

## LA « GRANDE BRÈCHE » VISÉENNE EST UN OLISTHOSTROME SON ROLE DANS LA CONSTITUTION DU GÉOSYNCLINAL VARISQUE EN BELGIQUE (\*)

par H. PIRLET, Dr. Sc. (\*\*)

(17 fig. dans le texte, 3 fig. hors-texte et 1 Pl. photographique)

### ABSTRACT

The « Grande Brèche » of the Upper Viséan, the so-called « V3a » of Landelies and the Dinant synclinorium, is in general interstratified in the upper part of the Carboniferous Limestone. Until now the breccia has been regarded as sedimentary.

The breccia, which is oblique with respect to certain stratigraphic levels, has erosive contacts with both its floor and its roof, and appears to be the cause of local repetition of some stratigraphic horizons. It contains blocks dated as Tournaisian, Viséan (even the extreme upper part of the Upper Viséan) as well as Namurian. The breccia, which has no sedimentary matrix, is dynamic in origin and constitutes an olisthostrome. The « thrust-sheet » which overlies it is an enormous olistolith, derived from the south, which slid over the breccia.

This dynamic breccia, which was folded during the Asturian phase, was emplaced after the Namurian but before the principal Variscan fold phase in Belgium.

### RÉSUMÉ

La « Grande brèche » du Viséen supérieur, dite « V3a » du synclinorium de Dinant et de Landelies est en général interstratifiée dans la partie supérieure du Calcaire carbonifère. Jusqu'à présent, elle était considérée comme sédimentaire.

La brèche qui est oblique par rapport à certains niveaux stratigraphiques, érode son mur et son toit et permet localement la répétition de certains niveaux stratigraphiques. Elle contient des blocs qui proviennent du Tournaisien, du Viséen et même de la partie tout à fait supérieure du Viséen supérieur ainsi que du Namurien. La brèche, qui n'a aucune matrice sédimentaire, est d'origine dynamique et constitue un olisthostrome. Le « lambeau de recouvrement » de Viséen supérieur-Namurien qui repose sur la brèche constitue un vaste olistholithe d'origine méridionale qui a glissé sur la brèche.

Cette brèche dynamique, qui est plissée par la phase asturienne, date d'une époque post-namurienne et antérieure à la phase principale du plissement varisque en Belgique.

### SOMMAIRE

	<i>Page</i>
INTRODUCTION . . . . .	55
I. HISTORIQUE . . . . .	55
II. RÉSUMÉ DE NOS CONNAISSANCES SUR LA « GRANDE BRÈCHE » . . . . .	58
III. LES FAITS NOUVEAUX DANS L'ÉTUDE DE LA « GRANDE BRÈCHE » . . . . .	59

(\*) Communication présentée le 8 juin 1971. Manuscrit déposé le 16 février 1972.

(\*\*) Laboratoire de Géologie de l'Université de Liège, 7, place du Vingt-Août, 4000 Liège.

	<i>Page</i>
A. <i>Étude de la « Grande Brèche »</i> . . . . .	60
a. L'origine des différents blocs de la brèche . . . . .	60
b. Les cherts, les stylolithes et les fentes des blocs de la brèche . . . . .	62
c. Le ciment des brèches et les différents types de brèches . . . . .	63
d. Le mode de formation de la matrice rouge ou grise . . . . .	65
e. L'origine des éléments rouges . . . . .	67
B. <i>Les relations de la brèche avec les niveaux qui l'encadrent</i> . . . . .	68
a. Les érosions dues à la brèche . . . . .	68
b. Présence au sein de la brèche de blocs qui proviennent des zones supérieures du Dinantien. Justification de l'argument paléontologique . . . . .	69
c. La « Grande Brèche » est oblique vis-à-vis des niveaux stratigraphiques qui l'encadrent . . . . .	70
d. La répétition de certains niveaux stratigraphiques . . . . .	72
e. Les conditions de gisement des niveaux répétés par la brèche . . . . .	72
f. La présence d'écaillés et d'olistholithes dans la brèche . . . . .	73
g. La brecciation des épontes de la brèche . . . . .	74
h. L'origine des plis en Z dans les bancs qui encadrent la brèche . . . . .	75
i. Essai d'explication de la présence des plis en Z . . . . .	75
C. <i>Les relations entre la « Petite » et la « Grande » Brèche</i> . . . . .	79
IV. LA « GRANDE BRÈCHE » CONSTITUE UN OLISTHOSTROME . . . . .	80
V. L'ORIGINE DE L'OLISTHOLITHE . . . . .	81
VI. ÉPOQUE DE LA FORMATION DE L'OLISTHOSTROME ET DE L'OLISTHOLITHE . . . . .	81
VII. SCHÉMA DE LA FORMATION DE LA « GRANDE BRÈCHE » . . . . .	82
VIII. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET SIGNIFICATION TECTONIQUE DE LA « GRANDE BRÈCHE » DANS L'OROGÈNE VARISQUE . . . . .	85
IX. DISCUSSION DES NOTIONS D'OLISTHOSTROME ET D'OLISTHOLITHE . . . . .	87

## ANNEXE I

LES DIFFÉRENTES COUPES DANS LES MASSIFS DE BRÈCHE . . . . .	88
A. BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR . . . . .	88
1 — La coupe de Bouffloux . . . . .	88
2 — Le massif de Landelies . . . . .	90
a. La coupe de la rive Ouest de la Sambre . . . . .	90
b. La coupe de la rive Est de la Sambre . . . . .	93
c. La coupe de l'Eau d'Heure . . . . .	96
d. La structure de la partie Nord du massif de Landelies . . . . .	99
B. SYNCLINORIUM DE DINANT . . . . .	100
3 — La station de Dinant . . . . .	100
4 — Le bord Sud du synclinal d'Anhée . . . . .	105
5 — La coupe de Houx-Poilvache . . . . .	108
a. La structure « anticlinale » du massif de Poilvache . . . . .	108
b. La coupe du massif de la tour de Géronsart . . . . .	111
c. Le massif de Mont-de-Houx . . . . .	112
d. La structure d'ensemble probable du bassin d'Anhée . . . . .	112
6 — La brèche de Waulsort à Hastière . . . . .	114
7 — La coupe de Flavion . . . . .	116
8 — La brèche du ruisseau de Lavallette (près de Florennes) . . . . .	117
9 — La brèche de St. Aubin (près de Florennes) . . . . .	118
10 — La brèche de Royseux . . . . .	118
11 — Les brèches de la vallée de la Molignée . . . . .	119
12 — La brèche de la Chapelle rouge à Bouvignes . . . . .	120
13 — Les brèches de la vallée des Fonds-de-Leffe . . . . .	122
14 — La brèche de Châtelet (Synclinorium de Namur) . . . . .	125
C. LES BRÈCHES DE L'AVESNOIS . . . . .	126
15 — La brèche de Dourlers . . . . .	126
16 — La brèche de la Queue-Noir-Jean . . . . .	127

	<i>Page</i>
17 — La brèche de Berlaimont . . . . .	127
18 — La brèche de l'écaille d'Auby (région de Douai) . . . . .	128
BIBLIOGRAPHIE . . . . .	128

## INTRODUCTION

Nous nous occupons depuis quelques années déjà, de l'étude des conditions de sédimentation des différentes formations du Calcaire carbonifère de la Belgique.

Ces études nous ont amené, en collaboration avec notre collègue, R. CONIL, à préciser leur stratigraphie sur la base des macro- et des microfossiles (PIRLET H. et CONIL R., 1963; PIRLET H., 1968; CONIL R., PIRLET H., LYS M., 1969).

Au cours de nos recherches personnelles, nous avons visité de nombreux affleurements de la « Grande brèche » du Viséen supérieur dite « V3a » du synclinorium de Dinant et de Landelies (fig. 1). En général là où le niveau d'érosion permet d'apercevoir les bancs qui lui sont superposés, elle sépare le Viséen moyen, V2b, qui forme l'assise des « Calcaires de Lives et de Namèche », du Viséen supérieur, V3b, qui forme l'assise des « Calcaires d'Anhée ».

Nous avons été frappé par la masse imposante de cette brèche grise et rouge qui a fréquemment de 50 à 100 mètres d'épaisseur et qui a pratiquement recouvert l'ensemble des synclinoriums de Namur et de Dinant.

Nous avons été amené tout naturellement à nous intéresser à son mode de formation au même titre que la plupart des géologues qui ont antérieurement étudié le Paléozoïque supérieur de la Belgique et plus particulièrement le Calcaire Carbonifère.

## I. HISTORIQUE

Dès la seconde moitié du siècle dernier, diverses opinions ont été émises quant à l'origine de la « Grande brèche ». Nous allons brièvement retracer les principales étapes de l'évolution des idées.

Les brèches de Dourlers, de St-Aubin (France), de la station de Dinant, de Florennes, de Waulsort, de la tranchée du Screpia sur la Mollignée, de l'Auberge de Bouvignes, de la coupe de la Sambre à Landelies (tranchée de la Jambe-de-Bois) et de Bouffloulx sont connues depuis très longtemps (fig. 1) (CAUCHY P., 1825; D'OMALIUS D'ALLOY, 1842).

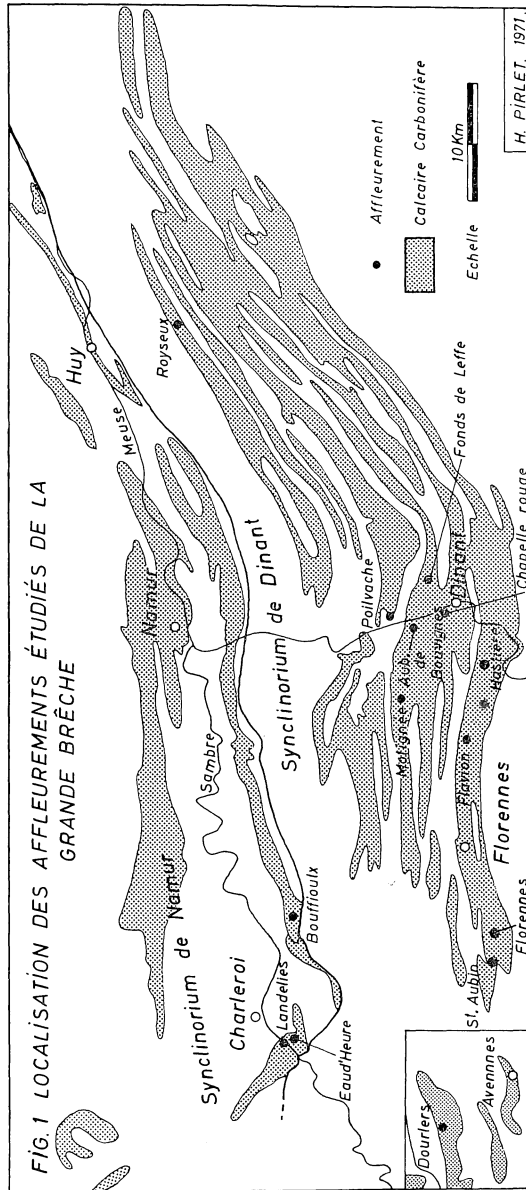
J. GOSSELET (1860, 1888) et E. DUPONT (1859), pour leur part, considéraient que ces brèches étaient sédimentaires et qu'elles formaient un véritable niveau stratigraphique interstratifié entre les « bancs inférieurs de l'assise d'Anhée » (notre actuel V2b) et les « bancs supérieurs de l'assise d'Anhée » (notre actuel V3b) du Dinantien belge.

En 1894, A. BRIART troubla cette quiétude par la publication de son schéma tectonique des environs de Fontaine-l'Évêque et de Landelies. Cet auteur qui localise les failles de Leernes et de Fontaine-l'Évêque au milieu de la masse de brèche de la tranchée de la « Jambe-de-Bois » concluait que la « Brèche de Landelies » était d'origine dynamique. Il niait ainsi sa valeur stratigraphique et précisait que cette zone faillée était remaniée et plissée avec les couches.

Ce fut le point de départ de discussions passionnées, d'observations nouvelles et d'hypothèses diverses sur l'âge et l'origine de la « Grande brèche ».

Les différents auteurs qui se sont alors occupés de la question, écartent en général l'origine dynamique de la brèche et la considèrent plutôt comme sédimentaire.

H. DE DORLODOT (1895) accepte cependant l'idée d'une dualité d'origine et reconnaît que dans certains cas particuliers, l'hypothèse de l'origine dynamique rendrait mieux compte des relations de la brèche avec les couches stratifiées qui l'encadrent.



Il émet cette opinion après avoir remarqué qu'il est assez étrange de constater que les roches calcaires à texture zonaire, dont on trouve de nombreux blocs dans la brèche, sont localisées plus souvent en place au-dessus qu'en dessous de la « Grande brèche ».



Tous ces auteurs appuient en général leur opinion de son origine sédimentaire, sur la présence de petits Brachiopodes dans la pâte de la brèche de Landelies (H. DE DORLODOT, 1895, 1900, 1905, 1908; V. BRIEN, 1905; M. LOHEST, 1905).

A l'occasion, H. DE DORLODOT (1908) a établi sa célèbre théorie des îlots anticlinaux précoces d'âge Dinantien qui auraient été arasés, pour former à leurs dépens, la brèche préservée dans les synclinaux.

G. DELEPINE (1911) relance la discussion lorsqu'il écrit que les brèches rouges à ciment argileux visibles dans le Calcaire carbonifère de Landelies sont d'âge tertiaire et forment des plaquages dans des poches de dissolution du calcaire. Il différencie à Landelies une brèche grise sédimentaire à fossiles qui serait l'équivalent de la brèche sédimentaire du V3a du bassin de Namur, des brèches rouges d'âge tertiaire. Il est suivi dans cette voie par R. Anthoine (1922).

Les autres auteurs continuent à considérer la brèche comme sédimentaire marine d'âge Dinantien (V. BRIEN, 1906, 1911, 1912), comme d'origine sédimentaire continentale d'âge Dinantien ou fin Dinantien (M. LOHEST, 1911, 1912; P. FOURMARIER, 1911; X. STAINIER, 1938; H. DE DORLODOT, 1908; F. KAISIN, 1922, 1935, 1942) ou encore d'âge post-Dinantien (A. CARPENTIER, 1911). Ce dernier a trouvé, à Doullers, un caillou de schiste avec une *Goniatites* du Houiller emballée dans la brèche. Cette observation sera en général mise en doute par les divers auteurs qui se sont occupés de la question.

Plus récemment, P. BOURGUIGNON (1951), à l'occasion d'une synthèse sur les travaux consacrés à la « Grande brèche », a soutenu la thèse de son âge V3a et de son origine sédimentaire sous la forme d'un glissement en masse pénécemporain de la sédimentation. Il a mis en évidence les relations entre la brèche rouge et la brèche grise, ainsi que le fait que la « Grande brèche » se situe toujours entre deux niveaux stratigraphiques bien définis à savoir : le Viséen moyen, V2b et le Viséen supérieur, V3b.

Au milieu de ces diverses hypothèses compliquées parfois par des considérations tectoniques (F. KAISIN, 1935, 1942), il est malaisé de s'y retrouver. Nous suivons donc G. DELEPINE (1912) lorsqu'il déclare qu'il faut s'efforcer de trouver des fossiles dans les blocs de la brèche. Nous ajouterons qu'il faut également étudier le ciment enrobant les blocs de brèche et y rechercher la présence éventuelle de fossiles.

L'analyse des brèches du Viséen, à l'aide de l'étude des microfaciès et de la micropaléontologie permet également d'apporter des éléments nouveaux sur l'âge et l'origine de celles-ci.

Pour résoudre ces problèmes, il nous a fallu associer l'étude des Foraminifères des blocs, de la pâte des brèches incluses dans le Viséen et des niveaux stratigraphiques qui les encadrent, à l'étude pétrographique et sédimentologique poussée des mêmes niveaux. L'analyse de la sédimentation rythmique du Viséen moyen et supérieur V2b, V3a et V3b, nous a également rendu de grands services.

Cette étude des brèches et de leurs conditions de gisement a donc nécessité des levés minutieux des coupes des massifs bréchiens et des roches stratifiées avoisinantes dans leur contexte tectonique.

Afin de ne pas alourdir l'exposé général, les coupes détaillées des affleurements sont figurées en annexe de ce travail (Annexe I). Elles seront citées à de nombreuses reprises au cours de cet exposé. Le lecteur pourra toujours s'y référer pour y trouver des explications complémentaires sur les conditions de gisement de la « Grande brèche ».

## II. RÉSUMÉ DE NOS CONNAISSANCES SUR LA « GRANDE BRÈCHE »

Nous synthétisons ci-dessous la somme des connaissances bibliographiques sur la « Grande brèche » des synclinoriums de Namur et de Dinant. Nous préciserons immédiatement qu'il n'est pas question de reprendre en détails et d'une manière exhaustive toutes les observations et opinions de chacun des multiples auteurs qui se sont occupés de la « Grande brèche » et ceci afin de ne pas rendre cette lecture fastidieuse.

Nous avons précédemment résumé l'évolution des opinions et des idées sur les problèmes de l'origine de la brèche et de son mode de formation.

Nous connaissons qu'il existe dans le Viséen moyen et supérieur du synclinorium de Dinant, deux brèches, l'une peu épaisse localisée dans la base du Viséen moyen, V2b, appelée la « Petite brèche » et qui n'existe d'ailleurs que dans le synclinorium de Dinant et peut-être à Landelies, et une autre, beaucoup plus épaisse, qui sépare le Viséen moyen, V2b, du Viséen supérieur, V3b, appelée la « Grande brèche ». Seule la « Grande brèche » est connue dans la partie occidentale du synclinorium de Namur. Dans la partie orientale de ce dernier, de Namur vers Andenne, la « Grande brèche » est de moins en moins bréchoïde et de plus en plus algaire. Cette évolution s'accompagne d'une diminution d'épaisseur de la brèche vers Andenne. Elle n'existe d'ailleurs pas à l'Est de cette localité par non dépôt ou par érosion avant le dépôt du Namurien B (H. PIRLET, 1964).

La distinction entre les deux brèches est parfois difficile à faire en l'absence de leur contexte lithologique et sur la seule base de la nature des brèches.

La « Grande brèche » est toujours polygène alors que la « Petite brèche » est parfois monogène mais aucune de ces deux brèches n'est stratifiée. Les blocs de la « Grande brèche », qui sont en général anguleux, peuvent avoir différentes tailles depuis celle d'une maison jusqu'à la taille centimétrique et même plus fine. Ces blocs sont tous calcaires ou dolomitiques si ce n'est quelques cailloux isolés de « quartzite » qui y ont été signalés (\*). Tous ces blocs proviennent manifestement des autres assises du Dinantien, en particulier du Viséen moyen, V2a et V2b. On y a cependant trouvé des blocs de Tournaisien et de Waulsortien. Les blocs sont en général diaclasés ou fissurés et les fissures, remplies de calcite spathique ou de ciment rouge, ne se prolongent pas dans la pâte de la brèche.

Les blocs constitutifs de la brèche grise ou rouge sont formés de calcaires crinoïdiques gris foncé ou bleu, de calcaire à pâte fine bleu ou beige, de calcaire oolithique gris ou beige, de calcaire à *Stromatactis*, de calcaire finement zonaire que nous avons appelé varvoïde, de calcaire bleu foncé à cherts noirs, de calcaire noir veiné, de calcaire et de dolomie saccharoïde blancs, jaunâtres ou roses, de calcaire algaire gris et beige, de calcaire noir charbonneux, de schiste vert-jaune ou noir.

La coloration rouge de la matrice dolomitique, calcaire ou argilo-calcaire, peut affecter, suivant les endroits, l'une ou l'autre de ces brèches, ou les deux, ou encore une partie de l'une d'elles. Cette matrice peut être localement silicifiée. Il existe fréquemment un passage vertical ou latéral de la brèche grise à la brèche rouge.

On a signalé la présence de Brachiopodes dans le ciment de la brèche à Landelies (\*\*), et celle d'une *Goniatite* du Namurien dans un blocs de schiste à Dourlers (F. CARPENTIER, 1911). Mais cette dernière observation est généralement mise en

(\*) Certains se sont révélés être des calcaires silicifiés.

(\*\*) Nous verrons plus loin ce qu'il faut en penser.

doute, bien que la détermination ait été effectuée par Ch. Barrois. D'autres blocs calcaires de la brèche contiennent *Lithostrotion martini* et *L. irregularis*. Des Céphalopodes du Viséen supérieur ont été trouvés dans les bancs sous-jacents à la « Grande brèche » rouge des Fonds-de-Leffe (P. BOURGUIGNON, 1946).

La brèche érode fréquemment son mur et parfois son toit stratigraphique. Les bancs stratifiés du sommet du V2b et de la base du V3b qui forment ces mur et toit sont souvent affectés d'une série de petits plis en Z à plans axiaux subhorizontaux. Dans certains cas, quelques-uns des bancs affectés par ces plis viennent buter contre la brèche.

La « Grande brèche » constitue un véritable niveau compris en général entre le Viséen moyen, V2b et le Viséen supérieur, V3b. Il ne semble pas qu'elle soit d'un âge post-hercynien car on la retrouve dans la même situation lithologique en profondeur (plus de 150 m) dans les sondages, nettement sous la pénéplaine post-hercynienne, en particulier dans l'écaille d'Auby près de Denain (J. GOSSELET, 1904; A. RENIER, 1921), dans le sondage de Wépion (J. M. GRAULICH, 1961) et dans le sondage des Marlières à Leernes (de 290 à 336 m de profondeur, X. STAINIER, 1938).

### III. LES FAITS NOUVEAUX DANS L'ÉTUDE DE LA « GRANDE BRÈCHE »

Depuis quelques années, nous étudions la « Grande brèche » et les niveaux qui l'encadrent tant au point de vue du contenu micropaléontologique (Foraminifères) que sédimentologique et tectonique.

Nous avons ainsi examiné de très nombreuses lames minces taillées dans les blocs de la brèche et dans son ciment gris ou rouge. Nous n'avons cependant jamais trouvé de macro-ni de microfossiles dans le ciment de la « Grande brèche ». Par contre, la méthode micropaléontologique nous a permis de fixer l'âge de certains de ses blocs. La plupart d'entre eux sont d'âge Viséen moyen, V2a et V2b. D'autres, plus rares, sont d'âge Tournaisien supérieur.

Notre attention a cependant été attirée par le fait que, dans certains affleurements et en particulier à Bouffioulx, Landelies, Royseux, Flavion, Florennes, Hastière, Châtelet et dans les Fonds de Leffe, nous avons trouvé dans la brèche certains blocs fossilifères à foraminifères qui proviennent du Viséen supérieur (V3b $\alpha$ ) ou encore de zones micropaléontologiques situées tout au sommet de ce Viséen supérieur (V3b $\gamma$  et V3c). Nous rappelons que nous avons antérieurement démontré que le Viséen supérieur, V3b-V3c, superposé à la « Grande brèche » et épais de 100 mètres en stampe normale, peut être divisé en quatre zones micropaléontologiques qui se succèdent au-dessus de la brèche (CONIL, R. et PIRLET, H., 1963; PIRLET, H., 1968; CONIL, R., PIRLET, H., LYS, M., 1969). Il est exclu que les plus supérieures de ces zones micropaléontologiques aient débuté dès le dépôt de bancs stratifiés qui seraient contemporains du massif de brèche.

Comme certains blocs de la brèche révèlent par leurs microfossiles leur appartenance aux zones les plus supérieures, on constate qu'il existe une anomalie si l'on continue à tenir la brèche comme sédimentaire.

En effet, dans le cas d'une brèche sédimentaire, il serait impossible d'y trouver des blocs qui proviennent de niveaux stratigraphiques nettement plus jeunes que celui de la brèche.

C'est essentiellement cette anomalie qui nous a empêché d'accepter l'idée que la « Grande brèche » ait une origine sédimentaire. Ce fait nous a incité à multiplier

les observations dans les synclinoriums de Namur et de Dinant, là où la « Grande brèche » est bien exposée (fig. 1). Les différentes coupes que nous avons relevées sont exposées en Annexe I.

Il se dégage de ces coupes une série de conclusions essentielles en rapport avec l'origine dynamique de la « Grande brèche »; elles sont résumées ci-dessous :

1° La brèche érode son mur et son toit stratigraphique.

2° La brèche permet la répétition de certains niveaux stratigraphiques. Elle sépare dans ce cas des ensembles de bancs de même âge qui proviennent de lieux originellement distants les uns des autres (Houx-Poilvache; Bouffioulx, Landelies).

3° La brèche est oblique par rapport aux niveaux stratigraphiques où elle est insérée car elle ne possède pas toujours le même mur ou toit stratigraphique.

4° On trouve dans la brèche des blocs qui proviennent des différentes assises du Dinantien (du Tournaisien au Viséen très supérieur) et même du Houiller; on y trouve donc des blocs originaires d'assises nettement plus jeunes que celle de la brèche si celle-ci était sédimentaire. C'est ainsi que l'on y trouve des blocs avec fossiles houillers ainsi que des écailles de Houiller et de Dinantien (Doullers, Dinant, Landelies).

5° Il n'existe aucune matrice à caractères sédimentaires entre les blocs de la brèche; localement, il n'existe aucun ciment; dans d'autres endroits, le ciment est formé de calcite de cimentation postérieure. Quand il existe une matrice grise ou rouge, elle est formée de calcite et de dolomie microgrenue enrobant de très nombreuses esquilles argileuses.

Ces différents éléments nous permettent de soutenir la thèse de l'origine dynamique de la « Grande brèche » rouge ou grise qui constitue donc un olisthostrome (FLORES G. in BENEÓ E., 1956). L'ensemble du Viséen supérieur, V3b, V3c et du Namurien qui repose sur la « Grande brèche » constitue donc un olistholithe qui a glissé sur la brèche. Nous allons donc successivement passer en revue ces différents éléments et donner une explication logique à toutes les observations faites par les auteurs antérieurs et nous même en adoptant cette thèse quant à la genèse de la « Grande brèche » ainsi que l'avait fait A. BRIART en 1894 pour la brèche de Landelies et nous même en 1969 pour la brèche de Bouffioulx.

Ce point de vue se justifiera donc au fil de l'exposé.

#### A. ÉTUDE DE LA « GRANDE BRÈCHE »

Nous allons successivement revoir dans cette optique les différents éléments constitutifs de la « Grande brèche » en fonction de nos propres observations.

##### a) L'origine des différents blocs de la brèche.

Si cette brèche constitue un olisthostrome, il est normal d'y trouver des blocs qui proviennent tant de son substratum formé de Viséen moyen, V2a et V2b, que du Viséen supérieur, V3bz,  $\beta$  et  $\gamma$ , qui forme son toit stratigraphique.

C'est ainsi que la brèche est formée de nombreux blocs de calcaire bleu organoclastique et à pâte fine, du Viséen moyen, V2b. Les foraminifères (*Archaeodiscus krestovnikovi*, *Archaeodiscus stilus*, *Archaeodiscus demaneti*, *Endothyra omphalota minima*) de certains des blocs organoclastiques attestent leur origine ainsi que parfois quelques *Lithostrotion martini*.

D'autres blocs, plus rares ceux-là, de calcaires organoclastiques bleu foncé à bleu noir contiennent des foraminifères du Viséen supérieur, V3b ou V3c (Planche photographique I) : *Howchinia exilis*, *Howchinia bradyana*, *Rugosoarchaediscus*,

*Asteroarchaediscus*, *Archaediscus* cf. *saleei*, *Archaediscus grandiculus*, *Archaediscus globosus*, *Archaediscus vertens* et parfois *Lithostrotion irregulare* et *Lithostrotion junceum*. Localement (Hastière, Royseux), on trouve des blocs de calcaires organoclastiques bleu foncé à cherts noirs. Ce fait ne peut nous étonner car le sommet du V2b et le V3b-V3c de ces régions contient de nombreux cherts de cette couleur.

D'autres blocs de calcaire beige oolithique proviennent du Viséen moyen, V2a, sous-jacent.

Nous avons également trouvé des blocs du Tournaisien, Tn2, qui contiennent des foraminifères de ce niveau.

Cette observation rejoint celle de H. DE DORLODOT (1908) qui y a trouvé des blocs avec *Michelinia megastoma*, fossile du Tn3.

Il existe également une grande quantité de blocs de calcaire beige grumeleux rubané d'origine algaire; ils proviennent vraisemblablement du V3a construit semblable à celui que l'on connaît dans le bassin de Namur.

Les blocs de calcaire finement zonaire que nous avons appelé « Calcaire varvoïde » et que l'on trouve fréquemment dans la brèche rouge ou grise proviennent manifestement des bancs du Viséen supérieur, V3b où ils sont très fréquents. Nous rappelons que déjà H. DE DORLODOT (1895, 1908) s'inquiétait de leur présence dans la brèche en la qualifiant de curieuse car, disait-il, « on les trouve plus souvent en place dans les bancs stratifiés qui se situent au-dessus de la brèche que dans ceux qui se trouvent en dessous ».

Nous avons même retrouvé dans les blocs de la brèche rouge de la gare de Dinant des calcaires varvoïdes à algues qui se présentent comme des oolithes disséminées entre les fins rubans. Nous connaissons ces calcaires en place dans la base du V3bz où ils se localisent dans la 3<sup>e</sup> séquence (H. PIRLET, 1968). Nous avons également trouvé des blocs de calcaire à « *Stromatoporoides* » des auteurs anciens en particulier à Hastière. Il s'agit de blocs de calcaire à *Stromatactis* qui ont été trouvés en place dans le gîte à *Goniatites* de La Valle-Bouvignes (E. DUPONT, 1883) où ils forment un récif localisé à la base du Viséen supérieur, V3a.

On trouve fort souvent dans la brèche des blocs de dolomie jaunâtre qui proviennent des bancs de la base du V2bz. Ce type de roche est visible en place dans la tranchée du Screpia près de Sossoye où les bancs sont stratifiés.

Nous connaissons aussi l'origine de certains blocs de calcaire cristallin blanc et rose. En effet, dans la vallée des Fonds-de-Leffe, à environ 600 m en amont du gisement fossilifère (P. BOURGUIGNON, 1946), on trouve au-dessus des bancs les plus supérieurs du Viséen moyen, V2b, une série de bancs bien stratifiés de 30 à 50 cm d'épaisseur qui forment un ensemble d'une dizaine de mètres en stampe normale. Ces calcaires très cristallins blancs et roses semblent avoir une origine algaire. Dans ce cas, la calcite aurait recristallisé hâtivement. De fins enduits rouges hématiques se localisent à divers endroits entre les lits de calcite.

La présence de ces fins liserés rouges pourrait être mise en relation avec certains caractères « évaporitiques » de cette formation qui semble s'être déposée dans un milieu sublagunaire ou du moins restreint.

Ces bancs se poursuivent vers l'Ouest sur une certaine distance. Ils subissent alors une destructuration sous l'effet de contraintes mécaniques qui les fracturent et les bréchifient sur place. Ils passent alors latéralement à de la brèche rouge polygène qui les érode et où on trouve de très nombreux blocs qui proviennent de ce calcaire.

A d'autres endroits, des blocs ou des esquilles de schistes vert-jaune et noirs sont disséminés dans la brèche. Ces schistes sont souvent écrasés et laminés entre les blocs calcaires et le matériau pélitique participe alors en plus ou moins grande abondance à la matrice de la brèche. Ces schistes jaune-vert sont bien connus dans le Viséen moyen, où ils forment quelques minces lits argileux au milieu des calcaires stratifiés, mais ils sont particulièrement abondants dans le Viséen supérieur, V3b, V3c où certains se sont révélés être des tonsteins (H. PIRLET, 1963, 1966).

Des débris ou des masses de schistes noirs, parfois calcareux, peuvent provenir des niveaux charbonneux du Viséen supérieur, V3b, mais dans certains cas, leur nature essentiellement pélitique a amené certains géologues (M. LOHEST, 1896; V. BRIEN, 1909; G. SOREIL, F. KAISIN, 1935) à penser qu'ils proviennent du Namurien; nous pensons à l'intercalation schisteuse et charbonneuse de la brèche du centre de la gare de Dinant, actuellement masquée par un mur. Nous rappelons par ailleurs la découverte d'une *Goniatites* (*Glyphioceras diadema*) et de *Posydonomia minor* du Namurien qui a été faite dans la brèche de Douleurs par A. CARPENTIER (détermination Ch. Barrois) en 1911; ces fossiles voisinent dans un même bloc avec des rachis de plantes du Carbonifère supérieur.

Certains auteurs ont signalé la présence de cailloux de quartzite. Un de ceux-ci découvert par P. BOURGUIGNON (1951) dans le jardin du Collège de Bellevue à Dinant s'est révélé être un calcaire silicifié (en lame mince).

Nous avons nous-même trouvé un bloc de psammite micacé vert et rouge à ciment très calcareux et à débris de plantes dans la brèche de la gare de Dinant. Ce bloc qui a la forme et le volume d'une boîte à chaussures, est enchâssé dans la brèche à proximité immédiate d'une cassure remplie de schistes verts. Ce bloc ne peut provenir du Famennien supérieur car il ne contient aucun feldspath qui sont habituellement très abondants dans cette assise. La présence de *Umbella* sp. et d'une espèce du genre *Girvanella* indique que ce bloc pourrait provenir du Strunien que l'on range habituellement dans la base du Calcaire Carbonifère en Belgique, à moins qu'il ne provienne du Dévonien moyen comme les débris de schiste amarante que l'on trouve associés à ce bloc.

La plupart de ces blocs de différentes natures et dimensions sont anguleux, mais certains sont arrondis principalement lorsque la matrice de la brèche est argileuse et dans ce dernier cas les cailloux sont fréquemment striés.

#### b) *Les cherts, les stylolithes et les fentes des blocs de la brèche.*

Différents auteurs (GOSSELET, J., 1860; DUPONT, E., 1859; LOHEST, M., 1911; DE DORLODOT, H., 1895) ont suggéré que les formations calcaires d'où dérivait les blocs de la brèche, étaient déjà indurées au moment de leur fragmentation. Ils appuyaient leur opinion sur la présence de cherts dans les blocs sur celle de stylolithes et surtout sur la présence de blocs de calcaire avec de nombreuses diaclases et fentes remplies de calcite qui ne se prolongent pas dans le ciment gris ou rouge de la brèche. Ces diaclases semblent bien indiquer que les blocs proviennent de niveaux antérieurement consolidés.

Si nous considérons que cette brèche est dynamique, il est normal que la masse de bancs stratifiés qui a été broyée lors de la formation de la brèche avait déjà acquis antérieurement une certaine cohésion et que les cherts, les stylolithes, les diaclases et une partie des fentes remplies de calcite s'étaient déjà formés sous l'effet de la charge sédimentaire, de la diagenèse précoce et des mouvements épérogéniques hâtifs tels que ceux que nous avons mis en évidence dans le Dinantien du centre du synclinorium de Namur et à Visé (H. PIRLET, 1967, a, b, c, 1968, 1970).

c) *Le ciment des brèches et les différents types de brèches.*

Lorsqu'on lit les descriptions par les auteurs anciens des affleurements de la « Grande brèche », on est frappé du peu de précisions qu'ils donnent en général sur la nature du ciment des brèches de ces coupes.

Dans la description de la coupe de la gare de Dinant (M. LOHEST, 1911), il est signalé de nombreuses brèches calcaires localisées entre les bancs stratifiés. Or, dès le premier abord, il apparaît que ces brèches ne sont pas toutes semblables et diffèrent essentiellement par la nature de leur ciment. Dans la « Grande brèche » elle-même la nature du ciment varie d'un point à l'autre. Si nous désirons comprendre son mode de formation, il nous faut différencier les brèches lors de la description des affleurements.

## DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS TYPES DE BRÈCHES

*Ciment — Matrice* : Nous précisons que nous appelons ciment tout matériau qui remplit les interstices entre les différents blocs de la brèche et qui lui donne une certaine cohésion. Par contre, la matrice consiste en une pâte fondamentale dans laquelle les blocs sont enrobés.

1° *Les brèches polygènes sans ciment.* — Dans un premier type de brèche, le ciment n'existe pas ou consiste en quelques scalénoèdres de calcite qui tapissent les vides entre les blocs. Cette calcite résulte de la percolation de solutions carbonatées dans la brèche. Il s'agit d'un cimentage incomplet postérieur à la formation de la brèche qui n'est donc pas d'origine sédimentaire. C'est le type de la brèche de Marchempré.

Ce type de brèche sans ciment ou localement cimentée se retrouve dans la « Grande brèche » de Bouffoulx, Landelies et Dinant, où la partie inférieure de la masse de brèche possède une couleur grise ou rouge. Aucune matrice sédimentaire n'existe entre les blocs. Ceux-ci sont jointifs, presque sans vide entre les blocs. Le plus souvent tous les interstices ne sont pas cimentés (Bouffoulx, Landelies). On dirait que les blocs ont été pressés les uns contre les autres par une force énorme; les plus petits blocs provenant du broyage remplissent alors les vides entre les plus volumineux.

2° *Les brèches polygènes au ciment calcitique.* — Un deuxième type de brèche se localise un peu au-dessus de la base de la brèche de Bouffoulx, de Landelies et dans la base de la brèche de la gare de Dinant. Les interstices entre les blocs sont plus larges et plus nombreux; ils sont tous cimentés par de la calcite en beaux cristaux. Il s'agit d'un ciment secondaire dû aux percolations des eaux carbonatées et à la recristallisation des éléments les plus fins. On retrouve ce type de ciment en certains endroits de la brèche des Fonds-de-Leffe.

3° *Les brèches parasédimentaires à macrosphérolithes de calcite.* — Un troisième type se présente lorsque le ciment calcitique est formé d'une série de macrosphérolithes de calcite. Nous devons penser aux brèches parasédimentaires de P. MICHOT (1951).

Nous rappelons que cet auteur a décrit sous ce nom un type de brèche dynamique localisée dans le Viséen inférieur, VI, de Solière et au sein de la masse de la brèche sédimentaire du Viséen supérieur, V3a, du centre du synclorium de Namur à Namèche.

Ce type particulier de brèche érode son mur et son toit stratigraphique avec production de fragments de calcaire arrachés à ceux-ci. De nombreux macrosphérolithes de calcite qui rongent parfois les blocs de la brèche se sont développés dans

les interstices des blocs au dépens des solutions carbonatées et par la recristallisation des plus fins éléments de la brèche de friction.

Dans les brèches grises et rouges des « Fonds-de-Leffe », le long de la route de Lisogne et dans la partie orientale du long affleurement de brèche rouge de la route de la vallée situé à 100 mètres en aval, nous avons retrouvé ces macrosphérolithes au sein d'une roche excessivement broyée où voisinent d'énormes blocs de Viséen moyen, V2b (V2b $\alpha$  et  $\beta$ ), bien stratifiés et des blocs plus petits.

4° *Les brèches monogènes à ciment calcitique.* — Un quatrième type est constitué par une brèche monogène qui affecte principalement les niveaux du Viséen moyen, V2b, à pâte fine (cryptite). Le ciment des blocs, qui ont tous la même composition, est formé de calcite cristalline.

L'origine de ce type de brèche est clairement démontrée dans la partie du Viséen moyen, V2b qui limite au Sud la « Grande brèche » de la station de Dinant, là où ce niveau est affecté d'un pli en Z. En effet, sur le long flanc subhorizontal de ce pli, on trouve certains bancs massifs de cryptite fine qui appartiennent à la grosse séquence typique du Viséen moyen, V2b $\beta$ .

Ces bancs à pâte fine se poursuivent sur plusieurs mètres vers le Nord. Ils se recourbent ensuite pour former la tête du pli en Z qui est dirigée vers la brèche. A proximité et dans cette courbure, la roche est intensément fracturée et le banc a même gonflé comme s'il y avait eu un léger bourrage de la tête du pli. Ces bancs massifs de calcaire à pâte fine prennent alors l'aspect d'une brèche monogène où les interstices entre les blocs sont cimentés par de la calcite cristalline de ségrégation latérale et de cristallisation dans des vides.

Nous retrouvons ce type de brèche monogène dans les bancs du Viséen moyen, V2b, affectés d'une série de plis en Z, de la partie inférieure de la vallée des Fonds-de-Leffe, en aval de la borne 2, là où la route est orientée Nord-Sud. Une série de ravins orientés Nord-Sud nous permet de voir des plis étranges et serrés dans des bancs stratifiés. Ceux-ci se fracturent localement et se destructurent latéralement. Ils donnent alors des brèches monogènes qui passent latéralement à de la brèche rouge lorsque les fragments se mélangent à d'autres blocs d'origine étrangère.

A 35 mètres au Nord de la Chapelle rouge, près de Bouvignes, le long de la grand'route, les bancs les plus inférieurs de la série stratifiée du Viséen moyen, V2b $\alpha$ , qui pendent Sud, reposent sur de la brèche rouge qui les ronge. Les bancs de ce V2b, en contact immédiat avec la brèche, se fracturent progressivement vers le haut, se destructurent et prennent l'aspect d'une brèche monogène qui passe latéralement à de la brèche polygène.

Ce type est également visible dans la coupe de la gare de Dinant, dans le cœur du large anticlinal de Viséen moyen, V2b, au Nord immédiat de la « Grande brèche ». Un des bancs de calcaire à pâte fine (cryptite) du sommet de la grosse séquence du Viséen moyen, V2b $\beta$  y est intensément fracturé en une brèche monogène. Ce banc est également affecté par une légère cassure parallèle à la stratification qui est suturée par de petits macrosphérolithes de calcite. Il s'agit donc bien d'une brèche parasédimentaire.

5° *Les brèches à matrice sédimentaire.* — Dans le cinquième type, le ciment consiste en une matrice sédimentaire (oolithite, organoclastite, cryptite, dolomie, sédiments détritiques) dans laquelle les blocs de la brèche sont empâtés. C'est le cas de la brèche à matrice organoclastique fossilifère de Richelle et de Berneau, près de Visé, localisées dans le Viséen supérieur, V3a, de la brèche à matrice dolo-



mitique du Viséen inférieur de Corphalie, d'une brèche à matrice oolithodétritique du sommet du Viséen moyen, V2a, de la route de Namur à Dinant entre Bouvignes et l'Auberge de Bouvignes ou encore des brèches à matrice oolithique et organoclastique de la base et du sommet du Viséen supérieur, V3a, de Tramaka, d'Anton ou de Gaurre (Namèche) dans le synclinorium de Namur. Cette dernière brèche du Viséen supérieur, V3a, se poursuit de Gaurre jusqu'aux Grands-Malades près de Namur; elle est appelée « Grande brèche » dans cette région. Ce sont donc bien des brèches sédimentaires dont les matrices contiennent localement des fossiles ou des microfossiles. On retrouve ce type de brèche sédimentaire, à l'extrême base du Viséen moyen, V2b, de la coupe de la gare de Dinant.

6° *Les brèches à matrice rouge ou grise.* — Le sixième type de brèche constitue un cas beaucoup plus complexe et extrêmement fréquent dans la « Grande brèche ». La matrice de la brèche est alors constituée par de la calcite ou de la dolomie microgrenue à structure saccharoïde de couleur grise, rouge, rose, rouille, brune ou cannelle. Elle est parfois bariolée de ces différentes teintes et ne contient jamais de fossile. On notera la présence, outre de nombreuses et fines esquilles argileuses de quelques quartz zonaires qui ont tendance à exhiber des formes euhédriques. Ceux-ci sont disséminés dans la pâte et contiennent de très fines inclusions d'anhydrite qui sont elles-mêmes souvent pseudomorphosées en calcite. Certains des minuscules cristaux d'anhydrite sont dispersés dans de la lutecite fibroradiaire. Dans d'autres cas, cette lutecite se réorganise en quartz zonal, du moins dans la partie centrale et l'on observe ainsi des quartz zonaires entourés de lutecite.

La calcite est parfois pisciforme et expose alors une structure fantomatique qui rappelle celle des cristaux de gypse. La calcite semble en effet avoir pseudomorphosé du gypse en respectant un ancien plan de macle. Des deux côtés de ce plan, la calcite présente ses propres macles avec des orientations différentes. On trouve encore quelques très rares agrégats de gypse fibreux parfois déformé, isolés dans la matrice.

Certains blocs organoclastiques de la brèche sont parcourus par des fissures qui sont recimentées par de la calcite qui semble avoir rongé les épontes.

Ce type de brèche constitue alors la brèche rouge de tous les auteurs qui forment la masse principale des affleurements de la « Grande brèche » dans le synclinorium de Dinant. Nous l'avons retrouvée à Hastière, Florennes, Flavion, Dinant, dans les Fonds-de-Leffe, ainsi qu'à la Chapelle rouge près de Bouvignes, à l'Auberge de Bouvignes, à Poilvache, à Landelies et à Bouffioulx.

#### d) *Mode de formation de la matrice rouge ou grise.*

La calcite ou la dolomie microgrenue de la matrice de la brèche semble s'être formée, du moins partiellement, aux dépens des farines de broyage et des plus petits éléments de la brèche. En effet, cette calcite enrobe localement, de très petits éléments de cryptite qui ont perdu tout contour net tant la recristallisation périphérique a été importante. Les enduits hématiques et argileux rouges forment souvent des pellicules qui enrobent les plus gros blocs. Ils sont antérieurs à la calcite microgrenue qui apparaît ainsi sous sa forme actuelle, comme un produit relativement tardif dans la constitution de la brèche rouge.

On distingue très bien, à petite échelle, le mode de formation de la brèche rouge dans les Fonds-de-Leffe, là où les bancs stratifiés supportent la brèche rouge à l'endroit même où les *Goniatites* ont été trouvées par P. BOURGUIGNON (1946).

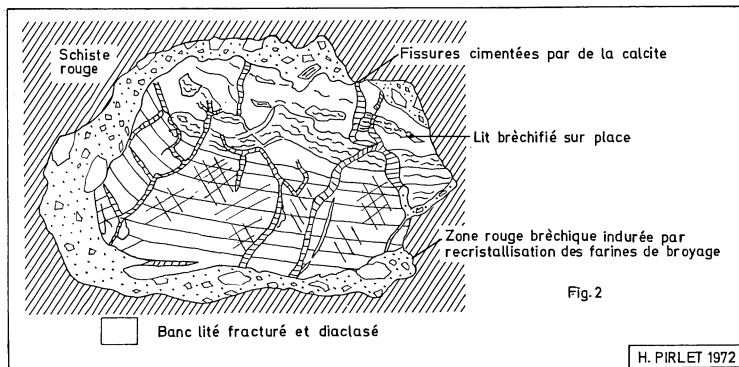
En effet, P. BOURGUIGNON (1951, p. M 155) signale la présence de plusieurs bancs de brèche rouge interstratifiés dans cet ensemble (bancs 4 et 6 de P. BOURGUIGNON).

Nous avons étudié ces bancs en lames minces et en sections polies (fig. 2). On distingue très bien les minces bancs de calcaires qui ont été fracturés et diaclasés sur place sous l'effet de contraintes. Les fractures ont été recimentées par après par de la calcite.

Les minces lits de schistes rouges qui reposent sur ces bancs ont été laminés et des fragments plus ou moins gros de ce matériau plastique se sont introduits dans les fractures du sommet du banc sous-jacent où ils ont été piégés. Du pigment rouge issu de ces bancs s'est également infiltré dans les fractures ouvertes avant tout recimentage postérieur qui rend cette brèche monogène massive.

Ce banc calcaire a fourni d'autre part une série de très petits fragments qui se sont mélangés à des débris de schiste rouge. Ce mélange forme une zone d'un centimètre d'épaisseur environ au-dessus et en-dessous du banc calcaire.

Cette dernière zone s'est ensuite indurée par la recristallisation des éléments les plus fins et peut-être par de la calcite de néoformation due aux percolations. Le produit final que l'on peut distinguer sur ce centimètre périphérique, constitue une mince zone de brèche fine à ciment rouge en tous points identique à la matrice de masse principale de la brèche rouge. Cette dernière semble s'être formée de la même manière mais à plus grande échelle aux dépens des bancs stratifiés des épontes de la brèche où il existe de nombreux lits argileux rouges.



Échelle 1/2

Cette observation implique en outre que les *Goniatites* ne datent pas la brèche, mais qu'elles reposent dans le sommet des bancs stratifiés visibles sous la brèche. Tout ce que l'on peut dire est que la brèche est postérieure à ces *Goniatites* qui appartiennent à une zone de base du Viséen supérieur. Nous signalons d'autre part qu'à moins de cent mètres en amont, sur le même versant de la vallée, il existe au-dessus de ces bancs à *Goniatites* et en-dessous de la brèche, une série épaisse de bancs à cherts noirs qui n'existent plus dans la coupe que nous venons de décrire. Ce fait indique bien le caractère érosif de la « Grande brèche » des Fonds-de-Leffé qui érode plus ou moins son substratum suivant les endroits.

e) *L'origine des éléments rouges.*

L'abondance des éléments rouges de la « Grande brèche » ne doit pas nous étonner car il existe dans le sommet du Viséen calcaire de cette région de très nombreux et minces lits de schistes rouges dont les matériaux remaniés peuvent avoir donné la coloration à la brèche intraformationnelle de glissement.

Dans l'Avesnois, l'un de ces niveaux de schiste rouge hématitique du Viséen supérieur, V3b, peut même atteindre 12 mètres d'épaisseur (à la Queue-Noire-Jean).

Dans la tranchée de la « Jambe-de-Bois » la brèche est couronnée par une série de minces lits rougeâtres de dolomie microgrenue. Ces lits sont intensément plissottés comme s'ils avaient pu posséder une extrême plasticité à une certaine époque.

La couleur rouge du ciment se concilie d'ailleurs très bien avec d'éventuelles conditions « évaporitiques » ou du moins restreintes. Ce matériau de type « évaporitique » aurait pu être postérieurement pseudomorphosé en calcite et dolomie.

*Conclusion.*

Tous les éléments précités nous permettent de penser que la matrice de la brèche rouge aurait pu être formée par les fins éléments de la brèche mélangés aux matériaux écrasés et laminés d'anciens niveaux argileux rouges et peut être « évaporitiques ». Cette matrice complexe calcaro-argileuse aurait pu servir de lubrifiant entre les blocs lors des mouvements de l'olisthostrome et la progression de l'olistholite associés au-dessus des formations autochtones sous-jacentes. Ces mouvements tangentiels ont d'ailleurs induit de nombreuses stries de glissement sur les blocs calcaires de la brèche qui peuvent même prendre des formes subarrondies là où la matrice est très argileuse (Landelies, Hastière). La brèche s'est donc localisée là où il existait de nombreux lits argileux et peut-être évaporitiques qui formaient une zone plus faible au milieu des épaisses masses calcaires du Dinantien. Cette brèche constituait ainsi la zone de glissement ou olisthostrome et possédait donc une certaine plasticité. Elle a donc pu subir des étreintes locales qui expliquent ses variations d'épaisseur d'un affleurement à l'autre et parfois sur un même affleurement.

Dans les épontes stratifiées qui encadrent la zone failleuse de glissement, les bancs ont été plissottés, et localement disloqués, fracturés et destructurés en brèche monogène. Les blocs de différentes origines ont ainsi pu être mélangés lors du glissement en masse et compactés par l'énorme pression qu'ils subissaient. Ce type de formation de brèche dynamique au dépens des épontes, nous explique la présence à proximité de celles-ci d'une grande abondance de blocs qui en dérivent et l'absence de matrice rouge. A la base de la brèche dynamique, nous aurons beaucoup de blocs du Viséen moyen et au sommet beaucoup de blocs du Viséen supérieur. Par contre, dans la masse de la brèche à matrice rouge ou grise qui a servi de zone de glissement nous trouverons un mélange de blocs de différentes origines.

Nous concevons bien dès lors que les blocs situés près des épontes semblent avoir été ajustés les uns aux autres et que les interstices entre les blocs ne contiennent aucune matrice si ce n'est des fins éléments du broyage. Seuls les cristaux de calcite en scalénoèdres et sphérolithes ont pu se former dans ces vides lors de la percolation des eaux carbonatées.

La recristallisation des farines de broyages et la pseudomorphose éventuelle des éléments évaporitiques en une masse de calcite et de dolomite semble bien être un phénomène assez tardif qui doit être mis en relation avec cette même percolation due aux eaux connées.

B. LES RELATIONS DE LA BRÈCHE  
AVEC LES NIVEAUX QUI L'ENCADRENT

Nous allons résumer une série d'observations qui se rapportent aux relations de la brèche avec les niveaux stratigraphiques où elle est insérée. Les détails de ces relations se trouvent dans les descriptions des affleurements de brèche qui sont reportées en annexe à la fin de ce travail. (Annexe I.)

a) *Les érosions dues à la brèche.*

La brèche grise ou rouge érode tant son mur que son toit stratigraphique en de nombreux endroits.

En effet, à Landelies (\*), le V3 $\gamma$  fossilifère, épais d'une dizaine de mètres, forme le toit stratigraphique de la brèche dans la carrière G (fig. 8). Par contre à 100 mètres au Nord, dans la tranchée de la « Jambe-de-Bois », c'est le V3 $\beta$  qui est dans les mêmes conditions en contact avec la brèche. A cet endroit, le V3 $\alpha\gamma$  a complètement disparu par érosion de la base du Massif stratifié supérieur. On peut d'ailleurs suivre pas à pas cette érosion progressive, ainsi que G. DELÉPINE (1910) l'avait déjà noté en ces termes : « ... celui des bancs qui supporte directement la brèche, offre des traces visibles de ravinement; le dépôt de brèche rouge épouse exactement toutes les inégalités de la surface de ce banc et comble les dépressions. »

Dans la carrière située au Sud-Est du pont de chemin de fer, la brèche rouge érode les bancs fossilifères du sommet du V3 $\alpha$ . C'est ainsi que l'on voit des deux côtés de cette carrière, ces bancs qui viennent buter contre de la brèche. G. DELÉPINE (1910) considérait qu'il s'agissait du remplissage d'un karst tertiaire. La brèche érode également les bancs de la base du V3 $\beta$  renversé au sommet de la carrière de Monceau-Fontaine (G, fig. 8), ainsi que dans une petite excavation située au Sud immédiat de cette dernière, là où A. BRIART (1894) a décrit la brèche rouge qui érode les bancs de la base du Viséen supérieur, V3 $\beta$ .

Nous avons retrouvé ce phénomène d'érosion du toit de la brèche, formé de V3 $\beta$  et localement de V3 $\alpha\gamma$ , par cette dernière dans la carrière septentrionale de la coupe de Bouffioulx (fig. 7) que nous avons antérieurement décrite (H. PIRLET, 1969). En effet, le toit de cette brèche y est constitué par les bancs du sommet du V3 $\alpha$  (dans la carrière Kinet). On voit les bancs les plus inférieurs de ce niveau qui viennent buter vers le bas contre de la brèche. Les indentations que cette brèche fait avec ces bancs stratifiés excluent la présence d'une faille au contact de la brèche et indiquent qu'il existe une érosion.

Sur le flanc septentrional du synclinal que forment ces bancs supérieurs à la brèche entre les deux carrières, le contact entre la brèche et les bancs stratifiés se localise à la base du V3 $\beta$  ce qui indique que les bancs du V3 $\alpha$ , présents sur le flanc méridional du synclinal et à moins de 100 mètres, ont disparus par érosion.

Une apophyse de la brèche pénètre même dans une cassure ouverte dans ces bancs stratifiés.

Il en va de même dans la carrière septentrionale de la coupe de la rive gauche de l'Eau d'Heure (fig. 10) où l'on voit la brèche qui érode les bancs du sommet du V3 $\alpha\gamma$  et de la base du V3 $\beta$ .

Dans le massif de Poilvache, à l'aplomb du château, la brèche est localisée entre

(\*) Le massif est renversé.

deux massifs de Viséen supérieur, V3b $\beta$  et  $\gamma$  (fig. 13). Le plus méridional se trouve en position renversée, le septentrional en position normale.

La brèche qui sépare ces deux entités stratifiées a érodé le V3b $\alpha$  constituant la base du V3b dans le massif septentrional qui forme son toit. C'est donc la base du V3b $\beta$  qui repose sur la brèche. L'érosion est encore bien plus marquée à la base stratigraphique du massif méridional. Le contact entre la brèche et les bancs stratifiés se localise à la partie supérieure du V3b $\beta$ . De ce côté, le V3b $\alpha$  et la base du V3b $\beta$  manquent donc par érosion due à la brèche.

Certaines des coupes présentées en annexe démontrent également que la brèche érode son mur stratigraphique.

C'est le cas à Landelies (fig. 8) et dans les Fonds-de-Leffe où elle érode le V2b $\alpha$  et même localement le V2a (Hors-texte II).

C'est également le cas à Bouffloux (fig. 7) où elle érode du Viséen supérieur, (V3b $\gamma$ ) où encore à Florennes où elle repose sur la base du V2b et est coiffée par du Viséen supérieur, V3c.

A Mont-de-Houx (fig. 14), on voit dans le jardin en pente d'une maison un peu retirée de la route, la brèche qui érode du V2b $\alpha$ . Le contact est, dans ce cas particulier, souligné par la présence de très nombreux macrosphérolithes de calcite qui soulignent le caractère parasédimentaire (intraformationnel) de la brèche.

b) *Présence au sein de la brèche de blocs qui proviennent des zones les plus supérieures du Dinantien.*

Les érosions du toit de la « Grande brèche » s'accompagnent de la découverte de certains blocs de celle-ci qui proviennent de zones à foraminifères en général localisées nettement au-dessus du toit immédiat de la brèche visible en affleurements bien que la grosse majorité des blocs proviennent des autres assises du Dinantien.

On y trouve, par exemple, des blocs qui proviennent du V3b $\gamma$ , du V3c ou encore quelques cailloux de Namurien (Florennes, Hastière, Fonds-de-Leffe, Flavion, Royseux, Landelies, Bouffloux, Châtelet pour le V3b et V3c; Doullers et Dinant en ce qui concerne le Namurien).

En effet, nous avons trouvé certains blocs qui exposent la microfaune caractéristique suivante :

*Howchinia exilis* subsp. *compressa*, *Howchinia bradyana*, *Archaediscus mölleri*, *Archaediscus globosus*, *Archaediscus convexus*, *Archaediscus gigas*, *Archaediscus teres*, *Archaediscus clarus*, *Archaediscus grandiculus*, *Archaediscus redivus*, *Archaediscus saleii*, *Archaediscus* cf. *saleii*, *Archaediscus vertens*, *Rugosoarchaediscus*, *Neoarchaediscus incertus*, *Planoarchaediscus eospirillinoïdes*, *Cribrostomum lecomptei*, *Endothyra omphalota minima*, *Rugosoarchaediscus* (voir planche photographique I).

Cette association microfaunistique établit que ces blocs proviennent du Viséen supérieur, V3b (V3b $\alpha$  et V3b $\gamma$ ) (zones à *Howchinia*, et à *Rugosoarchaediscus*).

D'autres blocs (à Florennes) contiennent une faune où des *Asteroarchaediscidae* voisinent avec *Neoarchaediscus incertus* et *Neoarchaediscus minimus* qui indiquent qu'ils proviennent du V3c (zone à *Asteroarchaediscus*) (voir planche photographique I).

Ces faits indiquent que la brèche a érodé et remanié des niveaux stratigraphiques apparemment plus jeunes qu'elle qui s'étaient déjà sédimentés. Seule une origine dynamique de la brèche peut expliquer ces faits, à l'exclusion de toute origine sédimentaire.

La « Grande brèche » s'est donc formée après le dépôt des bancs les plus supérieurs du Dinantien et même après le dépôt du Namurien.

*Justification de l'argument paléontologique* (voir Tableau I et Pl. photographique I).

Les éléments qui nous permettent d'étayer cette justification micropaléontologique reposent sur une série d'arguments explicités ci-dessous.

Depuis 1963, R. CONIL et nous-même, avons divisé le Viséen des synclinoriums de Namur et de Dinant en une série de zones micropaléontologiques sur la base des successions d'assemblages de foraminifères et en particulier des *Archaeodiscidae*. Ce travail a été effectué dans des coupes continues qui se recoupent.

Plus récemment R. CONIL et M. LYS (1964, 1971) ont précisé ces zones micropaléontologiques sur la base du développement phylogénique des *Archaeodiscidae* (Tableau I).

Cette zonation se retrouve avec les mêmes successions de fossiles dans divers pays étrangers (Iran, Egypte, U.R.S.S., Allemagne de l'Ouest, France, Angleterre, U.S.A., Tchécoslovaquie).

Cette succession de zones met en évidence une zone assez inférieure où les *Archaeodiscidae* ne possèdent aucune nodosité (V1-V2a), une seconde et troisième zone un peu plus supérieures où les nodosités apparaissent (V2b $\alpha$ -V3a) et gagnent tous les genres (V3b $\alpha$  avec *Howchinia*), une quatrième zone où apparaissent des aspérités en forme d'étoiles au centre des *Archaeodiscidae*, c'est la zone à *Rugosoarchaediscus* (V3b $\beta$ - $\gamma$ ), et une cinquième zone où les aspérités étoilées se sont développées et prédominent, c'est la zone à *Asteroarchaediscidae* (V3c).

Cette zonation, est d'application absolue en Belgique et constitue le résultat de l'analyse micropaléontologique d'une grande série de coupes situées tant dans le synclinorium de Dinant où la « Grande brèche » existe entre le V2b et le V3b que dans le synclinorium de Namur à l'Est de cette ville (et à Landelies) où les coupes sont souvent continues et localement exemptes de brèche grise ou rouge.

Le grand nombre de coupes analysées afin d'établir cette zonation et leur grande répartition géographique, nous permettent d'exclure radicalement la possibilité qu'une des zones les plus supérieures et très typiques (zones à *Rugosoarchaediscidae* et à *Asteroarchaediscidae*) aient déjà pu s'établir latéralement dès le début du dépôt des roches du V3a. Partout où nous connaissons du V3a non bréchique, il est surmonté par la zone à *Howchinia-Archaeodiscus gigas*. Cette dernière précède alors toujours la zone à *Neoarchaediscus incertus* qui contient les premiers *Rugosoarchaediscus*. Cette zone est elle-même antérieure à la zone à *Asteroarchaediscus* qui n'apparaissent jamais que dans l'extrême sommet du V3b avant que de prédominer au V3c.

Comme nous l'avons déjà dit, nous trouvons au sein de la brèche dite « V3a » fréquemment insérée entre le V2b et le V3b, des blocs qui livrent une microfaune des zones à *Rugosoarchaediscus* et à *Asteroarchaediscus*, c'est-à-dire des zones du Viséen supérieur, V3b $\gamma$  et V3c. Il en résulte que la brèche qui contient ces blocs ne peut pas être une brèche sédimentaire.

Nous la considérons comme une brèche dynamique ainsi que A. Briart l'avait déjà fait dès 1894 pour la brèche de Landelies.

c) La « Grande brèche » est oblique vis-à-vis des niveaux stratigraphiques qui l'encadrent.

La « Grande brèche » ne se localise pas toujours entre les mêmes niveaux stratigraphiques, ainsi qu'on l'a cru très longtemps. C'est ainsi que dans le Sud du bassin de Dinant, à Florennes, elle sépare le V2b $\alpha$  du V3c, à Dinant, elle sépare le V3b du V2b $\gamma$ ; à Bouvignes, elle sépare le V2b du V3b; à Poilvache, elle sépare deux massifs du Viséen supérieur, V3b, en positions inverses; à Bouffioulx, elle permet la répétition d'un même niveau stratigraphique (V3b), l'un en position normale (au Nord), l'autre en position inverse (au Sud) et à Landelies, elle sépare le V2b et localement le V2a du V3b ou du V3a supérieur.

## TABLEAU I

## Zonation micropaléontologique du Viséen

V1a Abondance des *Pseudoammodiscidae*, dont des *Brunsia*.

*Archaediscidae primitifs*.

V1b — Apparition des *Archaediscidae* primitifs (*Planoarchaediscus*, *Paraarchaediscus*) issus des *Brunsia* par formation progressive d'une couche radiée dans les régions ombilicales.

— Apparition des *Permodiscus*.

— Apparition des *Archaediscus* à lumières lisses.

V2a Persistance des *Archaediscidae* primitifs.

*Archaediscus* à lumières généralement lisses.

V2b } Disparition presque totale des *Archaediscidae* primitifs et multiplication des  
V3a } *Archaediscus* à lumières lisses.

Multiplication des *Archaediscidae* à enroulement sigmoïde et apparition de quelques *Arch.* à nodosités arrondies (*A. cornua*, *A. demaneti*).

V3b $\alpha$  Apparition des *Archaediscus* géants (*A. mölleri*, *A. gigas*) et *Archaediscus* à nodosités arrondies parmi les petites formes banales héritées du V2b-V3a. (Ce stade est contemporain de celui de l'apparition des *Howchinia*).

*Archaediscidae* à nodosités.

V3b $\beta$  Apparition progressive des *Rugosoarchaediscus*; la denticulation des formes de transition commence vers le centre de l'enroulement; elle est souvent peu perceptible et a le plus souvent échappé à l'observation. Ces *Rugosoarchaediscidae* voisinent avec les *Archaediscus* à nodosités arrondies. Très rares *Neoarchaediscus*. Ce stade d'évolution a été particulièrement bien observé en Iran (F. BOZORGNIA).

V3b $\gamma$  Les nodosités apparaissent dans tous les groupes.

Multiplication des *Rugosoarchaediscus*. *Neoarchaediscus* plus fréquents vers le haut.

Persistance des formes de type V2b-V3a.

Les aspérités annonçant les *Asteroarchaediscidae* apparaissent également dans la partie terminale de cette zone.

*Archaediscus* étoilés par des aspérités.

V3c Apparition des *Asteroarchaediscus* typiques, multiplication des *Neoarchaediscus*. Nombreux *Rugosoarchaediscus*.

Nm Multiplication des *Asteroarchaediscus*. Apparition des *Eosigmoilina* (Pas en Belgique).

La « Grande brèche » rouge et grise des synclinoriums de Dinant et de Namur ne constitue donc pas un niveau stratigraphique. Elle est au contraire oblique à ces derniers ainsi qu'on peut le voir sur le Hors-texte III.

Cette oblicité résulte du fait que la brèche est d'origine dynamique et érode tant son mur que son toit stratigraphique. Ce ne sont donc pas toujours les mêmes niveaux stratigraphiques qui l'encadrent.

d) *La répétition de certains niveaux stratigraphiques.*

Dans la coupe de Bouffloux (fig. 7, page 89), nous avons mis en évidence la présence d'un olistholithe du Viséen supérieur, V3b au-dessus de la brèche dynamique qui forme l'olisthostrome. Ce dernier érode du Viséen supérieur, V3b $\gamma$  sous-jacent à la brèche.

La brèche dynamique permet donc la répétition d'un même niveau stratigraphique. La comparaison des lithofacies des bancs des niveaux situés en dessous et au-dessus de l'olisthostrome permet de préciser que l'olistholithe possède une origine plus méridionale que celle du massif méridional de la coupe, constitué de Viséen supérieur qui forme l'autochtone sur lequel l'olistholithe à glissé par l'intermédiaire de l'olisthostrome.

Dans la coupe de Houx-Poilvache, il en va de même car de la brèche d'origine dynamique sépare deux massifs de Viséen supérieur-Namurien, l'un au Nord en position normale, l'autre au Sud en position renversée.

Nous pouvons donc dire que la « Grande brèche », qui permet localement la répétition d'un niveau stratigraphique donné, ne constitue pas elle-même un niveau stratigraphique.

e) *Les conditions de gisement des niveaux répétés par la brèche.*

Un des aspects le plus intéressant de l'étude de la « Grande brèche » consiste dans celles des conditions de gisements de la « Grande brèche » lorsqu'elle répète certains niveaux stratigraphiques, le V3b notamment à Poilvache (fig. 13).

Nous connaissons déjà le fait que la brèche rouge du Château de Poilvache permet la répétition de deux massifs du Viséen supérieur-Namurien, l'un en position normale au Nord (au Sud immédiat de la station de Houx), l'autre en position renversée (à hauteur du village de Houx).

Nous devons nous demander comment se disposent ces deux massifs et à quoi ils se rattachent (fig. 14) ?

Nous devons nous rappeler que dans la coupe de l'Auberge de Bouvignes (fig. 12), il existe au Nord de celle-ci et au-dessus du V3b, un petit lambeau de Namurien en position normale, limité au Nord par une faille. Ce Namurien est perché tout en haut de la colline et devrait se retrouver au-dessus des bancs du Viséen supérieur, V3b $\gamma$ , à pente Nord sur la rive droite de la Meuse à Mont-de-Houx (fig. 14). A cet endroit, il n'existe plus car la pénélaine recoupe cette structure qui s'est surélevée vers l'Est.

Nous rattachons ce V3b-Namurien en position normale du Massif de Mont-de-Houx-Auberge de Bouvignes, au massif de V3b-Namurien en position normale du massif septentrional de la coupe de Poilvache (Houx-Station) par dessus les deux massifs renversés de Mont-de-Houx et de Houx (fig. 14).

Ces derniers se rattachent alors très logiquement l'un à l'autre par dessus le Namurien du vallon d'Awagne qui se trouve en position renversée sous le calcaire dinantien.



*Conditions de gisement du massif de Houx-Poilvache au sein du bassin namurien d'Anhée (fig. 14, p. 113).*

L'ensemble décrit ci-dessus dans les coupes de l'Auberge de Bouvignes et de Mont-de-Houx-Poilvache, nous fait penser qu'il existe un vaste pli anticlinal couché vers le Nord, dont la tête plonge sous le château de Poilvache. Le flanc calcaire renversé sur le Namurien se distingue sous la Tour de Géronsart où il pend Nord et sur le flanc Nord de Mont-de-Houx où il pend Sud. On poursuit le flanc calcaire septentrional du vallon d'Awagne en position renversée sur le « bassin » namurien vers l'Est jusqu'au-delà du village d'Awagne où le calcaire s'est décollé du Namurien sous-jacent. A l'Est de ce village, la voute calcaire renversée se ferme au-dessus du Namurien et se rattache au flanc Sud calcaire du bassin Namurien d'Awagne.

Vers l'Ouest, le large bassin namurien d'Anhée ne présente aucun massif calcaire médian comme sur la rive Est (massif de Houx-Poilvache). Ce fait est dû à la surélévation vers l'Ouest du front de l'ensemble du pli anticlinal couché calcaire qui a été érodé sur la rive gauche de la Meuse. Le Namurien de la plaine d'Anhée appartient donc au cœur ou au flanc normal du pli synclinal couché sous-jacent au pli anticlinal. On poursuit le flanc calcaire renversé du bord Sud du massif namurien d'Anhée jusqu'au Sud du village de Haut-le-Wastia où nous trouvons deux écailles de Viséen supérieur-Namurien qui appartiennent encore au flanc renversé (Sud de Haut-le-Wastia et îlot Sud) (F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> de la fig. 14).

A Haut-le-Wastia même, et jusque dans la carrière de Jaiffe à Warnant, on trouve au moins cinq écailles formées de Viséen supérieur-Namurien en position normale (F<sub>3</sub> à F<sub>7</sub>).

Ces écailles appartiennent alors au flanc normal du pli synclinal couché formé de Viséen supérieur-Namurien, sous-jacent au pli anticlinal. Ce flanc inférieur apparaît grâce à la surélévation vers l'Ouest de l'ensemble de la structure.

Au Nord-Ouest de la carrière de Jaiffe et à l'Ouest du clocher de Warnant, on trouve une écaille qui présente le front d'un petit pli couché, décrit par F. KAISIN (1934) (F<sub>8</sub>), puis au Nord trois nouvelles écailles en position normale (F<sub>11</sub>, F<sub>9</sub>, F<sub>10</sub>). La troisième s'étend à l'Ouest de Warnant jusqu'à proximité du village de Bioul (F<sub>10</sub>). Dans le village de Bioul et vers l'Ouest, on retrouve encore une série d'écailles (F<sub>12</sub> à F<sub>15</sub>) de Viséen supérieur-Namurien qui se disposent en échelons vers le Nord-Ouest, jusqu'à la carrière du Tilleul. Certaines de ces écailles ont été exploitées pour la fourniture du marbre « Bleu-belge ».

Cette disposition générale est donnée par l'écaillage des flancs inverses et normaux du pli couché synclinal qui se surélève vers l'Ouest (fig. 14).

Ces deux plis couchés, synclinal et anticlinal, se sont formés avant la tectogenèse asturienne, car leurs flancs horizontaux sont repris par un plissement à plans axiaux verticaux (antiforme du vallon d'Awagne, anticlinal de Salet). L'écaillage s'est lui-même effectué après la formation du pli couché.

Le pli anticlinal couché du sommet du Calcaire carbonifère sur le Namurien (massif de Houx-Poilvache) s'est lui-même formé à la suite de la progression de l'olistholithe sur la brèche dynamique à la faveur du décollement local de l'olistholithe supérieur et de son invagination.

Dans la coupe de Houx-Poilvache, les bancs stratifiés des deux flancs de la brèche rouge appartiennent donc à l'olistholithe.

#### f) *Présence d'écailles et d'olistholithes dans la brèche.*

La carrière septentrionale de la rive Ouest de la coupe de l'Eau d'Heure, expose une belle coupe où l'olistholithe de Viséen supérieur, V3b-V3c, repose sur une brèche

rouge (le tout en position renversée) où de gros paquets de bancs stratifiés du Viséen moyen, V2b, sont entourés de toutes part par de la brèche. Il s'agit d'écailles arrachées au substratum de la brèche et à la base de l'olistholithe lors du glissement en masse de celle-ci (production de l'olisthostrome et de l'olistholithe associé).

En de nombreux autres points (Landelies-Bouffiuoux, Hastière, Florennes) d'énormes blocs de bancs stratifiés du V2b ou du V3b de plusieurs m<sup>3</sup> sont emballés dans la brèche rouge.

Au vu de leur taille, il est exclu que ces blocs proviennent de la destruction par un phénomène sédimentaire de roches antérieurement déposées. Ce sont des petits blocs exotiques (ou petits olistholithes) compris dans l'olisthostrome.

Il existe également des olistholithes ou écailles de plus grande dimension qui comprennent par exemple l'ensemble du V3b et même du Namurien. Un de ces olistholithes est compris dans la brèche à Fontaine-L'Évêque (Hors-texte I). Nous pensons ici au « Lambeau de Gaux » qui était jusqu'à présent considéré comme une écaille tectonique limitée à sa base par la faille de Gaux.

La « faille » qui le limite à sa base se poursuit vers l'Est jusqu'à la ferme de Luze où on la retrouve en sondage. Il est cependant impossible de la faire passer dans la coupe de la rive droite de la Sambre dans la carrière de St-Martin où les différentes failles visibles dans la grande plateure sous-jacente à la brèche et formée par le V3b renversé ont toutes de très faible rejet.

Le massif des Gaux est donc bien une grosse écaille (ou olistholithe) enrobée dans la brèche qui la borde au Nord, au Sud et à l'Est.

A l'Ouest immédiat de la ferme de Luze, on voit même l'extrémité orientale de cet olistholithe formée par des schistes namuriens qui viennent se perdre et sont écrasés entre deux masses de brèches rouges.

Dans le Hors-texte I figure toute une série de ces olistholithes enrobés dans la brèche, et en particulier deux de ceux-ci, visibles dans la carrière située au Nord de la tranchée de la « Jambe-de-Bois » (coupe de la rive ouest de la Sambre à Landelies).

A cet endroit, l'olistholithe septentrional surmonte et est encadré par de la brèche rouge. Il présente un pli couché dans des roches du V2b que l'on peut poursuivre vers l'Ouest jusqu'à proximité de la ferme de Luze. Il en va de même pour l'olistholithe méridional de cette coupe qui est formé de calcaires beiges du V2a possédant une schistosité.

D'autres olistholithes de mêmes nature et origine sont visibles dans la coupe de l'Eau d'Heure (Hors-texte I), en particulier dans l'ancienne carrière Dupuis où l'on voit de nombreux bancs stratifiés de V2b qui se fracturent, se disloquent et passent à de la brèche rouge ainsi que dans la carrière d'Opprebaix où la grande série de bancs subverticaux du Viséen constitue également un olistholithe (fig. 10). En effet, cette série verticale ne se poursuit pas vers l'Ouest (coupe de St-Martin où l'on voit la dalle du V3b renversé qui supporte la brèche rouge. Cette série de bancs verticaux est isolée et repose donc sur la brèche rouge. A Dinant (fig. 11), nous considérons que le Namurien qui a été signalé dans la brèche de la station (V. BRIEN, 1909), constitue également une écaille ou olistholithe compris dans la brèche rouge.

#### g) *La brecciation des épontes de la brèche.*

Lors du glissement en masse de l'olistholithe, par l'intermédiaire de la brèche qui forme l'olisthostrome, sur les formation sous-jacentes, les épontes stratifiées de cette brèche ont été soumises à d'intenses contraintes qui se marquent localement par des dislocations importantes de ces mur et toit stratigraphiques.

Il en résulte que les bancs stratifiés de ces derniers se fissurent au voisinage de la brèche, se déstructurent, se broient et se fragmentent localement sur place en des brèches monogènes parfois sans matrice et sans ciment. Ces brèches monogènes encadrent alors la zone de glissement principal formée de brèche hétérogène à matrice grise ou rouge et passent latéralement à la de la brèche rouge.

Le cas le plus typique est exposé dans les Fonds-de-Leffe sur la section de la route orientée du Nord au Sud, au Sud immédiat de la borne 2. A cet endroit (Hors-texte II, f), ce sont les bancs du V2b du substratum de la brèche qui sont affectés par ces contraintes et les bancs stratifiés se perdent ainsi latéralement dans de la brèche grise ou rouge.

On retrouve ces passages latéraux, par dislocations des bancs et mélange à la brèche rouge, bien exposés dans la coupe de l'Eau d'Heure (Carrière Dupuis) ou encore dans la coupe de Bouvignes au Nord immédiat de la Chapelle rouge.

Nous comprenons alors beaucoup mieux les raisons pour lesquelles la brèche à ciment rouge est souvent encadrée vers ses épontes par deux zones où prédominent les brèches grises relativement monogènes sans matrice. Ces zones proches des épontes et où l'on trouve principalement des blocs de même nature que les épontes (V2b à la base, V3b vers le sommet), sans ciment ou sans matrice, constituent les zones de dislocations des épontes de part et d'autre de la zone de glissement principal (olisthostrome) formée de brèche polygène à matrice rouge argilo-calcaireuse.

#### h) *L'origine des plis en Z dans les bancs qui encadrent la brèche.*

Les contraintes dans les épontes se sont donc également manifestées par l'apparition dans les bancs stratifiés V2b et V3b qui encadrent la brèche, de plissements à plans axiaux faiblement inclinés sur la masse principale de la brèche.

On a en effet signalé dans la plupart des gisements de la « Grande brèche », de nombreux petits plis en Z à plans axiaux proches de l'horizontale, avec des longs flancs de 5 à 20 m et de courts flancs de 1 à 5 m. Ces plis en Z s'amortissent d'ailleurs rapidement dès que l'on s'éloigne en stampe normale de la brèche. L'absence presque totale de ce type de déformation dans les formations sus- et sous-jacentes qui sont séparées de la brèche par une certaine épaisseur de bancs stratifiés et leur grande fréquence dans les formations proches de la brèche indiquent clairement qu'elles sont liées à la présence de la brèche dynamique.

Ces plis en Z sont particulièrement spectaculaires dans la tranchée de la « Jambe-de-Bois », dans la gare de Dinant, dans la coupe de Houx-Poilvache, dans les Fonds-de-Leffe, à Bouffioulx, ainsi que dans la tranchée du Screpia à Sossoye (F. KAISIN, 1935).

#### i) *Essai d'explication de la présence des plis en Z.*

Ces plis en Z ont toujours des plans axiaux subhorizontaux qui recoupent la masse de l'horizon de brèche suivant un angle de faible valeur. Ce type de déformation n'a aucune relation avec le style de plissement régional qui est de type synanticlinorial avec des plans axiaux redressés.

Au contraire, si nous tenons uniquement compte de l'horizon de brèche et des plis en Z localisés dans ses épontes, nous nous apercevons que les plans axiaux de la plupart de ces plis changent de pente vers le Nord ou vers le Sud suivant qu'ils se localisent sur l'un ou l'autre flanc des formes synclinales ou anticlinales (synformes ou antifformes) qui affectent localement l'horizon de brèche. Par contre, ces plis sont semblablement disposés vis-à-vis de la dalle de brèche si nous remettons cette dalle à l'horizontale (Landelies, tranchée de la « Jambe-de-Bois », fig. 3).

Ces plis sont donc antérieurs à la formation des plis à plans axiaux redressés et ce fait démontre également la relation de dépendance de ces plis avec le niveau de brèche.

Nous voyons parfois que les bancs affectés de ces plis en *Z* viennent buter contre la brèche constituée, à proximité de ses épontes, par de très nombreux blocs anguleux qui proviennent de ces bancs.

Ces plis en *Z* pourraient être considérés comme des plissements locaux dus à du « slumping » ou encore comme des plis d'entraînement, ainsi que l'avait fait F. KAISIN (1935) pour celui de la tranchée de la Jambe-de-Bois, pour ceux de la station de Dinant et pour celui de la tranchée du Screpia à Sossoye.

Dans la tranchée du Screpia, F. KAISIN a même signalé un pli en *Z* dont le plan axial est prolongé par une petite faille dans le massif de brèche. Les plans axiaux de ces plis en *Z*, sont localement subparallèles à des cassures ou petites failles à faible rejet, qui affectent la brèche ou ses épontes. Dans ce cas, les mouvements relatifs des lèvres de ces failles prolongent les mouvements relatifs des bancs affectés par les plis en *Z*.

Nous pouvons aisément expliquer ces plis en *Z* si nous considérons, comme nous l'avons fait, la « Grande brèche » comme une brèche tectonique d'origine dynamique. La masse de bancs stratifiés, présente au-dessus de la brèche, constitue alors un olistholithe ou encore une nappe ou une écaille, ainsi que nous l'avons démontré dans la coupe de Bouffoulx (H. PIRLET, 1969). La brèche elle-même constitue un olisthostrome et représente une grande zone failleuse de glissement.

Il ne serait donc pas étonnant de trouver dans les épontes, à côté de plis d'entraînement, des plis et des failles antithétiques (en retour) (P. MICHOT, 1934); ces dernières sont cependant difficiles à mettre en évidence dans une brèche. Si nous analysons les plis en *Z* de la gare de Dinant, de Poilvache, de l'Auberge de Bouvignes, de la tranchée de Screpia et de la tranchée de la « Jambe-de-Bois », nous allons voir que dans certains cas ces plis en *Z* constituent des plis d'entraînement, d'autres des plis en retour. Il nous faut donc analyser les différents cas qui se présentent.

#### 1<sup>e</sup> cas — La coupe de la « Jambe-de-Bois » (fig. 3).

Dans le cas du synforme suivi d'un antiforme visibles dans la tranchée de la « Jambe-de-Bois » à Landelies (fig. 8), nous voyons que les bancs renversés du Viséen supérieur, V3b, sont affectés d'une série de trois plis en *Z* dont les plans axiaux divergent vers le bas sur chaque flanc du synforme et convergent vers le bas sur chaque flanc de l'antiforme.

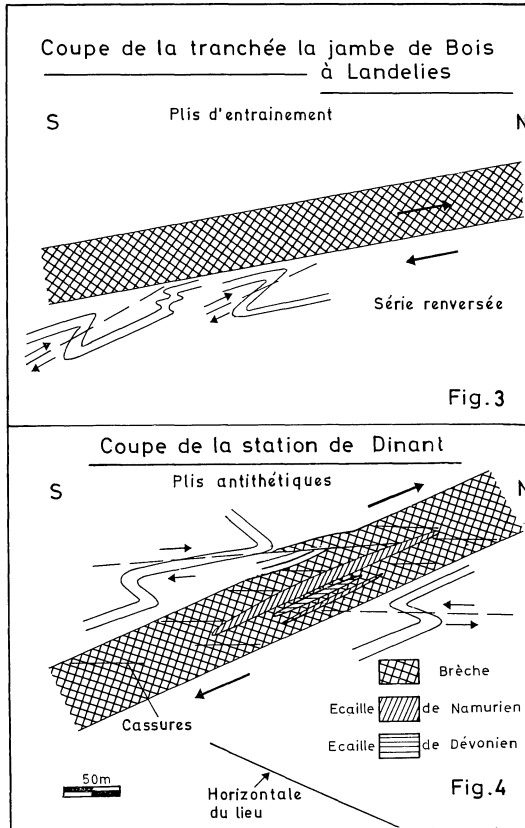
Si nous déplions ces plis antiforme et synforme de telle manière que l'horizon de brèche géométriquement supérieur forme une masse subhorizontale, nous obtenons une situation où les longs flancs des plis en *Z* sont subparallèles à la dalle de brèche (fig. 3). Nous voyons que les plans axiaux de ces plis en *Z* pendent Sud et forment un angle aigu avec l'horizon de brèche considéré comme un olisthostrome.

Le sens de déplacement des bancs affectés par ces plis en *Z* montre que dans chacun d'eux les bancs proches de la brèche ont été entraînés vers le Nord par les mouvements relatifs. Nous en concluons que l'olistholithe formé par le V3b a été entraîné vers le Sud relativement à la brèche (olisthostrome).

Nous devons cependant nous rappeler que dans le cas de la coupe de Landelies, tout le massif se trouve actuellement en position renversée. Il en résulte qu'à l'origine avant tout renversement, c'est le massif de Viséen supérieur, V3b surmonté du Namurien qui s'est déplacé vers le Nord par rapport à la brèche et au massif stratifié de Viséen inférieur et moyen. Les plis en *Z* doivent être considérés comme des plis d'entraînement.

2<sup>e</sup> cas — *La coupe de Houx-Poilvache* (fig. 13).

Dans ce cas, les bancs du Viséen supérieur, V3b qui forment les épontes de la brèche, tant au Sud de celle-ci qu'au Nord, sont affectés de plis en Z. Nous pouvons résumer la situation de ces plis vis-à-vis de la brèche dans le schéma de la figure 5 :



Nous voyons que chacun des plans axiaux de ces plis en Z recoupe l'horizon de brèche suivant un angle aigu.

Ces plis peuvent être considérés comme des plis d'entraînement en relation avec une zone de glissement représentée par la brèche. En effet, le massif Nord a glissé sur la brèche vers le Nord et le massif Sud renversé a joué le rôle de substratum vis-à-vis du massif Nord et de la brèche considérée comme olisthostrome.

Nous ajoutons, ainsi que nous le précisons plus loin, que ces deux massifs en position normale et renversée sont dus à une invagination de la brèche au-dessus du bassin namurien. Cette invagination qui forme un anticlinal couché, est la conséquence du glissement en masse de l'olistholithe, V3b-Namurien, vers le Nord sur l'olisthostrome et les plis d'entraînement semblent être antérieurs à l'invagination.

3<sup>e</sup> cas — *La coupe de la station de Dinant* (fig. 11).

Si nous dessinons la brèche de la station de Dinant et ses épontes, nous obtenons

nous le schéma de la figure 4. Nous voyons que les plans axiaux des plis en Z qui se trouvent au Nord et au Sud de la brèche, forment des angles faibles avec l'horizon de brèche.

Si nous analysons les déplacements relatifs des bancs affectés par ces plis en Z, nous voyons que ces plis pourraient être considérés comme des plis en retour impliquant que le massif stratifié situé au Sud de la brèche s'est déplacé vers le Nord vis-à-vis du massif stratifié situé au Nord.

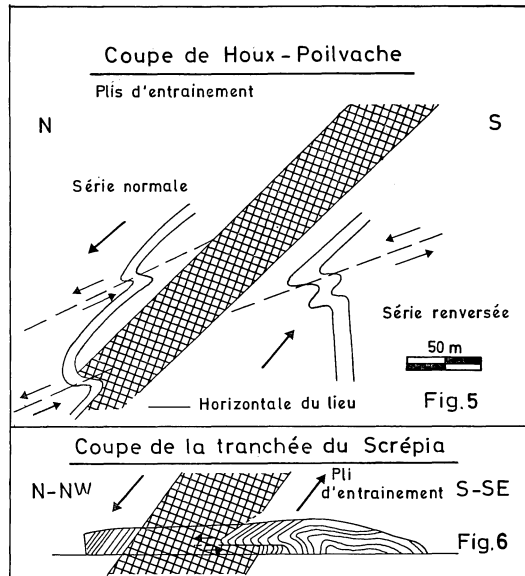
En effet, ces plis ne peuvent être des plis d'entraînement vers le Nord si nous considérons qu'ils se situent dans les bancs stratifiés du substratum sur les deux flancs d'un synclinal de V2b supportant la brèche.

En effet, dans ce cas, ils seraient de style opposé dans un même substratum.

Il est beaucoup plus satisfaisant de les considérer comme des plis en retour dans deux massifs de V2b situés de part et d'autre d'une dalle massive de brèche rouge qui pend vers le Sud. Cette dalle, considérée comme olisthostrome, constituerait la zone de glissement principal du massif Sud au-dessus du massif Nord. Cette idée rejoindrait celle de A. LOHEST (1911) qui voyait dans la gare de Dinant le passage d'une faille de charriage à pente Sud qui serait accompagnée d'une écaille de charriage constituée par le Namurien pris dans la brèche. Nous considérons, pour notre part, ce Namurien comme un olistholithe enrobé dans la brèche.

Cette conception est appuyée par la présence d'un bloc psammitique de Tournaisien inférieur ou de Dévonien dans la brèche.

Le pli en retour situé au Sud de la brèche est prolongé dans la brèche par une cassure qui est en réalité une petite faille en retour dont les lèvres ont subi



les mêmes mouvements relatifs que les bancs déformés par le pli en retour. Une série d'autres cassures parallèles à la précédente découpent la brèche rouge en lui conférant une pseudostratification.

4<sup>e</sup> cas — La tranchée du « Scrépia » à Maredsous.

La figure 6 reproduit les relations entre la brèche et les bancs du Viséen moyen,

V2b, telles qu'elles ont été figurées par F. KAISIN en 1935. Cette figure explicite clairement les relations d'un pli en  $Z$  avec une petite faille subhorizontale qui est parallèle à son plan axial.

Le pli en  $Z$  qui affecte les bancs stratifiés, amortit en effet le déplacement des deux lèvres de la faille.

Le rejet de la faille, bien visible lorsqu'elle sépare les bancs stratifiés de la brèche, n'est plus perceptible lorsque les deux lèvres de la faille sont formées de brèches; à cet endroit, la faille se perd d'ailleurs dans la brèche.

L'analyse des mouvements relatifs des deux lèvres de la faille et des bancs déformés par le pli en  $Z$  implique que ce pli doit être considéré comme un pli d'entraînement dû au glissement vers le Nord du massif Nord formant l'olistholithe et de la brèche considérée comme olisthostrome.

### *Conclusion.*

Il faut considérer les plis en  $Z$  à plans axiaux couchés qui affectent les épontes de la brèche, comme des plis d'entraînement dans les cas de la tranchée de la « Jambe-de-Bois » à Landelies, de la coupe de Houx-Poilvache et de la tranchée du Screpia à Maredsous.

Dans le cas de la coupe de la station de Dinant, les plis en  $Z$  peuvent être considérés comme des plis en retour (antithétiques).

Ces différents types de plis que l'on trouve dans les épontes de la brèche dynamique sont à mettre en relation avec les mouvements relatifs du substratum, de l'olisthostrome et des olistholithes à l'occasion des glissements par gravité de masses déjà sédimentées et cela préalablement au plissement varisque.

### C. LES RELATIONS ENTRE LA « PETITE » ET LA « GRANDE BRÈCHE »

Les deux brèches, quand elles coexistent dans une même coupe, sont séparées l'une de l'autre par une masse de bancs stratifiés du Viséen moyen, V2b, d'une quarantaine de mètres d'épaisseur en moyenne.

La « Petite brèche » se localise en général dans les bancs de la base du Viséen moyen, V2b, et la « Grande brèche » entre le sommet du Viséen moyen, V2b, et la base du Viséen supérieur, V3b $\alpha$ . Localement, il arrive que la « Grande brèche » sépare le Viséen moyen, V2b, du Viséen très supérieur, V3b $\gamma$  ou V3c, ou encore le V3b $\gamma$  du V3b $\alpha$ .

La « Grande brèche » peut encore éroder profondément le Viséen moyen, V2b, et même reposer directement sur l'extrême base de ce Viséen moyen. Dans ce cas, la « Petite brèche » n'existe pas ou est confondue avec la « Grande brèche ».

Dans certaines coupes, il est même parfois difficile, en l'absence de couverture stratifiée à la brèche, de préciser s'il s'agit de la « Petite » ou de la « Grande brèche ».

En effet, la « Petite brèche » est également une brèche dynamique polygène qui n'a aucune matrice sédimentaire. Elle est donc très semblable à la « Grande brèche ».

Les « Petite » et « Grande brèche » constituent donc des entités qui se ressemblent fort par leur composition, leur mode de gisements et leur origine dynamique. Les bancs stratifiés du Viséen moyen, V2b, qui les sépare doivent être considérés comme une écaille (ou olistholithe) comprise entre les deux brèches. Les bancs du V2b de cette écaille sont restés stratifiés car ils ont résisté à la brecciation sauf près des épontes des brèches où ils sont plissottés et localement disloqués. Des bancs massifs, construits, qui alternent avec de nombreux lits argileux, se localisent en-dessous et au-dessus de ces bancs stratifiés. Ils se sont brechifiés plus facilement

grâce à leur plus grande fragilité et à leurs délits argileux. Ces bancs fracturés et bréchifiés ont servi de zone de glissement principal localisant ainsi deux olisthostromes appelés « Petite » et « Grande brèche ».

Localement, (route de Lisogne dans les Fonds de Leffe (Hors-texte II), nous voyons les bancs du Viséen moyen, V2b traversés par toute une série de fractures injectées de brèche rouge à la manière de dykes qui entrelardent ainsi le V2b. Ils indiquent que cette écaille de Viséen moyen a été disloquée et assurent la jonction entre les deux brèches. Ce fait met bien en évidence le caractère disloqué de cette écaille de V2b.

#### IV. LA « GRANDE BRÈCHE » CONSTITUE UN OLISTHOSTROME

En différents endroits des synclinoriums de Namur et de Dinant, les dispositions relatives de la masse de brèche interstratifiée dite « V3a » et des bancs qui l'encadrent et notamment son oblicité vis-à-vis de ceux-ci, les érosions du mur et du toit stratigraphique de la brèche, les étrointes locales de la brèche, la répétition de certains niveaux stratigraphiques, la présence au sein de celle-ci de blocs qui proviennent de bancs situés stratigraphiquement en-dessous et au-dessus de la brèche et d'écailles de différentes dimensions, démontrent que la brèche est d'origine dynamique.

Cette thèse est renforcée par la localisation de plis en *Z* dans les épontes stratifiées de la brèche. Ces plis, qui doivent être considérés comme des plis d'entraînement et parfois en retour (antithétiques) sont à mettre en relation avec les mouvements relatifs de la brèche et de ses épontes. Ils s'amortissent à distance des épontes et se prolongent parfois dans la brèche sous la forme de petites failles à faible rejet localement remplies d'argile. Ces plans de cassures peuvent d'ailleurs localement conférer à la brèche une pseudostratification.

La zone de brèche constitue la zone failleuse qui a enregistré les déplacements les plus importants. Elle peut être considérée comme une zone de glissement en masse et de brecciation intraformationnelle. De nombreuses stries de glissement, témoins des mouvements de cette brèche dynamique, affectent les blocs et même le ciment de la brèche rouge.

Les contraintes qui ont affecté les épontes de la brèche ne se sont pas uniquement exprimées en des plis d'entraînement et en retour. Les bancs de ces épontes ont été intensément fracturés, déstructurés et même bréchifiés. C'est ainsi que la zone de brèche rouge est souvent encadrée par deux zones de brèches grises plus ou moins monogène, presque sans matrice et parfois sans ciment dont les blocs proviennent manifestement, dans leur majorité, de la brecciation des épontes proximales.

De tous ces caractères et aussi de la présence au sein de la matrice rouge d'une certaine proportion non négligeable d'éléments argileux qui ont servi de lubrifiant lors du glissement en masse, nous pouvons dire que les « Grande » et « Petite brèche » sont des brèches dynamiques que nous appellerons olisthostromes (G. FLORES, in BENEVO, 1956).

Ces olisthostromes contiennent et supportent des olistholithes de différentes tailles depuis le m<sup>3</sup> jusqu'à cet énorme « lambeau de recouvrement » formé de V3b-V3c-Namurien qui recouvre en général la brèche dynamique (olisthostrome). Ce dernier a glissé sur la brèche dynamique dans le synclinorium de Dinant et dans une grande partie de celui de Namur.



## V. L'ORIGINE DE L'OLISTHOLITHE

L'analyse sédimentologique comparative des niveaux stratigraphiques répétés par la brèche dynamique et en particulier du Viséen supérieur, V3b, montre que l'olistholithe est en général d'une origine plus méridionale que l'autochtone.

En effet, à Bouffioux, dans l'olistholithe supérieur souvent constitué à sa base par le Viséen supérieur à structure rythmique, les séquences sédimentaires présentent une phase organoclastique inférieure peu épaisse; la granularité de cette phase est en outre assez fine. Par contre dans l'autochtone situé à proximité, les phases organoclastiques sont plus épaisses et plus grossières conformément aux faciès septentrionaux que l'on trouve dans le schéma de répartition des microfacies que nous avons dressé en 1965 (H. PIRLET, 1968).

L'analyse du pli couché de Houx-Poilvache et des divers plis en Z indique également que la progression de l'olistholithe supérieur sur l'olisthostrome s'est effectuée du Sud vers le Nord.

Cet olistholithe a donc une origine nettement plus méridionale que sa situation actuelle sur les synclinoriums de Namur et de Dinant. Il a donc dû progresser sur une certaine distance vers le Nord.

Le massif qui se trouve au Sud de la zone qui s'étend de Dinant à Florennes, et où l'on trouve déjà l'olistholithe supérieur, est constitué par l'Ardenne. C'est donc le massif ardennais qui s'est dénudé après le Namurien et a fourni par gravité l'olistholithe à l'occasion d'un mouvement épirogénique positif important qui l'affecte ou encore d'une poussée méridionale.

## VI. ÉPOQUE DE LA FORMATION DE L'OLISTHOSTROME ET DE L'OLISTHOLITHE

Cette brèche dynamique s'est donc développée au sein des formations Dinantiennes au niveau d'une zone plus fragile constituée par les niveaux construits d'origine algaire du Viséen supérieur, V3a, et par les niveaux argileux associés. Dans la brèche qui constitue l'olisthostrome, nous trouvons des blocs appartenant à toutes les assises du Dinantien et en particulier au Viséen supérieur, V3b et V3c, ainsi que de rares matériaux du Dévonien et des écailles de Namurien.

L'olistholithe qui a glissé vers le Nord au-dessus de l'olisthostrome et qui s'est localement invaginé, est formé de Viséen supérieur, V3a, V3b, V3c et Namurien B car le Namurien A manque par lacune stratigraphique dans les deux synclinoriums de Namur et de Dinant.

La formation de l'olisthostrome et la mise en place par glissement de l'olistholithe supérieur associé est donc postérieure à tous ces niveaux stratigraphiques et en particulier postérieure au Namurien B.

Nous voyons également que l'olisthostrome généralement « interstratifié » entre le Viséen moyen et le Viséen supérieur, est plissé harmoniquement avec ces deux niveaux stratigraphiques qui l'encadrent par le plissement asturien (à plans axiaux verticaux), qui constitue le plissement principal de nos régions.

L'olisthostrome et l'olistholithe supérieur associé se sont donc formés postérieurement au Namurien et antérieurement à la phase principale du plissement varisque localisée à la fin du Westphalien B en Belgique. Bien que nous ne sachions pas localiser plus exactement l'époque où le phénomène s'est passé, nous pourrions éventuellement penser, bien que nous n'en soyons pas certain et que ce mouvement aurait pu être plus hatif, que cet olisthostrome s'est formé à la même époque que

les « plat-crain » du bassin houiller de Liège, c'est-à-dire à la fin du dépôt du Westphalien B. Nous pensons cependant qu'il s'est formé dans une phase précoce du plissement varisque associée aux mouvements sudètes ou erzgebirgiens.

Cependant, si ces mouvements et glissements avaient eu lieu entre le Namurien B et le Westphalien, les nombreux travaux consacrés à nos gisements houillers du synclinorium de Namur en auraient trouvé traces. Or, en général, le Westphalien s'est sédimenté en continuité avec le Namurien B, du moins dans le synclinorium de Namur.

L'olisthostrome s'est donc développé, au sein de la masse stratifiée du Dinantien déjà sédimentée des synclinoriums de Dinant et de Namur, dans une phase précoce du plissement varisque (sudètes ou erzgebirgienne) entre le Namurien B et la phase principale du plissement asturien en Belgique. L'olistholithe qui surmonte cet olisthostrome et lui est associé date donc de la même époque.

## VII. SCHÉMA DE LA FORMATION DE LA « GRANDE BRÈCHE »

Nous résumons ci-dessous les différentes étapes qui ont conduit à la formation d'un olisthostrome et d'un olistholithe associé dans les synclinoriums de Namur et de Dinant.

Nous avons figuré les différents stades d'évolution sur le Hors-texte III où nous avons repris en tête des schémas successifs la position des différentes coupes localisées vis-à-vis des deux synclinoriums (avant tout charriage).

### STADE I — *A la fin du Viséen moyen, V2b.*

Ce schéma figure l'état du bassin sédimentaire à la fin du dépôt du Viséen moyen, V2b.

À ce moment, les calcaires organoclastiques bleu foncé à chert du V2b $\gamma$  se déposent d'une manière uniforme sur l'ensemble des synclinoriums de Namur et de Dinant. Ils recouvrent une sédimentation également très uniforme de calcaires à structures rythmiques du V2b ( $\alpha$ ,  $\beta$ ) avec ses alternances rythmiques des calcaires organoclastiques de mer ouverte et ses dépôts algaires à Stromatolithes de milieu restreint et extrêmement peu profond. Des calcaires « algaires » construits par des algues ou des Stromatactis du V2b se développent bien dans la région Sud, sur l'Ardenne ou sur son flanc septentrional. Un pigment hématitique d'origine évaporitique colore d'ailleurs ces dépôts construits et sépare chacun des lits algaires (Fonds-de-Leffe).

Le V2a est essentiellement oolithique dans le synclinorium de Namur et devient progressivement oolithobioclastique vers le centre du synclinorium de Dinant.

### STADE II — *A la fin du Viséen supérieur, V3a.*

À cette époque du Viséen supérieur, V3a, des calcaires organoclastiques clairs se déposent dans la partie orientale du synclinorium de Namur en alternances avec des niveaux algaires à Stromatolithes figurant ainsi une sédimentation de type rythmique : il s'agit du V3a $\alpha$ . Ces rythmes, très épais d'Andenne à Flémalle, se condensent et sont très dolomitiques dans la région du Samson.

Nous ignorons s'ils se sont déposés dans la partie occidentale du synclinorium de Namur et dans celui de Dinant car ils sont fréquemment remplacés par le niveau de brèche rouge.

Il existe cependant une lacune de sédimentation, due à un mouvement épeirogénique de la totalité du V3a dans la région de Dinant où la base du V3b repose immédiatement sur le Viséen moyen, V2b $\gamma$ .

A une époque un peu plus tardive de ce V3a, des calcaires roses et rougeâtres construits d'origine algairse se déposent dans la région d'Andenne.

Un peu plus à l'Ouest, vers Anton et Sclayn, ces niveaux algaires contiennent quelques bancs de brèche sédimentaire. L'aspect bréchoïde augmente encore vers Namèche et Namur (Grands Malades) où de la brèche rouge sédimentaire bien développée alterne avec des niveaux algaires et des brèches parasédimentaires.

A l'Est d'Andenne, le V3a $\beta$  ne s'est pas déposé ou a été érodé après son dépôt à la suite d'un mouvement épeirogénique positif qui affecte l'ensemble de la partie orientale du synclinorium de Namur.

La zone de sédimentation des calcaires V3a de Landelies devait originellement se situer sur la partie méridionale de la zone appelée zone de Sambre et Meuse. A cet endroit, le V3a $\beta$  est figuré par des calcaires algaires à Brachiopodes. Ces calcaires ont été dolomitisés postérieurement et ils ont pris par dolomitisation partielle l'aspect d'une brèche.

Ces niveaux sont surmontés de niveaux rouges qui semblent d'origine évaporitiques et qui ne seraient transformés ultérieurement en un niveau de calcite et de dolomie microcristallines par percolation des eaux connées.

#### STADE III — *État à la fin du dépôt du Namurien B.*

Les dépôts du Viséen supérieur, V3b, épais de 100 mètres, s'étendent largement sur l'ensemble des deux synclinoriums à l'exception de la partie orientale du synclinorium de Namur où ils sont réduits au V3b $\alpha$  et manquent même par lacune stratigraphique à l'Est d'Andenne.

La sédimentation est cependant de plus en plus complète vers le haut au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le Sud et vers l'Ouest. Ces dépôts sont rythmiques et présentent des alternances d'organoclastites et de calcaires varvoïdes d'origine algairse. Les facies les plus grossiers se localisent vers le Nord-Est tandis que les calcaires d'eaux plus calmes et plus profondes s'étendent vers le Sud et vers l'Ouest.

Le V3c inférieur à facies calcaire se dépose uniquement dans le synclinorium de Dinant.

Au Viséen supérieur, V3c sup., le type sédimentaire change et ce sont des schistes et dolomies gréseuses à plantes qui se déposent sur l'ensemble des deux synclinoriums. Dans le Sud de celui de Dinant, ce niveau se dépose en continuité avec les niveaux sous-jacents; dans celui de Namur, le V3c supérieur se sédimente sur des niveaux du V3b et du V3a de plus en plus anciens au fur et à mesure que l'on progresse vers le Nord et vers l'Est. Il existe donc dans cette région une lacune entre du V3a et du V3c sup. (Andenne). C'est l'expression d'un mouvement épeirogénique positif.

Le Namurien B suivi du Westphalien recouvre alors l'ensemble des deux synclinoriums.

Il existe donc sous le Namurien B une lacune stratigraphique du Namurien A dû à plusieurs mouvements épeirogéniques positifs.

Ces divers mouvements épeirogéniques sont l'expression dans notre pays de la phase sudètes de plissement dans les zones internes du géosynclinal varisque.

#### STADE IV — *Stade de formation de la brèche.*

Après le dépôt du Namurien B, la zone de l'Ardenne située au Sud du synclinorium de Dinant, s'est soulevée à la suite d'un important mouvement épeirogénique positif.

Tout l'ensemble formé par la masse stratifiée de Viséen supérieur, V3b, V3c-Houiller de l'Ardenne ou de son flanc Nord s'est décollé du substratum à la faveur

de ce soulèvement et a glissé vers le Nord sous l'effet de la gravité. La zone de décollement et de glissement de cet olistholithe s'est localisée dans la masse du Dinantien à l'occasion d'une zone plus fragile et favorable au glissement constituée par l'ensemble des dépôts massifs algaires et des nombreux lits argileux et peut-être évaporitiques du Viséen moyen, V2b $\gamma$ , et supérieur, V3a.

Il est également possible qu'une certaine pression d'eau et des secousses sismiques aient favorisé le glissement de cet ensemble très épais de roches sédimentaires.

Ce décollement intraformationnel a également permis le glissement de l'olistholithe supérieur sur toute la surface du synclinorium de Dinant et une partie de celui de Namur.

La progression intraformationnelle vers le Nord de cet olistholithe sur son substratum a induit le long de la surface de glissement une brecciation des niveaux voisins dont les blocs anguleux ou émoussés et souvent striés sont emballés dans la pâte rouge où abondent les esquilles argileuses qui ont servi de lubrifiant.

Des blocs et écailles du V2a, du V2b, du V3b et du Namurien qui forment des petits olistholithes peuvent se détacher du front de l'olistholithe et sont pris dans cette brèche rouge appelée « Grande brèche » où ils sont mélangés aux blocs arrachés aux mur et toit stratigraphiques par érosion. Cet ensemble de blocs de différentes natures, broyés et mélangés aux esquilles argileuses et aux farines de broyage constitue l'olisthostrome intraformationnel.

Les niveaux des épontes les plus éloignés de la zone principale de glissement sont disloqués et broyés et forment une brèche polygène sans matrice qui participe à l'olisthostrome.

Le long des épontes stratifiées de cet olisthostrome, les bancs du substratum et de l'olistholithe supérieur, sont entraînés dans le mouvement et forment une série de plis en Z d'entraînement ou en retour.

Dans le synclinorium de Dinant, une autre zone fragile située vers la base du V2b se bréchifie de la même manière pour former : la « Petite brèche ». Le Viséen moyen, V2b, compris entre ces deux brèches, est disloqué et localement broyé et forme la brèche monogène. Des « dykes » de brèche rouge découpent ce Viséen moyen et anastomosent localement les deux brèches.

Cet olisthostrome recoupe en biseau la stratigraphie du Calcaire carbonifère. Ce ne sont donc pas toujours les mêmes niveaux stratigraphiques qui encadrent la brèche : à Florennes la brèche sépare le V2b $\alpha$  du V3c inférieur, à Dinant, la brèche rouge sépare du V3b $\alpha$  du V2b $\gamma$ , dans les Fonds-de-Leffe, elle érode localement du V2b $\alpha$ , à d'autres endroits elle épargne localement ou érode des massifs construits algaires appartenant au V3a. A Landelies, elle sépare le V2a ou le V2b du V3a ou du V3a ou du V3b, à Bouffioulx, elle sépare le V3b $\gamma$  du V3b $\alpha$  de l'olistholithe.

Dans le Sud, cette brèche rouge semble éroder des bancs de plus en plus inférieurs et même du Tournaisien et peut-être du Dévonien dont on retrouve quelques blocs dans la brèche.

Dans la partie septentrionale et en particulier dans l'Ouest du synclinorium de Namur, la brèche gagne des niveaux de plus en plus supérieurs. Elle se localise alors au sommet du V3b.

Par contre, dans la partie du synclinorium de Namur qui s'étend à l'Est de cette ville, nous ne trouvons pas la « Grande brèche » rouge, d'origine dynamique, mais au contraire une brèche sédimentaire du Viséen supérieur, V3a.

A Bouffioulx, ainsi qu'en dessous du château féodal de Poilvache, la brèche sépare des massifs de Viséen supérieur, V3b, qui se répètent par l'intermédiaire de

la zone de glissement (olisthostrome). Les deux massifs sont en positions semblables à Bouffloulx, tandis qu'à Poilvache le massif septentrional est en position normale et le massif méridional, sous-jacent, en position renversée.

Cette dernière disposition est le résultat d'une invagination en pli couché de l'olistholithe supérieure qui s'est produite lors de la progression vers le Nord sous l'effet des forces de gravité.

#### VIII. CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET SIGNIFICATION TECTONIQUE DE LA GRANDE BRÈCHE DANS L'OROGENÈSE VARISQUE

##### a) *Conclusions générales.*

Les différents faits repris ci-dessus et dans les coupes décrites en annexe démontrent que la « Grande brèche », interstratifiée entre le V2b et le V3b des synclinoriums de Namur et de Dinant, est d'origine dynamique et non sédimentaire. Il s'agit d'un olisthostrome, qui est formé d'éléments des diverses assises du Dinantien et même parfois du Namurien. Cette brèche dynamique ne constitue pas elle-même un niveau stratigraphique, car elle est oblique à ces derniers et érode son mur et son toit. Elle permet localement la répétition de certains niveaux stratigraphiques et est recouverte par un vaste olistholithe constitué de Viséen supérieur V3b, V3c et même de Namurien d'origine méridionale qui s'est mis en place par glissement gravitationnel en s'invaginant localement sous la forme d'un pli couché.

L'olisthostrome intraformationnel s'est formé sous une charge importante au sein du Dinantien après le dépôt du Namurien et avant le plissement varisque principal de nos régions car l'olisthostrome, l'olistholithe et le substratum ont été plissés harmoniquement par des plis à plans axiaux redressés.

Les dépôts du Namurien et du Dinantien, où il existait une zone plus fragile, vraisemblablement argileuse, favorable au glissement, se sont sédimentés sur les Ardennes et dans les synclinoriums de Namur et de Dinant.

A la suite d'un important mouvement épeirogénique positif en relation avec les premiers mouvements orogéniques (sudètes ou erzgebirgiens) dans les zones internes du géosynclinal, l'Ardenne s'est bombée et soulevée.

La partie septentrionale ou la totalité de la couverture de ce massif formée de V3b-Namurien s'est alors décollée de son substratum à la faveur de la zone plus fragile et a glissé vers le Nord sous l'effet de la gravité, préalablement au plissement varisque principal.

Cette véritable « nappe de recouvrement » constitue l'olistholithe. Ce dernier, a glissé sur l'olisthostrome au sein de la masse sédimentée qui constitue ainsi la zone de glissement intraformationnelle où se sont mélangés et broyés sous une charge importante des blocs et des écailles qui proviennent du substratum et de la base de l'olistholithe.

Lors de sa progression vers le Nord, l'olistholithe a été plus ou moins érodé à sa base et s'est invaginé localement sous la forme du pli couché de Houx-Poilvache. Nous pouvons donc dire que le Viséen supérieur, V3b-V3c et le Namurien du synclinorium de Dinant et de la partie occidentale du synclinorium de Namur appartiennent à une grande « nappe de recouvrement » allochtone en relation avec les mouvements précurseurs de la tectogenèse varisque dans nos régions.

Ce mouvement de glissement a également induit dans les épontes de l'olisthostrome la formation d'une série de petits plis en Z à plans axiaux couchés d'entraînement et en retour (antithétique).

La « Petite brèche » du synclinorium de Dinant constitue vraisemblablement un autre olisthostrome moins vaste qui se serait formé au même moment et pour les mêmes motifs que l'olisthostrome constituant la « Grande brèche ».

b) *Signification tectonique de la « Grande brèche ».*

La « Grande brèche » constitue donc un olisthostrome qui forme la zone de glissement principal de l'olistholithe de Viséen supérieur-Namurien d'origine méridionale, au-dessus du substratum Viséen du bassin Namuro-dinantien. Cette brèche dynamique intraformationnelle et l'olistholithe associé constituent donc les témoins accusateurs du soulèvement épeirogénique de l'Ardenne après le dépôt du Namurien.

Ce soulèvement de l'Ardenne associés aux mouvements sudètes ou erzgebirgiens et le glissement par gravité de sa couverture vers le Nord est l'expression de la progression vers le Nord des premières manifestations de l'onde tectogénique varisque qui s'était déjà manifestée dans la région dinantaise par une lacune du V3a et par des lacunes localisées au V3c et à la base du Namurien.

Cette lacune du V3a doit être contemporaine de l'émersion des cordillères internes de l'orogène varisque qui se formaient par tectogénèse et orogénèse au cœur du domaine eugéosynclinal situé en Allemagne (zones rhénohercynienne, Saxothuringienne et Bohémienne). C'est à cette époque du Viséen supérieur que débute dans nos régions l'inversion du sens des apports détritiques au profit du domaine méridional qui commence à fournir les sédiments à faciès flysch du Culm allemand formé par l'ensemble du V3b, V3c, Namurien. Jusqu'à cette époque, c'était en effet le domaine septentrional qui fournissait le matériel détritique aux dépens de l'hédérocraton. Ce sont ces mêmes cordillères internes en surrection qui nourrissent les conglomérats du V3c et du Namurien (nos poudingues houillers). Ces dernières remanient déjà des sédiments du Tournaisien et du Culm préalablement déposés sur les flancs des cordillères.

Celles-ci fourniront ensuite en s'étendant plus largement vers le Nord, par tectogénèse et orogénèse, les sédiments à faciès mollassiques du Westphalien belge et allemand.

C'est donc l'extension progressive vers le Nord des zones géosynclinales affectées successivement par l'épeirogénèse et l'orogénèse qui est responsable de la surrection épeirogénique des Ardennes. Cette dernière constitue le contrecoup d'une tectogénèse plus interne à une époque située entre le Namurien et le plissement varisque principal de nos régions.

Cette épeirogénèse positive des Ardennes s'accompagne peut-être d'un ensellement du bassin namuro-dinantien. C'est ce couple de mouvements relatifs qui a permis la création de la dénivellation responsable du glissement gravitationnel vers le Nord des olisthostromes et olistholithes qui proviennent de la découverte des Ardennes ou de son flanc septentrional.

C'est un phénomène semblable que J. M. GRAULICH (1963) a décrit dans la région de Theux. Cet auteur a en effet démontré qu'il existait au Nord immédiat de Theux une accumulation de Namurien sous la forme d'un bassin subsident accompagné d'un pli couché.

Il attribue une origine méridionale à cette nappe namurienne qui aurait glissé du massif de Stavelot et se serait accumulée dans un ensellement localisé aux environs de Theux où la subsidence aurait été plus active. Ce glissement de la couverture namurienne du massif de Stavelot aurait été induit par un mouvement épeirogénique positif qu'il associe aux mouvements sudètes de l'orogène varisque.

Ce phénomène se serait passé à une époque située entre le Namurien et la phase principale de plissement de l'orogène varisque dans nos régions. Il s'agit donc bien d'un phénomène très semblable à celui que nous avons décrit et on peut se demander s'ils ne sont pas contemporains.

#### IX. DISCUSSION DES NOTIONS D'OLISTHOSTROME ET D'OLISTHOLITHE

Nous voyons ici que les olistholithes et olisthostromes ne sont pas uniquement localisés dans la sédimentation du Secondaire et du Tertiaire, mais qu'on en trouve également dans l'évolution géosynclinale des chaînes paléozoïques.

Ce mode de formation d'un olisthostrome par glissement gravitationnel au sein de la masse sédimentée d'un olistholithe sous charge importante constitue cependant un cas particulier. En effet, jusqu'ici on avait considéré que les olistholithes progressaient sur le fond marin, sur un olisthostrome sous-marin ou à l'air libre sur un olisthostrome subaérien.

En outre, dans notre exemple, la matrice des blocs de l'olisthostrome contient très peu d'éléments argileux contrairement à la définition originale de G. FLORES (in E. BENE0, 1956) (\*).

Ce qui importe à notre sens, ce n'est pas la quantité d'éléments argileux qui empâtent les blocs de l'olisthostrome mais le fait qu'il s'agit d'une accumulation de blocs glissés en masse dans le cas de l'olisthostrome ou d'un niveau stratigraphique lité et non bréchifié qui a glissé en masse dans le cas du ou des olistholithes situés au-dessus ou dans l'olisthostrome.

Dans cette optique, nous pourrions accepter que la matrice de l'olisthostrome ne soit pas constituée par des éléments argileux mais par exemple par du gypse ou tout autre élément évaporitique susceptible de servir de lubrifiant. Il est également possible qu'une certaine pression d'eau, et (ou) des secousses sismiques répétées aient favorisé la progression gravitationnelle de l'olistholithe (J. GOGUEL, 1965).

En d'autres termes, la nature du lubrifiant nous importe peu, l'élément essentiel étant la progression par glissement gravitationnel de masses bréchifiées ou litées.

Nous étendons donc, en les généralisant, à ses éléments essentiels, les notions d'olistholithe et d'olisthostrome.

Nous pourrions nous poser la question de savoir si dans notre cas il ne faudrait pas plutôt parler de nappe de recouvrement au lieu et place de l'olistholithe? Nous ne le croyons pas, car la genèse des nappes ou écailles de recouvrement, a le plus souvent été mise en relation avec le plissement tectonique d'une région et ces nappes de recouvrement possèdent le plus souvent des racines.

Dans notre cas, le mode de formation consiste dans des glissements gravitationnels à l'exclusion de toute tectonique et dans le manque de racine puisqu'il s'agit de la découverte de la région ardennaise.

Il ne s'agit donc pas d'une nappe de recouvrement, mais bien d'un phénomène comparable dans ses faits essentiels — mode, moteur et localisation dans l'évolution géosynclinale — aux olisthostromes et olistholithes définis par G. FLORES en 1956.

(\*) A propos de cette définition, il ressort nettement des explications « sémantiques » de G. Flores (in E. BENE0, 1956, p. 20) que ces mots « olisthostrome » et « olistholithe » ont été forgés en italien, langue où le *th* n'existe pas. Cet auteur a invoqué des racines grecques à l'appui de ses néologismes. Il faut cependant noter que les racines qu'il invoque ne sont pas correctement écrites en grec, car il y a remplacé les  $\theta$  originaux par des  $\tau$ . Il en résulte que les seuls mots valables en français, en provenance des racines grecques invoquées, sont olisthostrome et olistholithe avec *th* dans les vocables, même si olistholithe et olisthostrome restent valables en italien.

## ANNEXE I

## LES DIFFÉRENTES COUPES DANS LES MASSIFS DE BRÈCHE

Nous décrivons ci-après, coupe par coupe, les principaux affleurements de la « Grande brèche » des synclinoriums de Namur et de Dinant ainsi que les affleurements de l'Avesnois.

Ce sont ces coupes décrites de manière détaillée qui nous ont livré les principaux arguments qui nous ont permis d'étayer notre thèse sur l'origine dynamique de la « Grande brèche ».

## A. BORDURE SUD DU SYNCLINORIUM DE NAMUR

1. *La coupe de Bouffioulx* (fig. 7), (Ruisseau d'Acoz)

Nous avons déjà décrit cette coupe dans une de nos publications (H. PIRLET, 1969). Nous nous bornerons donc à résumer cette description et à présenter les conclusions essentielles qui s'en dégagent.

Du Sud vers le Nord, à partir de la route de St-Blaise, on distingue les bancs renversés du Viséen moyen, V2b, (a de la fig. 7) qui pendent Sud. Au Nord de la route, en direction des installations du Club alpin, on trouve successivement (à la grotte) le V3a (b) formé de calcaires clairs d'origine algaire non bréchique, puis à hauteur du Chalet du Club alpin, le V3b $\alpha$  en position verticale (d) qui expose des calcaires varvoïdes et quelques séquences rythmiques (calcaires organoclastiques et à pâte fine d'origine algaire). Au Nord immédiat du Chalet, le V3b $\alpha$  et  $\beta$  (e) est affecté de quelques plissements.

À l'extrémité Sud de la grande carrière de brèche (Carrière Kinet), la « Grande brèche » (g), d'abord sans ciment, érode le sommet du V3b $\gamma$  renversé (f). On y trouve d'énormes blocs (de plusieurs m<sup>3</sup>) formés de bancs stratifiés ainsi que de nombreux blocs de calcaire varvoïde qui proviennent du V3b. Vers le milieu de la carrière, les éléments de la brèche sont plus petits, non jointifs et à matrice rouge par endroit (près d'une grotte). De grandes cassures donnent à la brèche une pseudo-stratification. Les foraminifères de certains blocs de la brèche, démontrent qu'ils proviennent du Viséen supérieur, V3b $\gamma$ , et du Viséen moyen, V2b. À l'extrémité Nord de la carrière (h), des bancs subverticaux du sommet du V3a surmontés par les bancs de base du V3b $\alpha$  sont érodés à leur base par la brèche. Les indentations des bancs avec la brèche excluent la présence d'une faille.

Après un pli synclinal, on retrouve la base du V3b (V3b $\alpha$ ) (i) qui repose ici immédiatement sur la brèche dans la carrière la plus septentrionale. Les séquences rythmiques de la base du V3b sont plus minces et moins grossières que celle du V3b de la carrière du Club alpin et les cherts sont ici localisés dans les bancs d'origine algaire, tandis que dans la carrière précitée, les cherts se localisaient dans les bancs organoclastiques des bases des séquences rythmiques. À cet endroit, tout le V3a a été érodé par la brèche sous-jacente et une apophyse de brèche pénètre dans une cassure de ces bancs (i).

Ici encore, on trouve dans la brèche (j) des blocs du V3b $\alpha$  qui repose au-dessus d'elle. Ce V3b forme une large voûte anticlinale qui s'envoie vers l'Ouest (elle est visible dans la gare de marchandise à l'Ouest du ruisseau d'Acoz). À l'extrémité Nord de cette dernière carrière de brèche (k), le V3b pend Nord; on ne voit pas le contact avec le Namurien tout proche.



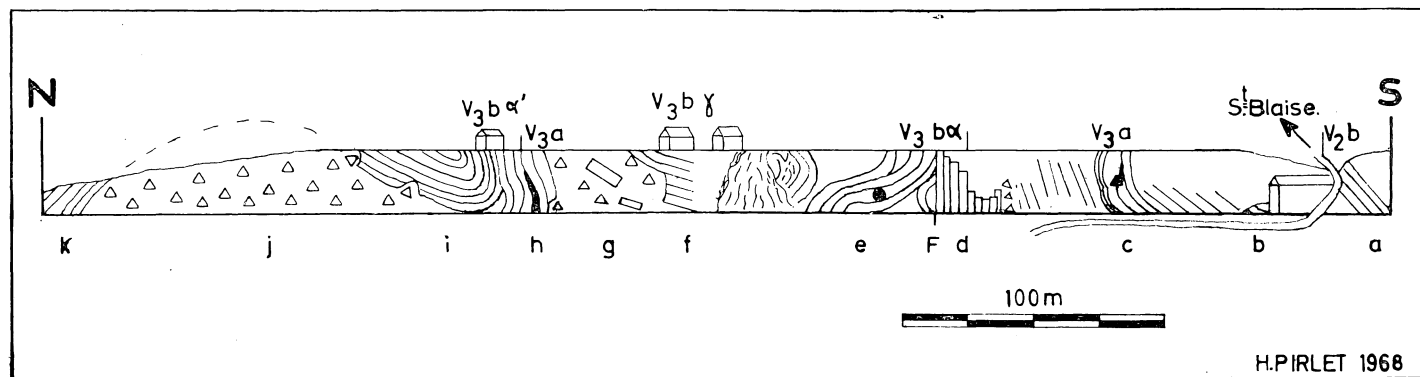


Fig. 7. — Coupe du ruisseau d'Acoz à Bouffoulx.

*Conclusions.*

La brèche rouge qui érode le V3b $\gamma$  est d'origine dynamique. Elle constitue un olisthostrome qui érode son toit et son mur stratigraphique.

Le Viséen supérieur, V3b, qui forme un synclinal suivi d'un anticlinal dans la carrière Nord, constitue un olistholithe d'origine méridionale (sur la base de la différence des faciès des deux massifs de V3b).

La « Grande brèche » s'est donc formée postérieurement au dépôt du V3b $\gamma$ . Elle permet la répétition sous la forme d'un olistholithe du niveau stratigraphique Viséen supérieur, V3b.

*2. Le massif de Landelies**a) La coupe de la rive ouest de la Sambre (fig. 8).*

La coupe de la Sambre entre Landelies et Monceau s/Sambre est constituée par une série de carrières et d'escarpements situés le long de la rive gauche de la Sambre et par la tranchée de chemin de fer de la « Jambe-de-Bois » depuis la profonde carrière St-Louis qui exploite le V2a renversé, au Sud, jusqu'à la grande centrale électrique « Intercom » de Monceau-Fontaine, au Nord. Cette coupe fut tour à tour décrite par E. DUPONT (1875), par A. BRIART (1894) qui avança l'idée que la brèche rouge était une brèche dynamique, par V. BRIEN (1905) et par G. DELÉPINE (1911) qui la considérait comme d'âge tertiaire. P. FOURMARIER (1911, 1914) a également décrit de nombreux faits d'observation.

La coupe débute au chemin qui conduit à « Hameau », à l'endroit où ce chemin longe l'excavation de la profonde carrière qui exploite le V2a (segment E-F du plan de V. BRIEN, 1905; carrière E de G. DELÉPINE, 1911; segment A de la fig. 8).

Une trentaine de bancs foncés du V2b $\alpha$ , en position renversée, reposent sur le « Banc d'or de Bachant » (F. KAISIN, 1927) qui forme le sommet du V2a. Il viennent buter par leur tranche sur une brèche à gros éléments à ciment calcitique légèrement rougeâtre qui remanie des blocs du V2b. P. FOURMARIER (1946) a vu cette brèche qui érode la totalité du V2b dans la carrière de V2a, niveau avec lequel elle est alors en contact.

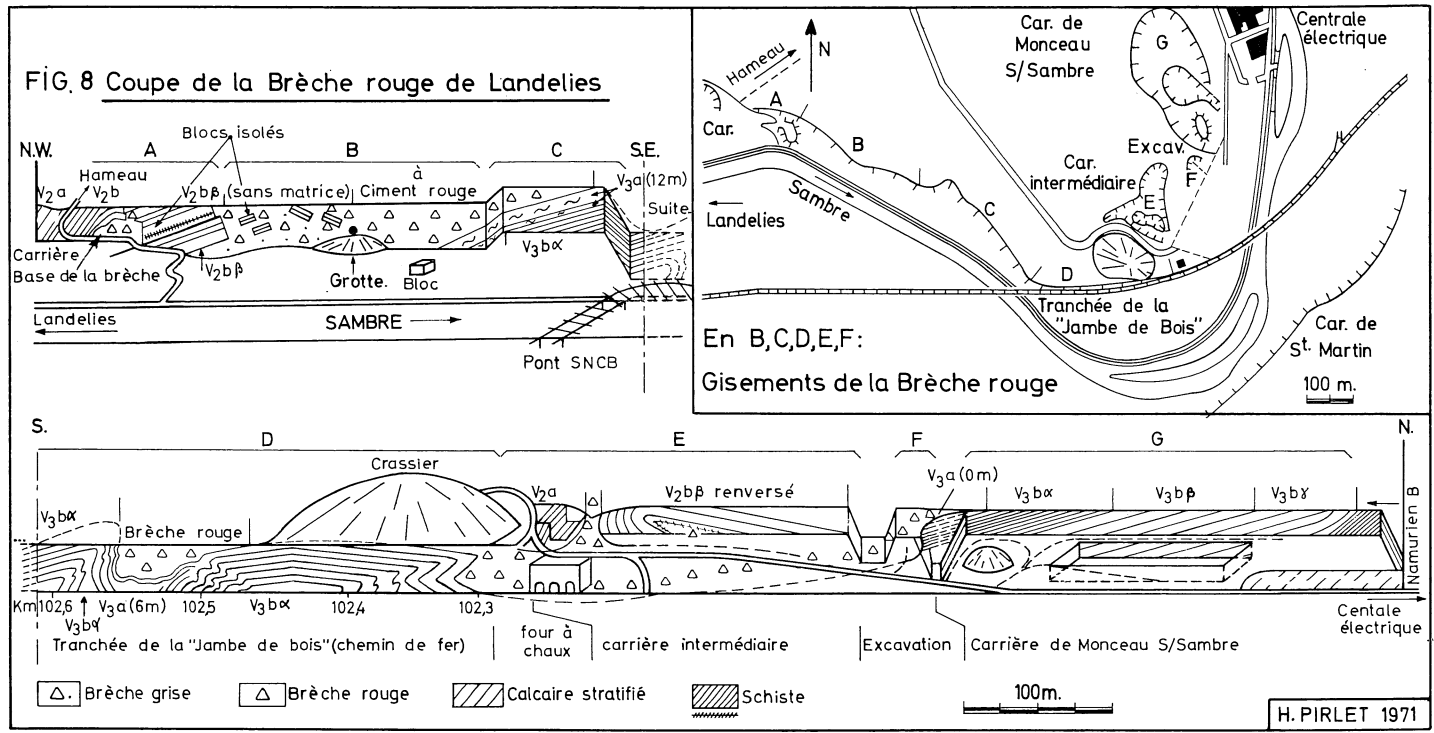
Un énorme bloc de V2b, d'une dizaine de mètres de côté, est enrobé dans la brèche. Il s'agit du V2b $\beta$  ou grosse séquence de la partie moyenne du V2b, car on y reconnaît une épaisse masse de calcaire cryptitique ainsi que le niveau argileux jaune-vert caractéristique de ce niveau.

Cet énorme bloc, où fissures et joints « stratigraphiques » sont remplis de brèche rouge, repose par un délit de 10 cm d'épaisseur formé de brèche rouge sur un épais ensemble organoclastique foncé assez grossier et sur une masse de calcaire à pâte fine qui appartiennent également au V2b $\beta$ .

Ces bancs caractéristiques du V2b $\beta$  sont donc répétés par une faille constituée par le mince délit bréchoïde rouge. Ces derniers bancs du V2b $\beta$  se poursuivent vers le Nord sur une dizaine de mètres et viennent buter par leur tranche, à hauteur d'un remblai de carrière, contre de la brèche monogène à plus petits éléments provenant de leur dislocation sur place qui passe latéralement à de la brèche rouge. Ces énormes blocs de V2b font donc bien partie de la brèche de Landelies.

Vers le Nord, dans la grande carrière (carrière F de G. DELÉPINE, 1911; segment B de la fig. 8), d'autres blocs de plusieurs m<sup>3</sup> de calcaires stratifiés, sont également enrobés dans une brèche rouge et grise à plus petits éléments.

Entre l'extrémité N-W de la carrière et une grotte située vers le milieu de l'affleurement, les éléments de la brèche de différentes natures sont anguleux. Ils



ne possèdent aucune matrice calcaire ni presque aucun ciment calcitique. Ces blocs qui portent localement des stylolithes, sont disposés de manière jointive, les plus petits se disposant dans les interstices laissés libres par les gros.

Au Sud de la grotte, les blocs de la brèche sont nettement moins volumineux. La matrice rouge qui, devient alors progressivement de plus en plus abondante, enrobe également des éléments de calcite blanche et de dolomie rose d'origine inconnue. Un énorme bloc de cette brèche est tombé sur le sol de la carrière et permet de belles observations sur la composition de la brèche rouge. Nous y avons trouvé des blocs qui contiennent des foraminifères du V3b. A l'extrémité S-E du segment B, la brèche en position renversée est stratigraphiquement recouverte par de minces bancs de calcaire et de dolomies roses.

Dans la carrière C de notre figure qui lui fait suite vers le Sud, on trouve, en-dessous des bancs précédents, deux bancs épais (5,5 m et 1,2 m) de calcaire algairien non bréchié (dont l'inférieur est dolomitisé) qui appartiennent au V3a fossilifère (G. DELÉPINE, 1911) en position renversée et à faible pente Sud.

Les calcaires bien stratifiés de la base du V3b (V3b $\alpha$ ) leur succèdent en position renversée et se poursuivent dans la tranchée de la « Jambe-de-Bois » au-delà du pont ferroviaire sur la Sambre.

*La tranchée de la « Jambe-de-Bois » (segment D de la fig. 8).*

Les bancs de la base du V3b (V3b $\alpha$ ) de la partie Sud de la tranchée de la « Jambe-de-Bois » (Km 102,6) forment un antiforme à plan axial pendant de 35 à 40° vers le Sud; les bancs du flanc Nord de l'antiforme pendent ainsi à 65° Sud et ces bancs disparaissent sous le niveau des voies à l'exception des bancs de la base de ce niveau qui forment un synforme de même style tectonique où la brèche rouge du niveau de la carrière B réapparaît. On revoit les minces bancs dolomitiques et les calcaires roses qui soulignent le contact entre le V3b et la brèche. Ce contact caractéristique dessine une série d'ondulations vers le Nord puis se relève avec une pente Sud pour permettre la réapparition, vers le Km 102,5 de la voie, des bancs du V3b $\alpha$  en position renversée.

Ces derniers bancs forment alors un antiforme à plan axial vertical au Km 102,55. Les deux flancs sont affectés de petits antiformes dont les plans axiaux faiblement inclinés sont divergents au Km 102,5 et 102,35. Le synforme, qui lui succède vers le Nord, fait redescendre la brèche rouge au niveau de la voie ferrée où elle se poursuit jusqu'à un four à chaux et au-delà près de la Halte de la « Jambe-de-Bois ».

*La Carrière E ou Carrière intermédiaire (fig. 8).*

Cette carrière se localise à hauteur de l'extrémité Nord-Est de la tranchée de la « Jambe-de-Bois » au Nord immédiat du crassier et du four à chaux (E, fig. 8). Des bancs stratifiés y sont géométriquement disposés au-dessus de la brèche de l'extrémité Nord de la tranchée. Du Sud vers le Nord, à partir de la route d'accès à l'ancienne station, une série de bancs, à pente 65° Sud, formés de calcaires beige clair du V2a massifs et diaclasés, montrent en lame mince une schistosité sub-parallèle à la stratification qui se marque par l'allongement et la recristallisation des nombreux organoclastes, des oolithes et des foraminifères.

Ces bancs qui sont bien visibles le long et dans une excavation de forme allongée parallèle à la route, viennent donc buter par leur tranche dans la brèche rouge sous-jacente. Sur le flanc Nord de cette excavation, un pointement de brèche rouge sépare le V2a du front d'un pli couché, formé de calcaires de la partie moyenne du V2b (V2b $\beta$ ), et dont le plan axial pend faiblement (15 à 20°) vers le Nord. Son flanc normal doit venir buter par la tranche sur la brèche rouge sous-jacente qui

affleure dans la petite excavation, indiquée F sur notre plan ainsi que sur le sol de la carrière E où l'on voit de la brèche au cœur du pli couché. En réalité, nous considérons ces massifs de V2a et de V2b comme des écailles (olistholithes) enrobées dans la brèche rouge de Landelies.

Dans une petite excavation (F) située au Sud immédiat de la grande carrière de Monceau-sur-Sambre, on trouve la brèche rouge et les bancs, en position renversée, de la base du V3b qui pendent 20 à 30° Sud.

Le contact entre ces deux formations est assez irrégulier ainsi que l'avait déjà remarqué A. BRIART en 1894; la brèche érode son toit stratigraphiquement supérieur et des blocs de V3b sont enrobés dans la brèche (voir planche photographique I). Les bancs de la base du V3b viennent ainsi buter par leur tranche contre la brèche rouge. De nombreuses stries de glissement marquent également ces bancs et la brèche rouge (direction N 25° E, A. BRIART, 1894). Pour ces raisons cet auteur plaçait d'ailleurs la faille de Leerne entre ces deux formations.

Le V3b en position renversée se poursuit dans la grande carrière située près de la centrale électrique de Monceau-Fontaine. On y reconnaît le V3b $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  que nous avons décrit en 1968.

Les bancs les plus jeunes de cette série calcaire appartiennent au V3c inférieur. Ils reposent sur le Namurien, E<sub>2</sub>, renversé (zone à *Cravenoceras cowlingense*, J. BOUCKAERT, 1967).

#### *Généralités et conclusions partielles.*

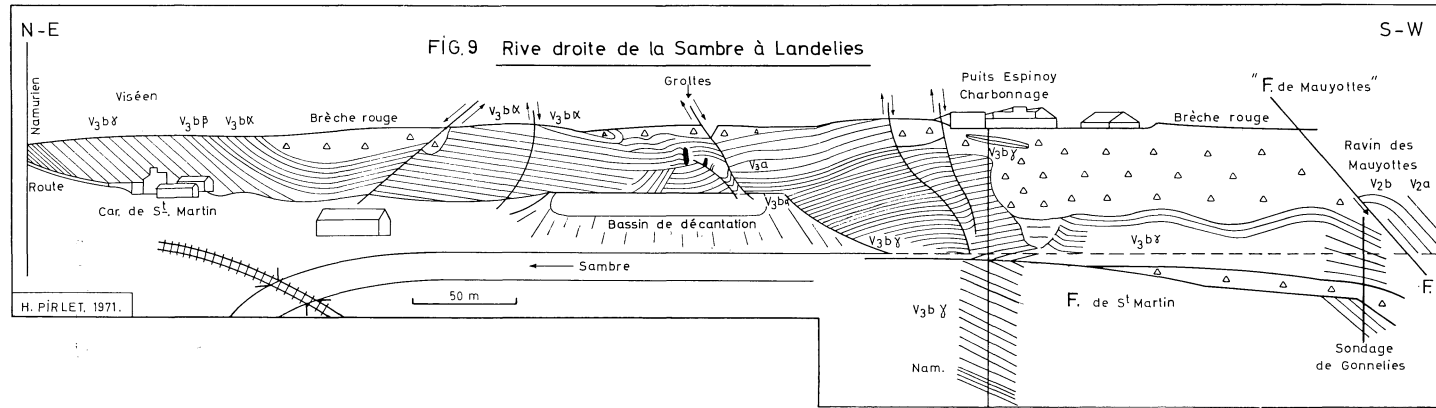
Dans la brèche rouge de Landelies qui érode son mur et son toit stratigraphique, nous avons donc trouvé un certain nombre de blocs de calcaires d'âge V3b $\gamma$ . Ces blocs renferment en effet la microfaune suivante : *Archaediscus karreri*, *Archaediscus demaneti*, *Archaediscus stilus*, *Archaediscus reditus*, *Archaediscus globosus*, *Archaediscus grandiculus*, *Archaediscus crux*, *Rugosoarchaediscus*, *Archaediscus saleei*, *Archaediscus* cf. *saleei*, *Archaediscus convexus*, *Archaediscus teres*, *Planoarchaediscus eospirillinoïdes*, *Endothyra omphalota minima*, *Cribrostomum lecomptei* (voir planche photographique I).

Il semble à première vue assez aberrant de rencontrer sous le V3b $\alpha$  des blocs contenant des microfossiles caractérisant une zone supérieure du V3b (V3b $\gamma$ ). La seule explication possible qui rejoint celle qui a été antérieurement donnée par A. BRIART, en 1894, est que la brèche rouge est d'origine dynamique et constitue un olisthostrome. L'âge de la formation de cet olisthostrome est antérieur à la phase de plissement asturienne car le niveau de brèche rouge est plissé harmoniquement avec les bancs qui l'encadrent.

La brèche rouge de Landelies est également d'un âge postérieur au V3b $\gamma$  et même au Namurien qui est en continuité sédimentaire avec le V3b de l'olistholithe supérieur. L'écaille de Viséen supérieur et de Namurien B qui constitue un olistholithe a donc glissé au-dessus de la brèche rouge en formant l'olisthostrome avant le renversement de tout l'ensemble du massif de Landelies à l'occasion du plissement asturien. L'âge de la brèche rouge de Landelies et du glissement en masse qui a induit la formation de plis d'entraînement dans les épontes est donc compris entre le Namurien B et le Westphalien B.

#### b) *La Coupe de la rive Est de la Sambre* (fig. 9).

Une belle coupe du Viséen supérieur et de la brèche rouge s'étend sur la rive droite de la Sambre, à hauteur de la tranchée de la « Jambe-de-Bois », dans la carrière de St-Martin et dans les escarpements situés en bordure de la Sambre sous les bâtiments du charbonnage de l'Espinoy.



Du N-E au S-E, à partir du chemin d'accès aux fours à chaux de la carrière de St-Martin, nous voyons le contact de la partie supérieure du Viséen supérieur, V3b, avec les schistes noirs du Namurien qui pendent faiblement vers le Sud en position renversée. La très large carrière exploite un vaste synforme dans les calcaires renversés du Viséen supérieur, V3b, dont le centre est rempli de brèche rouge. Le V3b pend ainsi de 10° Nord à l'extrémité Sud de la grande exploitation.

Dans le centre droit de la carrière, une faille normale et de faible rejet, permet à la brèche de rester visible au sommet de la carrière. Une autre cassure, associée à la première, piège de la brèche rouge dans une poche de 5 m de large. Il existe une autre faille normale à faible rejet et de même allure à l'extrémité S-W de la grande exploitation.

Sur le front Sud de l'exploitation, ainsi que sur une partie du front Ouest, la partie inférieure du V3b, comprise entre les bancs bien stratifiés de la base de la carrière et la brèche, est affectée par des petits plis qui rebrousse localement les bancs au contact de la brèche qui les érode.

A hauteur du centre du bassin de décantation, le V3b est affecté par des petits plis et par deux failles normales à pente 65° Sud et à faible rejet, qui font redescendre leur lèvre Sud. Vers le Sud, les bancs qui pendent 15° Nord sont encore affectés par deux failles normales de même inclinaison qui font chaque fois redescendre la brèche de quelques mètres.

A hauteur et à l'aplomb de la partie médiane de la masse des bâtiments du charbonnage de l'Espinoy, les bancs du V3b $\gamma$  viennent buter par leur tranche et sans faille contre la brèche rouge qui occupe alors presque toute la hauteur de l'escarpement. Les bancs géométriquement les plus inférieurs du V3b, c'est-à-dire de la partie supérieure du V3b $\gamma$ , se poursuivent alors vers le Sud en formant deux très larges ondulations synforme et antiforme.

La coupe du puits du Charbonnage de l'Espinoy, localisée en haut des escarpements de la rive droite de la Sambre, au Sud immédiat des carrières de St-Martin, est synthétisée par X. STAINIER (1922). Cette coupe indique l'existence à environ 15 mètres sous la surface du plateau d'une écaille de Viséen supérieur, V3b, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, enrobée dans la brèche à ciment rouge qui repose sur le V3b renversé. Vers le niveau de la Sambre, il existe une faille dite de St-Martin sous laquelle on recoupe donc encore 130 mètres de Viséen supérieur, V3b, en position renversée qui doit être lui-même répété par faille vu sa trop grande épaisseur, puis l'on pénètre dans le Namurien également renversé.

Cet auteur figure également la coupe du sondage de Gonnellies localisée au milieu d'une des carrières actuellement remblayées du ravin des Mauyottes. Dans ces carrières, le Viséen moyen, V2a et V2b, se trouve en position renversée et même localement normale après avoir effectué une rotation complète. Il repose directement sur le V3b $\gamma$  renversés de la gorge de la Sambre. Cette observation a servi de base à MM. A. BRIART (1894), G. SMEYSTERS (1905) et P. FOURMARIER (1911), pour placer une faille importante à cet endroit : la faille des Mauyottes.

Par contre, sur la rive Ouest de la Sambre, à l'extrémité Sud de notre coupe, il semble qu'il n'existe aucune faille.

### *Conclusions.*

La coupe de la rive Est confirme et complète celle de la rive Ouest.

En effet, sur les deux rives, une large plateaux formée de Viséen supérieur renversé ondule du Nord au Sud et supporte de la brèche rouge qui ravine son toit stratigraphique. Le synforme de la carrière de St-Martin, correspond au synforme localisé entre la carrière de Monceau-Fontaine et la tranchée de la « Jambe-de-Bois ».

La large allure antiforme de cette tranchée affectée par des plissements en Z correspond au flanc Sud du synforme de la carrière de St-Martin où les petites allures antiformes et synformes se sont estompées et ont été remplacées par une série de failles normales à faible rejet.

Le massif de brèche situé sous le charbonnage de l'Épinoy correspond alors au massif de brèche exploité le long de la Sambre sur la rive Ouest (carrière B).

Il s'ensuit que la faille des Mauyottes n'est pas une faille classique mais qu'elle correspond à une étreinte locale du niveau de la « Grande brèche », qui constitue une zone failleuse (ou olisthostrome) formée de brèche dynamique. La plateaux de V3b renversé et de Namurien constitue alors l'olistholithe qui a glissé sur l'olisthostrome avant tout renversement généralisé.

Dans cette optique, nous devons convenir que les deux massifs de V2a à schistosité et de V2b qui forme un pli couché, tous deux visibles dans la carrière E de la coupe de la rive Ouest de la Sambre, constituent des écaillés stratifiées, enrobées dans la brèche rouge. Ce sont donc des petits olistholithes compris dans l'olisthostrome.

c) *La coupe de l'Eau d'Heure* (rive Est) (fig. 10).

Si l'on progresse du Sud vers le Nord, depuis le V2a renversé de la Carrière Lambot jusqu'au Namurien, on rencontre successivement :

— du V2a renversé (60° Sud) assez épais qui repose par faille sur du Tournaisien inférieur très redressé (80° Sud) et renversé. On ne voit pas la nature du contact, car celui-ci est localisé dans un ravin rempli de remblais (situé au Nord immédiat du four à chaux de la carrière Lambot).

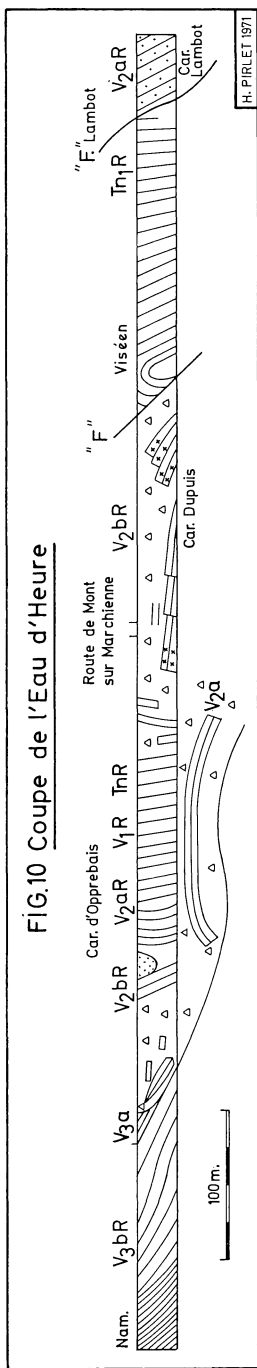
Le Tournaisien inférieur crinoïdique et argileux puis dolimitique (dolomie foncée) à nodules de calcite, se poursuit vers le Nord, se renverse complètement et forme même dans la carrière Dupuis le front d'un pli déversé qui repose par une faille recoupant le pli en biseau sur une brèche monogène à énormes blocs de dolomie grise. Le cœur de ce pli déversé est affecté de nombreuses disharmonies. Les interstices entre les blocs de la brèche sont restés vides ou sont cimentés par d'énormes cristaux de calcite. Cette brèche qui a été considérée par P. FOURMARIER (1905) comme une brèche de friction, est épaisse d'une bonne dizaine de mètres. Elle s'appuie au Nord sur des grosses écaillés formées de V2b ( $\alpha$  et  $\beta$ ) bien stratifiés et fendillés, qui reposent en position renversée dans la brèche.

Certains de ces bancs du V2b, qui sont extrêmement fracturés, viennent buter et se perdre contre une brèche calcaire à ciment argileux rouge et à rares cailloux de dolomie tournaisienne qui forme son mur (géométrique). Cette brèche se poursuit dans la partie inférieure de la carrière vers le Nord sur au moins 150 m jusqu'à la route de Montigny-le-Tilleul à Mont-sur-Marchienne. Les bancs fracturés du V2b, le fait qu'ils se perdent dans la brèche qui supporte les et les recouvre, indiquent qu'il s'agit d'un olistholithe enrobé dans la brèche.

Dans la partie de la carrière d'Opprebaix située au Nord immédiat de cette route, la brèche affleure sur une vingtaine de mètres. On la trouve également le long de la route de Mont-sur-Marchienne où il existe un olistholithe de V2b. Cette brèche est surmontée vers le Nord par une série de bancs de dolomie foncée en dressants à pied Nord, dont les extrémités inférieures viennent localement buter et se perdre dans la brèche. Ces dolomies tournaisiennes sont surmontées vers le Nord par des bancs de dolomie plus claire, qui semblent appartenir au Viséen inférieur. Ces dolomies claires passent elles-mêmes progressivement vers le Nord à des calcaires clairs du Viséen inférieur puis à des bancs de calcaire gris oolithique du Viséen moyen,



V2a, qui se poursuivent en dressants sur une cinquantaines de mètres. Le pied des bancs de l'extrémité Sud de cet ensemble se renverse légèrement et les dressants passent d'un pied Nord à un pied Sud.



Au-delà d'un espace d'une vingtaine de mètres où l'on distingue du sable rouge, on retrouve un massif de Viséen moyen, V2b, qui pend Sud (55°) en position renversée. Les bancs les plus septentrionaux de cet ensemble passent à de la brèche à matrice grise près du contact puis à matrice rouge à hauteur d'une avancée vers l'Est du front d'exploitation, le long d'une gorge étroite. Dans la brèche grise, on retrouve des blocs de dolomie foncée qui proviennent du Tournaisien. La brèche à matrice rouge qui lui succède vers le Nord, est identique dans sa composition à celle que nous avons décrite dans les coupes des deux rives de la Sambre. On y retrouve également d'énormes paquets de bancs stratifiés enrobés dans la brèche. Au Nord, nous retrouvons le Viséen supérieur, V3b, renversé sous la brèche rouge puis le Namurien.

Cet ensemble : brèche-Viséen supérieur-Namurien de l'extrémité Nord de cette coupe se prolonge sur la rive Ouest de l'Eau d'Heure et se rattache manifestement à l'ensemble de même composition qui affleure dans les carrières de St-Martin et sous le charbonnage de l'Espinoy, le long de la Sambre.

*Rive Ouest de l'Eau d'Heure (Hors-texte I).*

L'ensemble des bancs du V3b de la carrière septentrionale pend de 50° vers le Sud. Ces bancs s'aplatissent en formant une légère plateure au Sud de la carrière, là où les bancs sont érodés à leur base par la brèche rouge. Il s'agit de l'amorce du mouvement synforme qui est bien développé dans les carrières de St-Martin de la coupe de la Sambre. Au Sud de cette coupe et à l'Est immédiat de Montigny-le-Tilleul, on retrouve le V2a qui prolonge en direction celui de la carrière Lambot. Il se rattache au V2a exploité dans la coupe de la Sambre.

La faille du rocher Lambot se prolonge également sur cette rive Ouest et sépare le V2a du Tournaisien dolomitique situé au Nord. C'est cette même faille que l'on poursuit dans le ravin des Mauyottes où elle sépare du V2b du V3b, tout les deux renversés.

On retrouve également au centre de la coupe la brèche rouge qui prolonge celle de la carrière Dupuis, puis comme dans la carrière d'Opprebaix, une série du Viséen moyen, V2a et V2b, qui ondule, repose sur l'ensemble de la brèche et du Viséen supérieur dont nous avons parlé antérieurement.

On peut se demander ce que deviennent vers l'Ouest les calcaires et dolomies qui affleurent en dressants dans la carrière d'Opprebaix.

Nous venons de voir qu'on ne les retrouve pas sur la rive Ouest de l'Eau d'Heure. On retrouve par contre la faille du rocher Lambot et le massif Tournaisien de la carrière Dupuis.

Or à moins de 600 m à l'Ouest, dans la coupe de la rive droite de la Sambre, l'ensemble le plus septentrional formé par les strates renversées du Namurien, du Viséen supérieur et de la brèche rouge qui surmonte géométriquement ce dernier niveau, ondule du Nord au Sud dans les carrières de St-Martin et sous le charbonnage jusqu'au ravin des Mauyottes. Là, il se trouve en contact anormal avec le Viséen moyen de l'ensemble méridional décrit plus haut par l'intermédiaire de la faille du rocher Lambot. On ne retrouve donc plus vers l'Ouest le prolongement des deux ensembles tournaisien et viséen en dressants et en plateures qui se localisent dans les carrières Dupuis, d'Opprebaix et de la rive Ouest de l'Eau d'Heure. Il faut donc bien admettre que ces écaillés en dressants et en plateure ne se prolongent pas dans la coupe de la Sambre et que la brèche rouge est continue sous ces écaillés qu'elle rabote par leur base, ce qui était déjà visible dans la partie Sud de la carrière d'Opprebaix.

Ces écailles sont donc entourées de brèche et font donc partie de celle-ci en qualité d'olistholithes empâtés dans l'olisthostrome.

d) *La structure de la partie Nord du massif de Landelies* (Hors-texte I).

A. BRIART (1894) et P. FOURMARIER (1911) ont déjà figuré la géologie du massif de Landelies.

Le bloc diagramme du Hors-texte I figure les cinq coupes qui se succèdent d'Ouest en Est dans la partie septentrionale du massif de Landelies, limité à sa base par la faille de la Tombe.

À l'Ouest, près de Fontaine-L'Évêque, on distingue deux massifs juxtaposés de Viséen supérieur-Namurien, à pente Sud et en position renversée, qui sont séparés par la faille des Gaux. Celle-ci se localise au contact du Namurien schisteux et de la brèche rouge.

Le massif septentrional se poursuit vers l'Est où le calcaire du Viséen supérieur, V3b, en position renversée, est exploité dans les carrières de Monceau-Fontaine et de St-Martin où il prend une allure subhorizontale. Il vient dans cette coupe de la Sambre, se mettre en contact au Sud avec le Viséen moyen, V2b, d'un massif situé plus au Sud par la « faille » du Rocher Lambot-Mauyottes.

La brèche rouge qui est associée au massif septentrional sur sa bordure Sud se poursuit donc bien dans les carrières de St-Martin et sous le Charbonnage de l'Espinoy. Le massif du Viséen moyen situé au Sud et dont nous venons de parler dans la coupe de la Sambre se poursuit à son tour vers l'Ouest cette fois par une série d'excavations jusqu'aux hameaux des « Marlières » et de « Le Paradis » où il prend une allure subhorizontale, en position renversée au-dessus de la brèche, en concordance avec la large allure synforme visible dans la coupe de la Sambre. Dans la coupe de « Le Paradis » à « Sur-les-Gaux », ce Viséen moyen est flanqué au Nord par de la brèche rouge sur laquelle il repose, puis par un massif de Viséen supérieur, V3b-Namurien en position renversée qui s'est inséré entre ce Viséen moyen et le premier massif de Viséen supérieur que nous avons suivi vers l'Est. Il s'agit du massif méridional de V3b-Namurien limité au Nord par la « faille » des Gaux.

À « Sur-les-Gaux », les calcaires du Viséen supérieur de ce massif méridional sont très fracturés et affectés près du contact avec le Namurien, de nombreux plissements que l'on peut distinguer dans la carrière de Bleu-belge située au Sud du ruisseau l'Iernelle, près de la station de pompage.

Ce massif méridional de V3b-Namurien se poursuit vers l'Est et l'on retrouve ces calcaires avec leurs plissements à 500 m à l'Est de la ferme de Luze (pente 50° S). À cet endroit et depuis le Km 29 de la route d'Anderlues, il n'existe plus de Namurien entre les deux massifs calcaires et la faille des Gaux passe entre le V3b au Sud et la brèche rouge au Nord, le Namurien ayant été recoupé en biseau. On le retrouve d'ailleurs au-dessus de la « faille » des Gaux dans le sondage de la ferme de Luze. À proximité et à l'Ouest de cette dernière, des écailles de Namurien sont laminées dans la brèche rouge.

Plus à l'Est, ce massif de V3b disparaît à son tour et on ne retrouve plus que de la brèche rouge dans la coupe de la Sambre.

Ce massif constitue donc bien un olistholithe qui est enrobé dans la brèche dynamique rouge. En effet, la « faille » des Gaux qui devrait avoir un énorme rejet ne peut pas passer dans la coupe de la rive droite de la Sambre car les calcaires du V3b du massif septentrional qui supportent la brèche rouge sont subcontinus sous la brèche rouge depuis le Namurien au Nord jusqu'au ravin des Mauyottes, abstraction faite de quelques petites failles à très faibles rejets. La « faille » des Gaux

limite donc l'olistholithe par le bas; il existe donc une autre « faille » qui le sépare de la brèche par le dessus.

Au Sud immédiat de l'endroit où nous avons signalé le V3b à l'Est de la ferme de Luze, on trouve de la brèche rouge qui limite l'écaille vers le Sud puis au Sud immédiat, on trouve du Viséen moyen, V2b, qui pend 30° Sud et du Viséen moyen, V2a très fracturé qui pend 60° Sud. Il s'agit du prolongement des olistholithes de Viséen moyen que nous avons signalés dans la carrière intermédiaire (E) au Nord de la tranchée du chemin de fer de la « Jambe-de-Bois »; ces olistholithes ne se prolongent pas au-delà vers l'Ouest car on ne les retrouve pas dans la coupe la plus occidentale.

*En conclusion*, la brèche rouge de Landelies, qui érode son mur et son toit stratigraphique, comprend des blocs du Viséen supérieur et des écailles du Namurien. Elle constitue une zone de glissement ou olisthostrome et est donc d'origine dynamique comme A. BRIART l'avait écrit dès 1894. Toute une série d'olistholithes de différentes tailles, qui comprennent parfois du Namurien, sont enrobés dans la brèche. Le massif le plus septentrional de Viséen supérieur et de Namurien forme un autre et très important olistholithe qui a glissé au-dessus de la « Grande brèche » qui forme l'olisthostrome. Sa formation date donc d'une époque postérieure à celle du dépôt du Namurien, mais par contre antérieure à celle du plissement principal de l'orogène varisque (phase asturienne). En effet, le substratum, l'olisthostrome et l'olistholithe principal sont plissés harmoniquement par une série de synformes et d'antiformes visibles dans les deux coupes de la Sambre. La brecciation est de toute manière antérieure à la production de la faille de la Tombe.

Ce glissement en masse accompagné de la production d'olisthostrome et d'olistholithes, s'est certainement produit avant le renversement complet des strates du massif de Landelies, quoique l'on pourrait avancer que la brecciation date de la production du pli couché de Landelies. Nous remarquerons que ce type de brèche se retrouve dans les mêmes conditions de gisement dans la coupe de Bouffioulx, sous la faille de la Tombe, elle existe également dans des massifs en position normale dans le centre du synclinorium de Dinant. Il serait en outre difficile de comprendre que le massif qui a glissé se trouve sous son substratum. Ce fait et le sens de progression généralisé de cet olistholithe sur le bassin de Dinant nous incite à penser que cette brecciation de l'olisthostrome s'est effectuée avant tout renversement des strates.

#### B. SYNCLINORIUM DE DINANT

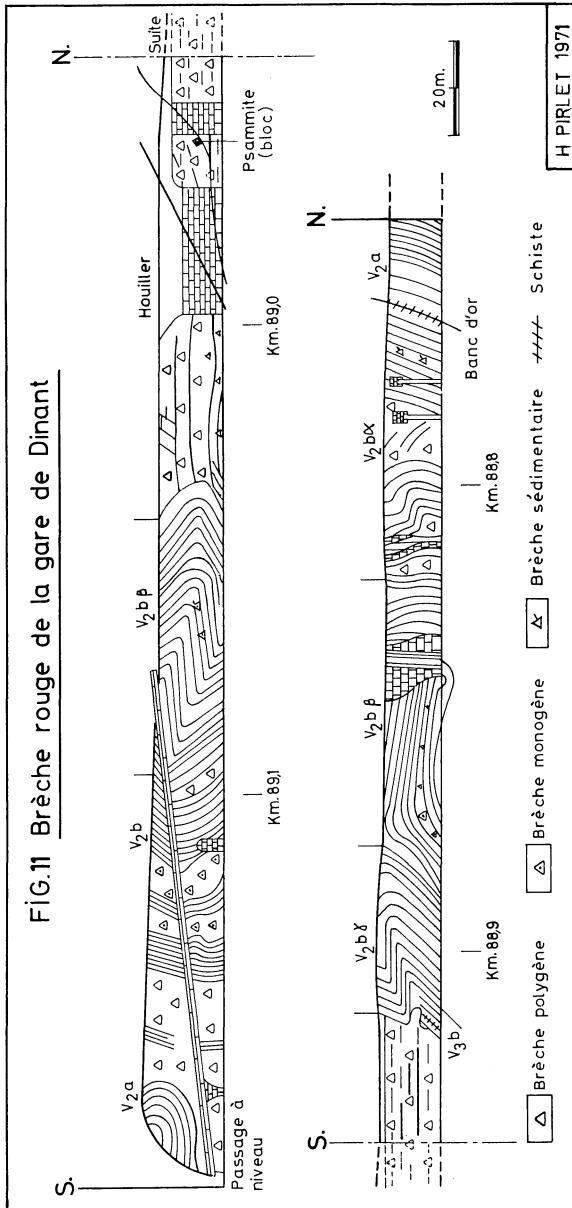
##### 3. La station de Dinant (fig. 11)

Cette brèche est connue depuis fort longtemps.

En effet, dès 1895, M. LOHEST signalait au centre de la brèche grise et rouge de la station de Dinant, la présence d'un vestige de terrain houiller actuellement masqué par un mur. Ce vestige a été considéré par F. KAISIN (1935, 1942) comme un lambeau de poussée jalonnant une faille de charriage peu inclinée vers le Sud qui serait localisée au centre de la brèche de la station.

La même coupe a été décrite auparavant avec beaucoup de précisions par V. BRIEN en 1910. Cet auteur n'a cependant pas précisé la nature des ciments des différentes brèches qu'il signale et cette imprécision nuit à la compréhension de l'origine des brèches en général et de la « Grande brèche » en particulier. Cependant en 1935, F. KAISIN notait que la brèche localisée dans le cœur d'un pli en Z qui flanque la brèche rouge vers le Sud pourrait bien être une brèche dynamique située au cœur d'un pli secondaire d'entraînement.

Il nous faut reprendre la coupe située le long des voies afin d'analyser les différentes brèches représentées.



Du Nord vers le Sud, à partir de l'extrémité d'un grand mur située à 200 m au Sud du passage à niveau de la route de Namur, nous pouvons relever successivement : 65 mètres de bancs minces de calcaires noirs finement crinoïdiques à cherts qui pendent 75° Sud. Ces bancs appartiennent au sommet du Viséen inférieur, VI.

Ils sont surmontés par une centaine de mètres de calcaires organo-détritiques gris clairs à gris foncés en bancs moyens à la base, suivis par une série de très gros bancs diaclasés, de calcaire oolithodétritiques et à pâte fine au sommet. Ce niveau fossilifère appartient à la partie inférieure du Viséen moyen, le V2a.

Ces bancs sont coiffés, à 15 m au Nord d'une canalisation verticale, par un banc conglomératique à ciment argileux de 50 centimètres d'épaisseur; c'est le « Banc d'or de Bachant » qui forme la limite acceptée en Belgique entre le V2a et le V2b.

Au-dessus de ce niveau, 25 mètres de calcaires gris bleu organoclastiques, à pâte fine et à Stromatolithes, forment la base du V2b (V2b $\alpha$ ). Ces calcaires contiennent dans leur partie médiane, 5 mètres de brèche à matrice sédimentaire organoclastique. Au droit de la seconde canalisation verticale, 6 m de brèche à ciment calcitique rouge et à morceaux de bancs stratifiés forme la « Petite brèche » de tous les auteurs.

Ensuite, une quarantaine de mètres de bancs subverticaux et déversés dans différents sens sont affectés vers leur base, à proximité de la « Petite brèche » par un pli en chaise. Le plan axial de ce pli pend à 45° vers le Sud et forme un angle de moins de 45° avec le niveau de la « Petite brèche ».

Ces bancs, constitués d'organoclastite et de cryptite bleu sombre qui alternent avec quelques minces lits de Stromatolithes appartiennent également à la partie inférieure du Viséen moyen, V2b (V2b $\alpha$ ). Cette attribution est confirmée par l'analyse des foraminifères où sont représentées les espèces suivantes : *Archaediscus krestovnikovi* (rare), *Quasiendothyra niebelis*, *Koninckopora inflata*, *Eotuberitina reitlingeræ*, *Pachysphaera dervillei*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia vulgaris minor*, *Archaesphaera* sp., *Glomospirella spirillinoïdes*, *Endothyra* sp.

Vers le centre de cette entité, il existe deux minces lits de brèche à matrice calcitique et dolomitique rouge.

Les bancs supérieurs à ce V2b $\alpha$  sont plus clairs et formés par la très grosse séquence rythmique du Viséen moyen, V2b (le V2b $\beta$ ), épaisse d'une vingtaine de mètres. La base organoclastique de ce rythme, qui fait encore partie des bancs subverticaux, affleure à peine dans le cœur du large anticlinal qui leur fait suite.

Le sommet de cette séquence rythmique expose une dizaine de mètres de bancs à pâte fine (cryptite). Un mince niveau argileux caractéristique de ce niveau dans les deux synclinoriums est localisé dans la partie médiane de ces bancs. Nous avons trouvé les foraminifères suivants dans les bancs organoclastiques de la base du rythme :

*Archaediscus krestovnikovi* (abondant), *Archaediscus karreri*, *Archaediscus stilus*, *Endothyra* sp., *Glomospirella spirillinoïdes*, *Mediocris*, *Eostaffella parastruvei*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia minor*, *Archaesphaera* sp., *Pachysphaerina pachysphaerica*.

Dans la partie inférieure des bancs cryptitiques de cette épaisse séquence rythmique, un banc d'environ 50 cm d'épaisseur contient de la brèche monogène de ce matériau, cimentée par de la calcite cristalline.

Cette brèche provient de la fracturation sur place de la masse cryptitique d'un banc due à une contrainte locale. Un niveau irrégulier de brèche parasédimentaire est localisé au sein du banc bréchu. Cette association de brèche monogène et du niveau de brèche parasédimentaire atteste de l'origine dynamique de ces deux types de brèche.

Au-dessus de ce gros rythme caractéristique du V2b $\beta$ , il existe quatre séquences rythmiques qui appartiennent à la partie supérieure du Viséen moyen, V2b (V2b $\gamma$ ).

Leur base est organoclastique bleu foncé et leur sommet est formé de calcaire bleu à pâte fine (cryptite) et à Stromatolithes.

L'analyse micropaléontologique montre que ces bancs contiennent les mêmes foraminifères que ceux du V2b $\beta$  sous-jacent. Il faut cependant noter une grande abondance d'*Endothyra omphalota minima* et d'*Archaeodiscus convexus*.

Les deux derniers mètres des bancs stratifiés situés sous la brèche rouge ravissante méritent d'attirer notre attention. Ces bancs sont séparés du Viséen moyen, V2b $\gamma$ , sous-jacent par un niveau d'argile jaune-vert fossilifère de 25 cm de puissance.

Ils sont en outre plus foncés que les bancs sous-jacents et présentent des microfacies microconglomératiques et varvoïdes zonaires ainsi que l'avait déjà remarqué V. BRIEN en 1910. Ils pourraient représenter le Viséen supérieur, V3b. Le contenu micropaléontologique est le suivant : *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Archaeodiscus karrieri*, *Archaeodiscus stilus*, *Archaeodiscus convexus*, *Tetrataxis fibreux*, *Endothyra* sp., *Eotuberitina reitlingerae*, *Archaeosphaera* sp., *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia minor*, et en particulier *Tetrataxis pallae*, *Tetrataxis subcylindricus*, *Archaeodiscus grandiculus*, *Archaeodiscus saleei*.

Tous ces foraminifères se trouvent dans des microfacies qui rappellent ceux du Viséen supérieur, V3b. Jusqu'ici nous n'avons jamais trouvé *Tetrataxis pallae*, *Tetrataxis subcylindricus*, *Archaeodiscus saleei* et *Archaeodiscus grandiculus* dans des horizons plus anciens que ceux du Viséen supérieur, V3b.

A notre avis, et nous rejoignons la première des hypothèses émises par V. BRIEN en 1910, il s'agit du Viséen supérieur, V3b. Nous n'y avons cependant pas trouvé *Howchinia* ni *Archaeodiscus gigas*.

Nous pensons cependant qu'il s'agit bien du Viséen supérieur, V3b, qui repose sans couche intermédiaire sur la partie sommitale du Viséen moyen, V2b $\gamma$ . Dans ce cas, la brèche reposerait sur du Viséen supérieur, V3b très réduit, et il existerait, à Dinant, une lacune stratigraphique importante, due à un mouvement épeirogénique positif, qui comprendrait l'extrême sommet du Viséen moyen et le Viséen supérieur, V3a.

Une épaisse masse de brèche polygène à ciment multicolore (rouge, jaune, rouille, brun) calcitique et dolomitique, localement silicifiée, érode les derniers bancs stratifiés. Cette brèche semble se disposer en position synclinale vis-à-vis des bancs stratifiés du Viséen moyen qui l'encadrent au Nord et au Sud.

Dans la brèche qui occupe un espace d'une bonne centaine de mètres, nous trouvons des blocs de différentes tailles, de 30 cm de côté jusqu'aux millimétriques.

Ces blocs proviennent principalement du Viséen moyen, V2b, mais on y trouve également de nombreux blocs de calcaire varvoïde et varvoïde à algues qui proviennent vraisemblablement du Viséen supérieur, V3b. Il y existe de nombreux blocs plus petits de calcite blanche ou rose et de schiste jaune-vert.

Une série de cassures subhorizontales, localement remplies d'argile et de schistes écrasés verts et rouges donne à la brèche un aspect stratifié. L'une de ces cassures, qui est localisée un mètre de hauteur entre deux murs de soutènement se bifurque; l'une des deux branches se redresse et disparaît au sommet du mur septentrional. A environ 3 mètres du sol, un bloc de psammite rougeâtre à ciment calcaireux et à débris de plantes, de la dimension d'une boîte à chaussures est serti dans la brèche au toit de cette cassure. Nous y avons trouvé *Girvanella* et *Umbellina* sp. Ces divers éléments nous font penser que ce bloc provient de la base du Tournaisien (Strunien) ou peut-être du Dévonien moyen. Ce blocs voisine avec d'autres blocs plus petits et arrondis de calcaire organoclastique très grossier qui contiennent *Archaeosphaera* sp. et *Bisphaera irregularis*, éléments qui font penser que ces blocs proviennent du Tournaisien.

Nous avons également trouvé de nombreux blocs de calcaire rouge construit semblables au Frasnien construit du Sud de la Belgique, ainsi qu'un bloc d'oolithe oolithique, mais aucun fossile ne permet de fixer leur origine.

Le ciment de la brèche contient, à proximité du pied et au Nord immédiat de la cassure précitée, de nombreux petits débris de schiste rouge amarante. Le mur semble par ailleurs cacher une épaisse masse de schistes rouges et il n'est pas impossible qu'une partie de ces roches ne proviennent du Dévonien.

Une masse de schistes noirs est actuellement masquée par un mur de soutènement d'une trentaine de mètres de long au centre de la station. Nous rappelons que c'est M. LOHEST (1895) qui a signalé au sein de la brèche rouge cette masse de schistes ankéritiques qu'il attribue au Houiller. F. KAISIN (1942) pour sa part précise que ces roches ressemblent plus aux roches des assises plus récentes qu'à celles de l'assise de Chockier.

Au Sud du mur, la brèche rouge se poursuit sur une quarantaine de mètres. On y distingue encore les nombreuses cassures subhorizontales.

La plus inférieure qui serpente à faible hauteur se raccorde vers le Sud à une faille qui sépare les bancs stratifiés du Viséen moyen en-dessous de la cassure, de la brèche rouge située au-dessus.

Au Sud de la masse de brèche, un pli en *Z*, à plan axial subhorizontal affecte les bancs de cryptite du sommet de la grosse séquence rythmique du Viséen moyen, V2b $\beta$ ; les bancs de l'extrême base du Viséen moyen, V2b $\gamma$ , sont érodés par la brèche dans laquelle ils viennent buter par leur tranche.

Dans le flanc horizontal de ce pli en *Z*, les bancs de cryptites du V2b $\beta$  passent latéralement vers le Nord à de la brèche monogène cimentée par de la calcite. La charnière du pli, est gonflée par le bourrage de cette brèche monogène d'origine tectonique.

La coupe se poursuit vers le Sud par une quarantaine de mètres de calcaire bleu organoclastique et à pâte fine (cryptite) qui appartiennent à la partie inférieure du Viséen moyen, V2b $\alpha$  et V2b $\beta$ .

Il existe vers la base de ces bancs, au-delà d'un petit mur en brique, deux autres brèches monogènes qui proviennent de la fracturation sur place de bancs cryptitiques.

Nous retrouvons encore, un peu plus au Sud, un niveau bréchi que à ciment calcitique que tous les auteurs s'accordent pour appeler « Petite brèche ».

A l'extrémité méridionale de la coupe, près du passage à niveau de l'ancienne route de Philippeville, un épais niveau de calcaire clair oolithique et organoclastique du Viséen moyen, V2a, est fortement diaclasé et donne l'impression qu'il est bréchi que. Dans le chemin du Collège de Bellevue, ces derniers bancs sont affectés d'un pli synclinal déversé vers le Sud.

Dans les jardins du Collège situé sur la colline, au droit du centre de la station de Dinant, nous retrouvons la « Grande brèche » à ciment rouge, argileux ou parfois charbonneux. Nous n'y voyons aucun élément susceptible d'apporter quelque contribution à la compréhension de la coupe de la station.

P. BOURGUIGNON (1951) y a signalé la présence d'un caillou arrondi de quartzite de la grosseur d'un œuf de pigeon. Une lame mince démontre qu'il s'agissait d'un bloc de calcaire silicifié.

### *Conclusions.*

La brèche rouge à ciment calcitique ou dolomitique légèrement silicifié de la station de Dinant, qui a une centaine de mètres d'épaisseur, se présente apparemment



comme occupant une position synclinale au cœur de deux séries sédimentaires qui vont du Viséen moyen, V2a, au Viséen moyen, V2b, et même au Viséen supérieur, V3b (au Nord de la brèche). Il s'agit en réalité d'une brèche dynamique qui contient des blocs de V3b, de Tournaisien et peut-être de Dévonien. Nous admettons une hypothèse semblable à celle de V. BRIEN (1910) et de F. KAISIN (1935, 1942), qui voyaient la présence d'une faille de charriage dans le cœur de la brèche. Pour nous, le massif méridional a glissé au-dessus du massif septentrional par l'intermédiaire de la brèche rouge qui forme la zone de glissement principal (olisthostrome). Une écaille de Namurien est pincée dans cet olisthostrome et les deux massifs qui forment le substratum et l'olistholithe sont affectés par des plissements en retour à plans axiaux couchés et des petites failles associées. Nous admettons donc le schéma tectonique de F. KAISIN (1935), avec cette variante que pour nous la brèche joue le rôle de zone failleuse principale dans laquelle est pincée une écaille de charriage (fig. 4). Notre schéma est également différent de celui de V. BRIEN (1910) par le fait que ce dernier avait fait passer sa faille principale entre le V2b $\gamma$  et son V2c (notre V3b) au Nord de la brèche. Aucune faille ne peut en effet être localisée entre ces deux formations qui reposent sans dérangement tectonique marqué, l'une sur l'autre.

Cette brèche dynamique date donc d'une époque postérieure au Namurien et la lacune stratigraphique entre le Viséen moyen, V2b $\gamma$  et le Viséen supérieur, V3b, démontre également l'existence de mouvements épeirogéniques positifs à l'époque du Viséen supérieur, V3a.

#### 4. Le bord Sud du synclinal d'Anhée (fig. 12)

La coupe de l'« Auberge de Bouvignes » s'étend depuis le Viséen inférieur, V1b, du flanc Nord de l'anticlinal de Gemmechenne jusqu'à la carrière Watrisse située sur le bord Sud du synclinal houiller d'Anhée. Elle débute à 65 mètres au Sud de l'« Auberge de Bouvignes », le long de la grand'route Namur-Dinant, en face du Km 85.465 de la voie ferrée.

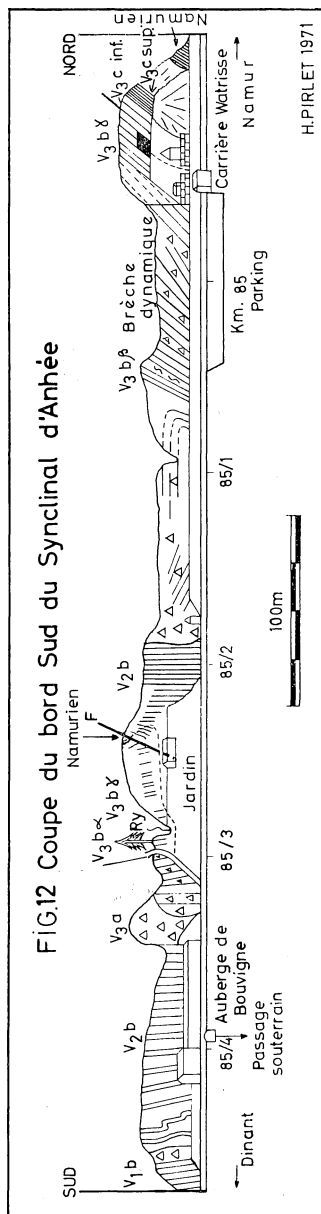
A cet endroit, les bancs oolithiques et organoclastiques du V1b qui bordent la route, pendent 60 à 70° Nord. Ils sont surmontés par 5 à 6 mètres de brèche que l'on a nommée « Petite brèche » (H. DE DORLODOT, 1895; P. BOURGUIGNON, 1951). Les bancs de la base du V2b, très redressés, se poursuivent jusqu'au pignon du bâtiment Sud de l'« Auberge de Bouvignes ». Ils sont affectés par deux petits plis en chaise à plans axiaux faiblement inclinés (20° Sud).

Les bancs typiques du V2b se continuent également derrière l'« Auberge de Bouvignes » où l'on distingue des passées de brèche rouge et le niveau argileux typique de la grosse séquence de 20 mètres (V2b $\beta$ ). A l'extrémité Nord de l'auberge, une brèche à ciment rouge forme une masse d'une vingtaine de mètres de puissance qui domine la grand'route. Ce premier ensemble de brèche, très épais, se dispose d'une manière subverticale dans son ensemble.

La brèche s'étend vers le Nord jusqu'au chemin forestier qui suit le ravin du ruisseau, là, quelques bancs de calcaires beiges rubanés d'origine algaire constituent le sommet du V3a.

Sur le sol du chemin, en face du Km 85/3, le V3b $\alpha$ , débute par des bancs organoclastiques foncés à cherts; il se poursuit en bancs subverticaux jusqu'au ravin d'un ruisseau.

Les bancs du V3b se poursuivent en position subverticale (pente 70° N) dans le coteau boisé situé derrière une maison de campagne. Les bancs organoclastiques



foncés à Brachiopodes du V3b $\gamma$  (pente 70° N) sont recoupés par le sentier qui gravit la colline, à hauteur de l'extrémité Nord de la maison. Il s'agit du V3c car ces bancs ont livré la microfaune suivante : *Archaeodiscus demaneti*, *Archaeodiscus mutans*, de nombreux *Asteroarchaeodiscus*, *Neoarchaeodiscus incertus*, *Loeblichia* sp., *Planoarchae-*

*discus eospirillinoïdes*, *Pseudoendothyra ikensis*, *Cribrostomum lecomptei*, *Tetrataxis pallae*, *Eotuberitina reitlingeræ*, *Archæosphaera*, *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Brunsia spirillinoïdes*, *Earlandia minor*, *Quasiendothyra* aff. *niebelis*, *Endothyra prisca*, *Eostafella* sp., *Endothyra* ex gr. *bradyi*.

Ces bancs supportent des schistes et des grès du Namurien dont on trouve les débris le long du sentier qui monte verticalement. Il existe une faille à cet endroit car dix mètres au Nord de ce sentier, des bancs du V2b pendent 30° vers le Sud. Ils se redressent vers le Nord, deviennent verticaux et se poursuivent dans la face Sud de la masse calcaire qui limite le jardin.

Le sommet et la face Nord de cette masse sont formés de brèche rouge qui se poursuit sur une centaine de mètres le long d'un square arboré. Des cassures parallèles de 20° de pente Nord lui confèrent un aspect stratifié.

Parmi les blocs de brèche, on reconnaît de nombreux calcaires varvoïdes caractéristiques du V3b, des calcaires organoclastiques foncés et de nombreux calcaires à cherts. Ces différents blocs sont cimentés par une pâte grise calcitique. La matrice de cette brèche devient de plus en plus rouge; les blocs de la brèche sont fracturés et de nombreuses recristallisations affectent le ciment.

Au nord du ravin du Km 85,1, la masse de brèche est surmontée par une masse bien stratifiée de calcaires beiges rubanés, onduleux, d'origine algaire d'une dizaine de mètres de puissance.

La polarité des festons algaires de type stromatolithiques indique que les bancs sont renversés. Il semble bien que l'on se trouve en présence d'une masse de V3b $\beta$  caractérisé par une masse assez épaisse de calcaires algaires.

La série stratigraphique ascendante du V3b $\beta$  se poursuit vers le Nord, en position renversée en face du parking du Km 85 jusqu'à la carrière Watrisse. Cette dernière série est formée de minces bancs organoclastiques à cherts qui alternent avec des calcaires algaires et parfois bréchoïdes à ciment rouge. Ces roches semblent bien avoir été soumises à certains efforts qui ont fracturés les blocs et les bancs se sont bréchifiés sur place; il s'agit donc d'une brèche d'origine dynamique.

La coupe se continue vers le Nord par le V3b $\gamma$  (« Gris bancs » et « Bleu belge ») et le V3c inférieur qui ont été exploités dans la carrière Watrisse et dans une carrière souterraine. La base du V3b $\gamma$  est marquée par la présence de 4 veinettes charbonneuses qui constituent un excellent repère stratigraphique. Il s'agit bien du V3b $\gamma$  car il est défini par sa structure rythmique (H. PIRLET, 1965) ainsi que par sa faune classique (F. DEMANET, 1958) et sa microfaune (H. PIRLET, 1965).

On y trouve en particulier : *Archæodiscus gigas*, *Neoarchæodiscus incertus*, *Howchinia exilis*, *Cribrostomum lecomptei*, *Bradyana rotula*, *Saccammopsis carteri*, *Tetrataxis pallae*, *Planoarchæodiscus eospirillinoïdes*, *Rugosoarchæodiscus*.

Le V3c inférieur calcaire est lui-même surmonté du V3c supérieur plus argileux et du Namurien (F. DEMANET, 1958) (zone E<sub>2a1</sub>, J. BOUCKAERT, 1967).

#### Conclusion :

La brèche rouge de l'« Auberge de Bouvignes » est interstratifiée entre le V2b et le V3b. Ce ne sont cependant pas toujours les mêmes bancs du V3b qui reposent sur la brèche. Au Sud de la faille, ce sont les bancs de la base du V3b $\alpha$  que l'on trouve sur la brèche, au Nord, ce sont les bancs de la partie moyenne du V3b (V3b $\beta$ ). La brèche érode donc son toit stratigraphique.

### 5. La coupe de Houx-Poilvache (fig. 13)

#### a) La structure « anticlinale » du massif de Poilvache.

L'« anticlinal » de Poilvache qui est situé sur la rive E de la Meuse, entre Houx et Yvoir, au milieu du bassin houiller d'Anhée, a depuis longtemps retenu l'attention des géologues.

La tectonique de ce massif de calcaire viséen est extrêmement curieuse; elle figure dans le texte explicatif accompagnant la carte géologique la feuille de Dinant de E. DUPONT (1883), ainsi que dans une coupe de la Meuse publiée par F. KAISIN en 1922 à l'occasion du XIII<sup>e</sup> Congrès géologique international. Plus récemment, F. KAISIN Jr. (1936) fit connaître la tectonique du bassin houiller d'Anhée.

Nous avons tenu à reprendre la description de cette coupe classique dans le contexte d'une révision de la stratigraphie du Viséen sur la base des microfossiles et des implications tectoniques qui en découlent.

La coupe de Poilvache s'étend le long de la rive droite de la Meuse depuis le bord Sud de la bande namurienne d'Awagne qui constitue une apophyse du bassin houiller d'Anhée jusqu'à la station de chemin de fer de Houx à hauteur du pont métallique qu'emprunte la voie ferrée.

La coupe débute dans le jardin d'une maison à quelques 60 mètres au Nord de l'église de Houx.

Le long des jardins en terrasses du village, jusqu'à l'école et dans de petites carrières, on reconnaît, en position subverticale légèrement renversée, les bancs de calcaires organoclastiques foncés du sommet du V3b (V3b $\gamma$ ). On reconnaît en particulier, dans la paroi près de laquelle est adossée une maison jaune (à l'écart du chemin principal), les calcaires rubano-zonaire que nous avons appelés varvoïdes et qui sont d'excellents repères du V3b en général.

Cet ensemble sédimentaire expose une belle structure rythmique; on y reconnaît au passage les séquences du V3b $\gamma$ . La microfaune est la suivante :

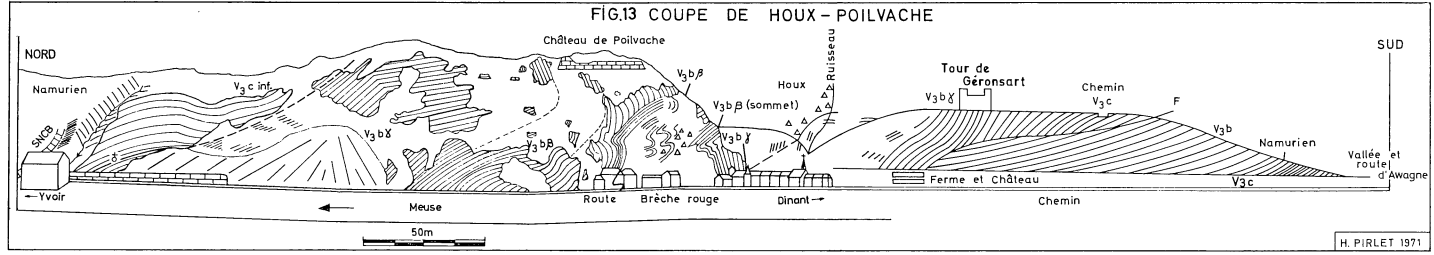
*Archaeodiscus krestovnikovi*, *Planoarchaeodiscus eospirillinoïdes*, *Tetrataxis* fibreux, *Neoarchaeodiscus incertus*, *Cribrostomum lecomptei*, *Asteroarchaeodiscus*, *Archaeodiscus mutans*, *Archaeodiscus convexus*, *Archaeodiscus saleei*, *Archaeodiscus vertens*, *Archaeodiscus crux*, *Archaeodiscus stilus*.

Cette microfaune ne laisse aucun doute quant à l'âge V3b $\gamma$  de ces calcaires.

A hauteur de l'école des garçons, près de la Meuse, les bancs varvoïdes du V3b et les bancs supérieurs, subverticaux près du sol, sont affectés, à une vingtaine de mètres de hauteur d'un pli en chaise à plan axial faiblement incliné (25° de pente Nord). Les bancs les plus inférieurs situés au Nord de ce pli reposent sur une brèche à ciment rouge; on peut l'étudier dans le jardin en terrasse d'une grosse villa. Parmi les fragments de roches de la brèche, on distingue de nombreux débris de calcaires varvoïdes et rubanés onduleux d'origine algaire. Certains fragments contiennent de très fins cherts qui soulignent les rubanements.

Cette brèche de 4 à 5 m de puissance, est recouverte au Nord par les bancs calcaires bien stratifiés du V3b $\beta$  en position normale, qui sont affectés de nombreux petits plis très compliqués à plan axiaux faiblement inclinés Nord.

Les bancs stratifiés de la partie supérieure de ce dernier ensemble se recourbent pour former un pli synclinal déversé (plan axial de faible pente Sud). La charnière de cet anticlinal est bien visible, c'est elle qui forme la longue barre rocheuse située à mi-flanc de l'escarpement sous le château de Poilvache.



Tous les bancs d'origine algaire de la partie moyenne et supérieure de ce V3b $\beta$  peuvent être étudiés en détail le long de la grand'route d'Yvoir à Houx, ainsi que sur le flanc Sud d'un cône d'éboulis. On y distingue en particulier une épaisse masse de calcaire beige algaire à structures stromatolithiques.

Sur le flanc Nord de ce cône d'éboulis, 4 passées charbonneuses situées au milieu de calcaires noirs plaquetés constituent un bon repère stratigraphique et marquent le sommet du V3b $\beta$  (H. PIRLET, 1965). La base du V3b $\gamma$  qui lui succède au Nord est marquée par une structure rythmique qui se poursuit au travers du V3b $\gamma$ , on y reconnaît les 11 séquences constitutives du V3b $\gamma$ .

La séquence de base (— 2) contient des polypiers en particulier *Lithostrotion martini*, *Lithostrotion irregulare*, *Dibunophyllum* sp. et des *Goniatites* que nous n'avons pas pu extraire aux fins d'identification. A environ 6 m au-dessus de la base du V3b $\gamma$ , le mince lit de houille de la séquence O marque la base de l'ensemble des « Gris bancs »; ceux-ci pendent faiblement Nord et sont affectés d'une large ondulation de forme anticlinale. La partie supérieure du V3b $\gamma$  est formée de 6 à 7 mètres de « Bleu belge » qui contient quelques cherts à la partie supérieure. Ces derniers sont visibles, près de la route à l'extrémité Nord de la coupe, à proximité d'une maison bordant le fleuve.

Le V3b $\gamma$  est ici caractérisé par les microfossiles suivants : *Archaeodiscus gigas*, *Archaeodiscus moelleri*, *Archaeodiscus crux*, *Archaeodiscus approximatus*, *Cribrostomum lecomptei*, *Bradyina rotula*, *Neoarchaeodiscus incertus* et *Saccaminopsis carteri*.

C'est de ces bancs supérieurs que proviendrait également le *Beyricoceras fourrieri* décrit par G. DELÉPINE (1940).

Tout cet ensemble bien stratifié est recouvert par le V3c formé d'une épaisse masse de calcaire organoclastique gris clair, très grossier, qui devient bréchoïde et contient alors de nombreux Brachiopodes à la partie supérieure. Ce banc épais est visible près de la station du chemin de fer de Houx, le long de la grand'route et à proximité du viaduc, là où une potale a été creusée dans le calcaire. Tous ces calcaires sont recouverts par des schistes noirs de la base du Namurien (niveau E<sub>2a1</sub>) visibles dans un ravin qui longe les bancs supérieurs de la masse calcaire ainsi que dans la station de Houx.

### Conclusion.

La masse calcaire située entre l'église et la station de Houx, et sur laquelle est construit le château-fort de Poilvache, est formée exclusivement de calcaires d'âge Viséen supérieur (V3b $\beta$ ,  $\gamma$  et V3c inférieur). Ces calcaires sont affectés, au droit du château-fort, de nombreux plissements à plans axiaux faiblement inclinés vers le Nord. Le château est ainsi construit sur le V3b $\beta$ .

L'ensemble de la coupe constitue une allure anticlinale car de part et d'autre de la brèche rouge, on retrouve des bancs du V3b $\gamma$ , qui pendent dans des directions opposées.

Il faut cependant remarquer que sur le flanc Sud légèrement renversé de cette allure anticlinale, le V3b $\gamma$  repose à peu près directement sur la brèche rouge tandis que sur le flanc Nord, en position normale, il s'intercale entre la brèche et le V3b $\beta$  une épaisse masse de calcaires du V3b $\beta$ .

Cette anomalie ne peut s'expliquer que par la présence d'une érosion par la brèche rouge des niveaux qui lui sont superposés.

Les multiples plissements des bancs stratifiés les plus inférieurs sur les deux flancs de cette structure sont à mettre en relation avec l'entraînement des bancs au voisinage de la zone de glissement constituée par la brèche rouge.

Cette brèche rouge a été appelée « Brèche de Poilvache » (Lys, M., CONIL, R. et PIRLET, H., 1968).

Le Viséen supérieur, V3b $\beta$ ,  $\gamma$ , est ici épais d'une cinquantaine de mètres, son faciès est sensiblement le même que celui du bord Sud du synclinal houiller d'Anhée (Anhée-jonction).

Il est recouvert par une masse épaisse de 7 à 8 mètres peu stratifiée si ce n'est à la partie supérieure que nous attribuons au V3c inférieur; ce dernier est nettement différent de celui du bord Sud du synclinal d'Anhée (Anhée-jonction) ou de Warnant. Il est ici nettement plus grossier, plus clair et contient un plus grand nombre de Brachiopodes que dans les endroits précités. Il est d'autre part bréchoïde dans la partie supérieure.

Il semble être d'origine plus littorale que celui que l'on trouve à Anhée-jonction et à Warnant sur le flanc Sud et au centre du synclinal namurien d'Anhée.

b) *Coupe du massif de la tour de Géronsart.*

La coupe qui se poursuit au Sud de l'église de Houx nous apporte des précisions sur la tectonique apparemment simple du massif calcaire de Poilvache.

En effet dans la partie inférieure du ravin de direction Est-Ouest qui s'amorce derrière l'église de Houx, la brèche forme le flanc Nord du ravin; elle est flanquée au Sud par les bancs stratifiés du V3b $\beta$  du village de Houx qui se renversent localement jusqu'à l'horizontale. On peut distinguer ces derniers bancs formés de calcaires varvoïdes et de calcaires organoclastiques en montant le sentier qui longe le ravin.

Sur le flanc Sud de ce vallon, on poursuit les bancs du Viséen supérieur, V3b, qui pendent 30° Nord en position renversée; les bancs finissent par se redresser à 75° Nord et sous la tour de Géronsart, on trouve les « Gris-bancs » du Viséen supérieur, V3b $\gamma$ .

Au Sud de la tour de Géronsart, les bancs se couchent à nouveau en position renversée, et là où le sentier qui regagne le vallon de la route de Purnode commence à descendre, nous trouvons le V3c à cherts qui pend en position renversée de 20° vers le Nord.

En contrebas, dans la vallée du ruisseau d'Awagne située au Sud, le Namurien affleure dans les jardins du château moderne de Houx. Il existe, entre le V3c signalé plus haut et ce Namurien, un autre massif de Viséen supérieur, V3b $\gamma$ , V3c, en position renversée séparé du premier par une faille peu inclinée vers le Nord qui est visible dans un escarpement situé derrière la ferme du Château de Houx. Cette faille sépare deux massifs de calcaires du Viséen supérieur, V3b $\gamma$ . Le massif Nord qui se raccorde aux calcaires du ravin est subvertical et légèrement déversé au Sud. Le massif Sud pend de 30 à 60° Nord en position renversée sur le Namurien du vallon d'Awagne.

Le Namurien du vallon d'Awagne se poursuit vers l'Est jusqu'au delà du village d'Awagne. Tout le long de son contact avec le Viséen qui le flanque au Nord, on peut distinguer que ce dernier niveau est toujours renversé au-dessus du Namurien qui se trouve donc en-dessous du calcaire. Ce fait est bien visible à l'Ouest immédiat d'Awagne là où l'érosion en creusant à élargi la découverte du Namurien sous-jacent.

A l'Est de Frèche-Try, la couverture calcaire renversée ferme le bassin d'Awagne et se raccorde au flanc Sud renversé de ce bassin telle que l'on peut la suivre vers l'Ouest jusqu'à la coupe de la Meuse (coupe de Mont-de-Houx).

Le bassin Namurien d'Awagne n'est donc pas un bassin synclinal en « blague à tabac », mais constitue bien un antiforme dans des couches renversées.

c) *Le massif de Mont-de-Houx* (fig. 14).

La coupe de l'Auberge de Bouvignes se retrouve dans ses grandes lignes le long de la grand route sur la rive droite de la Meuse au Mont-de-Houx. Elle débute au Sud, par le V2a formé de calcaires clairs qui pend Nord dans la tranchée routière, au Sud de l'Auberge de Houx. Ce V2a est surmonté par le V2b puis par la brèche rouge qui supporte le V3b redressé en position normale. Toute cette succession forme le massif Sud. On ne retrouve cependant pas le Namurien de ce massif visible sur l'autre rive car il a été enlevé par l'érosion.

La faille qui sépare le massif Sud du massif Nord sur l'autre rive, existe également. Au Nord de celle-ci, on retrouve du V2b en position renversée, ce dernier niveau étant érodé par une épaisse brèche rouge à ciment macrosphérolithique (dans le jardin d'une villa haut perchée), puis le V3b $\gamma$  en position renversée et le Namurien du vallon d'Awagne, le long de la route de Purnode. C'est ce contact que nous avons suivi jusqu'au-delà d'Awagne (Frèche-Try). Le Viséen supérieur est le plus souvent renversé sur le Namurien.

Le Namurien de ce vallon d'Awagne ne se trouve donc pas en position synclinale. Il s'agit d'un antiforme dans des couches renversées, car les niveaux calcaires du massif renversé de Houx se raccordent aisément par dessus le vallon aux niveaux calcaires de même âge du bord Nord du massif renversé de Mont-de-Houx.

La brèche de Poilvache sépare donc un massif septentrional en position normale d'un massif méridional renversé. Son prolongement vers le Sud est constitué par la brèche rouge du massif septentrional de Mont-de-Houx.

d) *La structure d'ensemble probable du bassin d'Anhée* (fig. 14).

Si l'on étudie l'ensemble de cette coupe depuis la station de Houx jusqu'au Mont-de-Houx, on a l'image d'un grand pli anticlinal couché vers le Nord de V3b-Namurien dont le centre est occupé par la brèche rouge qui érode la base du V3b tant dans le massif normal que dans le massif renversé sous-jacent.

La charnière frontale de ce pli couché doit se surélever vers l'Ouest et c'est ainsi qu'il n'existe aucun massif calcaire au milieu de la large plaine d'Anhée (rive Ouest de la Meuse) qui représente en réalité les flancs renversé et normal du pli synclinal couché dans le Namurien.

La structure du flanc calcaire inférieur normal de ce pli couché est visible à Haut-le-Wastia (village) et à Warnant (carrières de Jaiffe et Étienne).

L'îlot de Haut-le-Wastia (îlot Sud) (F<sub>1</sub> de la fig. 14) appartient toujours au flanc renversé visible à la carrière Watrisse.

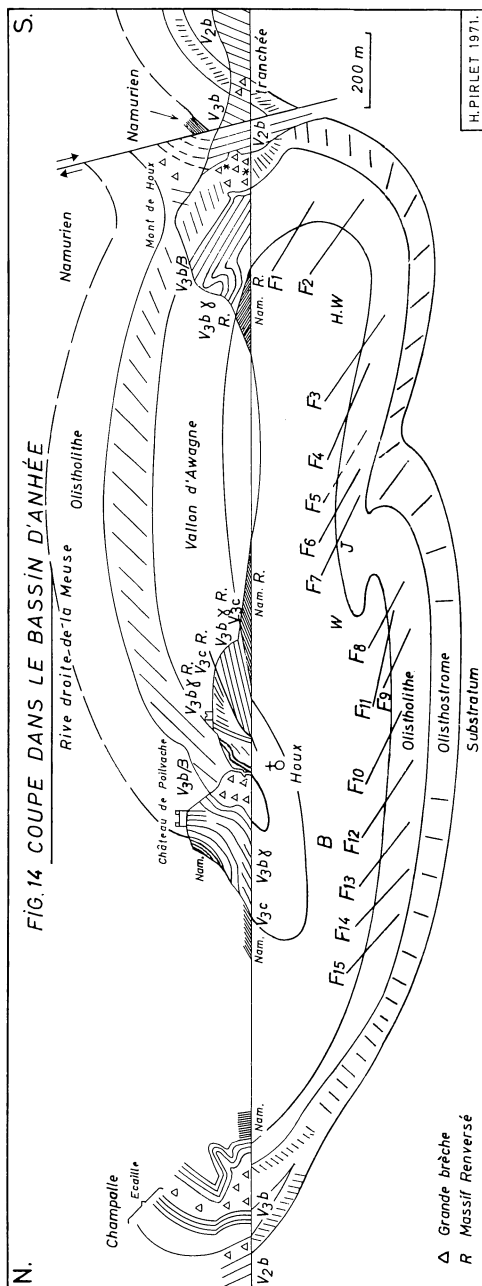
Une série de failles peu inclinées vers le Sud divise ces flancs renversé et normal en une série d'écaillés (F<sub>2</sub> à F<sub>7</sub>).

Vers l'Ouest, au-delà de Warnant, ce flanc inférieur normal qui est déformé par l'anticlinal de Salet, est affecté d'un petit pli couché à Warnant Ouest (F<sub>8</sub>). Une série d'autres écaillés (F<sub>9</sub> à F<sub>15</sub>) apparaissent au-delà vers l'Ouest et jusqu'au-delà de Bioul. Elles appartiennent au flanc inférieur normal.

Ce grand pli couché a été formé par les niveaux du Viséen supérieur, V3b, V3c, et du Namurien qui ont formé une invagination lors de la progression de l'olistholithe vers le Nord au-dessus du substratum par l'intermédiaire de l'olisthosome qui joue le rôle de zone de glissement.

Postérieurement, le plissement varisque a plissé ces ensembles par des plis à plans axiaux redressés. Dans une phase tardive de cet orogène, les flancs normaux et inverses ont été faillés par toute une série de petites failles peu inclinées au Sud.





La faille de Denée (F<sup>3</sup>) qui passe au Nord de Salet est l'une de ces failles qui ont cisailé le flanc inférieur calcaire de ce pli couché. Elle se perd comme ses consœurs dans le Namurien du bassin d'Anhée où on devrait les retrouver.

6. La brèche de Waulsort à Hastière (fig. 15)

La brèche rouge de Waulsort près d'Hastière a été exploitée pour la fabrication du marbre dès l'époque romaine et jusqu'à la guerre de 1914.

La carrière « des Moines » (B) est située à la tête d'un ravin qui débouche sur la route de Onhaye à Hastière, à 250 mètres en aval de la bifurcation de cette route en deux chemins qui conduisent à Onhaye.

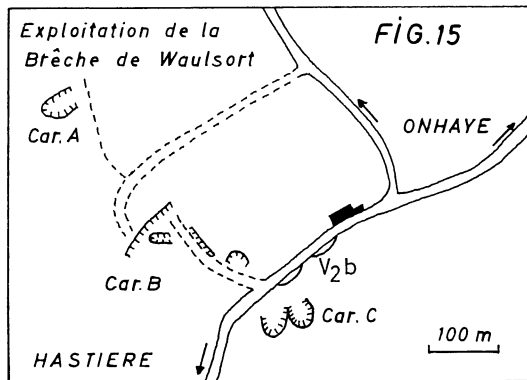
Le front de la carrière normalement situé à 180 mètres au N-W de la route, disparaît actuellement sous un amas de détritrus. Il est cependant encore possible d'apercevoir de la brèche rouge en place sur les deux flancs de la carrière, à droite et à gauche d'un chemin forestier qui conduit à cette dernière. Ce chemin est bordé à proximité de la carrière par des déblais de l'exploitation et par d'énormes blocs équarris de brèche abandonnés sur place.

En raison du très mauvais état de l'affleurement encore visible, il n'est guère possible de préciser les conditions géométriques exactes de ces amas de brèche où nous ne voyons aucune stratification.

Nous devons nous borner à récolter des échantillons de la brèche dans les petits affleurements, dans le blocs abandonnés et dans les déblais de la carrière.

Nous pouvons cependant voir le long de la route d'Onhaye que cette brèche se localise stratigraphiquement au-dessus de la partie supérieure du Viséen moyen, V2b, à *Lithostrotion martini* en position subverticale à 50 m au Sud d'une ferme. Nous ne voyons nulle part des roches stratifiées qui recouvriraient la brèche.

Nous retrouvons la même brèche rouge dans deux carrières (C) situées à l'Est de la route d'Onhaye en face du chemin d'accès à la première carrière. Mais là encore nous ne voyons aucune stratification.



Une autre carrière (A) qui expose bien la « Grande brèche » est localisée dans un bosquet situé au milieu des prairies à 250 mètres au N-W de la première carrière. La masse de brèche y est plus grise et une grossière stratification semble indiquer une pente Sud.

Parmi les différents blocs de la brèche rouge de ces carrières, nous avons identifié une série de cailloux qui proviennent de différentes assises du Dinantien.

Ce sont, par ordre d'abondance :

- des calcaires bleus organoclastiques et à pâte fine (cryptite) qui proviennent du Viséen moyen, V2b. La microfaune à foraminifères à *Archaediscus krestovnikovi*, *Archaediscus convexus*, *Archaediscus karreri*, *Eostaffella parastruwei*, *Mediocris*, *Brunsia spirillinoïdes*, *Brunsia pulchra*, *Endothyra similis*, *Endothyra omphalota minima*, *Hexaphyllia*, *Koninkopora inflata*, *Eotuberitina reitlingerae*, *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia minor*, *Archaesphaera minima*, et la présence de *Lithostrotion martini* sont significatives à cet égard.
- des calcaires bleu-noir organoclastiques et à pâte fine parfois à cherts noirs du Viséen supérieur, V3b, et même de la partie tout à fait supérieure du V3b. La présence d'une microfaune à *Rugosoarchaediscus*, *Archaediscus karreri*, *Archaediscus grandiculus*, *Archaediscus krestovnikovi*, *Archaediscus convexus*, *Archaediscus clarus*, *Neoarchaediscus incertus*, *Koninckopora inflata*, *Mediocris*, sp., *Cribrostomum* sp., *Eotuberitina reitlingerae*, *Archaesphaera*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia minor*, *Brunsia spirillinoïdes*, et parfois la présence de *Lithostrotion irregulare* et de *Lithostrotion junceum* indiquent l'âge fin Viséen (V3 $\gamma$ ), de ces blocs.
- De nombreux blocs de calcaire gris beige à *Stromatactis* semblables à ceux qui sont connus en place dans le Viséen supérieur, V3a, du ravin de « La Valle » près de Bouvignes.
- de blocs de calcaire beige et gris à pâte fine cryptite dont il est difficile de préciser l'origine autrement qu'en disant qu'ils proviennent vraisemblablement du Dinantien.
- des blocs de calcaire bleu varvoïdes et varvoïdes à algues qui proviennent de la base du Viséen supérieur, V3b.
- des blocs de calcaires gris beige oolithique, oolithodétritique et oolitho-algaire, qui semblent bien provenir du Viséen moyen, V2a.
- des blocs de dolomie gris clair qui semblent provenir de la base du Viséen moyen, V2b, et semblables à ceux que l'on voit en place dans la tranchée du « Screpia » sur la Molignée.
- des blocs de carbonate blanc cristallin.
- un bloc d'un psammite à ciment carbonaté avec traces de très petits fossiles qui pourrait provenir, tout comme le bloc de même type, trouvé dans la brèche de la gare de Dinant, du Tournaisien inférieur ou peut-être du Dévonien.
- Nous trouvons également de nombreux blocs de schiste jaune-vert que l'on trouve habituellement dans le Viséen supérieur, V3b, où ils sont très fréquents sous forme de minces lits interstratifiés dans les calcaires. Localement ces blocs de schistes sont écrasés entre les blocs de la brèche et dans ce cas, ces schistes écrasés participent à la matrice de la roche.

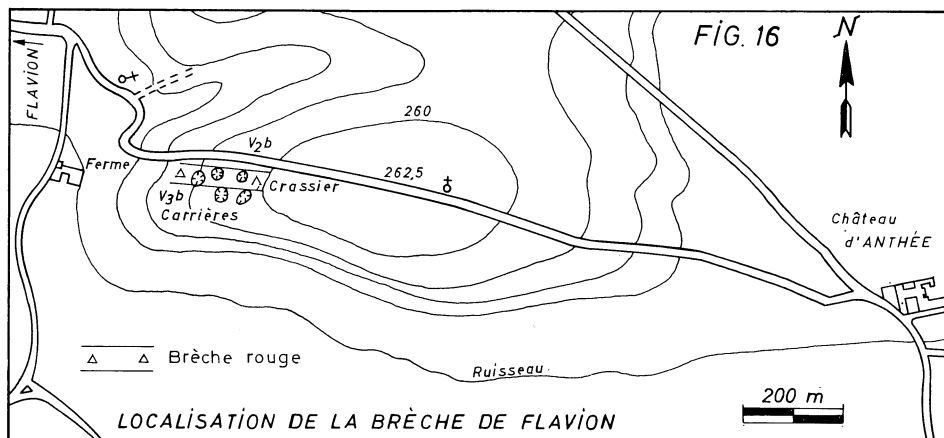
La plupart de ces blocs de la brèche rouge sont affectés de fractures cimentées par des veines de calcite qui ne se prolongent pas dans le ciment de la brèche. Ce fait démontre qu'elles datent d'une période antérieure au phénomène de brecciation des roches calcaires préalable à la formation de la brèche.

En outre, la plupart d'entre eux sont affectés en surface de stries de glissement et lorsque le ciment qui enrobe les blocs est très argileux, les blocs striés sont alors arrondis, non par érosion normale, mais par une espèce de laminage accompagné de rotation que les cailloux ont subi lors de la production de l'olisthostrome.

*En conclusion*, les stries de glissement, la matrice partiellement argileuse, l'arrondi des blocs et la présence de cailloux qui proviennent du Viséen supérieur, V3b, témoignent de l'origine dynamique de la brèche qui date d'une époque postérieure à celle du dépôt du V3b.

### 7. La brèche de Flavion (fig. 16)

Celle-ci est localisée dans une série d'anciennes carrières situées au Sud immédiat du chemin empierré qui conduit du château d'Anhée au village de Flavion, à l'Ouest de la côte 260 de la carte, et à moins de 200 mètres à l'Est de la première maison du village. La plus orientale de ces excavations sert actuellement de décharge publique. Dans celles situées près de la route, on trouve des calcaires bleu-foncé, à pâte fine et crinoïdiques appartenant au Viséen moyen, V2b, en bancs subverticaux fortement diaclasés. Certaines des cassures sont cimentées par du quartz ou du ciment rouge.



Dans les excavations situées plus au Sud, les bancs stratifiés disparaissent et on ne trouve plus que de la brèche à ciment, gris ou rouge suivant les endroits, qui forme une bande d'une cinquantaine de mètres de large orientée Est-Ouest.

Nous y avons trouvé des blocs organoclastiques qui proviennent du Viséen moyen, V2b, ainsi que des blocs qui proviennent de la partie supérieure du Viséen supérieur, V3by.

On y détermine en effet les foraminifères suivants : *Archaediscus krestovnikovi*, *Archaediscus convexus*, *Archaediscus vertens*, *Rugosoarchaediscus*, *Archaediscus cf. salei*, *Endothyra omphalota minima*, *Tetrataxis fibreux*, *Cribrostomum* à paroi double, *Paleotextularia*, *Forchiella prisca*, *Brunsia spirillinoïdes*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia minor*, *Pachysphaerina pachysphaerica*, *Archaeosphaera minima*, *Eotuberitina reitlingeriae*, et l'algue *Koninckopora inflata* (voir planche photographique I).

Cet ensemble bréchiqye à ciment rouge calcitique et dolomitique localement silicifié est recouvert par le Viséen supérieur, V3bx et  $\beta$ , bien stratifié dans une carrière située plus au Sud. Ces bancs pendent 30° vers le Sud et on reconnaît aisément le caractère rythmique de ce Viséen supérieur où les rythmes sédimentaires sont formés par des organoclastites bleu sombre à la base et des cryptites à texture varvoïde.

*Conclusion.*

Il existe à Flavion une brèche à matrice rouge qui est insérée entre le Viséen moyen, V2b, et le Viséen supérieur, V3b. Cette brèche date cependant d'une époque plus récente que celle du V3b car elle contient des blocs qui proviennent de la partie supérieure de ce niveau (V3b $\gamma$ ). Cette brèche doit donc être considérée comme un olisthostrome coiffé d'un olistholithe de Viséen supérieur, V3b.

8. *La brèche du ruisseau de Lavallette*

Au Sud-Ouest de Florennes, une brèche rouge épaisse de 150 mètres, affleure sur les deux flancs de la vallée en aval du « Grand Moulin ». P. BOURGUIGNON (1951) a précisé les conditions de gisement.

Sur la rive Sud, le long du chemin et à la tête des étangs, une brèche à ciment rouge ravine les bancs de la base du Viséen moyen, V2b $\alpha$ . La plaine alluviale ne permet pas d'observation sur un assez large espace. Sur la rive Nord, la brèche à matrice grise et rouge affleure largement jusqu'à la hauteur et même dans la totalité du tunnel d'accès (où le ciment est gris calcitique), à une ancienne carrière qui exploitait le Viséen supérieur, V3b, pendant 60° Nord. Dans cette carrière, ce sont les bancs de la partie supérieure du Viséen supérieur, V3b, le V3b $\gamma$  et V3c qui reposent sur la brèche. La structure rythmique de ces bancs organoclastiques et varvoïdes, les bancs repères et le contenu micropaléontologique (H. FIRLET, 1968) constituent les arguments qui nous permettent de leur attribuer cet âge. Par ailleurs, le Namurien repose immédiatement sur ces bancs du Viséen supérieur. Dans cette coupe, il manque donc les parties inférieure (le V3b $\alpha$ ) et moyenne (le V3b $\beta$ ) du Viséen supérieur.

Par contre, dans la brèche sous-jacente qui affleure dans le versant, on peut identifier de nombreux blocs qui proviennent au Viséen supérieur, V3b $\gamma$  et V3c.

En effet, dans la brèche du tunnel d'accès, il existe des blocs qui proviennent de l'extrême sommet du Viséen supérieur, V3c. Ils contiennent les foraminifères caractéristiques suivants, en plus des formes viséennes, *Archaeodiscus saleei*, *Archaeodiscus gigas*, *Archaeodiscus vertens*, *Neoarchaeodiscus incertus*, *Archaeodiscus crux*, *Rugosoarchaeodiscus*, *Asteroarchaeodiscus*, *Tetrataxis paraminimus*, *Tetrataxis fibreux*, cf. *Stachea*, *Archaeodiscus karreri crassa*, *Endothyra omphalota minima*, *Hexaphyllia* (voir planche photographique I).

Dans les blocs de la brèche, située sur le flanc du vallon à une quarantaine de mètres en contrebas de l'entrée du tunnel, nous avons identifié du Viséen supérieur, V3b $\gamma$ . Nous avons en effet trouvé en autres formes viséennes, les foraminifères suivants : *Archaeodiscus saleei*, *Archaeodiscus teres*, *Rugosoarchaeodiscus*, *Howchinia exilis compressa*, *Howchinia bradyana*.

*Conclusion.*

Dans cette coupe, la « Grande brèche » qui forme l'olisthostrome à matrice grise ou rouge est très épaisse. Elle contient des blocs du Viséen moyen, V2b, et du Viséen supérieur, V3b et V3c.

Elle est donc d'un âge postérieur au V3c. La brèche est en outre recouverte par un olistholithe formé du sommet du Viséen supérieur, V3b $\gamma$ , V3c et du Namurien.

### 9. La brèche de St-Aubin (près de Florennes)

Il est difficile de préciser les relations de la brèche rouge de St-Aubin avec les niveaux qui l'encadrent. En effet, la petite carrière située à 600 mètres SSE de l'église où on l'a exploitée, est aux trois quart remblayée par des détritiques.

Le ciment de cette brèche, formé de calcite et de dolomie, est légèrement silicifié. Les blocs semblent provenir dans leur majeure partie, du Viséen moyen, V2b.

De nombreuses lames minces taillées dans les bancs stratifiés qui forment le petit synclinal pincé dans la brèche, signalé par P. BOURGUIGNON (1951), n'ont pas permis de préciser s'il s'agit de bancs du Viséen moyen ou du Viséen supérieur.

*En conclusion* : la brèche de St-Aubin apporte peu de faits à la compréhension de son mode de formation.

### 10. La brèche de Royseux (vallée du Hoyoux)

Nous avons publié en 1964 une coupe du Viséen moyen et supérieur de la vallée du Hoyoux, entre Royseux et la faille de Goesnes, le long de la route de Huy à Pont-de-Bonne.

La brèche qui surmonte le Viséen moyen (V2b) était jusqu'à présent attribuée au Viséen supérieur, V3a; elle est située dans la bande Dinantienne la plus septentrionale du synclinorium de Dinant. Cette brèche est surmontée par une centaine de mètres de calcaires organoclastiques et algaires à structure varvoïde que nous avons attribués au Viséen supérieur, V3b, lui-même surmonté par le Namurien (H. PIRLET, 1964, 1968).

La brèche est mieux exposée sur une quarantaine de mètres dans la coupe du chemin de fer située, sur la rive Ouest de la rivière, vis-à-vis de la coupe de la route. Cette dernière est fort altérée et il existe une petite lacune d'observation à sa partie supérieure. Elle est composée de blocs anguleux disposés en tous sens et cimentés partiellement par une brèche plus finement broyée et légèrement rougeâtre. Des interstices entre les blocs sont parfois remplis de calcite macrocristalline. Les blocs sont formés de calcaire bleu foncé organoclastique, de calcaire algaire beige et gris foncé, de calcaire algaire à structure varvoïde que l'on trouve normalement associés aux calcaires du Viséen supérieur, V3b. On y distingue également quelques blocs de calcaires bleu foncé à cherts et des blocs écrasés de schistes jaune-vert.

Cette brèche repose sur les calcaires organoclastiques bleu foncé bien stratifiés de la partie supérieure du Viséen moyen, V2b, qui pendent 60° vers le Sud. Elle est recouverte par les bancs de calcaires organoclastiques bleu foncé et de calcaires algaires à structure varvoïde de la base du Viséen supérieur, V3b, que nous avons antérieurement décrit (H. PIRLET, 1964).

Certains blocs de la brèche contiennent les foraminifères suivants : *Howchinia exilis* subsp. *compressa*, *Howchinia bradyana*, *Archaeodiscus krestovnikovi*, *Archaeodiscus stilus*, *Archaeodiscus enormis*, *Archaeodiscus grandiculus*, *Rugosoarchaeodiscus*, *Archaeodiscus* cf. *saleei*, *Planoarchaeodiscus eospirillinoïdes*, *Pachysphaerina promina*, *Earlandia vulgaris*, *Earlandia minor*, *Endothyra* sp., *Tetrataxis* sp., *Eotuberitina reitlingeræ*, *Eotuberitina bulla*, cf. *Stachea* (voir planche photographique I), ce qui fixe à certains de ces blocs un âge Viséen très supérieur (V3bγ).

Comme il existe dans le Viséen supérieur, V3b, qui repose sur la brèche trois zones à foraminifères qui se succèdent à partir de la base et que certains blocs de la brèche proviennent de la zone plus supérieure, il faut bien admettre que les bancs

stratifiés du Viséen supérieur, V3b, surmontant le brèche, et le Namurien qui lui succède se trouvent dans une position anormale vis-à-vis de la brèche.

Cette brèche est donc bien d'un âge postérieur à ce Viséen supérieur, V3bγ.

Pour expliquer cette anomalie, il faut bien admettre que le Viséen supérieur, V3b, et le Namurien ont glissé sur la brèche sous-jacente qui constitue la zone de glissement. Cette brèche doit donc être considérée comme une brèche dynamique ou olisthostrome. En effet, sa matrice n'est nullement sédimentaire et le ciment est localement formé de calcite cristallisée dans les vides entre les blocs anguleux à partir de solutions percolantes ou d'eaux connées, par la recristallisation des farines de broyage, ou encore par une fine matrice rouge d'éléments de brèche.

Le massif supérieur de Viséen supérieur-Namurien doit pour sa part être considéré comme un olistholithe.

*Conclusion.*

La brèche de Royseux est d'origine dynamique et est recouverte par un olistholithe formé de V3b-Namurien.

### 11. Les brèches de la vallée de la Molinee

Le long de la vallée de la Molinee, entre Warnant et Denée-Maredsous, les coupes des nombreuses tranchées du chemin de fer exposent localement de belles coupes dans la « Grande » et la « Petite brèche ».

Les plus instructives sont celles de la tranchée du Screpia à l'aval de la station de Denée-Maredsous qui a été figurée par F. KAISIN (1935) et par P. BOURGUIGNON (1951), ainsi que celles des tranchées de Montaigne, du Km. 34, du Km 34,2 et du Km 34.4 où est bien exposée la « Grande brèche ». La plupart de ces coupes ont été figurées par P. BOURGUIGNON en 1951.

a) *La tranchée de la « Grande brèche » au Km 34,4* de la voie ferrée est creusée, d'après P. BOURGUIGNON (1951), dans le flanc Nord d'un grand synclinal de brèche. La brèche est à ciment rouge aux deux extrémités de la tranchée et à ciment plus gris dans sa masse. C'est une énorme masse de brèche polygène à petits éléments, qui contient beaucoup de blocs de calcaire dolomitique rose et quelques blocs de de calcaire à texture varvoïde provenants du Viséen supérieur, V3b.

Vers le milieu de la tranchée, longue de 150 m, des blocs énormes (plus de 10 m<sup>3</sup>) sont cimentés par de la brèche plus fine. On y trouve aussi, principalement à l'extrémité Sud, de nombreux débris de schistes jaune-vert et de schistes noirs charbonneux. A l'extrémité Nord de la tranchée, quelques bancs pendent 60° N.

De part leurs pentes, ces bancs pourraient appartenir au toit de la brèche, auquel cas, la masse de brèche, signalée par P. BOURGUIGNON, pourrait affleurer sur une grande distance dans la vallée car il existerait un synclinal suivi d'un anticlinal au Nord.

On ne distingue que très mal les bancs supérieurs à la « Grande brèche » et on ne voit pas son mur. Dans ces conditions, nous devons nous borner à décrire sa composition à l'exclusion de ses relations avec les épontes.

b) *La tranchée de la « Petite brèche » du Km 34,2.*

Cette coupe a été décrite et figurée par P. BOURGUIGNON (1951).

En gros, c'est un anticlinal dans des bancs stratifiés de la base du Viséen moyen, V2b, coiffés par une zone bréchoïde d'épaisseur variable, 4 m sur son flanc Sud et une dizaine de mètres sur son flanc Nord. La brèche monogène dans la zone supérieure est formée de blocs de calcaires organoclastiques.

Le flanc Nord de l'anticlinal, présente dans les bancs qui couronnent la brèche, de nombreux plissements bien figurés par P. BOURGUIGNON.

Nous ajouterons que dans la partie supérieure de ces bancs, visibles sur le flanc Sud, on distingue la très grosse séquence d'une vingtaine de mètres du Viséen moyen, appelée : V2b $\beta$ .

Cette brèche de peu d'épaisseur est donc bien localisée dans la partie inférieure du Viséen moyen : V2b.

c) *La tranchée du Km 34.*

La tranchée débute au Km 34 et s'étend vers le Sud. Elle nous montre un pli à plan axial faiblement incliné vers le Nord.

Ce pli est formé dans les bancs de la partie supérieure du Viséen moyen, V2b, à structure rythmique.

d) *Tranchée de Montaigle ou du Km 33,8.*

Deux cents mètres au Sud, la tranchée de Montaigle permet de distinguer au-dessus du Viséen moyen, V2a, formé de calcaire clair oolithique, une zone de 6 m de dolomie à aspect ruiniforme surmontée d'une dizaine de mètres de calcaire jaune clair à gris rose dolomitique. Ces bancs sont instructifs car on trouve fréquemment leurs débris sous forme d'éléments constitutifs de la « Petite » et de la « Grande brèche ».

e) *La tranchée du Screpia.*

Cette tranchée a déjà été décrite par F. KAISIN en 1935 (voir fig. 6), qui a montré sur le flanc Est de la tranchée, une faille de faible rejet qui se prolonge par un plissement des bancs stratifiés. P. BOURGUIGNON (1951) figure le flanc Ouest de la tranchée qui montre le même pli à plan axial faiblement incliné au Sud. Il signale en outre qu'à hauteur de ce plissement, la « Petite brèche » s'épaissit localement, vis-à-vis des faibles épaisseurs de cette même brèche signalées immédiatement à l'aval et à l'amont de cet épaississement.

*Conclusion* : Les coupes successives de la vallée de la Molignée depuis celle du Screpia jusqu'à celle de la « Grande brèche » du Km 34,4 montrent :

- 1) qu'il existe deux brèches dans le Viséen : la « Petite » et la « Grande ».
- 2) que les bancs du Viséen moyen sont affectés de plis à plans axiaux faiblement inclinés.
- 3) des variations locales et rapides d'épaisseur de la « Petite brèche » qui est localement rouge.
- 4) la forte épaisseur de la « Grande brèche » polygène localement rouge.
- 5) la liaison d'une petite faille qui affecte l'éponte de la « Petite brèche » avec un pli en Z à plan axial faiblement incliné, visible dans le toit de la brèche.

## 12. La brèche de la « Chapelle Rouge » à Bouvignes (fig. 17)

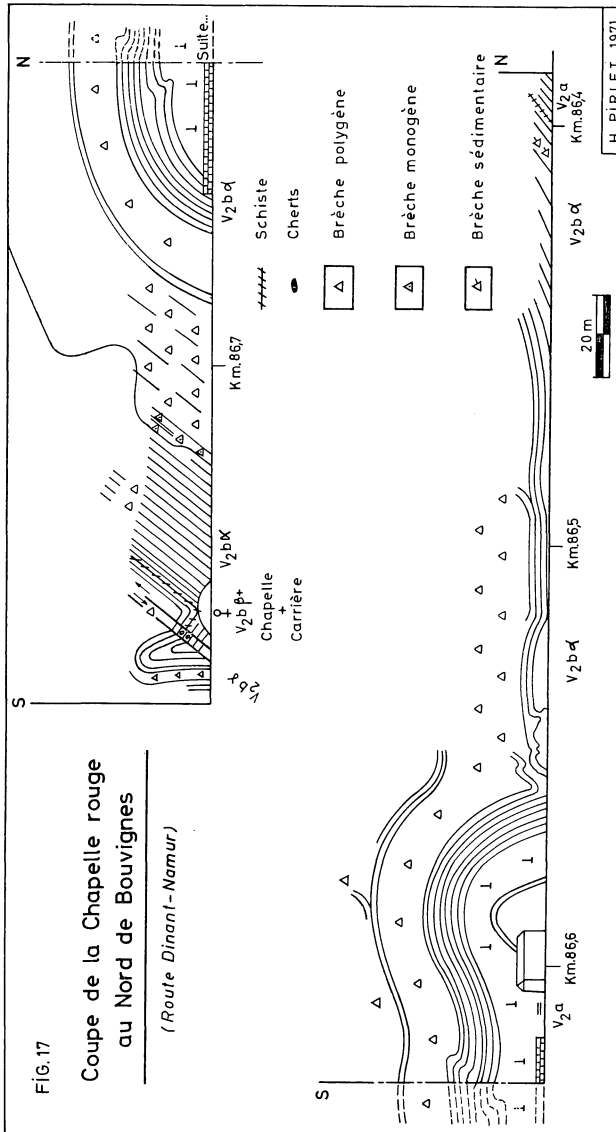
La « Chapelle rouge » est située à quelques centaines de mètres au Nord de Bouvignes, le long de la grand'route Dinant-Namur.

La coupe débute en face du Km 86,8 de la voie ferrée et s'étend jusqu'au Km 86,4.

A cet endroit, le Viséen moyen, V2a, organoclastique et oolithique en bancs moyens à épais du flanc Sud de l'anticlinal de Gemmechenne, pend 40° vers le Sud. Il est surmonté par un mince débit argileux, le « Banc d'or de Bachant » qui marque



dans les synclinoriums de Namur et de Dinant, la limite entre le V2a et le V2b formé par des organoclastites et des cryptites grises et bleues à Stromatolithes.



Vers la base du V2b, on distingue un banc de 4 mètres de brèche à matrice sédimentaire organoclastique. Au-dessus, le V2b $\alpha$  se poursuit sur une vingtaine de mètres d'épaisseur. Vers le Sud, les bancs se remettent progressivement à l'horizontale (Km 86,5) puis serpentent le long de la route jusqu'au Km 86,550. Un peu plus au Sud, ces bancs du V2b $\alpha$  sont affectés d'une série d'ondulations serrées. A ce point, les bancs les plus supérieurs sont érodés par la brèche rouge supérieure dite « Petite brèche » dans laquelle ils se perdent.

Dans une ancienne carrière où est édiflée une maison, les bancs du V2b $\alpha$  forment un anticlinal qui laisse réapparaître les bancs de la base du V2b $\alpha$  ainsi que les calcaires fossilifères clairs du V2a.

La brèche rouge, épaisse d'une quinzaine de mètres, suit le mouvement anticlinal avant que de se remettre à l'horizontale au Sud de la maison puis de plonger Sud et d'atteindre le niveau de la route au Km 86,7.

Quelques bancs interstratifiés dans la brèche coiffent l'anticlinal. On retrouve des bancs à pente 50° Sud le long de la route entre le Km 86,7 et la « Chapelle rouge » où se localise une petite excavation. Il s'agit de la partie supérieure du V2b $\alpha$  rythmique surmonté de la grosse séquence caractéristique du V2b $\beta$  épaisse de 20 mètres qui contient son mince niveau argileux.

Les bancs stratifiés les plus inférieurs de cet ensemble se bréchifient latéralement en une brèche monogène et passent latéralement à de la brèche rouge.

Les bancs de la grosse séquence du V2b $\beta$  ont été exploités dans la petite carrière où est construite la « Chapelle rouge ». Ils sont affectés de deux petits plis synclinaux et anticlinaux qui se succèdent rapidement. Le flanc commun à ces deux plis est affecté par deux petites failles à très faibles rejets qui pendent 45° vers le Sud. Il est intéressant de constater que de la brèche rouge se localise à l'intérieur et dans le prolongement d'une des deux failles.

Le flanc Sud du petit anticlinal est vertical et certains bancs massifs sont broyés sur place en une brèche monogène qui affleure derrière deux garages.

La suite méridionale de cette coupe, figurée dans le Hors-texte II(a), décrit l'ensemble des coupes qui permettent de comprendre la structure des Fonds-de-Leffe.

*Conclusion* : Sur un ensemble formé du Viséen moyen, V2a, surmonté du V2b $\alpha$ , on trouve une brèche rouge dite « Petite brèche ». Celle-ci érode son mur et son toit formé par la partie supérieure du V2b $\alpha$  elle-même surmontée par le V2b $\beta$ . Les bancs les plus inférieurs de cet ensemble stratifié du V2b $\alpha$  se bréchifient et passent latéralement à de la brèche.

Le V2b $\beta$  est affecté de deux plis anticlinal et synclinal, ainsi que de deux petites failles où l'on trouve de la brèche rouge qui s'y est introduite.

### 13. Les brèches des « Fonds-de-Leffe » (Hors-texte II; coupes a à j)

La vallée des « Fonds-de-Leffe » qui est située sur la rive droite de la Meuse au Nord de Dinant, est orientée Est-Ouest. Une route touristique très sinueuse longe le fond de la vallée depuis Sorinnes jusqu'au hameau de Leffe situé sur la Meuse. La majeure partie de cette vallée est creusée dans le Calcaire carbonifère où la route serpente au milieu des brèches du Viséen moyen et supérieur (« Petite » et « Grande brèche »). Déjà en 1889 et 1922, E. DUPONT et F. KAISIN ont figuré de curieux plis dans le Calcaire carbonifère des « Fonds-de-Leffe ». P. BOURGUIGNON (1951) a, pour sa part, présenté une série de cartes et de coupes qui explicitent la géologie de ces brèches. Nous avons nous-même figuré sur le Hors-texte II une série de coupes Nord-Sud, échelonnées depuis l'angle de la route de Huy jusqu'à la route de Lisogne. Ces coupes successives exposent les relations des brèches rouges avec les niveaux qui les encadrent.

Pour cheminer d'une coupe à l'autre au travers d'une tectonique très compliquée, nous avons poursuivi une série de bancs subverticaux du Viséen moyen (V2b), qui supportent la « Grande brèche » au Nord. Ces bancs qui pendent Sud au pied

de la route de Lisogne (coupe j) à 50 m au Nord de la bifurcation, se poursuivent vers l'Ouest. On les retrouve au Nord du chemin d'accès au nouveau lotissement (coupe i au Sud de la 4<sup>e</sup> borne de la route), puis sur la route des « Fonds-de-Leffe » (pied Sud) lorsque celle-ci est orientée N-E — S-W, en amont du château de Chession, près du moulin de Lisonnette. On les retrouve encore dans la même position sub-verticale le long d'un chemin forestier qui emprunte un ravin qui mène à Lisogne (coupe h).

A partir de cet endroit et vers l'Ouest, ces bancs se renversent légèrement pied Nord et se poursuivent, jusqu'à hauteur de la Borne 2, en bordure du plateau (coupe e) où ils limitent la « Grande brèche » rouge qui occupe tout le flanc Nord de la vallée jusqu'à la route. On retrouve ces bancs du V2b dans la coupe de Devant-Bouvignes en bordure de la Meuse (coupe b).

Nous pouvons voir que le pendage de ces bancs du Viséen moyen, varie d'un point à l'autre. Dans la zone située entre le ravin de Lisogne (coupe h) et la route de Lisogne (coupe j), il s'y intercale une série de « dykes » irréguliers de brèche rouge qui l'entrelardent là où il existe des renversements locaux des bancs.

Au Nord et tout le long de cette bande de calcaire sombre du Viséen moyen, V2b, à *Lithostrotion martini* et *Productus corrugatus-hemisphaericus*, nous trouvons la « Petite brèche » interstratifiée dans la base de ce Viséen moyen, V2b.

Elle est bien exposée, le long de la route de Lisogne (coupe j) en amont d'un muret et en aval de la carrière qui exploite le calcaire clair du V2a à *Lithostrotion martini*, *Dorlodotia briarti*, *Productus corrugatus*.

Cette « Petite brèche » est formée de blocs de calcaires et de dolomie à ciment rouge ou macrosphérolitique.

Des morceaux de bancs stratifiés et intensément plissotés sont inclus dans la brèche. On y trouve des blocs d'organoclastites bleues du Viséen moyen, V2b, des oolithites claires du Viséen moyen, V2a, de nombreux blocs de dolomie rose qui semblent provenir du Viséen moyen, V2a, de la région, ainsi que de nombreux blocs de calcaire blanc massif. Cette brèche se retrouve au Nord du moulin de Lisonnette dans la paroi Nord du fond du méandre (coupe i) ainsi que dans le ravin qui mène à Lisogne (coupe h).

Au Sud des bancs stratifiés du Viséen moyen, V2b, on trouve la « Grande brèche » qui érode les bancs stratifiés sous-jacent. Cette brèche à ciment rouge, épaisse d'une cinquantaine de mètres, contient beaucoup de macrosphérolithes de calcite. Elle est formée de blocs de différentes origines, organoclastites bleu foncé du Viséen moyen, V2b, oolithites claires du V2a, dolomies grises, blocs de calcite blanche, calcaires à textures varvoïdes du Viséen supérieur, V3b.

Au Sud de cette masse de brèche, quelques bancs du V2b fortement disloqués sont intensément plissotés (près de la route de Lisogne) (coupe j). Ces dislocations sont cimentées par de la calcite macrosphérolithique. Près du moulin de Lisonnette (coupe i), ces bancs stratifiés sont affectés de petits plis anticlinaux et synclinaux qui butent par leur tête contre la brèche qui les recouvre et les érode.

Au Nord du Château de Chession (coupe h), sur le flanc Nord de l'anticlinal médian de Viséen moyen, V2b (figuré par P. BOURGUIGNON, 1951) qui s'enneoie sous la brèche vers l'Est, on ne trouve pas la brèche, mais une série de bancs épais (d'un mètre environ) formés de calcaires rubanés construits en bancs très cristallins d'origine algale.

Lorsque l'on débite la roche, on aperçoit entre les différents rubans onduleux un mince enduit rouge formé d'hématite. Cet ensemble épais d'une quinzaine de mètres pend faiblement Nord.

Si on poursuit ces bancs particuliers vers l'Ouest sur une certaine distance, on passe insensiblement à la brèche rouge par brecciation de ces calcaires très fragiles.

A hauteur du gisement fossilifère à *Beyricoceras* (\*) (coupe g) décrit par P. BOURGUIGNON (1946), et dans le massif de brèche que la route entaille un peu plus à l'Ouest, la brèche rouge est polygène. Elle contient alors beaucoup de blocs de ces calcaires blancs cristallins et des blocs d'organoclastites bleues du Viséen moyen, V2b, des blocs de cryptites bleues, de calcaire bleu à coquilles encroûtées par des algues qui figurent des pisoolithes, de calcaire à texture varvoïde du Viséen supérieur, V3b. Il y existe également quelques très rares blocs d'organoclastique bleu-foncé à *Archaeodiscus* cf. *saleei* qui est caractéristique du sommet du Viséen supérieur, V3b.

Les bancs construits du sommet du V2b ont donc été érodés par la « Grande brèche » rouge dont ils ont fourni une forte proportion des blocs, par dislocation des bancs stratifiés.

La masse de la « Grande brèche » rouge se poursuit vers l'Ouest jusqu'à hauteur de la 2<sup>e</sup> borne (coupe f).

A cet endroit, la brèche s'enfonce dans le flanc de la colline et réapparaît dans la coupe de la Meuse (coupe b).

La route qui prend une direction N-S permet de voir une vingtaine de mètres de bancs stratifiés et plissotés du V2b qui pendent Sud et qui supportent de la brèche rouge (coupe e). Il s'agit du flanc Sud de l'anticlinal médian du château de Chession qui sépare en deux les affleurements de la « Grande brèche ». Cet anticlinal est visible dans les coupes de trois ravins successifs (coupes d à f) et sur la route de Huy (coupe c). On le retrouve également, déversé cette fois, dans la coupe de la Meuse (coupe b) et de Bouvignes (coupe a).

De nombreux et minces lits de brèche sont « interstratifiés » dans les bancs du flanc Sud de l'anticlinal. On y distingue même des bancs qui se fracturent, se destructurent et se disloquent en des brèches monogènes qui passent même parfois à la brèche polygène rouge à l'occasion du chiffonnage de ces bancs.

La brèche rouge qui surmonte les bancs dont nous venons de parler est donc bien la « Grande brèche » qui est répétée au N par l'allure anticlinale. Elle est recouverte au Sud par des bancs du V2b (au flanc Sud de la vallée) ou du V2a renversés ou verticaux suivant les endroits (coupes c et d).

Il ne s'agit donc pas de la « Petite brèche » comme on l'a admis jusqu'à présent.

L'ensemble de ces coupes successives dans les Fonds-de-Leffe et sur les deux rives de la Meuse à Bouvignes (coupe a) et à Devant-Bouvignes (coupe b) nous permettent de synthétiser la structure d'ensemble des Fonds-de-Leffe.

#### *La structure d'ensemble des Fonds-de-Leffe* (Hors-texte II).

Le massif de brèche rouge des Fonds-de-Leffe se poursuit vers l'Ouest à Devant-Bouvignes et à Bouvignes (coupes a et b).

Il s'agit d'un large synclinal de V2b affecté en son centre par un pli anticlinal déjeté et même localement déversé dans le même niveau qui permet la répétition

(\*) Ces Goniatites se localisent dans de minces lits argileux rouges qui alternent avec de minces bancs bréchoïdes et des bancs calcaires. Cet ensemble se situe à quelques mètres en dessous de la « Grande brèche » qui érode le sommet du Viséen moyen, V2b. Ce niveau existe, non érodé, à une centaine de mètres en amont du gisement fossilifère. C'est à cet endroit que l'on peut voir en petit le mode de formation de la brèche rouge tel qu'il a été décrit précédemment (p. 65).

du niveau de la « Grande brèche » de part et d'autre (coupes a à h). Une série de 10 coupes échelonnées depuis Bouvignes jusqu'à la route de Lisogne explicite la structure. Localement, à la ferme de la route de Huy (coupe c), le V2a du flanc Sud du synclinal est en contact avec la brèche rouge, qui n'est pas la « Petite brèche » mais la « Grande brèche ». Cette brèche se poursuit sur le flanc Sud de la vallée jusqu'à la borne 4 où l'anticlinal médian s'ennoye; il ne reste alors qu'une seule bande de brèche. A d'autres endroits (à Lisonnette; Borne 4, coupe i) le sommet de cet anticlinal est érodé par la brèche rouge.

Sur les flancs de l'anticlinal médian, les bancs du V2b, d'aspect récifal, sont intensément tectonisés, se bréchifient localement en une brèche monogène qui passe même parfois à la brèche rouge (coupes d, e, f).

Sur la route de Lisogne (coupe j), le V2b du flanc Nord du synclinal est disloqué et on y trouve de nombreux « dykes » de brèche rouge qui l'entrelardent en direction de la « Petite brèche » située à leur base. L'anticlinal médian a complètement disparu. La « Petite brèche » visible sur la route de Lisogne (coupe j) et à Lisonnette (coupe i), dans le fond du méandre, est composée des mêmes éléments. On y trouve des blocs anguleux avec des bancs de V2a intensément chiffonnés.

Il existe quelques blocs de V3b dans la brèche, identifiés par les foraminifères, ainsi que des calcaires varvoïdes. La matrice est parfois calcitique rouge, parfois grise, mais dans de nombreux endroits, le ciment est formé par des macrosphérolithes de calcite (Lisonnette, route de Lisogne).

Nous pouvons donc conclure que la « Grande brèche » qui lance localement des apophyses vers la « Petite brèche » est d'un âge postérieur au V3b.

Cette brèche érode son « mur » qui a tendance à se disloquer. Elle ne repose donc pas toujours sur les mêmes niveaux stratigraphiques.

#### *Conclusions.*

Dans les « Fonds de Lefte » où les brèches du Viséen sont largement exposées, nous pouvons dire :

1° qu'il existe deux brèches qui lancent des apophyses l'une vers l'autre.

2° qu'une écaille de Viséen moyen, V2b $\alpha$ , chiffonnée et broyée est insérée entre la « Petite » et la « Grande brèche ». On voit en particulier, des bancs de ce Viséen moyen passer latéralement à la brèche, ainsi que des « dykes » de brèche rouge qui entrelardent ces bancs stratifiés.

3° que cette brèche n'a aucune matrice sédimentaire mais au contraire que celle-ci est souvent formée par de la calcite macrosphérolithique caractéristique des brèches parasédimentaires.

4° que cette brèche qui érode son mur stratigraphique est d'âge post-Viséen supérieur, V3b $\gamma$ , car un petit nombre de blocs proviennent de ce niveau.

#### *14. La brèche de Châtelet (synclitorium de Namur)*

A l'Est de Châtelet, la grand'route Charleroi-Namur recoupe le sommet du Calcaire carbonifère et en particulier la « Grande-brèche » aux environs du Km 47.

La brèche rouge qui est visible sur les deux côtés de la route est formée de blocs calcaires de différentes dimensions enrobés dans une matrice argilo-calcaire rouge.

Parmi les blocs, nous avons repéré des calcaires organoclastiques bleu foncé à *Archæodiscus crux*, *Archæodiscus enormis*, *Archæodiscus saleei*, cf. *Loeblichia*, qui indiquent leur âge V3b très supérieur ou V3c.

Nous avons également trouvé de nombreux blocs de calcaires à texture varvoïde qui proviennent du même niveau stratigraphique, ainsi que quelques blocs extrêmement fossilifères à nombreux rynchonellidés. Ces derniers blocs pourraient peut-être provenir du Dévonien.

Cette brèche est recouverte stratigraphiquement par les calcaires du V3b-V3c épais d'une centaine de mètres et par le Namurien.

Cette brèche qui contient des éléments apparemment plus jeunes qu'elle est donc bien d'origine dynamique et constitue un olisthostrome compris entre un substratum et un olistholithe de V3b-V3c-Namurien.

### C. LES BRÈCHES DE L'AVESNOIS

#### 15. La brèche de Dourlers (Avesnois)

On désigne sous ce nom, les divers affleurements de brèche polygène rouge et grise qui s'échelonnent depuis le hameau de la « Queue-Noir-Jean », (commune de St-Hilaire-sur-Helpe, près de St-Remy-Chaussée) jusqu'au village de Floursies en passant par St-Aubin et Dourlers. A. CARPENTIER a, en 1913, publié l'état des connaissances sur cette brèche.

L'exploitation de la « Brèche du Hainaut » du village de Dourlers était déjà abandonnée en l'an XI de la République (I. LEBEAU, 1859).

Les anciennes exploitations situées à la limite des communes de St-Aubin et de Dourlers, celles situées près de la « Chapelle Bertaux » dans le parc du Château de Dourlers, ainsi qu'à la limite des communes de Dourlers et de Floursies, sont en partie remblayées et il n'est plus possible de faire de nouvelles recherches sur ces sites.

Par contre à la « Queue-Noir-Jean » la brèche et les niveaux qui l'encadrent sont encore exploités.

La brèche aurait une épaisseur de 40 mètres aux environs de Dourlers (L. CAYEUX, 1894). On y trouve, d'après A. CARPENTIER (1913) des blocs de calcaire de couleur bleue à texture compacte, dont certains contiennent des *Productus corrugatus-hemisphaericus*, *Productus semireticulatus* Dav. silicifiés et *Lithostrotion irregulare*. D'autres blocs sont de couleur grise ou d'un gris foncé à taches noires arrondies à *Seminula ficoïdes*, *Martinia glabra*, *Lithostrotion irregulare*. Certains fragments sont dolomitiques, d'autres sont formés de calcaire compact de couleur blanche, de calcaire bréchiforme ou zone gris et rose, de calcaire gris très crinoïdique, de calcaire gris foncé à grain fin et veinules de quartz, de calcaire gris blanchâtre à *Productus cora*.

Des fragments de phtanites gris et noirs y sont fréquents et on y a signalé la présence d'un caillou de grès fin et la présence de galets de schistes rouges de la grosseur d'une noisette ou d'un poing (L. CAYEUX, 1894).

Certains de ces galets renferment *Glyphioceras diadema*, Goldf., *Posidoniella minor* Brown et des rachis de Cycadofilicinées ou de Filicinées (A. CARPENTIER, 1911, détermination Ch. Barrois). Nous ne pouvons douter de ces déterminations car il s'agit d'une association de faune et de flore du Carbonifère supérieur.

Tous ces éléments sont cimentés par une pâte formée de fragments tenus calcaires et schisteux pris dans une pâte argilo-calcaire rougeâtre.

Du point de vue des conditions de gisements (A. CARPENTIER, 1913), la brèche de Doullers est enclavée dans les couches calcaires de l'assise à *Productus giganteus* et les couches sont ployées, brisées, au voisinage de la brèche. Les brèches de frictions y sont fréquentes.

#### 16. La brèche de la « Queue-Noir-Jean »

La carrière de la « Queue-Noir-Jean » est située dans la bande de Taisnière-en-Thiarche à St-Remy-Chaussée à mi-distance entre le Moulin de St-Remy et le Pont-des-Loups. La coupe de cette carrière a été figurée par A. CARPENTIER en 1913.

Du SE vers le NW, on distingue la base du Namurien puis après une petite lacune les bancs du calcaire bleu organoclastique à cherts noirs du V3b<sub>γ</sub>. Ces bancs qui pendent de 45° vers le SE sont visibles sur une dizaine de mètres. Ce calcaire du V3b présente ici, comme dans le bassin de Dinant, une structure rythmique. On y trouve *Archaediscus convexus*, *Archaediscus saleei*, *Archaediscus moelleri grandis*, *Archaediscus suppressus*, *Neoarchaediscus incertus*, *Planoarchaediscus eospirillinoïdes*, cf. *Stachea*, *Plectogyra omphalota minima*.

Un mince lit argileux à trace de houille et à *Stigmaria* sépare cette masse d'une autre série de bancs calcaires sous-jacente, épaisse d'une quinzaine de mètres.

Ces derniers bancs présentent également une structure rythmique, et exposent de nombreux bancs à texture varvoïde caractéristiques de la sous-assise V3b. On y trouve *Archaediscus convexus* et *Archaediscus moelleri grandis*.

Cet ensemble du V3b repose sur un sédiment étrange. Il s'agit d'un niveau argileux rouge amarante à structure noduleuse épais de 13 mètres. Ce sédiment riche en fer possède une certaine densité. Un banc calcaire, isolé dans la masse, a fourni des foraminifères du V3b et notamment *Archaediscus gigas* et *Archaediscus convexus*. Ce sédiment rouge se présente en lame mince comme une série de très petits nodules de dolomie microcristalline enrobé par une masse argileuse qui présente des textures altérées orientées. Il pourrait s'agir d'une cinérite altérée.

En-dessous de cette masse rouge, on trouve 25 mètres de brèche calcaire à ciment rouge qui repose sur une dizaine de mètres de dolomie grise à nodules de calcite.

Cette dolomie repose elle-même sur des calcaires gris organoclastiques de la partie inférieure du Viséen moyen, V2b, le V2b<sub>α</sub>.

Des foraminifères, et en particulier *Archaediscus krestovnikovi*, *Eostaffella parastruvei*, *Mediocris*, *Dainella* sp. attestent l'âge V2b<sub>α</sub> de ce calcaire.

*En conclusion.* A la « Queue-Noir-Jean », une brèche calcaire polygène à ciment rouge semble interstratifiée entre des niveaux du V2b<sub>α</sub> et du V3b<sub>α</sub>. La base du V3b est formée par des roches argileuses rouges qui pourraient être considérées comme des cinérites altérées.

#### 17. La brèche de Berlaimont

Une brèche de même type a été jadis exploitée dans une carrière, située au S-O de la gare de Berlaimont (à l'Ouest d'Aulnoye) et dans les carrières de la rive gauche de la Sambre près de ce village.

Cette brèche qui est comprise dans la partie supérieure du Viséen appartient à une bande plus sententrionale du Calcaire carbonifère que celle qui passe à Doullers.

On y trouve des blocs de calcaire bleu, gris, zonaire, crinoïdique, unis par de la calcite ou par un ciment schistoïde rougeâtre. Il y existe des fragments de phanites noirs. Certains de ces blocs de calcaire grisâtre ont livré de grands *Productus giganteus*.

Cette note prise par A. CARPENTIER en 1909 et publiée en 1913, démontre que le Viséen très supérieur (V3by) est remanié dans la brèche. C'est en effet dans ce niveau que se localisent les grands *Productus giganteus* du Viséen supérieur.

#### 18. La brèche de l'écaille d'Auby (Nord, région de Douai)

Elle a été trouvée entre 159 m et 390 m de profondeur dans l'écaille de Calcaire carbonifère d'Auby qui repose sur le Houiller productif (J. GOSSELET, 1904; A. RENNIER, 1921; A. CARPENTIER, 1913).

Ce massif renversé constitue l'extrémité Sud-orientale du massif de Boussu qui se prolonge en France par les massifs de Denain et d'Anzin.

La brèche est située vers le sommet du Calcaire Carbonifère; elle est recouverte par du Viséen supérieur comme dans l'Avesnois.

Les cailloux de Calcaire carbonifère de la brèche sont anguleux et de nature et couleur diverses; ils sont réunis par un ciment calcaireux rouge.

D'après la coupe donnée par J. GOSSELET (1904), il semble bien qu'il y existe deux brèches séparées par un ensemble stratifié.

Les 30 mètres de la brèche inférieure à Auby constituent sans aucun doute le niveau de la « Grande brèche ». Cette brèche est intéressante car elle écarte l'hypothèse de l'âge tertiaire de la « Grande brèche ». Elle a en effet été trouvée en profondeur nettement sous le niveau de la pénélaine posthercynienne.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ANDRIEN, A., 1927. — Observations sur la tectonique du bassin houiller d'Anhée. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **51**, B. pp. 96-100.
- ANTHOINE, R., 1922. — Contribution à l'étude de la brèche de Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **46**, pp. M. 3-15.
- BARROIS, C., BERTRAND, P., PRUVOST, P. et CORSIN, P., 1930. — Le conglomérat houiller de Roucourt. *C. R. Congrès int. Mines*, 6<sup>e</sup> sess., Liège, 1930, pp. 147-158.
- BENEO, E., 1955. — Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. IV. World Petrol. Congr., Roma, sect. I/A/2, *Boll. Serv. Geol. Ital.*, V. **78**, pp. 1-25.
- BERTRAND, M., 1894. — Sur un travail de M. Briart relatif aux environs de Landelies et Fontaine l'Évêque. *Bull. Soc. Géol. France*, 3<sup>e</sup> sér., t. **22**, crs. p. 41.
- BOUCKAERT, J., 1967. — Namurian transgression in Belgium. *Ann. Soc. Géol. de Pologne*, V. **37**, pp. 145-150.
- BOUCKAERT, J. et HIGGINS, A. C., 1964. — La base du Namurien dans le bassin de Dinant. *Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont., et d'Hydrol.*, t. **72**, fasc. 2, pp. 1-17.
- BOURGUIGNON, P., 1946. — Sur l'âge viséen de la Grande brèche des Fonds de Leffe à Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **69**, B. pp. 281-284.
- BOURGUIGNON, P., 1946. — La faille de Denée entre la Meuse et la Molognée. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **69**, pp. 287-300.
- BOURGUIGNON, P., 1950. — Disposition tectonique de la brèche de Waulsort à l'ouest de Florennes. Congrès national des Sciences, Bruxelles.
- BOURGUIGNON, P., 1951. — Étude géologique et sédimentologique des brèches calcaires viséennes de Belgique. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **74**, M. pp. 105-211.
- BRIART, A., 1894. — Géologie des environs de Fontaine-l'Évêque et de Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **21**, B. pp. 35-104.
- BRIEN, V., 1906. — Description et interprétation de la coupe du Calcaire carbonifère de la Sambre à Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **32**, pp. M. 239-256.



- BRIEN, V., 1909. — La coupe de Calcaire carbonifère de la gare de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **37**, pp. M. 3-11.
- BRIEN, V., 1911. — Quelques considérations sur la brèche du Calcaire carbonifère de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **38**, pp. B. 279-297.
- BRIEN, V., 1912. — Un mot sur les brèches rouges carbonifères. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **39**, pp. 69-74.
- BROQUET, P., 1970. — La notion d'olistostrome et d'olistolite. Historique et étude critique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, XC, 2, pp. 77-86.
- CARPENTIER, A., 1902. — Les bandes carbonifères d'Avesnelles et de l'Avesnois. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **32**, pp. 82-120.
- CARPENTIER, A., 1909. — Le Calcaire carbonifère de l'Avesnois, ses facies. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **38**, pp. 434.
- CARPENTIER, A., 1909. — Observations sur la Calcaire carbonifère de l'Avesnois. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **38**, pp. 413-417.
- CARPENTIER, A., 1911. — La brèche de Dourlers. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **40**, pp. 24-30.
- CARPENTIER, A., 1911. — Étude de quelques gisements carbonifères. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **40**, pp. 30-34.
- CARPENTIER, A., 1913. — Contribution à l'étude du Carbonifère du nord de la France. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. **7**, p. 303.
- CARPENTIER, A., 1913. — Le Dinantien de l'Avesnois. *Mém. Soc. Géol. du Nord*, t. **7**, fasc. 2.
- CAUCHY, P. F., 1825. — Mémoire sur la constitution géologique de la province de Namur. Bruxelles, 148 p.
- CAYEUX, L., 1894. — Dualité d'origine des brèches du Carbonifère franco-belge. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **22**, pp. 94-100.
- CONIL, R., 1959. — Recherches stratigraphiques sur les terrains dinantiens dans le bord nord du bassin de Namur (région s'étendant de la Dendre à l'Orneau). *Acad. roy. de Belg., Cl. des Sc., mém.*, t. XIV, fasc. 5, pp. 5-156.
- CONIL, R., 1963. — Interprétation micropaléontologique de quelques sondages de Campine. *Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. **72**, fasc. 2, pp. 1-15.
- CONIL, R. & DVORAK, J., 1969. — Foraminifères du Dinantien de Moravie. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **77**, pp. 75-88, 3 Pl.
- CONIL, R. & HEWITT, P. C., 1969. — Foraminifères du Méramécien et du Chestérien des États-Unis (Tennessee), t. **78**, pp. 175-185, 2 Pl.
- CONIL, R. & LYS, M., 1964. — Matériaux pour l'étude micropaléontologique du Dinantien de la Belgique et de la France (Avesnois). — Première partie : Algues et foraminifères. *Mém. de l'Inst. Géol. de l'Université de Louvain*, t. **23**, 292 p., 42 Pl.
- CONIL, R. & LYS, M., 1968. — Utilisation stratigraphique des foraminifères du Dinantien. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. **91**, pp. 491-558.
- CONIL, R. & OMARA, S., 1965. — Lower Carboniferous foraminifera from southwestern Sinai, Egypt. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. **88**, pp. 221-242, 2 fig., 3 Pl.
- CONIL, R. & PIRLET, H., 1970. — Le Calcaire carbonifère du synclinorium de Dinant et le sommet du Famennien, Congrès et colloques de l'Université de Liège, V. **55**, pp. 47-63, 3 fig., 2 Pl.
- CONIL, R., LYS, M., & MAUVIER, A., 1963. — Critères micropaléontologiques essentiels des formations-types du Carbonifère (Dinantien) du bassin franco-belge. *Compte-rendu du V<sup>e</sup> Congrès Intern. Carbon.*, Paris.
- CONIL, R., LYS, M. & PAPROTH, E., 1968. — Mit foraminiferen gegliederde profile aus dem nordwest-deutschen Kohlenkalk und Kulm. *Dechiana*, Bd. **119**, H. 1-2, pp. 51-94, 4 tb., 3 fig., 6 Pl.

- CORIN, F., 1933. — Blocaux à algues calcaires dans la brèche carbonifère à Falisolle. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **43**, pp. 233-235.
- CORIN, F., 1943. — Découverte de brèche polygène à ciment rouge dans le calcaire viséen de Bouffloux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **66**, pp. 132-142.
- DE DORLODOT, H., 1893-1894. — Application à la planchette de Dinant de mon essai de classification du Calcaire carbonifère de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **21**, pp. B. 31-34.
- DE DORLODOT, H., 1895. — Le Calcaire carbonifère de la Belgique et ses relations stratigraphiques avec celui du Hainaut français. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **23**, pp. 201-313.
- DE DORLODOT, H., 1899-1900. — Note sur le Compte-rendu de la Session extraordinaire de la S.G.B. des 31 août, 1, 2 et 3 septembre 1895. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **27**, M., pp. 123-139.
- DE DORLODOT, H., 1900. — C. R. des excursions sur les deux flancs de la crête du Condroz faites par la S.B.G., le 19 mai et les 8 et 9 avril 1889. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **14**, pp. 127-128.
- DE DORLODOT, H., 1908. — Sur l'origine de la grande brèche viséenne et sa signification tectonique. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **22**, pp. 29-38.
- DE DORLODOT, H., 1908. — Sur la présence de blocaux « impressionnés » dans la grande brèche viséenne. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **22**, pp. 116-118.
- DE LAPPARENT, J., 1923. — Les brèches sédimentaires et les brèches de friction dans les terrains de l'embouchure de la Bidaossa. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. **23**, pp. 81-83.
- DELEPINE, G., 1910. — Note sur la brèche rouge de Landelies. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. **39**, pp. 73-79.
- DELEPINE, G., 1911. — C. R. de l'excursion du 9 juillet 1911 à Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **38**, pp. 346-352.
- DELEPINE, G., 1911. — Recherches sur le Calcaire carbonifère de la Belgique. *Mém. et Trav. Fac. Cath. Lille*, f. 8, pp. 166-361.
- DELEPINE, G., 1912. — A propos de la brèche rouge de Landelies. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **39**, pp. 108-111.
- DELEPINE, G., 1921. — Les formations supérieures du Calcaire carbonifère au NE du bassin de Namur. *Ann. Soc. Scientif. de Bruxelles*, t. **41**, pp. 114-123.
- DEMANET, F., 1934. — Les Brachiopodes du Dinantien de la Belgique. *Mém. Musée Roy. Hist. Natur. de Belg.*, n° 61.
- DEMANET, F., 1938. — La faune des couches de passage du Dinantien au Namurien. *Mém. Musée Roy. Hist. Natur. de Belg.*, n° 84.
- DEMANET, 1958. — Contribution à l'étude du Dinantien de la Belgique. *Inst. Roy. des Sc. Natur. de Belg.*, Mém. n° 141.
- DESLAGMULDER, R., 1925. — Contribution à l'étude de la région centrale du bassin de Dinant. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **35**, pp. 159-173.
- DUPONT, E., 1863. — Le Calcaire carbonifère de la Belgique et du Hainaut français. *Bull. Acad. Roy. de Belg.*, 2<sup>e</sup> série, t. **15**, p. 86.
- DUPONT, E., 1859. — Notice sur le Calcaire carbonifère de la Belgique. *Bull. de l'Acad. Roy. de Belg.*, 2<sup>e</sup> sér., t. XIV.
- DUPONT, E., 1865. — Essai d'une carte géologique des environs de Dinant. *Bull. Acad. Roy. Belg.*, 2<sup>e</sup> sér., t. **20**, pp. 616-655.
- FLORES, G., 1955. — In BENEVO, E. (1955). Discussion, pp. 19-21.
- FOURMARIER, P., 1911. — Quelques observations sur la brèche à ciment rouge du Calcaire carbonifère. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **38**, pp. 229-231.
- FOURMARIER, P., 1911. — Observation sur le Massif de charriage de Fontaine-l'Évêque-Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **39**, pp. M. 3-24.

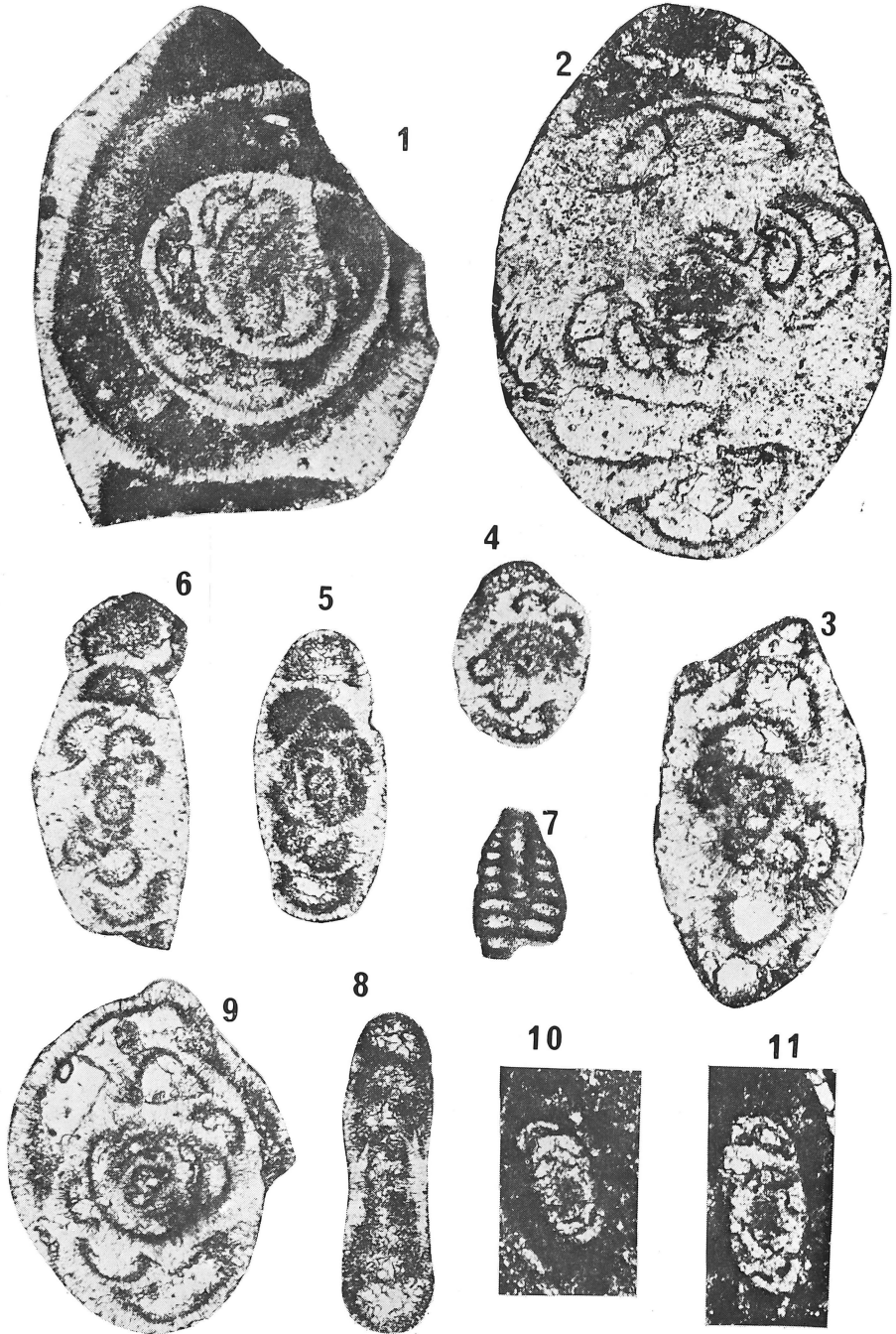
- FOURMARIER, P., 1922. — Découverte de brèche de Waulsort dans la vallée du Néblon. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **46**, pp. 154-156.
- FOURMARIER, P., 1946. — Deux faits d'observation sur la brèche de Landelies. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **69**, pp. 300-312.
- GOGUEL, J., 1965. — Traité de tectonique, 2<sup>e</sup> éd., Masson & Cie, Paris.
- GOSSELET, J., 1860. — Sur les terrains primaires de la Belgique, des environs d'Avesnes et du Boulonnais. Thèse présentée à la Fac. des Sc. de Paris, n<sup>o</sup> d'ordre 225, pp. 1-164.
- GOSSELET, J., 1888. — L'Ardenne. (Chap. 22 : Le Calcaire carbonifère, pp. 607-683). Paris, Baudry.
- GRAULICH, J. M., 1961. — Les résultats du sondage de Wépion. *Ann. des Mines de Belg.*, 2<sup>e</sup> livraison, pp. 156-160.
- GRAULICH, J. M., 1963. — Excursion du 15 juin 1963 — Visite des sondages du Service Géologique de Belgique. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **86**, B. pp. 589-598.
- GRAULICH, J. M., 1963. — La phase sudète de l'orogène varisque dans le synclinorium de Namur à l'Est du Samson. *Bull. Soc. belge de Géol., de Paléont. et d'Hydrol.*, t. **71**, fasc. 2, pp. 181-199.
- JACOBACCI, A., 1965. — Frane sottomarine nelle formazioni geologiche. Interpretazione dei fenomeni olistostromici e degli olistolite nell'Appennino e in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, vol. **86**, pp. 65-85.
- KAISIN, F., 1922. — Les facies du Dinantien de la Belgique. Première partie : Région centrale de la Belgique. *Congrès Géol. Intern.*, excursion C 3, p. 6.
- KAISIN, F., 1922. — Les roches du Dinantien de Belgique. *Compte-rendu 13<sup>e</sup> Congrès Géol. Inter.*, fasc. III, pp. 1237-1271.
- KAISIN, F., 1922. — Les brèches dinantiennes de Belgique. C.G.I., pp. 1271-1301.
- KAISIN, F., 1925. — L'Ardenne, pays des nappes. *Rev. Quest. Sc.*, 4<sup>e</sup> sér., t. **7**, pp. 1-32.
- KAISIN, F., 1927. — Quelques faits nouveaux relevés dans le Dinantien de la coupe de la Sambre, à Landelies. *Ann. Soc. Scientif. de Bruxelles*, série B, t. **47**, f. 4, pp. 188-192.
- KAISIN, F., 1927. — Contribution à l'étude des caractères lithologiques et du mode de formation des roches calcaires de Belgique. *Acad. Roy. de Belg., Cl. des Sc.*, mém. in-4<sup>o</sup>, 2<sup>e</sup> sér., t. **8**, 118 p., 20 Pls.
- KAISIN, F., Jr., 1935. — Analogies tectoniques entre trois coupes de l'étage viséen à Landelies, à Denée-Maredsous et à la station de Dinant. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **45**, pp. 184-190.
- KAISIN, F., Jr., 1935. — Le style tectonique et la genèse mécanique de l'Ardenne. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. **45**, pp. 191-205.
- KAISIN, F., Jr., 1935. — Session extraordinaire de la S.B.G. et de la S.G.B. tenue à Couvin, Rocroi, Fumay et dans la vallée de la Meuse entre Fumay et Dinant, les 20, 21, 22, 23 septembre 1935. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **45**, pp. 357-427.
- KAISIN, F., Jr., 1936. — Étude tectonique de la partie occidentale du bassin namurien d'Anhée. *Mém. de l'Inst. Géol. de l'Univ. de Louvain*, t. **10**, pp. 189-227.
- KAISIN, F., Jr., 1936. — Le problème tectonique de l'Ardenne. *Mém. de l'Inst. Géol. de l'Univ. de Louvain*, t. **11**.
- KAISIN, F., Jr., 1942. — La brèche dynamique de la station de Dinant (Étude lithologique). *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **51**, pp. 71-80.
- KAISIN, F., Jr., 1942. — Sur la signification tectonique d'une brèche observée au contact du Viséen supérieur et d'un paquet de schistes houillers dans la station de Dinant. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **51**, pp. 80-84.
- KAISIN, F., Jr., 1942. — Age géologique et milieu générateur de la grande brèche. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **51**, pp. 84-92.
- LEGRAYE, M., 1925. — Les relations entre le Dinantien et le Westphalien en Belgique. *Acad. roy. de Belgique, Cl. Sci.*, mém. in-4<sup>o</sup>, 2<sup>e</sup> sér., t. **6**, f. 5.

- LOHEST, M., 1896. — Vestiges de terrain houiller à Dinant. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **23**, p. 84.
- LOHEST, M., 1911. — A propos des brèches carbonifères. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **38**, pp. 220-228.
- LOHEST, M., 1912. — A propos de l'origine des brèches. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **39**, pp. 65-69.
- LOHEST, M., 1912. — Étude des brèches de l'Ourthe, C. R. de l'excursion à Martinrive. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **39**, pp. 112-117.
- LOHEST, M., 1922. — Les facies du Dinantien (Calcaire carbonifère). II<sup>e</sup> partie : Régions orientales de la Belgique. *Cong. Géol. Int.*, XIII<sup>e</sup> session, Liège.
- MARCHETTI, M. P., 1957. — The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the Tertiary series of Sicily. *Congr. Geol. Intern.*, XX ses., pp. 209-225, 7 fig., Mexico.
- MARLIÈRE, R., 1932. — La brèche crayeuse et la faille de Thieu. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **56**, pp. 310-324.
- MASCLE, G., 1966. — Découverte d'une série mésozoïque à l'état de klippe sédimentaires au Nord de Prizzi (Sicile centro-septentrionale). *C. R. somm. S.G.F.*, pp. 334-335.
- MORTELMANS, G. & BOURGUIGNON, P., 1954. — Le Dinantien. Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Liège, Vaillant-Carmanne.
- OMALIUS D'HALLOY J. J. (d'), 1842. — Coup d'œil sur la géologie de la Belgique. Bruxelles.
- PIRLET, H., 1964. — Lithologie, stratigraphie et tectonique du Viséen supérieur de Royseux (bord nord du synclinorium de Dinant). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. **86**, B. pp. 397-404, 1 fig.
- PIRLET, H., 1964. — La sédimentation rythmique du V3a inférieur du bassin de Namur; les relations entre le Dinantien et le Namurien, de Namèche à Moha. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. **86**, B. pp. 461-468, 1 fig., 1 hors-texte.
- PIRLET, H., 1965. — Classification des calcaires de la série des aréno-cryptites. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **88**, B. pp. 395-410, 2 figs., 1 tabl.
- PIRLET, H., 1966. — Présence d'un tonstein dans le Viséen supérieur des synclinoriums de Namur et de Dinant. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. **89**, B. pp. 27-32, 1 micro-photo.
- PIRLET, H., 1966. — Mouvements épeirogéniques dévono-carbonifères dans la région de Visé; la carrière de « La Folie », à Bombaye. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **90**, B. pp. 103-117, 3 figs., 1 tabl.
- PIRLET, H., 1966. — Mouvement épeirogénique au sein du Viséen inférieur V1 dans la partie centrale du synclinorium de Namur. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. **90**, B. pp. 254-260, 1 fig.
- PIRLET, H., 1967. — Méthode d'analyse séquentielle dans les formations calcaires. The VII International Sedimentological Congress, Great Britain Reading and Edinburgh, 5 figs.
- PIRLET, H., 1967. — Nouvelle interprétation des carrières de Richelle; le Viséen de Visé. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **90**, B. pp. 299-328, 2 hors-textes, 2 tabl., 1 Pl. photographique.
- PIRLET, H., 1967. — La tranchée de Berneau à Visé et la sédimentation dévono-carbonifère dans la région de Visé. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **90**, B. pp. 751-765, 2 figs., 2 tabl.
- PIRLET, H., 1968. — La sédimentation rythmique et la stratigraphie du Viséen supérieur V3b, V3c dans les synclinoriums de Namur et de Dinant (thèse doctorale). Mem. de l'Académie Royale de Belgique, classe de Sciences, 2<sup>e</sup> série, t. XVII, fasc. 4, 4 figs., 5 tabl., 10 Pl. et 8 Pl. photographiques.
- PIRLET, H., 1969. — Sur l'âge et la signification tectonique de la brèche de Bouffioulx. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **92**, pp. 123-130, 2 figs.

- PIRLET, H., 1969. — Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique de Belgique tenue dans la région de Visé le 19 octobre 1968. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. **92**, pp. 441-452, 4 figs., 1 hors-texte.
- PIRLET, H., 1970. — Le Viséen moyen, V2b et supérieur, V3a, V3b, V3c, du synclinorium de Dinant. Colloque sur la stratigraphie du Carbonifère, Liège, avril 1969, 8 p., 5 figs., 1 tabl. *Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, 1970.
- PIRLET, H., 1971. — Publication avant Congrès d'un Résumé stratigraphique du Carbonifère belge. 7<sup>e</sup> *Congrès International pour la stratigraphie et la géologie du Carbonifère*, Krefeld, 1971.
- PIRLET, H., 1971. — Publication avant Congrès. Le Viséen moyen V2b et supérieur V3a, V3b, V3c du synclinorium de Dinant. Généralités et descriptions des affleurements. 7<sup>e</sup> *Congrès International pour la stratigraphie et la géologie du Carbonifère*.
- PIRLET, H. et CONIL, R., 1963. — Sur quelques foraminifères caractéristiques du Viséen supérieur de la Belgique (Bassin de Namur et de Dinant). *Bull. Soc. Géol. de Belg.*, t. **72**, B. pp. 183-204, 1 tabl., 3 Pl.
- PIRLET, H., CONIL, R. & LYS, M., 1967. — Échelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *Service Géol. de Belgique, Professional Paper*, n° 13, pp. 1-56, 3 Pl.
- PIRLET, H., CONIL, R. & LYS, M., 1969. — Traits dominants de l'échelle biostratigraphique du Dinantien de la Belgique. *6th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology*, pp. 45-49; Sheffield sept. 1967, 3 Pl.; Van Aalst, Maastricht.
- RENIER, A., 1931. — Contribution à l'étude de la bordure méridionale du bassin houiller de Charleroi et de la Basse-Sambre. Description de la coupe du puits, n° 3, des Charbonnages du Boubier à Bouffloux. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **41**, pp. 268-338.
- RENIER, A., 1932. — Remarques nouvelles sur la constitution géologique des environs de Bouffloux en particulier et de la Belgique en général. *Bull. Acad. roy. de Belg., C. Sci.*, 5<sup>e</sup> sér., t. **18**, n° 2, 3, 4, p. 123.
- RENIER, A., 1943. — A propos des découvertes aux environs de Bouffloux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **66**, pp. 244-246.
- SMEYSTERS, J., 1905. — État actuel de nos connaissances sur la structure du bassin houiller de Charleroi. *Congrès intern. des Mines de Liège; Géologie appliquée*, p. 245.
- SIMOENS, G., 1908. — Quelques mots au sujet des cailloux dits « impressionnés » de la brèche du Viséen supérieur. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **22**, pp. 118-121.
- STAINIER, X., 1910. — Du mode de formation de la grande brèche du Carbonifère. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **24**, pp. 188-196.
- STAINIER, X., 1912. — Le Dévonien inférieur et le Calcaire carbonifère dans les sondages de recherche du bord sud du bassin de Namur. *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. **26**, pp. 236-264.
- STAINIER, X., 1922. — Structure du bord Sud des bassins de Charleroi et du Centre. *Ann. des Mines de Belg.*, t. **23**, pp. 29-82.
- STAINIER, X., 1938. — Étude sur la formation des brèches. *Ann. Soc. Scientif. de Bruxelles*, t. **58**, f. 1 et 2, pp. 5-28.
- STEVENS, Ch., 1919. — Sur un cas particulier de formation de brèche. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. **43**, pp. 71-74.

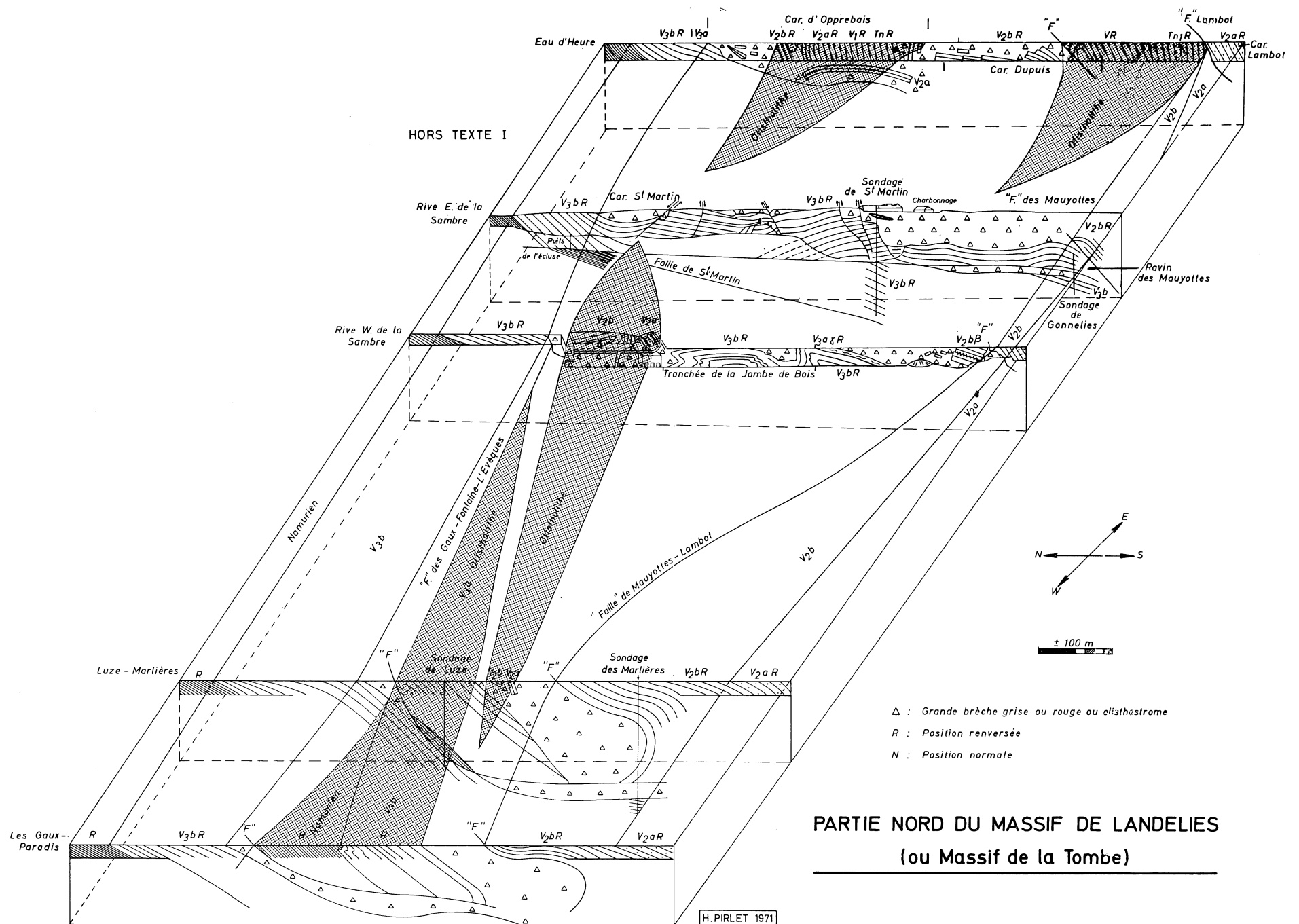
## PLANCHE PHOTOGRAPHIQUE I

1. *Rugosoarchaediscus* à enroulement sigmoïde (type *Arch. moelleri*). Également connu dans le V3b supérieur d'Irlande et de Belgique (V3b $\gamma$ ). Flavion FV.2; Bloc de la « Grande brèche ».
2. *Archaediscus gigas* RAUSER-TCHERN. var. *densaspira* CONIL & LYS. Également connu dans le V3b supérieur de Belgique (V3b $\gamma$ ). Florennes Fl.5; Bloc de la « Grande brèche ».
3. *Archaediscus reditus* CONIL & LYS; V3b. Landelies; Bloc de la « Grande brèche ».
4. *Archaediscus grandiculus* CHLIKOVA; V3b $\gamma$ . Royseux; Bloc de la « Grande brèche ».
5. *Archaediscus krestovnikovi* RAUSER-TCHERN.; V2-V3. Royseux; Bloc de la « Grande brèche ».
6. *Archaediscus stilus* GROZDILOVA & LEBEDEVA; V2-V3. Royseux; Bloc de la « Grande brèche ».
7. *Howchinia exilis* (VISSARIONOVA) subsp. *compressa* BRAZHNIKOVA; V3b. Royseux; Bloc de la « Grande brèche ».
8. *Planoarchaediscus eospirillinoïdes* (RAUSER-TCHERN.); V3b. Royseux; Bloc de la « Grande brèche ».
9. *Archaediscus grandiculus* CHLIKOVA; V3b $\gamma$ . Landelies; Bloc de la « Grande brèche ».
- 10-11. Formes de passage entre les genres *Neoarchaediscus* et *Asteroarchaediscus*. Typiques du V3c ou de l'extrême sommet du V3b. Florennes Fl.1.; Bloc de la « Grande brèche ».





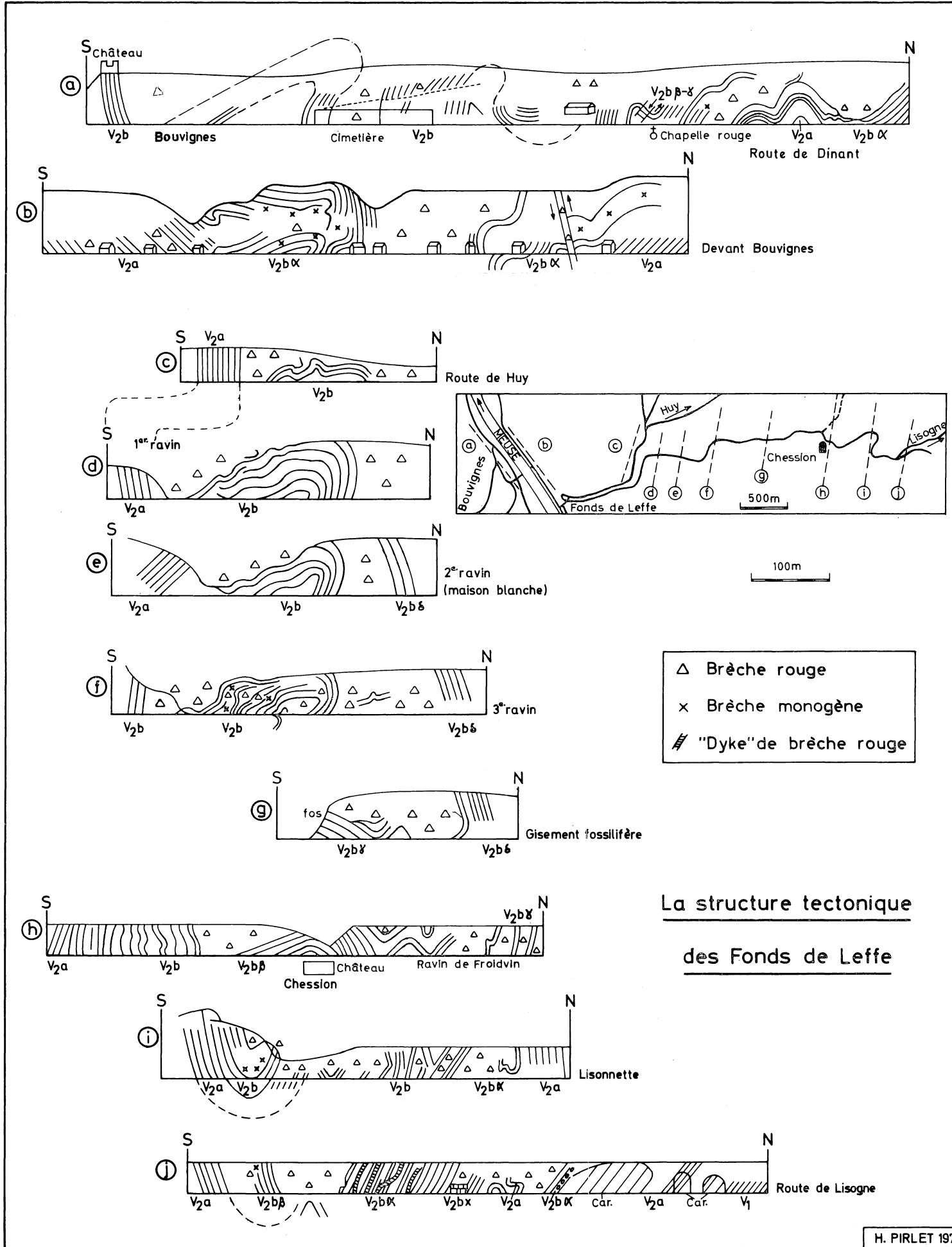




HORS TEXTE I

**PARTIE NORD DU MASSIF DE LANDELIES  
(ou Massif de la Tombe)**

H. PIRLET 1971



La structure tectonique  
des Fonds de Leffe

# Schéma d'évolution du Viséen belge et de la genèse de la Grande brèche (brèche dynamique)

