a monolithic calédonian basement with its unfolded immediate cover revealed the presence of two tectonic stages, the Westphalian being the upper folded stage going down progressively into the unfolded lower part of the Variscan cover.

Chapter two analyses the folding in the westphalian stage, which is structurally dominated by the presence of a «synclinal zone of folds relais», crossing obliquely the folding direction and dividing the whole coalbasin into two wings, where the fold axes are dipping toward the zone. The mode of relais is

described. The westely uprising axes in the western wing develop in this direction into the northern limb of a big anticline or anticlinorium, with a refolded caledonian core, the Condroz Anticlinorium (Chapter three) which makes up the frontal anticline of the chain in its median part. On the eastern side of the zone of relais, the eastern wing consists in a long northern limb, slightly dipping to the South, of a large syncline. This Ayeneux syncline which is going farther South forms the entire Silesian encountered by the borings of Soumagne and Soiron below the overthrust. As the folded variscan structure of the Condroz Anticlinorium goes laterally into this south dipping limb of the Ayeneux Syncline, it results that the front anticline with a refolded caledonian basement is thrown farther south, giving rise to the Stavelot-Hautes-Fagnes Anticline with a caledonian refolded core.

Chapter four is devoted to the study of the devono-carboniferous Theux Massive, whose northern silesian part is the prolongation of the Herve coalbasin. The principal question arises about the reality of the recumbent folding induced by the presence of locally overturned beds. The revision of the facts demonstrates that these overturned beds are the result of two successive and quite different events : first a plastic folding where the axial planes of the folds are slightly dipping south with a slightly reversed northern limb; secondly the final overthrust, the Theux Fault, which is plunging north; it cuts abruptly the head of the folds and then involves their reversed limb into a wholly overturned position. A recumbent folding is thus to be rejected.

In the Theux Massive two adventive overthrusts took place, the Naveau Fault and the Oneux Fault. Over them comes the principal overthrust by wich the Vesdre Massif, the most southerly one, has been overthrown on the Theux Massive and pushed farther on.

The Vesdre Massive makes the subject of Chapter five and deals principally with its relations with the Dinant Synclinorium and the Theux Massive. The displacement due to the Theux overthrust amounts to 7 Km. This value allows a precise restitution of the position of the Vesdre Massive on the Theux massive, the first resting partly upon the second. These three overthrust took place in the southern part of the Herve Synclinorium, more exactly in the southern part of its southern limb. The total displacement due the overthrusts in the eastern part of Belgium amounts to no more than 15 Km, and perhaps 10 Km.

As a whole the frontal development of the variscan chain in Belgium is a combination of two different and spatially superposed events. Firstly a plastic deformation from which arose three frontal and individual anticlinal or anticlinorium where the caledonian core suffered its frontal refolding. The most northerly one is the Condroz Anticlinorium occurring in the median part of the front of the chain; it fades out laterally in both directions and is there replaced by the two others with a more southerly emplacement : to the East, the Stavelot-Hautes-Fagnes Anticlinorium and to the West, in Hainaut, a concealed anticline whose existence is revealed by an overthrust massive with caledonian beds. The last events consist of overthrusts whose early elements occur independently in each of the northern limb of those anticlinorium; as to the last one it is the most southerly; being the most important, it finally unites itself along the three anticlines of the chain front.

1.- PREAMBULE

1.1.- Dans le fascicule «Belgique» écrit dans le cadre de la «Géologie des Pays européens», ouvrage de coopération internationale édité à l'occasion du 26^e Congrès géologique international (Paris 1980), il ne nous a pas été possible, en raison de la limitation d'espace qui devait être respectée, de présenter la justification de la révision qui s'imposait à l'égard de certaines vues par trop incorrectes, voire de concepts qui, naguère acceptables, sont aujourd'hui reconnus comme non fondés, ni d'expliquer autant qu'il l'eût fallu l'argumentation conduisant à leur réajustement.

C'est une de ces lacunes que nous désirons combler aujourd'hui en développant le concept de «Synclinorium de Herve», vocable sous lequel

nous entendons l'entité structurale varisque de premier ordre qui, dans la partie orientale de la Belgique, s'étend typomorphiquement entre le Massif calédonien du Brabant et le Massif calédonien de Stavelot. (P. Michot, 1980, p. 494-497) (fig. 1).

1.2.- Ce concept répond au principe qui, basé sur la déformation plastique, a servi à structurer tectoniquement la Chaîne varisque en Belgique en termes d'Anticlinaux et de Synclinaux de premier ordre ou Bassins (note 1) dans l'esprit où M. Lohest (1904) l'a proposé dans «Les grandes lignes de la géologie des terrains primaires de la Belgique», et G. Dewalque (1905), figuré, avec de légères adaptations, dans son «Essai de carte tectonique de la Belgique et des provinces voisines». Plus tard sont intervenus, plus pertinents pour

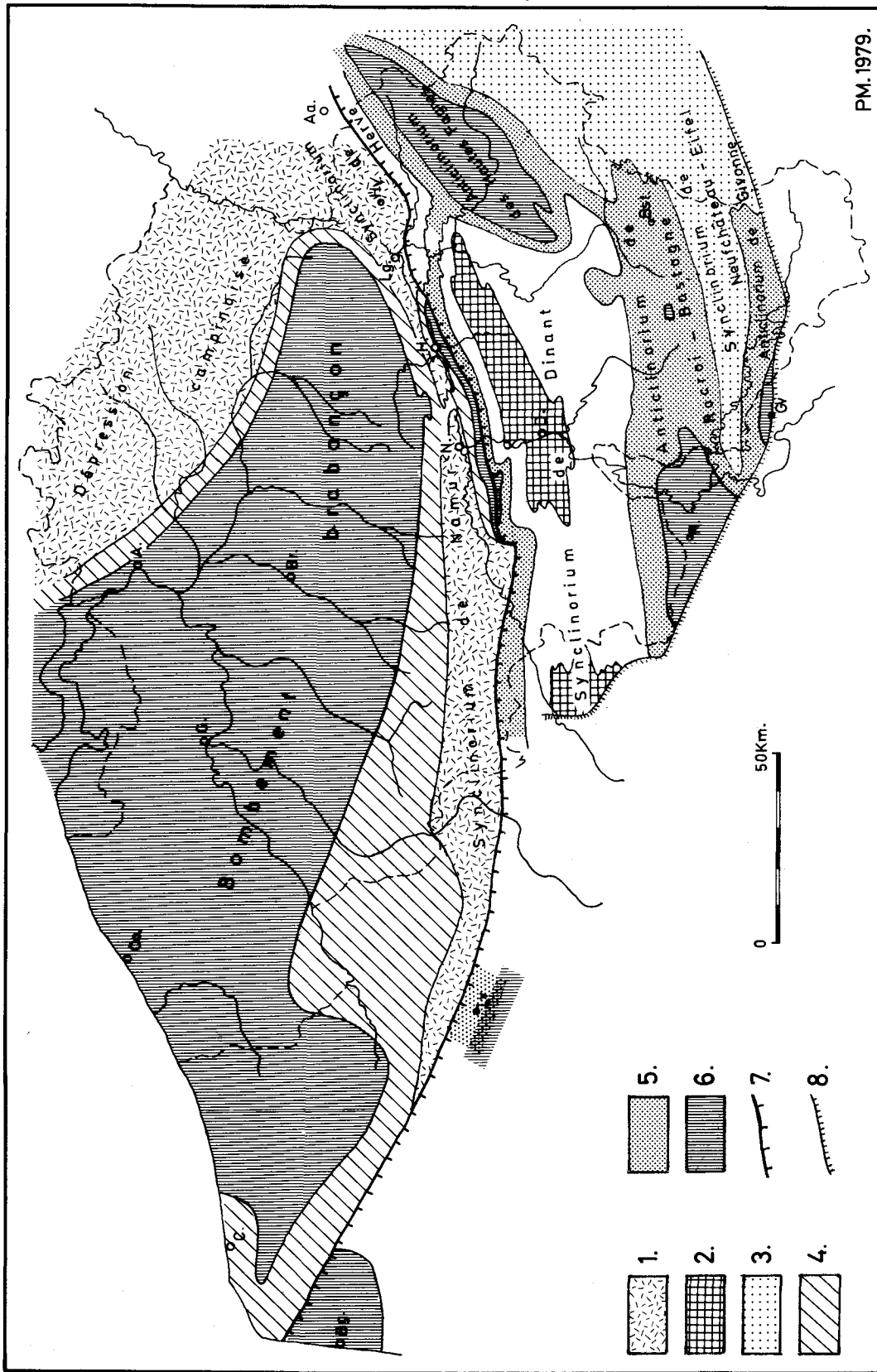


Figure 1.- Le Synclinorium de Herve dans ses relations avec les unités structurales environnantes.

1. Silésien des Synclinorium de Namur et de Herve et de la Dépression campinoise; 2. Dinantien du Synclinorium de Dinant; 3. Ensemble Siegenien supérieur à Emsien du Synclinorium de Neufchâteau-Eifel; 4. Ensemble mésodévien à dinantien du Bombement brabançon et du versant nord de l'Anticlinorium du Condroz (Bande calédonienne de Sambre-Meuse); 5. Ensemble Gedinien à Siegenien moyen de l'Anticlinorium de Rocroi-Bastogne, de l'Anticlinorium des Hautes Fagnes et du versant Sud de l'Anticlinorium du Condroz (Bande calédonienne de Sambre-Meuse). Dans la zone de relais de plis anticlinale entre le synclinorium de Dinant et le Synclinorium de Herve, le même figuré comprend en outre l'Emsien; 6. Massifs calédoniens; 7. Chariage du Condroz (Faille du Midi, Faille de la Marlagne, Faille eifélienne); 8. Bordure mésozoïque du Bassin de Paris. A. Antwerpen; Aa. Aachen (Aix-la-Chapelle); Br. Bruxelles; Bst. Bastogne; C. Calais; D. Dinant; G. Gent; Gv. Givonne; H. Huy; Hv. Herve; Lg. Liège; N. Namur; Oo. Oostende; R. Rocroi.

exprimer ces structures, les termes de synclinorium et d'anticlinorium. (P. Fourmarier, 1928, 1934, 1954).

Que le concept de Synclinorium de Herve ne soit pas apparu lors de ces premiers schémas qui sont le reflet de l'état de notre connaissance en ce début du siècle, est chose bien compréhensible. La structuration tectonique proposée a en effet comme principe *l'institution au rang d'anticlinaux majeurs des massifs calédoniens en affleurements*, entendus comme «les sommets érodés de vastes plis anticlinaux comprenant entre eux de grands synclinaux» (Lohest, 1904).

Ce principe se double du choix du profil transversal-type, en l'occurrence le méridien tectonique Anvers-Namur-Dinant-Charleville, considéré comme le mieux approprié pour exprimer dans leur totalité les unités structurales composant la Chaîne varisque en Belgique.

Pour le domaine oriental envisagé ici, sa formulation s'est faite d'abord en termes de «Synclinal de Namur» et de «Synclinal de Dinant», lesquels prolongés en direction vers l'Est, permettaient selon Lohest d'en exprimer la constitution. Mais ce prolongement aboutissait alors à juxtaposer longitudinalement deux moitiés de synclinal, ce qui, vu l'absence d'un anticlinal majeur interposé entre elles, est en contradiction avec le principe admis comme base de la structuration de la chaîne. Cette incohérence continue à subsister même si cette juxtaposition est plus tard attribuée à la Faille eifélienne dont H. Forir vient d'établir le prolongement vers l'Est en direction de Verviers (H. Forir, 1898, planchettes au 40.000^e de Seraing-Liège et de Fléron-Verviers). Elle s'aggrave en outre de la délimitation singulière de ces deux synclinaux proposée pour la région de Henri-Chapelle, à savoir une allure transversale aux plis (Lohest 1905).

1.3.- Cette forme de structuration allait bientôt être grevée de complications d'un autre genre, issues de la réinterprétation d'une faille d'abord d'importance locale, la «Grande Faille courbe de Theux» (Fourmarier 1901), muée bientôt en faille de charriage, la «Faille de Theux» (Fourmarier 1904, 1905). Assimilée à la Faille eifélienne, cette fracture, maintenant de premier ordre, devint l'élément central d'une formulation structurale différente, axée sur un réseau de fractures individualisant des entités tectoniques ayant participé au processus des translations horizontales. Ces entités furent d'abord dénommées «massifs» -Massifs de Herve, de la Vesdre, de Theux-, mais prirent plus tard, conformément à la conception théorique qui les encadra, le nom plus significatif de «nappes» : Nappes de Herve, de la Vesdre, de Jusleville, de Spa (Fourmarier, 1928, 1934,

1954). Elles posèrent dès lors le problème de leur appartenance à une des unités majeures synclinoriales ou anticlinoriales.

1.4.- A ces rapports indécis, se superposa la conception d'une nouvelle unité structurale majeure, le «*Synclinorium de la Vesdre*» (Fourmarier, 1928/b), suivant laquelle le Massif de la Vesdre (note 2) se résoudrait en une structure synclinoriale bien distincte de celle du Synclinorium de Dinant, (note 3) les plis s'ennoyant vers l'E. ou l'ENE dans le premier, vers l'Ouest ou l'WSW dans le second. Cette unité structurale fut dès lors portée au Tableau général des entités structurales majeures constituant la Chaîne varisque. (Fourmarier, 1934).

Cependant bientôt après - chose généralement passée inaperçue - cette dénomination disparut du vocabulaire terminologique de son créateur qui en revint au vocable «Massif de la Vesdre», le seul qu'il utilisa ensuite, explicité maintenant comme une entité tectonique qui «ne correspond, sur la majeure partie de sa longueur, qu'à la moitié méridionale d'un synclinorium» (Fourmarier, Prologue, 1954, p. 15 et p. 629). (un, souligné par nous) (note 4).

Comment se pose dès lors ce problème ?, car, dans l'Ourthe inférieure et dans la Vesdre inférieure, il existe réellement une structure synclinoriale, bien exprimée et complète : le Dévonien inférieur y encadre effectivement, au Nord et au Sud, la zone centrale faite de Dévonien moyen et supérieur (le Synclinal de Chaudfontaine), et ce, avec une structure en plis secondaires déversés vers la zone centrale. D'autre part l'absence de la moitié septentrionale de ce synclinorium à l'Est d'Angleur-Chênée s'explique aisément par son ablation par la Faille eifélienne dont la surface, émergeant suivant le tronçon Angleur-Chaudfontaine-La Rochette, se surélève vers l'Est. On peut dès lors se demander quel est le fait, la contradiction ou l'impasse théorique qui a conduit Fourmarier à renoncer à cette valeur structurale par ailleurs si évidente. Aucune explication n'en a été donnée et l'énigme persiste. **Nous y reviendrons à propos du Massif de Theux (Chapitre cinquième).**

1.5.- L'évocation alpine, qu'avait fait naître la découverte de la Fenêtre de Theux, allait, 30 ans plus tard, revêtir une nouvelle forme avec l'introduction d'une structure en pli couché. Conçue d'abord par Fourmarier (1934), elle consiste en un anticlinal déversé vers le Nord qui, après incorporation de quelques bancs retournés, prend, mais seulement sur un faible espace transversal, l'apparence du flanc inverse d'un pli couché. Bien que sans ampleur, cette structure entraîna un

changement radical dans la conception tectonique du Massif de Theux et dans ses rapports avec les unités structurales voisines.

Plus tard, sous la plume de Geukens (1959) et de Graulich (1963/b et 1984), elle se mue en un synclinal couché à cœur houiller (Silésien), s'étendant largement vers le Nord sous le Massif de la Vesdre et au delà de celui-ci.

Enfin, dans une version s'aggravant encore, ce synclinal couché fut surmonté d'un anticlinal couché vers le Nord au flanc inverse duquel participe le Massif de la Vesdre. (Geukens 1981) (note 5).

1.6.- Parallèlement à cette innovation de plis couchés, on en revient aussi à l'idée des grandes translations horizontales prêtées jadis, au début de ce siècle, à la Faille des Aguesses (devenue Faille des Aguesses-Asse) (Graulich, 1955; - 1963/b; - 1984).

Cette conception était cependant tout à fait périmée. Les travaux d'Ancion, de Van Leckwyck et d'Ubaghs dans la région de Booze-Le Val Dieu ont en effet clairement montré, il y a plus de 40 ans, le faible rejet de cette fracture (Ancion et al., 1943/a,b,c).

Certes de nouvelles données avaient vu le jour à la suite de la campagne de sondages profonds (Bolland, Soumagne, Soiron) qui, entre 1958 et 1967 eurent pour but d'explorer le Houiller du Bassin de Liège dans des parties jusqu'alors inconnues. Mais leur interprétation, outre qu'elle fut prématurée (note 6), eût demandé une analyse structurale et une considération plus attentive du cadre régional.

La publication détaillée des rapports (Graulich, 1975/b; - 1977/a; - 1977/b) nous a permis de faire leur synthèse à l'échelle de l'unité structurale majeure que nous avons individualisée sous le nom de Synclitorium de Herve (P. Michot, 1980) (note 7).

1.7.- De cet examen d'ensemble il appert que, sur nombre de points importants, la confusion règne, issue de conclusions hâtives et mal étayées, d'arrangements opportunistes comme aussi d'analyses insuffisantes. Complexes en eux-mêmes ces problèmes sont de plus alourdis par une abondante littérature qui, s'étalant sur plus de 80 années, est faite de surcharges d'où il est souvent difficile de faire le triage entre ce qui doit être abandonné et ce qui doit être conservé. C'est, en bien des points, le cas du Massif de Theux où l'incorporation de faits isolés s'est faite parfois sans tenir compte de traits majeurs pourtant bien établis.

Quant au Massif houiller de Liège, qui fut l'objet de synthèses remarquables, mais qui datent déjà de plus de 40 ans, il doit être repensé à la lumière des sondages nouveaux, et ce, d'autant plus, que ceux-ci ont fait connaître son soubassement : c'est donc aussi tout le complexe varisque, dont le Houiller de Liège forme la partie supérieure, qui doit être réexaminé dans une vue unitaire.

1.8.- La connaissance de la structure du domaine frontal de la Chaîne varisque dans cette partie orientale de la Belgique tire son importance de ce que cette région comporte, grâce à la Fenêtre de Theux, l'émergence à la surface du sol d'entités qui, vers l'Ouest, dans le tronçon médian contenant la Bande calédonienne de Sambre-Meuse, sont recouverts par la nappe charriée. Cette structure, prolongée dans ce sens suivant les lignes directrices, permet d'aborder par la voie rationnelle les problèmes de la constitution de l'autochtone sur lequel a été refoulé le Synclitorium de Dinant. Autrefois académique, cette question est entrée aujourd'hui dans le cadre de préoccupations immédiates, voire de réalisations concrètes d'ordre national, puisque, dans la recherche de nouvelles sources d'énergie, elle a donné lieu au sondage de Havelange (Porcheresse en Condroz).

1.9.- A la fin du travail, nous avons réuni en un glossaire la terminologie structurale, du moins ses éléments principaux, failles, massifs et nappes. Celle-ci est en effet à ce point complexe, et le contenu de certains termes devenu ambigu, qu'il est difficile au lecteur d'aujourd'hui de comprendre correctement certaines publications sans risques de confusions.

1.10.- Nous avons également reporté en annexe sous forme de notes, afin de ne pas interrompre l'exposé, l'examen critique de faits et d'analyses qui furent déterminants dans le choix de la solution alors adoptée ou appellent un certain commentaire.

2.- INTRODUCTION

La structure du Synclitorium de Herve se définit dans sa constitution la plus complète à partir du profil transversal qui, à l'Est de Liège, recoupe le Massif dévono-carbonifère de Theux. Ce profil est en effet le seul à faire apparaître la Faille de Theux avec son inclinaison Nord, et, sous elle, dans le Massif de Theux, les structures et entités géologiques les plus méridionales sous-jacentes à la nappe charriée (note 8). Il englobe

aussi, outre les sondages de Pépinster et de Juslenville, ceux de Bolland, de Soumagne et de Soiron qui, après avoir traversé le Houiller, ont recoupé son soubassement dévono-carbonifère jusqu'alors partout inconnu sous le Houiller du Bassin de Liège. On peut dès lors aborder non plus seulement l'étude de ce dernier, mais aussi entrevoir l'allure générale de la série varisque dont ce houiller occupe la partie supérieure, et en particulier ses relations avec les aires de culmination qui l'enserrent.

Suivant ce profil transversal, lequel s'étend entre Visé et Spa, le Synclinorium de Herve comprend les unités structurales suivantes, énumérées conformément à leur succession originelle :

au Nord, le **Synclinal houiller de Liège-Herstal** dont le flanc nord est la couverture mésodévono-dinantienne du versant méridional du Massif calédonien du Brabant, non plissée, ou en d'autres termes, le flanc sud du Bombement brabançon (autrefois dénommé Anticlinal du Brabant);

au centre, le **Massif houiller de Herve**, séparé du synclinal de Liège-Herstal et plus généralement, du Bassin houiller de Liège-Seraing, par la Faille des Aguesses-Asse;

au Sud, le **Massif dévono-carbonifère de Theux**, en fenêtre (ou demi-fenêtre suivant F. Geukens, 1959; note 8) sous la Faille de Theux, et, le prolongeant vers le Sud, le **Massif de la Vesdre**, l'un et l'autre addosés au versant nord du Massif calédonien de Stavelot.

La nouvelle notion structurale proposée, le Synclinorium de Herve, unifie dans un style synclinal des entités géologiques dont certaines figurent au tableau classique des grandes unités structurales du Varisque belge soit avec un statut indéfini tel le Massif de la Vesdre, soit avec un statut mixte, tel le Massif de Theux, réparti entre le Synclinorium de Namur et celui de Dinant (Prodrome, 1954).

Cette étude structurale appelle l'examen, dans leurs lignes essentielles, de chacune des grandes unités géologiques participantes, avec comme but, reconnaître l'unité de l'ensemble qu'elles constituent conformément aux principes structuraux de M. Lohest et d'établir leurs relations mutuelles.

Notre exposé comporte les chapitres suivants :

les enseignements principaux découlant des sondages de Bolland, de Soumagne et de Soiron (Chapitre premier).

l'étude structurale du Bassin houiller de Liège l.s. comprenant le Bassin de Liège s.s. et le Bassin de Seraing groupés sous le nom de Massif houiller de Liège-Seraing, et le Massif

de Herve avec son prolongement aux sondages de Soumagne et de Soiron (Chapitre deuxième).

l'Anticlinorium du Condroz (Chapitre troisième).

la structure du Massif dévono-carbonifère de Theux (Chapitre quatrième).

le Massif de la Vesdre (Chapitre cinquième).

Conclusions générales.

3.- CHAPITRE PREMIER. LES ENSEIGNEMENTS PRINCIPAUX DECOULANT DES SONDAGES DE BOLLAND, DE SOUMAGNE ET DE SOIRON.

Afin de ne pas interrompre par des digressions le cours de l'exposé sur la structure des entités géologiques envisagées, nous réunissons dans ce chapitre les enseignements majeurs que nous avons tiré de ces sondages sur la base des rapports descriptifs dont ils ont fait l'objet (Graulich 1975/b; 1977/a; 1977/b).

3.1.- LA TRANSGRESSION NEODEVO- NIENNE SOUS BOLLAND.

Le sondage de Bolland implanté au Sud de l'Anticlinal famennien de Booze-Le Val Dieu, à quelque 3 Km au Sud de l'affleurement de la Faille d'Asse, a recoupé, sous la Faille de 1024 mètres, un complexe constitué par 3 ensembles discordants bien conservés dans leur rapports originaux. Ce sont de bas en haut : a) le Cambrosilurien, b) une série éodévoniennne débutant par le Gedinnien (probablement supérieur) et se terminant par l'Emsien inférieur, c) une série Frasnien-Namurien caractérisée par la lacune sédimentaire du Dinantien.

Le Frasnien formant la base de cette série est le Frasnien supérieur Fr3, à *Phillipsastrea*, lequel marque ici l'ultime phase de la transgression néodévoniennne, ici à même son soubassement. En effet à l'Ouest de la Meuse viséenne, depuis la région d'Huccorgne (Mehaigne) jusque dans la région de Horion-Hozémont et de Hollogne-aux-Pierres, cette transgression se montre dans une phase immédiatement antérieure : issue du géosynclinal ardennais, elle y dépose, en discordance sur le Massif calédonien du Brabant, le Frasnien moyen lequel relève du flanc Nord du Synclinal de Liège-Antheit. *Le soubassement du Frasnien supérieur à Bolland, appartient donc à un domaine qui, à l'Ouest de Liège, se trouve au Nord de la ligne Horion-Hozémont-Hollogne.*

Par ailleurs, le soubassement qui, en Hesbaye, au Nord de cette ligne, restait disponible pour cette phase ultime de la transgression a une extension transversale très limitée, car, à quelque

6 Km au Nord, à Hermalle-sous-Argenteau, le socle calédonien est déjà recouvert par le Givetien (Graulich, 1975/a), lequel est déposé par la transgression mésodévonienne issue du Bassin de Campine. L'emplacement disponible pour le dépôt du Frasnien supérieur sur le Massif calédonien du Brabant se situe donc à la convergence de ces deux transgressions mésodévonio-frasnienne de provenance opposée, c'est-à-dire sur la zone axiale du Massif calédonien du Brabant, et plus exactement sur l'axe même du Seuil paléobrabançon (note 9) (P. Michot, Belgique 1980, p. 522 et fig. V/1, p. 523). C'est sur le prolongement oriental de cet axe, à l'Est de la Meuse viséenne que s'est achevée, à même son soubassement, la transgression frasnienne avec le dépôt du Frasnien supérieur de Bolland. Le fond du sondage de Bolland se trouve donc sur l'axe du Seuil paléobrabançon. C'est donc aussi l'aire où s'est achevé le dépôt de la série frasnien-namurien recoupée à Bolland sous la Faille de 1024 m.

3.2.- LE MASSIF CALEDONIEN DU BRABANT SOUS BOLLAND.

De cette relation entre le Frasnien supérieur sous Bolland et l'aire correspondante du Massif calédonien du Brabant à l'Ouest de Liège, il résulte que le Calédonien sous Bolland relève directement du Massif du Brabant dont il occupe aujourd'hui, à la suite du plissement varisque, le versant méridional, puisque cette série Frasnien-Namurien incline vers le Sud.

Cette situation tectonique résulte du fait que la transgression mésodévonienne en provenance du géosynclinal ardennais se fait dans cette partie orientale du pays avec des lignes de rivage orientées WNW-ESE à W-E, ce que montre bien la ligne de dépassement, sur le socle, du Frasnien par rapport au Givetien (P. Michot, 1980, p. 523, fig. V/1). Par contre les axes du plissement varisque ont la direction WSW-ENE; ils sont donc franchement obliques par rapport aux lignes de rivage de la transgression frasnienne; c'est en particulier le cas de l'axe du Bombement brabançon qui, dans la Hesbaye liégeoise, passe au Nord de Horion-Hozémont et de Hermalle-sous-Argenteau. C'est la raison pour laquelle le recouvrement Frasnien-Namurien sous Bolland relève du flanc nord du Synclinal de Liège-Herstal, et qu'appartiennent aussi à ce dernier des formations qui dépendent du bassin de Campine, tels le Givetien et le Viséen du sondage de Hermalle-sous-Argenteau (Graulich, 1975/a, planche 3).

3.3.- L'EODEVONIEN DE BOLLAND SOUS LE FLANC NORD DU SYNCLINAL DE LIEGE-HERSTAL

(Synclitorium de Namur auct.).

Depuis Lohest (1904) il était unanimement admis que l'absence de l'Eodévonien dans le Synclinal de Namur était une caractéristique de la série sédimentaire varisque dans cette unité tectonique, ce qui l'opposait au Synclitorium de Dinant où cet étage est partout présent. On considérait aussi que cette absence était originelle, la transgression éodévonienne n'ayant pas pénétré jusque là, jusqu'au jour où Fourmarier (1931) la conçut de toute autre façon et dans le cadre du développement du géosynclinal calédonien dans le Brabant.

Fourmarier (1931) admettait que, concomitamment à la transgression éodévonienne liée au développement du géosynclinal varisque ardennais, l'Eodévonien s'était déposé aussi dans le Brabant, ici toutefois en continuité concordante avec le Silurien du géosynclinal calédonien du Brabant dont il était le constituant terminal. L'argument avancé était que la schistosité du Calédonien brabançon, indiscutablement calédonienne et très bien développée jusque dans le Ludlowien inférieur, terme le plus élevé de la série calédonienne connue, implique l'existence au-dessus de ce dernier d'une forte épaisseur de sédiments, 4000 mètres au moins, déposés en continuité sédimentaire. Supputant que cette épaisseur est trop forte pour n'être constituée que de Ludlowien supérieur, Fourmarier y associait l'Eodévonien (jusqu'à l'Emsien inférieur). Ce dernier, plissé avec toute la série cambro-silurienne par l'orogénèse calédonienne survenue à l'Emsien moyen, aurait été ensuite érodé entièrement du relief calédonien. Comme le Calédonien formant le soubassement du Synclinal de Namur relève de cette phase orogénique, l'absence de l'Eodévonien sous ce synclinal restait néanmoins un bon critère permettant de différencier l'aire occupée par ce dernier de celle qui appartient au Synclitorium de Dinant. (Fourmarier, 1931, 1951, p. 90; - Prodrome, 1954, p. 665).

Le sondage de Bolland a définitivement ruiné cette conception et par conséquent ce critère de différenciation entre les deux synclitorium. Sous jacent au Frasnien appartenant, comme il a été dit plus haut (3.2.), au flanc nord du Synclinal de Liège-Herstal, l'Eodévonien occupe aussi cette même position tectonique. Il a été de plus rencontré dans les mêmes conditions au sondage de Soumagne, ce qui donne une certaine extension transversale à cette formation sous ce synclinal.

Enfin l'Eodévonien est également considéré par les géologues allemands comme se trouvant à la base de la sédimentation varisque dans le Synclinal de la Wurm (Aachen) prolongement oriental du Synclinal de Liège-Herstal (Walter, 1982; - Walter et Wohleberg, 1985).

Ces occurrences permettent de concevoir clairement l'extension première de l'Eodévonien avant la transgression mésodévonienne sur tout l'emplacement sous-jacent au Synclinorium de Namur, là aussi où il fait aujourd'hui défaut. Les produits de son ablation se retrouvent formant les conglomérats de l'Emsien moyen et supérieur, et même du Couvinien inférieur, qui apparaissent nombreux et puissants dans la bordure septentrionale du Synclinorium de Dinant suivant la ligne Maulenne (Florefe) - Wépion - Marchin (Huy) - Plainevaux (Sud de Seraing). Le caractère grossier et le faciès fluvial des galets suggèrent la très grande proximité des couches démantelées. L'extension longitudinale de cette bande correspond bien à toute cette partie du Synclinorium de Namur, très proche, où l'Eodévonien n'existe plus. Par contre dans la région liégeoise à l'Est de Plainevaux, dans le prolongement même de la bande conglomératique, la sédimentation emsienne du bord nord du Synclinorium de Dinant et du Massif de la Vesdre (Angleur, Tilff, Prayon) est caractérisée par l'absence d'intercalations conglomératiques. Or c'est la région qui est en regard de cette partie orientale du Synclinal de Liège où l'Eodévonien est présent et n'a donc pas été érodé.

Cette relation chiasmique entre les Synclinorium de Namur (auct.) et de Dinant nous paraît établir définitivement l'existence première sous le Synclinorium de Namur de l'Eodévonien inférieur, érodé à l'Ouest de Liège avant la transgression mésodévonienne, et conservé à l'Est en raison de l'ennoyage axial du seuil paléobrabançon dans cette direction

3.4.- L'AGE GEDINNIEN INFÉRIEUR DU PLISSEMENT CALEDONIEN DANS LE BRABANT.

Le plissement du Cambro-Silurien du Massif du Brabant a été considéré jusqu'il y a quelque 10 ans comme datant de l'Emsien inférieur, et ce pour les raisons indiquées au paragraphe 1.3. (Fourmarier, 1931, 1934, 1954; Fourmarier et P. Michot, 1964). Pour évoquer cet âge relativement tardif pour un plissement calédonien majeur, Fourmarier a proposé le terme de «néocalédonien» qu'il a donc appliqué au plissement du Cambro-siluro-éodévonien du géosynclinal calédonien du Brabant.

Le sondage de Bolland a infirmé cet âge sur la base de ce fait nouveau : *la présence d'une discordance importante entre le Cambro-silurien et l'Eodévonien*, bien marquée par l'inclinaison opposée des couches de part et d'autre de ce contact, comme l'a souligné Graulich (1975/b). La transgression éodévonienne datant à Bolland, comme sur le Calédonien de Sambre-Meuse, du Gedinnien supérieur, il en résulte que le plissement calédonien du Brabant date du Gedinnien inférieur (P. Michot, Belgique 1980/a - 1980/b). Cette orogénèse est donc à classer comme calédonienne au sens donné à ce terme pour toute déformation survenant à la limite Silurien-Gedinnien. (P. Michot, 1976, 1978, 1980).

Il convient en outre de faire remarquer que, étant donné l'absence de toute discordance stratigraphique à l'intérieur de la série cambro-silurienne du Brabant et de tout épisode conglomératique permettant de la supputer, *l'évocation d'une phase orogénique sarde ou taconique dans le Massif de Brabant est non fondée.*

3.5.- LA PHASE HYPROGÉNIQUE BOLLANDIENNE (NEOCALEDONIENNE).

L'Eodévonien (inférieur) traversé par le sondage de Bolland où sa puissance est de quelque 940 mètres, se présente avec une allure redressée parfois jusqu'à la verticale, discordante sous sa couverture néodévonienne-namurienne. Cette déformation plastique interne est l'expression d'une phase de plissement mineure, d'âge emsien moyen, la phase bollandienne, de direction W-E, laquelle a remanié le calédonien du Brabant dans sa partie méridionale (vallée inférieure de la Meuhaigne, de l'Orneau au Sud de Grand-Manil, de la Sennette à Ronquières) (P. Michot, 1978).

Transversalement vers le Sud, la zone affectée par ce plissement proprement dit est relativement étroite car, au sondage de Soumagne, 5 km. au Sud de Bolland, l'inclinaison de l'Eodévonien, qui a été recoupé sur une hauteur de 366 mètres, est faible et peu différente de celle de la couverture néodévonienne. **A l'extérieur de cette zone plissée, cette phase s'est manifestée par un très large bombement dont l'extension vers le Sud se marque par des lacunes sédimentaires jusque sur le versant nord du Massif calédonien de Stavelot : à Pépinster (Massif de la Vesdre) où, sous le Poudingue du Mur du Diable (Couvinien supérieur) manque tout au moins le «Burnotien», et à La Reid (Massif de Theux) où, sous les quartzites et Grès verts grauwoackoïdes (Couvinien supérieur) l'Emsien et probablement le Siegenien supérieur dans sa presque totalité font défaut (P. Michot et H. Pirlet, 1986).**

3.6.- LA FAILLE DES AGUESSES-ASSE.

Le fond du sondage de Bolland étant implanté sur l'axe du Seuil paléobrabançon (3.1.), il n'est donc plus possible de faire passer une fracture varisque de quelque importance sous le pied de ce sondage (note 10). La Faille des Aguesses-Asse, déjà reconnue (1943) comme une fracture de second ordre, ne peut donc que passer dans le sondage de Bolland, ainsi que nous l'avons proposé antérieurement (P. Michot, 1978, p. 330, fig. 3). *En réalité il s'agit d'un couple de fractures, distantes de 130 mètres, passant aux profondeurs de 1024 et de 886 m., réalisant globalement un chevauchement sans rejet important.*

Une correction numérique doit toutefois être apportée aux valeurs que nous avons alors attribuées à leur rejet, erronées par suite d'une faute de calcul. Ce rejet est de 1050 mètres pour la faille passant à la profondeur de 1024 mètres, et de 2450 mètres pour la faille de 886 m. L'inclinaison moyenne de la fracture inférieure entre son affleurement et son passage au sondage est de 19°S, valeur que nous attribuons également à la seconde faille.

Si on met cette valeur en regard de celle de 27° que l'on trouve pour la Faille d'Asse plus à l'Ouest dans les concessions du Hasard et d'Argenteau-Trembleur, et ce près de la surface (entre les niveaux de 300 et de 440 m.), on en déduit que cette faille a une tendance à s'aplatir avec la profondeur. Il n'en reste pas moins que ses deux branches affectent la couverture néodévonienne sur toute son épaisseur pour pénétrer ensuite dans son soubassement. *Il apparaît par là que la Faille des Aguesses-Asse se différencie des autres failles du Houiller de Herve, les Failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc.* C'est ce que reflète très bien la carte planimétrique du Bassin houiller de Liège (E. Humblet, 1941), point sur lequel nous reviendrons plus loin.

3.7.- L'AUTOCHTONIE DU MASSIF HOULLER DE HERVE.

S'il y a lieu de retenir le caractère particulier de la Faille des Aguesses-Asse tel que nous venons de le souligner, il n'en reste pas moins vrai que cette fracture n'a d'autre signification qu'un chevauchement de faible ampleur, à l'image de celui que sont plus au Sud les Failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc.

Le Massif houiller de Herve est donc autochtone. Il fait suite au Sud, sans recouvrement notable, au Synclinal de Liège-Herstal auquel il est relié par l'Anticlinal de Booze-Le Val Dieu. A l'échelle plus générale du Bassin houiller de

Liège (l.s.) il fait suite au Massif houiller de Liège-Seraing.

3.8.- LA LACUNE DU DINANTIEN ET SON EXTENSION.

Dans la région de Bolland la lacune du Dinantien est maintenant connue en 3 points, et plus précisément dans 3 massifs qui se superposent, séparés par les chevauchements de 1024 m. et de 886 m. Remis à leur place originelle, ils se présentent du Nord au Sud suivant leur ordre de superposition de bas en haut.

Le massif inférieur est celui du fond du sondage de Bolland où le socle calédonno-éodévonien est recouvert en discordance par son revêtement frasno-namurien. Dans ce dernier la lacune du Dinantien appartient à la série sédimentaire où le Frasnien supérieur est transgressif sur le socle : elle relève donc de l'aire sédimentaire sus-jacente à l'axe du Seuil paléobrabançon (3.1.).

Le massif moyen est la lame comprise au sondage de Bolland entre les deux failles de 1024 m. et de 886 m. La lacune dinantienne y a été recouverte en un point qui, remis dans sa position originelle, se trouverait à quelque 1235 mètres de l'axe du Seuil.

Le massif supérieur est celui qui contient la lacune de Booze-Le Val Dieu, dont le lieu d'origine se trouvait à quelque 1700 mètres plus au Sud.

La lacune du Dinantien, dans la région de Bolland, apparaît donc aujourd'hui comme étant à l'origine une surface continue, d'une certaine extension transversale; elle est non plus limitée à l'Anticlinal de Booze-Le Val Dieu, mais recouvre ici l'axe du Seuil paléobrabançon. Elle se prolonge vers l'Ouest (où on la retrouve à peu près complète), à l'Ouest de la Meuse à Chertal et à Horion-Hozémont. Elle s'allonge suivant une direction WNW-ESE à W-E qui est celle du Seuil paléobrabançon lui-même.

3.9. LA COUVERTURE NEODEVONO-CARBONIFERE AUX SONDAGES DE BOLLAND-SOUMAGNE-SOIRON ET SON SOUBASSEMENT A COMPORTEMENT MONOLITHIQUE.

Au sondage de Bolland, la couverture varisque non plissée se présente, par suite de l'existence des Failles de 1024 et de 886 m. en trois tronçons superposés qui, dans leur relation initiale, se succèdent du Nord au Sud, le tronçon inférieur avec son soubassement calédonno-éodévonien prenant place au Nord. Dans chacun de ces tronçons les couches se présentent avec des inclinaisons fai-

bles vers le Sud : 10° à 15° dans le tronçon inférieur, 10° dans le moyen, 12° dans le supérieur. Ce dernier, où le Dinantien fait son apparition souterrainement, trouve son prolongement direct vers le Sud dans les plateaux qui, au sondage de Soumagne, recouvrent sédimentairement l'Eodévonien. (P. Michot, 1978).

Au sondage de Soumagne cette couverture non plissée qui comprend en plus vers le haut la partie inférieure du Westphalien inférieur est épaisse de 1200 mètres : son inclinaison vers le Sud comporte des variations internes comprises entre 6° et 12°, valeurs qui s'accordent donc bien avec la valeur de 12° trouvée pour l'inclinaison moyenne des couches dans l'intervalle Bolland-Soumagne, ainsi qu'avec les inclinaisons rencontrées, à Bolland, dans la plateaux recouvrant le soubassement éodévonien (P. Michot, 1978, p. 333). Dépourvue de tout plissement interne, la couverture se montre donc, à Soumagne, avec le même comportement monolithique que ses 3 tronçons sous Bolland.

Au sondage de Soiron, implanté dans le Massif de la Vesdre à 2,2 km. au Sud du sondage de Soumagne, on retrouve, sous un complexe plissé (analysé plus loin), une série continue Namurien-Dinantien-Famennien, en position normale, très faiblement inclinée vers le Sud, et ce sur une hauteur de 740 mètres, le sondage ayant été arrêté ici dans le Famennien supérieur après en avoir recoupé 76 mètres. Les nombreuses inclinaisons qui ont été relevées dans ce dernier étage oscillent entre 3 et 12°, avec une moyenne de 7°. A cette valeur ponctuelle, on peut associer celle de 6°, inclinaison moyenne entre les sondages de **Soumagne et de Soiron (calculée sur la limite Famennien-Dinantien, choisie comme repère en raison du caractère compétent de ces assises)**. De cette comparaison il ressort que l'allure de la couverture sous Soiron, prolonge bien celle qui s'étend au Nord, et que sur cette base, on peut admettre que toute sa partie inférieure sous-jacente au sondage est restée également indemne de toute déformation plastique interne.

De cet ensemble on conclut que la couverture néodévonno-carbonifère qui descend du Massif calédonien du Brabant se maintient avec une inclinaison vers le Sud très faible et très constante, passant de 12° sous Bolland, à 7° sous Soiron. Cette uniformité dans l'inclinaison et l'absence de tout plissement interne traduisent à la fois le *comportement resté monolithique du soubassement calédonno-éodévonien durant la tectogenèse varisque, et celui de la couverture néodévonno-namurienne, et ce jusque Soiron, c'est-à-dire sous l'aire déjà occupée en surface par les massifs charriés, en l'occurrence le Massif de la Vesdre* (voir plus loin 4.4.5.).

Ce comportement monolithique au méridien tectonique des sondages est toutefois limité latéralement. A l'Ouest de Liège (région d'Engis), on trouve, comme on sait, la couverture néodévonno-dinantienne et son calédonien fortement plissés, en allure conforme avec la Houiller. Il en est de même vers l'Est où, dans la région d'Henri-Chapelle, le Dinantien et le Famennien réapparaissent dans les anticlinaux du Massif de Herve. Il appert ainsi que *dans la partie médiane du Bassin houiller de Liège (l.s.) le socle et le revêtement varisque jusqu'à un niveau stratigraphique relativement élevé (Namurien) sont restés indemnes de toute déformation plastique, et que la seule rupture importante qui est intervenue dans cet ensemble est la Faille des Aguesses-Asse et ce, dans une forme nettement cisailante.*

Faisons remarquer ici sans plus que c'est au méridien tectonique de ce comportement monolithique que s'ouvre la Fenêtre de Theux (ou la demi-fenêtre, sensu Geukens), à l'intervention d'un bombement de la Faille de Theux (sensu Fourmarier), (ou de la Faille de Theux, sensu Geukens, complétée d'une faille occidentale).

3.10.- LA DYSHARMONIE STRUCTURALE DE LA DEFORMATION VARISQUE.

Au comportement monolithique de la couverture du socle laquelle, aux 3 sondages, comprend toute la série dévonienne à namurienne, voire même la partie inférieure du Westphalien inférieur, s'oppose l'allure plissée des formations stratigraphiques supérieures qui la surmontent, en fait celles du Massif charbonnier de Herve. Il y a donc, bien marquée entre Bolland et Soiron, une dysharmonie structurale au sein de la série sédimentaire varisque, se traduisant, suivant ce profil, dans la superposition de deux étages tectoniques dont la limite se situe globalement dans le Westphalien inférieur. Nous en étudierons le type plus loin lors de l'analyse structurale du Massif houiller de Herve. Mais, comme nous l'avons dit plus haut (3.9.) cette dérégulation transversale est, à l'échelle du Bassin houiller de Liège, spatialement limitée, puisqu'elle s'efface latéralement tant vers l'Est que vers l'Ouest et que la déformation plastique du soubassement, socle compris, redevient harmonique de celle de la surface.

3.11.- CONCLUSIONS

Les sondages de Bolland-Soumagne-Soiron ont permis de reconnaître sous les formations westphaliennes plissées du Massif de Herve, aujourd'hui confirmé dans son autochtonie, une entité structurale différente : c'est typiquement

une couverture (non plissée) solidaire de son soubassement, formée par la série néodévonodinant-namurienne jusqu'à un niveau qui se situe approximativement à la base du Westphalien. Dans cette partie médiane du Bassin houiller liégeois l.s. le plissement varisque s'est traduit dans la constitution de deux étages tectoniques, dysharmonie régionale qui est toutefois restreinte à la partie septentrionale.

Au Nord, cette couverture débute par le Frasnien supérieur Fr 3 ce qui implique pour ce dernier, au vu de la paléogéographie, sa dépendance du géosynclinal ardennais et son dépôt au-dessus à la fois de la zone axiale du Seuil paléobrabançon et du Massif calédonien du Brabant. A la suite du plissement varisque, qui s'est traduit ici dans la formation du Bombement brabançon, elle s'est trouvée impliquée dans le versant méridional de ce pli sous la forme d'une grande plateur dévononamurienne à inclinaison Sud de plus en plus faible jusqu'à l'horizontale, conservant son monolithisme jusque sous le massif charrié (Massif de la Vesdre).

Au Nord la couverture repose en nette discordance sur un ensemble éodévonien inférieur plissé (Gedinnien supérieur-Siegenien-Emsien inférieur), lui-même discordant sur le Cambrosilurien du Massif du Brabant. Le plissement du géosynclinal calédonien du Brabant, intervenu au Gedinnien inférieur range donc l'orogénèse condroso-brabançonne (P. Michot, 1980/a,b) dans la phase calédonienne, au sens où celle-ci se situe aux environs de la limite Silurien-Dévonien. De même est maintenant bien daté de l'Emsien moyen le remaniement du Calédonien du Brabant méridional, un retour localisé et tardif de la tectogénèse calédonienne, codifiée sous le nom de Phase bollandienne. (P. Michot, 1978).

L'éodévonien septentrional, plissé au-dessus du Massif calédonien du Brabant où il est bien distinct de son recouvrement néodévonien, s'intègre progressivement vers le Sud en concordance avec ce dernier, formant ainsi la série sédimentaire varisque dans sa constitution classique. Celle-ci est donc marquée, dans cette partie NE du bassin ardennais, par l'existence d'une lacune stratigraphique qui se ferme vers le Sud à la limite Couvinien inférieur-Couvinien supérieur, et s'ouvre vers le Nord dans l'intervalle Emsien inférieur-Frasnien supérieur. Au méridien des sondages, cette lacune sédimentaire s'étend sur l'entièreté du profil entre les Massifs calédoniens du Brabant et de Stavelot.

Le problème que posent maintenant ces nouvelles acquisitions a trait à la structure du Houiller et à ses rapports avec son soubassement resté monolithique ici et plissé latéralement. Il porte

sur le passage latéral en direction d'un régime tectogénique à deux étages tectoniques à un régime plissé harmonique, la différenciation prenant naissance sensiblement, dans les cas mentionnés plus haut, au niveau du Westphalien inférieur.

Nous examinerons donc en premier lieu la structure du Westphalien, en raison de ce qu'il est le mieux documenté puisque, sous le nom de Bassin houiller de Liège, il a été le siège de l'implantation de nombreux charbonnages.

4.- CHAPITRE DEUXIEME. LE BASSIN HOULLER DE LIEGE L.S.

4.1.- GENERALITES

Le Bassin houiller de Liège appartient à la fraction autochtone, de loin la principale, du Terrain silésien du Pays de Liège.

Ce terrain s'étend à la surface de la pénélaine épivarisque depuis Engis à l'Ouest jusqu'à Dalhem-Battice à l'Est, et, dans sa plus grande dimension transversale, entre Hermalle-sous-Argenteau au Nord et la ligne Ayeneux-Olnedison au Sud, où il est en contact avec les formations famenno-dinantiennes de la vallée de la Vesdre. (fig. 2).

Situé dans la partie frontale de la Chaîne varisque, ce terrain silésien a été affecté dans sa partie méridionale par le charriage frontal ou Charriage du Condros (Fourmarier, 1923) qui a refoulé sur lui le Synclinorium de Dinant et le Massif de la Vesdre : c'est la *Faille eifélienne du Pays de Liège*, l.s., laquelle se décompose en trois tronçons qui sont d'Ouest en Est : le tronçon Clermont-Seraing-Angleur de direction WSW-ENE, c'est-à-dire, dans son sens originel, la Faille eifélienne s.s. (Malherbe, 1873) (note 11), le tronçon Angleur-La Rochette (Chaufontaine) de direction WNW-ESE transverse aux plis, et la Faille de Magnée (sensu Fourmarier, 1912 et sensu Graulich, 1976) (note 12) ou Faille de Saint-Hadelin (sensu E. Humblet, 1941 accepté par Fourmarier, 1954). Cette dernière fracture qui, à Ayeneux, refoule le Dinantien de la Vesdre sur du Namurien, pénètre longitudinalement dans ce dernier à l'Est de cette localité, de sorte que, du Terrain silésien du Pays de Liège, seule une étroite bande namurienne formant la lèvre sud de la faille fait corps avec le Dévonodinantien charrié de la vallée de la Vesdre; elle fait partie du Massif de la Vesdre. La presque totalité du Silésien du Pays de Liège est donc autochtone, en particulier, sa fraction westphalienne où se sont développées les exploitations charbonnières : c'est le «Bassin houiller de Liège» (sensu E. Humblet, 1941) (note 13).

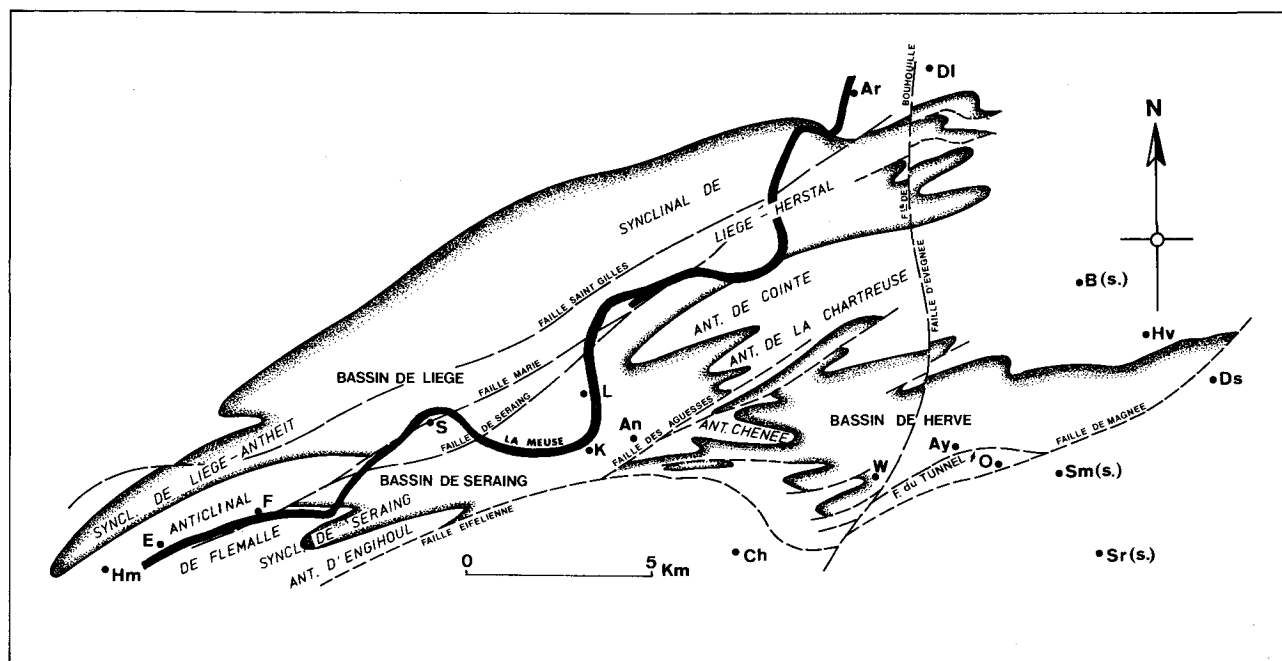


Figure 2.- Structure d'ensemble du Bassin houiller du Pays de Liège I.s.

La structure-enveloppe est dessinée sur la base de la couche Désirée-Bouxharmont (trait ombré), la plus inférieure généralement exploitée du Bassin. Celui-ci est scindé suivant la Faille des Aguesses (plus tard Faille des Aguesses-Asse) en Massif de Liège-Seraing et Massif de Herve (Dessin extrait de E. Humblet 1941, amendé et complété).

An. Angleur; Ar. Argenteau; Ay. Ayeneux; B(s). Bolland (sondage); Ch. Chaudfontaine; DI. Dalhem; Ds. Dison; E. Engis; F. Flémalle; Hm. Hermalle-sous-Huy; Hv. Herve; K. Kinkempois; L. Liège; O. Olne; S. Seraing; Sm(s). Soumagne (sondage); Sr(s). Soiron (sondage); W. Wérister.

L'analyse structurale de ce bassin signifie donc celle de son Westphalien. Elle est essentiellement basée sur les documents graphiques figurés dans le mémoire de E. Humblet «Le Bassin houiller de Liège» (1941) (note 14) et sur les travaux que Ch. Ancion a consacrés à la partie occidentale du Houiller liégeois (1941). Bien qu'ils figurent l'état du bassin 20 ans avant son abandon, on peut considérer qu'ils en sont la synthèse définitive du point de vue géométrique, même si quelques corrections ou compléments devraient y trouver leur place (note 15). Comme elle est l'aboutissement d'une réflexion en chaîne longue de 125 ans, les définitions ont varié en fonction du progrès des faits et des idées; des confusions aussi se sont introduites. C'est pourquoi il nous a paru utile de présenter un historique succinct centré sur les concepts et conceptions tectoniques dont le Bassin houiller de Liège fut l'objet; il y est retracé leur évolution et rappelé les raisons, parfois oubliées, qui les ont amenés à leur contenu actuel. Cet exposé fait l'objet de l'Appendice I.

4.2.- VUE D'ENSEMBLE.

4.2.1.- Le Bassin houiller (westphalien) de Liège se présente suivant une série de plis longitudinaux de direction générale WSW-ENE dont les principaux sont le «Synclinal de Liège», l'Anticlinal de Flémalle, l'Anticlinal de Coïnte-La Chartreuse, le Synclinal de Seraing.

Ces plis peuvent être groupés régionalement en deux ensembles s'opposant par le sens d'ennoyage et désignés ici sous le nom de «Ailes»: *une Aile occidentale, dite sérésienne*, où l'ennoyage se fait vers l'E. ou l'ENE, englobant le bassin de Seraing et la partie occidentale des bassins de Liège et de Herve; *une aile orientale, dite hervienne*, où les plis ennoient vers l'WSW, et qui comprend la partie orientale des bassins de Liège et de Herve, en fait la majeure partie de ce dernier. Ces deux ailes convergent vers une zone de direction W-E à WNW-ESE, qui recoupe très obliquement la direction des plis de chacune des ailes et suivant laquelle les plis d'une aile, après s'être effacés en direction, sont relayés, par ceux de l'autre avec inversement de l'ennoyage. Une telle zone est dénommée ici «Zone de relais de plis synclinal» ou plus simplement «Zone de relais synclinal». Géographiquement cette zone s'allonge suivant la ligne Seraing (Puits Vieille-Marihaye, Puits Collard) - Ayeneux. (P. Michot, 1980, p 494 et 495, fig. III/2) (note 19).

La surélévation axiale de l'Aile sérésienne vers l'Ouest fait affleurer à l'Ouest du Houiller de Seraing la Bande calédonienne de Sambre-Meuse, plus précisément sa fraction autochtone qui émerge de dessous les plis néodévonodinantien de la région d'Engis. -Semblablement la surélévation axiale vers l'ENE de l'Aile hervienne fait apparaître à l'Est de Herve le Famenien et le Dinantien de la région de Moresnet-Aachen (Aix-La Chapelle). Le Westpha-

lien du Pays de Liège occupe donc le domaine d'envoyage descendant à partir de ces deux aires de culmination.

4.2.2.- L'unité de cet ensemble est troublée par un accident que fait clairement apparaître la zone synclinale de relais : c'est la Faille des Aguesses-Asse qui la scinde en deux massifs, dont le méridional a subi apparemment un coulissage horizontal relatif vers l'Est de l'ordre de 6 Km. : au Nord le Massif de Liège-Seraing; au Sud le Massif de Herve (fig. 2).

L'analyse structurale portera sur chacun d'eux pris séparément.

4.3.- LE MASSIF HOULLER DE LIEGE-SERAING.

4.3.1.- Au Nord de la Faille des Aguesses-Asse, on peut reconnaître dans l'ensemble houiller qui s'étend depuis la région d'Engis-Seraing-Flémalle jusqu'à Argenteau-Trembleur :

à l'Ouest, l'Aile sérésienne comprenant du N. au S. :

le Synclinal westphalien de Liège-Antheit qui rejoint à l'Ouest le Houiller d'Andenne;

l'Anticlinal de Flémalle à noyau dinantien;

le Synclinal westphalien de Seraing;

l'Anticlinal d'Engihoul à noyau dinantien,

le Synclinal dinantien de Clermont dont le flanc méridional est caché sous l'éodévionien refoulé par la Faille eifélienne s.s.

A l'Est, l'Aile hervienne qui comprend du N. au S. :

le Synclinal de Liège-Herstal,

l'Anticlinal de Cointe-La Chartreuse.

4.3.2.- Position du problème. L'idée qui a prévalu jusqu'à présent quant à la structure du Bassin houiller liégeois est celle de la continuité des plis longitudinaux majeurs. Ainsi en est-il d'abord du «Synclinal de Liège», dont on a tracé l'axe depuis Hermalle-sous-Huy jusque Argenteau-Trembleur. Ce qui, à première vue, donne à ce synclinal l'impression d'être une réalité, c'est son flanc septentrional dont les plateaux westphaliens avec, sous elles, l'ensemble antehouiller à faible inclinaison sud, forment la couverture du Massif calédonien du Brabant. Mais cette continuité n'existe pas pour le flanc méridional : les dressants verticaux à renversés vers le Nord qui le constituent dans les portions occidentales et orientales du «Synclinal» s'atténuent progressivement dans la partie médiane jusqu'à s'effacer complètement. (Gosson-La Haye-Horloz). Il n'y a donc de réelle structure synclinale que de part et d'autre de cette région médiane : c'est, à l'Ouest, le Synclinal de Liège-Antheit, et, à l'Est, le Synclinal de Liège-Herstal. Ils diffèrent en ce que leur flanc méridional ne se trouve pas dans leur prolongement mutuel.

De même, puisque ces flancs sont aussi le flanc nord des Anticlinaux de Flémalle et de Cointe-La Chartreuse, se pose la nature du rapport existant entre ceux-ci. M. Lohest (1899), étudiant les relations du bassin houiller liégeois avec les bassins miniers allemands de la Wurm et d'Eschweiler, admettait que «la selle de Flémalle traverse tout le bassin houiller de Liège, de Flémalle à La Chartreuse», de sorte que «le bassin de Herve correspondrait à celui de Seraing. «Plus significative encore est la représentation qu'en donne P. Fourmarier dans le profil figurant la structure du bassin liégeois suivant le méridien passant par la Fenêtre de Theux : c'est l'Anticlinal du Condroz lui-même à noyau calédonien qui se poursuit avec sa direction ENE (Fourmarier 1907, p. 51, fig. 11). Cette allure est aujourd'hui réfutée par les sondages de Bolland et de Soumagne. De son côté E. Humblet, partant de l'Est, prolonge l'Anticlinal de Cointe vers l'Ouest dans la partie méridionale du Houiller de Seraing en l'identifiant à l'Anticlinal d'Engihoul (Humblet, 1941, coupes XI, XII, XIII et XIV). De même Ch. Ancion prolonge l'Anticlinal de Cointe dans le Houiller de Seraing, toutefois dans une position plus septentrionale (Ancion, 1942, fig. 6, 7 et 13).

C'est tout autrement que se présentent ces relations réciproques lorsqu'on procède à l'analyse détaillée de la structure transversale en allant de proche en proche.

4.3.3.- Notre analyse se fera d'Ouest vers l'Est; elle se base sur les profils transversaux de E. Humblet (1941), lesquels pour satisfaire au but poursuivi ont cependant dû subir une adaptation qui est la suivante.

On sait que le Massif houiller de Liège-Seraing a été affecté postérieurement à la phase de plissement par plusieurs décrochements longitudinaux dont les deux plus importants sont la Faille Marie et la Faille de Seraing (fig. 2). Le déplacement qui leur est lié consiste en un affaissement de la lèvre méridionale et sa translation horizontale vers l'Ouest par rapport à la lèvre septentrionale. Notre analyse portant sur le plissement proprement dit à l'exclusion de toute autre déformation, l'adaptation consiste à faire correspondre à un profil situé au Nord de ces failles le profil qui les prolongeait vers le Sud avant ces décrochements. La note 20 en expose le principe et établit ensuite la correspondance réalisée. Il ne peut s'agir ici que d'une approximation. Mais étant donné que ces coupes sont assez rapprochées, l'erreur ne peut être que faible, ce qui ressort déjà quand on fait abstraction de cette correction.

Comme la structure à faire apparaître est celle du gisement dans son ensemble, où toutes les couches sont plissées parallèlement, la figuration d'une seule d'entre elles suffit pour en donner

l'allure. De plus afin de pouvoir poursuivre l'analyse le plus loin possible dans le gisement jusque dans ses aires de surélévation axiale, la couche choisie est l'inférieure; elle est connue sous le nom de Désirée-Beaujardin-Bouxharmont (note 21). Celle-ci, appartenant à la partie inférieure du Westphalien, est en outre la mieux adéquate pour l'étude de la transition aux structures sous-jacentes, particulièrement là où le Namurien fait partie de la couverture non plissée solidaire du socle.

Notre analyse envisage successivement :
 le couple occidental Synclinal de Liège-Antheit/Anticlinal de Flémalle;
 l'Anticlinal d'Engihoul;
 le couple oriental Synclinal de Liège-Herstal/Anticlinal de Cointe;
 la zone de relais synclinale et le mode de relais des Anticlinaux de Flémalle et de Cointe.

4.3.4.- LE COUPLE OCCIDENTAL SYNCLINAL DE LIEGE-ANTHEIT/ANTICLINAL DE FLEMALLE.

(fig. 3 et fig. 4 comportant les profils 6 à 13).

Dans la présente analyse les rapports entre plis majeurs consécutifs (synclinal/ anticlinal) sont définis sur la base de l'allure du dressant commun qui les unit ou, lorsque celui-ci est entrecoupé de plateaux, par l'allure de la surface-enveloppe comprise entre son pied (ou axe du synclinal majeur) et la crête (ou axe) de l'Anticlinal.

a)- Le Synclinal de Liège-Antheit (Profil 13) est typiquement caractérisé dans sa partie occidentale par les dressants dinantiens de son flanc sud qui se suivent en direction vers l'Ouest de façon continue dans un style renversé vers le NNW, depuis Flémalle et Engis, par Hermalle et Statte (Huy) jusque Ben-Ahin et Gives (Andenne) où ils s'atténuent et s'effacent. A Engis, les dressants sont connus dans le Houiller sur toute leur hauteur grâce aux exploitations minières; ils consistent en un pan unique, redressé à renversé jusqu'à l'inclinaison de 70°S, d'une hauteur de plus de 1200 mètres (Humblet coupe XIII passant par les puits Xhorré et de Flémalle). C'est donc aussi en cet endroit la différence d'altitude entre l'axe du Synclinal de Liège et celui de l'Anticlinal de Flémalle.

b)- Vers l'Est ces deux axes s'ennoient dans cette direction, celui de l'anticlinal plus que celui du synclinal, ce qui entraîne une diminution de hauteur du dressant intermédiaire. En même temps la structure de ce dernier se modifie. Un

Km. à l'Est, au méridien du Puits de Vieille-Marihay (Humblet coupe XII), le dressant unique s'est mué en une succession de deux dressants séparés par une plateaux, ne totalisant plus que 450 mètres de haut. (Profil 12). Telle est donc aussi la différence d'altitude entre l'axe du Synclinal de Liège et l'axe de l'Anticlinal de Flémalle. La surface-enveloppe de ces plis secondaires, étalée vers le Sud par suite de la plateaux intermédiaire, est devenue modérément inclinée vers le NNW; le style du synclinal de Liège, profond à l'Ouest et celui, très élané, de l'Anticlinal de Flémalle, se sont adoucis vers l'Est.

c)- 1500 mètres plus à l'Est, au méridien du Puits Collard (Seraing) (Humblet coupe XI), les dressants de l'Anticlinal, comme aussi les plis secondaires de son flanc sud ont disparu (Profil 11); l'Anticlinal de Flémalle s'est effacé; il s'est mué en une plateaux subhorizontale, à faible inclinaison sud, qui se met directement à la suite du flanc nord du Synclinal de Liège sans qu'il soit possible d'y percevoir l'emplacement de l'axe de ce dernier. Il en est de même vers le Sud où l'axe du Synclinal de Seraing, bien marqué à l'Ouest, n'apparaît plus. Le couple Synclinal Liège-Antheit/Anticlinal de Flémalle s'est donc transformé vers l'Est en une immense plateaux à inclinaison sud de plus en plus faible passant ensuite à l'horizontale. Au Sud vient immédiatement une suite de plis mineurs en chaise, déversés vers le Nord, à dressants verticaux ou faiblement renversés qui sont ceux du flanc nord de l'Anticlinal d'Engihoul. Le bassin de Liège-Seraing a donc pris ici la forme d'un synclinal largement ouvert, dont les plateaux descendent du Massif du Brabant pour s'étendre jusqu'au pied nord de l'Anticlinal d'Engihoul. Considérée au niveau de la couche Désirée, c'est une immense cuvette dissymétrique, dite ici «*Cuvette Cockerill*», à fond plat, d'une profondeur de 750 mètres pour une ouverture de 6 Km., où les plis en chaise n'apparaissent qu'à son flanc sud sur seulement 1 Km. (note 22). *La longue plateaux de son flanc nord représente donc, abstraction faite de son inclinaison qui ne traduit qu'un basculement, l'état antécédent de l'ensemble qui à l'Ouest est plissé : les Synclinaux de Liège-Antheit et de Seraing apparaissent donc comme l'expression de la naissance et du développement différentiel croissant vers l'Ouest de l'Anticlinal de Flémalle. Puisque leur axe se surélève aussi dans cette direction, quoique qu'avec un taux moindre, il apparaît que la culmination d'Hermalle-sous-Huy est concomitante du plissement. Plus exactement, plissement et culmination des plis sont les effets simultanés du même resserrement régional.*

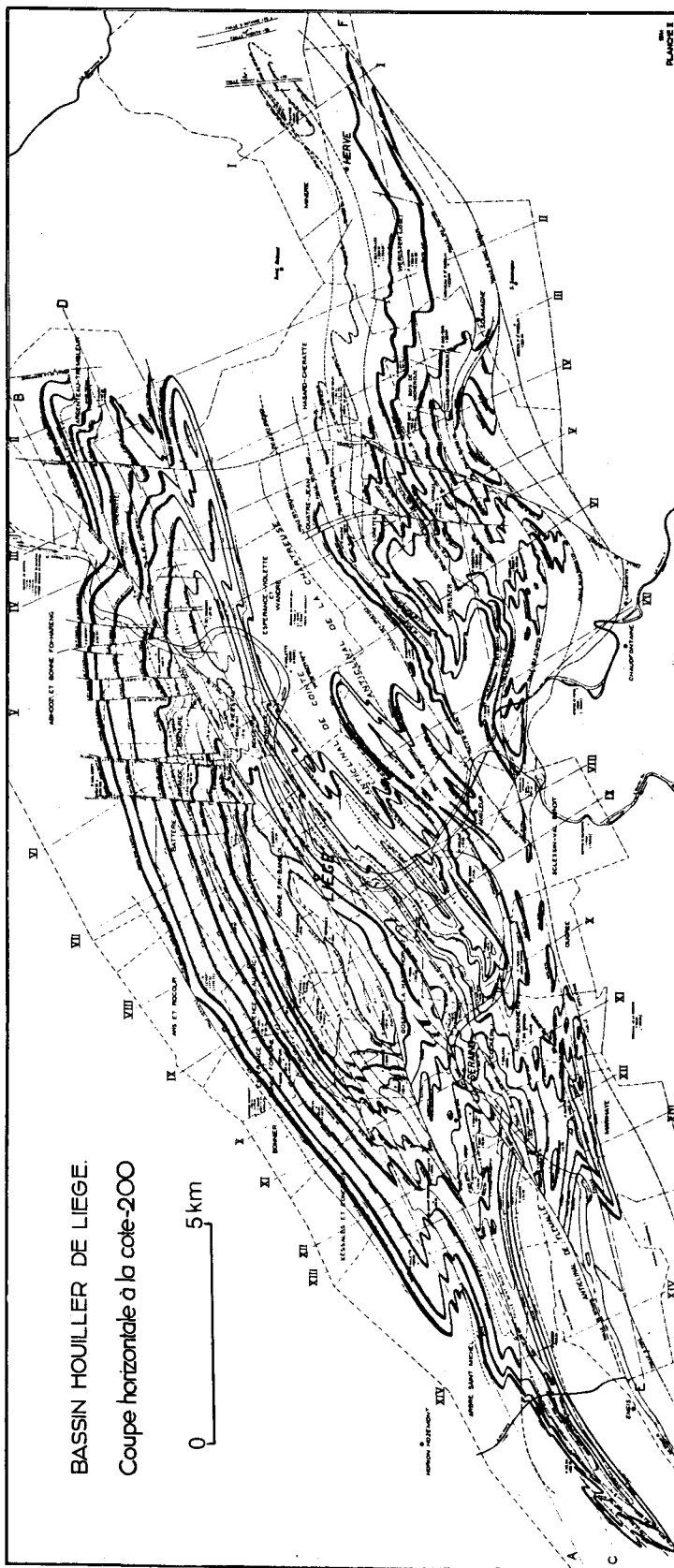


Figure 3.- Carte planimétrique des couches de houille du Bassin houiller de Liège l.s.
 (Réduction de la carte au 20.000e de E. Humblet 1941. Extrait de la Revue universelle des Mines).
 Aux coupes transversales, numérotées d'Est en Ouest de I à XIV, de E. Humblet correspondent, dans notre fig. 4, les «Profils»
 numérotés en chiffres arabes. Les plateaux sont en trait gras, les dressants, en traits fins.
 Remarquer l'inflexion sigmoïdale droite qui affecte l'allure longitudinale des plis au S.E. de Liège.

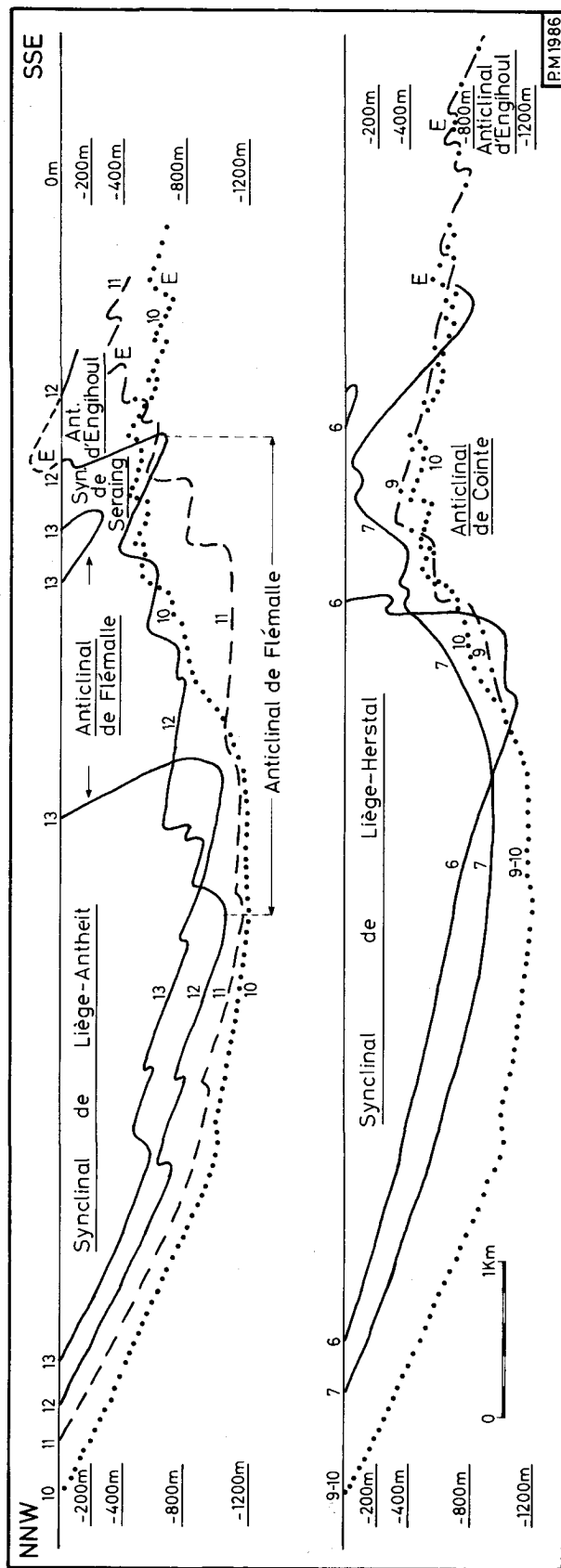


Figure 4.- Profils transversaux dans le Massif houillier de Liège-Seraing reconstitués pour la période clôturant la phase de plissement proprement dite, donc antérieure aux coulissements longitudinaux des Failles Marie et de Seraing.

Les profils 6, 7, 9, 10, 11, 12 et 13 se succèdent d'Est en Ouest. Les profils 6, 7, 9 et 10 sont relatifs à l'Aile hervienne; les profils 11, 12 et 13 à l'Aile sérésienne. Ils concernent la couche Désirée-Bouxharmont, la plus profonde exploitée. Profil 6, par les puits de la Petite Bacnure et de Belle-Vue. Profil 7, par le puits de Batterie. Profil 9, par le puits de Beaujunc. Profil 10, par le puits de Gosson 1. Profil 11, par les concessions de Kessales-Concorde et de Cockerill. Profil 12, par les concessions de Kessales-Concorde centre et de Marihaye. Profil 13, par le puits Xhorré.

L'Anticlinal de Fiémalle diminue d'amplitude d'Ouest en Est (du profil 13 au profil 12) pour disparaître dans le profil 11, où la structure s'est muée en un grand synclinal largement ouvert qui a comme versant méridional le flanc septentrional, affecté de plissements secondaires, de l'Anticlinal d'Enghoul (E). Le profil 10 montre l'apparition, au Nord de l'Anticlinal d'Enghoul, de l'Anticlinal de Cointe, lequel s'accroît dans les profils 9, 7 et 6, avec développement dans ce dernier de grands dressants verticaux, voire renversés vers le Nord, ayant l'allure de ceux du profil 13. L'Anticlinal frontal de Fiémalle (à ennoyage ENE) s'efface avant que naisse l'Anticlinal frontal de Cointe (à ennoyage WSW) qui le relaie. En outre ce dernier naît vers l'E, avant que ne s'efface l'Anticlinal d'Enghoul (à ennoyage ENE).

Dans l'Aile sérésienne où le socle calédonien et sa couverture immédiate sont plissés, les plateaux du Synclinal de Liège-Antheit sont affectés de plis secondaires; par contre dans l'Aile hervienne où le socle et son revêtement immédiat sont restés monolithiques, les plateaux du Synclinal de Liège-Herstal en sont exempts.

4.3.5.- L'ANTICLINAL D'ENGIHOUL.

L'Anticlinal d'Engihoul subit, en s'ennoyant vers l'Est, une mutation analogue à celle de l'Anticlinal de Flémalle (Profils 12, 11 et 10).

Les dressants de son flanc nord, d'une grande hauteur et d'un seul tenant à l'Ouest (Profil 12 et Humblet coupe XIII) se résolvent vers l'Est en une succession de plis secondaires déversés vers le Nord, dont la surface-enveloppe incline de 45°N (Humblet coupe XII) et, plus à l'Est, de 20° seulement (Profil 11 et Humblet coupe XI). Simultanément la dénivellation entre le pied du versant nord et la crête de l'anticlinal, qui est de 1200 mètres à l'Ouest (Humblet, coupe XII), passe 1500 mètres à l'Est, à la valeur de 800 mètres (Profil 11 et Humblet coupe XI), pour tomber ensuite, 1600 mètres plus loin, à moins de 200 mètres (Profil 10 et Humblet coupe X, passant par le puits Gosson 1). Cet amenuisement progressif du versant nord est le fait de l'ennoyage de son pied, plus faible que celui de la crête, tous deux se faisant toutefois dans le même sens.

4.3.6.- LE COUPLE ORIENTAL SYNCLINAL DE LIEGE-HERSTAL/ANTICLINAL DE COINTE.

Il a été dit plus haut (4.3.4.) que l'Anticlinal de Flémalle et le Synclinal de Liège-Antheit se sont effacés concomitamment pour se muer vers l'Est en une ample cuvette, la «Cuvette Cockerill», dont le versant méridional est le flanc nord de l'Anticlinal d'Engihoul (Profil 11), lequel se prolonge donc vers l'Est nettement au delà de l'effacement de l'Anticlinal de Flémalle.

Immédiatement à l'Est de cette cuvette apparaît au Nord de l'Anticlinal d'Engihoul *davantage ennoyé et amenuisé*, une large ondulation anticlinale, surbaissée; celle-ci a pour effet de rétrécir par le Sud la Cuvette Cockerill qui devient la «Cuvette du Gosson», plus caractéristique encore (Profil 10 et Humblet coupe X). Cette dernière a pour flanc nord une longue plateur à faible inclinaison sud, sans plis secondaires, qui, après être passée à l'horizontale dans sa partie centrale se continue vers le Sud en une plateur à inclinaison nord faible, montant progressivement à 20°N; celle-ci se charge ensuite vers le Sud de plis mineurs dont l'ensemble décrit la voûte surbaissée. Plus à l'Est (Profil 9), l'Anticlinal d'Engihoul, encore faiblement perceptible s'est davantage ennoyé, tandis qu'au Nord, l'ondulation anticlinale s'est accentuée en hauteur, se définissant clairement comme étant l'Anticlinal de Cointe (note 23). Sa crête se présente ici à une altitude plus élevée de quelque 350 mètres par rapport à celle de l'Anticlinal d'Engihoul; il en descend, for-

mant son flanc sud, une longue plateur aboutissant à un sillon peu marqué au-delà duquel émerge quelque peu l'Anticlinal d'Engihoul (Profil 9 et Humblet coupe X).

Tel est le profil du Massif houiller de Liège-Seraing à la naissance vers l'Est de l'Anticlinal de Cointe et du Synclinal de Liège-Herstal représenté par la Cuvette du Gosson (Profils 10 et 9). Cette dernière renferme le point minimum de l'ennoyage (1200 mètres sous le niveau de la mer dans la couche Désirée), à peine plus bas que dans la Cuvette Cockerill.

Il ressort de là que *l'Anticlinal de Cointe est bien distinct à la fois de l'Anticlinal d'Engihoul au Nord duquel il a pris naissance, et de l'Anticlinal de Flémalle dont il est séparé par une zone transversale dans laquelle l'un et l'autre se sont effacés, comme aussi les deux synclinaux adventifs, les Synclinaux de Liège-Antheit et de Liège-Herstal.*

Il est aisé de suivre la mutation qui s'opère vers l'ENE concomitamment à la surélévation d'axe qui affecte le nouveau couple Synclinal de Liège-Herstal/Anticlinal de Cointe. La structure en cuvette largement ouverte se continue d'abord inchangée; la dénivellation entre l'axe du Synclinal et la crête de l'Anticlinal se maintient constante, de l'ordre de 800 mètres, avec des dressants au flanc nord de ce dernier d'une hauteur modérée (400 mètres), et ce sur une longueur de 5 Km (Profils 10, 9 et 7; Humblet coupes X, IX, VIII et VII). Ensuite le style se modifie; il est marqué par le développement de hauts dressants verticaux de 1200 mètres, à peine entrecoupés par une courte plateur. Simultanément les plateurs du flanc nord du Synclinal de Liège-Herstal prennent une inclinaison uniforme (20°SSE) passant rapidement aux hauts dressants du flanc sud (Profil 6 et Humblet coupes VI et V). Ces mêmes hauts dressants, renversés vers le Nord sont encore bien perceptibles à l'Est (Humblet coupes IV au méridien du puits de Cheratte). Au-delà, la surélévation axiale ayant encore progressé, le bassin houiller est devenu trop peu profond pour laisser voir encore de hauts dressants; mais leur renversement vers le Nord est bien marqué (Humblet coupe III), rappelant en cela la partie occidentale du Synclinal de Liège-Antheit (Profil 13).

En conclusion, l'Aile orientale ou hervienne du Massif de Liège-Seraing montre donc la naissance conjointe, aux dépens d'une longue plateur, du couple Synclinal de Liège-Antheit/Anticlinal de Cointe.

L'intensité croissante du plissement vers l'ENE se marque dans le développement différentiel de plus en plus important des dressants communs à ce couple, avec une tendance de plus en plus prononcée de leur renversement vers le

Nord, et, pour le Synclinal adventif, un caractère de plus en plus aigu. La surélévation axiale des plis, tant synclinaux qu'anticlinaux, qui lui est associée, signifie que la culmination axiale dans la région de Henri-Chapelle-Moresnet est elle aussi l'effet concomitant du plissement.

4.3.7.- LA ZONE DE RELAIS DE PLIS SYNCLINALE ET LE MODE DE RELAIS DES ANTICLINAUX DE FLEMALLE ET DE COINTE.

Pour les raisons avancées plus haut (4.3.3.), l'analyse structurale a été basée sur la couche Désirée. Mais il va de soi qu'elle s'applique pareillement à toutes les couches qui participent aux plis en relief, les couches de houille en particulier. Par raison d'homologie les structures qui se rapportent à chacune d'elles sont du même type et se superposent à la verticale; elles constituent ainsi un volume vertical qui s'interpose entre les plis homologues en relief. Une section horizontale dans ce volume fera apparaître la structure du relief sur la base de l'ensemble de couches qui, au niveau de cette section, effectuent ce relief, et par là, le mode de relief des plis.

C'est ce qui ressort de la carte planimétrique de Humblet, tracée à la profondeur de - 200 mètres. Elle figure le relief des Anticlinaux de Flémalle et de Coïnte, perceptible à ce niveau, sur la base de la couche Stenaye et des couches environnantes. Nous la reproduisons dans la fig. 5.

La couche Stenaye dessine clairement par son allure périclinale l'Anticlinale de Flémalle et l'Anticlinale de Coïnte s'annoyant en sens inverses. Entre eux s'interpose une aire où Stenaye ne se présente plus que dessinant des lentilles simples ou bifides, isolées, allongées suivant la direction du plissement, indice de l'allure subhorizontale et ondulante des axes des plis qu'elle forme dans cette aire, annoyant tantôt vers l'E., tantôt vers l'W. Cette aire est encadrée au Nord par le prolongement des axes liés à l'Anticlinale de Coïnte, et, au Sud, par le prolongement des axes liés à l'Anticlinale de Flémalle. Ce décalage dans le sens transversal au plissement montre que *le relief de l'Anticlinale de Flémalle par l'Anticlinale de Coïnte se fait par le Nord*. La selle transversale dans Stenaye passe par le puits des Six Bonniers suivant la direction N-60°-W, donc nettement oblique par rapport aux plis.

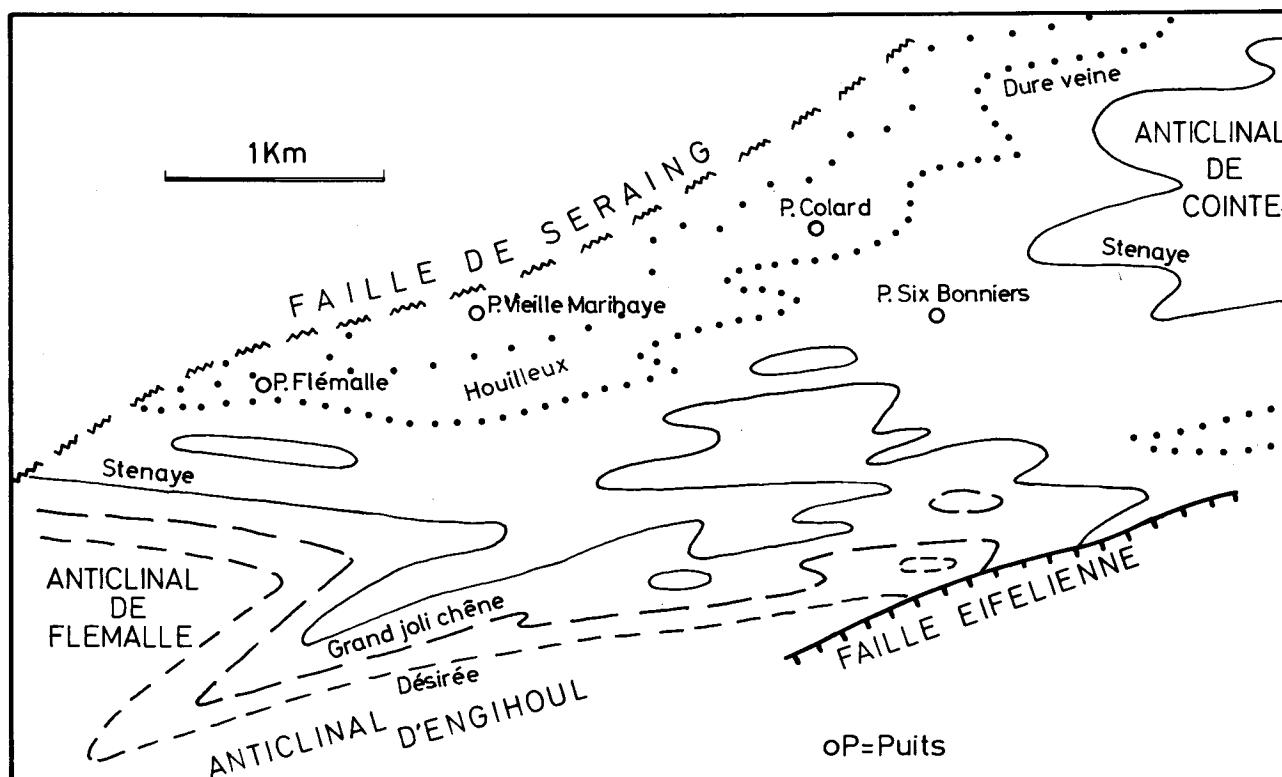


Figure 5.- La zone de relai de plis synclinale dans le Massif de Liège-Seraing, en plan.

Le relief de plis, tel qu'il apparaît au niveau planimétrique d'altitude -200 mètres, se déroule dans la couche Stenaye. A l'Est, l'Anticlinale de Coïnte à annoyage WSW s'efface d'Est en Ouest, tandis que plus au Sud et à l'Ouest, naît dans cette direction l'Anticlinale de Flémalle*. Entre les deux s'étend la zone où les axes dans la couche Stenaye ondulent autour de l'horizontale.

4.3.8.- CONCLUSION.

Structuralement le Massif houiller de Liège-Seraing, considéré au niveau du Westphalien, se présente dans le sens longitudinal comme constitué de deux faisceaux indépendants de plis longitudinaux s'ennoyant vers une zone médiane, oblique aux plis, dans laquelle viennent s'effacer en particulier de part et d'autre deux couples de plis majeurs : du côté ouest, le couple Synclinal de Liège-Antheit/Anticlinal de Flémalle, à ennoyage Est; du côté est, le couple Synclinal Liège-Herstal/Anticlinal de Cointe, à ennoyage WSW. *Aucune continuité n'existe entre l'Anticlinal de Flémalle et l'Anticlinal de Cointe, pas plus qu'entre celui-ci et l'Anticlinal d'Engihoul, lequel passe au Sud. Cette zone médiane est une Zone de relai de plis synclinale.*

Le cadre contingent de cette zone médiane, et plus exactement de l'aire de relai qui sépare ces deux couples, permet de tirer deux déductions portant sur des modalités liées au plissement.

Cette aire de relai forme dans le cas présent la partie distale d'une longue plateur qui, dans sa partie amont relève de la couverture du versant méridional du Massif calédonien du Brabant. De ce fait elle se présente, puisqu'enclavée dans la zone plissée, comme l'entité originale qui, latéralement, a été affectée par le plissement pour donner les deux couples de plis qui la flanquent de part et d'autre. D'autre part dans sa liaison longitudinale avec ceux-ci, elle est leur aire d'ennoyage maximum. Représentant donc le déroulement du plissement dans sa phase de départ, elle fait apparaître que *les plis et leur sur-élévation axiale sont des faits concomitants. En termes généraux aires de culmination et aires d'ennoyage des plis des parties internes des zones mobiles ne résultent pas d'une phase et d'un acte distincts du plissement; elles ne datent pas d'une phase épigénétique greffée sur un régime préexistant de plis. C'est le resserrement régional par voie plastique qui les réalisent concomitamment au plissement. Culminations et ennoyages font partie du plissement lui-même.*

La seconde déduction, à caractère localisé, porte sur l'origine du déversement des plis et d'une façon générale sur le déversement prononcé du bord sud du Synclinorium de Namur entre Flémalle et Châtelet. On l'a parfois attribué au charriage du Synclinorium de Dinant qui se produit sur sa bordure. L'analyse du développement de la structure plissée, et plus particulièrement des dressants du flanc nord des Anticlinaux de Cointe et de Flémalle montrent à l'évidence que le déversement ressort de la phase du plissement; il semble même conditionné par un état suffisamment développé du pli lui-même.

4.4.- LE MASSIF HOULLER DE HERVE

4.4.1.- INTRODUCTION

Le Massif houiller de Herve est entendu ici, conformément aux conclusions de ce chapitre, comme l'entité tectonique délimitée dans le sens transversal au Nord par la Faille des Ag-As, et au Sud par la faille qui, en principe, la sépare du Massif dévono-carbonifère de la Vesdre, en l'occurrence la Faille de Magnée (sensu Fourmarier, 1912), plus tard dénommée Faille de Saint-Hadelin (E. Humblet, 1941 et Fourmarier, 1954) (note 24), et qu'il est préférable de reprendre sous le nom de Faille de Magnée, moins ambigu (Graulich, 1976). C'est donc la définition classique : *le Massif de Herve représente dans sa totalité la fraction autochtone du Houiller de Herve, la Faille de Magnée étant le prolongement oriental de la Faille eifélienne s.s.*

La réalité unitaire du Massif de Herve défini avec cette constitution n'a toutefois pas été jusqu'à présent établie de façon pertinente. Aucune raison n'a été en effet invoquée en faveur d'une quelconque parenté entre les parties constituantes, laquelle autoriserait leur réunion en une entité majeure. La liberté fut ainsi laissée pour d'autres combinaisons entre massifs, d'ailleurs tout aussi arbitraires, conduisant à d'autres «Massif de Herve» à contenu différent. *Toutes ont cependant en commun le gisement charbonnier qui en est le constituant majeur.*

C'est dans sa partie orientale que sa structure est la plus simple. Dans les grandes lignes elle y consiste en de longues plateurs inclinant faiblement vers le SSE, affectées par une série de Failles longitudinales (Failles de Bellaire, de Quatre-Jean,... des Xhawirs) qui, apparemment des plis-failles, sont considérées comme relevant de la phase de déformation plastique. C'est un ensemble unitaire, semblable aux grandes plateurs du bord nord du Synclinal de Liège-Antheit-Herstal, avec en plus, une structure en lames chevauchantes limitées par ces plis-failles.

Au Sud le gisement charbonnier principal est limité par la Faille du Tunnel (Fourmarier, 1910) qui refoule sur lui du Westphalien plus ancien et du Namurien. Cette fracture, parce que sous-jacente à la Faille de Magnée, a été directement associée à celle-ci et dès lors considérée comme délimitant à sa base un lambeau de poussée. C'est pourquoi se posera la question théorique de la liaison de ce lambeau avec le gisement charbonnier, c'est-à-dire ou bien son appartenance au Massif de Herve et à l'autochtone, ou bien sa dépendance de la nappe charriée, la Nappe du Condroz. (Fourmarier, 1925).

La façon d'aborder la solution d'un tel problème est double. On peut s'adresser aux massifs en présence afin d'y déceler des éléments de parenté qui seraient la raison de leur réunion en une même entité tectonique majeure. Ou bien, on peut, partant du faisceau de failles cisailantes impliquées dans le processus de charriage, rechercher en quoi les failles s'interposant entre les massifs sont une nécessité dans sa réalisation, question que pose, dans le cas présent, la Faille du Tunnel.

C'est sous ce dernier aspect, c'est-à-dire dans l'évaluation d'une dépendance entre failles, que cette question a jusqu'à présent été examinée. Dans une première façon de voir, Fourmarier (1912) ayant défini la Faille de Magnée comme étant principalement, et avant toute autre, la Faille eifélienne, rattacha le lambeau de poussée porté par la Faille du Tunnel au gisement charbonnier de Herve, le faisant entrer ainsi dans le Massif de Herve. Plus tard (1925) étudiant la Faille de Magnée dans la partie orientale du gisement charbonnier, il considéra au contraire que tous les lambeaux de poussée sous-jacents à la Faille de Magnée relèvent du Massif de la Vesdre, et les failles les limitant par le bas «comme des branches secondaires de la faille principale» (Fourmarier, 1925, p.B.45) (Note 25). Finalement Fourmarier en revint à son opinion première, sans autre motivation (1933). Plus tard, Graulich (1963, 1984), dans le cadre d'une conception structurale en style de synclinal couché, incurva la Faille du Tunnel par dessous le Massif de la Vesdre pour la relier par un raccord largement concave vers le haut à la Faille de Theux, à inclinaison Nord, aux Forges Thiry. Une telle connexion conférait ainsi à la Faille du Tunnel l'importance de la Faille de Theux tant dans son rejet qu'au niveau de la structure régionale. Elle amputait le Massif de Herve de l'écaïlle portée par la Faille du Tunnel (Note 26).

Le cas de la Faille du Tunnel illustre bien la subjectivité avec laquelle on a souvent réglé, par la seule voie de raccords entre failles, les rapports entre massifs charriés. Ce procédé s'est aggravé du refus radical -un à priorisme- de prendre en considération le rejet stratigraphique dû à ces failles, ce qu'on justifiait sur la base d'un principe, en fait une pétition de principe, que, puisque ces failles sont des éléments d'un charriage, elles échappent à une telle appréciation. Comme ce principe n'intervenait que pour les failles à rejet stratigraphique faible, il ouvrait la voie à l'exagération.

Il en va différemment lorsqu'on prend pour base les traits internes que portent chacune des entités tectoniques mises en présence par les failles, la similitude de certains d'entre eux auto-

risant dès lors leur rapprochement. Telle a été notre démarche avant de prêter à un chevauchement le rôle d'une translation importante ou celui d'un accident interne à un massif, c'est-à-dire un écaillage de ce dernier.

4.4.2.- GENERALITES

Le Massif houiller de Herve comprend comme constituant principal le gisement charbonnier de Herve, d'âge westphalien. Structuralement il est, comme le Massif de Liège-Seraing, dominé par un trait majeur : la présence d'une zone de relais de plis synclinale (fig. 2 et 3). Celle-ci, interrompue au Nord par la Faille des Ag-As, se suit avec une direction sensiblement WNW-ESE depuis les puits Homvent (Beyne-Heusay) en direction d'Ayeneux, où elle se termine dans le demi-ombilic que décrivent les plus jeunes couches du gisement et qui est recoupé par la Faille du Tunnel.

Au NE de cette zone de relais s'étend l'*Aile hervienne* du gisement charbonnier, de loin la partie principale, avec ses plis de direction ENE-WSW s'ennoyant vers l'WSW; et, au SW, l'*Aile sérésienne* dont les plis de direction W-E à WNW-ESE montrent un ennoyage E avec des allures axiales localement horizontales.

Au Sud, le gisement charbonnier est recoupé par la Faille du Tunnel (fig. 2 et 3), laquelle porte une écaïlle qui, comme on le montrera plus loin, s'intègre étroitement au Massif de Herve dont elle prolonge le gisement charbonnier. Cette écaïlle s'étend donc transversalement jusqu'à la Faille de Magnée. En fait elle est scindée en deux par une faille déjà remarquée par Fourmarier (1910), et que Graulich a dénommée Faille d'Ayeneux (Graulich, 1976, p. 4); la fraction inférieure que nous dénommons «Ecaïlle du Tunnel», puisqu'elle repose sur la Faille du Tunnel, comprend du Westphalien inférieur; la fraction supérieure qui repose sur la Faille d'Ayeneux et est donc dénommée «Ecaïlle d'Ayeneux», est constituée par du Namurien : elle est recouverte par la Faille de Magnée et le Massif de la Vesdre (note 27).

Nous analyserons d'abord l'*Aile hervienne* en raison de ce qu'elle apporte la vue la plus générale sur la structure du Massif de Herve. Cette analyse portera d'abord sur le gisement charbonnier de Herve sur la base des coupes de Humblet en partant de la Zone de relais synclinale où sa structure est la plus complète, et où, en outre, ont été définies les Failles du Tunnel, d'Ayeneux et de Magnée. Elle sera suivie de l'étude, au même méridien, des Ecaïlles du Tunnel et d'Ayeneux, lesquelles, s'allongeant vers l'Est en direction de

Soumagne, serviront de raccords pour l'étude des deux sondages profonds de Soumagne et de Soiron. Ainsi sera définie la structure du Massif houiller de Herve au niveau du Westphalien. Il sera ensuite procédé à l'étude du soubassement dévono-dinantien et de sa relation structurale avec celui du Synclinal de Liège-Herstal.

Viendra ensuite l'étude de l'Aile sérésienne du Gisement westphalien de Herve.

4.4.3.- L'AILE HERVIENNE DU GISEMENT CHARBONNIER DE HERVE.

Ce gisement est affecté par plusieurs failles longitudinales, Failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc) qui, à première vue, lui confèrent une certaine complexité : ce sont des failles de type inverse, à inclinaison SSE modérée (30° à 40°), assimilées à des plis-failles. Elles découpent le gisement en compartiments longitudinaux dans chacun desquels les couches se présentent en plateaux, à faible inclinaison SSE (20° à 30°), entrecoupées par des dressants de faible hauteur, à inclinaison nord, voire renversés faiblement dans ce sens.

A l'échelle supérieure, celle du gisement dans son ensemble, la vue est plus simple. La remontée des plateaux par les jeux cumulatifs des dressants et des failles inverses, est suffisamment faible pour que l'allure enveloppe liée à chaque couche, considérée dans son étendue entre la Faille de Bellaire au Nord et la Faille du Tunnel au Sud, se maintienne avec une inclinaison sud constante : 9 à 10° dans la partie la plus ennoyée (Humblot coupes V, passant par le puits Charles; coupe IV passant par le Grand Bure); 6° plus à l'Est (Humblot, coupe III passant par Soumagne) (fig. 6, coupe V). Cette allure d'ensemble entraîne l'apparition dans la partie méridionale du gisement charbonnier de couches de plus en plus élevées stratigraphiquement, en plateaux également, et finalement la Zone de Genk (Westphalien A supérieur). Le gisement se présente donc comme appartenant au versant nord d'un grand synclinal westphalien, reposant au Nord sur le Namurien, et que nous dénommons *Synclinal d'Ayeneux*, du nom de la localité sous laquelle affleurent ses couches les plus élevées (note 28).

4.4.4.- LES ECAILLES DU TUNNEL ET D'AYENEUX.

La série westphalienne, en plateaux, du gisement charbonnier est chevauchée par l'Ecaille du Tunnel, formée en surface par des niveaux westphaliens stratigraphiquement inférieurs (Westphalien A inférieur) (Humblot, coupes V et IV),

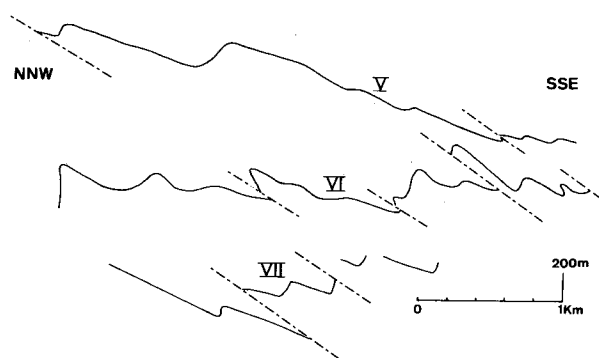


Figure 6.- Massif de Herve.

Allure générale des profils transversaux des couches dans l'Aile hervienne et l'Aile sérésienne.

La couche Désirée-Bouxharmont est prise comme référence. Profil V, dans l'Aile hervienne, immédiatement au NE de la zone de relais de plis synclinale, le profil montre une allure-enveloppe à inclinaison SSE. Profil VI et VII, dans l'Aile sérésienne. Le profil VI, immédiatement au SW de la Zone de relais, montre une allure-enveloppe sensiblement horizontale, avec tendance dans sa partie méridionale à prendre une inclinaison vers le NNW. Le profil VII, situé à l'Ouest du précédent, montre une allure-enveloppe inclinant nettement vers le NNW; dans le détail elle consiste en escaliers remontant vers le SSE qui sont le fait de failles-inverses traduisant un degré de resserrement plus accusé.

elle-même surmontée par l'Ecaille d'Ayeneux formée par du Namurien. Cette succession stratigraphique où, au Sud du gisement houiller, viennent successivement du Westphalien A inférieur, puis du Namurien peut donner l'impression que l'on se trouve en présence du flanc méridional d'un synclinal. De toute évidence il n'en est rien, car *dans chacune des écailles les couches se présentent en plateaux inclinant faiblement vers le SSE* (Humblot, coupes V et IV), voire même tendant à l'horizontale (Graulich, 1976, planche 8, coupe passant par le tunnel du Bay-Bonnet). *Elles relèvent donc d'un flanc septentrional de synclinal.* Faisant suite immédiate vers le Sud au gisement charbonnier westphalien, il s'en suit qu'elles relèvent de parties plus méridionales du Synclinal d'Ayeneux remontées par la Faille du Tunnel en ce qui concerne le Westphalien de l'Ecaille du Tunnel, et par la Faille d'Ayeneux pour le Namurien de l'Ecaille d'Ayeneux. *Ce sont donc des plateaux provenant de la partie centrale du Synclinal d'Ayeneux. Il n'est donc nullement nécessaire d'invoquer pour ces failles des rejets autres que ceux qui sont liés à la simple remontée de niveaux stratigraphiques : ce sont de simples translations vers le Nord à l'intervention de ces failles.*

Nous schématisons dans le croquis ci-dessous les rapports stratigraphico-structuraux qui lient les Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux au Gisement charbonnier de Herve (note 29) (note 30) (fig. 7).

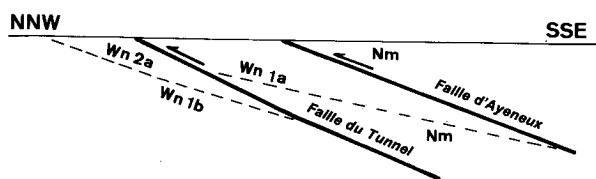


Figure 7.- Massif de Herve.

Schéma montrant, sur la base de leur structure stratigraphique interne, les relations structurales entre le Gisement charbonnier de Herve (au Nord) et les Ecailles du Tunnel (au centre) et d'Ayeneux (au Sud), au méridien tectonique d'Ayeneux.

Les Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux se définissent comme des entités tectoniques à structures en plateaux, remontées à l'intervention de failles inverses.

En conclusion, les caractères structuraux internes du gisement charbonnier de Herve et ceux des Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux permettent de concevoir celles-ci comme provenant d'une même entité structurale qui est le flanc nord d'un grand synclinal houiller, le Synclinal d'Ayeneux, dont elles occuperaient la partie centrale. Les Failles du Tunnel et d'Ayeneux ne sont donc que des failles d'écaillage au sein de ce synclinal.

4.4.5.- LES SONDAGES DE SOUMAGNE ET DE SOIRON.

Ces sondages sont disposés suivant un méridien tectonique qui recoupe l'Aile hervienne du gisement charbonnier dans sa partie orientale, à mi-distance entre les coupes III et II de Humblet, dans une aire surélevée axialement par rapport à la partie médiane étudiée plus haut.

La cartographie géologique de cette région est quelque peu indécise quant au tracé des Failles du Tunnel, d'Ayeneux et de Magnée. Nous avons adopté ceux de Graulich (1976, planches 3, 4 et 5) en raison de ce qu'ils ont bénéficié de l'exécution de travaux publics qui furent une source d'informations nouvelles. Nous avons aussi emprunté aux rapports de Graulich les données matérielles relatives à ces sondages, en l'occurrence les déterminations paléontologiques et stratigraphiques (Graulich, 1977/a et b).

a) Le Sondage de Soumagne.

Le sondage de Soumagne a été implanté dans le Massif de la Vesdre, à quelque 200 mètres au Sud de l'affleurement de la Faille de Magnée, dans les dressants renversés vers le Nord du Namurien R. (Graulich, 1976, pl. 4).

Au méridien tectonique du sondage, la structure du Massif de Herve correspond à celle que nous avons figurée pour la région médiane (fig. 6, couple V), à savoir dans le gisement charbonnier au Nord de la Faille du Tunnel, de longues pla-

teurs à inclinaison SSE qui relèvent encore de l'assise de Genk (Humblet, coupes III et II), tandis que l'espace compris en surface entre la Faille du Tunnel et la Faille de Magnée est occupée par du Namurien. La Faille du Tunnel a donc ici, pour caractéristiques, de séparer en surface le Westphalien au Nord, du Namurien au Sud; dans le sondage elle superposerait donc un ensemble fait de Namurien à du Westphalien. La distinction entre l'Ecaille du Tunnel et l'Ecaille d'Ayeneux pourrait encore s'y faire, puisque la présence dans la première d'un peu de Westphalien A en surface (immédiatement à l'Ouest de la Faille radiale de Xhendelesse) établit une différence d'avec la seconde.

Nous synthétisons comme suit la constitution des ensembles traversés par le sondage : (fig. 8).

de 0 à 158 m. : Namurien du Massif de la Vesdre, en dressants renversés vers le Nord, inclinant de 70° à 50°S, se renversant vers le bas de plus en plus jusqu'à 30°S. On recoupe de haut en bas le R1c, puis le R2a.

à 158 m. : *Faille de Magnée*, refoulant les dressants ci-dessus sur des plateaux comprenant à leur partie supérieure le niveau G1a (Namurien supérieur).

de 158 m. à 610 m. : Ensemble formé par le Namurien moyen R (à *Reticuloceras*) et le Namurien supérieur G. (à *Gastrioceras*), principalement en plateaux (86 % de la hauteur), d'inclinaison 10° à 30°S, le plus souvent inférieure à 20°S. Quelques redoublements par faille : à 197 m. dans le G1a, - à 382 m., à 515 m., et à 561 m., dans le R2b1.

En outre dans le R2b1, deux passages en dressants impliqués dans un pli en S : le premier, de 7 m. de haut (entre 401 m. et 408 m.); le second, de 55 m. (entre 420 m. et 475 m.), faillé à son sommet et surtout à son pied, avec plans axiaux inclinant 35° - 40°S, tendant à s'aplatir sur la plateur.

à 610 m. : *Faille A*, refoulant le Namurien moyen R2b sur du Westphalien A inférieur Wn1b.

de 610 m. à 796 m. : Westphalien A inférieur comprenant la Zone de Beyne Wn1b (veines Cowette et Venta, le Grès de Lairesse, le Schiste à *Anthraconaia lenisulcata*, la veine Beaujardin) et la zone d'Oupeye Wn1a (partie supérieure, 10 mètres). Ensemble de plateaux d'inclinaison le plus souvent inférieure à 30°S (note 31).

à 796 m. : *Faille B*, refoulant les plateaux de la Zone d'Oupeye Wn1a sur les dressants renversés formés par les Schistes à *Anthraconaia* (Wn1b).

de 796 m. à 866 m. : série formée par les Schistes à *Anthraconaia* Wn1b, fortement renversés vers le Nord (avec retour intermédiaire en position normale, selon Graulich 1977/a).

à 866 m. : *Faille C*, refoulant ces dressants renversés sur les Grès de Lairesse en plateau inclinant 27°S; elle affecte le cœur d'une allure synclinale dont le plan axial incline 30° à 40°S.

de 866 m. à 995 m. : Westphalien A inférieur formé au sommet par le Grès de Lairesse, surmontant les Schistes à *Anthraconaia*, Beaujardin (915 m.) (Wn1b) et la série Wn la descendant jusqu'à Fraxhisse-Sarnsbank (995 m.). Ensemble en plateaux d'inclinaison le plus souvent inférieure à 20°S.

Le rapport Graulich (1977/a) mentionne dans cet intervalle, à la profondeur de 963 m. la présence d'une faille, (notre faille D, fig. 8), qu'il a interprétée comme une faille de charriage majeure, assimilée alors à la Faille des Aguesses (1977). Récemment elle est devenue Faille des Xhawirs-Oneux (Graulich, 1984).

Effectivement une faille peut exister en cet endroit; la distance en stampe normale entre Beaujardin (915 m.) et Sarnsbank (995 m.) au sondage est de quelque 78 m., alors qu'elle est généralement de 110 à 125 m. dans le Massif de Herve. Cette fracture ayant pour effet de réduire l'intervalle entre ces deux veines en plateau, son inclinaison doit être plus faible que celle des couches; le glissement de la veine Beaujardin vers le Nord au toit de la faille pour la rapprocher de Sarnsbank gisant à son mur, n'implique donc qu'un rejet réel directement lié au rejet stratigraphique, et par conséquent très faible (quelques dizaines de mètres). La faille D est donc une déformation mineure au sein de l'empilement des plateaux.

de 995 m. à 2528 m. (fin du sondage) vient en parfaite continuité la série stratigraphique suivante, en position normale, se décomposant comme suit :

de 995 m. à 1574 m. : Namurien en plateaux d'inclinaison Sud faible (15°) à très faible (5°);

de 1574 m. à 1785 m. : Dinantien en plateaux d'inclinaison S, faible (10°) à très faible;

de 1785 m. à 2113 m. : Famennien en plateaux d'inclinaison S, faible (10°) à très faible (note 32);

de 2113 m. à 2162 m. : Frasnien supérieur en plateaux d'inclinaison très faible (6°);

de 2162 m. à 2528 m. : Dévonien inférieur en plateaux d'inclinaison faible à très faible.

Discussion. - Comme le sondage de Soumagne a été implanté à très faible distance au Sud de la Faille de Magnée et par conséquent de l'Ecaille d'Ayeneux, on peut postuler, en première référence, que les failles et massifs se succédant en surface du Sud au Nord, se retrouveront avec les mêmes caractéristiques de haut en bas dans le sondage.

La Faille de 158 m. qui porte des dressants à son toit s'identifie avec évidence avec la Faille de Magnée.

Vient sous elle jusqu'à la Faille D (963 m.) un ensemble essentiellement en plateaux, subdivisé en deux par la Faille A (610 m.), la partie supérieure étant formée de Namurien, et la partie inférieure par du Westphalien. Cette inversion stratigraphique permet de reconnaître dans la Faille A la Faille du Tunnel. Le gisement carbonnier de Herve se prolonge donc en plateau au sondage de Soumagne sous cette Faille (profondeur de 610 m.). Cette conclusion se trouve confirmée par les coupes III et II de Humblet qui encadrent le sondage, et qui laissent prévoir le passage de cette faille à la profondeur de 650 m., avec immédiatement sous elle la Zone de Beyne avec Beaujardin, ce qui est bien le cas au sondage.

Le Namurien reposant sur la Faille A appartiendrait donc pour sa partie inférieure à l'Ecaille du Tunnel, et pour sa partie supérieure à l'Ecaille d'Ayeneux. Il n'est dès lors d'autre possibilité de placer leur délimitation que dans le cadre des dressants recoupés entre 420 m. et 475 m. La Faille f représenterait donc la Faille d'Ayeneux.

Sous la Faille D (963 m.) vient l'ensemble continu allant du Westphalien inférieur Wn1a (Zone d'Oupeye, avec Sarnsbank) au Frasnien supérieur, qui repose, par l'intermédiaire d'une faible discordance, sur le Dévonien inférieur. Cet empilement stratigraphique, épais de près de 1600 m. se présente en plateau d'inclinaison faible à très faible, apparemment sans plissement interne, ce qui indique qu'il s'est comporté de façon monolithique durant le plissement varisque. Nous le désignerons sous le nom de «*Semelle du Massif de Herve*».

Quant aux Failles B (796 m.) et C (866 m.) elles sont intimement associées à un pli en S, dont les plateaux de tête, de niveau stratigraphique Wn1a, sont refoulées vers le Nord sur les dressants un peu plus jeunes (Wn1b) et ceux-ci sur les plateaux de pied, plus jeunes encore (Lairesse). Comme les niveaux stratigraphiques impliqués dans ce pli sont très voisins, il s'ensuit que les Failles B et C sont de rejet stratigraphique très faible, et qu'étant de type inverse, elles sont à interpréter

comme l'exagération des plis en tête et au pied des dressants de ce pli en S.

Enfin comme la série stratigraphique qu'elles affectent est peu puissante (une centaine de mètres), il en résulte que leur rejet réel est très faible. Il faut donc voir dans ce pli en S une déformation interne à la série westphalienne en plateau, et qui de plus, vu la hauteur des dressants (70 mètres) relativement faible par rapport à l'ensemble (353 m.), n'est qu'un élément mineur au sein de cette structure.

De même les plis et dressants qui sont liés à la Faille d'Ayeneux à l'intervalle de 420 m. - 475 m., sont d'un type identique : il s'agit d'un pli en S avec dressants renversés qui, ici aussi, fait figure de déformation mineure au sein de l'ensemble en plateaux que forment les Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux.

En résumé- le sondage de Soumagne a traversé sous le Massif de la Vesdre et la Faille de Magnée (à 158 m.) successivement :

- l'Ecaille d'Ayeneux, de 158 m. à 475 m.;
- l'Ecaille du Tunnel, de 475 m. à 610 m. (Faille A);
- le Gisement charbonnier de Herve, de 610 m. à 963 m. (Faille D);
- la «Semelle du Massif de Herve», comportant à son sommet le Westphalien de la Zone d'Oupeye.

L'unité structurale prend encore une forme plus condensée si l'on fait enfin état, de ce que la Faille D (963 m.) qui sépare le Gisement charbonnier de Herve de la Semelle a un rejet très faible, ainsi que nous l'avons montré plus haut. On peut dès lors voir, sous la Faille du Tunnel *une unité majeure, dont fait partie le Gisement charbonnier de Herve, essentiellement formée de plateaux, dont tous les termes stratigraphiques se succèdent étroitement depuis le Dévonien jusqu'au sommet de la Zone de Beynè (Wn1b) du Westphalien A. De comportement monolithique dans toute sa partie inférieure jusqu'à la Faille D, ce n'est que dans la fraction supérieure qu'apparaissent des déformations mineures, cisaillements et plissements.*

b)- Le sondage de Soiron.(fig. 8).

Ce sondage a été implanté dans le Massif de la Vesdre, à 2200 mètres au SSE du sondage de Soumagne. Dans sa proximité immédiate affleurent des calcaires cryptogrenus, parfois finement lités, inclinant 60°S, appartenant à une mince zone qu'on suit vers l'Est et au-dessus de laquelle reposent les calcaires du Tounaisien inférieur affleurant sous le village même de Soiron. Ils ont sous eux à faible distance, formant le bas du versant nord du vallon de la Hazienne, un

complexe de schistes, psammites et grès mica-cés, de même inclinaison, où se rencontrent des roches rouges, à rapporter à la Formation d'Evieux. Les bancs d'où est parti le sondage sont donc en position normale et à ranger dans le Strunien.

Nous interprétons le sondage comme suit : (fig. 8)

de 0 à 271 m. : Famennien supérieur, se rapportant probablement en majeure partie au Strunien et à la Formation d'Evieux en position normale, à inclinaison 60°S.

à 271 m. : Faille refoulant ce Famennien sur le Viséen renversé vers le Nord.

de 271 m. à 583 m. : Viséen moyen et supérieur, décrivant à 420 m. un synclinal déversé vers le Nord, à plan axial inclinant 40°S. Cet intervalle se décompose comme suit :

- de 271 m. à 360 m. : V2b en dressants renversés vers le Nord, à inclinaison 60°S;
- de 360 m. à 445 m. : V3a en dressants renversés à 60°S, se ployant vers le bas, à 420 m. en un synclinal dont les plateaux inclinent 20°-25°S;
- de 445 m. à 510 m. : V2b en plateaux d'inclinaison 20°S;
- de 510 m. à 583 m. : V2a en plateaux d'inclinaison 20°S, passant à 40° et 55°S à partir de 543 m.

à 583 m. : Faille refoulant le Viséen V2a en plateaux sur le V2b en dressants renversés vers le Nord.

de 583 m. à 695 m. : série renversée Viséen (V2b-V3)-Namurien se décomposant comme suit :

- Viséen à inclinaison 25°S entre 583 m. et 611 m.;
- se redressant progressivement à 45°-50°S entre 611 m. et 668 m.;
- se renversant davantage à 30°S entre 668 m. et 684 m., et finalement à 10°S entre 684 m. et 689 m.; ensuite Namurien entre 689 m. et 695 m. renversé à 15°-30°S.

à 695 m. : Faille de Magnée, refoulant le Namurien renversé sur du Namurien en plateau.

de 695 m. à 836 m. : Série namurienne en plateau, d'inclinaison faible à moyenne 20°S (sauf zones perturbées), rapportée au «Grès d'Andenne» (limite R1-R2).

à 836 m. : Faille X refoulant le «Grès d'Andenne» sur le R2c.

de 836 m. à 1233 m. : Série namurienne R1a-R2C principalement en plateaux (85 %), se décomposant comme suit de haut en bas :

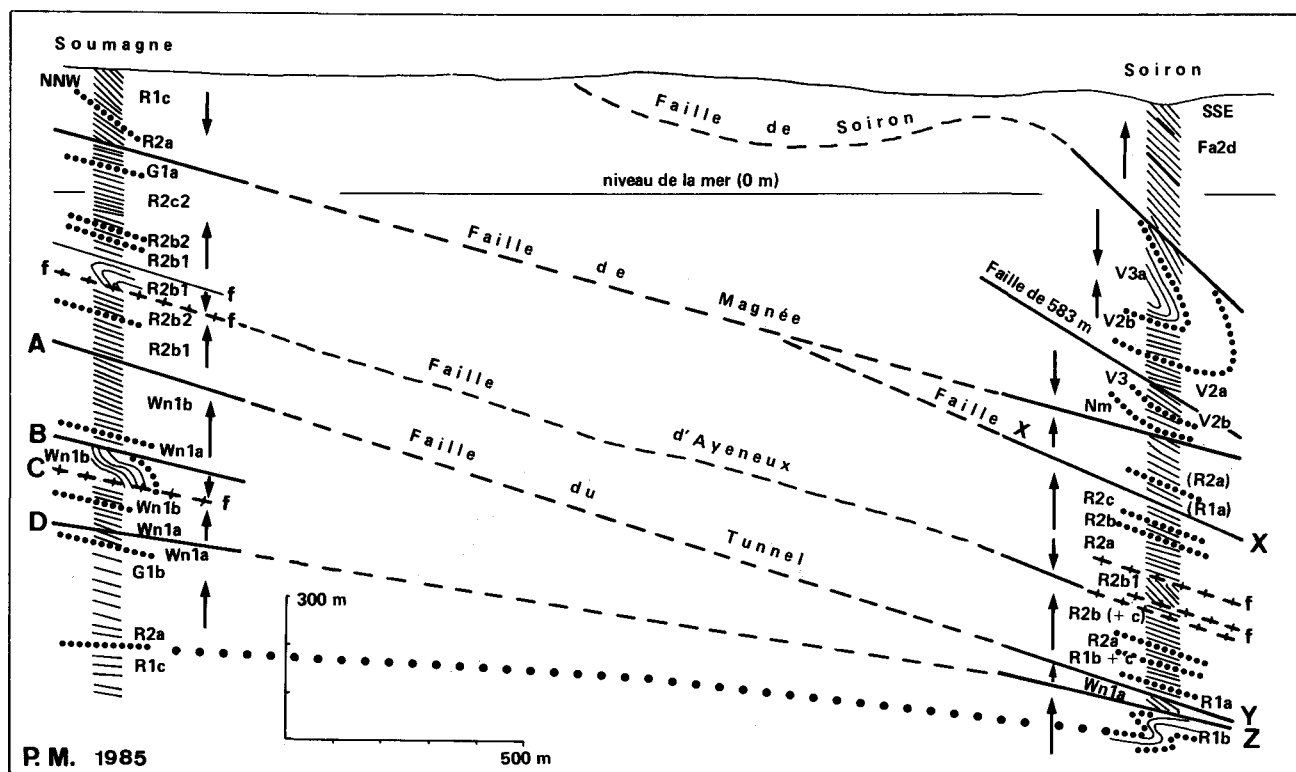


Figure 8.- Les sondages de Soumagne et de Soiron et leur raccord.

La partie inférieure des sondages n'a pas été figurée. Elle consiste en une série de plateurs très faiblement inclinées vers le SSE. Cette série comprend à Soumagne l'ensemble allant du Westphalien inférieur Wn1a au Frasien supérieur, lequel repose par lacune stratigraphique sur l'Eodévonnien inférieur, et, à Soiron, l'ensemble allant du Namurien R1b au Famennien supérieur.

de 836 m. à 977 m. : série en position normale R2c-R2b-R2a, en plateurs d'inclinaison faible 10°S à 25°S;

se renversant rapidement à 978 m. jusqu'à l'horizontale en faisant réapparaître R2b1 renversé jusqu'à 998 m.;

retour en position normale de 998 m. à 1006 m.;

se renversant à nouveau pour prendre des inclinaisons de 42°S à 12°S jusque 1039 m. et plissements de 1039 m. à 1056 m.;

de 1056 m. à 1233 m. : série R2b, R2a, R1c, R1b et R1a en position normale, en plateurs d'inclinaison moyenne à faible vers le S.

à 1233 m. : Faille Y, (du Tunnel) refoulant le Namurien R1 sur le Westphalien inférieur, zone d'Oupeye (Wn1a).

de 1233 m. à 1260 m. : Westphalien inférieur à *Carbonicola aff. protea* et *C. exportata* se rangeant au niveau de la zone d'Oupeye (Wn1a) (A. PASTIELS, 1960, tableau).

à 1260 m. : Faille Z, mettant en contact ce Westphalien inférieur avec le R1b2.

de 1260 m. à 2000 m. : série en plateurs faiblement à très faiblement inclinées vers le Sud, réserve faite, à une trentaine de mètres sous le sommet, d'un petit pli avec dressant renversé de 20 mètres de haut (entre 1293 m. et 1313 m.). Cette série comprend :

de 1260 m. à 1533 m. : Namurien avec R1b2 au sommet, d'inclinaison inférieure à 20°S;

de 1533 m. à 1924 m. : Dinantien se décomposant comme suit :

V2b (de 1533 à 1556 m.), V2a (de 1556 m. à 1664 m.), V1 (de 1564 m. à 1730 m.), et T (1730 m. à 1924 m.)

de 1924 m. à 2000 m. (fin du sondage) : Famennien supérieur.

Discussion.- La Faille de 695 m. sépare deux entités géologiques majeures différentes, bien spécifiques par leur constitution interne :

l'entité supérieure, essentiellement constituée par une série plissée, famenno-dinantienne, dont les plis sont nettement déversés vers le Nord;

l'entité inférieure, essentiellement constituée par une série en plateau à inclinaison faible, ayant du Famennien à sa base et se terminant par un ensemble namurien épais de 540 mètres.

L'entité supérieure, affectée par deux failles (à 271 m. et à 583 m.) est un empilement de 3 unités tectoniques qui, vues sur la base de leur constitution stratigraphique individuelle, se présentent, de bas en haut, suivant une succession stratigraphique descendante : d'abord du Namurien et du Viséen supérieur, ensuite du Viséen moyen et supérieur, et au sommet du Famennien. Celui-ci bien connu en surface fait partie du Massif de la Vesdre. Or la structure tectonique de ce dernier est celle d'un flanc méridional de Synclorium, à plis déversés vers le NNW et où les failles longitudinales à inclinaison Sud ont pour effet de refouler des unités à couches globalement plus anciennes sur des unités à couches de niveau stratigraphique plus élevé. Cette caractéristique structurale est précisément celle que porte de haut en bas l'entité supérieure du sondage de Soiron, ce qui nous conduit à ranger celle-ci dans le Massif de la Vesdre et à donner aux failles de 271 m. et de 583 m. une inclinaison Sud. *La Faille de 695 m. est dès lors la Faille de Magnée.*

L'entité inférieure du sondage de Soiron montre de son côté une constitution tant stratigraphique que structurale analogue à celle qui, au sondage de Soumagne, est sous-jacente à la Faille de Magnée. Elle comprend de bas en haut :

a) un ensemble Famennien-Dinantien-Namurien sous-jacent à la Faille Z, entièrement en plateaux très faiblement inclinés, sans déformation interne, réserve faite du pli mineur, haut de 20 mètres, par lequel il se termine sous cette faille. Structuralement il est l'analogue de la «Semelle du Massif de Herve» du sondage de Soumagne dont il est le prolongement direct vers le Sud, puisque l'inclinaison des couches entre les deux sondages, mesurée sur la base de la limite Famennien-Dinantien, est de 6°S, valeur de l'inclinaison à ce même niveau dans chacun des sondages;

b) au-dessus, une lame de Westphalien A épaisse de 27 mètres, comprise entre les Failles Z et Y, où les couches sont aussi en position normale;

c) au-dessus de la Faille Y (1233 m.) jusqu'à la Faille de Magnée (695 m.), un ensemble namurien, essentiellement en plateaux ainsi qu'il ressort de la discussion suivante.

La première question qui se pose est la signification globale à donner à cet ensemble du point

de vue tectonique. La réponse est simple. Etant donné que dans cet empilement la proportion des plateaux est de 85 % de la hauteur, avec des inclinaisons généralement inférieures à 30°, il en résulte que cet ensemble est une plateaux majeure au sein de laquelle s'intercalent des plis secondaires.

La seconde question qui vient ensuite est le sens de cette inclinaison : vers le Nord ou vers le Sud ? Le rapport descriptif de Graulich est muet sur ce point comme l'est aussi le commentaire accompagnant la dernière formulation du profil Hermalle-sous-Argenteau à Jusleville (Graulich 1984) (note 33). Ce n'est donc que par l'analyse de l'ensemble comprenant les sondages de Soumagne et de Soiron que l'on peut déduire le sens de cette inclinaison. *Nous considérons que celle-ci se fait vers le Sud* et ce sur la base des considérations suivantes :

1.- Dans le soubassement famenno-dinantien sous-jacent à l'espace Soumagne-Soiron, l'inclinaison moyenne rapportée à la limite entre ces deux formations est de 6°S, valeur ponctuelle rencontrée à Soiron au sein du Famennien et du Dinantien, comme aussi dans le Namurien immédiatement sus-jacent (sous la Faille Z) avec des valeurs légèrement supérieures, mais analogues.

2.- En se référant au Wn1a reposant sur la Semelle descendant de Soumagne à Soiron, l'inclinaison d'ensemble est de 9° vers le Sud.

3.- La Faille du Tunnel, définie comme limite méridionale du gisement charbonnier westphalien, a, entre les deux sondages, une inclinaison moyenne de 16° vers le Sud, comme aussi la Faille d'Ayeneux. Ceci laisse présumer que les petits «plis couchés» qui les recouvrent ne sont rien d'autre que des plis d'écrasement liés à un chevauchement sous un faible angle et dont les plateaux ont une inclinaison Sud.

4.- Les deux entités namuriennes reposant sur la Faille du Tunnel aux sondages de Soumagne et de Soiron se présentent dans leur prolongement mutuel avec une inclinaison vers le Sud : c'est ce que montre le niveau R2b1 de l'Écaille du Tunnel (notre figuration fig. 8) pris comme référence, dont l'inclinaison moyenne est de 15° vers le Sud, valeur parfaitement en accord avec celles qui se rencontrent dans le sondage de Soiron.

Ces raisons nous conduisent donc à admettre que les plateaux namuriennes du sondage de Soiron comprises entre les Failles de Magnée (695 m.) et la Faille Y (1233 m.) sont à inclinaison sud.

Cette constitution stratigraphique et structurale conduit à paralléliser cet ensemble namurien avec l'unité namurienne semblable recoupée au

sondage de Soumagne, donc à l'ensemble des Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux, et à voir dans la Faille Y, qui a sous elle du Westphalien, le prolongement de la Faille du Tunnel.

On peut ensuite, comme à Soumagne, proposer la subdivision de cet ensemble namurien sur la base des dressants renversés (avec plissements à la base) qui, entre 978 m. et 1056 m. interrompent l'empilement en plateurs, et y voir, probablement à la base de ceux-ci, le passage de la Faille d'Ayeneux. *Ainsi se définit entre 1056 m. et 1233 m. l'Ecaille du Tunnel formée par la série des plateurs à faible inclinaison sud allant du niveau R1a au niveau R2b(+c).*

Au-dessus de la Faille d'Ayeneux, les dressants renversés (de 1056 m. à 978 m.) sont recouverts jusqu'à la Faille de Magnée (695 m.) par une série de plateurs dont la partie supérieure contient plusieurs niveaux de grès grossiers avec conglomérats (note 33) : ceux-ci nous portent à les considérer comme marquant la présence du «Grès d'Andenne» l.s. et à placer sous celui-ci, à la profondeur de 836 m., une faille qui le sépare du Namurien immédiatement sous-jacent daté R2c : *c'est la Faille X.*

L'Ecaille d'Ayeneux, ainsi limitée à son sommet par la Faille X, est donc constituée par la série namurienne en plateau R2a, R2b et R2c. Elle est surmontée par l'Ecaille X, comprenant du Namurien R1, constituée jusqu'à la Faille de Magnée de couches en plateurs, à inclinaison variant généralement entre 20° et 35° Sud.

En résumé.- le sondage de Soiron a traversé sous le Massif de la Vesdre (composé de 3 écailles) et la Faille de Magnée passant à la profondeur de 695 m., successivement de haut en bas :

l'Ecaille X (entre 695 m. et 836 m.) entièrement constituée de plateurs à inclinaison faible, rapportées au «Grès d'Andenne» l.s.;

l'Ecaille d'Ayeneux (de 836 m. à 1056 m.) formée par la série namurienne R2a, b et c en plateurs d'inclinaison faible à très faible sur une hauteur de 142 m., se renversant vers le Nord avec réapparition des dressants R2b sur une hauteur de 78 m.;

l'Ecaille du Tunnel (entre 1056 m. et 1233 m.) constituée sur une hauteur de 177 m. par la série namurienne R1a, b, c, R2a, b, (+c) en plateau;

la lame westphalienne Wn1a (entre 1233 m. et 1260 m.) formée de plateurs;

un ensemble Namurien-Famennien, la «Semelle du Massif de Herve», entièrement en plateurs très faiblement inclinées vers le Sud.

4.4.6.- SYNTHÈSE STRUCTURALE DU SILESIEN TRAVERSE PAR LES SONDAGES DE SOUMAGNE ET DE SOIRON.

Regroupant les conclusions partielles retirées de l'étude de chacun de ces sondages, on en arrive à la constitution suivante du domaine sous-jacent à la Faille de Magnée. Celui-ci comprend de bas en haut :

un soubassement continu, la *Semelle du Massif de Herve*, constitué de plateurs à inclinaison Sud faible à très faible, embrassant le Dévono-Dinatien et la totalité (ou presque) du Namurien, voire même la partie inférieure du Westphalien A inférieur;

une entité westphalienne qui, sous-jacente à la Faille du Tunnel, est le prolongement méridional du gisement charbonnier de Herve. Constituée essentiellement de plateurs à inclinaison Sud, *elle prolonge vers le Sud le versant septentrional du synclinal westphalien d'Ayeneux*, qui se réduit stratigraphiquement par le haut jusqu'à ne plus comprendre sous Soiron qu'une mince lame formée par la Zone d'Oupeye;

au-dessus de la Faille du Tunnel, un empilement d'écailles, à contenu namurien, les Ecailles du Tunnel, d'Ayeneux et X, marquées par une structure uniquement ou essentiellement en plateurs.

Les failles qui limitent ces entités ont une inclinaison vers le Sud faible, 14° pour la Faille d'Ayeneux, 16° pour la Faille du Tunnel. Quant à la Faille X qui ne passe pas au sondage de Soumagne, elle est vraisemblablement recoupée par la Faille de Magnée dans l'intervalle entre les deux sondages; son inclinaison est dès lors supérieure à 16°, qui est celle de la Faille de Magnée.

La surface de la Semelle, de son côté, incline 9°S. Il apparaît donc que les failles portant les Ecailles convergent vers elle en direction du Sud. Cette convergence est évidente pour la Faille du Tunnel qui, à partir de la surface, a progressivement émincé le gisement westphalien par sa partie supérieure en recoupant les couches stratigraphiquement du haut vers le bas, jusqu'à n'en plus laisser subsister qu'une mince lame sous Soiron. La Faille du Tunnel doit donc atteindre, peu au Sud du sondage, le Namurien formant la partie supérieure de la Semelle, et pénétrer ensuite dans celle-ci. *C'est donc dans la Semelle qu'ont été prélevées les plateurs de l'Ecaille du Tunnel. Il en est certainement de même pour l'Ecaille d'Ayeneux*, étant donné qu'elle est également formée de plateurs, et que celles-ci sont

liées à l'Écaille du Tunnel par le jeu des dressants intermédiaires. Enfin l'Écaille X, également formée de plateurs, est considérée, par analogie, comme ayant la même provenance.

Les Écailles du Tunnel, d'Ayeneux et X ont donc été arrachées au prolongement méridional de la Semelle au-delà de Soiron; elles en ont été extraites par le jeu de failles transscandantes qui y ont dû prendre naissance de plus en plus profondément dans la série namurienne pour pouvoir en remonter des niveaux stratigraphiques de plus en plus inférieurs, les plateurs du «Grès d'Andenne» (Écaille X) ayant la provenance la plus méridionale.

Parallèlement la mobilité interne de la Semelle semble aussi s'être accrue en profondeur vers le Sud. En effet, indemne de tout plissement sous Soumagne où elle comporte encore du Westphalien à sa partie supérieure, la Semelle porte sous Soiron un pli à son sommet fait de Namurien R1, ce qui suggère l'existence de plissements mineurs pénétrant vers le Sud dans le régime des plateurs namuriennes de la Semelle au Sud de Soiron. Tel serait le point de départ des plis en S interposés entre les Écailles du Tunnel et de Ayeneux.

Le Massif de Herve défini en surface (4.4.3 et 4.4.4) apparaît ainsi comme se prolongeant sous le Massif de la Vesdre et la Faille de Magnée jusque bien au Sud de Soiron d'où proviennent les Écailles du Tunnel, d'Ayeneux et X : celles-ci relèvent de la partie distale du versant septentrional du Synclinal d'Ayeneux.

Les Failles du Tunnel, de Soiron et X qui ont procédé à cet écaillage ont été les surfaces de translation de ces plateurs, ce qui a conduit à l'empilement de séries stratigraphiques dont le contenu stratigraphique individuel, vu dans sa moyenne, est de plus en plus ancien au fur et à mesure que l'on s'élève dans l'empilement : au Westphalien du gisement charbonnier de Herve, se superpose le namurien des Écailles du Tunnel et d'Ayeneux en ordre stratigraphique ascendant, et ensuite le Namurien du «Grès d'Andenne». Ce même style de superposition se retrouve près de la surface, ainsi que le montrent la coupe du Tunnel du Bay Bonnet et les coupes V et IV de Humblet.

Une telle succession où les entités superposées (de bas en haut) sont porteuses d'un contenu stratigraphique de plus en plus ancien donnerait à penser, à première vue, au flanc inverse d'un grand pli synclinal dont le Westphalien serait le cœur, avec comme flanc inférieur (en position normale), la Semelle dévono-dinantienne. Mais pour qu'il en soit ainsi il faudrait qu'en outre la structure du flanc renversé soit marquée de façon

prédominante par le renversement des couches, c'est-à-dire par des dressants renversés à couchés vers le Nord, ce qui n'est pas le cas du Namurien sous la Faille de Magnée.

Il s'agit donc ici d'une *structure en diverticule*. *Le massif de Herve, vu par son gisement westphalien et par le Silésien (namurien compris) qui lui fait suite au Sud, se présente, jusqu'à son contact avec et sous le Massif de la Vesdre, comme une entité tectonique en plateau inclinée faiblement vers le Sud, dont l'extrémité méridionale a été refoulée par le jeu de failles transscandantes, les Failles du Tunnel, d'Ayeneux et X, d'inclinaison Sud plus forte que les couches. Que l'action motrice se trouve au Sud est démontrée par le processus même de diverticulisation qui consiste en ce qu'une écaille a progressé davantage vers le Nord par rapport à l'Écaille sous-jacente. C'est, en considérant les failles à partir du Sud, le cas de la Faille X qui a refoulé le «Grès d'Andenne» sur le Namurien supérieur; c'est celui de la Faille d'Ayeneux dont le jeu est celui d'un pli en S où les plateurs du toit sont refoulées vers le Nord par rapport aux plateurs du mur, ce que montre également plus à l'Ouest les coupes V et IV de Humblet; c'est celui de la Faille du Tunnel qui refoule du Namurien sur du Westphalien aux sondages de Soumagne et de Soiron, et, en surface, la Zone de Beyne sur la Zone de Genk.*

Cette desquamation, plus pénétrante dans la partie méridionale de la Semelle, a comme corollaire que la partie supérieure de la Semelle porte des niveaux stratigraphiques de plus en plus jeunes du S au N : sous Soiron, du Namurien R1; sous Soumagne, du Westphalien Wn1a. Quant aux Failles C et D qui apparaissent dans le sondage de Soumagne sous la Faille du Tunnel dans le Gisement westphalien de Herve, elles sont la traduction à cette profondeur de failles qui affectent plus au Nord les exploitations minières du Pays de Herve. Parallèlement, les failles qui affectent ce gisement dans sa partie septentrionale et centrale, au Nord de la Faille du Tunnel, telles les Failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc s'effaceraient vers le Sud avant d'atteindre la Semelle. On peut même se demander si elles ne sont pas du même type que les Failles d'Ayeneux et du Tunnel et contemporaines de ce même processus d'écaillage, la remontée des écailles étant relativement plus faible, et ce, de façon à maintenir aux couches une allure-enveloppe inclinant vers le Sud. Les anticlinaux que dessinent les têtes des plateurs remontées et qui donnent à ces failles l'aspect de plis-failles seraient donc liés au mouvement d'écaillage. Telle semble bien être la conclusion logique qui se dégage de cette vue d'ensemble.

4.4.7.- REFUTATION D'UNE STRUCTURE EN PLI COUCHE DANS LE SILESIEN AUX SONDRAGES DE SOUMAGNE ET DE SOIRON.

On a, à plusieurs reprises et sous des aspects fort différents, fait appel à une structure en pli couché au méridien de Theux. D'abord mentionnée dans le Massif de Theux à une échelle modeste (Fourmarier, 1934), cette structure a pris plus tard, à la suite de l'exécution des sondages de Soumagne et de Soiron, une ampleur régionale dans laquelle le Silésien reconnu par ceux-ci a été impliqué de façon fondamentale, et, concomitamment, le Dinantien qui le recouvre, conçu lui aussi comme retourné à l'horizontale. L'histoire de cette conception fait l'objet de l'Appendice II. Nous nous limitons ici à discuter cette étrange interprétation tectonique dont le Silésien recoupé par ces deux sondages a été l'objet au cours de ces toutes dernières années.

Les représentations qui ont été données de la structure du Silésien au méridien de Theux consistent, abstraction faite des failles de translation horizontales qui la compliquent, en un grand synclinal couché plongeant vers le Nord à partir du Dinantien de Theux-Juslenville, et s'enfonçant sous le Massif de la Vesdre, pour s'ouvrir ensuite sur le gisement westphalien de Herve.

La plus simple d'entre elles, celle de F. Geukens (1981), fait état d'un coeur westphalien, lequel est le Westphalien traversé par les sondages de Soumagne et de Soiron sous le Namurien. Ce dernier, figuré sans autre détail quant à sa structure interne, est directement recouvert en concordance par le Dinantien consistant en une mince lame descendant en continuité sous le Massif de la Vesdre, depuis Juslenville jusqu'au-delà de Soiron, donc en position retournée au-delà même de l'horizontale (plus de 180°). Serait donc également retourné le Namurien sous-jacent à la lame dinantienne, et en particulier son contact avec le Westphalien sur lequel il repose. Or il n'en est rien. D'une part le Namurien est en position normale, ainsi que nous l'avons montré sur la base des rapports descriptifs de Graulich qui établissent qu'il est essentiellement constitué de plateurs; d'autre part la partie du Namurien reposant sur le Westphalien est, tant à Soumagne qu'à Soiron, en position normale respectivement sur une épaisseur de 135 m. et de 176 m. L'idée d'un synclinal couché dont ce Namurien serait le flanc supérieur est donc sans fondement.

Le profil d'ensemble que présente F. Geukens figure en outre une structure qu'il n'est pas possible d'admettre : c'est celle prêtée au Massif de la Vesdre : à savoir celle du flanc renversé d'un

grand anticlinal couché vers le Nord dont le plan axial horizontal, se situerait au-dessus de la surface du sol. Telle n'est pas la structure de ce massif. Toutes les coupes, tant celles du Dinantien que du Dévonien (supérieur, moyen et inférieur) montrent des plis secondaires dont l'allure-enveloppe, loin d'être inclinée vers le Sud comme l'indique la figuration de F. Geukens, incline au contraire modérément vers le Nord. C'est le cas en particulier au méridien de Pépinster. L'anticlinal couché que dessineraient les formations dévono-dinantienne est une vue qui ne reflète pas les faits.

Les figurations de J-M. Graulich (1963/b; - 1984) d'une structure du Silésien en un synclinal couché, elles aussi inacceptables pour les raisons données plus haut, portent en outre des détails qui, s'ils étaient corrects, donneraient une certaine vraisemblance à l'idée d'un flanc renversé de pli couché dans le Namurien. Il s'agit de la figuration dans ce dernier de plis secondaires en Z ouverts vers le Nord, à plans axiaux plongeant dans ce sens, leur flanc médian étant ici en position normale. Or, comme il a été dit (note 33), ces flancs médians, loin d'avoir une inclinaison faible à l'image des plateurs traversées par le sondage de Soiron, sont figurés avec une forte inclinaison, se rapprochant même de la verticale. Ces détails structuraux sont donc eux aussi, comme la structure d'ensemble figurée, irréels.

Quant au retournement au-delà de l'horizontale de la lame dinantienne recouvrant le Namurien, nous y reviendrons lors de l'étude du Massif de Theux où là seulement se trouvent les faits observables.

En conclusion, le *Silésien du Massif de Herve*, *vu particulièrement dans son prolongement sous le Massif de la Vesdre*, n'autorise en rien la prise en considération de l'existence d'un synclinal couché à coeur westphalien.

4.4.8.- CONCLUSION.

L'Aile hervienne du Massif houiller de Herve avec son gisement charbonnier westphalien, se prolonge assez loin vers le Sud sous la Faille de Magnée. Dans son état initial, ce massif consistait en une longue plateur à inclinaison sud se poursuivant dans cette direction bien au-delà de Ayeneux et de Soiron : abstraction faite de plis secondaires, il figure le flanc nord d'un synclinal principal silésien, le *Synclinal d'Ayeneux*.

Sa structure actuelle, marquée par la superposition au gisement charbonnier d'écaillés non productives, dont celles du Tunnel et d'Ayeneux, est le résultat d'un processus de diverticulisation

qui a affecté la partie méridionale de cette plateur par la voie des Failles du Tunnel, d'Ayeneux et X; celle-ci, ayant pénétré jusque dans le soubassement namurien, ont servi de surface de translation aux écailles qu'elles portent au cours d'un mouvement général de resserrement venu du Sud, l'écaille la plus méridionale progressant davantage vers le Nord que l'écaille sous-jacente. Ces failles d'écaillage ne sont donc dans la structure régionale que des éléments de second ordre, et vraisemblablement telle est aussi la signification à donner aux autres failles bien connues du gisement charbonnier lui-même, les Failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc.

4.4.9.- LE SOUBASSEMENT DU MASSIF HOULLER DE HERVE.

Les sondages de Soumagne et de Soiron ont mis en évidence l'existence sous les écailles silésiennes d'une entité dévono-dinantienne se terminant par du Namurien, voire du Westphalien inférieur, dont le comportement est resté monolithique durant la tectogenèse varisque, et pour cette raison dénommée «Semelle». Dans l'intervalle entre les deux sondages son inclinaison moyenne, rapportée à la limite Famennien-Dinantien, est de 6°S, valeur que nous considérons comme une réalité pour cet intervalle, étant donné qu'aux sondages de Soiron et de Soumagne, elle est, ponctuellement de 6° et de 10°.

A 5 km. au Nord de Soumagne, le sondage de Bolland a, par trois fois, recoupé ce soubassement, et ce, à l'intervention de deux chevauchements à inclinaison sud, l'un à la profondeur de 884 m., l'autre à 1024 m. On dispose ainsi de 3 données concernant l'entité monolithique prolongeant la Semelle de Soumagne-Soiron vers le N. L'entité qui repose sur la Faille de 884 prolonge directement la Semelle Soumagne-Soiron; elle en a la même constitution, en ce sens qu'elle comprend encore du Dinantien; les couches famennodinantienne y ont des inclinaisons variant entre 12° et 16°. En se référant à la limite Famennien-Dinantien, l'inclinaison moyenne dans cette entité entre Soumagne et Bolland est de 14°S, valeur qui est donc en parfait accord avec les valeurs ponctuelles dans ces deux sondages.

Les deux entités sous-jacentes du sondage de Bolland ne sont connues que par des valeurs ponctuelles. Le Dinantien y fait défaut par lacune stratigraphique; la seule assise compétente est le Famennien dont l'inclinaison dans l'entité intermédiaire est de l'ordre de 10°S, et varie entre 10° et 15°S dans l'entité sous-jacente à la Faille de 1024 m.

Ces valeurs très voisines de l'inclinaison de la Semelle du Massif houiller de Herve depuis Soiron jusqu'au pied du sondage de Bolland indiquent que ni le socle calédonien ni son recouvrement dévono-dinantien n'ont subi la déformation plastique sous la forme de plis ou seulement de l'inversement de l'inclinaison. Seules sont intervenues des failles de cisaillement qui ont conduit à une simple translation vers le haut de tronçons restés indéformés, en l'occurrence la Faille des Ag-As.

Partant du caractère resté monolithique de la couverture dévono-dinantienne au sondage de Bolland et de ce que le Frasnien-Famennien du fond du sondage de Bolland est la couverture même du Massif du Brabant, on peut calculer l'inclinaison moyenne de cette dernière dans le prolongement vers Berneau (Visé) à partir de la ligne Soumagne-Bolland : sa valeur est 11°S, laquelle cadre bien avec les valeurs précédentes. Elle montre par là que les failles éventuelles qui ont pu affecter le soubassement dans cet intervalle sont d'ordre mineur.

En résumé, au méridien de Berneau-Bolland-Soumagne-Soiron le socle calédonien et sa couverture dévono-dinantienne sont restés monolithiques durant la tectogenèse varisque. Cet ensemble constitue à l'Est le versant méridional du Massif du Brabant avec une inclinaison diminuant progressivement vers le Sud, et ce, jusque bien au-delà sous le front du charriage du Condroz. Une seule rupture est intervenue due à un chevauchement, la Faille des Ag-As, bien marquée également en surface, et dont le rejet est de 3500 mètres (3.6.)

Ce soubassement monolithique est recouvert en conformité par le Westphalien plissé, se présentant de part et d'autre de cette faille dans deux entités : au Nord le Synclinal de Liège-Herstal, au Sud, le versant nord du Synclinal d'Ayeneux. Dans ce dernier, grâce aux sondages de Bolland, de Soumagne et de Soiron, est apparu le comportement double de la série sédimentaire varisque, plissée seulement dans sa fraction supérieure, et resté non déformée dans sa fraction inférieure, ce qu'il faut attribuer à son soubassement calédonien. *La déformation varisque s'est donc développée dans le cadre même de la série sédimentaire varisque suivant une tectonique à deux étages, conclusion que nous étendons également au domaine couvert par le Synclinal de Liège-Herstal.*

Vers le Sud, la déformation varisque se modifie en ce sens que l'étage tectonique supérieur, plissé, se propage vers le bas, affectant le Namurien à la partie supérieure de la Semelle et dans les écailles méridionales. *Ainsi s'annonce l'entrée, plus au sud, dans le tectogène, du domaine resté jusque là monolithique.*

4.4.10.- L'AILE SERÉSIEENNE DU MASSIF HOULLER DE HERVE.

Au SW de la Zone de relais de plis synclinale s'étend l'Aile sérésienne où les axes des plis se surélèvent vers l'Ouest. Son extension est, dans ce sens, rapidement limitée en surface par la Faille eifélienne, plus exactement par son tronçon Angleur-La Rochette, oblique par rapport aux plis, tant ceux du Houiller sous-jacent que ceux des formations antehouillères de la nappe charriée et des lambeaux de poussée. (Kinkempois, Streupas, Chèvremont, La Rochette) (note 34).

Malgré ce recouvrement par la nappe charriée qui affecte l'Aile sérésienne du Massif de Herve, et malgré la rupture que la Faille des Aguesses a introduite au sein du Houiller (bien perceptible par le déportement latéral de la Zone de relais de plis) il est aisé d'établir la correspondance entre plis principaux de l'Aile sérésienne du Massif de Herve et ceux du Massif de Seraing (note 35). En raison de leur situation homologue au SW de la zone de relais, l'Anticlinal d'Engihoul se prolonge, au Sud de la Faille des Ag., par l'Anticlinal à ennoyage Est dénommé ici Anticlinal de Chênée, bien défini par l'allure planimétrique de la couche Bouxharmont (voir fig. 2). Selon ce raccord, le Synclinal de Clermont qui fait suite au Sud à l'Anticlinal d'Engihoul a comme correspondant au S. de l'Anticlinal de Chênée, un synclinal dont l'axe ondule autour de l'horizontale dans sa portion occidentale (allure périsynclinale des couches Bouxharmont et Grande Delsemme), pour s'ennoyer ensuite vers l'E. et la Zone de relais de plis (fig. 2) (note 36).

On peut ainsi suivre la mutation longitudinale vers l'Est de l'Anticlinal d'Engihoul et du Synclinal de Clermont et passer ainsi à l'Aile hervienne du Massif de Herve. Réciproquement en partant de cette dernière, où nous savons déjà que la surface-enveloppe des plis incline vers le S. (fig. 5, coupe V), on trouve, une fois passée la zone de relais vers l'Ouest, une surface-enveloppe d'allure horizontale (fig. 6, coupe VI) et plus à l'Ouest encore à une surface inclinant vers le Nord (fig. 6, coupe VII). Cette dernière modification dans l'inclinaison de la surface-enveloppe est liée principalement à l'intervention des «plis-failles» dont l'effet est de remonter le compartiment méridional, et ce, plus fortement à l'Ouest; d'où l'allure en escalier montant vers le Sud donnée à la surface-enveloppe. Dans le détail il semble bien, en outre, que ce soulèvement par la voie des «plis-failles» se propage à partir du Sud, les failles méridionales ayant dans un même profil un rejet plus grand que les failles qui sont plus au Nord (fig. 6, profil VI).

Parallèlement, les plis pris individuellement se modifient en traversant la zone de relais; de faible hauteur dans l'Aile hervienne, ils prennent dans l'Aile sérésienne un développement marqué par une plus grande hauteur du dressant et par un plus fort redressement, voire leur déversement vers le Nord. *Ce style plastique plus accusé, comme le rejet plus grand des failles, sont l'expression d'un degré de resserrement plus intense dans l'Aile sérésienne.*

L'analyse structurale fait donc apparaître que *la différenciation du Westphalien du Massif de Herve en deux ailes séparées par la Zone de relais de plis synclinale remonte à une période précoce où les plis se forment et se développent en ensembles unitaires, et que, de cette période, date le degré de resserrement différent, faible dans l'Aile hervienne, plus prononcé dans l'aile sérésienne, tant par la voie des plis que des «plis failles».*

Enfin, et toujours dans le cours de la tectogénèse plastique, une nouvelle poussée du Sud vers le Nord s'est manifestée, toutefois limitée à l'Aile sérésienne, et bien marquée dans sa partie proche de la Zone de relais (fig. 2 et 3). Elle s'est traduite dans *l'incurvation sygmoidale des plis et plis-failles dont la direction ENE-WSW au méridien de Wérister, passe vers l'Ouest à la direction E-W puis ESE-WNW, pour en revenir plus à l'Ouest, au méridien d'Angleur, à la direction première ENE-WSW. Cette déformation postérieure aux plis et plis-failles est la marque d'un nouveau resserrement plus accentué à l'Ouest, comme l'a été avant lui le jeu des plis-failles.* Inconnue dans l'Aile hervienne, elle traduit l'intensité plus grande de la déformation plastique dont l'aile sérésienne du Massif de Herve a été le siège.

CONCLUSION.- L'analyse structurale du Westphalien du Massif de Herve a permis de reconnaître que la zone de convergence des ennoyages de plis qui traverse cette entité géologique sépare deux domaines à structure notablement différente :

au NE, l'Aile hervienne, qui consiste en un régime de longues plateaux à faible inclinaison SSE et à faible mobilité interne, représentant le flanc nord d'un synclinal majeur, le Synclinal d'Ayeneux; à l'Ouest, l'Aile sérésienne constituée par des ensembles plissés dont l'allure-enveloppe, d'abord horizontale, s'est muée en un versant nord d'anticlinorium. A Cette mutation latérale marquée par l'inversion de l'ennoyage, correspond le passage d'un domaine faiblement plissé -dont par ailleurs le soubassement immédiat est resté monolithique - à un

domaine où la tectogenèse du stade plastique s'est manifestée par un resserrement plus intense du Sud vers le Nord. Cette accentuation de la déformation qui différencie les deux ailes coïncide avec la Zone de relais de plis.

On est ainsi amené à se reporter au Nord de la Faille des Ag., dans le Massif de Liège-Seraing, où se prolonge cette Zone de relais.

4.4.11.- L'AILE SERESIENNE DU MASSIF HOULLER DU PAYS DE LIEGE L.S.

L'inflexion sygmoïdale qui affecte l'aile sérésienne du Massif de Herve est également présente dans le Massif de Liège-Seraing immédiatement au Nord de la Faille des Aguesses : la direction ENE-WSW des plis dans l'Anticlinal de Cointe-La Chartreuse devient E-W dans la Zone de relais de plis pour revenir ensuite à la direction première ENE-WSW plus à l'Ouest, à Marihaye et au-delà (fig. 3). Cette allure est évidemment décalée par la Faille des Ag. dans le même sens que la Zone de relais. Elle est de même recoupée par cette faille : l'Anticlinal d'Engihoul de direction WSW-ENE dans la lèvre nord de la Faille est prolongée dans sa lèvre sud avec cette même direction suivie ensuite de l'allure sygmoïdale de l'Anticlinal de Chênée (fig. 2 et 3). *Toute l'Aile sérésienne du Houiller du Pays de Liège a donc été saisie par cette dernière déformation sygmoïdale, une mobilisation différentielle qui a comme départ la Zone de relais de plis.* Cette Zone marque donc l'individualisation structurale de l'Aile sérésienne par rapport à l'Aile hervienne (note 37).

Abstraction faite du décalage des structures lié à la Faille des Aguesses, l'unité structurale de l'Aile sérésienne, constituée par une série de plis à ennoyage Est ou ENE apparaît clairement; elle est en plus caractérisée par le déportement systématique de ceux-ci vers l'E. quand on les prend dans leur succession du Nord au Sud (fig. 2). Elle se marque, dans la carte planimétrique, par l'allure-enveloppe qui circonscrit par le Sud le gisement charbonnier, en l'occurrence la couche Désirée-Bouxharmont : c'est une sygmoïde orientée sur la direction WSW-ENE dont la branche occidentale est constituée par les dressants méridionaux du Synclinal de Liège-Antheit, et la branche orientale par les dressants et plis-failles méridionaux de Werister; ces deux branches se raccordent par l'allure intermédiaire circonscrivant la culmination des synclinaux westphaliens. L'Aile sérésienne comprend en outre à l'E.,

l'Ecaille du Tunnel et l'Ecaille d'Ayeneux, là où, dans leur partie occidentale, l'ennoyage des plis se fait encore vers l'E. (Fourmarier, 1910, p. 225).

Cette structure planimétrique, étend à l'Aile sérésienne toute entière du Pays de Liège, la conclusion d'abord acquise dans le cadre limité du Massif de Herve, à savoir que sa structure transversale est celle du versant septentrional d'un anticlinorium, lequel a, à son pied nord, le Synclinal de Liège-Antheit. C'est l'Anticlinorium du Condroz.

5.- CHAPITRE TROISIEME : L'ANTICLINORIUM DU CONDROZ

5.1.- L'anticlinorium du Condroz se trouve ainsi défini à partir de l'Est, dans son extension transversale, par celle qu'y prend l'Aile sérésienne du Houiller du Pays de Liège. Plus exactement celle-ci définit l'extension de son versant septentrional. Sa zone axiale se situerait donc suivant un parallèle tectonique qui à l'Est aboutirait à l'Ecaille d'Ayeneux; peut-être même s'étendrait-elle plus au Sud encore.

Dans sa partie supérieure, cet anticlinorium est devenu fictif : il a été profondément excavé par la Faille eifélienne qui a amputé la partie occidentale du Massif houiller de Herve et de son soubassement dévono-dinantien, lequel, grâce à la surélévation axiale des plis vers l'Ouest, serait venue à l'affleurement à l'Ouest de la ligne Angleur-La Rochette (note 38). Cet excavement, transverse au plis du soubassement autochtone, est le fait du relèvement transversal vers l'Est de la surface de la Faille eifélienne qui, de direction WSW-ENE à l'Ouest d'Angleur, prend ici la direction WNW-ESE. Mais à l'Ouest d'Angleur, l'autochtone vient en surface : c'est le Massif houiller de Seraing et son soubassement, d'abord le Dinantien et le Néodévonien, ensuite le Calédonien de la Bande de Sambre-Meuse (note 39). Il s'agit de l'«*Anticlinal du Condroz*» au sens strict du terme, entendu comme étant l'unité tectonique à noyau calédonien ayant pour revêtement au Nord le versant méridional du Synclinal de Liège-Antheit. C'est donc une entité qui date de la phase plastique de la tectogenèse varisque, mais que nous ne connaissons matériellement, dans sa structure, que par l'étroite bande autochtone à subautochtone, qui est accolée au Synclinal de Liège-Antheit et par son prolongement vers l'Ouest, depuis Engis et Huy jusque Fosses-la-Ville et Bouffioulx (fig. 9).

5.2.- *La surélévation axiale vers l'Ouest de l'Aile houillère sérésienne a fait connaître que son soubassement dévono-dinantien est plissé en*

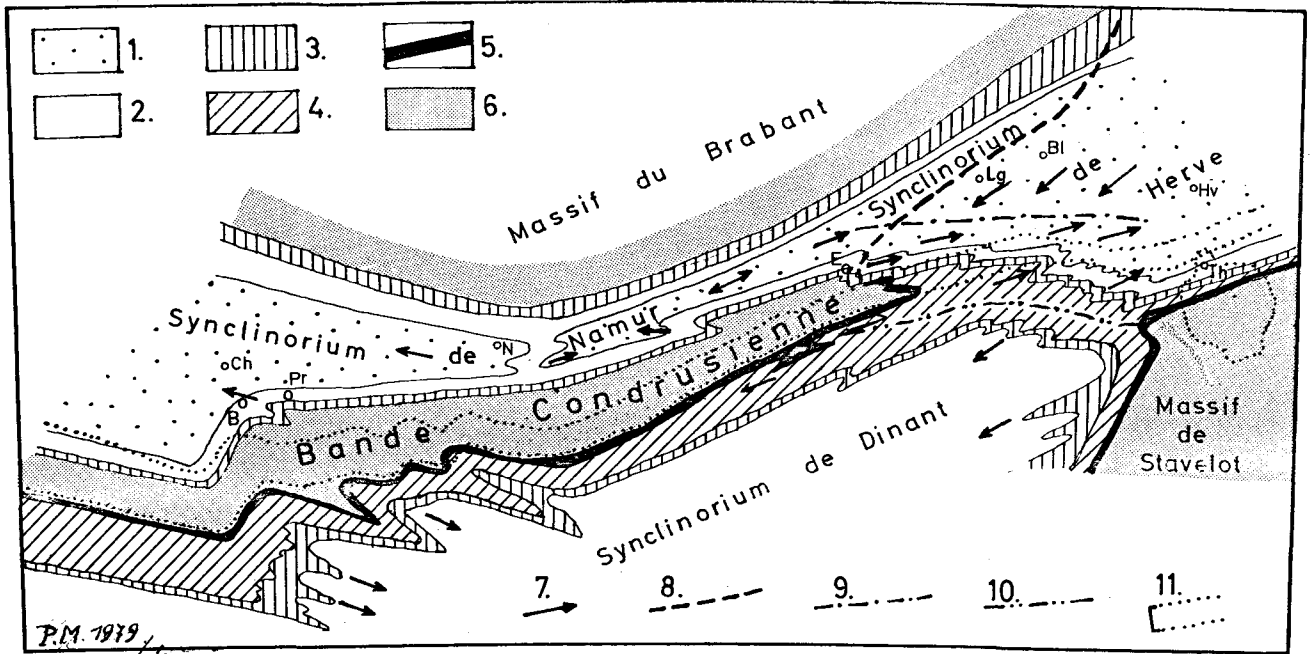


Figure 9.- L'Anticlinorium du Condroz avant la phase des charriages, et ses relations avec le Synclinorium de Herve.

La surélévation vers l'WSW des plis de l'Aile sérésienne et concomitamment du soubassement antehouiller lui aussi plissé, fait apparaître dans la partie médiane de la Chaîne varisque entre Engis et Bouffioulx le socle calédonien replissé par la tectogenèse varisque sous la forme d'un anticlinorium, l'Anticlinorium du Condroz. Celui-ci n'est connu en surface que par la «Bande calédonienne de Sambre-Meuse» qui est sa réduction en largeur par suite du Charriage du Condroz représenté ici par la Faille de Marlagne. Simultanément à son ennoyage vers l'Est, sous le Synclinorium de Herve, l'Anticlinorium du Condroz s'efface ainsi que les plis de sa couverture immédiate; de sorte que, au méridien de Bolland cette dernière se présente comme une grande plateur très faiblement inclinée vers le SSE, témoignant du comportement resté monolithique du socle sous-jacent. A l'extrémité occidentale de la Bande calédonienne de Sambre-Meuse où la couverture du socle (Presles et Bouffioulx) montre un ennoyage vers l'Ouest, l'Anticlinorium du Condroz s'effacerait de semblable façon, puisque on ne trouve dans son prolongement occidental que de longues plateurs à très faible inclinaison sud.

1. Silésien du Synclinorium de Herve et du Synclinorium de Namur (n.s.); 2. Dinantien; 3. Mésodévonien et Néodévonien; 4. Siegenien et Emsien; 5. Gedinnien; 6. Massifs calédoniens; 7. Sens d'ennoyage des plis; 8. Limite approximative de l'extension vers le Nord de l'Eodévonien inférieur sous le Synclinorium de Herve; 9. Zone de relais de plis synclinale dans le Silésien du Synclinorium de Herve (Zone Seraing-Ayeneux); 10. Zone de relais de plis anticlinale entre le Synclinorium de Herve et le Synclinorium de Dinant (Zone Ohe-Trancrémont); 11. Les deux lèvres du Charriage du Condroz dans leur situation originelle.

Bl. Bolland; Bo. Bouffioulx; Ch. Charleroi; E. Engis; Hv. Herve; Lg. Liège; N. Namur; Pr. Presles; Th. Theux.

parfaite harmonie avec le Westphalien, et que c'est conformément à ce style tectonique qu'a été remanié le Calédonien autochtone au cours de cette même phase plastique de la tectogenèse varisque. Ce remaniement en effet consiste non pas en un débitage en blocs longitudinaux suivant des failles longitudinales et restés massifs entre elles, mais en une nouvelle remobilisation interne, plastique, dans un style identique à celui de sa couverture. C'est ce que montre le Synclinal de Tihange à coeur ludlowien dont le bord sud se suit depuis Huy jusqu'à Wépion-sur-Meuse (Namur), et ce en conformité avec les dressants du flanc méridional du Synclinal varisque de Huy-Citadelle et ceux qui les prolongent à l'Ouest du Samson. En réalité, ce sont des plis d'âge calédonien qui ont été réactivés par la tectogenèse varisque, déterminant donc l'emplacement des axes de plis dans la couverture : c'est ce qui se déduit du profil transversal de la discordance épicalédonienne à Huy où le fond du Synclinal fras-

nien repose sur le Wenlockien du Synclinal de Tihange, tandis que l'Anticlinale frasnien de Statte a comme noyau immédiat le Llanvirrien du Tunnel de Huy-Nord. Est aussi une remobilisation varisque l'Anticlinale ordovicien de Faulx-les-Tombes/Wépion qui fait suite, au Sud, aux dressants du flanc sud du Synclinal de Tihange (ici à coeur Ludlowien). Enfin dans les lambeaux subautochtones, il faut citer, comme relevant de la déformation varisque, le double pli synclinal-anticlinal dans le Wenlockien inférieur de la Chapelle-Saint-Roch, au Roux (Ouest de Fosses) (aujourd'hui disparu dans l'extension du village), et le double pli dans le Caradocien du lambeau d'Ombret (sous la terrasse de la Meuse de 120 m.).

Toutes ces déformations plastiques traduisent la relation génétique univoque qui unit l'Aile sérésienne à son fond, l'Anticlinorium du Condroz issu de la remobilisation plastique de son soubassement calédonien.

5.3.- Par contre sous l'Aile hervienne, suivant le profil transversal Bolland-Soiron, la série néodévono-dinantienne est restée indemne de tout plissement; elle revêt l'allure d'une longue plateur à faible inclinaison sud, témoignant ainsi du caractère resté monolithique du socle calédonien. Située dans le prolongement oriental des plis dinantiens de la région d'Engis, elle fait apparaître que les plis varisques de cette dernière région se sont effacés latéralement en direction, comme aussi la remobilisation du socle calédonien sous-jacent.

Si enfin on tient compte de ce que, déjà dans la zone de relais de plis, l'allure du Westphalien, dans le Massif de Liège-Seraing a pris une large allure en cuvette (Cuvette Cockerill 4.3.4. et Cuvette du Gosson 4.3.6.) qui ne peut qu'être aussi celle du soubassement varisque et du socle calédonien, on en arrive à admettre que la zone de relais de plis synclinale est la zone de transition où s'effacent d'Ouest en Est les plis de la région d'Engis, c'est-à-dire ceux qui forment le front septentrional de l'Anticlinorium du Condroz.

L'Anticlinorium du Condroz apparaît donc comme une entité limitée dans son extension latérale vers l'Est suivant une ligne oblique au plissement perçue, au niveau du Westphalien, par la Zone synclinale de relais de plis. Non seulement l'Anticlinale de Flémalle n'a pas de prolongement vers l'Est, mais il n'existe pas non plus d'Anticlinale à noyau calédonien qui soit dans cette direction l'homologue du Calédonien de Sambre-Meuse. Dans son extension transversale vers le Sud, l'Anticlinorium du Condroz constituait donc à la fin de la tectogenèse plastique un chaînon plissé dont le noyau calédonien eût largement affleuré au niveau de la pénéplaine épivarisque, n'était le charriage du Condroz qui, peu après, lui a substitué le Synclinorium de Dinant et le Massif de la Vesdre de la région de Chaudfontaine-Embourg.

5.4.- Vers l'Ouest l'Anticlinale du Condroz se suit aisément à la fois par les dressants dévono-dinantiens du bord sud du Synclinorium de Namur et par le Calédonien qui lui a servi de socle : on suit en effet d'Est en Ouest, à partir de La Neuville-sous-Huy la Bande ordovicienne méridionale sur laquelle est charrié le Synclinorium de Dinant (Faille d'Ombret) (P. Michot 1978) et qui, dans la région du Samson et de Dave, où elle est mieux dégagée, se montre être l'Anticlinale de Faulx-les-Tombes-Wépion. Ce même Ordovicien (Caradocien-Landeilien) forme à Fosses-la-Ville et Vitruval le substratum autochtone du Couviniens du bord sud du Synclinorium de Namur. A Presles, apparaissent dans le Dévonien moyen et supérieur du bord sud du Synclinorium

de Namur un pli ennoyant très fort vers l'Ouest et qui se prolonge par l'Anticlinale viséen de Bouffioulx, à son tour, recouvert par les lambeaux de poussée de Chamborgneau et de Loverval. Ces derniers, formés par le Dévono-dinantien du Synclinorium de Namur, se présentent avec des allures N-S, inclinant vers l'Ouest où elles viennent se superposer au Houiller de l'Anse de Jamioulx. Nous y voyons donc des ennoyages de signification similaire à ceux des plis de la région d'Engis, et qui, affectant des plis en voie d'extinction, sont la raison de l'effacement vers l'Ouest de la Bande calédonienne lors de son ennoyage.

Sans entrer davantage dans l'analyse de la structure du Houiller de la région de Charleroi, du Centre et du Borinage, on peut souligner néanmoins les grandes allures en plateurs qui dans cette région ont été rencontrées sous les Failles de charriage, dans le Comble nord, et qui impliquent également un soubassement monolithique. Il faudrait donc voir dans la direction de l'Ouest, vraisemblablement dans la région de Jamioulx, l'effacement du plissement du soubassement calédonien et de son revêtement.

L'Anticlinorium du Condroz à noyau calédonien représenterait donc un chaînon adventif de la tectogenèse varisque, marqué par la remobilisation, par voie plastique, de son matériau, et encadré latéralement par deux domaines en grandes plateurs inclinées vers le Sud, peu ou pas mobilisées par la tectogenèse plastique : à l'Est, le Massif de Herve; à l'Ouest, l'Anse de Jamioulx et le Borinage. C'est à un parallèle tectonique plus méridional que, dans ces domaines latéraux, le socle calédonien commencera à être mobilisé sous son revêtement varisque, et que se développera latéralement le front de la chaîne varisque. Reportée donc vers le Sud, celui-ci s'y présentera dans des conditions de déformation qui sont analogues à celles de l'anticlinorium du Condroz : un bourrelet du Socle bordant au Sud le Gisement houiller (note 40).

6.- CHAPITRE QUATRIEME : LA STRUCTURE DU MASSIF DEVONO-CARBONIFERE DE THEUX

6.1.- GENERALITES

Le Massif dévono-carbonifère de Theux (autrefois Bassin de Theux) occupe la partie septentrionale de l'entité régionale dite «Fenêtre de Theux». Formée de couches dirigées WSW-ENE, sa coupe transversale expose une série stratigraphique allant du Houiller au Gedinnien, comprenant le Houiller des Forges Thiry, le Dinantien de

Theux-Juslenville et le Dévonien de Franchimont-Marteau, lequel repose en discordance sur le Calédonien du Massif de Stavelot. Son isolement, bien marqué par l'interruption de ses assises en direction, tant du côté Ouest que du côté Est, est le fait du charriage frontal de la Chaîne varisque qui refoule ici sur lui le Gedinnien du flanc nord du Massif de Stavelot et son substratum calédonien. Pour Fourmarier, c'est la Faille de Theux (1905) suivant laquelle le Massif de la Vesdre est refoulé vers le Nord sur le Massif de Theux; bombée au-dessus de ce dernier, cette surface tangentielle est recoupée par l'érosion suivant une *courbe fermée continue* : d'où le nom de « Fenêtre » que lui a donné Fourmarier (1904) pour désigner l'entité ainsi circonscrite, à laquelle fut incorporée plus tard une fraction du Calédonien sous-jacent à la discordance gedinnienne. Suivant une autre vue due à F. Geukens (1959), l'isolement du Massif de Theux (et du calédonien associé) résulterait de la combinaison de deux failles tangentielles, en forme de demi-coupole : la Faille de Theux, sensu Geukens, dont la trace circonscrit le Massif par le Nord, l'Est et le Sud, de sorte que celui-ci se trouverait en demi-fenêtre ouverte vers l'Ouest, et la Faille des Hautes-Fagnes (Vehn-Ueberschlebung) qui, plus méridionale, ennoierait vers l'Ouest au méridien de Spa, recoupant dans cette direction la demi-coupole qu'est la Faille de Theux; elle fermerait ainsi le Massif de Theux par l'Ouest. Quelle que soit la solution adoptée sur ce point, elle n'interfère pas avec les problèmes qui concernent la structure interne du Dévono-carbonifère de ce Massif (note 41).

6.2.- PROBLEMATIQUE DU MASSIF DE THEUX

Le développement de nos connaissances sur la structure du Massif de Theux est entièrement lié aux recherches de Fourmarier. Celles-ci s'inscrivent non pas dans une oeuvre qui prit en une fois, ou presque, sa forme définitive, mais plutôt dans une succession d'acquisitions s'étagant pendant les quelque 70 ans durant lesquels Fourmarier ne cessa de s'y consacrer. C'est donc une oeuvre marquée par la révision constante portant sur les faits de terrain et aussi sur les interprétations auxquelles ils donnèrent lieu. Leur publication se présente dès lors comme des surcharges successives desquelles il ne ressort pas toujours clairement ce qui doit être effacé au profit de ce qui le remplace. Elles sont entrecoupées enfin par des revirements radicaux dans la conception théorique elle-même, sans que des faits nouveaux soient à leur origine.

Sans doute faut-il voir avant tout, comme cause de la diversité des solutions avancées, le peu d'évidence que présentent certains faits de

terrain qui furent acceptés cependant comme des éléments déterminants dans la vue adoptée. De même le manque d'affleurements significatifs sur de larges espaces dans une région où il est manifeste que les déformations qui l'affectent revêtent des aspects singuliers, a-t-il favorisé l'arbitraire suivant lequel on a cherché à mettre en accord des ensembles locaux isolés les uns des autres, outre que ceux-ci sont parfois difficilement perceptibles dans leur unité; tel est par exemple le Dinantien de Juslenville, comme aussi celui de Theux-Oneux.

Mais au-delà du cadre des faits locaux, et passant au plan plus général de la tectonique du Varisque de la Belgique, faut-il reconnaître aussi une autre évidence bien manifeste, à propos de laquelle d'autres exemples aussi pertinents ont existé dans notre pays : c'est l'influence qu'a exercé du point de vue conceptionnel la découverte survenue, peu avant celle de la Fenêtre de Theux, des grandes translations horizontales du type transversal qui ont dominé la tectonique des Alpes, avec en outre, comme modalités de cette expression, les plis couchés de grand style. On en est ainsi arrivé au cours de cette période d'élaboration théorique qu'est la première moitié de ce siècle, en Belgique, à un dépassement, voire même à une dérégulation de l'appareil logique qui jusqu'alors avait guidé le raisonnement dans sa rationalité.

La Fenêtre de Theux fit donc, après les Massifs de la Tombe et de Boussu, l'objet d'une tectonique de grand style, s'exprimant ici sous la forme de grands déplacements tangentiels à l'intervention de failles de charriage cisailantes. En ce tournant du siècle où s'achevait la publication de la carte géologique officielle de la Belgique au 1/40.000^e, cette structure fut le trait provocateur qui, pendant près de 50 ans, ouvrit la Chaîne varisque belge à de larges essais sur son identité structurale. Dans l'image qu'apportait la Chaîne alpine, cette élaboration se conçut d'abord dans un esprit d'affranchissement à l'égard des contraintes spatiales, tel le profil dans lequel fut pour la première fois impliqué la Fenêtre de Theux, (Fourmarier 1907) (fig. 22), ou la figuration de la chaîne varisque suivant le méridien de la Meuse dinantaise (F. Kaisin sr. 1925-1936). Fut impliqué ensuite le style même de la déformation plastique, qui, localement d'abord, prit la forme d'un pli couché d'ampleur modeste et restreint au seul Massif de Theux (Fourmarier, 1933). Mais 30 ans plus tard ce style prend une plus grande ampleur et aussi une autre forme : pensé originellement en anticlinal, (Fourmarier, 1933), le pli couché s'allonge maintenant en un Synclinal couché plongeant vers le Nord à partir de Theux pour embrasser ensuite dans les sondages de

Soiron et de Soumagne, en en formant le cœur, le Westphalien encadré du Namurien traversé en profondeur (Graulich, 1963, 1984; - F. Geukens, 1981).

Nous avons montré plus haut (4.4.7.) qu'en ce qui concerne ce dernier point une telle structure ne se justifie point dans le cadre des sondages de Soumagne et de Soiron où tout l'ensemble houiller invoqué est au contraire en style de plateau. Reste cependant l'Anticlinal couché, celui de Juslenville, dont Fourmarier a maintenu l'existence jusque dans sa dernière publication (1969). Il en est question plus loin (6.6.).

6.3.- HISTORIQUE

Quatre formulations structurales ont été successivement données au Massif dévonocarbonifère de Theux par Fourmarier.

a) Sa première étude, partie d'une vue générale du terrain (1901), définit la «Grande Faille courbe de Theux» comme une faille longitudinale qui, formant la limite nord du massif, refoule celui-ci sous le Dévonien inférieur et le Cambrien de sa bordure septentrionale. Cette conception est liée à l'interprétation de la structure transversale qui consisterait en *une suite de plis droits à faiblement déjetés ou déversés, où les failles longitudinales sont des failles inverses dérivant de leur accentuation* : failles des Forges-Thiry, de Pouillon-Fourneau, de Juslenville (peu après recusée), d'Oneux et, la plus méridionale, la Faille du Rocheux.

b) Ce profil sera bientôt récusé dans son entièreté. Resté sans aucun doute attentif au rapport rédigé par H. de Dorlodot sur ce premier mémoire, où, sans autrement insister, le rapporteur fait allusion à une structure en fenêtre, Fourmarier fait de la «Faille courbe de Theux» et de la Faille de Marteau qui au Sud sépare le Dévonien inférieur de son soubassement calédonien, une faille unique. C'est en fait l'intersection avec le terrain d'une surface plate en dôme, une faille de charriage cisailante, suivant laquelle le Massif de la Vesdre a été charrié vers le Nord par-dessus le Massif de Theux, au Sud duquel il se trouvait à l'origine. Ainsi isolé de tout contexte, le Dévonocarbonifère de Theux se présente en Fenêtre sous la Faille de Theux et le Massif de la Vesdre (Fourmarier, 1905, 1906).

De cette structure date la première conception d'une Faille eifélienne à rejet considérable (voir Appendice I et P. Michot, 1986, historique) : la Faille de Theux à plongement nord est reliée à la «Branche inférieure de la Faille eifélienne» (1905) laquelle sera dite plus tard la Faille des Aguesses (Fourmarier, 1908). Ceci a pour conséquence de

séparer le Massif de Herve du Massif de Liège-Seraing et de le considérer donc comme un massif allochtone dont le lieu originel se situerait au Sud du Massif de Theux sous l'actuel Massif calédonien de Stavelot (1907).

D'autre part le Massif de Theux est lui-même affecté de façon interne par un charriage, la Faille d'Oneux (n.s. 1905) laissant apercevoir sous elle deux petites fenêtres représentant l'autochtone : la Fenêtre des Forges Thiry avec son Houiller, et la Fenêtre du Rocheux (ainsi dénommée en 1933) laissant voir le Calcaire carbonifère de Theux et de la route d'Oneux. Le Massif de Theux se compose donc, en plus de cet autochtone, d'une nappe dite «Nappe de Theux» (ainsi dénommée en 1933), elle-même sous-jacente à la Faille de Theux ou Charriage du Condroz (ainsi dénommé en 1923 par Fourmarier). On remarquera à ce propos la forme donnée à la Faille d'Oneux (dite aussi Faille de Juslenville 1923, et reprise sous le nom de Faille d'Oneux en 1951) : *une faille en guirlande à double ondulation anticlinale*.

Quant à la Faille du Rocheux séparant le Tournaisien de Theux du Famennien supérieur de Franchimont (1901, n.s. 1905-1906), il n'en est plus question; c'est un accident longitudinal d'extension incertaine, plutôt local, d'ailleurs déclaré «hypothétique» (Fourmarier, 1922) (voir Appendice III : la Faille du Rocheux).

c) Une version radicalement différente dans son fond apparaît ensuite (1934) : l'Anticlinal de Juslenville (partie nord de la Nappe de Theux 1933) devient un pli couché, à front tourné vers le Nord et à noyau tournaisien. Cette interprétation entraîne comme nécessité l'existence, au Sud, d'une faille qui doit séparer ce style en pli couché du style en plis sensiblement droits du Dévonien de Franchimont-Marteau : c'est la Faille du Rocheux, qui apparaît maintenant comme un accident de premier ordre scindant l'ancienne Nappe de Theux en deux nappes : au Nord, la Nappe de Juslenville avec son anticlinal couché, au Sud la Nappe de Spa faite du Dévonien. Cette restructuration nouvelle dans un autre style n'est cependant justifiée que par la voie d'une note infrapaginale (Fourmarier, 1934, p. 98) : «Nous avons longtemps considéré cette faille comme tout à fait accessoire, voire même douteuse; aujourd'hui nous pensons qu'elle est, au contraire, un élément très important de la tectonique des terrains compris dans la Fenêtre de Theux. Elle sépare, en effet, deux régions tectoniques à style différent : la région occupée par le carbonifère ou nappe de Juslenville avec son grand pli couché, et la région du dévonien et cambrien avec plis déversés vers le Nord, rappelant le style tectonique du Massif de la Vesdre».

Comme on le voit la fonction importante maintenant conférée à la Faille du Rocheux relève non d'un fait, mais de la logique tectonique suivant laquelle est incompatible dans une même unité la coexistence d'un pli couché et d'une série plissée courante du type plis droits et déjetés à déversés.

La qualité de pli couché qui est au centre de la nouvelle conception proposée par Fourmarier (1934) deviendra bientôt irréaliste. Des faits de terrain, en l'occurrence les failles radiales qui introduisent des complications dans la relation des affleurements entre eux, imposeront des modifications à cette forme d'abord présumée, laquelle se réduira finalement (1969) à celle d'un pli que Fourmarier dessine isoclinal avec un plan axial inclinant de quelque 30°S. N'est-il pas dès lors abusif de conférer à un tel pli les implications théoriques antérieurement proposées pour un pli couché ?

Pour éclairer ce problème historique, nous avons présenté dans l'Appendice II le compte-rendu analytique des publications ayant trait à cette structure.

d) En 1951, la Faille du Rocheux introduite dans la structure du charriage frontal comme un élément important, en devient maintenant la Faille majeure, dépassant en importance la Faille de Theux-Faille eifélienne; c'est elle qui réellement refoule le Synclinorium de Dinant sur le Synclinorium de Namur lequel comprend ici, au méridien de Theux, outre le Synclinal de Liège-Herstal autochtone, le Massif houiller de Herve et des Forges Thiry et le Dinantien de Juslenville jusqu'à la Faille du Rocheux (Fourmarier 1951, p. 94). Etant donné que la Nappe de Spa appartient au Synclinorium de Dinant-Vesdre, et que la Nappe de Juslenville relève du Synclinorium de Namur, «la Faille du Rocheux apparaît comme une fracture de première importance dans la tectonique du socle paléozoïque de la Belgique; c'est elle qui forme la séparation entre les deux grands plis de premier ordre, nés au cours d'une première phase de la tectogenèse hercynienne» (Fourmarier, 1951, p. 91).

Cette conclusion entraîne comme première conséquence la nécessité de concevoir, originellement entre la Nappe de Spa et la Nappe de Juslenville, un Anticlinorium à noyau calédonien, lequel serait donc l'Anticlinorium du Condroz. C'est cet Anticlinorium que la Faille du Rocheux à inclinaison Sud aurait cisailé à sa base pour le refouler vers le Nord où l'érosion l'a fait disparaître (Fourmarier, 1951, p. 93, croquis I et II; reproduit dans le Prodrôme 1954, p. 667).

Autre conséquence : la Faille de Theux-Faille eifélienne devient une fracture interne au Syncli-

norium de Dinant (Fourmarier, 1951, fig. 2, p. 93; reproduit dans le Prodrôme 1954, p. 667).

Comme on le voit, ce système tectonique qui donne à la Faille du Rocheux le rôle essentiel, a maintenant pour base doctrinale, outre la distinction théorique à faire entre région à pli couché et région à plis simplement déversés ou déjetés, le postulat jusqu'alors admis de l'absence du Dévonien inférieur sous le Synclinal de Namur auquel appartiendrait la Nappe de Juslenville. Or dix ans après, le sondage de Bolland où l'Eodévien repose sur le Massif calédonien du Brabant (voir plus haut 3.3.) venait invalider ce postulat. Reste donc posée aujourd'hui, quant à la fonction à attribuer à la Faille du Rocheux, la réalité de l'Anticlininal couché de Juslenville.

Enfin citons quelques autres éléments tectoniques qui n'intervinrent que de façon secondaire dans la conception de Fourmarier, mais furent compris de façon différente par d'autres géologues : le Viséen retourné des carrières du ravin de Hodbomont (1939) et des carrières du vallon d'Oneux; son individualisation sous le nom de Nappe de Hodbomont (provisoirement ainsi dénommée) par la Faille Naveau sous-jacente (Fourmarier, 1969), le dédoublement de la Faille d'Oneux dans le ravin de Hodbomont (1940/b) et celui de la Faille de Juslenville (Fourmarier, 1969) qui n'est pas sans remettre certaines conceptions en question.

6.4.- CONCLUSION. Deux éléments tectoniques majeurs conditionnent la conception que l'on peut se faire de la structure du Massif dévono-carbonifère de Theux, ainsi qu'il ressort de l'analyse des travaux de Fourmarier. D'abord la structure du Dinantien de la région de Juslenville où un Anticlininal fortement déversé vers le Nord a pu faire figure, momentanément tout au moins, de pli couché, allure à laquelle a été aussi associé le Viséen renversé à l'horizontale qui lui est sous-jacent aux Forges Thiry. Ensuite la Faille du Rocheux qui, bien que de rejet stratigraphique minime, a été affecté d'un rejet important et a pris rang de charriage important.

6.5.- De la révision de terrain que nous avons effectuée, il se dégage que plusieurs coupes partielles jouent un rôle déterminant dans l'interprétation structurale du Massif de Theux et peuvent la guider là où l'insuffisance d'affleurements significatifs laisse la voie ouverte à l'indécision. Ce sont :

les environs de Juslenville-Petite, localité qui, située dans la partie axiale du Massif de Theux, est le plus à l'écart de la Faille de Theux et fournit donc la structure la mieux préservée; celle-ci, prolongée latéralement, peut ensuite servir pour

définir les déformations ultérieures liées au charriage;

le ravin de Hodbomont à Theux, où la structure a été définie par Fourmarier (1940/b);

la vallée de Theux-Marteau, avec en particulier l'Anticlinal famennien de Franchimont dont on peut suivre latéralement la variation de part et d'autre de cette coupe centrale.

6.6.- L'ANTICLINAL DEVERSE DE JUSLENVILLE-PETITE.

6.6.1.- Fourmarier a dénommé «Nappe de Juslenville» (sensu 1934) l'entité tectonique constituée essentiellement par le Dinantien du Massif de Theux qui «présente dans sa partie nord une allure en grand pli couché» (Fourmarier, 1934, p. 94). Elle a sous elle la Faille d'Oneux (sensu 1905 à 1954) parfois aussi dénommée «Charriage de Juslenville» (1923); elle est limitée au Sud par la Faille du Rocheux.

L'élément structural qui caractériserait la nappe serait donc un pli anticlinal couché dont la figuration et l'emplacement se sont montrés fort changeants (voir Appendice II). A l'analyse il apparaît que cette structure est composite : elle est la projection, sur un même plan transversal à l'axe du plissement, d'éléments recueillis dans des profils transversaux différents qui, appartenant d'abord au versant ouest de la Hoegne (Fourmarier, 1906), furent combinés ensuite à ceux du versant est, en l'occurrence la coupe de la Chapelle de Juslenville et celle du chemin de fer des Forges Thiry (Fourmarier, 1939 à 1969), et à laquelle se superpose ici directement la Faille de Theux. *De sorte que la figuration tectonique proposée cumule ici les déformations liées à la phase plastique et celles de la phase des charriages cisailants.*

6.6.2.- Il convient donc de réétudier ce problème structural en prenant comme point de départ *le profil transversal le plus éloigné possible de la Faille de Theux* afin qu'on puisse l'accepter comme le moins perturbé par le charriage : c'est celui de la région de Juslenville-Petite, où, le long de la route et dans la vallée montant vers Ronde-Haye, existent une série d'affleurements et de carrières de calcaire viséen formant la bordure méridionale du Massif houiller des Forges Thiry.

Celle-ci est constituée au hameau même par la série viséenne en position renversée, comprenant du N. au S. à partir du Houiller : le Viséen supérieur V3 inclinant 30° SSE, le calcaire à *Lithostrontium Martini* et à cherts V2b inclinant 35° à 40° SSE, le V2a et le V1 supérieur qui, dans les carrières abandonnées du versant méridional du vallon, inclinent 45° à 50° SSE.

A cet ensemble fait suite, à l'Est d'une faille radiale transversale, la brèche calcaire, base du Viséen inférieur, qui affleure sur la rive gauche de la Hoegne à l'emplacement de l'ancien pont romain où son allure est incertaine. A une quarantaine de mètres au Sud vient la dolomie foncée finement grenue du Tournaisien supérieur : elle forme une petite falaise dont la partie supérieure montre des couches à inclinaison 10° à 15° NNW passant vers le Sud à 30° SSE. Il existe donc sur la rive gauche de la Hoegne une voûte amorcée vers le Nord, dont on ne voit cependant pas l'achèvement avant la brèche; il est donc vraisemblable qu'une fracture interrompt leur succession. Quoi qu'il en soit, cet ensemble régional définit un pli anticlinal à noyau tournaisien que nous dénommons **Anticlinal de Juslenville-Petite** du nom de son lieu-type. Il se présente ici avec un flanc nord fortement renversé de l'ordre de 30° à 50°, composé de *toutes* les assises viséennes; son plan axial incline 40° SSE.

6.6.3.- On peut compléter cette structure anticlinale, dans sa partie centrale, par le bel affleurement qui, sur la rive droite de la Hoegne, est recoupé par le chemin montant au cimetière de Juslenville : il est formé de dolomie foncée dont les bancs inclinent 50° NNW; leur direction N-60°-E pointe vers le SW sur le pont romain, donc dans la zone centrale de l'Anticlinal de Juslenville-Petite. Nous pensons qu'elle en fait partie, car cet affleurement est proche de la chapelle de Juslenville (village) dont les bancs se raccordent à ceux de Juslenville-Petite, mais suffisamment distants de la Faille de Theux pour n'avoir pas été influencés par elle.

6.6.4.- Au Nord de cette dolomie vient immédiatement la coupe classique de la chapelle et du chemin de fer montrant du Sud au Nord et de haut en bas la brèche viséenne V1 inclinant 20° SSE, le V2a assez fortement réduit, et le V2b à cherts en allure subhorizontale chevauchant le Houiller des Forges Thiry par la Faille dite autrefois de Pouillon-Fourneau (Fourmarier, 1901), devenue peu après Faille d'Oneux (1905-1906) (puis Faille ou Charriage de Juslenville Fourmarier, 1923, et finalement Faille de Juslenville FJ1, Fourmarier, 1969). Le calcaire V2a (à *Dorlodotia Briarti* ?) se poursuit ensuite à l'horizontale par-dessus le Houiller. Cet ensemble prolonge à l'Est, mais davantage déversé, le versant nord de l'Anticlinal de Juslenville-Petite qui ici se trouve à proximité de la Faille de Theux plongeant 10-12°N. Sous celle-ci et plus au Nord au pont de Sohan, affleure le V2 retourné sur le Houiller, au-delà de l'horizontale puisqu'il a une inclinaison 10°N.

6.6.5.- Au Sud de l'ancien pont romain, sur la rive gauche de la Hoegne, le versant sud de l'Anticlinal de Jusleville-Petite se poursuit sous la forme d'une série presque continue faite uniquement de dolomie tournaisienne, tantôt à *Syringopora* et cherts noirs, tantôt zonaire, à inclinaison 30° à 40° SSE, passant à l'horizontale vers le Sud à l'entrée nord de Theux. Il n'est pas douteux que cette série apparemment monoclinale doit être affectée de plis et de fractures inverses dont on trouve d'ailleurs la trace, car à défaut de tels accidents et redoublements, la dolomie tournaisienne aurait une puissance de quelque 400 mètres, valeur beaucoup trop forte. C'est d'ailleurs dans ce profil que Fourmarier place le plan axial de l'Anticlinal de Jusleville (1906 et suivantes). D'autre part dans une excursion commune avec Mr. Pirlet, celui-ci a relevé localement des couches inclinées à 60° SSE, ce qui, dans le style des plis de la région, indiquerait le flanc nord d'un anticlinal secondaire déversé vers le Nord.

6.6.6.- Quant au prolongement de l'axe anticlinal de Jusleville-Petite dans le flanc oriental de la Vallée de la Hoegne, on ne peut l'y définir; il se situe certainement au Sud de la dolomie du chemin du cimetière sans qu'on puisse en dire plus, sinon que le domaine occupé par l'Anticlinal reste sous-jacent aux lambeaux de calcaire viséen visible à la partie inférieure du versant oriental de la vallée de Jusleville et que nous rangeons dans l'Ecaille de Hodbomont (voir plus loin 6.8.).

6.6.7.- Ainsi défini dans sa section type, l'Anticlinal de Jusleville-Petite se situe dans la transversale médiane recoupant tant le Massif houiller des Forges Thiry que la Faille de Theux qui enveloppe celui-ci par l'Ouest, le Nord et l'Est. Lorsqu'on s'écarte de cette transversale, tant vers l'Ouest que vers l'Est, le renversement vers le Nord des couches *considérées dans une même assise stratigraphique* s'accroît, de sorte que, aux extrémités du Massif houiller, ce renversement passe à l'horizontale et la dépasse ensuite sur le versant nord du massif houiller : *on se trouve alors immédiatement sous la Faille de Theux qui plonge $10-12^\circ$ vers le Nord* (fig. 10).

Comme nous l'avons dit plus haut (6.6.4.), cette modification dans l'allure des couches se marque très bien à l'extrémité Est du Massif houiller, grâce à la coupe verticale de la Hoegne. Nous avons mentionné déjà l'inclinaison plus faible, 20° SSE du V1 et V2a renversés de la chapelle de Jusleville et du V2b sous-jacent ondulant autour de l'horizontale dans la partie méridionale de la tranchée du chemin de fer. Plus au Nord, au pont-route vers Sohan, affleure une

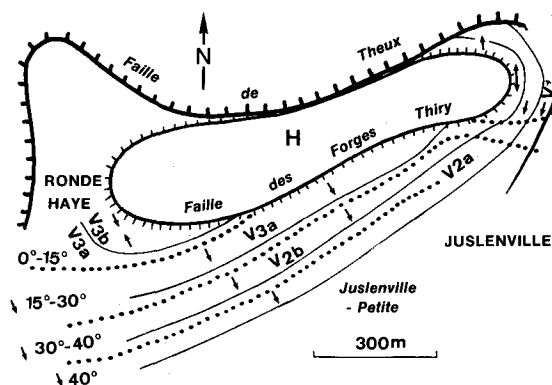


Figure 10.- Jusleville-Petite.

Structure en plan du Viséen du flanc nord renversé vers le Nord de l'Anticlinal tournaisien de Jusleville-Petite, et de ses ailes latérales retournées sur le Massif houiller des Forges Thiry.

La trace de la Faille de Theux à plongement 12° N circonscrit immédiatement cet ensemble par l'W, le NW, le N et le NE. Les lignes pleines figurent les limites stratigraphiques; les lignes en pointillé, les limites des zones isoclinales. En partant de Jusleville-Petite tant vers l'Ouest que vers l'Est, l'inclinaison des couches considérées **dans un même niveau stratigraphique**, déjà renversées originellement, se renverse davantage à l'approche de la Faille de Theux pour ensuite se retourner à l'horizontale et même au delà dans sa proximité immédiate.

H. Massif houiller des Forges Thiry (comprenant le Massif de Pouillou-Fourneau et le Houiller renversé et retourné du flanc Nord de l'Anticlinal de Jusleville-Petite).

mince langue de Viséen moyen, épaisse de quelques mètres, pincée entre la Faille de Theux et le Houiller des Forges Thiry; les couches y sont davantage retournées vers le Nord au-delà de l'horizontale, où elles ont pris une inclinaison parallèle à la Faille de Theux.

Si on ne considérait que la seule allure des couches, indépendamment du contexte structural on pourrait penser ici au flanc renversé d'un pli couché. Il n'en est cependant rien. Seuls quelques bancs viséens, au total quelques mètres d'épaisseur seulement, restent des quelques 100 mètres de puissance que possède l'ensemble V1-V2-V3. Sur la rive gauche de la Hoegne, cette réduction s'aggrave en outre de son débitage en lentilles isolées, intercalées entre le Gedinnien et le Houiller, comme l'a décrit maintes fois Fourmarier (voir par ex. 1950, p. 187, fig. 7), et où ces deux assises sont dès lors en contact direct. Enfin il n'existe pas, au-dessus de ces bancs retournés, des couches de même âge en position normale dont la présence indiquerait l'existence d'un plan de symétrie axiale, subhorizontal, élément indispensable pour la qualification d'un pli couché.

Une mutation semblable à celle des Forges Thiry affecte les couches viséennes du flanc renversé du pli anticlinal de Jusleville-Petite quand on quitte la section-type vers l'extrémité occiden-

tale du Massif houiller des Forges Thiry. On suit aisément le long de la route de Ronde-Haye, l'accentuation du renversement jusqu'au retournement des couches et leur ondulation autour de l'horizontale avant de plonger vers le Nord. Ici aussi se sont les couches retournées, réduites aux seules assises V3 et V2b, qui sont tranchées par la Faille de Theux (fig. 10).

Une occurrence analogue, bien que moins précise, se retrouve plus au Nord, aux sondages de Pépinster I et II, où, sous le Massif de la Vesdre, le Viséen serait réduit à une épaisseur de 8 à 9 mètres (Graulich, 1963/a).

6.6.8.- *Le retournement à l'horizontale des couches viséennes du flanc inverse de l'Anticlinal de Juslenville-Petite n'est donc pas à mettre en relation avec un pli couché, soit qu'on le lie à la translation horizontale dont la Faille de Theux est une des formes, ou qu'il date d'une phase de plissement antérieure. Ce retournement est au contraire le résultat d'un phénomène d'entraînement des couches sous-jacentes à la Faille de Theux sous l'effet du charriage du Massif de la Vesdre vers le Nord; cette déformation consiste dans le rabattement des couches conformément au sens de ce mouvement et dans l'étalement suivant cette surface des tronçons et blocs individualisés par cette traction. Il n'y a donc pas de pli couché à Juslenville.*

L'anticlinal de Juslenville-Petite se résume donc en un pli déversé vers le Nord, comme le sont les plis dévoniens qui viennent plus au Sud, avec cette différence que son déversement est plus prononcé. Cet anticlinal a été étêté par la Faille de Theux, laquelle, pénétrant dans son flanc inverse, en a accentué le renversement et entraîné ses débris tout le long de sa surface.

6.7.- LA FAILLE DE JUSLENVILLE L'ÉCAILLE DE JUSLENVILLE ET LE MASSIF HOUILLER DE POUILLOU- FOURNEAU.

6.7.1.- Le Viséen du flanc renversé de l'Anticlinal de Juslenville-Petite et de son prolongement septentrional retourné, a sous lui le Massif houiller des Forges Thiry. Il est séparé de ce dernier par la faille en dôme surbaissé, longtemps dénommée **Faille d'Oneux** (Fourm.; 1905-1954), plus précisément «Faille d'Oneux, 2^e branche» (Fourm.; 1906, carte géol. pl. VIII), et aussi «Charriage de Juslenville» (Fourm.; 1923, p. 515), dénomination que justifiait l'ampleur du transport qui lui était naguère attribué (30 à 40 km et même davantage) (Fourm.; 1923).

6.7.2.- Le Massif houiller des Forges Thiry s'est toutefois montré un peu plus complexe. A. Delmer et J.-M. Graulich (1959) ont en effet décrit aux Forges Thiry, immédiatement sous le Viséen retourné, le niveau namurien à *Cravanoceras holmesi* (E2b3), lui aussi en allure complètement retournée et ayant subi comme le Viséen surincombant une rotation vers le Nord de 190°. Cette attitude tectonique commune du Namurien et du Viséen a conduit Graulich à les associer structurellement et à constituer *avec la totalité du Houiller affleurant*, considéré par lui comme étant aussi en allure retournée, une seule et même entité, le Massif de Juslenville, limité à sa base par la Faille de Juslenville (Graulich, 1963/a, p. 178, et planche hors texte). Celle-ci séparerait donc une entité renversée à retournée, charriée, d'un «massif subautochtone formé de terrains namuriens...souvent très plissés et découpés par de petites failles de redoublement». Ce massif ne serait donc connu que par les sondages de Pépinster 1 et 2, dont il formerait la partie inférieure, ce qu'indique clairement la représentation qu'en donne Graulich (1963/a, p. 178 et planche hors texte). *La Faille de Juslenville, maintenant placée au sein du Houiller, en sépare deux entités principales, l'inférieure en position normale, la supérieure en position renversée à retournée.*

6.7.3.- La conception de Graulich de rassembler en une entité majeure les ensembles renversés et retournés, et d'opposer à ceux-ci une entité majeure en position normale est rationnelle, comme l'est aussi celle de considérer comme faille principale la faille qui sépare ces deux entités et de la dénommer Faille de Juslenville. Elle est d'ailleurs conforme à la façon de voir implicitement adoptée par Fourmarier à l'époque où il considérait l'entière du Massif des Forges Thiry comme se présentant, dans son allure générale, en position normale.

Ceci étant admis, il n'est cependant pas douteux qu'est en allure normale la série plissée qui est recoupée par la tranchée du chemin de fer des Forges Thiry au Sud du pont-route de Sohan, et à laquelle participe le Grès dit «des Forges Thiry». Fourmarier, qui l'a figurée maintes fois (Fourm.; 1922, p. 72, fig. 43; - 1950, p. 188, fig. 8), en a encore confirmé la réalité dans sa dernière note, et, tenant compte du Namurien retourné du pont de Sohan, l'a séparée de ce dernier par une faille en dôme (qu'il a dénommée Faille des Forges Thiry, *nova sensu*) (Fourm., 1969, p. 145, fig. 6) (note 42).

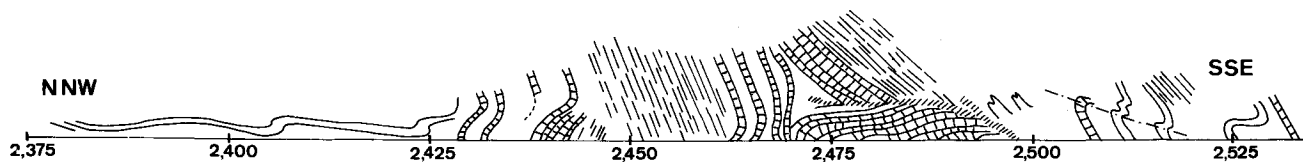


Figure 11.- Massif houiller des Forges Thiry. Coupe transversale du Houiller de la tranchée du chemin de fer des Forges Thiry. La coupe expose des plis déversés vers le Nord dont l'ensemble dessine une allure-enveloppe en position normale inclinant vers le Nord. Cette allure relève du Massif de Pouillou-Fourneau. Le kilométrage est celui de la voie ferrée.

Nous reproduisons ici en la confirmant la coupe de cette série plissée telle que nous l'avons vue à un moment où elle avait été bien dégagée de la végétation qui la recouvrait (fig. 11). Bien qu'elle n'affleure que sur une longueur de 150 mètres, cette série de plis, nettement déversés vers le Nord, permet de déduire une allure-enveloppe en position normale se surélevant vers le Sud. Prolongée vers le Nord, elle plonge sous l'ensemble Namurien-Viséen retourné du pont de Sohan. C'est donc à proximité sous ce dernier que passe la faille en dôme (dite des Forges Thiry, sensu Fourmarier, 1969) et qui circonscrit par le haut la série dont fait partie le Grès de Forges Thiry; c'est elle qui sépare l'entité renversée et retournée de l'entité sous-jacente en allure-enveloppe normale : suivant le principe proposé par Graulich que nous adoptons, c'est la **Faille de Jusleville**. Elle divise donc le **Massif houiller des Forges Thiry** en deux : l'entité sous-jacente à allure-enveloppe normale, qui sera dès lors désignée sous le nom de **massif de Pouillou-Fourneau**, et, au-dessus d'elle, le **Namurien retourné** (fig. 12). Ce dernier s'intègre donc, comme le Viséen qui le surmonte, dans le flanc renversé de l'Anticlinal de Jusleville-Petite qu'il complète par le bas.

6.7.4.- La faille, elle aussi en dôme, qui sépare ce Namurien retourné du Viséen retourné qui le recouvre, prend donc dans la conception présente une signification mineure : *c'est une faille d'entraînement, interne au flanc renversé et retourné de l'Anticlinal de Jusleville-Petite, prenant naissance à l'approche de la Faille de Theux sous l'effet du charriage du Massif de la Vesdre* (fig. 12). Pour la désigner nous reprenons le nom de «*Faille des Forges Thiry*» dans la forme que Fourmarier lui a donnée autrefois (1901).

La Faille de Jusleville, présentement définie comme passant à la base du flanc renversé de l'Anticlinal de Jusleville-Petite, se suit aisément vers le Sud. Elle passerait, comme l'a déjà sug-

géré Fourmarier (1913), dans le sondage de Jusleville, à la profondeur de 315 mètres, où du schiste houiller (quelques mètres) souligne le contact de la série dinantienne de la chapelle de Jusleville en position renversée et d'une série viséenne à *Lithostrontium*, sous-jacente, en position normale, subhorizontale sur la majeure partie de son épaisseur traversée. *Celle-ci formerait donc le sous-bassement du Massif houiller de Pouillou-Fourneau*. Toutefois, ce Viséen moyen, traversé sur 270 mètres, est, vu cette épaisseur trop forte, vraisemblablement affecté par des dislocations secondaires qui en amènent le redoublement.

6.7.5.- Nous dénommons *Ecaille de Jusleville* l'entité structurale portée par la Faille de Jusleville; elle comporte donc comme élément majeur l'Anticlinal de Jusleville-Petite, suivi au Sud du Tournaisien formant la partie inférieure

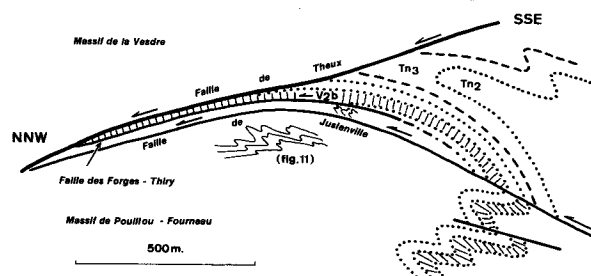


Figure 12.- L'Anticlinal tournaisien de Jusleville-Petite déversé vers le Nord et remanié par le charriage.

Tronqué par la Faille de Theux à inclinaison 12° N, le flanc Nord de l'Anticlinal (Viséen et Houiller), déjà renversé originellement, se renverse davantage et se retourne à l'approche de la Faille de Theux jusqu'à prendre une allure en dôme. Il en est de même de la Faille de Jusleville, une faille à inclinaison sud datant de la phase de plissement, et qui a refoulé le flanc nord renversé de l'Anticlinal de Jusleville-Petite sur le Houiller du Massif de Pouillou-Fourneau (en allure-enveloppe normale inclinant vers le Nord ainsi que le montre la fig. 11). Dans le flanc renversé et retourné de l'Anticlinal, des dislocations internes sont nées, à l'approche de la Faille de Theux, dans les couches sous-jacentes par suite de leur entraînement sous l'effet du charriage vers le Nord du Massif de la Vesdre : c'est le cas de la Faille des Forges Thiry qui n'est donc qu'une faille accessoire. Le niveau hachuré est le V2b.

du versant gauche de la Hoegne sous-jacente à la Nappe d'Oneux-Spa. Nous rechercherons plus loin comment elle se prolonge vers le Sud, en particulier dans la région du ravin de Hodbomont (voir plus loin 6.9.).

Quant à la Faille de Jusleville, son inclinaison, définie par son allure entre son affleurement sous la chapelle de Jusleville et son passage dans le sondage de Jusleville, est de 30°S dans cet intervalle.

6.7.6.- Dans cette vue synthétique le flanc septentrional, renversé, de l'Anticlinal de Jusleville-Petite se reliait originellement par la voie d'un axe synclinal aux allures en plateaux descendantes vers le Nord du Viséen sous-jacent au Massif houiller de Pouillou-Fourneau. Autrement dit le Massif houiller des Forges-Thiry formait le cœur du synclinal viséen dont le flanc méridional est le Viséen renversé de la route de Ronde-Haye; la Faille de Jusleville n'est dès lors autre chose que la surface axiale de ce pli synclinal suivant laquelle les dressants renversés ont été refoulés vers le Nord (fig. 12).

6.7.7.- Il n'y a donc pas, datant de la phase de déformation plastique, de couches retournées et plongeant vers le Nord, ni aux Forges Thiry, ni aux carrières de Theux. Encore moins faut-il parler de «massifs renversés» à plis retournés dont l'ensemble figurerait le flanc inverse d'un grand pli couché, plongeant vers le Nord, enraciné au Sud de Theux et s'étendant vers le Nord par dessous le Massif de la Vesdre jusqu'au Nord du sondage de Soiron (Graulich, 1963/b; planche hors texte).

Ces retournements datent par contre de la phase des charriages; ils sont le résultat du traînage ou de l'entraînement de minces paquets de couches à la base des principaux massifs charriés, comme on en connaît au bord sud du Synclinorium de Namur, à Wépion et à Dave (P. Michot, 1930).

6.7.8.- Il n'y a pas lieu non plus d'imaginer des plis-couchés dont il n'existe nulle part en Belgique d'indices sous la forme soit du pli frontal, soit du pli radical, tels que les figure Cl. Klein dans sa conception structurale du Massif de Theux. Par ailleurs l'inexistence de la Faille du Rocheux invalide le processus imaginé par notre distingué confrère français, suivant lequel cette fracture, ayant ici le rôle d'une faille d'effondrement, aurait pour résultat de mettre en présence, avec la précision d'une opération chirurgicale, les deux flancs normaux d'un double pli couché (Klein, 1977/a,b).

6.8.- L'ÉCAILLE DE HODBOMONT.

6.8.1.- Fourmarier a proposé de désigner, provisoirement tout au moins, sous le nom de «Nappe de Hodbomont» le Viséen des carrières du ravin de Hodbomont (Theux) et du vallon montant vers Oneux (Fourmarier, 1969, p. 137). Elle est limitée à son sommet par la Faille d'Oneux (sensu 1969) et à sa base par la Faille Naveau (Fourmarier, 1969, p. 137).

6.8.2.- Bien que ces carrières soient distantes les unes des autres et sans connections évidentes entre elles, on peut les considérer comme formant une même unité tectonique : dans l'un et l'autre cas, ce Viséen est intercalé entre deux unités stratigraphiques semblables, s'interconnectant en outre de part et d'autre de la vallée de la Hoegne. Sous lui gît le marbre noir de Theux, encore visible dans la carrière Naveau située à la base du versant méridional du ravin de Hodbomont à son débouché dans la vallée de la Hoegne à Theux; il en formait autrefois tout le fond. Il se retrouve, sur le versant Est de la vallée de la Hoegne, dans la partie inférieure du vallon montant vers Oneux où il fut exploité autrefois; sa situation topographique est telle qu'on peut concevoir son gisement comme tectoniquement inférieur au Viséen des carrières de la route d'Oneux situées plus haut, ainsi que l'a toujours admis Fourmarier.

Au-dessus du Viséen des carrières, on trouve dans le ravin de Hodbomont un ensemble Famennien supérieur-Tournaisien en position horizontale normale (avec entre eux une mince écaille redoublant un peu de Famennien) (Fourmarier, 1940/b, fig. 2 et 3; - 1969, p. 137, fig. 3). Dans le versant oriental de la vallée de la Hoegne, dans le haut du vallon d'Oneux, en amont des carrières de Viséen, on voit la dolomie tournaisienne qui se continue vers le Nord, et sous elle, entre Theux et Jusleville, sur un plateau qui fut probablement une haute terrasse de la Hoegne, s'étalent des schistes rapportés par Fourmarier au Famennien (Carte géologique 1958) : on retrouve ici l'analogue de la coupe du ravin de Hodbomont; nous l'interprétons donc comme se trouvant aussi en position normale. L'analogie avec ce dernier se poursuit, car en descendant le versant, on trouve dans sa partie inférieure des débris de calcaire, et, plus au Nord encore, ce calcaire affleurant en particulier le long d'un chemin gravissant le versant de Jusleville. Nous le rapportons au V2a inférieur et au V1. Nous le considérons donc comme relevant de la même unité tectonique que le Viséen des carrières de la route d'Oneux..

Tous ces calcaires, globalisés, ont une allure d'ensemble qui est une lame subhorizontale incli-

nant faiblement vers l'Ouest, mais qui dans le détail est discontinue. Nous proposons de la dénommer «Ecaïlle de Hodbomont» (note 43).

6.8.3.- Dans chacune de ces masses calcaires, la structure interne est différente. Dans les carrières de la route d'Oneux, les couches inclinent de 50° à 30° SSE, s'infléchissant vers le nord sur le plateau d'altitude 240 pour passer à une allure subhorizontale ondulante. Elles sont en position normale contrairement à ce qu'indique la carte géologique 1958. En effet, en descendant la route d'Oneux on voit successivement sur le versant Nord du vallon les calcaires en bancs moyens du V2b surmontant les calcaires oolithiques du V2a affleurant sur le plateau, lesquels se prolongent en direction vers l'WSW par dessus les calcaires du V1 exploités dans la carrière inférieure longeant la route (note 44).

Dans le ravin de Hodbomont les couches sont au contraire retournées à l'horizontale (Fourmarier, 1939/a). Quant au calcaire du versant Est de Juslenville, aucune structure interne ne permet de déceler son allure générale. Quoi qu'il en soit de celle-ci, le problème de la structure interne de la lame de Hodbomont se pose indépendamment de lui, les deux autres masses suffisant à la définir : l'une est en position normale, l'autre en position retournée à l'horizontale.

C'est cette dernière, le calcaire du ravin de Hodbomont, qui pose la question la plus délicate. Puisqu'il a été charrié, et ce suivant la surface subhorizontale qu'est la Faille Naveau, on peut se demander si son retournement à 180° est antérieur à sa translation, datant ainsi de la phase plastique de la déformation varisque, ou bien si, saisi dans le couple mécanique, renversant vers le Nord, que définissent sous lui la Faille Naveau et au-dessus la Faille d'Oneux, il n'a pas achevé durant cette phase cisailante la rotation qui l'a d'abord amené durant la phase plastique dans la position d'un dressant déversé.

On pourrait certes penser au flanc inverse d'un pli couché, si tel était le type de la déformation plastique de la chaîne varisque. Mais on sait qu'il n'en est rien (note 45). D'autre part le rabattement des couches suivant la surface de la faille qui les charrie ou les recouvre est, dans le cas des charriages cisailants, un phénomène courant qui peut atteindre une certaine ampleur comme le montre le retournement à l'horizontale du Couvignien du bord sud du Synclinal de Namur à Dave et à Wépion sous l'effet de la Faille du Val de Naninne et de la Faille de Buzet. Devant cette alternative nous avons opté pour la seconde vue, d'autant plus qu'ici la lame retournée a une faible épaisseur (une vingtaine de mètres) et qu'on trouve en regard d'elle (Vallon d'Oneux) des

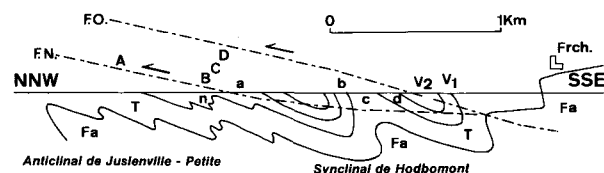


Figure 13.- Reconstitution, avant le charriage, du Synclinal viséen de Hodbomont dont provient l'Ecaïlle de Hodbomont. Les lettres minuscules a, b, c et d figurent les emplacements originels d'où proviennent respectivement : A (Viséen du versant oriental de Juslenville); B (Viséen retourné du ravin de Hodbomont); C (dolomie tournaisienne du «Gibet» et calcaire crinoïdique sous-jacent) et D (Viséen en position normale, inclinant S, des carrières de la route d'Oneux). Sous la Faille Naveau et sous B (Viséen retourné), le point n figure le «Marbre noir» (Viséen inférieur) plissé de la carrière Naveau (Ravin de Hodbomont). Sont figurés les futurs emplacements de la Faille Naveau (F.N.) et de la Faille d'Oneux (F.O.). Frch. Franchimont. Cette reconstitution a pour but de montrer que ces failles peuvent n'avoir que des rejets relativement faibles, de l'ordre de quelques centaines de mètres.

couches à inclinaison 30° à 50°S en position normale, donnant ainsi l'image d'ensemble d'une allure en plis déversés vers le Nord dont les dressants sont rabattus dans le sens du mouvement. La vraisemblance de cette solution apparaîtra par la reconstitution de la structure plissée dont provient l'Ecaïlle de Hodbomont (fig. 13) (note 46).

6.8.4.- Il reste à définir la structure interne de l'Ecaïlle de Hodbomont qui s'avère donc complexe. Mais vu dans l'ensemble, le matériau viséen qui la constitue ne peut avoir qu'une origine méridionale par rapport au Marbre noir de Theux; c'est donc au Sud de ce dernier qu'il faut enracciner tout au moins le calcaire des carrières de Theux et de la route d'Oneux. Pour mieux saisir la forme de cet enraccinement il faut en venir maintenant au Marbre noir de Theux, bien exposé jadis à la partie inférieure du Ravin de Hodbomont.

6.9.- LE MARBRE NOIR DE THEUX

Sous l'Ecaïlle de Hodbomont gisent donc deux entités tectoniques séparées l'une de l'autre : l'Ecaïlle de Juslenville qui forme la partie basse des deux versants de la vallée de la Hoegne entre Juslenville et Theux, et le Marbre noir de Theux de la carrière Naveau et de la route de Theux-Oneux. La relation entre ces deux entités peut se concevoir de deux façons.

La première consisterait à voir l'Ecaïlle de Juslenville superposée au Marbre noir. La Faille de Juslenville qui est à la profondeur de 315 mètres au sondage de Juslenville devrait donc, vers le Sud, remonter à la surface pour se confondre avec la Faille Naveau dans la carrière. L'Ecaïlle de

Juslenville se réduirait donc à une lentille. Cette solution nous paraît difficilement acceptable dans le cadre d'un charriage cisailant. Elle implique en effet pour la Faille de Juslenville une ondulation synclinale sous Juslenville suivie d'un bombement à Theux puisque la faille doit ensuite, au Sud du Ravin de Hodbomont, plonger sous l'Écaille d'Oneux-Spa. L'inclinaison du versant nord de ce bombement serait au minimum de 20°N, ce qui confère à la faille une allure en guirlande prononcée. Une telle inflexion dans le cas d'une faille cisailante en matériau compétent ne peut être originelle; elle l'est d'autant moins que sa forme est en rebroussement au-dessus du ravin de Hodbomont, allure qui dans la coupe donnée par Fourmarier (1958, coupe V) consiste en un angle de quelque 110°. De son côté la faille en guirlande a entre les deux rebroussements une ouverture de 130°. De telles allures de faille cisailante ne peuvent être originelles. Seul un plissement postérieur pourrait les imprimer à une surface primaire unie. Or, dans le Varisque de la Belgique, s'il est exact qu'un léger remaniement plastique a pu accentuer quelque peu les plis après la phase de plissement majeure, une telle intensité de resserrement n'a jamais été constatée après le déclanchement des charriages, lesquels traduisent la fin du régime de plasticité.

On en vient donc à la seconde solution qui consiste à prolonger la Faille de Juslenville vers le Sud *sous le Marbre noir de Theux*. L'âge de ce dernier étant Viséen inférieur (Coen, Conil et Derycke 1982) la position du Marbre noir se trouve donc à Theux au-dessus du Tournaisien de l'Écaille de Juslenville; il forme donc ici la partie supérieure de cette Écaille, directement sous l'Écaille de Hodbomont.

Cette solution a l'avantage de conserver à la Faille de Juslenville une inclinaison constante vers le Sud, sans inversion de la pente. Du point de vue tectonique, elle est aussi la plus simple; *elle permet de concevoir le Namurien du flanc renversé de l'Anticlinal de Juslenville-Petite comme faisant suite immédiatement au Massif de Pouillou-Fourneau, et de voir dans la Faille de Juslenville une faille cisailant le flanc renversé de cet Anticlinal.*

6.10.- LA SIGNIFICATION TECTONIQUE DE L'ÉCAILLE DE HODBOMONT DANS LA STRUCTURE GÉNÉRALE.

Bien que la solution donnée quant à la position du Marbre noir de Theux n'ait qu'une importance mineure, elle permet, ainsi fixée, de définir la

signification de l'Écaille de Hodbomont dans le plan structural général.

Puisqu'elle repose sur le Marbre noir de Theux, cette écaille ne peut avoir qu'une origine méridionale par rapport à ce dernier. Etant constituée de Viséen inférieur et moyen, donc stratigraphiquement supérieur au Marbre noir, elle implique l'existence au Sud de l'Anticlinal tournaisien de Juslenville-Petite, d'un domaine comprenant du Viséen s'élevant certainement jusqu'au V2b. C'est donc *un domaine synclinal qui a pour effet d'étendre, sous le Massif de la Vedre, le domaine dinantien faisant suite au Houiller des Forges Thiry.*

Ceci dit du point de vue général, on peut tenter de reconstituer le domaine dinantien qui a fourni les différentes mini-écailles constituant l'Écaille de Hodbomont (fig. 13).

Dans cette reconstitution nous admettons que les failles internes de l'Écaille de Hodbomont n'ont pas eu pour effet de conduire au dépassement d'une mini-écaille par une autre, autrement dit que leur ordre de succession après charriage donne celui de leur racine. Dans cette acceptation, nous avons admis que le Viséen de Juslenville et celui retourné du ravin de Hodbomont (respectivement A et B de la fig. 12) appartenaient respectivement au flanc nord et au flanc sud d'un même synclinal viséen (a et b de la fig. 13). Au sud de celui-ci viendrait un anticlinal tournaisien dont la dolomie du Gibet suivie du calcaire crinoïdifère (C sur la fig. 13) formerait le flanc nord (c de la fig. 13), et le Viséen des carrières de la route d'Oneux (D sur la fig. 13) le flanc sud (d de la fig. 13). Ces plis se trouvaient nécessairement au Sud du Marbre noir de Theux (ce dernier dans la fig. 13 est sous la Faille Naveau et sous B).

Cette reconstitution n'est proposée qu'à titre exemplaire.

Le domaine viséen synclinal dont provient l'Écaille de Hodbomont sera évoqué sous le nom de «Synclinal de Hodbomont».

6.11.- L'ÉCAILLE D'ONEUX-SPA.

6.11.1.- Au-dessus de l'Écaille de Hodbomont vient donc une unité tectonique qui, dans le ravin de Hodbomont, est composée à sa base de Fammenien supérieur surmonté de Tournaisien inférieur, et en haut du vallon d'Oneux, par la dolomie du Tournaisien supérieur. La faille qui les sépare est la Faille d'Oneux (sensu P. Michot dans cet article) : c'est la Faille désignée FO2 par Fourmarier (1969, p. 138, fig. 4), à laquelle nous réunissons la Faille FO1 (dans le profil du Ravin

de Hodbomont). Cette unité que porte la Faille d'Oneux, nous la désignons sous le nom d'*Ecaille d'Oneux-Spa* voulant par là signifier qu'elle comprend ce que Fourmarier a individualisé sous le nom de «Nappe de Spa» en 1934 et en outre son soubassement jusqu'à la Faille d'Oneux. Sa structure est donnée par la coupe transversale suivant la Vallée de la Hoegne et du Wayai entre Theux et Marteau, prolongée au-delà dans le Calédonien sous-jacent. Elle comporte, dans les formations dévoniennes, deux anticlinaux principaux : au Nord l'*Anticlinal de Franchimont* déversé vers le NNW, à noyau de Famennien supérieur, et au Sud, l'*Anticlinal de La Reid* à noyau de Gedinnien supérieur (Psammoquartzites de La Reid) (P. Michot et H. Pirlet, 1986) (note 47).

6.11.2.- La coupe succincte que nous donnons ici (fig. 14) est essentiellement celle du chemin de fer et de la route de Theux à Marteau complétée d'observations dans les versants de la vallée. On voit successivement du N. vers le Sud :

a) en allure renversée vers le Nord la Formation d'Evieux dont les couches inclinent 60° SSE et la Formation de Montfort (Fa2) dans laquelle elles se redressent progressivement jusqu'à 80° SSE pour s'incurver brusquement vers le Sud à l'intervention d'un congé anticlinal en genou très court; elles prennent ainsi une inclinaison 45° N descendant rapidement à 10° , voire 5° N dans les niveaux stratigraphiques sous-jacents et le Calcaire noduleux de Souverain-Pré. Le plan axial de ce pli incline vers le SSE de 40° , déversement relativement fort si on le compare à l'inclinaison des plans axiaux de la série éodévoniennne de La Reid et de Marteau où elle est de 60° à 70° SSE. C'est l'*Anticlinal de Franchimont*.

b) viennent, sous les couches du Château de Franchimont faiblement inclinées vers le Nord, les psammites stratoïdes d'Esneux (15° à 20° NNW), visibles encore dans le lit de la Hoegne longitudinale de Polleur (10° à 15° NNW), les schistes famenniens avec hématite oolithique (Fa1) et au-delà du Frasnien mal représenté ici, le Givetien inférieur (quartzite clair) de la carrière de Spixhe (35° NNW). Sous celui-ci l'inclinaison NNW augmente rapidement, d'abord dans les schistes rouges, puis dans les Quartzites grau-wackoïdes du Couvinien supérieur (avec poudingue sous le sommet) pour atteindre 50° NNW.

c) après une lacune stratigraphique qui embrasse l'Emsien et probablement aussi le Siegenien supérieur et moyen, vient le Siegenien inférieur dont le représentant typique est le Quartzite blanc, en deux niveaux assez épais, recouvrant l'*Anticlinal de La Reid*, formé par le Psammoquartzite de La Reid (G2), déjeté, voire déversé, vers le NNW, dont le flanc nord se redresse jusqu'à la verticale dans les parties hautes du versant oriental; son ennoyage se fait vers l'WSW comme tous les plis secondaires que dessine le Gedinnien jusqu'à la station de Marteau;

d) enfin après un synclinal faillé au centre duquel réapparaissent les quartzites blancs du Siegenien inférieur, viennent de nouveau les Psammoquartzites de La Reid en dressants légèrement renversés (G2), puis les couches de Marteau avec plis secondaires, discordantes sur le Salmien (Trémadocien inférieur) du Massif calédonien de Stavelot.

6.11.3.- L'*Anticlinal de Franchimont* est un anticlinal aberrant : bien exprimé dans la coupe

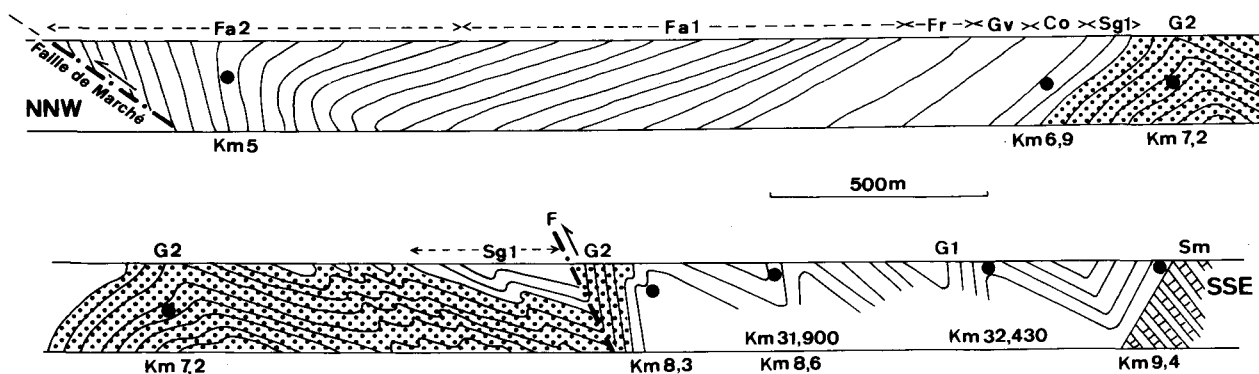


Figure 14.- Coupe transversale suivant la vallée de Theux à Marteau montrant dans l'*Ecaille d'Oneux-Spa* le déversement des plis vers le NNW.

Le kilométrage numéroté de 5 à 9 se rapporte à la voie ferrée; celui numéroté 31,900 et 32,430 est relatif à la route. Les observations particulières qui s'y rapportent sont marquées par un point dans la coupe. Au km 5, l'*Anticlinal* famennien en genou de Franchimont. Au km 7,2, *Anticlinal* gedinnien de La Reid. Avant le déclenchement de la Faille de Theux, cet anticlinal était coiffé par l'*Anticlinal* couvinien du Mousset (tunnel de Pepinster).

de la vallée de la Hoegne (fig. 14, fig. 15, coupe II), il subit une mutation importante tant vers l'ENE que vers le SW; les couches du flanc renversé *considérées dans le même niveau stratigraphique*, en l'occurrence la Formation d'Evieux et la Formation de Montfort, perdent leur renversement pour prendre une inclinaison vers le NW. Elles se conforment ainsi de plus en plus à l'allure générale du flanc méridional de l'Anticlinal de Franchimont, à pente douce vers le NNW, tout en y maintenant un léger ressaut. Ce changement d'allure n'est pas le fait de l'ennoyage du pli; *il marque l'effacement de ce pli dans le sens latéral de part et d'autre de la Hoegne de Theux, et ce, au profit du flanc nord de l'Anticlinal de La Reid qui dès lors s'étend jusque dans le Tournaisien.*

Nous explicitons cette mutation par une succession de profils transversaux dans l'Anticlinal de Franchimont et dans ses prolongements latéraux vers l'Est (Polleur) et vers l'Ouest (Jévoumont et Chicheux) (fig. 15). Nous les commentons en partant de la coupe de la vallée de la Hoegne (fig. 15, coupe II : le long du chemin de fer).

En se dirigeant vers l'Est on voit les couches du faciès d'Evieux-Montfort perdre leur renversement et prendre l'inclinaison 60° NNW pour s'infléchir vers le Sud jusqu'à l'horizontale 10° NNW; puis se redresser et se renverser à nouveau vers le Nord (coupe de la route de Sassor à Oneux) pour en revenir plus au Sud à l'inclinaison 30° NNW dans les psammites stratoïdes d'Esneux sous-jacents (fig. 15) (coupe III). Plus à l'Est encore, tout le Famennien supérieur a une inclinaison NNW de 15° à 40° , allure qui, sur le plateau, se poursuit jusqu'à la grand'route de Polleur à Verviers. Au Nord de Polleur, cette allure se retrouve dans le Tournaisien : 10° N près du Rocheux, 25° - 30° N au N. de Polleur dans une petite carrière de Tournaisien inférieur. Ces valeurs sont celles du flanc sud de l'Anticlinal en genou de Franchimont, telles qu'elles se montrent dans le Famennien inférieur et les psammites stratoïdes d'Esneux à l'Est de Sassor. *Elles s'intègrent donc dans le grand versant à pendage nord qui avec de menues ondulations descend de l'axe de l'Anticlinal de La Reid* (fig. 15, coupe IV). Nulle part on ne trouve d'arguments de terrain pour placer une faille de quelque importance à proximité de la limite Famennien-Tournaisien.

Nous schématisons ensuite comme suit, la mutation que subit l'Anticlinal de Franchimont en direction de l'Ouest (Chicheux).

Dans le versant occidental de la Hoegne, les Psammites de Montfort se montrent, comme dans le versant oriental, en dressants renversés vers le NNW, où ils sont bien visibles dans une carrière dans le bas du versant (incl. 75° SSE). Ils sont

suivis au Nord par la Formation d'Evieux également renversée ainsi qu'on peut encore le voir en haut du vallon montant de Theux vers Jévoumont (incl. 70° SSW). Dans ce profil il semble bien qu'on ne puisse pas intercaler entre les Psammites de Montfort et les premiers débris de Tournaisien visibles dans le fond du vallon montant vers Jévoumont, la totalité du Famennien supérieur dont la puissance le long du chemin de fer est de quelque 270 mètres. Une faille est donc ici très probable suivant le vallon longitudinal de Jévoumont; elle mettrait en contact le Famennien supérieur avec le Tournaisien. Nous la dénommons *Faille de Marché* (fig. 15, coupe II). C'est en

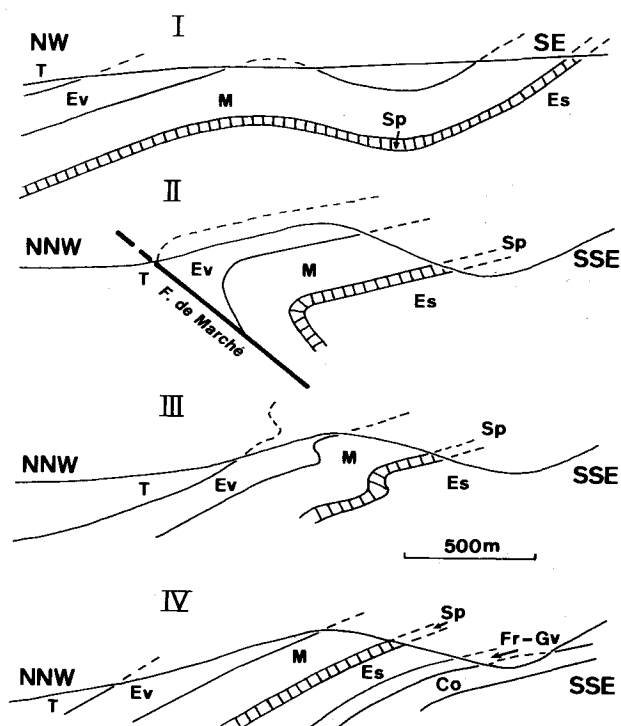


Figure 15.- Coupes transversales successives d'Ouest en Est, dans l'Anticlinal en genou de Franchimont.

Coupe I: Plateau de Jévoumont à l'Ouest de la Hoegne; coupe II: suivant la vallée de la Hoegne, rive droite, à Franchimont; coupe III: à l'Est de la vallée de la Hoegne, suivant le méridien de Sasserote-Sassor; coupe IV: à l'Ouest de Polleur.

La coupe I orientée NW-SE recoupe des couches de direction générale NE-SW, à ondulations ennoyant vers le SW. Le synclinal est celui qui, à Chicheux, porte du Tournaisien. Inclinant dans l'ensemble vers le NW, ces couches forment la grande plateur à pente faible vers le NW formant le flanc Nord-Ouest de l'Anticlinal de La Reid. Cette aire dépend du Synclorium de Dinant. Les coupes II, III et IV montrent l'effacement progressif d'Ouest en Est de l'Anticlinal de Franchimont, qui se mue en une unique plateur d'inclinaison faible descendant de l'Anticlinal de La Reid situé au SSE. Cet ensemble, orienté N- 60° -E, relève du Synclorium de Herve. T. Tournaisien; Ev. Formation d'Evieux; M. Formation de Montfort; Sp. Calcaire de Souverain Pré; Es. Famennien inférieur (y compris la Formation d'Esneux); Fr-Gv. Frasnien-Givetien; Co. Couvinien.

ce point la Faille du Rocheux de Fourmarier (1901 à 1955), dont nous récusons la grande extension latérale et l'importance tectonique qu'il lui a donnée. Nous abandonnons donc cette dénomination pour éviter toute ambiguïté quant à sa signification.

Plus à l'Ouest, à Jévoumont et dans le versant qui descend de cette crête vers le Nord, on ne voit que l'assise d'Evieux en bancs inclinant très faiblement et uniformément vers le NNW : 10° au hameau de Jévoumont, puis 10°, 15° et 20° NNW au fur et à mesure que, allant vers le Nord, on se rapproche du Tournaisien, perceptible ici grâce à la présence de dolines. L'Anticlinal de Franchimont à flanc Nord renversé s'est donc complètement effacé. Il s'est substitué à lui dans son prolongement une grande plateur faiblement inclinée vers le NW, affectée au Sud de Jévoumont de légères ondulations montrant des inclinaisons locales de 10° SE; l'une d'entre elles contient le Tournaisien de Chicheux (ancienne dénomination, Chêneux). Cette grande plateur est conforme à l'allure que dessinent sous elle les psammites stratoïdes d'Esneux bien visibles le long de la grand'route de Theux à Spa où ils ont une inclinaison de 15° NW. Particulièrement significative pour cette plateur famennienne est l'existence du Tournaisien de Chicheux qui indique un pli à ennoyage Ouest (voir carte géologique de Fourmarier 1958).

Ainsi intégré dans le contexte que forment ses deux ailes latérales, l'une à l'Est de la Hoegne avec une direction ENE, l'autre à l'Ouest avec une direction SW, *l'Anticlinal de Franchimont, avec sa forme en genou, apparaît comme l'accentuation au méridien de la Hoegne d'une poussée vers le NNW qui a affecté une grande plateur faiblement inclinée dans ce sens et descendant à partir de l'axe de l'Anticlinal de La Reid. C'est en liaison avec ce renversement des dressants que s'est déclenchée la Faille de Marché à inclinaison sud, ainsi que le veut le resserrement qui la détermine.*

6.11.4.- Au Nord de la Faille de Marché il existe le long de la route de Theux à Jévoumont une ancienne carrière ouverte dans des calcaires crinoïdiques. Les bancs inclinent 60° SSE (et non pas 45°, ni la valeur de 20° indiquée dans certains schémas de Fourmarier en 1969, fig. 4, p. 138). **La question qu'ils posent est celle de leur position, renversée ou normale.** Fourmarier, dans ses premiers travaux les a considérés en position renversée (voir Appendice 3). Mais plus tard, vraisemblablement en raison de l'inclinaison faible de 20° SSW qu'il leur a prêtée dans ses figures, il les a interprétées comme étant en position normale, et dès lors comme le flanc sud d'un

anticlinal surbaissé dont la voûte est l'ensemble Famennien supérieur-Tournaisien inférieur, horizontal et en position normale du ravin de Hodbomont (Fourmarier 1939, 1969, p. 138, fig. 4). Si, au flanc sud de cet anticlinal on restitue son inclinaison réelle de 60° SSW, ce pli prend une allure déversée vers le Sud, ce qui est en contradiction avec le style du plissement régional.

En réalité les couches de la carrière de la route de Jévoumont sont, comme l'avait pensé Fourmarier pendant longtemps, en position renversée vers le Nord : elles ont sous elles, au Nord, la dolomie noire finement grenue, parfois faiblement crinoïdique que nous rangeons dans la partie moyenne ou supérieure du Tournaisien. Inclinaison et renversement se présentent dès lors conformes au Famennien renversé du flanc nord de l'Anticlinal de Franchimont, et le calcaire crinoïdique tournaisien de la route de Jévoumont fait ainsi partie de ce flanc nord. Sa liaison avec le Tournaisien en position horizontale normale, du ravin de Hodbomont situé au Nord s'établit par la voie d'un synclinal intermédiaire. Ce pli, ainsi déversé vers le NNW, s'intègre parfaitement dans le style général de la déformation plastique.

La Faille de Marché apparaît dès lors comme une faille interne au flanc renversé de l'Anticlinal de Franchimont dont elle marque l'accentuation.

Il n'est guère possible de dire si elle existe encore dans la coupe du chemin de fer de la station de Theux, où le Famennien supérieur y est plus épais; de toute façon son rejet ne peut qu'être moindre, et, là où le renversement des couches du flanc nord cesse, on peut penser avec raison que la Faille s'est effacée en même temps. La Faille de Marché ne laisse présumer en outre aucune liaison avec les fractures, d'ailleurs secondaires, de la région de Polleur. Comme nous l'avons dit, l'allure générale du Famennien et du Tournaisien au nord de Polleur permet d'accepter une continuité structurale en lieu et place de la faille tracée sur la carte géologique (Fourmarier 1958), et de voir en l'espèce une grande plateur d'inclinaison faible vers le NNW (fig. 15, coupe IV).

En conclusion, *nous considérons la Faille du Rocheux comme inexistante dans la forme et avec l'importance qu'on lui a conférée du point de vue tectonique; nous lui substituons, sous le nom de Faille de Marché, la fracture, limitée, quant à son extension, au flanc nord renversé de l'Anticlinal de Franchimont et considérée tectoniquement comme l'accentuation de ce dernier.*

6.11.5.- On peut maintenant, malgré la pauvreté en affleurements significatifs, tenter de poursuivre vers le Nord l'unité tectonique que Fourmarier a limitée à sa Faille du Rocheux.

Il résulte de ce qui vient d'être dit que le Tournaisien de la région de Polleur-Le Rocheux et le Tournaisien du ravin de Hodbomont (avec le Famennien supérieur sous-jacent) sont à associer structurellement avec le Dévonien de la partie méridionale du Massif de Theux. Cette unité se prolonge donc vers le Nord par le Tournaisien recouvrant, par l'intermédiaire de la Faille d'Oneux, le Viséen de la petite Fenêtre d'Oneux (vallon montant de Theux à Oneux) et le Viséen retourné du ravin de Hodbomont : nous la désignons sous le nom d'Ecaïlle d'Oneux-Spa. Nous y intégrons, pour rester dans la ligne générale, l'écaïlle sous-jacente formée de Tournaisien inférieur-Famennien supérieur, très mince, qui affleure dans la partie moyenne du ravin de Hod-

bomont (entre les Failles FO1 et FO2 de Fourmarrier 1969, p. 137, fig. 3; - et p. 138, fig. 4); cette écaïlle mineure s'est vraisemblablement détachée de la partie basale de l'Ecaïlle d'Oneux-Spa au cours de la progression de cette dernière.

6.11.6.- L'extension de cette écaïlle vers le Nord (fig. 16) est difficile à préciser. Sur le replat d'altitude 240 à l'Est de la Hoegne, nous lui attribuons le Tournaisien inférieur qui borde au Nord le Viséen des carrières du vallon d'Oneux, et dont l'inclinaison faible vers le Nord (environ 20°) est conforme à l'allure du Tournaisien de même âge de la région de Polleur. Nous le prolongeons ensuite par-dessus la dolomie foncée du «Gibet» (intégrée dans l'Ecaïlle de Hodbomont). En conti-

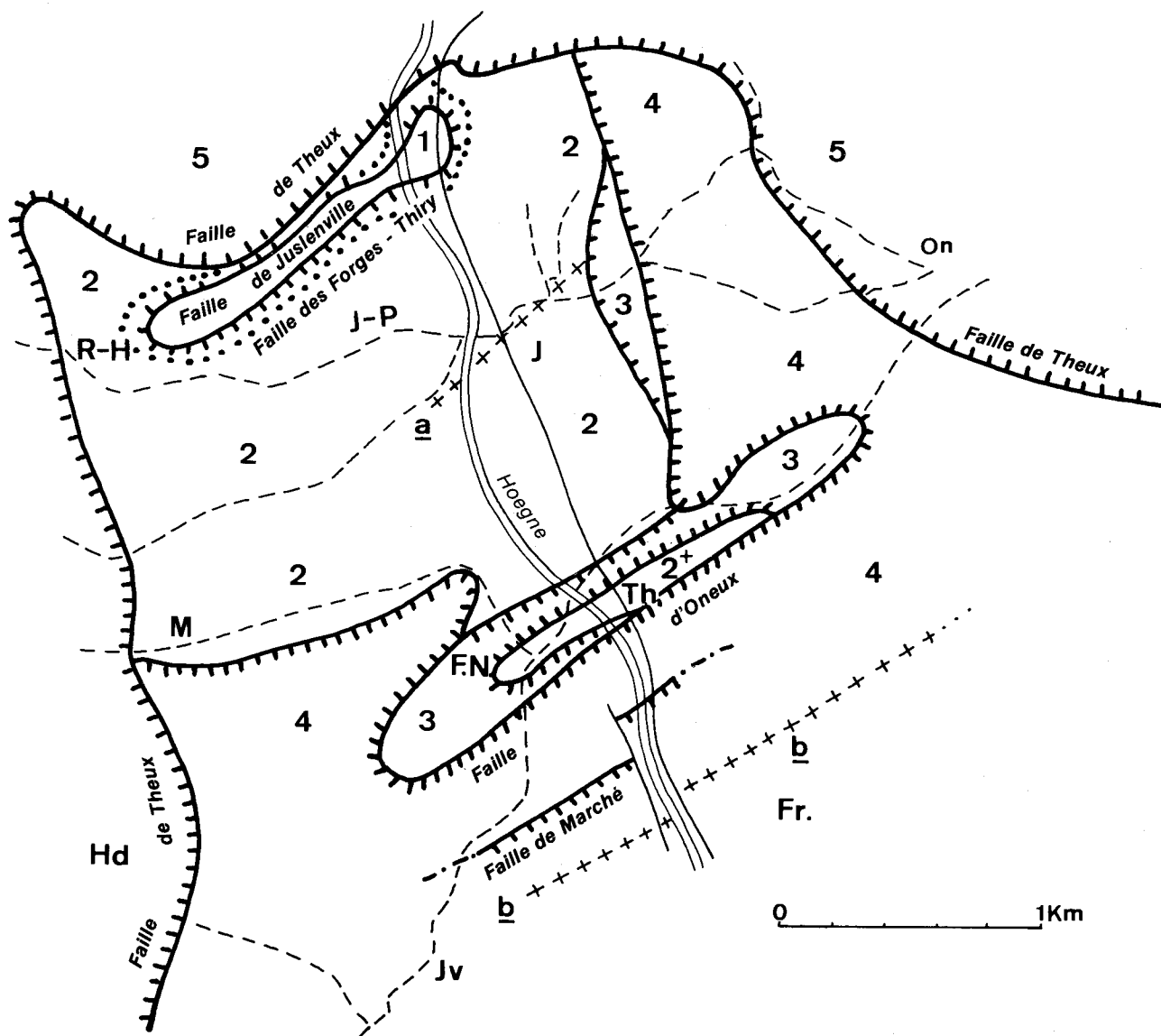


Figure 16.- Esquisse structurale planimétrique du Dinantien de la partie septentrionale du Massif dévono-carbonifère de Theux (Fenêtre de Theux).

1. Massif de Pouillou-Fourneau; 2. Ecaïlle de Jusleville; 3. Ecaïlle de Hodbomont; 4. Ecaïlle d'Oneux-Spa; 5. Massif de la Vesdre; a. Anticinal de Jusleville-Petite; b. Anticinal de Franchimont; F.N. Faille Naveau.

Fr. Franchimont; Hd. Hodbomont; J. Jusleville; J-P. Jusleville-Petite; On. Oneux; Jv. Jévoumont; M. Mont; R-H. Ronde Hays; Th. Theux. Les lignes en tirets sont des chemins permettant le repérage des lieux.

nuant vers le Nord, on ne voit sur le replat 240 que de la dolomie foncée, et, sous celle-ci, sur le haut du versant descendant vers Juslenville, d'abondants débris de schiste, plus ou moins gréseux, couvrant une faible étendue : Fourmarier les a rangés dans le Famennien (carte géologique 1958). Nous les interprétons comme appartenant à la partie inférieure de l'Ecaille d'Oneux-Spa, à l'image du ravin de Hodbomont. Plus au Nord, la Faille d'Oneux se prolongerait par-dessus la lentille calcaire formant le bas-versant à Juslenville : ce serait donc la Faille que Fourmarier a désignée FJ2 dans son dernier croquis synthétique (Faille supérieure de Juslenville; 1969, p. 155, fig. 9). **Notre tracé de la Faille d'Oneux coïncide donc avec cette dernière.**

6.11.7.- A l'Ouest de la Hoegne, l'Ecaille d'Oneux-Spa comprend le Famennien et le Tournaisien affleurant dans la partie moyenne et haute du Ravin de Hodbomont, en particulier la carrière de calcaire crinoïdique rapportée au Tn2b (Conil 1964), et qui se trouve sous l'immense replat également d'altitude 240, s'étendant vers le Nord. Etant donné l'allure subhorizontale des bancs de la carrière, il est vraisemblable que ceux-ci se prolongent sous ce plateau en direction de Mont. On ne peut en dire plus car toute cette étendue est recouverte d'un fin limon dans lequel on trouve des cailloux roulés de nature fluviatile; c'est donc une terrasse de la Hoegne qui cache son substratum rocheux.

En contrebas de cette altitude affleure la dolomie tournaisienne du fond de la vallée de la Hoegne et des vallons latéraux : nous l'avons rapportée à l'Ecaille de Juslenville (voir 6.6.5.). Il est difficile ici de la délimiter de l'Ecaille d'Oneux-Spa : c'est arbitrairement que nous limitons l'extension de cette dernière vers le Nord à la route de Theux à Mont.

6.12.- LA LIAISON STRUCTURALE ENTRE LE MASSIF DE HERVE ET LE HOUILLER DES FORGES THIRY : LES SONDAGES DE PEPINSTER 1 ET 2.

a) Nous avons dit plus haut (4.4.6.) que le Massif de Herve avec son gisement charbonnier se prolonge aux sondages de Soumagne et de Soiron sous la forme d'une plateur diverticulée, laquelle signifie le prolongement vers le Sud, donc au Sud de Soiron, du flanc septentrional du synclinal d'Ayeneux. Celui-ci comprend donc sous Soiron toute la partie varisque en position normale, depuis le Famennien jusqu'au Namurien, interrompue au sommet par la Faille de Magnée (profondeur 695 m).

Plus au Sud, à une distance de 3 km. et 3,6 km, les sondages de Pépinster 2 et 1 ont rencon-

tré sous la Faille de Theux, prolongement de la Faille de Magnée, respectivement à partir des profondeurs de 350 m. et de 209 m., un ensemble namurien dans lequel ils ont été arrêtés à la profondeur de 1005 m. La surface du Houiller se présente donc entre Soiron et son émergence aux Forges Thiry suivant une surface d'inclinaison moyenne 7°N, légèrement concave ainsi que le montrent les valeurs de détail suivantes :

- 6°N entre Soiron et Pépinster 2;
- 7°N entre Pépinster 2 et Pépinster 1;
- 11°N entre Pépinster 1 et l'émergence du Houiller aux Forges Thiry.

b) La structure du Namurien souterrain entre Soiron et les Forges Thiry a été fort différemment interprétée.

Fourmarier (1912) y a vu le versant méridional d'un grand synclinal houiller dont le Massif de Herve est le versant septentrional, et le Houiller des Forges Thiry l'extrémité de ce versant méridional.

Graulich (1955) dans une première interprétation a figuré le Namurien recoupé par les sondages de Pépinster comme une série en position normale inclinant vers le Nord. Mais à la suite des sondages de Soumagne et de Soiron (1963/a), il le décompose en un ensemble inférieur en position normale, surmonté par une série complètement retournée et même à inclinaison Nord, ayant donc accompli une rotation vers le Nord de plus de 180° : cette série retournée, épaisse de quelque 200 mètres et séparée de l'inférieure par une faille, la «Faille de Juslenville» (nova sensu Graulich 1963/a), venait amplifier la proposition antérieure de Delmer et Graulich (1959) par laquelle le Houiller affleurant aux Forges Thiry décrit dans son entièreté une allure synclinale retournée à laquelle participe aussi le Dinantien de la chapelle de Juslenville retourné sur lui.

Mais peu après Graulich (1963/b), en confirmant cette structure en pli couché, y incorpore en outre, sous le nom de «Massifs renversés», le Viséen de Theux, retourné dans le ravin de Hodbomont et renversé dans les carrières de la route d'Oneux. Le tout prend maintenant l'image d'un synclinal couché ouvert et plongeant vers le Nord et dont le cœur est constitué par le Westpalien traversé en profondeur par les sondages de Soumagne et de Soiron. Cette tectonique en grand synclinal couché s'amplifiait encore du fait qu'il est lui même refoulé dans son entièreté vers le Nord par la Faille des Aguesses, et ce, à partir d'une racine famennienne qu'il faudrait rechercher au Sud du Massif de Stavelot autochtone, où elle n'existe pas.

Enfin récemment Graulich (1984) apporte à cette image d'un pli couché, dit maintenant «Pli

couché de Juslenville», une nouvelle aggravation : aux sondages de Pépinster 1 et 2, sous le Dinantien et le Namurien retournés et portés par la Faille de Juslenville, vient «un massif en plis couchés ou fortement déversés» qui est celui dans lequel ces sondages ont été arrêtés (Graulich, 1984, p. 49). Suivant cette version les sondages de Pépinster 1 et 2 ont traversé sous la Faille de Theux d'abord des couches essentiellement retournées, et ensuite sous la Faille de Juslenville des couches à plis couchés ou fortement déversés.

c) Nous avons montré par contre plus haut (4.4.5.) que tant au sondage de Soumagne qu'à celui de Soiron, le Namurien surmontant le Westphalien se trouve en position normale. Il nous reste maintenant à analyser ce même problème aux deux sondages de Pépinster.

Dans ces sondages il n'est guère possible, à partir des descriptions données (Fourmarier, 1912), de reconnaître, par la voie de critères sédimentologiques, si l'ordre de superposition des couches est normal ou renversé. Pour Fourmarier il est normal, même là où, sur la base de *Stigmara*, Graulich y voit un ordre inversé.

La question se pose aussi à propos du sens général de la pente qui est de l'ordre de tantôt 0°, tantôt 20°-30° au Sondage de Pépinster 2, et de 20-30° et davantage encore à la partie inférieure dans le sondage de Pépinster 1. Comme Fourmarier et Graulich, nous y voyons une *inclinaison générale vers le Nord*, et ce sur la base de la vue d'ensemble de ces sondages associés à celui de Juslenville où, sur toute la hauteur de ce dernier (584 m.), ce sont des dolomies et des calcaires qui ont été recoupés, ce qui semble indiquer que le Houiller se ferme vers le Sud en affleurement par le Massif des Forges Thiry.

La méthode utilisée ici pour discuter du retournement des couches, est celle de l'analyse des ondulations et plis mineurs portés par l'inclinaison générale des couches, laquelle est donc acceptée comme se faisant vers le Nord. Il apparaît ainsi que la déformation secondaire liée au plissement se marque par un déjettement peut-être aussi un déversement, vers le Nord. Nous en prenons les données dans l'explicitation des sondages par Fourmarier, en commençant par le sondage de Pépinster 2, et à partir du fond de ce dernier.

Dans le fond du sondage, l'inclinaison des couches entre 851 m. et 936 m. varie entre 0° et 30°; puis vient sous elles un pli en genou à 936 m. marqué par une augmentation rapide de l'inclinaison (75° et 58°), passant à la verticale à 969 m, puis 71° à 971 m, 66° à 972 m, remontant à 80° à 980 m, pour diminuer rapidement à 20° à 982 m et à 0° à 1005 m.

Autre exemple : sous un ensemble compris entre 545 m. et 783 m. dans lequel la pente des couches varie entre 0° et 20° vient une déformation en genou marquée par une augmentation de la pente qui de 10° passe à 38° à 793 m., puis à 65° à 797 m., pour redescendre à 32° à 803 m., remonter à 43° à 806 m., et à 52° jusque 815 m. et ensuite redescendre par oscillations jusqu'au-dessous de 20° à 840 m. Même allure, mais de faible ampleur, entre 474 m. et 479 m. où «la pente presque nulle au sommet, passe rapidement à 29° pour diminuer ensuite». Mouvement du même ordre à la profondeur de 427 m, et sur une hauteur de 14 mètres, où sous une pente de 10° viennent les inclinaisons suivantes : 30° à 430 m., 16° et 20° à 432 m. et 433 m., puis 18° jusque 441 m. pour retomber à 0° à 454 m.

L'allure des déformations mineures dans le sondage de Pépinster 1 est la même, que ci plus haut au sondage de Pépinster 2, les genoux étant ici greffés sur une pente moyenne généralement plus forte. Par contre *nulle part il n'existe l'apparence d'une tectonique en plis secondaires greffés sur des couches retournées où le retournement est dû à une tectonique plastique en type pli couché*. Comme nous l'avons dit plus haut, là où il y a retournement des couches, celui-ci est le résultat d'un entraînement sous l'effet du charriage du Massif de la Vesdre sur son substratum, et ce, *sur des couches préalablement renversées lors de la phase de plissement proprement dite*.

d) Reste l'interprétation, en tant que couches retournées, de la lame de Viséen définie par Graulich aux sondages de Pépinster 1 et 2 où elle aurait une épaisseur de 7 et de 9 mètres. Laissant de côté leur caractère conjectural et les acceptant donc comme telles, ce serait vraiment méconnaître la réalité d'un pli couché que d'en faire le flanc retourné d'un synclinal couché houiller alors que n'y participerait aucune des autres formations constituant la série sédimentaire varisque.

Enfin il n'est jusqu'à la continuité de la lame calcaire qui est hypothétique, puisque, ainsi qu'on peut le voir sur la rive gauche de la Hoegne aux Forges Thiry, ce sont plutôt des blocs qui jalonnent le contact du Houiller et du Gedinnien. *Nous y voyons des éléments provenant de l'étiement de l'Anticlinal dinantien de Juslenville-Petite par la Faille de Theux et dispersés le long de cette dernière*.

e) *En conclusion il n'existe, sous quelque forme que ce soit, entre Soiron et les Forges Thiry, le moindre indice d'une structure du Varisque en pli couché. Les retournements de couches qu'on observe dans le Dinantien et le Houiller encadrant*

le Massif de Pouillou-Fourneau, et plus particulièrement ceux qui vont au-delà de l'horizontale, sont le résultat de deux phases tectoniques, successives et bien distinctes : d'abord une phase plastique qui a produit des plis déversés, et ensuite une phase cisailante où les couches déjà renversées antérieurement ont été rabattues davantage par le passage au-dessus d'elles du Massif de la Vesdre, et ce jusqu'à se conformer à la surface de charriage. C'est ainsi que peut s'expliquer l'encapuchonnement, par les couches retournées du Dinantien et du Namurien, du Massif houiller de Pouillou-Fourneau (fig. 12), lequel, émergeant aux Forges-Thiry, est la terminaison méridionale du versant méridional d'un grand synclinal houiller, le Synclinal d'Ayeneux. La faille qui limite cet encapuchonnement est la Faille de Jusleville, nom que nous conservons, conformément au sens théorique donné par Graulich, pour désigner la Faille qui sépare les couches retournées de l'Anticlinal de Jusleville-Petite des couches namuriennes en plateaux montantes vers le Sud appartenant au Massif de Pouillou-Fourneau. La Faille de Jusleville vient donc, vers le Nord, enrober ce massif par le haut, s'incurvant en capuchon comme le font le Namurien et le Dinantien retournés, pour venir ensuite buter tangentiellement sur la Faille de Theux plongeant vers le Nord.

6.13.- LA STRUCTURE TRANSVERSALE DU MASSIF DEVONO-CARBONIFERE DE THEUX.

Le Massif de Theux est donc constitué par une suite d'entités tectoniques refoulées les unes sur les autres à l'intervention de failles de charriage à inclinaison générale vers le Sud. Ce sont : (fig. 16, fig. 17).

1) le Massif houiller de Pouillou-Fourneau. Il consiste en plis secondaires déversés vers le NNW s'intégrant dans une allure-enveloppe inclinant dans ce sens. Abstraction faite d'accidents secondaires, il repose normalement sur le Viséen horizontal recoupé par le sondage de Jusleville sous la profondeur de 315 mètres, et dont l'allure générale plonge aussi vers le Nord, puisqu'au sondage de Pépinster 1, arrêté à la profondeur de 1000 m, le Dinantien n'a pas été atteint.

2) l'Ecaïlle de Jusleville. Elle est marquée dans sa partie nord par l'Anticlinal de Jusleville-Petite à noyau de Tournaisien supérieur, nettement déversé vers le NNW, et dont le flanc nord renversé comprend également les couches méridionales du Massif des Forges Thiry, renversées et en voie de se retourner. A Theux elle comprend à sa partie supérieure le Marbre noir de Theux (V1), en fenêtre sous la Faille Naveau dans le ravin de Hodbomont et dans le bas du vallon d'Oneux. C'est donc une entité essentiellement dinantienne, entièrement confinée à l'intérieur de la Fenêtre de Theux : elle repose en effet sur la Faille de Jusleville qui, inclinant 30°S près de son affleurement, cisaille par son pied le flanc renversé de l'Anticlinal de Jusleville-Petite jusqu'au Houiller pour encapuchonner, sous le Houiller et le Dinantien retournés, le Massif de Pouillou-Fourneau. La faille plonge ensuite vers le NNW jusqu'à sa rencontre avec la Faille de Theux, elle aussi à plongement 10-12°N. De son côté l'Anticlinal de Jusleville-Petite est étêté par la Faille de Theux tandis que, entre ces deux cassures, le Houiller et le Viséen restant du flanc renversé est retourné et émincé. Au-delà vers le Nord, ne persistent plus, sous la Faille de Theux, que de minces lentilles discontinues de Dinantien sans connection avec l'Ecaïlle de Jusleville.

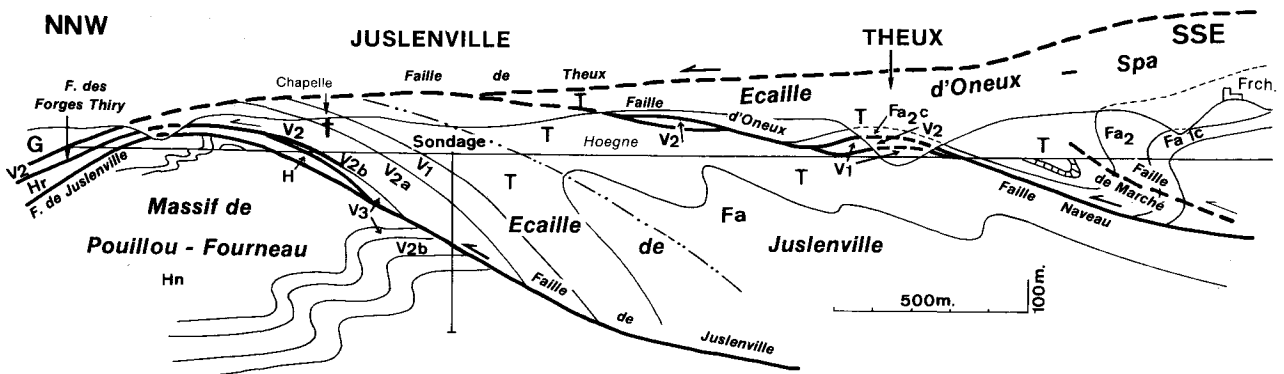


Figure 17.- Structure transversale du Massif dévono-carbonifère de Theux suivant la vallée de la Hoegne entre les Forges Thiry et Franchimont.

Les lambeaux viséens coincés entre l'Ecaïlle de Jusleville et l'Ecaïlle d'Oneux-Spa appartiennent à l'Ecaïlle de Hodbomont. H. Houiller en allure renversée du flanc N. de l'Anticlinal de Jusleville-Petite; Hn. Houiller en allure-enveloppe normale montant vers le Sud du Massif de Pouillou-Fourneau; Hr. Houiller du flanc Nord de l'Anticlinal de Jusleville-Petite, retourné, à inclinaison N, au contact de la Faille de Theux charriant le Massif de la Vesdre vers le Nord. V. Viséen; T. Tournaisien; Fa Famennien; Fa2c. partie supérieure du Famennien supérieur; Fa1c. Psammite stratéroïde d'Esneux; G. Gedinnien.

3) *l'Écaille de Hodbomont*. C'est une entité complexe structuralement comme aussi dans sa constitution stratigraphique qui va du Tournaisien inférieur au Viséen moyen. Peu épaisse, elle est formée de lambeaux distincts : le lambeau du ravin de Hodbomont où les couches viséennes sont retournées à l'horizontale; le lambeau des carrières du vallon d'Oneux où elles sont en position normale inclinant vers le Sud; le lambeau calcaire isolé dans la partie inférieure du versant oriental de la vallée de la Hoegne à Juslenville, et le lambeau du «Gibet». Elle a à sa base la Faille Naveau.

4) *l'Écaille d'Oneux-Spa*. Elle est constituée dans sa partie méridionale par le Dévonien du Massif de Theux et par le Calédonien sous-jacent par discordance de la région de Spa; dans sa partie septentrionale elle comprend le Famennien supérieur et le Tournaisien affleurant de part et d'autre de la vallée de la Hoegne entre Theux et Juslenville sur le plateau d'altitude 240. Elle a sous elle la Faille d'Oneux (nova sensu) qui n'apparaît avec évidence que dans le dessus du vallon d'Oneux et surtout dans le ravin de Hodbomont où elle est surmontée par le Famennien supérieur et le Tournaisien inférieur et moyen (carrière amont).

Comme il a été dit précédemment l'appellation de «nappe» qui a été donnée parfois à ces entités structurales nous paraît prêter à chacune de celles-ci une individualité faciétale qu'elles n'ont pas; de plus, par leurs dimensions modestes, elles sont sans rapport avec les volumes des masses alpinotypes; il en est de même des transports horizontaux qui ne vont pas au-delà de ce qu'il est supputé nécessaire. Ce sont les raisons pour lesquelles nous avons désigné ces entités sous le vocable d'«Écaille» par lequel nous voulons signifier leur liaison interne au sein d'une même contingence.

La reconstitution exacte de la structure transversale du Massif dévono-carbonifère de Theux à la fin de la phase de déformation plastique, donc avant la production des charriages, nécessiterait, pour être précise la connaissance de l'angle d'inclinaison des failles suivant lesquelles s'est opérée la remontée des massifs charriés et de l'ampleur du déplacement que ceux-ci ont subi. Seule nous est connue l'inclinaison de la Faille de Juslenville; encore serait-il exagéré d'accepter comme constante la valeur de 30°S qu'elle possède près de son affleurement. Quant à l'ampleur des déplacements il serait nécessaire pour la déterminer de disposer, dans chacune des écailles, de repères sédimentologiques, faciétaux ou structuraux bien spécifiques qui permettraient d'établir un raccord probable, ce qui n'est pas le cas. On ne peut donc que présenter *une solution qualitative que nous avons voulu la plus simple possible* (fig. 17).

Si l'on examine, se limitant aux trois entités structurales numérotées plus haut 1, 2 et 4, la structure interne, tant stratigraphique que tectonique, on constate que celle-ci répond à une allure-enveloppe à plis déversés vers le NNW, et montant vers le SSE. Au Massif de Pouillou-Fourneau dont le Houiller repose sur du Viséen, succède l'Écaille de Juslenville avec son grand anticlinal dinantien à flanc nord renversé et son Namurien frontal, et l'Écaille d'Oneux-Spa, avec sa série de plis déversés ou déjetés dans le Tournaisien-Famennien et le Dévonien inférieur et son front tournaisien. A les considérer dans cette succession horizontale du N. au S., elles apparaissent comme pouvant être réunies dans une allure montante vers le Sud dans laquelle se succèdent les dominantes namuriennes-viséennes, viséennes-tournaisiennes, et dévoniennes : elles seraient les composantes du versant méridional d'un synclinorium majeur reposant au Sud sur le Calédonien spadois.

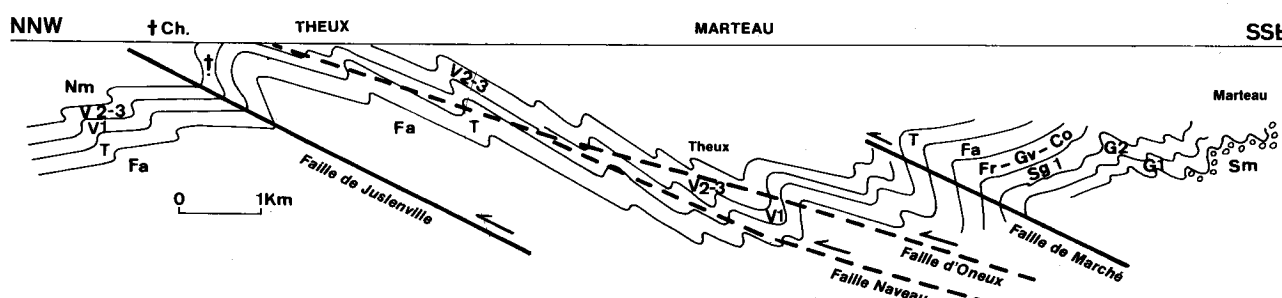


Figure 18.- Reconstitution de la structure plissée du Massif dévono-carbonifère de Theux immédiatement après la phase de plissement.

L'emplacement des futures failles de charriage (Faille Naveau et Faille d'Oneux) est indiquée en traits interrompus. La Faille de Juslenville, considérée comme liée à la phase de plissement, sera remaniée au cours de la phase de charriage à l'approche de la Faille de Theux (voir fig. 12 et 17). La faille de Marché est une faille mineure datant du plissement. Les noms de localités (Marteau et Theux) en lettres minuscules sont relatifs à leur emplacement avant le charriage. En lettres majuscules, ils situent leur emplacement après le charriage. Cette reconstitution, comparée à la fig. 13, confère à titre exemplatif une plus grande extension au Synclinal de Hodbomont, et un plus grand rejet; elle montre que néanmoins le rejet total dû aux failles ne dépasse pas quelques km.

Cependant une interruption existe dans cette allure stratigraphique linéaire : elle est marquée par un retour aux formations viséennes V1-V2 de l'Ecaille de Hodbomont qui, chevauchant les formations tournaisiennes de l'Ecaille de Juslenville, figurent une remontée dans la stratigraphie de l'ensemble 1, 2, 4. Elles traduisent l'existence d'une allure synclinale à coeur viséen succédant originellement au Sud de l'Anticlinal tournaisien de Juslenville-Petite. Pareille vue s'accorde bien avec la considération du Marbre noir de Theux qui à Theux forme le flanc sud de cet anticlinal : on y voit l'amorce septentrionale de l'allure synclinale viséenne marquée par l'Ecaille de Hodbomont. On en arrive ainsi à cette vue finale : *l'entité initiale dont dérive le Massif de Theux serait le versant méridional d'un synclinorium qui partant d'un coeur houiller gisant au Nord s'élève vers le Sud jusqu'à son socle calédonien avec interposition, entre le Dévonien et l'Anticlinal tournaisien de Juslenville-Petite, d'un synclinal secondaire à coeur viséen* (fig. 18).

7.- CHAPITRE CINQUIEME : LE MASSIF DE LA VESDRE

7.1.- GENERALITES

Le Massif de la Vesdre est cet ensemble de terrains principalement dévono-dinantien qui, au NE du Synclinorium de Dinant, c'est-à-dire au-delà de la zone de relais de plis anticlinoriale de **Ohe-Tancrémont, forme la bordure occidentale et méridionale du Massif houiller de Herve. Il est séparé de ce dernier par la Faille eifélienne** suivant son parcours Angleur-La Rochette (Chaudfontaine), plus à l'Est, par la Faille de Magnée, et au-delà de la frontière germano-belge, par son homologue vraisemblable, la Faille de Fossey. Du Massif de Theux qu'il déborde par le Nord, il est séparé par la Faille de Theux (sensu Fourmarier et sensu Geukens).

7.2.- HISTORIQUE.

Le vocable de «Massif de la Vesdre» est apparu sous la plume de P. Fourmarier pour désigner **d'abord l'ensemble de terrains qui, traversé par le cours de la Vesdre en amont de Chaudfontaine et communément dénommé par Lohest et Forir Couches dévono-dinantien** de la Vesdre, «repose sur le Cambrien de Stavelot et forme le bord sud d'un bassin», ce terme de bassin étant ici synonyme de synclinal (Fourmarier, 1906, p. 111). Ce bassin comprenait alors le Houiller de Herve en entier, puisque dans sa nouvelle conception tectonique, Fourmarier (1905) raccor-

dait la Faille de Theux à plongement nord à une faille à pendage sud qui, au Nord, sépare le Houiller de Herve du Synclinal de Liège (dénommée alors «Branche inférieure de la Faille eifélienne»).

Le Massif de la Vesdre fut ainsi considéré comme le prolongement nord-oriental du Synclinorium de Dinant (Lohest 1904; - Dewalque 1905) par-delà l'«Anticlinal transversal de Fraipont».

Une nouvelle définition se fit jour lorsque fut mieux comprise la nature de cet «Anticlinal transversal de Fraipont» entendu comme une région de relais de plis longitudinaux. Ainsi s'exprime Fourmarier (1928/b, p. 396) : «Au Nord-Est d'une ligne joignant Seraing à Mont (Theux) et qui se trouve entièrement dans le Dévonien inférieur, réapparaissent le Dévonien moyen et supérieur et le Carboniférien dont les plis s'ennoyent (sic) vers l'Est en allure générale. On se trouve là en présence d'une nouvelle unité tectonique, le Massif de la Vesdre, limité au Sud par le Dévonien inférieur bordant la fenêtre de Theux (Faille de Theux), et au Nord, par la Faille de Magnée, prolongement de la Faille eifélienne». Il va de soi que le Dévonien inférieur prend part à la constitution du Massif de la Vesdre pour autant qu'il se trouve en conformité avec le sens d'ennoyage des plis auxquels il participe.

Le contenu nouveau de cette définition, ici essentiel, est que le Massif de la Vesdre se définit par l'ennoyage général des plis qui, se faisant vers l'Est dans sa partie occidentale, l'oppose au Synclinorium de Dinant où, de l'autre côté de la zone de relais des plis longitudinaux, l'ennoyage se fait vers l'Ouest ou l'WSW. Le massif inclut donc les formations dévoniennes du Synclinal de Chaudfontaine et leur extension au Sud de Seraing. Ainsi fut reconnue la réalité synclinoriale du Massif de la Vesdre que Fourmarier dénomma «Synclinorium de la Vesdre» marqué par l'abaissement général de sa charnière en direction de l'Est (Fourmarier 1928/b, p. 401).

Celui-ci n'est toutefois qu'un pli incomplet sur la majeure partie de sa longueur. Ce n'est qu'aux environs immédiats de Liège que le Dévonien supérieur marquant l'axe du pli est bordé, tant au Nord qu'au Sud, par le Dévonien inférieur et moyen; à l'Est de Chaudfontaine, le pli principal est cisailé par la grande surface de charriage...; son versant méridional seul a été conservé, chevauchant la nappe secondaire des plateaux de Herve, elle-même refoulée sur l'autochtone» (Fourmarier, 1928/b, p. 403; - 1934, p. 73). Le Massif de la Vesdre figure alors sous le nom de Synclinorium de la Vesdre au tableau des grandes unités structurales de la chaîne varisque, telles qu'elles avaient été définies par Lohest (1904), à

l'égal du Synclinorium de Dinant et de la Zone anticlinoriale de l'Ardenne qui le borde au Sud (Fourmarier 1934, p. 9).

Cependant après 1934, cette appellation structurale disparaît du vocabulaire tectonique de Fourmarier. Le Massif de la Vesdre n'est plus évoqué que sous ce nom, et c'est sous ce nom qu'il continue à figurer au tableau des grandes unités structurales varisques où il est explicité par cette seule mention : «moitié méridionale d'un synclinorim» (souligné par nous) sans autre identité (Fourmarier, Prodrôme 1954, p. 15 et 645).

De cet abandon de terme, Fourmarier ne s'en est jamais expliqué, et cette question est donc restée ouverte jusqu'à ce jour. Il est cependant incontestable qu'il existe dans l'Ourthe inférieure, entre Sauheid (Angleur) et Sainval (Tilff), comme dans la Vesdre inférieure en aval de La Rochette (Chaufontaine), un synclinorium à ennoyage Est où on trouve, au Nord de son cœur famennien, du Dévonien inférieur formant son versant septentrional et dont les plis secondaires sont déversés vers son axe. Certes cet ensemble septentrional ne se poursuit pas vers l'Est, puisqu'il est amputé dans cette direction par la Faille eifélienne transverse aux plis. Mais alors, étant absent au-dessus de celle-ci, il devrait se retrouver sous elle dans le massif sous-jacent et en amont du sens du charriage, vraisemblablement dans un ensemble stratigraphique supérieur, étant donné l'ennoyage des structures plissées vers l'Est. Ceci pose le problème des correspondances structurales entre d'une part le Massif de la Vesdre reconnu avec sa structure synclinoriale dans sa partie occidentale (Chaufontaine), et d'autre part son soubassement tectonique dont l'expression transversale la plus complète est figurée par le Synclinal houiller d'Ayeneux prolongé vers le Sud par le Massif de Theux.

7.3.- L'EXTENSION LATÉRALE DU MASSIF DE LA VESDRE ET LA ZONE DE RELAIS DE PLIS ANTICLINALE DE OHE-TANCREMONT. (fig. 19)

Le premier problème que pose le Massif de la Vesdre est son extension en direction. Voyons-la d'abord vers l'Ouest, à partir de la région d'Angleur-Tilff-Chaufontaine où sa structure est réellement celle d'un synclinorium, bien que très étroit. Il est bien marqué par le Synclinal de Chaufontaine, à cœur famennien, qui en forme la partie centrale, et qui est bordé dans l'Ourthe inférieure d'Emsien supérieur (le Burnotien gréseux) : au Nord celui de Sauheid, en plis nettement déjetés vers le Sud; au Sud, celui de Colonster en plis déjetés vers le Nord. Le Dévonien inférieur du versant nord se suit vers l'Ouest

où il affleure au Nord du Plateau sableux de Bonnelles le long de l'ancien chemin de fer vicinal descendant vers Ougrée (Fourmarier, 1928/a), et, plus à l'Ouest, dans le ravin descendant de Neuville-en-Condroz vers Le Val-St.-Lambert; le passage de l'axe synclinal principal y est marqué par la présence de la Formation de Wépion ennoyant vers l'Est. Cet axe synclinal se suit vers l'Ouest et se retrouve à Ombret-Rausa où il est formé par le Gedinnien supérieur, le Psammo-quartzite des Communes, resserré entre la Bande calédonienne de Sambre-Meuse et le petit Massif calédonien du Fond d'Ohe (P. Michot, 1969). Le synclinal, toujours en voie de surélévation vers l'Ouest se poursuit à l'Ouest d'Ombret jusqu'au Ry de Mer entre Ombret et La Neuville-sous-Huy. C'est à quelque 200 m. à l'Est du ruisseau du Ry de Mer que culmine l'axe longitudinal de l'Anticlininal calédonien d'Ohe, pour s'ennoyer ensuite vers l'WSW; de sorte que à l'Ouest du Ry de Mer, à La Neuville-sous-Huy, au Sud du Parc du château, le long de la route de Rausa, il n'existe plus que des plis à ennoyage WSW qui appartiennent au versant méridional de la Zone de relais de plis anticlinale. Entre Ombret et La Neuville-sous-Huy se trouve donc l'extrémité occidentale du Massif de la Vesdre, ici en contact direct avec la Bande calédonienne de Sambre-Meuse par l'intermédiaire de la Faille d'Ombret, prolongement de la Faille eifélienne de Seraing (P. Michot, 1969). La Faille d'Ombret recoupe donc obliquement d'Est en Ouest la Zone de relais de plis anticlinale séparant le Massif de la Vesdre du Synclinorium de Dinant. Cette zone de relais de plis est donc jalonnée, à l'Ouest par l'Anticlininal d'Ohe, à noyau calédonien (Ombret); elle passe ensuite à Colonster dans la tranchée de chemin de fer entre Colonster et Sainval où les plis secondaires dans les Couches de Burnot ennoient vers l'WSW. A l'Est de l'Ourthe, la Zone se retrouve sur le Plateau de Beaufays au Nord de l'auto-route Cortil-Beaufays, car au Sud de ce tronçon les synclinaux à cœur de Givetien et de Frasnien ennoient vers l'Ouest (Vandeven 1979). La limite septentrionale de la zone de relais se dirige vers Fraipont où l'anticlininal dans les couches du Siegenien supérieur montre un léger ennoyage ouest. Vers l'Est elle est bientôt rejetée vers le Sud car elle passe entre Colonhé et le Bois de Fraipont où les plis ennoient vers l'Ouest; elle aboutit à Tancremont à l'angle NW que forme le tracé de la Faille de Theux en cet endroit. Ici s'arrête donc, tranchée par cette faille, la Zone de relais de plis anticlinale séparant le Massif de la Vesdre du Synclinorium de Dinant. Nous la dénommerons *Zone de relai de Ohe-Tancremont*. (Pour plus de détails d'ordre stratigraphique, nous renvoyons à la Carte géologique de l'Eodévonien de l'Ardenne de Asselberghs (1946).

Puisqu'elle est arrêtée à l'Est par la Faille de Theux, c'est donc dans la Fenêtre de Theux et au Sud de Tancremont qu'il faut rechercher le prolongement de cette zone de relais.

A l'Est de la Fenêtre de Theux, le Massif de la Vesdre se poursuit par l'ensemble des formations dévono-carbonifères qui forment le versant septentrional du Massif de Stavelot, avec pour limite septentrionale la Faille de Magnée et son prolongement dans la région d'Aachen, vraisemblablement la Faille de Fossey.

En conclusion le Massif de la Vesdre se présente comme une entité très allongée suivant le plissement, d'Ouest en Est. Caractérisé dans sa partie occidentale par l'envoyage Est de ses plis, ce qui établit sa distinction du Synclinorium de Dinant, il apparaît déjà à Ombret-La Neuville où il

est charrié sur la Bande calédonienne de Sambre-Meuse en position autochtone, par la Faille d'Ombret-Faille eifélienne. A partir de cette extrémité occidentale, il est séparé du Synclinorium de Dinant par une Zone de relais de plis anticlinale, la Zone de Ohe-Tancremont qui, à son extrémité orientale, est tranchée par la Faille de Theux. Intégrant cette structure dans le cadre de la région médiane du Varisque de la Belgique, il résulte que ce n'est qu'à l'Ouest de la terminaison occidentale du Massif de la Vesdre, c'est-à-dire à partir du Château de La Neuville que le Synclinorium de Dinant vient effectivement en contact avec la Bande calédonienne de Sambre-Meuse. Le Dévonien inférieur de Huy avec ses plis secondaires et ondulations envoyant vers l'WSW est la continuation structurale du versant sud de la Zone de relais de plis anticlinale de Ohe-Tancremont.

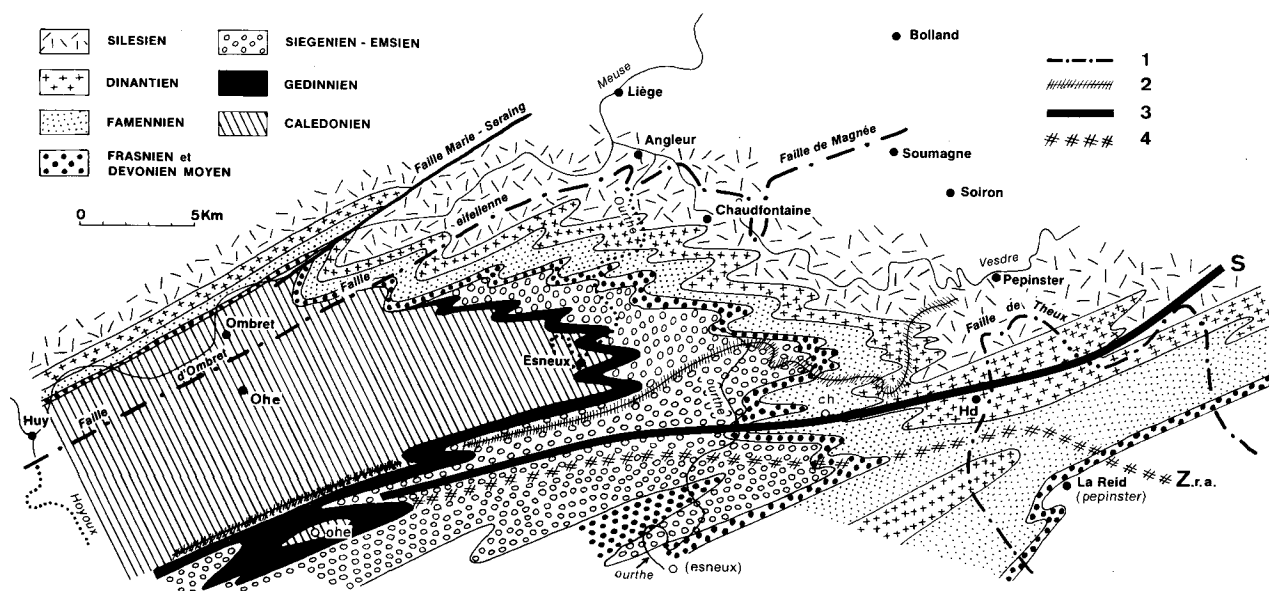


Figure 19.- Essai de reconstitution planimétrique des relations structurales existant avant le charriage entre le Synclinorium de Dinant et le Synclinorium de Herve.

La figuration planimétrique se réfère à l'état actuel. Elle n'est donc conforme que pour les parties autochtones. Pour les parties charriées, elle est conventionnelle : nous les avons figurées comme si le charriage avait été strictement horizontal, donc avec l'aspect géologique qu'elles présentent actuellement. En réalité, le charriage a une composante verticale qui, pour toute la région située au Sud de la portion de faille Huy-Angleur, est dirigée vers le haut; cette région, considérée avant le charriage, aurait donc dû être représentée avec des formations stratigraphiques plus jeunes que celles actuellement en surface. Le but de la reconstitution se limite toutefois à des relations structurales, telles celles qui se définissent sur la base des plis. Or comme les plans axiaux sont, dans cette région, verticaux ou tout au moins fortement redressés, on peut accepter que leur tracé actuel se confond sensiblement avec celui qui leur correspondait dans ces formations plus jeunes : c'est donc ces seuls traits structuraux que la reconstitution envisage. Les noms avec majuscules signifient pour les localités leur emplacement actuel; en minuscules, leur emplacement avec le charriage. L'emplacement de l'Ourthe (tronçon Angleur-Esneux) avant le charriage est figuré en trait plein; après le charriage en ponctué.

1. Affleurement de la faille de charriage (Faille d'Ombret, Faille eifélienne s.s. et son prolongement jusque Chaudfontaine, Faille de Magnée, Faille de Theux); 2. lèvre méridionale de la faille de charriage à l'Ouest de Pepinster, à son emplacement de départ; 3. S. axe du soi-disant «Synclinorium de la Vesdre» (*sensu* Fourmarier 1928); 4. Z.r.a. axe de la Zone de relais de plis anticlinale séparant le Synclinorium de Herve du Synclinorium de Dinant.

Le «Synclinorium de la Vesdre» (*sensu* Fourmarier 1928) défini à Chaudfontaine (ch) a comme prolongement à l'Ouest le Synclinal de d'Ombret. Vers l'Est il se prolongeait dans un synclinal secondaire du versant méridional du Synclinorium de Herve, le Synclinal de Hodbomont, ensuite disloqué par le charriage et dont les restes forment l'Ecaille de Hodbomont dans la Fenêtre de Theux. L'espace compris entre les lignes 1 et 2 figure la structure de la région recouverte par le charriage à l'Ouest d'Angleur. Il fait apparaître dans son ampleur l'Anticlinorium du Condroz tel qu'on peut le définir à partir de l'Aile sérésienne du Bassin houiller de Liège l.s. Dans son prolongement oriental, cet Anticlinorium s'efface en se muant sous Soumagne et Soiron en une plaine uniforme à très faible inclinaison sud.

7.4.- LE PROLONGEMENT DE LA ZONE DE RELAIS DE PLIS ANTICLINALE D'OHE-TANCREMONT DANS LE MASSIF DE THEUX. (fig. 19)

Comme il a été dit plus haut, le Massif dévono-carbonifère de Theux comprend 4 entités tectoniques qui sont du Nord au Sud : le Massif de Pouillou-Fourneau formé de Namurien et constituant la terminaison méridionale du versant sud du Synclinal houiller d'Ayeneux, l'Ecaille de Juslenville, l'Ecaille de Hodbomont et l'Ecaille d'Oneux-Spa. Le problème qui se pose maintenant est de définir, dans chacune de ces unités, le sens d'ennoyage de leurs plis secondaires.

Dans le Massif de Pouillou-Fourneau, l'ennoyage des plis se fait nettement vers le NE, structure qui prolonge donc vers l'Est celle de l'Aile sérésienne.

L'Ecaille dinantienne de Juslenville, profondément perturbée par les Failles Naveau et de Theux qui l'étêtent ne laisse voir rien de précis sur l'allure des axes de ses plis. Si cependant on se base sur la présence des dressants aujourd'hui rabattus, dans le Viséen supérieur de Ronde Haye, on pourrait penser à un ennoyage vers l'ENE pour l'Anticlinal de Juslenville-Petite.

L'Ecaille de Hodbomont, qui est en fait un ensemble composite de petites écailles mal définies dans leurs rapports mutuels, ne permet de tirer aucune conclusion.

Toute autre se présente l'Ecaille d'Oneux-Spa, d'abord dans sa partie méridionale, le long du chemin de fer, dans l'Eodévonien de Marteau et de La Reid. Les plis secondaires ennoient ici vers l'WSW, ce que montre particulièrement bien l'Anticlinal de La Reid, comme aussi les plis du Frasnien à l'Ouest de la Vallée du Wayai (Fourmarier, 1950, p. 205, fig. 18). Ces plis dépendent donc du Synclinorium de Dinant. Par contre sur le plateau boisé à l'Est de la vallée du Wayai, le plissement, si l'on se rapporte à la carte géologique (Fourmarier, 1958), se fait avec ennoyage vers l'ENE, et ce dans un ensemble marqué par la direction N-60°-E.

Cette même opposition se montre plus au Nord dans le Famennien et le Tournaisien, où elle se marque en relation avec les ailes latérales de l'Anticlinal famennien en genou de Franchimont. A l'Est de la Vallée, les couches famenniennes, comme l'anticlinal qu'elles forment, ont la direction N-60° à 65°E et descendent dans l'ensemble vers le NNW. Par contre à l'Ouest de la vallée, l'Anticlinal se mue rapidement en une immense plateur marquée par la direction N-30° à 40°-E et une inclinaison de 15-20° vers le NW et même

l'WNW. La signification de ce changement d'allure apparaît immédiatement grâce à la présence, plus à l'Ouest, du Tournaisien qui, à Chicheux au SW de Jévoumont, dessine une allure synclinale à ennoyage WSW : celui-ci indique donc l'appartenance de ce pli au Synclinorium de Dinant auquel se rattache donc toute la région famennienne de Jévoumont.

On peut donc schématiser ici, dans l'Ecaille d'Oneux-Spa, la délimitation orientale du Synclinorium de Dinant par la bissectrice de l'angle ouvert vers le SSE que font les deux directions du Famennien inférieur de part et d'autre de la Hoegne à Franchimont. La partie située au NE est une structure liée au Massif de la Vesdre : elle appartient au versant méridional du «demi-synclinorium de la Vesdre»; elle englobe les plis à ennoyage ENE du plateau à l'Est de Marteau. Semblablement s'amorce le départage du soubassement calédonien de la région spadoise entre les deux structures synclinoriales.

7.5.- LA STRUCTURE UNITAIRE DU MASSIF DE LA VESDRE ET DE SA LIAISON AVEC LE SYNCLINORIUM DE DINANT.

Nous ne dirons que quelques mots concernant l'unité de la structure interne du Massif de la Vesdre. A elle seule, elle mériterait de faire le sujet d'une étude dont le but serait de mieux reconnaître non seulement les aspects structuraux datant de la phase plastique, mais aussi et surtout ceux qui sont liés au charriage : telles sont, parmi ces dernières, les failles longitudinales de la région Trooz-Nessonvaux-Goffontaine et celles qui, à l'Est de Pépinster et jusqu'à la frontière germano-belge, ont déjà été en partie décrites mais d'une façon très partielle. Si d'une part Fourmarier s'est spécialement intéressé à celles de ces fractures qui affectent le Dévonien moyen et supérieur et le Dinantien, et Asselberghs de son côté à celles du Dévonien inférieur, leur prolongement est fréquemment douteux lorsqu'on passe d'une gamme de ces terrains à l'autre. Quoi qu'il en soit, et dans la mesure où nous les connaissons dans la région de Pépinster et à l'Ouest, il ne semble pas que l'écaillage se fasse avec intervention de rejets mettant en doute les rapports directs entre les parties séparées.

Il en est de même de la liaison entre le Massif de la Vesdre et le Synclinorium de Dinant. Depuis Lohest et Dewalque on s'accorde à voir entre eux une liaison étroite que Fourmarier a bien précisée en la définissant, entre Fraipont et Beaufays, comme un relais de plis longitudinaux. C'est ce même type de continuité qui se manifeste plus à

l'Ouest jusque dans la région d'Ombret-La Neuville-sous-Huy et que nous avons défini comme une Zone de relais de plis anticlinale. Que cette zone ne soit pas exempte de failles longitudinales du type chevauchement est chose certaine. Nous avons fait état, lors d'une excursion, de l'une d'elles à Trooz où elle refoule vers le Nord la zone de plis à ennoyage hésitant du Bois de Lontrat sur le Famennien supérieur des carrières de Trooz (marqué par un synclinal à ennoyage ENE).

C'est donc avec cette approximation que nous acceptons l'unité interne de la structure du Massif de la Vesdre, et celle de sa liaison avec le Synclinorium de Dinant.

7.6.- LE MASSIF DE LA VESDRE ET SA LIAISON AVEC LE MASSIF DE THEUX.

7.6.1.- Le Massif de la Vesdre fut très tôt reconnu par Fourmarier (1905, 1906) comme une unité tectonique en provenance du Sud, charriée par dessus le Massif de Theux à l'intervention de la Faille de Theux, et ce, sur la base des facies sédimentaires portés par ces deux unités : les facies du Massif de Theux se rencontrent en effet dans le Massif de la Vesdre et le Synclinorium de Dinant non pas dans leur prolongement direct, mais plus au Nord (Fourmarier, 1906). Mieux perceptibles dans le Dévonien moyen, ces relations faciétales ont permis d'estimer l'ampleur du rejet de la Faille de Theux, c'est-à-dire le déplacement du Massif de la Vesdre par rapport à la Nappe de Spa (Fourmarier) équivalente approximative de notre Ecaille d'Oneux-Spa; il fut chiffré d'abord à «quinze Km. au moins» (Fourmarier, 1923, p. 515), puis à une douzaine de Km (Fourmarier 1934, p. 97), valeur reproduite dans le Prodrôme 1954 (Fourmarier, p. 671).

7.6.2.- C'est donc aux formations du Dévonien moyen que nous nous sommes adressés pour définir l'ampleur du rejet de la Faille de Theux. A cet effet les leviers géologiques que nous avons effectués dans la région de l'Ourthe et de la Vesdre nous ont fourni une excellente coupe de référence dans laquelle sont exprimées les variations de facies dans le Couvinien et le Givetien, leur type et leur succession : cette coupe s'étend entre Colonster (Tilff) et Méry-Hony; elle sert en outre de point de départ pour gagner de proche en proche la région de Pépinster. On peut ainsi rapporter le facies du Couvinien de la région de La Reid à celui qui, à Tilff, sur la rive gauche de l'Ourthe, dans le Bois de Monceau, forme le flanc sud du Synclinal givetien de la Chawresse (ou flanc nord de l'Anticlinale emsien de Méry-Han (Esneux). Caractérisé par la présence d'un niveau

conglomératique à quelques mètres sous le sommet des Quartzites grauwackoïdes verts du Couvinien supérieur, il a aussi son équivalent à Pépinster où il forme le noyau de l'Anticlinale du Mousset traversé par le tunnel du chemin de fer. Si en outre on tient compte du facies du Givetien, plus riche à Mousset en dolomies et calcaires, par contre plus arénacé à La Reid, on peut situer la racine du Dévonien moyen du tunnel de Mousset au Sud, mais à faible distance, du Couvino-givetien de la carrière de Spixhe (La Reid).

7.6.3.- Un élément d'ordre structural permet de préciser davantage cette corrélation. Il est évident que les plis majeurs doivent se correspondre de part et d'autre de la Faille de charriage. On en arrive ainsi à restituer effectivement l'Anticlinale du Mousset, qui est un anticlinale important déversé vers le Nord, dans une position originelle qui vient vers le Sud à la suite des bancs de la carrière de Spixhe qui inclinent 35° NNW : *il vient donc*, par dessus la Faille de Theux, *emboîter l'Anticlinale gedinnien de La Reid* (station du chemin de fer) (fig. 19). La longue plateur qui forme ensuite le flanc méridional de ce dernier a ainsi comme correspondante la longue plateur, elle aussi ondulante, que forment les Quartzites grauwackoïdes verts au Sud du tunnel du Mousset et au Sud de la gare de Pépinster.

Ces restitutions permettent dès lors de préciser le rejet de la Faille de Theux : *il est de 7 km. au droit de la Fenêtre de Theux.*

On voit par là s'établir la liaison originelle entre le Massif de la Vesdre et le massif de Theux et plus exactement l'Ecaille d'Oneux-Spa : le premier ne se situe donc pas originellement au Sud de ce dernier, ni même directement à sa suite : *ils se superposent partiellement de façon à ce que l'emplacement de la gare de Pépinster soit à l'aplomb de la gare de La Reid.* Cette superposition fait aussi bien apparaître le dépassement vers le Sud de la partie méridionale du Massif de la Vesdre sur le Massif calédonien de Stavelot; mais il va de soi que tout cet ensemble reconstitué s'adosse au Massif de Stavelot dont il forme le versant nord.

7.6.4.- Cette dialectique, partie de faits à la fois faciétaux et structuraux, permet de tirer une autre conclusion, déjà abordée précédemment. On a à maintes reprises, et sous des formes diverses, imaginé pour le massif dévono-carbonifère de Theux une structure en grand pli couché (Graulich, 1963, 1984; Cl. Klein, 1980). On voit qu'il ne peut en être ainsi, comme le montre la reconstitution que nous venons de faire : *la structure du Massif de Theux s'intègre dans la structure de type synanticlinorial qui est bien celle de la Chaîne varisque dans tout son domaine*

ardenno-rhénan dans l'espace franco-belgo-germanique.

7.7.- LE «SYNCLINORIUM DE LA VESDRE», ET SON EMPLACEMENT DANS LE MASSIF DE THEUX (fig. 19)

7.7.1.- La reconstitution de l'ensemble Massif de la Vesdre - Ecaille d'Oneux-Spa, avec comme points de raccords Pépinster-La Reid, permet l'établissement d'autres liaisons entre le Massif de la Vesdre et les unités constituant le Massif de Theux. La principale d'entre elles a trait à la zone axiale du «Synclinorium de la Vesdre».

Ce problème présente à l'abord deux difficultés. La première est que cette zone axiale n'est connue qu'à l'Ouest et suivant le profil Angleur-Chaufontaine, puisqu'immédiatement à l'Est tout le versant septentrional et la zone axiale du «Synclinorium de la Vesdre» sont amputés par la Faille eifélienne, ici transverse aux plis. La seconde est que immédiatement à l'Est de la Faille eifélienne intervient une autre fracture qui, elle aussi transverse aux plis, met en contact le Dinantien du Plateau de Forêt avec le Houiller de La Rochette, en particulier dans le ravin de la Gargonate. C'est la faille que Fourmarier a, en 1904, dénommée Faille de Magnée, et qu'il a considérée comme étant la Faille eifélienne. Or il est évident aujourd'hui que cette fracture est une faille normale de direction N-S, comme il en est beaucoup d'autres dans la vallée de la Vesdre entre Chaufontaine et Pépinster. Effectivement cette fracture se retrouve dans les charbonnages voisins; c'est la Faille d'Evegnée prolongée dans le Bassin de Liège par la Faille de Bouhoulle. Cette faille de Magnée sensu 1904 est donc bien distincte de la Faille eifélienne; elle ne trouble en rien les rapports structuraux datant du plissement. Il apparaît ainsi que les plis dans le Dinantien du Plateau de Forêt sont situés dans la partie axiale du «Synclinorium de la Vesdre», prolongeant vers l'Est avec ennoyage le Synclinal famennien de Chaufontaine. C'est donc le Dinantien de la partie amont du ravin des Fonds de Forêt qui sera considéré comme la zone axiale du Synclinorium de la Vesdre.

7.7.2.- Ce dernier point étant admis, il reste encore à définir la position de ce Dinantien axial par rapport à Pépinster, étant donné que ces deux points ne se trouvent pas sur le même méridien tectonique. Mais comme la direction des plis est ici uniforme, on peut fixer cette position par la distance du Dinantien à l'axe de l'Anticlinale du Mousset prolongé vers l'WSW : le Dinantien axial des Fonds de Forêt, ainsi considéré, appartient à un pli qui est à 6,0 km. au Nord de Pépinster.

Si nous admettons que l'écaillage du Massif de la Vesdre durant la phase des charriages n'implique que des chevauchements de faible rejet, ce qui est vraisemblable, on peut, moyennant cette approximation, considérer la distance mesurée comme proche de celle datant de la fin du plissement et fixer ainsi l'endroit approximatif où s'enracine le Dinantien axial des Fonds de Forêt. Partant de l'enracinement de Pépinster à la gare de La Reid, on arrive ainsi à supputer *ce Dinantien axial* dans un pli qui, dans l'Ecaille d'Oneux-Spa, serait à quelque 1000 mètres au N. du Tournaisien du plateau 240 de Jusleville : ce serait donc, dans sa situation originelle, *le pli synclinal viséen de Hodbomont, entre l'Anticlinale de Jusleville-Petite et le Tournaisien de l'Ecaille d'Oneux-Spa* (fig. 18).

7.7.3.- Qu'est donc dès lors le «Synclinorium de la Vesdre» pourtant une réalité au méridien de Chaufontaine.

La vue qui vient d'être présentée se rapporte à son prolongement dans un profil passant par la Fenêtre de Theux, c'est-à-dire dans une coupe qui se trouve à quelque 10-11 Km. à l'Est du profil de Chaufontaine. Identifié au Synclinal de Hodbomont, a contenu viséen, il y est représenté par une déformation synclinale moins profonde qu'à Chaufontaine, donc qui va s'effaçant vers l'Est, et qui, de plus, se situe dans le versant méridional du Synclinorium de Herve. Son caractère, synclinal à Chaufontaine, a donc disparu au méridien tectonique de Theux. *Il n'y a donc pas de «Synclinorium de la Vesdre» au sens où une telle qualification doit être entendue comme une unité fondamentale de la structure varisque; c'est une manifestation interne au Synclinorium de Herve.*

7.8.- LA PHASE DES CHARRIAGES DANS LE SYNCLINORIUM DE HERVE. (fig. 20)

7.8.1.- Le principe que nous avons adopté en ce qui concerne les failles de charriage est de ne leur conférer que le rejet minimum nécessaire pour une coordination satisfaisante, après restitution à leur emplacement originel des massifs qu'elles séparent. Autrement dit, dans la tectonique des charriages cisailants, à la condition nécessaire d'une coordination structurale acceptable, on peut adjoindre le principe de n'effectuer cette coordination que par la voie de raccords les plus courts. Bien que cette condition ne soit pas suffisante pour prétendre à la vérité du modèle reconstitué, il n'en est pas moins vrai qu'elle est la seule règle contre l'arbitraire : c'est sa justification. Nous l'avons donc suivie dans la construction de nos figures (fig. 13 et 18).

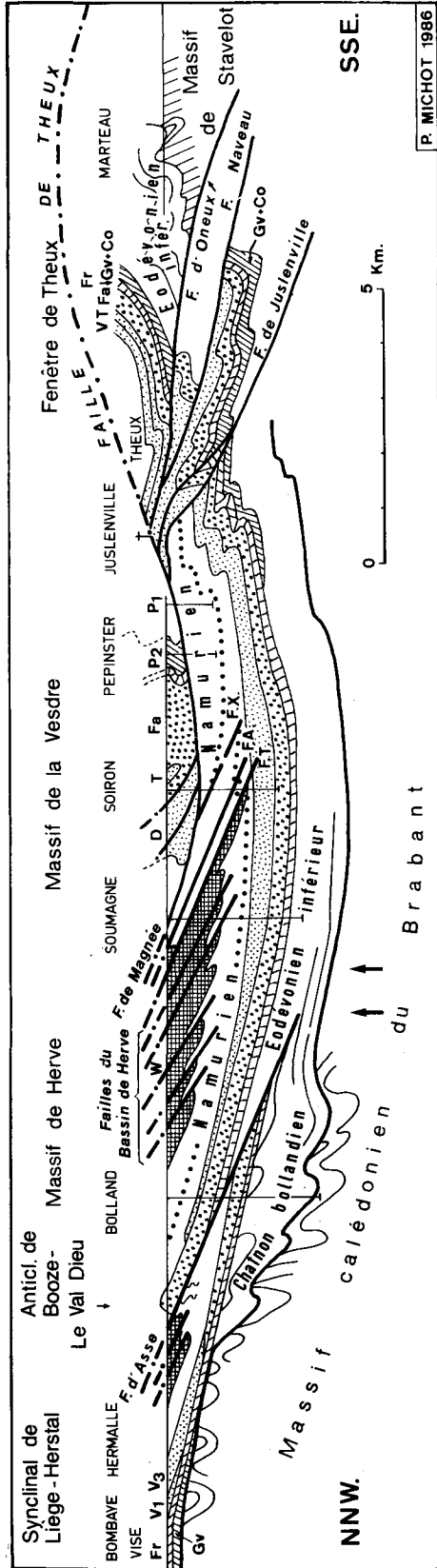


Figure 20.- Coupe transversale du Synclinorium de Herve, passant par les sondages de Bolland, de Soumagne, de Soiron, de Pépinster I et II et la Fenêtre de Theux.

Le Synclinal majeur d'Ayeneux à cœur westphalien s'étend de l'Anticlinal de Booze-Le Val Dieu au Namurien des Forges Thyry (Juslenville). Constitué principalement par le Massif de Herve, il est recouvert dans sa partie méridionale par le Massif de la Vesdre charrié vers le Nord par la Faille de Theux-Faille de Magnée. L'ensemble Synclinal de Liège-Herstal/Synclinal d'Ayeneux a sous lui un socle calédonien, prolongement vers le Sud du Massif calédonien du Brabant, muni d'une couverture néodévonienne-dinantonnamiennne, tous deux restés monolithiques et indemnes de tout plissement jusqu'au Sud de Soiron. Ce socle a été affecté par la Faille d'Asse (Faille des Aguesses-Asse) dans le prolongement oriental de l'Anticlinorium du Condroz (marqué par deux flèches verticales), et ce vraisemblablement au cours du développement de ce dernier. Dans la partie septentrionale la couverture néodévonienne-carbonifère repose en discordance sur le Chaînon bollandien, entité tectonique caractérisée par de l'Eodévonien inférieur (Gedinnien supérieur à Emsien inférieur), en discordance sur le Massif calédonien du Brabant, et plissé à l'Emsien moyen et supérieur (phase de plissement bollandienne). Ce plissement, qui s'efface vers le Sud, s'est fait sentir jusqu'au Massif de Stavelot où l'Emsien, voire le Siegenien supérieur, fait défaut par lacune stratigraphique. Au Sud, entre le Synclinal houiller d'Ayeneux et le Massif calédonien de Stavelot, s'intercalent l'Anticlinal tournaisien de Juslenville-Petite et la Faille Naveau et la Faille d'Onex. Le plissement dans la Fenêtre de Theux, mais écaillés par des failles de charriage adventives, la Faille Naveau et la Faille d'Onex. Le plissement consiste en plis simplement déversés, sans intervention même locale de plis couchés. La Faille de Theux recoupe cet ensemble par le haut. Plongeant vers le Nord à Juslenville, elle remanie sous elle, en les renversant vers le Nord, jusqu'à l'horizontale et au delà, les structures immédiatement sous-jacentes de l'Anticlinal de Juslenville-Petite ainsi que la Faille de Juslenville. La Faille de Theux-Faille de Magnée, qui représente ici la Faille eifélienne et précède au charriage du Condroz, a un rejet de 7 km.

Il reste maintenant à définir les failles que nous faisons rentrer effectivement dans la phase des charriages.

7.8.2.- Que la Faille des Aguesses-Asse ne soit qu'un simple chevauchement sans importance nous paraît aujourd'hui démontré. Lui attribuer par contre un rejet important et en faire un charriage a certes été tenté à maintes reprises et sous des formes toujours diverses (voir Graulich, 1955, 1963, 1984); mais toutes se sont montrées défailtantes lors d'une reconstitution correcte de l'ensemble avant le déclenchement des charriages puisque l'enracinement des fronts à l'arrière s'est montré impossible (P. Michot, 1986).

Il ne reste pas moins vrai que la Faille des Ag-As a une signification différente de celle des failles voisines, les failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc, ce que montre très bien la carte planimétrique de E. Humblet (1941). (voir nos fig. 2 et 3) : la Faille des Ag-As se traduit par le scindement en deux fractions bien distinctes du Bassin houiller de Liège l.s. L'explication qu'on peut aujourd'hui en donner, part de ce que cette faille, antérieure à la Faille eifélienne, se trouve dans le prolongement de l'Anticlinale Calédonienne du Condroz là où précisément, celui-ci s'étant effacé, le socle, resté monolithique, est devenu cassant. C'est pourquoi nous considérons que *la Faille des Ag-As a effectué par la voie de cassures le même jeu de soulèvement que l'Anticlinale du Condroz à calédonien replissé : elle est contemporaine de ce dernier.*

7.8.3.- Les Failles de Bellaire, de Quatre-Jean, etc, comme aussi les Failles du Tunnel, d'Ayeneux et X, sont d'un type semblable aux fractures internes des bassins houillers, le Bassin d'Andenne par exemple. Semblablement il n'apparaît pas nécessaire d'attribuer une autre signification à la Faille de Jusleville, du moins dans la forme première qu'elle a prise durant la phase de déformation plastique : c'est une faille refoulant des dressants sur les plateaux adventives, en l'occurrence celles du Massif de Pouillou-Fourneau. Ce n'est qu'à l'intervention de la Faille de Theux et dans sa proximité immédiate qu'il se serait produit un remaniement de la Faille de Jusleville et en outre des dislocations internes dans le flanc renversé et retourné de l'Anticlinale de Jusleville-Petite (fig. 12).

7.8.4.- Les premières failles de charriage dans cette succession N-S de failles, sont la Faille Naveau et la Faille d'Oneux dont nous avons explicité qualitativement l'effet : les déplacements qui leur sont liés sont d'importance relativement faible, un, deux, voire trois Km, à l'image du dessin qui les figure et qui peut représenter leur réalité (fig. 13; fig. 18; fig. 20).

7.8.5.- Quant à la Faille de Marché et la Faille qui, au Nord de Marteau (fig. 14) refoule le Gedinnien G2 sur le Siegenien inférieur S1, ce sont des fractures datant de la phase de déformation plastique; leur rejet est d'ordre stratigraphique et donc très faible.

7.8.6.- La faille la plus importante, qui est la plus méridionale du groupe, est la Faille de Theux. C'est une faille cisailante qui, inclinant vers le Nord à partir de Theux-Polleur, est encore plongeante dans ce sens en pénétrant dans le Houiller et ce, jusque tout au moins le sondage de Pépinstert 2 (Mousset). Cette allure semble témoigner de la présence devant elle d'une dépression géomorphologique qu'elle épouse ensuite puisque, devenue Faille de Magnée dans son prolongement, elle reprend à l'aval du mouvement une inclinaison sud (18°) se conformant ainsi à l'allure des grandes plateaux westphaliennes du flanc nord du Synclinal d'Ayeneux. Cette allure tranchante venant du Sud fait disparaître le Westphalien du versant méridional et de la partie centrale de ce synclinal (fig. 20). Elle laisse par contre intact tout le soubassement dinantien du Synclinal d'Ayeneux jusque dans son versant méridional où il réapparaît sous la forme de l'Anticlinale de Jusleville-Petite, étêtée par la Faille de Theux.

7.8.7.- Quant au matériau qui, par l'intermédiaire de la Faille de Theux, s'est substitué au matériau enlevé, c'est non pas, comme on l'a parfois pensé, le versant sud d'un synclinorium nouveau, mais celui du Synclinorium de Herve. C'est en effet, comme nous l'avons dit plus haut, de l'Anticlinale gedinnienne de La Reid qu'a été détaché au niveau du Couvinien l'Anticlinale du Mousset (Pépinster). Une origine analogue, mais plus méridionale, correspond au Gedinnien qui, charrié par la Faille de Theux, gît directement au Nord de celle-ci aux Forges Thiry : à l'entrée du Ruisseau de Chinhé, les deux flancs de la vallée montrent dans des schistes rouges et des psammoquartzites verts du Gedinnien inférieur, un pli typiquement en genou, déversé vers le NNW, dont le flanc sud incline $30-35^\circ$ NNW. Une telle forme de pli, où la plateaux remonte vers le sud, n'existe pas au flanc sud des anticlinoriums. Par contre c'est la structure de tous les plis dans le Gedinnien du versant nord de l'Anticlinorium de l'Ardenne immédiatement au Nord du Massif calédonien de Serpont. C'est donc bien du versant nord de l'Anticlinorium de Stavelot que provient le Gedinnien de Chinhé.

Tous ces faits sont donc bien conformes à l'idée d'un rejet modéré de la Faille de Theux que nous avons évalué par ailleurs à 7 Km. Le phénomène de charriage apparaît donc comme prenant place seulement dans le versant méridional du Synclinorium de Herve, en d'autres termes dans le versant septentrional de l'Anticlinorium de Stavelot.

7.9.- LE CHARRIAGE AU MERIDIEN D'AACHEN (AIX-LA-CHAPELLE).

7.9.1.- Cette conclusion nous permet d'aborder le problème du charriage en Allemagne rhénane, dans la région d'Aachen, question qui, depuis la découverte de la Faille de Theux, n'est pas sans présenter des ambiguïtés.

La structure de cette partie frontale de la chaîne varisque entre le Bassin de la Wurm et l'Anticlinale de Stavelot-Hautes Fagnes n'apporte pas l'évidence d'un charriage. On n'y trouve pas en effet l'analogie de la Fenêtre de Theux dans la forme où elle se marquerait par la présence d'un îlot de Dévono-dinantien. Par ailleurs, la grande distance séparant le Dévonien inférieur du versant nord du Massif de Stavelot-Hautes Fagnes du Synclinal houiller de la Wurm enlève toute signification à l'argument, autrefois utilisé en Belgique, de l'absence de cet étage dans le Synclinal de Namur. Au contraire aucune des failles qui apparaissent dans le profil d'Aachen, depuis l'Aachener-Ueberschiebung jusqu'à la Venn-Ueberschiebung n'évoque autre chose qu'un chevauchement ordinaire dont l'ampleur est celle du rejet stratigraphique. Ceci est également vrai à propos des fenêtres dont F. Geukens (1962, 1984) a démontré l'existence dans le prolongement oriental de la Fenêtre de Theux.

C'est pourquoi ces faits du domaine allemand ne manquent pas de paraître étranges une fois mis en présence des faits du domaine belge, à savoir l'importance du rejet attribué autrefois à la Faille de Theux et la signification donnée ensuite à la Faille du Rocheux devenue pièce principale du Charriage du Condroz (Fourmarier, 1951, 1954, 1969). Cet aspect contradictoire n'a cependant jamais fait l'objet d'une évocation quelconque ni du côté allemand, ni du côté belge.

7.9.2.- Aujourd'hui ce problème se présente de façon toute autre.

Répons d'abord qu'il n'est plus possible de considérer, malgré le nom qu'il porte, l'Aachener Ueberschiebung comme un charriage, depuis la

démonstration formelle qu'en a apporté le sondage de Bolland, puisque son prolongement en Belgique, la Faille des Ag-As, n'est qu'un simple chevauchement sans rejet important (3.6.).

Dans le même ordre d'idée la Faille du Rocheux, elle non plus, ne relève pas du charriage et n'est plus à prendre en considération.

Quant à la Faille de Theux, son rejet se réduit aujourd'hui à 7 Km. Il est dès lors aisé, puisqu'elle émerge au Nord sous la forme de la Faille de Magnée, d'accepter, au méridien d'Aachen, son prolongement sous la forme d'une des failles qui, au Sud d'Aachen, affectent le Synclinal de l'Inde : c'est, selon toute vraisemblance, la Faille du Fossey, en tout semblable à ses voisines, les Failles de Burthscheid, d'Eilendorf, de Walhorn, n'impliquant comme celles-ci qu'un simple chevauchement interne à l'ensemble Namurien-Dinantien-Famennien. Cette équivalence étant ainsi acceptée entre la Faille de Theux et la Faille de Fossey, il n'en ressort pas moins que cette dernière semble avoir un rejet moindre que la première : *l'ampleur du déplacement dû à cette faille se serait donc amenuisé entre le méridien de Theux et celui d'Aachen.*

7.9.3.- Mais vient plus au Sud un chevauchement apparemment plus important qui refoule vers le Nord le Cambro-ordovicien des Hautes Fagnes sur le versant sud du Synclinal de l'Inde : c'est la Venn-Ueberschiebung qui, combinée avec l'Eupener-Ueberschiebung, passerait en Belgique au sein du Massif de Stavelot entre Spa et Francorchamps. Située au méridien de Spa en dehors du Dévono-dinantien, cette faille qui, en raison des fenêtres et demi-fenêtres qu'elle découvre, a bien l'aspect d'un charriage, se montre liée au versant nord de l'Anticlinale de Stavelot-Hautes Fagnes puisque vers l'Est, elle déborde sur les formations dévoniennes du Massif de la Vedre. Sa signification reste néanmoins celle d'une fracture dont le rejet est étroitement lié au rejet stratigraphique, donc faible. De position supérieure par rapport aux failles adventives affectant le versant nord de l'Anticlinorium de Stavelot-Hautes Fagnes, elle prend du fait de son importance plus grande, le relai de la Faille de Theux comme faille représentative du Charriage du Condroz.

7.9.4.- Reste le problème récemment posé, suite à l'exécution de profils sismiques dans la région d'Aachen et du Massif de Stavelot, par la

découverte de réflecteurs sismiques, et en particulier d'un réflecteur qui, à la profondeur de 3000 mètres, s'étendrait sous le Synclinal de l'Inde et le Massif de Stavelot (Meissner et al, 1981; Durst, 1985). En s'inspirant de la Faille d'Aachen, on a interprété ce réflecteur comme en étant le prolongement. Cette interprétation nous paraît peu correcte, car le raccord proposé se fait de façon brusque, à angle vif, le réflecteur horizontal venant directement à l'encontre de la Faille d'Aachen d'inclinaison 20°S. Or telle n'est pas l'image que donnent les failles de charriage en profondeur.

Mais il y a plus. Le tracé donné à la Faille d'Aachen dans la figuration de Meissner et al se prolonge vers le Sud bien en-dessous de son point de jonction avec le réflecteur et donc de 3000 mètres. Ce dernier paraît donc avoir été interrompu par la faille et serait donc antérieur à cette dernière : il serait sans rapport avec le charriage.

La représentation donnée par Durst permet une autre vue. Le réflecteur, présumé être une faille, pourrait être mis en liaison avec la Faille de Fossey. Malgré son extension vers le Sud sous le Massif de Stavelot et au-delà, il n'a toutefois d'autre signification tectonique que celle de la Faille de Fossey, un déplacement de l'ordre de quelques Km.

En conclusion le resserrement crustal lié au charriage du Condroz serait donc assuré, au méridien d'Aachen, principalement par la Venn-Eupener-Ueberschiebung, celle-ci prenant en Allemagne le relai de la Faille de Theux en Belgique, et ce sur le versant sud du Synclinal de l'Inde.

8.- CONCLUSIONS GENERALES

8.1.- La Chaîne varisque dans la partie orientale de la Belgique présente donc dans sa partie frontale et s'étendant entre le Massif calédonien du Brabant et le Massif calédonien de Stavelot-Hautes Fagnes, une unité synclinoriale majeure dont la zone axiale est occupée par les synclinaux westphaliens de Liège-Herstal et d'Ayeneux : c'est le Synclinorium de Herve. Son profil-type est celui qui partant de la région de Visé passe par la Fenêtre de Theux.

Son versant nord repose sur une unité tectonique formée par l'Eodévonien inférieur (Gedinnien supérieur à Emsien inférieur) discordant sur le socle calédonien du Brabant, et dont le

plissement survenu à l'Emsien moyen est à rattacher à la Période calédonienne dont il épouse les lignes directrices. Dans son versant méridional fait suite au Houiller axial l'Anticlinal tournaisien de Juslenville-Petite, déversé vers le Nord et refoulé dans cette direction par la Faille de Juslenville selon la formule, courante dans les régions à plis déversés ou déjetés, de dressants chevauchant leurs plateaux adventives. Viennent ensuite au Sud le Synclinal viséen de Hodbomont disloqué par le charriage pour donner l'Ecaille complexe de Hodbomont, et, enfin, suivant une allure-enveloppe inclinant vers le Nord, la série des plis du Dévonien de l'Ecaille d'Oneux-Spa surmontée du Massif de la Vesdre de telle façon qu'au-dessus de l'Anticlinal gedinnien de La Reid viennent s'emboîter l'Anticlinal de Mousset (Pépinster). Aucun indice de pli couché n'existe nulle part.

La formule structurale ainsi définie groupe une série d'unités tectoniques dont la signification -tel le Synclinorium de la Vesdre- et les rapports -tel le Massif houiller de Herve- sont restés ambigus dans le cadre du charriage qui a affecté sa fraction méridionale. Elle répond au principe suivant lequel M. Lohest a proposé, au début de ce siècle, de structurer la Chaîne varisque en Belgique : *définir des entités synclinoriales entendues comme délimitées dans une section transversale par des entités anticlinoriales à noyau calédonien.*

8.2.- La formulation nouvelle diffère des précédentes en ce que sont groupées en une seule et même unité synclinoriale une série d'entités tectoniques qui, bien qu'ordonnées suivant la même suite, étaient auparavant réparties entre deux unités synclinoriales, les Synclinorium de Namur et de Dinant, ici incomplètement représentées et sans qu'apparaisse entre elles l'Anticlinal à noyau calédonien qui devrait les séparer.

Plusieurs formulations s'étaient en effet succédées pour exprimer la structure de cette partie orientale de la Belgique varisque.

8.2.1.- Nous laissons de côté la première d'entre elles où le Massif de Herve s'enracinait au Sud du Massif dévono-carbonifère de Theux, sous le Massif de Stavelot (Fourmarier, 1907, voir reproduction Appendice I, fig. 22). Le rejet énorme attribué alors à la Faille de Theux allait en effet être bientôt récusé par les deux sondages de Pépinster.

Ceux-ci établissent en effet que le Houiller de Herve ne peut, à l'origine, que s'intercaler entre le Houiller du Synclinal de Liège-Herstal et celui traversé par ces sondages (Fourmarier, 1912, voir la reproduction Appendice I, fig. 23). Tout cet ensemble, y compris le Houiller des Forges Thiry, fut alors parallélisé avec le Houiller du Hainaut comprenant le Houiller sous-jacent à la Faille du Midi, ce qui conduisit à les raccorder directement sous le charriage et le Synclinorium de Dinant (Fourmarier, 1913, voir la reproduction Appendice I, fig. 24). De ce fait le Synclinorium de Namur recevait une nouvelle définition liée à sa nouvelle extension vers le Sud : il s'étendait, en l'englobant, au Sud de l'Anticlinal calédonien du Condroz identifié par la fraction autochtone de la Bande calédonienne de Sambre-Meuse; à l'Est, il intégrait la totalité du Massif dévono-carbonifère de Theux (Appendice I, fig. 24), tandis que le Massif de la Vesdre était rangé dans le Synclinorium de Dinant. On voit la dérogation au principe structural qu'entraînait cette nouvelle conception du Synclinorium de Namur, laquelle ne tenait plus compte de la présence de l'Anticlinal calédonien du Condroz.

De ce mode de liaison conçu entre les gisements charbonniers du Hainaut et du Pays de Liège est issue ainsi l'idée, encore largement répandue actuellement, de l'existence d'un bassin houiller sous-jacent, dans le Condroz et l'Entre-Sambre-et-Meuse, au Synclinorium de Dinant charrié vers le Nord sur l'Anticlinorium du Condroz. Elle se retrouve plus tard, sous la plume de F. Kaisin sr (1936), développée sur la base d'une argumentation puisée dans le «Synclinal de Namur» au méridien de Namur. Enfin quarante ans plus tard, elle réapparaît dans les figurations de Graulich illustrant le projet du sondage de Havelange (Porcheresse) (1980, 1982). Disons tout de suite qu'elle se trouve aujourd'hui entièrement contournée par ce sondage et celui de Wépion.

8.2.2.- Une autre structuration allait 20 ans plus tard conduire à une nouvelle répartition des entités tectoniques entre les deux synclinorium (Fourmarier, 1934) : elle part de la considération du pli dinantien de Jusleville comme pli couché, ce qui amène Fourmarier à séparer ce terrain du Dévonien de la région de Theux-Marteau, devenu **Nappe de Spa**, par une faille jusque là **déclarée douteuse**, la **Faille du Rocheux**, maintenant **élevée au rang de fracture de premier ordre**. De ce fait, le Synclinorium de Namur ne s'étend plus que jusqu'à cette faille, tandis qu'au Sud le Dévonien est intégré dans le Synclinorium de Dinant.

Cette structuration présentait cependant une lacune importante : l'absence de l'Anticlinal calédonien qui doit les séparer.

8.2.3.- Elle fut comblée quelque 20 ans plus tard, à la suite d'une nouvelle promotion accordée à la Faille du Rocheux (Fourmarier, 1951; Prodrome, 1954) qui devint la faille majeure charriant le Synclinorium de Dinant sur le Synclinorium de Namur : cet Anticlinal calédonien est celui qui flanquerait la Nappe de Spa au Nord : ce serait l'Anticlinal du Condroz. Il va de soi qu'il s'agit là d'une impossibilité, car entre la Nappe de Spa, y compris son anticlinal, s'interpose au Nord, les séparant de l'Anticlinal du Condroz défini par la Bande calédonienne de Sambre-Meuse, tout le Synclinal houiller présumé sous-jacent au Synclinorium de Dinant.

La source de cette contradiction, on le sait aujourd'hui, réside dans le rôle important de faille de charriage attribué à la Faille du Rocheux.

8.2.4.- L'histoire du développement de nos conceptions sur le charriage frontal de la Chaîne varisque en Belgique a été, on le voit, dominée par la **surévaluation arbitraire de la signification** attribuée aux failles dites de charriage. Nous limitant à celles du Synclinorium de Herve, elle a porté d'abord sur la Faille des Aguesses et des Aguesses-Asse, puis sur la Faille d'Oneux, dite aussi Charriage de Jusleville (sensu Fourmarier, 1923) dont le transport fut évalué à 30 ou 40 Km., et finalement sur la **Faille du Rocheux** qui, en **définitive**, est **inexistante**. Certes de telles évaluations, vues historiquement, ressortissent aux essais successifs qui sont inhérents au développement des conceptions. Elles ont la valeur d'une **expérimentation** qui, par l'accord ou les contradictions que révèle la synthèse, conditionne le futur de la démarche. On comprendra ainsi le sens de la nôtre qui a résidé *dans la réduction au minimum compatible avec les faits et leur coordination, du transport à accorder aux failles*.

8.2.5.- Après le rappel des tentatives antérieures pour structurer le domaine occupé par le Synclinorium de Herve, on peut néanmoins se demander si un autre mode de structuration, différent du nôtre, ne pourrait être proposé, et qui se conformerait à la subdivision du Bassin charbonnier du Pays de Liège en deux synclinaux majeurs, le Synclinal de Liège-Herstal associé au Bassin houiller de Seraing et le Synclinal d'Aye-neux; leur séparation sous la forme de synclinorium serait alors réalisée par l'Anticlinal de Booze-Le Val Dieu bien individualisé par son

noyau famennien. Dans ce cas, puisque la Faille des Ag-As joue, dans le style cassant, le rôle du bombement dans l'Anticlinorium du Condroz, on verrait en quelque sorte dans l'Anticlinial de Booze-Le Val Dieu le prolongement de cet Anticlinorium.

Cette conception pourrait effectivement se défendre, même si, vu l'ennoyage de l'Anticlinial du Condroz vers l'ENE, le socle ne vient pas à l'affleurement. Mais comme nous l'avons dit plus haut, il n'y a pas ici qu'ennoyage; il y a aussi effacement du plissement au niveau du socle et de sa couverture immédiate. Or, le principe de structuration admis par M. Lohest repose sur le bombement du socle et de sa couverture vus comme le résultat du plissement varisque, ce qui n'est donc pas le cas ici. A cette raison on peut ajouter, par voie de comparaison, que, dans le Synclinorium de Dinant, l'interposition de la zone anticlinale que souligne le Frasnien de Philippeville, n'a jamais été prétexte à sa subdivision en deux synclinorium.

8.3.1.- Organiquement le Synclinorium de Herve, couplé avec l'Anticlinorium de Stavelot à noyau calédonien qui le borde au Sud, est, dans la constitution frontale de la Chaîne varisque, l'homologue du Synclinorium de Namur, dorénavant entendu comme unité structurale qui, entre Hermalle-sous-Huy et Charleroi est bordée au Sud par l'Anticlinorium du Condroz (y compris l'Anticlinial dinantien de Bouffioulx). Dans leur genèse l'un et l'autre synclinorium sont conditionnés, dans leur extension transversale vers le Sud, par la remobilisation frontale du socle calédonien en bourrelets anticlinaux, l'Anticlinorium de Stavelot étant décalé vers le Sud par rapport à l'Anticlinorium du Condroz. En fait vu l'extinction latérale qui les affecte, ils se relaient en direction au front de la chaîne : tandis que l'Anticlinorium de Stavelot s'ennoe vers l'Ouest, en s'effaçant aussi, sous le Synclinorium de Dinant, naît plus au Nord, par la voie du plissement, l'Anticlinorium du Condroz. Il en résulte dans le domaine synclinal adventif, un rétrécissement relativement rapide qui s'effectue dans le Synclinorium de Herve. C'est au Nord, la naissance, à partir de la Zone de relais de plis synclinale Seraing-Ayeneux, de l'Aile sérésienne où l'accentuation du resserrement crustal (plis, failles, ondulation sygmoïdale des axes) jointe à la surélévation des axes vers l'Ouest, engendre la surrection de l'Anticlinial condrusien à noyau calédonien avec rejet, à sa bordure nord, du Houiller du Synclinal de Liège-Antheit. C'est au Sud, la zone anticlinale de relais de plis avec le Synclinorium de Dinant suivant la ligne Ohe-Tancrémont-Franchimont.

8.3.2.- Le décalage transversal qu'est celui des anticlinaux frontaux et qui date de la phase de déformation plastique, se reproduit plus tard au cours de la phase des charriages, et en premier lieu lors de la production des premières failles adventives. Celles-ci s'implantent en effet dans le versant nord respectif de ces anticlinorium. Ce sont, pour l'Anticlinorium de Stavelot les Failles Naveau et d'Oneux; pour l'Anticlinorium du Condroz, les Failles de Saint-Léonard (Huy), de Bousalle, de Loverval, de Chamborgneau, d'Ormont, de Buzet et les fractures qui jalonnent celle-ci entre Floreffe et Naninne; et pour l'Anticlinial calédonien caché du Hainaut, les Failles de Boussu, de Saint Symphorien, de la Tombe et de Wespe. *Cet emplacement systématique des failles adventives permet de les concevoir comme la prolongation dans le temps de la formation des anticlinorium frontaux, et, dans ce contexte, comme la résolution de tensions localisées dans leur pied nord, à l'aval de la poussée. Liés à chacun d'eux, ce sont des mécanismes locaux qui paraissent confinés à la présence, en avant d'eux, des dépressions synclinales qui, formées dans les ensembles stratigraphiques supérieurs de la série varisque, sont également des dépressions géomorphologiques de la surface de l'édifice. Cette disposition a pour effet d'engendrer des couples de forces cisailantes grâce auxquels les reliefs anticlinoriaux ont tendance à passer par dessus les masses synclinales. De tels cisaillements adventifs, vus à l'échelle de la croûte continentale ou simplement du tectogène, représentent des manifestations de nature peu profonde; elle se rangent d'ailleurs dans le domaine épizonal de la chaîne. Enfin, décalés transversalement comme le sont leurs anticlinorium respectifs, ces systèmes de failles indiquent que la ligne de départ de la translation est, non pas une ligne rectiligne sur toute la longueur de la zone faillée, mais une ligne brisée à l'image de la ligne qui joint les zones axiales des anticlinorium frontaux.*

8.3.3.- Telle est aussi la formule à laquelle répondent les dernières failles de charriage, de position plus méridionale par rapport aux failles adventives. C'est le cas de la Faille de Theux, comme pour la Faille de la Marlagne et la Faille du Midi respectivement à l'égard de l'Anticlinorium du Condroz et de l'Anticlinorium caché du Hainaut. Semblablement décalées à l'égard de leurs anticlinorium correspondants, ces failles semblent bien répondre au même mécanisme que celui qui a déterminé les failles adventives. Mais ce qui les en diffère, c'est la plus grande ampleur de la translation qu'elles assument, et finalement l'unité qu'elles constituent à la suite de leur réunion en une même fracture par la voie de failles

d'allure transversale aux plis : d'un côté, à l'Est, le tronçon de la Faille eifélienne qui, entre Angleur et Chaudfontaine, relie la Faille de Theux-Faille de Magnée à la Faille eifélienne de Seraing-Angleur; de l'autre à l'Ouest, la Faille qui limite l'Anse de Jamioulx. L'allure transverse de ces failles de jonction a vraisemblablement comme raison le comportement devenu monolithique de tout le corps géologique qui forme l'arrière des anticlinorium frontaux. Comme les failles adventives, cette faille terminale qu'est le charriage du Condroz est une faille épidermique déclenchée à la faveur des dépressions géomorpho-synclinales que sont les Synclinorium frontaux.

8.3.4.- On a évalué autrefois, le charriage à quelques dizaines de Km. Evoquant la Faille du Midi, on y a vu, dans un style hyperbolique, une «translation de l'Ardenne». Dans la forme que nous lui prêtons son ampleur paraît bien moindre. Dans le cadre de la Bande calédonienne de Sambre-Meuse, il n'existe aucun fait, faciétal ou autre, qui permette de faire appel à des translations importantes. L'existence d'un houiller sous-jacent aux écaillés adventives, qui se prolongerait sous la Bande calédonienne de Sambre-Meuse et sous le Synclinorium de Dinant, s'est montré récusée par le Sondage de Wépion : foré au méridien de la Meuse dinantaise, celui-ci a fait apparaître que le Houiller du Synclinorium de Namur est circonscrit en profondeur par le Sud par le Dinantien. Il en est de même du sondage de Havelange : foré sous le Condroz au méridien de Huy dans l'attente d'un sous-bassement carbonifère sous le Synclinorium de Dinant et la Faille eifélienne, il est resté dans l'Eodévonien une fois entré dans ce dernier. En venant enfin au Synclinorium de Herve, ce n'est que dans ce dernier qu'on peut avancer une appréciation chiffrée du charriage total : celui-ci ne dépasse pas 15 Km., voire même la dizaine de Km., ordre de grandeur qui se confirme au méridien d'Aachen.

APPENDICE I :

APERCU HISTORIQUE SUR LE DEVELOPPEMENT DE NOS IDEES SUR LA STRUCTURE DU BASSIN HOUILLER DU PAYS DE LIEGE.

Le développement historique de nos connaissances sur la structure du Bassin houiller du Pays de Liège l.s. peut dans ses grandes lignes se subdiviser en 3 périodes.

a) *Période antérieure à 1905. Le Bassin houiller de Liège l.s. est considéré dans son entièreté comme une seule unité géologique autochtone.*

C'est dans le mémoire d'A.H. Dumont sur «La constitution géologique de la Province de Liège» (1832) déposé en 1830 en réponse à une question de l'Académie royale de Belgique qu'a été présentée pour la première fois une série de profils transversaux figurant la structure géologique de cette province et, dans ce cadre, celle du Terrain houiller du Pays de Liège. Parmi ces profils on trouve la coupe qui, partant de Richelle (Visé), passe par Soumagne et le Massif de Theux alors dénommé «Bassin de Theux». Nous la reproduisons ici (fig. 21) en raison de ce qu'elle figure, déjà avec un certain détail, la structure du Houiller avec le renversement des flancs méridionaux des «bassins» décrits par les couches de houille et leur enveloppe, et qu'elle est l'illustration de la thèse défendue par son auteur, énoncée en exergue du mémoire : «On ne peut établir avec certitude l'âge relatif des roches primordiales d'après leur inclinaison». Le Bassin houiller de Liège l.s. y apparaît comme le coeur d'un immense synclinal dont le versant méridional est constitué par les couches antéhouillères de la vallée de la Vesdre.

La première carte planimétrique détaillée du Bassin houiller de Liège l.s. parut en 1879 dans le cadre de la carte générale des mines du royaume. Elle fut dressée sous la direction de Flamache en collaboration avec Malherbe, ingénieur principal au Corps des Mines, qui fut le créateur de l'appellation «eifélienne» donnée à la faille qui, entre

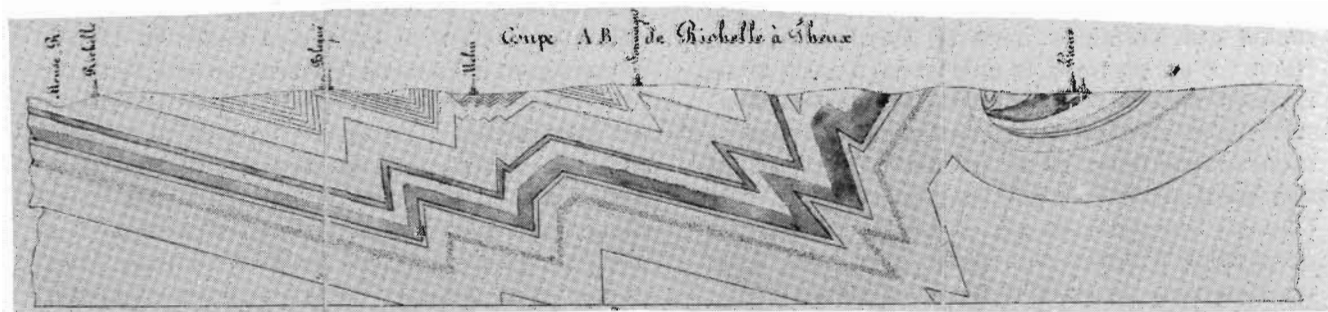


Figure 21.- Reproduction de la coupe Richelle-Theux, dessinée par A.H. Dumont en 1830 (homologue de la coupe fig. 20).

Clermont-sous-Huy, Seraing et Angleur, refoule l'Eodévonien sur le Bassin houiller de Seraing (1873) (note 11). La présence de cette faille explique l'attention qu'il accorda à une faille longitudinale qui affecte le Houiller à l'Est d'Angleur et sépare le Bassin de Liège s.s. du Bassin de Herve : se trouvant dans le prolongement de la Faille eifélienne de Seraing, elle fut considérée effectivement comme tel et fut alors mentionnée sur la carte sous le nom de «Faille eifélienne».

Telle est aussi l'inscription qui figure sur la carte que publia peu après J. de Macar (1880), **abstraction faite de l'emplacement légèrement différent donné à la faille. Quoi qu'il en soit, l'une et l'autre ne sont considérées alors que comme de simples fractures longitudinales marquant le soulèvement de la lèvre sud avec un rejet de 1000 mètres pour la Faille eifélienne de Seraing, et seulement 100 à 200 mètres pour celle du Houiller (J. de Macar, 1877/a, p. 25) : c'est le rejet stratigraphique sans autre signification que celle, pour la seconde, de servir de ligne de délimitation entre les Bassins de Liège s.s. et de Herve.**

Un autre fait structural, auquel sera conférée plus tard une signification importante, fut souligné par J. de Macar sous le nom de Faille de Saint Hadelin (1879, p. 216). Cette fracture, interne au Houiller de Heve, est conçue par lui comme séparant un «Bassin de Herve» (sensu de Macar) au Nord, d'un «Bassin de Saint-Hadelin» au Sud. Par son jeu, elle aurait éliminé les dressants qui originellement auraient dû faire suite aux grandes plateaux houillères de ce «Bassin de Herve». Selon cette conception, la Faille de Saint Hadelin n'est qu'un accident mineur qui n'entame en rien l'unité du Houiller de Herve; celui-ci est dans son entièreté autochtone (note 16).

L'idée du prolongement de la Faille eifélienne s.s. dans le Houiller d'Angleur a été combattue par H. Forir (1899). Celui-ci, ayant découvert au charbonnage d'Angleur une faille longitudinale qu'il dénomma Faille des Aguesses, montra que cette fracture, bien que de direction voisine de la Faille eifélienne de Seraing, en est différente et ne peut être son prolongement oriental. Forir prolonge alors la Faille eifélienne au-delà d'Angleur en l'incurvant vers le SE; puis il lui fait emprunter les Failles de l'Ourthe et de la Vesdre, et, au-delà de La Rochette (Chaufontaine), des failles longitudinales séparant le Houiller du Pays de Herve des formations antéhouillères (Dinantien et Psammites du Condroz) de la vallée de la Vesdre. *Tout le Silésien du Pays de Liège jusqu'à sa limite méridionale reste donc d'un seul tenant et est autochtone dans toutes ses parties.*

A cette façon de voir, M. Lohest (1899) apporte un complément; il prolonge vers l'ESE les formations dinantiennes de la région d'Engis qui rejoindraient ainsi, par-dessous la Faille eifélienne de Seraing et le plateau éodévonien d'Angleur-Sart-Tilman, la dolomie tournaisienne de La Rochette; celle-ci, refoulée sur le Houiller de Herve, en aurait constitué sa bordure méridionale; le Houiller du Bassin de Seraing se prolongeait de même vers l'ESE sous le plateau d'Angleur. Ainsi se précisait *l'image d'un grand synclinal houiller, autochtone, fermé au Sud par les formations antéhouillères* et qui, abstraction faite des failles, correspond au Synclinal dessiné par A. Dumont. M. Lohest le rattachait, dans le cadre de ses grandes unités, au Synclinal de Namur, ce qu'il figure dans sa «Carte des synclinaux et anticlinaux du Paléozoïque de la Belgique» (1904).

Dans l'entretemps paraît, dans le cadre des recherches nouvelles suscitées par la publication des premières cartes géologiques officielles, l'étude de P. Fourmarier sur «Le Bassin dévonien et carboniférien de Theux» (1901), dont l'originalité réside dans la définition de la «Grande faille courbe de Theux» et sa conception *comme faille longitudinale inverse*, et par conséquent à inclinaison NW. H. de Dorlodot (1901), qui fut rapporteur de ce mémoire et avait dans la région de Charleroi interprété comme *charriages certaines failles courbes - la Faille d'Ormont -*, évoqua, mais sans plus, une signification semblable pour la «Faille courbe de Theux». Faut-il y voir une suggestion déguisée. Ce n'est pas impossible; mais l'évocation des Alpes qu'il fit à ce propos fut certainement à l'origine des essais d'application, en Belgique, et à la même échelle, des nouveaux principes structuraux apportés par cette chaîne, comme l'avait été peu auparavant, dans le Hainaut, l'idée d'un grand pli couché à propos des formations antéhouillères retournées à l'horizontale (et même au-delà) par-dessus les formations houillères (M. Bertrand, 1888).

Quoi qu'il en soit, de cette intervention date l'introduction dans la géologie belge de la pensée alpine. Celle-ci deviendra et restera pendant 80 ans l'idéologie conductrice d'essais cinématiques divers proposés pour rendre compte de la structure de la Chaîne varisque en Belgique. Limitée d'abord à l'acceptation d'une translation horizontale de grand style avec ses modalités de forme exprimées en «fenêtres»(Fourmarier, 1907), l'évocation alpine atteignit un tel degré de résonance en Belgique qu'elle s'ouvrit à l'échelle de la chaîne entière dans la conception d'une «Ardenne, pays de nappes» (F. Kaisin, sr; 1925).

Dans la partie orientale du pays, elle ne dépassa pas la conception d'un charriage frontal, rendue complexe par une terminologie en «nappes» suivie plus tard d'un appel à une structure en plis couchés (Fourmarier, 1934; F. Geukens, 1959, 1981; J-M. Graulich, 1963, 1984) (note 17).

b) Période 1905-1943. *Le temps des grandes translations horizontales. Le bassin de Herve est une entité allochtone, dont l'allochtonie décroît progressivement avec le temps.*

- Cette période s'ouvre avec la parution d'une étude de P. Fourmarier (1904) sur «Le prolongement de la Faille eifélienne à l'Est de Liège». Reprenant, en le réadaptant, le tracé que H. Forir avait donné à cette fracture, en particulier suivant le contact du Silésien de Herve avec les formations dinantiennes et famenniennes de la vallée de la Vesdre, Fourmarier conçoit ce Houiller, non plus fermé au Sud par ces dernières érigées en dressants méridionaux, *mais se prolongeant sous elles et se rattachant directement au Houiller du Massif de Theux (Forges Thiry). La «Grande Faille courbe de Theux», dite maintenant «Faille de Theux», plongeant vers le Nord sous les formations de la vallée de la Vesdre, rejoindrait le tronçon de la Faille eifélienne limitant au Sud, en surface, le Silésien de Herve. Les formations dévono-dinantiennes de la vallée de la Vesdre formeraient donc une nappe de charriage refoulée vers le Nord sur le Silésien de Herve et sur le Massif de Theux. Le Bassin houiller de Liège l.s. tout entier se prolongeait vers le Sud jusqu'au Massif de Theux, et ce en tant qu'unité autochtone.*

Fourmarier (1905) modifia bientôt cette façon de voir, car les failles limitant au Sud le Silésien

de Herve ne pouvaient être considérées que comme des fractures mineures, des plis-failles, ne permettant pas de dissocier ce terrain des formations antéhouillères de la vallée de la Vesdre. *La Faille de Theux, à plongement nord, ne pouvait dès lors que se prolonger souterrainement dans cette direction sous le Massif silésien de Herve, pour émerger à la surface plus au Nord : la faille appelée ici à remplir ce rôle fut la faille jadis considérée par Malherbe et J. de Macar comme séparant le Bassin houiller de Liège-Seraing du Houiller de Herve et, déjà évoquée par eux, comme prolongeant à l'Est d'Angleur la Faille eifélienne de Seraing. Dans un premier temps Fourmarier la désigne sous le nom de «Faille eifélienne (branche inférieure)» (Fourmarier, 1905 et 1906) (note 18). Celle-ci sera spécifiée plus tard comme étant la Faille des Aguesses (Fourmarier, 1908).*

De cette conception (1905) date, pour le Houiller de Herve, le statut d'un massif allochtone. Bien exprimée dans «La tectonique de l'Ardenne» (Fourmarier, 1907, p.M. 51, fig. 11), elle fait apparaître que la racine de ce massif ne peut que se trouver au Sud du massif de Theux, au-delà d'un anticlinal que devrait décrire vers le Sud le Dévonien inférieur de Marteau (fig. 22); elle giserait donc sous le Calédonien charrié du Massif de Stavelot. De là date aussi l'idée de l'existence, sous le Houiller de Herve, et séparé de lui par la Faille des Aguesses, d'un gisement autochtone, dit «bassin inconnu» qui serait la continuation vers le Sud du Bassin houiller de Liège-Seraing au-delà de l'anticlinal de Cointe-La Chartreuse et que prolongerait le Houiller des Forges Thiry dans la Fenêtre de Theux (fig. 22).

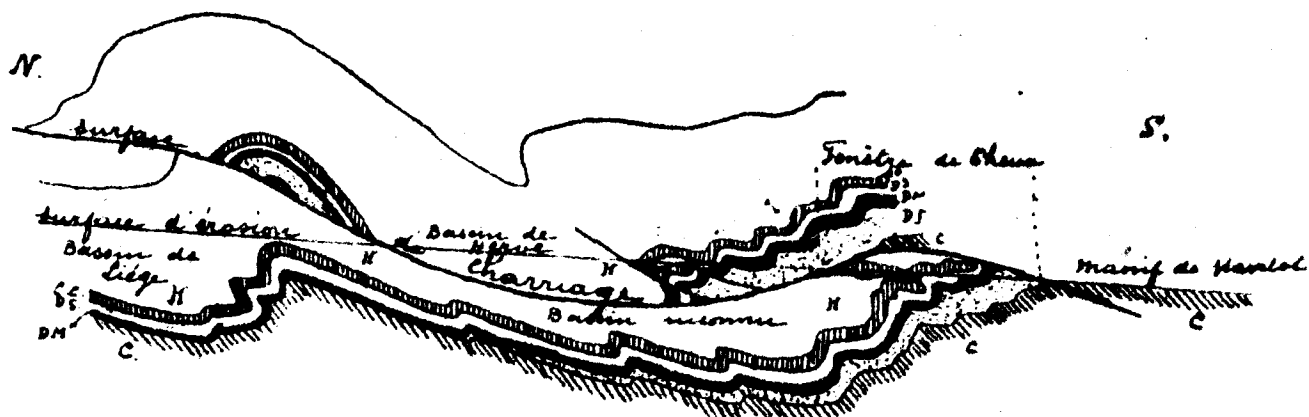


Figure 22.- Reproduction de la coupe du charriage frontal au droit de la Fenêtre de Theux, par P. Fourmarier, selon sa conception de 1907 (Extrait de «La tectonique de l'Ardenne»).

H. Houiller; CC. Calcaire carbonifère; DS. Dévonien supérieur; DM. Dévonien moyen; DI. Dévonien inférieur; C. Siluro-Cambrien. Selon cette conception le Bassin de Herve et l'Anticlinal à noyau calédonien qui le borde au Nord, charriés vers le Nord, ne peuvent être enracinés qu'au Sud de la Fenêtre de Theux, donc sous le Massif de Stavelot. Sous l'emplacement de l'actuel Bassin de Herve, existerait un Bassin houiller inconnu. L'Anticlinal calédonien du Condroz est indiqué comme se prolongeant vers l'Est.

Cette vue excessive se modéra bientôt à la suite des sondages de Pépinster I et II entrepris en 1907 et 1909. Implantés dans le Massif de la Vesdre suivant le méridien tectonique passant par la Fenêtre de Theux, ceux-ci ont effectivement recoupé à faible profondeur un ensemble namurien dont la base n'a pas été atteinte (profondeur 1000 m). Par là était maintenant démontrée la présence continue, par-dessous le massif de la Vesdre, du Houiller depuis Liège jusqu'aux Forges Thiry, et en outre que le faciès du Namurien de Pépinster est plus proche de celui de Herve que de celui du Bassin de Liège; ceci conduisit Fourmarier à réunir les deux premiers en une même unité tectonique. Dès lors la Faille des Aguesses ne pouvait plus être raccordée à la Faille de Theux; elle devint une faille de moindre importance qui serait même indépendante de la Faille eifélienne, bien qu'encore un élément du charriage frontal (fig. 23). Le rôle principal dans ce dernier fut alors transféré à la Faille de Magnée qui, au Sud de cette localité, refoule le Dinantien des Fonds de Forêt (vallée de la Vesdre) sur le Namurien pour se prolonger vers l'Est dans le Silésien de Herve. Cette faille isole donc la fraction méridionale de ce dernier sous la forme d'une étroite bande de Namurien qui fut donc intégrée dans le Massif de la Vesdre, tandis que sa fraction septentrionale, de beaucoup la plus étendue, avec ses grandes plateaux de Houiller productif, fut individualisée sous le nom de Bassin (nova sensu) ou Massif de Herve proprement dit (Fourmarier 1912). Ce dernier, limité au Nord par la Faille des Aguesses, n'en conservait pas moins son statut de massif allochtone, toutefois avec un degré atténué. Nous reproduisons ci-dessous (fig. 23) le schéma de Fourmarier (1912).

La Faille des Aguesses conservait néanmoins un rôle tectonique encore important. A la suite de son étude sur le gisement houiller du Hainaut et son prolongement sous la Faille du Midi, Fourmarier (1913) fut amené à supputer, par analogie

avec lui, l'existence sous le Namurien stérile rencontré par les sondages de Pépinster, d'un bassin houiller productif, lequel serait séparé du Houiller de Pépinster-Herve par la Faille des Aguesses (Fourmarier, 1912, p.M. 681). Ainsi réapparaissait, par la voie d'une argumentation indirecte, l'idée déjà émise d'un «bassin inconnu» (1907), à contenu westphalien, autochtone, caché par le charriage (voir fig. 22).

Cette spéculation entraîna dans sa logique l'existence, au Sud du Calédonien autochtone de la Bande de Sambre-Meuse, sous le Condroz et l'Entre-Sambre-Meuse, et recouvert par le Synclinorium de Dinant charrié par la Faille eifélienne, d'un bassin houiller établissant la jonction entre, à l'Est, le «bassin inconnu» sous-jacent à la Faille des Aguesses, et, à l'Ouest, le gisement houiller caché sous la Faille du Midi (Fourmarier, 1913, planche III) (fig. 24).

Ainsi se définissait à l'échelle de la Belgique un *Synclinal dit encore de Namur*, d'une structure nouvelle qui, formé d'un grand bassin silésien dans le Hainaut et dans le Pays de Liège, était, dans la partie médiane du pays, scindé longitudinalement par l'Anticlinal calédonien de Sambre-Meuse (fraction autochtone) avec, au Nord, le Synclinal de Namur (sensu Lohest 1904) et au Sud un synclinal westphalien recouvert par charriage par le Synclinorium de Dinant. A l'Est le Bassin silésien du Pays de Liège reconstitué dans son état originel comprenait le Bassin de Liège-Seraing et le «bassin inconnu» de 1907 réunis par l'Anticlinal namurien de Cointe, prolongement de l'Anticlinal calédonien de Sambre-Meuse, tous en position autochtone; venaient à leur suite l'ensemble Bassin de Herve-Houiller de Pépinster-Houiller des Forges Thiry ultérieurement charrié sur le «bassin inconnu» qu'il recouvrait «sur une étendue considérable» (Fourmarier 1913, p. 226), et enfin le Massif de Saint Hadelin (fig. 23), charrié avec le Massif de la Vesdre par la Faille de Magnée.

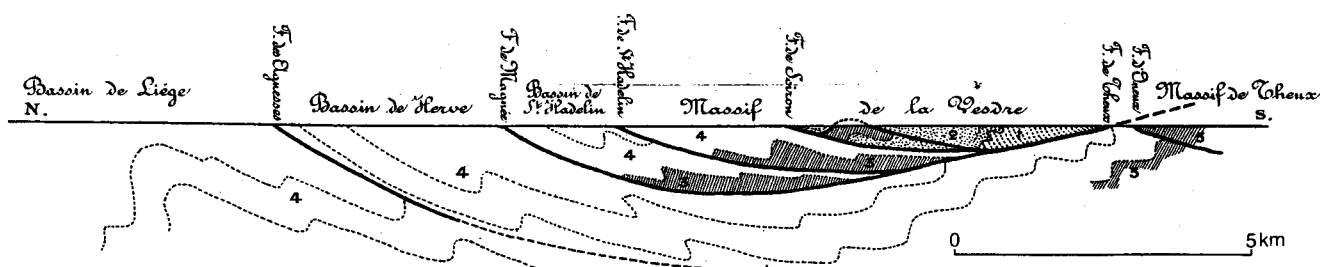


Figure 23.- Reproduction de la «Coupe schématique passant par les sondages de Pépinster» de P. Fourmarier 1912.

Cette coupe montre la nouvelle conception de P. Fourmarier concernant la liaison du Bassin de Herve et du Houiller des Forges Thiry, et l'importance moindre accordée à la Faille des Aguesses. Par contre la Faille de Magnée, raccordée à la Faille de Theux, devient la principale faille de charriage.

1. Dévonien inférieur; 2. Dévonien moyen et supérieur; 3. Calcaire carbonifère; 4. Houiller.

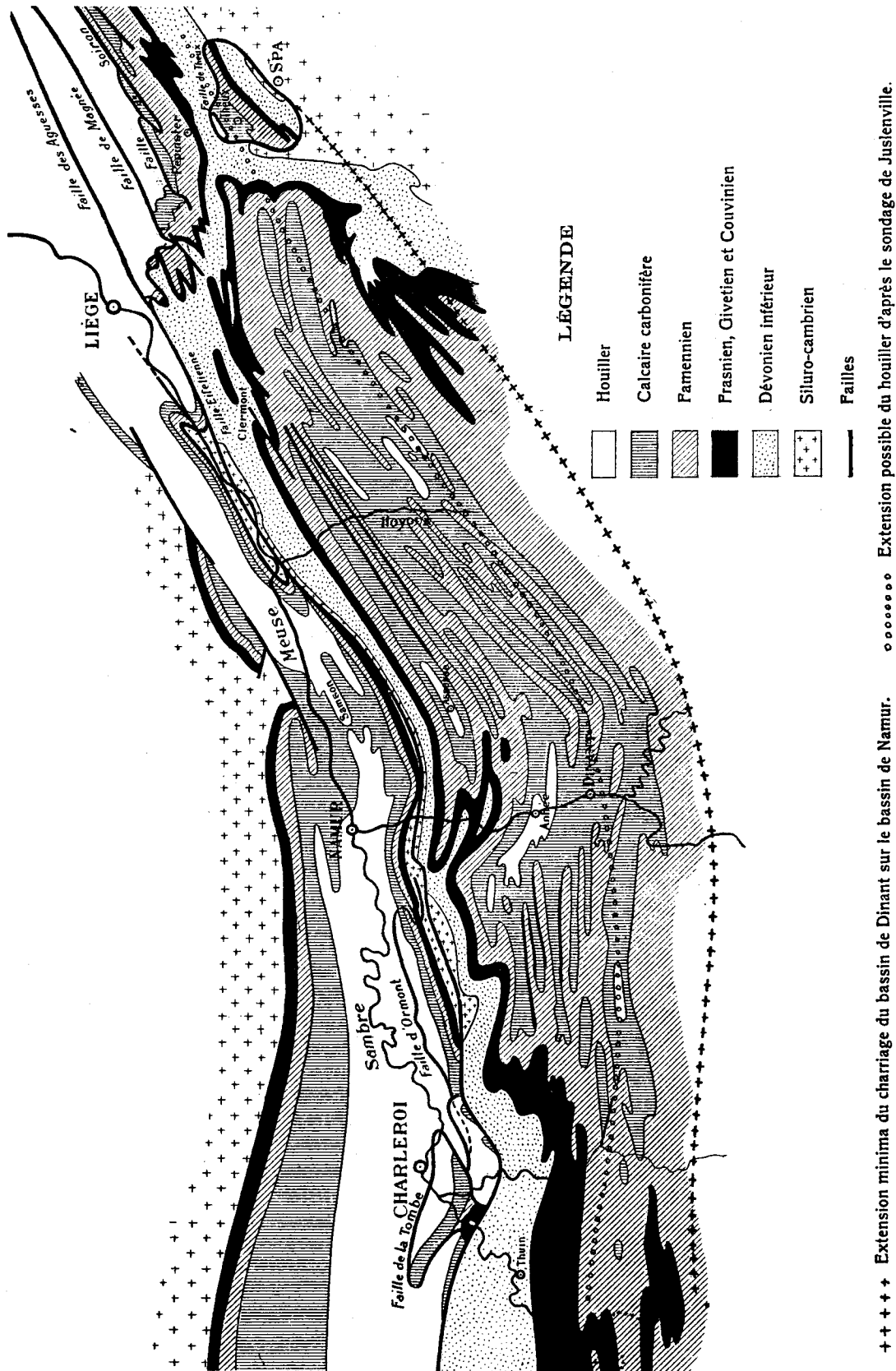


Figure 24.- Reproduction de la carte montrant l'«Extension possible du houiller d'après le sondage de Jusleville», telle que la concevait P. Fourmarier en 1913.

Remarquer aussi l'extension méridionale conférée au Bassin de Namur.

L'importance conférée à la Faille des Aguesses s'est encore amenuisée dans la suite jusqu'à lui reconnaître seulement un rejet «relativement faible» (Fourmarier, 1920; 1934, p. 99). Elle a néanmoins suffi pour que, pendant plus de 30 ans, on puisse supputer l'existence d'un «bassin houiller inconnu» gisant au sud de l'Anticlinale calédonien de Sambre-Meuse sous le Synclorium de Dinant jusqu'au-delà même de son cœur dinantien (Fourmarier, 1922; 1934, planche II, fig. 1). Il faut finalement convenir que, si l'interprétation de charriage prêtée à cette fracture n'avait rien d'impossible, il n'en reste pas moins vrai qu'elle était arbitraire en l'absence de tout fait pertinent permettant de l'appuyer.

c) 1943 et la période postérieure. Le Bassin de Herve redevient autochtone, sauf sa bordure méridionale.

Deux faits, prenant toute leur importance une fois replacés dans leur cadre paléogéographique, vinrent modifier fondamentalement nos idées concernant la structure du Houiller liégeois. Ce fut d'abord l'attribution au Famennien supérieur du «Grès micacé de Booze» (Ubaghs, 1943) jusqu'alors rapporté au Houiller, et, peu après, la découverte de la lacune du Dinantien au Val-Dieu, puis à Booze, entre ce «Grès micacé» famennien et le Namurien (Ancion, Van Leckwyck et Ubaghs, 1943/a). Ces faits stratigraphiques impliquent en effet du point de vue paléogéographique, la proximité immédiate des aires sédimentaires de Booze-Le-Val Dieu et du domaine brabançon de la Hesbaye liégeoise, lequel est caractérisé par l'existence de lacunes stratigraphiques fréquentes et relativement amples, comme à Horion-Hozémont. De sorte que la Faille d'Asse (P. Raucq. 1942) - plus tard réunie à la Faille des Aguesses sous le nom de Faille des Aguesses-Asse (Graulich, 1955)- considérée d'abord comme Faille de charriage refoulant vers le Nord l'Anticlinale de Booze-Le Val Dieu à lacune dinantienne, se muait en une fracture sans importance, un chevauchement mineur, semblable aux failles qui, plus au Sud, affectent le Houiller du Massif de Herve.

C'est ce qu'a confirmé le sondage de Bolland (P. Michot, 1978) en y apportant en outre une plus grande précision. La série varisque qui, au fond du sondage, recouvre directement le socle et contient aussi la même lacune dinantienne, débute par le Frasnien à *Phillipsastraea*, ce qui, au vu de la paléogéographie de ce moment, situe l'emplacement de cette série à même la zone axiale du Massif calédonien du Brabant, et plus exactement, du Seuil paléobrançon (P. Michot, 1980, p. 523, fig. V/1; p. 538, fig. V/3) (ce mémoire 3.8.). La région de Booze-Le Val Dieu n'est donc pas, à l'époque du Dinantien, une ride

isolée; elle fait partie d'une aire plus vaste, continue, à lacune dinantienne, recouvrant la zone axiale du Massif calédonien du Brabant.

La découverte, il y a 40 ans, de la lacune dinantienne de Booze-Le Val Dieu, en réduisant à l'état de chevauchement mineur la Faille des Aguesses-Asse a notablement simplifié le problème structural qui se pose dans l'Est de la Belgique dans le cadre du charriage frontal. Le Massif de Herve se trouve bien en position autochtone. Faisant suite au Sud au Bassin houiller de Liège-Seraing, il constitue avec lui une même unité structurale de premier ordre, le Bassin houiller de Liège l.s., au sens où l'a défini E. Humblet (1941). Par conséquent il n'existe pas, sous le Houiller de Herve, de «bassin houiller inconnu» qui s'étendrait vers le Sud sous le Houiller stérile de Pépinster. Enfin le charriage frontal a comme émergence à la surface, la Faille de Magnée qui refoule le Massif de la Vesdre sur le Bassin houiller de Liège, l.s., autochtone.

Pour être complet du point de vue historique, il faudrait, après les références discutées plus haut, en venir à des publications postérieures à la découverte de la lacune dinantienne de Booze-Le Val Dieu (1943), en particulier les figurations de J.-M. Graulich, dans lesquelles la Faille des Aguesses-Asse, avec des allures chaque fois modifiées, est reprise comme charriage d'ampleur importante (Graulich, 1955, 1963/b, 1984). Nous en avons fait l'objet d'une discussion suivie de leur réfutation (P. Michot, 1986, 1988) à laquelle nous invitons le lecteur à se référer.

APPENDICE II : LE PLI COUCHE DE JUSLENVILLE.

C'est en 1934 que P. Fourmarier fait état pour la première fois et sans autre explication du «pli couché de Juslenville».

Celui-ci a toutefois des antécédents. Lors de ses premières recherches dans le Massif de Theux, Fourmarier fait mention, dans le Tournaisien de la rive gauche de la Hoegne, entre Theux et Juslenville, d'un «bel anticlinal» dont le flanc nord est ici vertical tandis que son flanc sud incline faiblement vers le SE (Fourmarier, 1906, p.M. 132). Au Nord, la dolomie à faible pendage sud reposerait en renversé sur la brèche viséenne, et, comme la dolomie se retrouve le long de la route de Ronde-Haye, Fourmarier raccorde les deux suivant un antiforme qui est un synclinal retourné, lequel est suivi d'un synforme, un anticlinal retourné, puisque plus au Nord encore vient le Viséen et le Houiller des Forges Thiry : l'ensemble se présente ainsi comme un flanc inverse, ondulant suivant une allure hori-

zontale (Fourmarier, 1906, pl. VII, fig. 4; - 1922, p. 72, fig. 43). C'est ce pli qui, en 1934 est entendu comme pli couché; il n'englobe pas les couches retournées du Pont de Sohan (Forges Thyry). Il faut ici faire remarquer que l'antiforme n'est nullement justifié : nulle part sur la rive gauche de la Hoegne il n'existe de couches viséennes ou tournaisiennes à pendage nord. Le synforme suivant ne l'est donc pas davantage.

Cette figuration disparaît plus tard à la suite de la découverte à proximité de la rive même de la Hoegne, de failles radiales de direction transversale, qui ont pour effet de décaler vers le Nord le Tournaisien formant le versant ouest de la Hoegne (Fourmarier, 1939, p. 519, fig. 3). (Feuille de Louveigné-Spa 1958). L'allure en pli couché invoquée est alors reportée sur la rive droite, au Sud de la chapelle de Juslenville (Fourmarier, 1939, p. 518, fig. 2 avec comme sous-titre «coupe transversale de la nappe de Juslenville»).

Ne sont pas impliquées ici non plus les couches viséennes retournées du Pont de Sohan, mais seulement les couches fortement renversées de la chapelle de Juslenville. Cette même coupe est reproduite par Fourmarier en 1950 (p. 190, fig. 9, où la «Nappe de Juslenville» prend aussi le nom de «Nappe d'Oneux») et dans le Prodrôme 1954 où le pli anticlinal à noyau tournaisien est spécifié comme «montrant l'allure en pli couché du Dinantien» (1954, p. 665, fig. 21). Aucun affleurement dans le versant oriental de la Hoegne ne permet cependant de proposer une telle structure. Notons aussi que Fourmarier semble conscient de ce que les données ne sont pas suffisantes puisqu'il ajoute : «Il est difficile cependant d'en observer la charnière, c'est-à-dire de tracer la ligne séparant la zone des couches renversées de celle où les terrains sont restés dans leur ordre stratigraphique originel», (Fourmarier, 1939, p. 517). Enfin, dernière variante : la dernière coupe donnée par Fourmarier de l'Anticlinal tournaisien de Juslenville, passant par la Chapelle de Juslenville, figure simplement un anticlinal sensiblement isoclinal à plan axial inclinant 25°S (Fourmarier, 1969, p. 140, fig. 5).

Peut-on encore appeler un tel pli, un «pli couché». Si oui, il n'entraîne certes pas la signification structurale générale que Fourmarier lui a prêtée en 1934 et plus tard.

La diversité de ces figurations s'explique par le fait qu'elles sont le résultat de révisions successives que Fourmarier a tenté de condenser en un seul profil, lequel fut finalement celui de la rive droite choisi comme profil de référence. Mais il va de soi qu'une telle figuration condensée ne se justifie que pour des structures cylindriques, ce

qui n'est pas le cas dans la partie septentrionale de la Fenêtre de Theux. Est en particulier omise la partie médiane de la fenêtre, la région de Juslenville-Petite, où la coupe est différente.

APPENDICE III : LA FAILLE DU ROCHEUX. HISTORIQUE ET CRITIQUE.

La Faille du Rocheux fut d'abord déduite (1901) de la relation géométrique qui, dans la coupe de la vallée de la Hoegne, entre l'église de Theux et le hameau de Marché, se présente entre le Tournaisien et le Famennien qui lui succède au Sud, tous deux à inclinaison 60°S. Comme ce dernier est alors supputé formant le flanc nord d'un synclinal famennien (très pincé), il est considéré comme étant en position normale : une faille à inclinaison sud doit donc le séparer du Tournaisien sous-jacent, considéré lui aussi en position normale (Fourmarier, 1901, p. 41, fig. 4).

Cette relation structurale fut bientôt corrigée. Il fut reconnu que ce synclinal famennien n'existe pas, et que les couches famenniennes reposant sur le Tournaisien, antérieurement rangées dans le Famennien inférieur, appartiennent en réalité au Famennien supérieur et s'intègrent de ce fait dans le flanc nord, renversé vers le Nord, d'un anticlinal famennien, en forme de genou, bien évident dans la tranchée du chemin de fer (que nous avons dénommé Anticlinal de Franchimont). Le Tournaisien est dès lors accepté comme relevant aussi de ce même flanc nord : la Faille du Rocheux n'est donc plus nécessaire et est supprimée (Fourmarier, 1905, carte géologique pl. IV, et coupe GG', pl. II). Elle réapparaît toutefois peu après avec un tracé limité au thalweg de la vallée de la Hoegne et à son versant ouest : elle se justifierait par le fait que les couches tournaisiennes ne semblent pas être les couches de base de cette assise, lesquelles auraient été supprimées par la faille. Quant à son prolongement vers l'Est, Fourmarier le considère comme douteux, puisque, figuré sur la carte au 1/40.000^e, il n'est pas reporté sur la carte au 1/60.000^e qui l'accompagne (Fourmarier, 1906). Cette incertitude est à nouveau exprimée dans le livret-guide des excursions organisées en 1922 au cours du XIII^e Congrès géologique international : le contact Tournaisien-Famennien «pourrait être accentué par une faille», laquelle est dénommée «Faille hypothétique du Rocheux» (Excursion C2; carte fig. 41, p. 68; - coupe fig. 43, p. 72; et texte p. 73). De là on peut conclure que la faille, si elle existe, n'a qu'un rejet minime et que le Tournaisien sous-jacent est en position renversée vers le Nord et fait partie du flanc nord, renversé, de l'Anticlinal de Franchimont.

Plus aucune mention de cette fracture n'est faite jusqu'à la parution de la «Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique» (Fourmarier, 1934) où le Massif de Theux revêt une structure nouvelle. La Faille du Rocheux prend ici le rang d'un accident important séparant la «*Nappe de Juslenville*» formée par du calcaire carbonifère, et la «*Nappe de Spa*» comprenant le Cambrien et le Dévonien (Fourmarier, 1934, p. 94). La motivation n'en est toutefois donnée que plus loin, dans une note infrapaginale (Fourmarier, 1934, p. 98) : «Nous avons longtemps considéré cette faille comme tout à fait accessoire, voire même douteuse; aujourd'hui nous pensons qu'elle est, au contraire, un élément très important de la tectonique des terrains compris dans la Fenêtre de Theux. Elle sépare, en effet, deux régions tectoniques à style différent : la région occupée par le carbonifère ou nappe de Juslenville avec son grand pli couché, et la région du Dévonien et du Cambrien avec plis déversés vers le Nord, rappelant le style tectonique du massif de la Vesdre».

La distance qui sépare originellement ces deux entités doit être d'autant plus grande, que étant donné l'absence de plis couchés dans le Dinantien de la Vesdre, «le calcaire carbonifère de Theux n'est pas le substratum dont a été détaché le carbonifère de la Vesdre» (Fourmarier, 1939, p. 522). En d'autres termes ce dernier a un lieu d'origine qui ne peut se trouver qu'au Sud du Dinantien de Theux-Juslenville, ce qui accroît encore l'ampleur du rejet dû à la Faille du Rocheux.

Ce n'est que bien après, en 1955, que Fourmarier tente de démontrer sa réalité en la faisant traverser la Fenêtre de part en part : située au contact du Tournaisien-Famennien dans la vallée de la Hoegne, elle se poursuivrait vers l'Est où, au Sud d'Oneux, elle prendrait place au sein même du Tournaisien. Plus à l'Est, au Nord de Polleur, une fracture existerait qui affecterait le Famennien supérieur ou refoulerait ce dernier sur le Strunien qui affleure au Nord dans une ancienne carrière, et ce, suivant une fracture inclinant de 40°S (Fourmarier et Conil, 1964, fig. 2,3 et 4).

Cette révision n'apporte cependant rien de probant, ni quant à la continuité de la faille, car on ne peut trouver aucune indication de son passage dans le Tournaisien d'Oneux, ni quant à l'ampleur de son rejet qui semble être minime, puisque, également à Polleur, de part et d'autre de la faille, les couches inclinent faiblement vers le Nord.

La conclusion qu'on peut tirer est donnée par Fourmarier dans la dernière note qu'il a écrite sur la Fenêtre de Theux (Fourmarier, 1969, p. 133). Nous en reproduisons les passages principaux : «A première vue on est tenté de considérer cette

fracture comme une faille de refoulement en liaison étroite avec les plis affectant le Dévonien... Toutefois j'hésite à me rallier à une telle interprétation. Je me demande s'il ne s'agit pas plutôt d'une faille cisailant les allures, comme c'est le cas pour la petite faille accessoire visible dans la carrière au nord de Polleur. Dans cette interprétation, la Faille du Rocheux bordant au Sud une zone formée de petites nappes (...) serait à mettre en parallèle avec les failles de charriage cisailant, telle la faille de Theux, plutôt qu'avec de simples plis-failles».

De cette revue bibliographique il ressort clairement que les fractures qui se présentent dans le voisinage du contact Famennien-Tournaisien, à supposer qu'elles s'unissent pour former une zone failleuse, ne montrent ni structuralement, ni stratigraphiquement la réalité d'une fracture de quelque importance. Le rejet très important qui lui est donné, est issu d'un jugement synthétique qui invoque une structure en pli-couché, celle de Juslenville (1934) dans la Nappe de Juslenville. A celle-ci s'ajoutera plus tard, l'existence sous cette dernière, d'une autre nappe, répondant aux mêmes caractéristiques, à savoir le retournement complet de ses couches» (Fourmarier, 1939, p. 521) : ce sont les couches viséennes retournées, visibles dans les carrières du ravin de Hodbomont et de la route de Theux à Oneux.

Or, comme nous le démontrons, il n'existe pas de «pli couché» à Juslenville, et, d'autre part, l'argument des couches viséennes retournées n'est vrai qu'en partie, puisque les couches des carrières de la route d'Oneux sont en position normale.

Enfin un dernier jugement de nature synthétique conduisit Fourmarier à attribuer à la Faille du Rocheux la signification d'un charriage très important. Etant donné que la «Nappe de Spa» appartient au Synclinorium de Dinant-Massif de la Vesdre, et que la «Nappe de Juslenville» relève du Synclinorium de Namur, «la Faille du Rocheux apparaît comme une fracture de première importance dans la tectonique du socle paléozoïque de la Belgique; c'est elle qui forme la séparation entre les deux grands plis de premier ordre, nés au cours d'une première phase de la tectogenèse hercynienne» (Fourmarier, 1951, pB. 91). Effectivement l'importance qu'on pouvait lui attribuer relevait aussi de ce que l'on a pensé jusqu'alors que le Dévonien inférieur, toujours présent dans le Synclinorium de Dinant, est toujours absent dans le Synclinorium de Namur. Or cet argument est aujourd'hui récusé par le sondage de Bolland, de sorte qu'il n'est plus aucun fait qui permette d'entrevoir pour la Faille du Rocheux l'importance que Fourmarier lui a accordée.

NOTES

Note 1.- (texte § 1.2.). -**Sur le terme de «Bassin».**- Le terme de «Bassin» fut défini pour la première fois en Belgique dans un sens structural, et ce par A. Dumont (1832) : «on dit d'une roche dont les bancs sont courbés qu'elle forme un *bassin* lorsque la convexité est tournée vers le bas.» Il a donc la signification du vocable «synclinal», non encore créé à l'époque. Il s'applique à des ensembles de couches sans autre désignation d'importance.

Après la distinction faite par A. Dumont dans la Haute Ardenne entre Terrains ardennais et Terrains rhénans sur la base de la discordance stratigraphique qui les sépare (1848), la notion de bassin prend, sous la plume de Gosselet, une toute autre signification : c'est à la fois un domaine sédimentaire et une entité paléocéanique délimitée par des reliefs continentaux, en l'occurrence les massifs actuellement affleurants constitués par les terrains cambro-siluriens; les bassins bornés par ces massifs sont des aires où se sont déposés les sédiments dévono-carbonifères. Le fait d'être plissés ou pas est indifférent. C'est ce contenu paléogéographique que portent les dénominations de Bassin de Namur, de Dinant, de Campine, etc.

Avec M. Lohest (1904), le terme de bassin conserve sa signification tectonique ainsi que l'indique le vocable «Synclinal» qui lui est juxtaposé comme synonyme; mais l'un et l'autre ont un contenu bien différent de celui qu'implique la forme géométrique simple introduite par A. Dumont. C'est une entité tectonique qui, par les multiples plis, synclinaux et anticlinaux mineurs, qui la constituent à partir d'un matériau sédimentaire neuf (ici dévono-carbonifère), s'oppose aux massifs à matériaux calédoniens en affleurement, lesquels sont entendus comme «les sommets érodés de vastes plis anticlinaux». A la base de cette conception se trouve l'idée nouvelle d'une sédimentation dévono-carbonifère ayant recouvert la totalité du soubassement calédonien, et ce par la voie d'une transgression du Sud vers le Nord. La notion de Synclinal ou de Bassin porte en outre ici cette connotation tectonique qui voit, dans la conservation des matériaux nouvellement déposés, l'effet du plissement qui a déprimé la région par rapport à **d'autres latérales qui ont été soulevées et ont perdu la totalité de leur revêtement par la voie de l'érosion. Tel est le sens que prennent les vocables Anticlinal, Bassin ou Synclinal, dans les appellations Anticlinal du Brabant, du Condroz, etc et Bassin ou Synclinal de Namur, de Dinant, etc.** (Lohest, 1904; -Lohest et Fourmarier, 1909; -Congrès géologique international de Bruxelles 1922; -Stille H., 1924; etc.).

On saisit aisément l'ambiguïté que porte le terme de Synclinal qui tantôt s'applique à une forme simple, tantôt à une forme composite à laquelle participent synclinaux et anticlinaux élémentaires. On lui substitua plus tard le vocable de «Synclinorium». Celui-ci n'apparaît toutefois, appliqué à la Belgique, qu'en 1928, lors de la définition par Fourmarier d'une entité structurale nouvelle, le «Synclinorium de la Vesdre» (Fourmarier, 1928/b). Il figure dès lors au tableau classique des unités structurales majeures constituant la Chaîne varisque en Belgique (Fourmarier, 1934, 1954). Quant au terme Anticlinalorium, il ne se substitue à celui d'Anticlinal entendu comme unité majeure, que dans le Prodrome (1954) où il intervient sous la forme de «Aire» et de «Zone anticlinoriale». Encore cette locution n'est-elle appliquée qu'à la Haute Ardenne. D'une façon générale le terme «anticlinal» n'est ici utilisé que pour les seuls massifs calédoniens comme si, avec la base du revêtement dévonien, débute le synclinorium. Effectivement on ne voit pas comment il serait possible de poursuivre dans le socle même, déjà plissé par l'orogénèse qui lui a donné naissance, le style des déformations plastiques

liées à la tectogenèse de son revêtement. Par ailleurs, dans le cas même d'un revêtement continu, passant d'un synclinorium à l'autre sans interposition d'un socle, la délimitation entre l'allure synclinoriale et l'allure anticlinoriale proprement dites restent encore à définir, ce qui est le cas pour la «Zone anticlinoriale de l'Ardenne». La voie en a toutefois été suggérée par Fourmarier sur la base du développement relatif des flancs des plis secondaires, vus dans leur succession de proche en proche (Fourmarier, 1907).

Dans le cadre de l'Administration des Mines, tout autre est le sens donné au terme de Bassin. Il est appliqué au Houiller et dans le sens de district minier sans aucune connotation sédimentaire ou tectonique : Bassin de Liège, de Seraing, de Herve, du Centre, etc.

Pour être complet sur l'emploi du vocable «bassin» dans le cadre de la géologie de la Belgique, il convient de mentionner qu'il a été utilisé par F. Kaisin sr (1936) dans un sens allusif par lequel sont rejetés également les termes de Synclinaux de premier ordre ou Synclinorium. Le sens donné par lui à ce vocable, comme par exemple dans «Bassin de Namur», est celui d'une référence géographique visant le domaine géologique auquel a été appliqué un de ces termes géologiques classiques jugés par lui inappropriés. Pour F. Kaisin les vocables synclinorium et anticlinorium n'ont pas leur place dans l'expression structurale de la Chaîne varisque en Belgique.

Note 2.- (texte § 1.4.). P. Fourmarier a défini comme suit le Massif de la Vesdre (1928/c; p. 396) : «Au Nord-Est d'une ligne joignant Seraing à Mont (Theux) et qui se trouve entièrement dans le Dévonien inférieur apparaissent le Dévonien moyen et supérieur et le Carboniférien, dont les plis s'ennoient (sic) vers l'Est en allure générale. On se trouve là en présence d'une nouvelle unité tectonique, le Massif de la Vesdre, limité au Sud par le Dévonien inférieur bordant la Fenêtre de Theux (faille de Theux) et au Nord par la Faille de Magnée, prolongement de la faille eifélienne, c'est-à-dire la grande surface de charriage du Condroz».

Note 3.- (texte § 1.4.). Face à la définition du Synclinorium de la Vesdre, le Synclinorium de Dinant a été ainsi défini par Fourmarier (1928/c, p. 396) : «Le Synclinorium de Dinant, pris comme unité tectonique, est nettement délimité par la bande de Dévonien inférieur qui court parallèlement à la Sambre-Meuse jusqu'à la vallée de l'Ourthe, se recourbe ensuite suivant la Vesdre jusqu'un peu au-delà de Louveigné, s'appuie vers l'Est sur le massif cambrien de Stavelot jusqu'aux environs de La Roche, puis reprend la direction Est-Ouest pour constituer le flanc sud du grand synclinorium, dont les plis secondaires, en se relevant vers le Sud, laissent apparaître le Cambrien des Massifs de Serpont et de Rocroy jallonnant, avec le massif de Stavelot, l'axe de l'Anticlinal de l'Ardenne. A l'intérieur de la courbe ainsi dessinée affleurent largement les **formations du Dévonien moyen et supérieur et du Carboniférien (Dinantien et Houiller)**».

Note 4.- (texte § 1.4.). «un» est souligné par nous, pour marquer le caractère énigmatique que possède, pour Fourmarier lui-même, ce synclinorium dont la moitié nord aurait fait le pendant au Massif de la Vesdre.

Note 5.- (texte § 1.5.). Il est vraisemblable qu'il s'agit ici d'une erreur de dessin... F. Geukens devait très certainement savoir par ses propres levés, comme par les travaux d'Asselberghs, que les plis dans les terrains antéhouillers sont, dans le profil transversal de Pépinster, à peine déversés vers le Nord, et que leur surface-enveloppe est en allure normale, inclinant faiblement vers le Nord. Il n'en reste pas moins que

la publication de ce profil dans une revue étrangère ne peut que donner aux collègues étrangers une fausse représentation de la structure géologique de la Belgique en un de ses points essentiels.

Note 6.- (texte § 1.6.). Le profil publié en 1963 par Graulich date du moment où le sondage de Bolland, loin d'être terminé, n'était arrivé qu'à la profondeur de 750 mètres et n'avait donc pas atteint la Faille des Aguesses, cependant tracée 100 mètres plus bas.

Ce sondage, une fois achevé, s'est montré le plus important des trois. Sa partie inférieure a montré, dans la même succession de couches, la discordance de l'Eodévoniens sur le Calédonien, celle du Frasnien supérieur sur l'Eodévoniens, et la lacune du Dinantien entre le Famennien supérieur et le Namurien. Ces données transposées dans le déroulement paléogéographique ont fait apparaître que ce Calédonien est celui du Massif du Brabant.

Note 7.- (texte § 1.6.). En 1984, Graulich a donné une nouvelle interprétation de la Faille des Aguesses-Asse, radicalement différente des précédentes, mais conservant à cette faille l'ampleur d'un grand charriage. Elle fut suivie d'une note commune de Graulich, Dejonghe et Cnudde (1984) substituant au concept de Synclinorium de Herve que nous avions proposé celui de Synclinorium de Verviers.

Nous avons réfuté l'une et l'autre notes (P. Michot 1986, 1988) d'abord par la voie d'un historique concernant la Faille des Aguesses et des Aguesses-Asse, faisant apparaître que celle-ci est, depuis plus de 40 ans, réléguée au rang d'un chevauchement sans ampleur; ensuite par la voie de l'analyse paléogéographique montrant comment les données géologiques apportées par le sondage de Bolland s'intègrent dans le cadre de la transgression méso-néodévoniennne. Nous y renvoyons le lecteur.

Note 8.- (texte § 2.). Selon F. Geukens (1959) la Faille de Theux ne contournerait le Massif dévono-carbonifère de Theux que par le Nord, l'Est et le Sud; la limitation du Massif par l'Ouest serait le fait d'une autre faille de chevauchement (**le chevauchement de la Fagne**) (*Venn-Ueberschibung*) qui, venant d'Allemagne passerait au Sud de la Faille de Theux pour venir par Hodbomont recouper la Faille de Theux à l'Ouest des Forges Thiry. Le profil transversal que nous envisageons recoupe la Faille de Theux et le Massif de Theux au Nord de ce chevauchement c'est-à-dire conformément au profil classique.

Note 9.- (texte § 3.1.). Le *Seuil paléobrabançon* est le haut fond, fréquemment émergé, d'âge couvinien qui, coïncidant sensiblement avec la zone axiale du Massif calédonien du Brabant ou Bombement brabançon (d'âge asturien), a conditionné sur son versant méridional la transgression mésodévono-frasnienne. C'est un bombement de direction WNW-ESE s'infléchissant vers l'Est suivant la direction W-E; il a affecté la surface d'abrasion épibollandienne, laquelle est issue de l'érosion du *Chaînon bollandien* d'âge emsien moyen de direction W-E.

Note 10.- (texte § 3.6.). Récemment Graulich a, sous une forme différente des précédentes, considéré la Faille des Aguesses-Asse comme un charriage à grand rejet. A la suite de quoi le concept de «Synclinorium de Verviers» (Graulich, Dejonghe et Cnudde, 1984) a été proposé, se substituant avec un autre contenu, à celui de «Synclinorium de Herve» que nous avons antérieurement défini (P. Michot, 1980). Il s'en est suivi une controverse dont le fond porte entièrement sur la réalité de la Faille des Aguesses-Asse, grand charriage ou

seulement chevauchement sans importance (Graulich et Dejonghe, 1986; Graulich, 1986; Coen, 1986; P. Michot, 1986, 1987).

Note 11.- (texte § 4.1.). Le nom de Faille eifélienne a été donné par Malherbe en 1873 à la faille qui, entre Clermont-sous-Huy et Angleur, met en contact le Houiller du Bassin de Seraing avec l'Eodévoniens qui le borde au Sud, et dont les couches étaient alors rangées dans le «Système quartzschisteux eifélien» de A. Dumont. D'où la qualification de eifélienne donnée à la Faille.

Note 12.- (texte § 4.1.). Toutefois il ne nous paraît pas possible, comme le fait Graulich (1976, p. 4) d'identifier la Faille de Magnée à la Faille de Soiron, celle-ci se présentant dans l'état de nos connaissances, comme une faille interne au Massif de la Vesdre.

Note 13.- (texte § 4.1.). Dans le langage de l'Administration des Mines et du monde minier en général, le Bassin houiller de Liège l.s. se subdivise en trois : le Bassin de Liège s.s., le Bassin de Seraing et le Bassin de Herve. Le vocable «bassin» doit être compris, dans ces appellations, comme des subdivisions administratives, des districts miniers dont l'extension répond certes à des raisons géologiques, sans avoir toutefois la signification de Synclinal. C'est chose évidente pour le Bassin de Herve dont le style est celui de grandes plateaux plissés. Pour le Bassin de Seraing, qui renferme le Synclinal de Seraing, l'évocation d'un synclinal n'est valable que partiellement, comme aussi pour le Bassin de Liège s.s. parfois mentionné sous le nom de Synclinal de Liège. Ce dernier qui s'allonge depuis Hermalle-sous-Huy jusque Argenteau-Trembleur n'a pas, sur la totalité de ce parcours, une structure synclinale. Celle-ci n'existe qu'à ses extrémités, ce qui autorise la distinction à l'Ouest d'un Synclinal de Liège-Antheit, et à l'Est, d'un Synclinal de Liège-Herstal. Entre les deux s'étend un tronçon dont la structure transversale, est celle d'une plateaux. Le terme de bassin n'a donc ici que la signification d'un district minier sans implication structurale. Mieux vaut donc pour éviter toute ambiguïté tectonique, n'utiliser ici le terme de bassin que dans le sens conventionnel de district minier.

Quant au terme «houiller» qui qualifie ici le Bassin de Liège, il a trait à cette fraction stratigraphique du Silésien qui constitue le gisement de houille exploitable, c'est-à-dire le Westphalien. C'est dans ce sens conventionnel qu'est utilisé souvent le mot «houiller», et qu'a maintenu E. Humblet dans son mémoire «Le Bassin houiller de Liège» (1941).

Note 14.- (texte § 4.1.). Ces documents graphiques sont d'abord la carte planimétrique à l'échelle du 20.000^e, établie à la profondeur de -200 mètres par rapport au niveau de la mer, soit quelque 350 à 400 mètres sous la surface du Plateau et 250 mètres sous le niveau de la Meuse. Cette carte figure le tracé des principales couches de houille exploitées. Et ensuite les 14 coupes transversales à la même échelle. Dans ces documents nous avons toutefois supprimé, comme non fondés, les concepts de Synclinaux et Anticlinaux transversaux (Synclinal du Horloz, Synclinal de Wandre et Anticlinal de Bressoux) qui sont l'extrapolation incorrecte à l'échelle du Bassin houiller de Liège de faits qui n'ont qu'une réalité ponctuelle.

Note 15.- (texte § 4.1.). En particulier les études publiées par le Centre national de Géologie houillère et par l'Association pour l'Etude de la Paléontologie et de la Stratigraphie houillères.

Note 16.- (texte Appendice I). Selon J. de Macar cette faille affecte les dressants qui devraient former le bord sud de son Bassin de Herve, et dont «les allures ne sont pas assez générales et importantes pour constituer le retour complet de toutes les couches du bassin de Herve». (J. de Macar 1879, p. 216). D'où la Faille de Saint-Hadelin. Cette faille passerait selon lui dans le tunnel du Hasard là où «le calcaire repose en stratification concordante sur le système houiller, sans relèvement en dressant de ce dernier et sans rencontre de son étage inférieur sans houille» (J. de Macar, 1879, p. 216).

L'allusion aux dressants manquants indique que J. de Macar voit dans le «Bassin de Herve» (nova sensu) un synclinal. En réalité il n'y a là qu'une amorce de dressants comme fréquemment dans le Houiller de Herve, de sorte que si la faille est évidente, il n'en est pas de même du synclinal dit «Bassin de Herve».

Plus tard, Fourmarier (1910/b) reconnaîtra qu'il n'y a pas, dans le tunnel du Bay Bonnet, de faille entre le calcaire (dinantien) et le Houiller sous-jacent (voir aussi Graulich, 1976), mais bien un peu plus au Nord : c'est la Faille de Magnée (Fourmarier, 1910). Mais il reste vrai que les plateaux du «Bassin de Herve» sensu J. de Macar se poursuivent jusqu'à proximité immédiate du calcaire dinantien. C'est un fait dont la signification évoluera en fonction de la conception tectonique générale dans laquelle on l'intégrera.

Note 17.- (texte Appendice I). Dans le premier quart de ce siècle, le schéma alpin domina à ce point la pensée géologique que lors du Congrès géologique international de Bruxelles de 1922, à la suite des excursions organisées à cette occasion, la structuration en nappes, lesquelles seraient en outre des plis couchés, a été largement supputée par des géologues alpins (Léon Bertrand, Lagotala, 1926). Toutefois une nouvelle visite des lieux, plus attentive, amena Lagotala à renoncer à cette conception (Lagotala, 1926).

Note 18.- (texte Appendice I). Le rôle de 2^e Branche de la Faille eifélienne est attribuée à la Faille de l'Ourthe sensu 1904-1907) (Fourmarier, 1905, planche I, coupe DD' et planche IV). Il disparaîtra peu après lorsque la Faille de l'Ourthe, avec un nouveau tracé, sera reconnue comme s'intégrant dans la Faille eifélienne (Fourmarier, 1908).

Note 19.- (texte § 4.2.1.). Plus exactement, la zone de relais synclinale est scindée par la Faille des Aguesses en deux tronçons décalés sinistrallement : à l'Ouest, dans le Massif de Seraing-Liège, elle s'étend de Seraing à Kinkempois; à l'Est elle va du Homvent à Ayeneux. Le déplacement latéral cartographique le long de la faille est de 6 Km.

Note 20.- (texte § 4.3.3.). Des failles de type semblable aux décrochements longitudinaux du Massif de Liège-Seraing sont fréquentes dans le Néodévono-Dinantien du flanc sud du Synclinal de Liège-Antheit entre Ben-Ahin et La Mallieue, toutefois avec un rejet moindre. Les stries sur les surfaces de faille observées suivant le sens Sud-Nord font un angle de 20°E avec la verticale dans le plan, ce qui correspond à un coulissage horizontal vers l'Ouest égal au 1/3 de l'affaissement.

Nous avons appliqué cette valeur au complexe Faille-Marie-Faille de Seraing de la région Flémalle-Chokier-Aigremont où le Dinantien-Famennien de la lèvre sud provient de l'affaissement du flanc nord de l'Anticlinale de Flémalle, déjà en voie d'incurvation anticlinale, les couches inclinant ici 50°NE avec une direction nettement transverse à la direction du pli. Pour ces valeurs le déplacement latéral d'une couche est le 1/3 du déplacement de sa trace vue sur une carte planimétrique. Comme sur la carte de Humblet la trace des

couches les plus proches du Dinantien (Désirée, Stenaye) a subi un déplacement de 2 Km., il en résulte que le coulissage latéral proprement dit est de quelque 700 mètres vers l'Ouest.

On peut de la sorte reconstituer approximativement les profils transversaux du Bassin de Liège-Seraing avant le déclenchement des Failles Marie et de Seraing.

Les profils que nous avons ainsi dressés (fig. 4) en partant des coupes de Humblet comprennent le profil relatif au compartiment Nord jusqu'à la Faille de Seraing, et, pour sa partie sud, le profil qui dans le compartiment sud se trouve à 700 mètres à l'Ouest. On établit ainsi les correspondances suivantes :

- au profil X nord de Humblet, fait suite un profil sud à mi-distance entre les profils X et XI;
- au profil XI nord fait suite le profil à mi-distance des profils XI et XII;
- au profil XII nord fait suite approximativement le profil XIII sud.

Notre numérotation dans la fig. 4 est celle de Humblet, mais en chiffres arabes, celle de Humblet étant en caractères romains.

Note 21.- (texte § 4.3.3.). Cette couche forme la base de la Zone d'Oupeye, zone inférieure de l'Assise de Châtelet.

Note 22.- (texte § 4.3.4.). Si l'on se réfère à des couches stratigraphiques supérieures, donc moins profondes dans la structure, la forme d'ensemble reste la même; mais l'ouverture de la cuvette est moindre : par suite de la présence de plis secondaires au versant méridional où les plans axiaux inclinent 45° à 50°S, les dressants progradent de plus en plus vers le centre du synclinal au fur et à mesure que l'on monte dans la série stratigraphique.

Note 23.- (texte § 4.3.6.). Dans la coupe X de Humblet la désignation d'Anticlinale de Cointe est correcte. Il en est de même dans les coupes plus orientales IX, VIII, VII, VI, etc. Par contre dans les coupes occidentales XI, XII, XIII et XIV, l'Anticlinale dénommée Anticlinale de Cointe est l'Anticlinale d'Engihoul, et il n'existe pas ici de prolongement de l'Anticlinale de Cointe.

Note 24.- (texte § 4.4.1.). La Faille de Magnée a été définie par Fourmarier en plusieurs points et à différents moments. D'abord en 1904 dans le ruisseau de la Gargonate au contact du Calcaire carbonifère et du Houiller; puis en 1905, dans la vallée des Fonds de Forêt suivant un contact entre ces mêmes terrains et qui, ici de direction WSW-ENE se prolonge vers l'Est dans le Houiller (Fourmarier, 1905, fig. 1 et carte); enfin en 1910 dans le tunnel du Bay-Bonnet, au sein du Houiller (Fourmarier, 1910, planche X, fig. 2). En 1912 elle est conçue en outre comme affectant le Houiller vers l'Est dans toute l'extension de ce dernier; elle est dès lors promue au rang de Faille eifélienne.

Le nom de Faille de St. Hadelin a été donné d'abord par J. de Macar (1879) à une faille longitudinale supprimant les dressants qui auraient dû faire suite aux grandes plateaux houillères du Pays de Herve. Cette faille était donc sensée séparer un synclinal, dit «Bassin de Herve» par J. de Macar d'une autre unité dite «Bassin de St. Hadelin».

La convention de priorité terminologique devrait donc jouer en faveur de la dénomination de Faille de St. Hadelin. Mais ce même nom a été donné aussi par H. Forir (planchette de Fléron-Verviers 1898) à une fracture longitudinale différente, qui passe au Sud du village de St. Hadelin suivant un autre contact Houiller-Viséen et qui se prolonge vers l'Est dans le Houiller en direction de Petit-Rechain-Dison. Cette dénomina-

tion a été reprise peu après par P. Fourmarier (1904, carte géologique) pour désigner seulement la portion de la faille située à l'Ouest de la Faille de Nessonvaux à tracé transversal, tandis que la portion située à l'Est, elle aussi suivant le contact Houiller-Viséen, est dénommée Faille d'Olne.

Devant cette ambiguïté il vaut mieux abandonner définitivement la dénomination de Faille de Saint-Hadelin au profit de Faille de Magnée, bien définie dans sa position initiale et de plus devenue d'usage courant, ce que Graulich a d'ailleurs déjà proposé (1976).

Le prolongement de la Faille de Magnée vers l'Est, au sein du Houiller reste toutefois incertain en raison des difficultés de l'y déceler. Le tracé qu'en donne Fourmarier (1912) n'est d'abord qu'une figuration de principe, mieux spécifiée vers l'Est (à l'Est de Xhendelesse) dans la suite (Fourmarier 1925, p.B. 40, fig. 3). Graulich lui donne un autre tracé passant par l'église de Xhendelesse, pour l'identifier ensuite, mais sans argumentation, à la Faille de Soiron (Graulich, 1976, pl. 4). Dans l'état actuel de nos connaissances cette assimilation n'est pas possible.

Note 25.- (texte § 4.4.1.). Fourmarier précisait ensuite : «en réalité la ligne de contact anormal qui limite au Sud les exploitations du Plateau de Herve, représente le passage réel du grand charriage du Condroz.

Note 26.- (texte § 4.4.1.). Il y eut encore dans l'intervalle, en 1982, une corrélation de failles différente, proposée par Graulich à l'intention du guide géologique de Robaszynski et Dupuis : la Faille du Tunnel y est raccordée par une courbe synclinale, par dessous le Massif de la Vesdre et le Dinantien de Jusleville, à la Faille d'Oneux à pendage nord, telle que celle-ci avait été conçue par Fourmarier (1901). Ce nouveau profil, lui aussi construit sans argument, a été abandonné deux ans après par son auteur.

Note 27.- (texte § 4.4.2.). Cette écaille comprise entre la Faille du Tunnel et la Faille de Magnée a été dénommée Massif de St Hadelin (Graulich, 1976, p. 2). Cette façon de dénommer une écaille est contraire à l'usage. Elle est d'autant plus à rejeter que le terme de Bassin de St Hadelin avait déjà été appliqué par Fourmarier (1912) au Houiller surmontant la Faille de Magnée et sous-jacent à la Faille de St Hadelin (sensu Forir). Graulich l'abandonna peu après pour en venir aux dénominations de Massif du Tunnel et de Massif d'Ayeneux (1984) plus conformes, lesquelles correspondent aux nôtres.

Note 28.- (texte § 4.4.3.). Faute de pouvoir trouver des noms de localités suffisamment connues, le nom d'Ayeneux servira pour désigner des entités géologiques différentes : Ecaille d'Ayeneux, Synclinal d'Ayeneux.

Note 29.- (texte § 4.4.4.). Dans le détail, le problème pourrait être un peu plus complexe sans le changer fondamentalement. Si l'on suit Graulich (1976, planche 8), la Faille d'Ayeneux, ainsi que le montre une coupe proche de la surface, serait une faille antérieure à la Faille du Tunnel qui la recoupe du moins au méridien du Puits Grande Bure. Ceci signifierait que la remontée des plateaux namuriennes de l'Écaille d'Ayeneux est antérieure à la remontée des plateaux de l'Écaille du Tunnel qui leur sont sous-jacentes. Autrement dit les plateaux namuriennes de l'Écaille d'Ayeneux auraient été remontées une première fois par la Faille d'Ayeneux jusqu'à leur faire chevaucher le Westphalien inférieur de l'Écaille du Tunnel; ensuite celui-ci aurait été remonté en même temps que l'Écaille d'Ayeneux par la Faille du Tunnel, le tout étant transféré sur les plateaux de l'Assise de Genk du gisement charbonnier de Herve.

Note 30.- (texte § 4.4.4.). On pourrait objecter que, dans les Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux, les plis ont un ennoyage Est et qu'ils relèvent donc de l'Aile sérésienne et non pas de l'Aile hervienne dont dépend le gisement charbonnier plus au Nord. Il n'y aurait donc pas lieu de les combiner dans un même profil. Il est aisé de montrer que cette objection, certes correcte, importe peu ici. Les coupes V et VI de Humblet, plus exactement leurs portions méridionales, lesquelles se disposent symétriquement par rapport à la zone d'ennoyage des plis, font voir qu'il n'existe aucune différence entre elles quant à leur allure générale. Celle-ci se modifie donc très peu ici dans la proximité de la zone d'ennoyage.

Note 31.- (texte § 4.4.5.a). Dans sa toute dernière interprétation, Graulich (1984) fait passer une faille plate à 719 m.. Bien que la raison n'en soit pas donnée, on peut la justifier par le fait que la couche Venta à 707 m. et la couche Lairesse à 721 m. sont ici trop proches l'une de l'autre, puisque la stampe courante comprise entre elles est de 80 à 90 mètres. Comme les couches sont en plateau avec une inclinaison de 30°S, la translation de Venta suivant la faille est de quelque 70 à 80 mètres. C'est donc une faille mineure qui ne peut donc être la Faille du Tunnel comme l'indique Graulich (1984, p. 46, 2^e colonne).

Note 32.- (texte § 4.4.5.a). Nous avons adopté comme base du Famennien celle de Graulich (1984, p. 47).

Note 33.- (texte § 4.4.5.b). Si l'on se référait au profil 1984 dessiné par Graulich, on devrait en déduire que l'inclinaison des plateaux ou des couches en position normale se fait vers le Nord avec des valeurs de 45° et même supérieures atteignant la verticale, ainsi que le montrent les structures données aux couches surmontant «sa» Faille de Jusleville, et ce, bien que les valeurs données dans le rapport (1977) soient inférieures à 30° et généralement à 20°.

Ce profil indique en effet, pour le Namurien porté par la Faille de Jusleville-Ayeneux (sensu Graulich 1984), des couches renversées à l'horizontale, voire même au-delà. Or le rapport montre clairement que parmi elles il en est qui sont en position normale. On trouve en effet à la profondeur de 702 m. un banc de 80 cm. constitué par du «Grès passant vers le bas à un poudingue à cailloux de quartz blanc»; de 705 m. à 712 m., une série typiquement en position normale, ainsi libellée : «grès straticulé», inclin. 20°, puis grès quartzite massif à mises grossières, quelques cailloux pisaires de quartz blanc à la base; à la profondeur de 728 m. une «passée de veine» surmontée par des schistes noirs pyriteux à *Anthracoceras...* et ayant comme mur sous-jacent un quartzite à radicales.

Ces bancs en position normale font partie d'une stampe qu'on peut aussi considérer comme telle, puisque sans indications contraires sur toute la hauteur de 695 m. à 812 m.. De plus, est particulièrement étonnante la structure donnée aux couches comprenant la limite Dinantien-Namurien, renversé à l'horizontale au-dessus de la Faille de Jusleville; ces couches seraient affectées de plis en Z renversés, plongeant vers le Nord avec un plan axial inclinant 45°N. *Une telle structure n'existe nulle part dans la déformation varisque en Belgique qui soit visible en surface.* Il n'y a donc pas lieu de l'imaginer dans les conditions obscures d'un sondage, et d'autant moins que l'interprétation des couches qui lui sont associées est erronée ainsi qu'il a été montré plus haut.

Note 34.- (texte § 4.4.10.). J.-M. Graulich (1955) considère que ces petits massifs antéhouillers ne sont pas des lambeaux de poussée reposant sur le Houiller de Herve, mais sont attenants à ce dernier dont ils sont l'émergence vers l'Ouest de son soubassement en voie de surélévation axiale dans ce sens; ils seraient donc la bordure immédiate du Houiller de Herve. L'autre interprétation, celle des lambeaux de poussée, fut avancée par P. Fourmarier, et dans le sens où ceux-ci

auraient été arrachés à la base de la nappe charriée. L'argument avancé ici est que la schistosité existe dans les lambeaux de Kinkempois et de Streupas; par conséquent ils ne peuvent pas dépendre du Synclinorium de Namur où la schistosité ne s'est pas exprimée. On sait aujourd'hui que cette affirmation n'est pas exacte : *dans tout le flanc méridional du Synclinorium de Namur, depuis Presles (Chatelet) jusque Engis, la schistosité existe dans le Couvinien, le Givetien, le Frasnien et même le Famennien inférieur (Huy). Nous considérons que les petits massifs en question sont réellement des lambeaux de poussée, ce qui est bien démontré pour celui de Kinkempois, mais qu'ils proviennent de la bordure méridionale et occidentale du Massif de Herve, ce qui nous rapproche du point de vue de Graulich.*

Note 35.- (texte § 4.4.10.). La Faille des Ag. qui recoupe très obliquement les axes et plans axiaux des plis de l'Aile sérésienne a pour effet, étant donné leur ennoyage vers l'Est, de faire réapparaître dans le massif soulevé au même niveau topographique et en les déportant vers l'Est, des couches qui, dans le massif resté en place, y affleurent à l'Ouest. Nous avons établi la correspondance entre les structures en prenant pour référence les intersections de cette faille avec la zone de relais synclinale. En les schématisant par un point, ces intersections se trouvent, du côté du Massif de Herve, un peu à l'Est du Puits Homvent, et du côté du massif de Seraing, au point de recoupe de la Faille des Aguesses et de la Faille eifélienne (voir fig. 2).

Note 36.- (texte § 4.4.10.). Lohest et Fourmarier (1904) se sont aussi posé le problème du prolongement vers l'Est du Synclinal de Clermont de la région d'Engis. Ils optèrent, pour ce synclinal et pour le Houiller du Bassin de Seraing, en faveur de leur prolongement sous le Massif de Herve, ouvrant ainsi la voie à l'hypothèse du charriage de ce massif sur le Houiller du Synclinal de Namur.

Note 37.- (texte § 4.4.11.). La présence de cette inflexion *sygmoïdale de part et d'autre de la Faille des Aguesses qui la recoupe, indique à la fois la postériorité de cette dernière en même temps que son faible rejet.*

Note 38.- (texte § 5.1.). La remontée axiale vers l'Ouest du Westphalien inférieur dans la région de La Rochette (Aile sérésienne) est de 10°, analogue à celle de la région de Seraing où elle est de 12°. On peut à partir de ces valeurs rechercher l'extension qu'aurait prise vers l'Ouest, au niveau du plateau, le soubassement antéhouiller du Massif de Herve en l'absence de la Faille eifélienne. En partant des plis westphaliens les plus méridionaux, le calcul permet de supputer l'affleurement de la limite Tournaisien-Viséen à la Ferme des Sarts à l'Ouest de Colonster : là serait le point de passage de la Bande tournaisienne qui, partant d'Engis aboutirait à La Rochette. De même la base du Frasnien, qui est ici le sommet du Calédonien, se trouverait au carrefour des auto-routes de Bonnelles. A partir de ce point vers l'W et le NW le Calédonien eût affleuré pour rejoindre à Engihoul le Calédonien de la Bande de Sambre-Meuse.

Quant à la composition stratigraphique du soubassement dévono-dinantien, elle serait très vraisemblablement marquée dans la région de Bonnelles par la lacune du Couvinien et du Givetien comme c'est le cas à Engis. Quant au Dévonien inférieur, présent à Bolland et à Soumagne, mais absent à Engis-Seraing, il se coince dans cet intervalle sans autre précision possible.

Note 39.- (texte § 5.1.). Il s'agit ici du Calédonien autochtone, solidaire du flanc sud du Synclinal de Liège-Antheit, et qu'on ne peut constater comme tel que dans le profil de Huy citadelle-Statte où il est sous-jacent à l'Anticlinal frasnien de Statte et au Synclinal frasnien de Huy. Par contre à Ombret,

sous la terrasse de la Meuse (120 m.), le Calédonien de la Bande de S-M est constitué par le lambeau de poussée ordovicien d'Ombret s'étendant vers l'Est jusqu'à proximité d'Hermalle-sous-Huy. Plus à l'Est il n'affleure que très peu et mal. De sorte que, s'il est bien évident que la surélévation des plis du Dinantien de la région d'Engis doit amener vers l'Ouest le Calédonien autochtone en surface, on ne peut définir cette réalité que dans la région de Huy-Tihange-La Neuville.

Note 40.- (texte § 5.4.). Les manifestations qui marquent le charriage frontal de la chaîne varisque en Belgique s'expriment sans ambiguïté si on conserve à la Faille du Midi et à la Faille eifélienne la signification qui leur a été donnée respectivement dans le Hainaut et dans le Pays de Liège. Dans ces conditions le nom de «*Faille de la Marlagne*» pourrait être réservé à la faille qui charrie le bord nord du Synclinorium de Dinant sur le Calédonien autochtone (et parautochtone) de la Bande de Sambre-Meuse entre Engis et Bouffloulx : elle comprend dès lors les failles que nous avons, au cours de la progression de nos recherches, dénommées *Failles de Sart-Eustache, Faille de Thimensart, faille de Maulenne, Faille de Wépion, Faille de Sart-Bernard, Faille d'Ombret*. Le terme de Charriage du Condroz proposé par Fourmarier (1923) exprime dès lors sans ambiguïté, tout le charriage frontal depuis le Pas-de-Calais jusqu'au-delà de la frontière allemande.

Note 41.- (texte § 6.1.). Un autre type de fracture intervient aussi dans la délimitation en direction du Massif de Theux, comme aussi dans sa structure interne : ce sont des **failles radiales verticales, de direction NNW-SSE transverse aux plis, et postérieures au charriage** (Fourmarier, 1930, 1950, carte géologique 1958). Elles ne relèvent pas du problème structural traité ici. Cependant comme elles n'ont été reconnues qu'assez tardivement (1939), les profils transversaux tracés antérieurement à leur découverte deviennent sujet à caution : ils sont en effet le résultat de la projection, sur un même plan, d'affleurements qui sont de part et d'autre de celui-ci et qui, lorsqu'ils sont séparés par une de ces failles radiales, deviennent, du fait de leur projection double, une source de confusion.

Note 42.- (texte § 6.7.3.). Le nouveau sens donné par Fourmarier à la Faille des Forges Thiry devient une source de confusion. A l'origine en 1901, Fourmarier donne ce nom à la Faille qui, aux Forges Thiry à inclinaison nord, sépare le Houiller du Viséen (1901, p.M. 46, et fig. 5). Peu après, cette dénomination disparaît pour faire place à celle de Faille d'Oneux (1905, pl. II, Coupe GG') et même «*Faille d'Oneux, 2ème branche*» (1906, pl. VI), qui désigne dès lors la Faille en dôme recouvrant le Houiller des Forges Thiry et séparant celui-ci du Viséen : elle délimite la «*Fenêtre des Forges Thiry*». Ce même accident prend ensuite le nom de «*Charriage de Juslenville*» dont le rejet est alors évalué à quelque 30 à 40 Km. (Fourmarier, 1923, fig. 2, p. 515). Néanmoins il est encore désigné plus tard sous le nom de Faille d'Oneux (Fourmarier, 1950; Prodrome, 1954). En 1969, prenant en considération le caractère retourné du Namurien affleurant au pont de Sohan aux Forges Thiry, Fourmarier réintroduit le nom de Faille des Forges Thiry pour désigner cette fois la Faille séparant ce Namurien retourné du Namurien sous-jacent en plis dans la tranchée du chemin de fer (Fourmarier, 1969, fig. 9, p. 155).

Dans cette fonction c'est notre Faille de Juslenville. Nous reprenons dès lors la dénomination de Faille des Forges Thiry (notre fig. 12) pour la fracture séparant le Viséen (retourné) de son substratum namurien (retourné), conformément au sens originel de Fourmarier 1901 : c'est aussi, prolongée vers le Sud, une fracture en dôme, sans signification importante : elle

résulte de l'entraînement différentiel, sous la Faille de Theux, par le charriage du Massif de la Vesdre, des couches renversées et retournées du flanc nord de l'anticlinal de Juslenville-Petite.

Note 43.- (texte § 6.8.2.). Les règles de terminologie demanderaient à ce que cette écaille, puisqu'elle repose sur la Faille Naveau, soit dénommée «Ecaille Naveau». Mais comment comprendre alors que la carrière Naveau n'en fasse pas partie. Mieux vaut alors pour éviter des confusions conserver des dénominations déjà introduites tant que leur contenu reste sensiblement conforme à celui déjà admis, ce qui est le cas pour le viséen retourné du ravin de Hodbomont et pour le Viséen des carrières de la route d'Oneux.

Note 44.- (texte § 6.8.3.). Les carrières de la route d'Oneux ne peuvent donc pas être comptés comme des «Massifs retournés» ainsi que l'admet Graulich (1963, 1984).

Note 45.- (texte § 6.8.3.). Bien que la déformation plastique de la Chaîne varisque en Belgique soit du type synanticlinal, on y connaît deux anticlinaux couchés mineurs, l'un dans les Fonds de Leffe dans la partie centrale du Synclinorium de Dinant, l'autre à Maulusmühle (S. de Trois Vierges), dans le flanc nord du Synclinorium de Neufchâteau. Mais leur racine est redressée à brève distance de leur front, ce qui exclut la considération d'une tectonique en plis couchés. Ils sont en outre déversés en sens inverse : le premier est tourné vers le Nord, le second vers le Sud.

Note 46.- (texte § 6.8.3.). Outre les masses viséennes V1-V2 du ravin de Hodbomont, des carrières de la route d'Oneux et du bas du versant oriental de Juslenville, intervient, comme autre constituant, le calcaire à crinoïdes du Tournaisien inférieur inclinant 60°NNW (s'infléchissant vers le Sud jusqu'à 20°NNW) affleurant dans une excavation dans le versant nord du vallon d'Oneux, en contrebas de la route. Nous lui associons, bien qu'une faille les sépare, la dolomie tournaisienne formant le versant d'une dépression descendant vers Juslenville et en haut duquel se trouve le «Gibet».

Note 47.- (texte § 6.11.1.). Le Psammoquartzite de La Reid a été rapporté par Asselberghs (1946) au Siegenien inférieur S1 et par Fourmarier (1958) au Siegenien en général. Telle est également l'attribution stratigraphique qu'avait faite Steemans sur la base micropalynologique (1981). En raison de la présence d'albite détritique (1 à 2 %) dans sa constitution minéralogique, nous le considérons comme gedinnien, et, plus exactement, comme appartenant à la partie supérieure de cet étage à l'égal des «Psammites de Fooz»; la présence de ce minéral permet en effet de distinguer les couches de cet étage des quartzites du Siegenien où il fait défaut, ainsi qu'on peut le constater dans la région hutoise et plus à l'Ouest. Dans une thèse doctorale (1986) présentée à l'Université de Liège Steemans, revenant sur son attribution antérieure, range également le Psammoquartzite de La Reid à la partie supérieure du Gedinnien.

GLOSSAIRE

Failles du Massif dévono-carbonifère de Theux.

Forges Thiry (Faille des...)

a) Fourmarier (1901).- Faille à inclinaison nord, faisant reposer le Calcaire carbonifère sur le bord nord du Houiller des Forges Thiry. (1901, p. M43, fig. 4; p. M48, fig. 5). Considérée d'abord comme faille inverse refoulant le Calcaire carbonifère vers le Sud sur le Houiller, elle fut ensuite incorporée dans la **Faille d'Oneux** (Fourmarier *sensu* 1905, 1906), charriant vers le Nord le Dinantien de Jusleville sur le Houiller des Forges Thiry.

b) Fourmarier (1969).- Faille qui, à l'intérieur du Massif houiller des Forges Thiry, sépare sa partie supérieure formée de couches retournées, de son substratum formé de plis déversés vers le Nord (1969, p. 145, fig. 6).

c) Michot P (ce mémoire, fig. 10 et 15). Faille séparant sur le pourtour du Massif houiller des Forges Thiry, celui-ci du Dinantien qui le recouvre; c'est l'ancienne **«Faille d'Oneux (2ème branche)»** de Fourmarier 1905, 1906 et la **«Faille inférieure de Jusleville»** F. J1 de Fourmarier 1969 (fig. 6 et 9). Elle n'a aucune signification importante : c'est une surface de décollement interne au flanc renversé à retourné de l'Anticlinal de Jusleville-Petite, et ce sous l'influence du charriage par la Faille de Theux.

Jusleville (Faille de...; Charriage de...)

a) Fourmarier (1901). Faille refoulant à Jusleville le Tournaisien de la Hoegne vers le Nord sur le Viséen de la route de Ronde Haye (1901, Mém. p. 41, fig. 3; p. 48, fig. 5). Considérée comme douteuse, elle est récusée peu après avec ce tracé.

b) Fourmarier (1923). **Charriage de Jusleville**, synonyme de **Faille d'Oneux** (*fato sensu* Fourmarier 1905 à 1954): il refoule le «Massif de Theux» 1923 ou «Nappe de Theux» 1933 sur le Massif houiller des Forges Thiry. Ce «Massif de Theux» ou «Nappe de Theux» comprend le Dinantien-Dévonien de Theux refoulé sur les deux petites fenêtres dites «Forges Thiry» (Houiller) et «du Rocheux» (Viséen).

c) Graulich (1963). - Sens nettement différent du précédent. Faille qui, au sein du Houiller du Massif des Forges Thiry et des sondages de Pepinster I et II, charrie l'ensemble des couches retournées sur un ensemble dit subautochtone (1963a, p. 178 et planche hors-texte). Cette faille se prolongerait vers le Sud sous les «Massifs renversés» dinantiens comprenant le Tournaisien de la vallée de la Hoegne et le Viséen des carrières de Theux et du vallon d'Oneux (1963b, planche hors-texte).

d) Fourmarier (1969). **«Faille inférieure de Jusleville»** marquée F. J1 (p. 145, fig. 6; p. 155, fig. 9): faille délimitant la «petite fenêtre des Forges Thiry» où elle sépare comme antérieurement en 1923, le Houiller du Massif des Forges Thiry du Viséen renversé à retourné qui le recouvre. Cette faille se prolonge vers le Sud, au ravin de Hodbomont par la Faille inférieure d'Oneux F. 01 (Fourmarier 1969, p. 155, fig. 9). Cette faille F. 01, qui surmonte les calcaires viséens retournés du ravin (Fourmarier, 1969, p. 137, fig. 3 et p. 138, fig. 4), n'est autre que l'ancienne Faille d'Oneux 1905-1906. Autrement dit, l'association de la «Faille inférieure de Jusleville» F. J1 de 1969 et de la «Faille d'Oneux» F. 01 de 1969 est l'identique de la «Faille d'Oneux» 1905-1906.

Faille supérieure de Jusleville» marquée F. J2 (Fourmarier 1969, p. 140, fig. 5) est définie dans le versant oriental de la Hoegne au Sud de Jusleville où elle refoule du Tournaisien sur du Viséen. Fourmarier la parallélise avec la Faille d'Oneux marquée F. 02 (Fourmarier 1969, p. 154 et fig. 9, p. 155); cette

dernière existe seulement au ravin de Hodbomont (Fourmarier 1969, p. 137, fig. 3) où elle s'interpose entre la masse principale de Tournaisien et l'écaille tournaisienne qui est à sa base. Autrement dit l'association des Failles F. J2 et F. 02 divise en deux la Nappe de Jusleville *sensu* Fourmarier 1934.

e) Michot P. (1980 et ce mémoire). En principe, même signification théorique que Graulich 1963; une faille interne au Houiller des Forges Thiry (mais avec un tracé différent). C'est une faille charriant l'Anticlinal de Jusleville-Petite, y compris son Namurien renversé et retourné, sur le Houiller du Massif de Pouillou-Fourneau en place ou subautochtone. Son prolongement vers le Sud passe sous le ravin de Hodbomont et sous le vallon d'Oneux, et par conséquent sous les anciennes carrières de «Marbre noir de Theux» (Carrière Naveau).

Marché (Faille de...)

Michot P. (1980 et ce mémoire). Faille inverse refoulant, suivant le vallon de Jévoumont, le Famennien supérieur sur le Tournaisien, tous deux en position renversée vers le Nord.

Marteau (Faille de...)

Gosset (1888). Faille qui, au Nord de la station de Marteau, met en contact le Salmien et le Gedinnien. Admise par Fourmarier (1901, p. 30, fig. 1) comme faille indépendante, elle est ensuite intégrée dans la Faille de Theux pour fermer au Sud la Fenêtre de Theux (Fourmarier, 1905-1906). Elle est plus tard considérée comme inexistante, ce qui oblige à fermer la Fenêtre plus au Sud (Fourmarier, 1923, p. 343).

Mont (Faille de...)

Fourmarier (1906). Faille longitudinale, parallèle à la route de Theux à Mont, et suivant laquelle la dolomie à cherts est refoulée vers le Nord sur la dolomie noire du flanc sud de l'Anticlinal de Jusleville à noyau de dolomie à cherts. Récusée plus tard.

Naveau (Faille ...)

Fourmarier (1969).- Faille qui, dans le ravin de Hodbomont, sépare le «Marbre noir de Theux» du calcaire viséen en couches retournées qui le surmonte.

Oneux (Faille d'...)

a) Fourmarier (1901).- Faille à inclinaison nord, de type inverse, qui, originellement au Nord de la route de Theux à Oneux, met en contact le Tournaisien de Jusleville avec le calcaire viséen de Theux (Fourmarier 1901, p. M41, fig. 3; p. M48, fig. 5). Elle est alors considérée comme faisant remonter le Tournaisien vers le Sud sur le calcaire viséen. Elle est accompagnée immédiatement au Sud d'une faille-annexe, marquée «Faille?» (1901, p. M41, fig. 3), refoulant du Sud vers le Nord le Tournaisien de sa lèvre sud sur le Viséen des carrières de la route de Theux à Oneux.

b) Fourmarier (1905-1906).- Faille ondulante intégrant outre la Faille d'Oneux (*sensu* 1901) et son annexe méridionale, les Failles des Forges Thiry 1901 et de Pouillon-Fourneau 1901 (Fourmarier 1905, planche II, coupe GG'; 1906, planche VII). Cette signification se maintient jusqu'en 1958, date de la publication de la carte géologique de la Feuille de Louveigné-Spa. Cette faille est aussi mentionnée en 1923 sous le vocable de **«Charriage de Jusleville»**, charriant le «Massif de Theux» 1923 sur le Massif houiller des Forges Thiry.

Dans le détail, Fourmarier a utilisé les appellations **«Faille d'Oneux (1ère branche)»** et **«Faille d'Oneux (2ème branche)»** (Fourmarier 1906, planche VI) pour désigner plus spécialement les failles délimitant respectivement la «petite fenêtre d'Oneux» et la «petite fenêtre des Forges Thiry» (Fourmarier 1939, p. 515 et 520).

c) La réintroduction par Graulich (1963a, p. B178) de la dénomination «**Faïlle de Juslenville**» dans un sens proche de celui de «**Faïlle d'Oneux (2ème branche)**» élimine définitivement le terme de «**Faïlle d'Oneux**» dans la région de Juslenville. La «**Faïlle d'Oneux (2ème branche)**» devient chez Fourmarier 1969 la «**Faïlle inférieure de Juslenville**» «F.J1».

d) La dénomination de «**Faïlle d'Oneux**» est dès lors réservée par Fourmarier (1969) à la «petite fenêtre d'Oneux», où elle comporte deux branches, la «**Faïlle inférieure d'Oneux**», «F.01», et la «**Faïlle supérieure d'Oneux**», «F.02», différenciées seulement dans le ravin de Hodbomont (Fourmarier 1969, p. 137, fig. 3; p. 138, fig. 4).

e) Michot P. (1980 et ce mémoire).- Par raison de simplicité, les deux branches F.01 et F.02 sont groupées en une seule, laquelle se prolonge en principe vers le Nord par la «**Faïlle supérieure de Juslenville**», «F.J2», refoulant à l'Est de Juslenville le Tournaisien (et le Famennien sous-jacent) sur le Viséen formant à Juslenville la partie inférieure du versant oriental de la vallée de la Hoegne.

Pouillon-Fourneau (Faïlle de ...)

Fourmarier (1901).- Faïlle mettant en contact le Houiller du Massif des Forges Thiry avec le Viséen qui le borde au Sud (Fourmarier 1901, p. M41, fig. 3; p. M48, fig. 5).

Rocheux (Faïlle du ...)

a) Fourmarier (1901).- Faïlle inverse à inclinaison Sud, refoulant, au Sud de Theux, le Famennien inférieur sur le Tournaisien, tous deux en position normale et inclinant vers le Sud (1901, p. M41, fig. 3; p. M48, fig. 5).

b) Fourmarier (1905-1906).- Faïlle inverse refoulant vers le Nord le Famennien supérieur renversé sur le Tournaisien renversé. Faïlle de peu d'importance, voire hypothétique (1922), datant de la phase de plissement.

c) Fourmarier (1934).- Faïlle de charriage, charriant la Nappe de Spa sur la Nappe de Juslenville 1934 (voir Appendice III).

Theux (Faïlle de ...)

a) **Grande Faïlle courbe de Theux** (Fourmarier 1901).- Faïlle courbe contournant le «bassin» ou «Massif» dévono-carbonifère de Theux par l'Ouest (Johoster, Mont), le Nord (Forges-Thiry, Sohan, Jehanster), et l'Est (Royon, Tiège), le séparant du Gedinnien et du Revinien-Salmien qui l'entourent et sous lesquels il est refoulé. Elle est d'abord interprétée comme faïlle inverse sur tout son pourtour, inclinant vers le Nord aux Forges Thiry, vers l'Est dans sa portion orientale et vers l'Ouest, dans sa portion occidentale, où le Cambrien est charrié sur le Massif de Theux. Sa dynamique est celle d'un bassin carbonifère s'enfonçant sous elle (1901, p. M50).

b) **Faïlle de Theux** (Fourmarier 1905-1906).- La Faïlle courbe de Theux, complétée par la Faïlle de Marteau, devient la Faïlle de Theux délimitant la Fenêtre de Theux. Homologue de la **Faïlle eifélienne de la région de Seraing-Angleur** et de la **Faïlle du Midi**, elle est réunie à ces dernières sous le nom de «**Charriage du Condroz**» (Fourmarier 1923).

Nappes et Ecaïlles du Massif dévono-carbonifère de Theux

C'est surtout à partir de 1933 que P. Fourmarier a utilisé systématiquement le terme de «Nappe» dans l'appellation des entités tectoniques charriées de la partie orientale de la Belgique. Sauf dans le cas de «Nappe du Condroz», utilisé à partir de 1923, ce vocable n'est intervenu auparavant que dans les expressions anonymes de «Nappe charriée inférieure» et «Nappe charriée supérieure», celles-ci se substituant elles-

mêmes à celle de «Massif» antérieurement employé, terme qui n'évoque en rien un charriage. Pour ces mêmes entités ou des entités tectoniques semblables nous avons préféré utiliser le terme d'**Ecaïlles** qui exprime leurs dimensions modestes et surtout le fait que les variations de faciès sédimentaire qui se présentent de l'une à l'autre sont de l'ordre de celles qu'on rencontre au sein d'un même synclinorium, bien en deçà des différences qu'on leur connaît entre nappes alpines où elles impliquent de toute évidence des domaines sédimentaires originels bien séparés.

Herve (Nappe de ...)

Fourmarier (1933).- Nouvelle désignation du Massif de Herve considéré comme charrié par la Faïlle des Aguesses; elle est limitée au Sud par la Faïlle de Magnée, prolongement de la Faïlle eifélienne ou tout au moins sa branche principale (Fourmarier 1933, p. 250-251).

Hodbomont (Nappe de ...; Ecaïlle de ...)

Fourmarier (1969, p. 137).- Nom donné à titre provisoire à «l'unité tectonique formée essentiellement, à l'endroit du ravin de Hodbomont, par des calcaires du Viséen inférieur et moyen en allure retournée». Elle y a à sa base la Faïlle de charriage Naveau, et y est surmontée par la Faïlle inférieure d'Oneux F.01 (Fourmarier 1969, fig. 3). Cette nappe contient également le calcaire viséen inférieur et moyen des carrières de la route d'Oneux.

Michot P (1980 et ce mémoire).- Dénommée «Ecaïlle», cette entité tectonique contient, en plus du Viséen retourné du ravin de Hodbomont et du Viséen des carrières de la route d'Oneux, le Viséen formant à Juslenville la partie inférieure du versant oriental de la vallée de la Hoegne, la dolomie tournaisienne du «Gibet» ainsi que le calcaire crinoïdifère voisin en falaise au Nord de la route d'Oneux.

Juslenville (Nappe de ...; Ecaïlle de ...)

a) Fourmarier (1934) dénomme «Nappe de Juslenville» l'entité tectonique formée par le Dinantien de la région de Theux-Juslenville au Nord de la Faïlle du Rocheux (Fourmarier *sensu* 1934), réserve faite des calcaires viséens exploités dans les carrières du ravin d'Hodbomont et de la route d'Oneux. Reposant sur la Faïlle d'Oneux (Fourmarier *sensu* 1905-1906), elle est aussi dénommée «Nappe d'Oneux» (Fourmarier 1950, p. 190, fig. 9).

b) Michot P. (ce mémoire) désigne sous le nom d'Ecaïlle de Juslenville l'entité tectonique comprise entre la Faïlle de Juslenville (*sensu* Michot) et la Faïlle Naveau. Elle comprend donc l'Anticlinal de Juslenville-Petite et dans sa partie méridionale le «Marbre noir de Theux» naguère exploité à Theux.

Oneux (Nappe d'...)

Fourmarier (1950, p. 190, fig. 9).- Identique à la «Nappe de Juslenville» 1934.

Oneux-Spa (Ecaïlle d'...)

Michot P. (1980 et ce mémoire).- Ecaïlle limitée à sa base par la Faïlle d'Oneux (*sensu* Michot 1980 et ce mémoire). Elle comprend la «Nappe de Spa» de Fourmarier 1934 et son soubassement tournaisien (localement avec Famennien supérieur) jusqu'à la Faïlle d'Oneux.

Spa (Nappe de ...)

Fourmarier (1934).- Ensemble charrié par la Faïlle du Rocheux (*sensu* Fourmarier 1934). Il comporte le Dévonien défini par la coupe Franchimont-Marteau et son soubassement calédonien, ainsi que localement, au Nord, le Tournaisien solidaire du Famennien de Franchimont.

Theux (Massif de ...; Nappe de ...)

Fourmarier (1923b, p. 515, fig. 2) utilise dans le sens tectonique le terme de «Massif de Theux» pour désigner l'entité refoulée sur le Massif houiller des Forges Thyry par la Faille d'Oneux (*sensu* Fourmarier 1905-1906) dite aussi «**Charriage de Juslenville**» (Fourmarier *sensu* 1923); c'est le Massif dévono-carbonifère de Theux s'étendant vers le Sud jusqu'à la Faille de Marteau, non compris le Houiller des Forges Thyry et les calcaires dinantiens de Theux et de la route d'Oneux formant respectivement les «petites fenêtres des Forges Thyry et d'Oneux». Cette même entité tectonique est désignée plus tard sous le nom de «Nappe de Theux» (Fourmarier, 1933, p. B259). Cette appellation tombe ensuite d'elle-même, cette nappe ayant été subdivisée en «Nappe de Juslenville» et «Nappe de Spa» (1934).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANCION, Ch., 1942.-L'évolution tectonique du Bassin de Seraing. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, 65, Mém. : 86-132.
- ANCION, Ch., VAN LECKWYCK, W. et UBAGHS, G., 1963/a.- Sur l'âge famennien des grès du Val Dieu et l'existence d'une lacune stratigraphique entre Namurien et Famennien dans la vallée de la Berwinne. *Acad. roy. de Belg.; Bull. cl. des Sc.; Bruxelles*, 5^e série, 29 : 488-492.
- ANCION, Ch., VAN LECKWYCK, W. et UBAGHS, G. 1963/b.- A propos de la bordure méridionale du Synclinal de Liège, à l'aval de Liège : la ride famennienne de Booze-Le Val Dieu, à la limite septentrionale du plateau de Herve. *Ann. Soc. géol. de Belg.*; 66 : M 299-335.
- BERTRAND, L., 1926.- Quelques suggestions à propos de la tectonique de l'Ardenne. 13^e Congrès géol. intern. Bruxelles 1922. Comptes-rendus, III : 1771-1775.
- BERTRAND, M., 1894.- Etudes sur le bassin houiller du Nord et sur le Boulonnais. *Ann. des Mines, Paris. 9^e série*, V : 569-635.
- COEN, M., CONIL, R. et DERYCKE, Ch. 1982.- Datation et polarités dans le Dinantien de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 105 : 131-134.
- CONIL, R., 1964/a.- Localités et coupes types pour l'étude du Tournaisien inférieur. *Acad. roy. de Belg., cl. des Sc.*, 2^e série. Mém. in 4^o; 15 (4).
- DELMER, A. et GRAULICH, J.-M. 1959. - Solution de quelques problèmes de stratigraphie houillère par la découverte de niveaux à goniatites. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 67 : 425-454.
- DEWALQUE, G., 1899.- La faille eifélienne et son rôle de limite. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 26 : 114-116.
- DEWALQUE, G. 1905.- Essai de carte tectonique de la Belgique et des provinces voisines.
- DORLODOT, H. de, 1901.- Genèse de la Faille de Theux. *Ann. Soc. géol. de Belg.*, 28 : M 151-160.
- DUMONT, A.H., 1832.- Mémoire sur la constitution géologique de la Province de Liège. Bruxelles. M. Hayez. Imprimerie de l'Académie royale.
- DURST, H., 1985.- Interpretation of the Reflection-seismic Profile across the Northwestern Stavelot-Massif and its Northern Foreland. *Neues Jahrb. Geol.-Paläont. Abh.*, 171 : 441-446.
- FORIR, H., 1898.- Carte géologique. Feuille Seraing-Chênée. 40/000e.
- FORIR, H., 1898.- Carte géologique. Feuille Fléron-Verviers. 40/000e.
- FORIR, H., 1899.- La Faille eifélienne à Angleur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 26 : B117-124.
- FOURMARIER, P., 1901.- Le bassin dévonien et carboniférien de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 28 : M27-53.
- FOURMARIER, P., 1904a.- Le prolongement de la faille eifélienne à l'Est de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 31 : M107-136.
- FOURMARIER, P., 1904b.- Allure du terrain houiller et du calcaire carbonifère sous la faille eifélienne (en coll. avec Lohest, M.). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 31 : M573-577.
- FOURMARIER, P., 1905.- La limite méridionale du bassin houiller de Liège. Publ. du Congr. intern. des Mines, Métall., etc., sect. de géol. appl., 1^{ère} question : 1-17.
- FOURMARIER, P., 1906.- La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 33 : M109-138.
- FOURMARIER, P., 1907.- La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 34 : M15-124.
- FOURMARIER, P., 1908.- La terminaison occidentale de la faille de l'Ourthe. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 35 : M35-46.
- FOURMARIER, P., 1910a.- Le Coblencien au sud de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 37 : M135-144.
- FOURMARIER, P., 1910b.- Sur la structure de la partie méridionale du bassin houiller de Herve. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 37 : M219-234.
- FOURMARIER, P., 1910c.- Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Chênée n° 134. Service géologique de Belgique.
- FOURMARIER, P., 1912.- Les résultats des recherches par sondage au sud du bassin houiller de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 39 : M587-682.
- FOURMARIER, P., 1913.- Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la faille du Midi dans le Hainaut. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 40 : 191-234.
- FOURMARIER, P., 1920.- A propos de la faille des Aguesses. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 42 : B90-106.
- FOURMARIER, P., 1922.- Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. Congr. géol. intern. Livret-guide des excursions. Excursion C2.
- FOURMARIER, P., 1923.- L'évaluation de l'importance des phénomènes de charriage en Belgique et dans les régions voisines. C.R. de la session 13^e Congr. géol. intern. Bruxelles 1922 : 507-516.
- FOURMARIER, P., 1925.- Quelques observations sur la tectonique du Houiller du Pays de Herve. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 49 : 32-47.
- FOURMARIER, P., 1926.- Compte-rendu de l'excursion C2 de la 13^e session du Congr. intern. Publ. Congr. géol. Bruxelles 1922 : 1766-1772.
- FOURMARIER, P., 1928a.- Compte-rendu de la session extraordinaire de la Soc. géol. de Belg., septembre 1928. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 51 : B359-383.
- FOURMARIER, P., 1928b.- Les relations du «Massif de la Vesdre» et du Synclorium de Dinant. *Ac. roy. de Belg., cl. Sc., Bull. 5^e ser.*, 14 : 396-403.
- FOURMARIER, P., 1931.- Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 54 : 363-384.
- FOURMARIER, P., 1933.- Observations sur l'estimation de l'importance du transport suivant le «Charriage du Condroz». *Ann. Soc. géol. Belg.*, 56 : B249-259.
- FOURMARIER, P., 1934.- Vue d'ensemble sur la géologie de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, Mém. in 4^o, années 1933-1934.
- FOURMARIER, P., 1939a.- La position stratigraphique et tectonique du marbre noir de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 62 : B484-490.
- FOURMARIER, P., 1939b.- Quelques observations nouvelles sur la tectonique de la partie nord de la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 62 : B514-524.
- FOURMARIER, P., 1940a.- Une observation nouvelle sur la nature du contact entre le marbre noir de Theux et le calcaire V2a. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 63 : B363-367.
- FOURMARIER, P., 1940b.- Deux observations nouvelles sur la géologie de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 63 : B369-374.
- FOURMARIER, P., 1941a.- Quelques considérations nouvelles sur la tectonique profonde dans le nord de la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 64 : B206-209.
- FOURMARIER, P., 1941b.- Compte-rendu des excursions du 27 juillet dans le Pays de Theux et du 31 août dans la région de Remouchamps et de Nonceveux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 64 : B295-302.
- FOURMARIER, P., 1944.- Sur la position tectonique du marbre noir de Theux sur la rive droite de la Hoegne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 67 : B141-145.
- FOURMARIER, P., 1949.- La zone failleuse de Sasserotte-Le Rocheux dans la Fenêtre de Theux sur la rive droite de la Hoegne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 72 : B185-191.

- FOURMARIER, P., 1950a.- Le faciès «Macigno de Souverain-Pré» du Famennien dans la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 73: B49-52.
- FOURMARIER, P., 1950b.- Le Dévonien moyen dans la «Fenêtre de Theux». *Ann. Soc. géol. Belg.*, 73: B171-182.
- FOURMARIER, P., 1950c.- Compte-rendu de la session extraordinaire de la Soc. géol. de Belg. et de la Soc. belge de Géol., tenue à Liège, Theux et Spa du 15 au 18 septembre 1950. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 73: B151-218.
- FOURMARIER, P., 1951.- Remarque au sujet des charriages dans le Pays de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 74: 99-104.
- FOURMARIER, P., 1952.- Trois coupes méridiennes dans la terminaison nord-orientale du Synclinorium de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 75: B167-174.
- FOURMARIER, P., 1954.- Tectonique. In Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Publ. spéc. Soc. géol. Belg.*
- FOURMARIER, P., 1955.- Réflexion au sujet de la Faille du Rocheux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 78: B191-199.
- FOURMARIER, P., 1958.- Carte géologique. Feuille Louveigné-Spa. 1/25.000e. *Service géologique de Belgique.*
- FOURMARIER, P., 1969.- Remarques au sujet de la tectonique de la partie nord de la Fenêtre de Theux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 92: B131-158.
- FOURMARIER, P., ANCION, Ch., VAN LECKWYCK, W. & UBAGHS, G., 1945.- Compte-rendu de l'excursion de la Soc. géol. de Belg. et de la Soc. belge de Géol. les 22, 23, 24 et 25 septembre 1945. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 68: B252-318.
- FOURMARIER, P. & CONIL, R., 1964.- Le lambeau de Tournaisien inférieur au Nord de Polleur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 83: B297-303.
- GEUKENS, F., 1959.- Het pseudotektonisch venster van Theux. *Meded. van Koning. Vlaamse Acad. voor Wetensch., lett. en sch. kunst. van Belg.*, Kl. wetensch., 21 (7): 1-8.
- GEUKENS, F., 1962.- Ueberblick über die tektonischen Beziehungen zwischen dem massif von Stavelot (Hohes Venn), dem Vesdre-Massif und dem Massif von Herve. *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 3 (3): 1145-1154.
- GEUKENS, 1981.- Cross-sections through the Belgian Variscan Massif. *Geologie en Mijnbouw*, 60, 1: 45-48.
- GRAULICH, J.-M., 1955.- La Faille eifélienne et le Massif de Herve. Ses relations avec le Bassin houiller de Liège. Mém. expl. Cartes géol. et Min. de la Belg., *Serv. géol. Belg.*, Mém. 1.
- GRAULICH, J.-M., 1961.- Le sondage de Wépion. Mém. expl. des cartes géol. et Min. de la Belg., *Serv. géol. Belg.*, Mém. 2.
- GRAULICH, J.-M., 1963a.- Les sondages de Pépinster. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 86: B165-178.
- GRAULICH, J.-M., 1963b.- Excursion du 15 juin 1963. Visite des sondages du Service géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 86: B589-598.
- GRAULICH, J.-M., 1975a.- Le sondage de Hermalle-sous-Argenteau. *Serv. géol. Belg.*, Prof. Paper n° 4.
- GRAULICH, J.-M., 1975b.- Le sondage de Bolland. *Serv. géol. Belg.*, Prof. Paper n° 9.
- GRAULICH, J.-M., 1976.- Le Massif de Saint-Hadelin. *Serv. géol. Belg.*, Prof. Paper n° 5.
- GRAULICH, J.-M., 1977a.- Le sondage de Soumagne. *Serv. géol. Belg.*, Prof. Paper n° 2.
- GRAULICH, J.-M., 1977b.- Le sondage de Soiron. *Serv. géol. Belg.*, Prof. Paper n° 3.
- GRAULICH, J.-M., 1984.- Coupe géologique passant par les sondages de Hermalle-sous-Argenteau, Bolland, Soumagne, Soiron, Pepinster 2 et 1 et Jusleville. Commentaires. *Soc. belg. Géol.*, 93: 45-49.
- GRAULICH, J.-M., 1986.- Réponse à Monsieur Paul Michot au sujet de son article sur la Faille des Aguesses-Asse et le sondage de Porcheresse. *Soc. belg. Géol.*, 95: 27-31.
- GRAULICH, J.-M. & DEJONGHE, L., 1986.- Le bien-fondé de la notion du Synclinorium de Verviers. *Soc. belg. Géol.*, 95: 35-43.
- GRAULICH, J.-M., DEJONGHE, L. & CNUUDE, C., 1984.- La définition du Synclinorium de Verviers. *Soc. belg. Géol.*, 93: 79-82.
- KAISIN, F., sr., 1925.- L'Ardenne, pays de nappes. *Rev. Quest. Scient. Louvain*, 4e sér., 7: 1-32.
- KAISIN, F., sr., 1936.- Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. Inst. géol. Louvain*, 11, 368 p.
- KLEIN, Cl., 1977a.- La limite méridionale de la Fenêtre de Theux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 284, D: 425-428.
- KLEIN, Cl., 1977b.- L'intérêt tectogénique de la Fenêtre de Theux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 284, D: 1155-1158.
- KLEIN, Cl., 1980.- L'intérêt tectogénique de la discordance post-calédonienne en Ardenne. *Soc. belg. Géol.*, 89, 1: 1-54.
- LAGOTALA, 1926.- Quelques impressions au sujet de la tectonique de l'Ardenne. *13e Congr. géol. intern. Bruxelles 1922. Comptes-rendus*, III: 1776-1780.
- LAMBRECHT, L., 1958.- Notes sur la constitution du massif namurien d'Angleur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 81: 223-238.
- LAMBRECHT, L. & SWINNEN, J., 1958.- Compte-rendu de l'excursion du 28 juin 1958 dans la région d'Angleur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 81: 521-528.
- LOHEST, M., 1899.- Relations entre les bassins houillers belges et allemands. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 26: 125-129.
- LOHEST, M., 1904.- Les grandes lignes de la géologie des terrains primaires de la Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 31: M219-232.
- LOHEST, M. & FOURMARIER, P., 1904.- Allure du Houiller et du Calcaire carbonifère sous la faille eifélienne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 31: 573-577.
- LOHEST, M. & FOURMARIER, P., 1909.- Les grandes lignes de la Géologie et de la Tectonique des terrains primaires de la Belgique. *Imprimerie Vaillant-Carmanne*, Liège.
- LOHEST, M. & FOURMARIER, P., 1922.- Traversée orientale de la Belgique. *13e Congr. intern. Bruxelles 1922. Livret-guide*, exc. A1.
- MACAR, J. de, 1877.- Notes sur quelques synonymies de couches. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 4: 8-25.
- MACAR, J. de, 1879a.- Etude sur les failles et les synonymies dans les bassins houillers de Liège et de Herve. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 6: 177-223.
- MACAR, J. de, 1879b.- Le bassin de Liège. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 6, pl. 1-7.
- MALHERBE, R., 1873.- Le système houiller de la Province de Liège. *Acad. roy. Belg., cl. Sc. Mémoire couronné.*
- MALHERBE, R. & FLAMACHE, 1879.- Carte générale des Mines. Bassin houiller de Liège. Administration des Mines.
- MEISSNER, R., BERTELSEN, H. & MURAWSKI, H., 1981.- The Skinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany. *Nature*, 290, 2508: 399-401.
- MICHOT, P., 1928.- La Bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosse et Bouffloux. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 51: M37-105.
- MICHOT, P., 1931.- La Faille du Bois d'Ausse et ses relations probables avec la Faille de Sart-Bernard. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 54: 267-274.
- MICHOT, P., 1932a.- La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Dave et le Samson. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 55: 129-144.
- MICHOT, P., 1932b.- La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Huy et Ombret. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 55: M73-94.
- MICHOT, P., 1944a.- Structure du Dévonien bordant au nord la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Buzet et Sart Saint-Laurent. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 68: 67-75.
- MICHOT, P., 1944b.- La bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosse et la Meuse. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 68: 75-112.
- MICHOT, P., 1969.- La Faille d'Ombret. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 92: 243-254.
- MICHOT, P., 1978.- La Faille mosane et la Phase hyporogénique bollandienne, d'âge emsien, dans le Rameau calédonien condruso-brabançon. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101: 321-335.
- MICHOT, P., 1980.- Belgique. In Géologie des Pays européens. Tome France-Belgique-Luxembourg. *26e Congr. géol. intern. Paris 1980*, Dunod: 485-576.
- MICHOT, P., 1986.- De la Faille des Aguesses-Asse, par le sondage de Porcheresse, à l'invalidation du concept de Synclinorium de Verviers. *Soc. belg. Géol.*, 95: 9-25.

- MICHOT, P., 1988.- «Synclinorium de Herve» versus «Synclinorium de Verviers». Faille des Aguesses-Asse : chevauchement ou grand charriage. *Soc. géol. Belg.*, (sous presse).
- MICHOT, P. & PIRLET, H., 1986.- L'Eodévonien du Massif de Theux et la lacune de l'Eodévonien supérieur. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 109: 547-555.
- PASTIELS, A., 1960.- Les lamellibranches non marins de la zone à *Lenisulcata* de Belgique (Namurien et Westphalien A). Centre national de géologie houillère. Publication n° 2.
- RAUCQ, P., La tectonique du Houiller dans la région de Dalhem et de Val Dieu. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 65: M70-85.
- STEEMANS, Ph., 1981.- Etude stratigraphique des spores dans les couches de transition Gedinnien-Siegenien à Nonceveux et Spa. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 104: 41-59.
- STEEMANS, Ph., 1986.- Palynostratigraphie de l'Eodévonien. Thèse déposée à la biblioth. de l'Inst. de Géol. de l'Univ. de Liège.
- SWINNEN, J., 1958.- Observations sur la tectonique des massifs de Streupas et de Kinkempois. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 81: 209-221.
- UBAGHS, G., 1943.- Découverte d'une faune famennienne au lieu-dit Booze, près de Barchon. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 66: 113-111 .
- VANDENVEN, G., 1978.- Géologie de l'autoroute E9 entre Chênée et Beaufays. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101: 121-126.
- WALTER, R., 1982.- Europe 1 : Proposal for a deep test-hole through the Stavelot-Venn Anticline, Federal Republic of Germany. *Publ. Natuurhist. Limb.*, 32: 59-62.
- WALTER, R. & WOHLBERG, J., 1985.- Proposal for an ultra-deep research borehole in the Hohes Venn Area (West Germany). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 171: 1-16.

TABLEAU DES FIGURES

	Pages
Fig. 1.- Le Synclinorium de Herve dans ses relations avec les unités structurales environnantes	104
Fig. 2.- Structure d'ensemble du Bassin houiller du Pays de Liège	113
Fig. 3.- Carte planimétrique des couches de houille du Bassin houiller de Liège l.s.	116
Fig. 4.- Profils transversaux dans le Massif houiller de Liège-Seraing reconstitués pour la période clôturant la phase de plissement proprement dite, donc antérieure aux coulissements longitudinaux des Failles Marie et de Seraing	117
Fig. 5.- La zone de relais de plis synclinale dans le Massif de Liège-Seraing, en plan	119
Fig. 6.- Massif de Herve. Allure générale des profils transversaux des couches dans l'Aile hervienne et l'Aile sérésienne	122
Fig. 7.- Massif de Herve. Schéma montrant, sur la base de leur structure stratigraphique interne, les relations structurales entre le gisement charbonnier de Herve (au Nord) et les Ecailles du Tunnel (au centre) et d'Ayeneux (au Sud) au méridien tectonique d'Ayeneux	123
Fig. 8.- Les sondages de Soumagne et de Soiron et leur raccord	126
Fig. 9.- L'Anticlinorium du Condroz avant la phase des charriages, et ses relations avec le Synclinorium de Herve	134
Fig. 10.- Jusleville-Petite. Structure en plan du Viséen du flanc nord renversé vers le Nord de l'Anticlinorium tournaisien de Jusleville-Petite, et de ses ailes latérales retournées sur le Massif houiller des Forges Thiry	140
Fig. 11.- Massif houiller des Forges Thiry. Coupe transversale du Houiller de la tranchée du chemin de fer des Forges Thiry	142
Fig. 12.- L'Anticlinorium tournaisien de Jusleville-Petite déversé vers le Nord et remanié par le charriage	142
Fig. 13.- Reconstitution, avant le charriage, du Synclinal viséen de Hodbomont dont provient l'Ecaille de Hodbomont	144
Fig. 14.- Coupe transversale suivant la vallée de Theux à Marteau montrant dans l'Ecaille d'Oneux-Spa le déversement des plis vers le NNW	146
Fig. 15.- Coupes transversales successives d'Ouest en Est dans l'Anticlinorium en genou de Franchimont	147
Fig. 16.- Esquisse structurale planimétrique du Dinantien de la partie septentrionale du Massif dévono-carbonifère de Theux (Fenêtre de Theux)	149
Fig. 17.- Structure transversale du Massif dévono-carbonifère de Theux suivant la vallée de la Hoegne entre les Forges Thiry et Franchimont	152
Fig. 18.- Reconstitution de la structure plissée du Massif dévono-carbonifère de Theux immédiatement après la phase de plissement	153
Fig. 19.- Essai de reconstitution planimétrique des relations structurales existant avant le charriage entre le Synclinorium de Dinant et le Synclinorium de Herve	156
Fig. 20.- Coupe transversale du Synclinorium de Herve passant par les sondages de Bolland, de Soumagne, de Soiron, de Pépinster I et II et la Fenêtre de Theux	160
Fig. 21.- Reproduction de la coupe Richelle-Theux dessiné par A.H. Dumont en 1830	166
Fig. 22.- Reproduction de la coupe du charriage frontal au droit de la Fenêtre de Theux par P. Fourmarier en 1907	168
Fig. 23.- Reproduction de la «Coupe schématique passant par les sondages de Pépinster» par P. Fourmarier en 1912	169
Fig. 24.- Reproduction de la carte montrant l'«Extension possible du houiller d'après le sondage de Jusleville» telle que la concevait P. Fourmarier en 1913	170

TABLE DES MATIERES

	Pages
1.- Préambule	103
2.- Introduction	106
3.- Chapitre premier.- Les enseignements principaux découlant des sondages de Bolland, de Soumagne et de Soiron	107
3.1.- La transgression néodévonienne sous Bolland	107
3.2.- Le Massif calédonien du Brabant sous Bolland	108
3.3.- L'Eodévoniien de Bolland sous le flanc nord du Synclinal de Liège-Herstal	108
3.4.- L'âge gedinnien inférieur du plissement calédonien dans le Brabant	109
3.5.- La Phase hyporogénique bollandienne (néocalédonienne)	109
3.6.- La Faille des Aguesses-Asse	110
3.7.- L'autochtonie du Massif houiller de Herve	110
3.8.- La lacune du Dinantien et son extension	110
3.9.- La couverture néodévono-carbonifère aux sondages de Bolland-Soumagne-Soiron et son soubassement à comportement monolithique	110
3.10.- La dysharmonie structurale de la déformation varisque	111
Conclusions	111
4.- Chapitre deuxième.- Le Bassin houiller de Liège, l.s.	112
4.1.- Généralités	112
4.2.- Vue d'ensemble	113
4.3.- Le Massif houiller de Liège-Seraing	114
4.3.4.- Le couple occidental Synclinal de Liège-Antheit/Anticlinal de Flémalle	115
4.3.5.- L'Anticlinal d'Engihoul	118
4.3.6.- Le couple oriental Synclinal de Liège-Herstal/Anticlinal de Cointe	118
4.3.7.- La Zone de relai de plis synclinale et le mode de relai des Anticlinaux de Flémalle et de Cointe	119
4.3.8.- Conclusion	120
4.4.- Le Massif houiller de Herve	120
4.4.1.- Introduction	120
4.4.2.- Généralités	121
4.4.3.- L'Aile hervienne du gisement charbonnier de Herve	122
4.4.4.- Les Ecailles du Tunnel et d'Ayeneux	122
4.4.5.- Les sondages de Soumagne et de Soiron	123
a) Le sondage de Soumagne	123
b) Le sondage de Soiron	125
4.4.6.- Synthèse structurale du Silésien traversé par les sondages de Soumagne et de Soiron	128
4.4.7.- Réfutation d'une structure en plis couché dans le Silésien aux sondages de Soumagne et de Soiron	130
4.4.8.- Conclusion	130
4.4.9.- Le soubassement du Massif houiller de Herve	131
4.4.10.- L'Aile sérésienne du Massif houiller de Herve	132
4.4.11.- L'Aile sérésienne du Massif houiller du Pays de Liège, l.s.	133

5.- Chapitre troisième.- L'Anticlinorium du Condroz	133
6.- Chapitre quatrième.- La structure du Massif dévono-carbonifère de Theux	135
6.1.- Généralités	135
6.2.- Problématique du Massif de Theux	136
6.3.- Historique	137
6.6.- L'Anticlininal de Jusleville, l'Ecaille de Jusleville et le Massif de Pouillou-Fourneau	141
6.6.- L'Anticlininal déversé de Jusleville-Petite	139
6.7.- La Faille de Jusleville, l'Ecaille de Jusleville et le Massif de Pouillou-Fourneau	141
6.8.- L'Ecaille de Hodbomont	143
6.9.- Le Marbre noir de Theux	144
6.10.- La signification tectonique de l'Ecaille de Hodbomont dans la structure générale	145
6.11.- L'Ecaille d'Oneux-Spa	145
6.12.- La liaison structurale entre le Massif de Herve et le Houiller des Forges Thiry. Les sondages de Pépinster 1 et 2	150
6.13.- La structure transversale du Massif dévono-carbonifère de Theux	152
7.- Chapitre cinquième.- Le Massif de la Vesdre	154
7.1.- Généralités	154
7.2.- Historique	154
7.3.- L'extension latérale du Massif de la Vesdre et la zone de relais de plis anticlinale de Ohe-Tancrémont	155
7.4.- Le prolongement de la Zone de relais de plis anticlinale d'Ohe-Tancrémont dans le Massif de Theux ..	157
7.5.- La structure unitaire du Massif de la Vesdre et de sa liaison avec le Synclinorium de Dinant	157
7.6.- Le Massif de la Vesdre et sa liaison avec le Massif de Theux	158
7.7.- Le «Synclinorium de la Vesdre», et son emplacement dans le Massif de Theux	159
7.8.- La phase des charriages dans le Synclinorium de Herve	159
7.9.- Le charriage au méridien d'Aachen (Aix-la-Chapelle)	162
8.- Conclusions générales	163
Appendice I.- Aperçu historique sur le développement des idées sur la structure du Bassin houiller du Pays de Liège	166
Appendice II.- Le pli couché de Jusleville	171
Appendice III.- La Faille du Rocheux. Historique et critique	172
Notes	174
Glossaire	
Failles du Massif dévono-carbonifère de Theux	180
Nappes et Ecailles du Massif dévono-carbonifère de Theux	181
Références bibliographiques	182
Tableau des figures	185
Table des matières	187