

## LA FAILLE D'OMBRET (\*)

par Paul MICHOT (\*\*)

(3 figures)

## RÉSUMÉ

Après avoir exposé la stratigraphie détaillée des formations gedinniennes de la région d'Ombret, l'auteur analyse leur structure tectonique immédiatement au S. de la bande calédonienne de Sambre-Meuse en se basant sur la coupe du ravin du Ry de Mer située à l'ouest de cette localité. La comparaison de cette coupe avec la coupe classique de la vallée du Fond d'Oxhe au sud d'Ombret, montre la disparition progressive vers l'E. de son unité tectonique la plus septentrionale, et ce sous l'effet d'une faille située au contact du Gedinnien et de la bande calédonienne : c'est la faille d'Ombret, légèrement oblique à la direction des plis du Gedinnien, et par conséquent à caractère cisailant. Elle refoule le Gedinnien sur le Silurien appartenant à l'unité calédonienne directement en discordance sous le Frasnien du bassin de Namur. La faille d'Ombret s'identifie donc à la faille eifélienne. Vers l'ouest elle se prolonge jusqu'au delà de la vallée de la Meuse transversale, au S. de Namur, en se maintenant au contact du Gedinnien et de la bande calédonienne pour rejoindre finalement la Faille de Maulenne.

Nous avons consacré antérieurement à la bande « silurienne » (\*\*\*) de Sambre-Meuse (S-M), un ensemble de publications qui en ont fait connaître la constitution géologique dans sa majeure partie [7, 8, 9, 10, 11].

Deux régions seulement, dont nous avons toutefois dressé la cartographie géologique, en ont été exceptées. C'est, d'une part le tronçon compris entre la rivière du Samson et Ben-Ahin (ouest de Huy), très étroit et mal exposé ; son étude a néanmoins permis de raccorder les unités structurales de la bande de S-M de la région de Huy à celles de la région du Samson et d'établir ainsi une vue d'ensemble sur la constitution du noyau calédonien de l'anticlinorium du Condroz depuis son extrémité occidentale jusqu'à proximité d'Ombret. C'est d'autre part la terminaison orientale de la bande calédonienne à partir d'Ombret, elle aussi mal exposée. Malgré les nombreuses recherches que nous y avons effectuées, elle ne nous a livré aucun gîte fossilifère, de sorte que les attributions stratigraphiques n'ont été basées que sur le caractère lithologique. Comme cette présomption ne pouvait être recoupée, faute d'une coupe continue renfermant un repère stratigraphique indiscutable, nous avons arrêté l'esquisse cartographique de la bande de S-M de la région de Huy à la limite orientale de l'ancienne commune de La Neuville-sous-Huy. A la vérité la bande calédonienne à l'E de cette commune et jusqu'à Ombret est presque entière-

(\*) Communication faite durant la séance du 4 mars 1969. Manuscrit déposé le 3 avril 1969.

(\*\*) Université de Liège, Laboratoire de géologie et de pétrologie, 7, place du Vingt-Août, Liège.

(\*\*\*) Telle était la dénomination utilisée avant 1960, lorsque le terme silurien couvrait l'ensemble des formations ordoviciennes et gothlandiennes. Elle sera remplacée par le terme calédonien, de valeur géotectonique.

ment recouverte par la Meuse et ses alluvions ; elle y est réduite à sa partie méridionale, large de 150 à 300 mètres et cachée sous l'éluvium que déversent les formations gedinniennes du versant méridional de la vallée mosane.

Lors de la révision de la planchette géologique Huy-Nandrin, nous avons été amené à placer à Ombret, sur la base des structures tectoniques du Gedinnien, une faille suivant le contact de cette assise avec la bande de S-M, et à accorder une grande importance à cet accident qui ne serait autre que la faille eifélienne. Mais cette conclusion nécessitait, pour être définitive, une meilleure connaissance du niveau stratigraphique des schistes calédoniens au contact du Gedinnien d'Ombret. Francine Martin, qui avait étudié le contenu palynologique des schistes siluriens de La Neuville-sous-Huy [5], a bien voulu entreprendre cette recherche. Nous la remercions ici de la contribution qu'elle apporte à la solution de cette question.

La première partie de cette étude sera consacrée à la lithostratigraphie du Gedinnien dans la région d'Ombret, qui n'a pas toujours été comprise correctement.

#### LA LITHOSTRATIGRAPHIE DU GEDINNIEN DE LA RÉGION D'OMBRET

La stratigraphie détaillée du Gedinnien d'Ombret ne s'établit pas sans difficulté en raison de la présence de failles longitudinales qui l'affectent. C'est néanmoins la région où l'on peut le mieux la définir, car cette assise y prend une assez grande extension, bien exposée dans le synclinal d'Ombret largement ouvert et dans l'anticlinal du Petit Fond d'Oxhe qui lui succède au sud.

La succession lithostratigraphique comprend de bas en haut.

1. Le « *Poudingue d'Ombret* », conglomérat massif, non stratifié, à galets pugilaires atteignant 20 cm de diamètre, constitués par du quartz hyalin (silexite), du quartzite gris et d'abondantes tourmalinites de teinte noir mat, parmi lesquelles il faut également ranger de nombreux galets à texture massive ou finement zonaire qu'à première vue on peut prendre pour des quartzites ordinaires. Sa seule texture interne consiste dans l'orientation parallèle des plans équatoriaux des galets aplatis, traduisant le caractère stratiforme de cette unité lithologique. A Ombret cette masse monolithique n'existe en place que dans le chemin qui monte du village sur le plateau des Communes ; épaisse d'une dizaine de mètres, elle s'allonge sur une quarantaine de mètres de longueur seulement pour disparaître brutalement de part et d'autre. En fait, comme on le verra plus loin, ce poudingue n'est présent sur le versant mosan que sous forme de blocs et lentilles tectoniques pincés dans la faille qui met le Gedinnien en contact avec la bande de S-M.

2. L'« *Arkose de Dave* », constituée par un complexe lité comprenant outre de l'arkose, des psammoquartzites, des psammoschistes carbonatifères et même des calcschistes.

En fait l'arkose qui est la roche symptomatique de l'horizon, est une roche détritique grossière, à granularité normale de l'ordre de 2 à 5 mm de diamètre, dont les constituants essentiels sont des grains de quartz monocristallin de silexite, auxquels se mêlent des grains de tourmalinite dans une proportion plus faible que dans le Poudingue d'Ombret. Des grains d'albite y sont également présents, mais dans une proportion de moins de 5 %, trop faible pour justifier l'appellation d'arkose, si l'on définit celle-ci par une proportion minimale en feldspaths de 25 %. En réalité, la roche en question est un mégaquartzite albitifère. Cette précision lithologique étant donnée, nous conserverons néanmoins sur le plan stratigraphique, qui est ici le nôtre, l'ancienne appellation entrée dans l'usage courant.

Sur le versant mosan cet horizon est mal représenté par suite de la présence de failles qui l'entament et le suppriment. C'est sur le flanc méridional de l'anticlinal du Petit Fond d'Oxhe qu'il faut en prendre le type.

Cette unité stratigraphique y a une épaisseur d'une vingtaine de mètres et est marquée par une structure rythmique. La constitution du rythme-standard comprend de la base au sommet : un conglomérat semi-pugillaire à tourmalinites abondantes (épaisseur pouvant atteindre 1,50 m), passant à une arkose s'affinant au sommet en un psammite micacé gris verdâtre chloriteux, voire un psammoschiste carbonatifère quelque peu chargé de grains grossiers de quartz à sa partie inférieure, et finalement à un micropsammoschiste carbonatifère ou à un calcschiste ; ces deux lithotypes sont nettement affectés par une schistosité transversale, axiale. Ces phases lithologiques se superposent non suivant une structure en bancs bien délimités, mais avec des transitions bien continues qui traduisent leur interdépendance intime et confèrent à l'ensemble un caractère phénoménologique unitaire. La dernière phase lithologique du rythme est la seule qui se termine par une surface nette ; celle-ci est l'expression de la rupture sédimentologique qui clôt le rythme inférieur et introduit le rythme supérieur.

L'Arkose de Dave comprend 7 rythmes, dont les 2 inférieurs, respectivement épais de 4 et 3 mètres, sont introduits par un banc conglomératique. Le 3<sup>e</sup> rythme commence par une arkose chargée de galets à sa partie inférieure, d'épaisseur pouvant se gonfler à 3 ou 4 mètres. Le dernier rythme a une phase arkosique à peine exprimée et débute donc essentiellement par un psammoquartzite vert, bien classé, épais de plusieurs mètres.

Le complexe arkosique rythmique du Petit Fond d'Oxhe repose directement en discordance stratigraphique sur le Calédonien, ce qui autoriserait à considérer le rythme inférieure ou plus exactement le conglomérat qui en forme la phase sédimentaire initiale comme l'équivalent stratigraphique du Poudingue d'Ombret. Cette équivalence laisse toutefois inexplicée la présence du même facies conglomératique formant la partie inférieure du second rythme. A cela s'ajoute la difficulté, du point de vue sédimentologique, d'identifier le Poudingue d'Ombret, non stratifié et indifférencié, à tout ou même une partie de l'Arkose de Dave, stratifiée et à matériaux largement différenciés. A cette solution on peut en substituer une autre plus probable, qui tient compte précisément du caractère rythmique, donc régularisé et ordonné suivant l'horizontale et la verticale (relation espace-temps) de cette dernière formation : le Poudingue d'Ombret représenterait dans le bassin de sédimentation le facies de transgression proprement dit, produit de la concentration, dans les dépressions de la pénéplaine épicalédonienne envahie, des galets qui se trouvaient à sa surface (alluvions et sols épicalédoniens) ou qui furent amenés au littoral par le réseau fluvial du moment. Le complexe rythmique correspondrait de son côté à une phase de sédimentation où l'existence de larges surfaces d'étalement assurent des conditions favorables à la différenciation du matériau détritique. Le Poudingue d'Ombret, monolithique, serait donc antérieur au dépôt du complexe arkosique, même lorsque ce dernier comprend dans ses rythmes une phase conglomératique. E. Asselberghs a également admis la postériorité des bancs d'arkose au poudingue ; mais à Ombret, sur le versant mosan, la relation stratigraphique est oblitérée par suite de l'existence de la faille que nous démontrerons plus loin. Par contre, au Petit Fond d'Oxhe, le Poudingue d'Ombret s.s. (monolithique) fait défaut ; la discordance est directement jalonnée par le complexe rythmique, ce qui indiquerait ici une sédimentation sur un haut fond, après comblement des dépressions voisines par le poudingue d'Ombret en particulier.

3. Le « *Complexe à schistes rouges* » bien représenté sur le versant mosan à Ombret. Son épaisseur, comptée jusqu'à la base du quartzite de Pontière, est de l'ordre de 50 mètres. Il comprend, en plus des intercalations pélitiques rouges qui en forment moins de la moitié, des psammoquartzites et des schistes de teinte vert pomme (due à la présence de chlorite détritique abondante), des psammoschistes carbonatifères gris verdâtre et parfois des calcschistes. La schistosité transversale confère à ces derniers une texture à lentilles calcareuses allongées, dont la dissolution donne à la roche un aspect celluleux. Les schistes rouges renferment parfois de minces bancs de cryptite calcaire de teinte jaunâtre très claire.

Le complexe à schistes rouges est intimement lié au complexe arkosique car dans la gare de Huy-Sud des schistes rouges existent déjà en intercalations dans ce dernier.

4. Le *Quartzite de Pontière*, formé de psammoquartzites et de psammites micacés à granularité assez fine, de teinte gris verdâtre, en bancs moyens séparés par de minces intercalations de schiste. L'épaisseur de cette formation, qui fit l'objet naguère de petites exploitations locales, peut atteindre 10 mètres. Les bancs montrent des textures internes finement zonaires, parfois obliques ou entrecroisées. Le long de la route du Fond d'Oxhe à la sortie d'Ombret, une excavation dans cet horizon montre des textures litées perturbées par un glissement subaquatique et rabotées par les bancs supérieurs. C'est ce niveau qui a été exploité sur le plateau, à l'ouest d'Ombret, en haut de Pontière. Asselberghs [1, 2] l'a rapporté ici — sans qu'on puisse comprendre pourquoi — au Siegenien inférieur, dont il n'a cependant pas l'aspect lithologique ; bien au contraire, il possède toutes les caractéristiques pétrographiques des sédiments quartzitiques gedinniens, en particulier la présence d'albite détritique et une fine granularité, qui sont inconnues dans les sédiments siegeniens. D'ailleurs ces bancs décrivent sur le bord du plateau, un anticlinal dont le centre est formé par des schistes rouges du complexe immédiatement inférieur. Enfin la présence de Siegenien en cet endroit ne pourrait se comprendre sans faire intervenir un complexe de failles, ce dont Asselberghs n'a pas fait mention.

5. Le *complexe psammito-schisteux*. Il constitue pour ainsi dire tout le reste du Gedinnien de la région d'Ombret ; son épaisseur peut être évaluée à 150 mètres. C'est un ensemble formé essentiellement de psammoschistes et de micropsammoschistes plus ou moins carbonatifères, dont la monotonie est interrompue par des intercalations de psammoquartzites, de psammites micacés, et parfois de calcschistes. La texture sédimentologique de ce complexe est elle aussi à caractère rythmique : les bancs de psammoquartzite ou de psammitite, dont l'épaisseur ne dépasse généralement pas 10 à 20 cm, passent progressivement vers le haut à des psammoschistes et micropsammoschistes carbonatifères, épais de plusieurs mètres, à texture schisteuse transversale (axiale) bien développée ; un plan de stratification très net sépare ce banc de la base arénacée du rythme suivant. Le complexe psammito-schisteux a donc une structure sédimentologique de même type que le complexe arkosique de Dave.

A la partie supérieure du complexe psammito-schisteux, on peut distinguer le *Quartzite des Communes*, dont l'épaisseur est de 2 à 3 mètres. C'est un quartzite ou un psammo-quartzite de teinte brun verdâtre par altération. Il se distingue aisément des psammoquartzites des niveaux inférieurs par sa granularité plus forte qui annonce le type arénacé de la sédimentation siegenienne ; il est toutefois stratigraphiquement inférieur au Siegenien ainsi qu'on peut s'en assurer dans la coupe de Yernée. Par ailleurs son contenu en albite détritique le rattache indiscutablement

à la sédimentation gedinnienne. Cet horizon a été autrefois glané à la surface du plateau des Communes à Ombret, où il forme la partie centrale du synclinal d'Ombret largement ouvert ; on le retrouve également dans les mêmes conditions dans le Bois de Hermalle sur le plateau immédiatement à l'E de la vallée du Fond d'Oxhe.

D'une façon générale, les sédiments arénacés du Gedinnien se distinguent aisément par leurs caractéristiques pétrographiques de ceux du Siegenien. Sauf en ce qui concerne le dernier niveau arénacé mentionné plus haut, leur granularité est plus fine, de l'ordre de 100-150 mm, rarement 200 mm, tandis que les roches arénacées siegeniennes courantes ont une granularité de l'ordre de 300 mm et plus. En outre les sédiments arénacés gedinniens contiennent toujours une proportion d'albite détritique de l'ordre de 1 à 2 %, minéral qui fait défaut dans les sédiments siegeniens. Ces distinctions ont permis de contrôler partout la limite entre le Gedinnien et le Siegenien, et de la tracer, en particulier sur la planchette Huy-Nandrin, sans aucune ambiguïté.

Cette stratigraphie détaillée du Gedinnien permet de définir correctement les éléments structuraux de la région d'Ombret. Ces derniers doivent être recherchés, non pas comme on l'a fait jusqu'à présent dans la vallée du Fond d'Oxhe, à Ombret, mais entre cette commune et La Neuville-sous-Huy, dans le ravin du Ry de Mer complété par ses affluents orientaux.

#### COUPE DU RY DE MER ET DE SES AFFLUENTS

Nous figurerons ici les éléments structuraux principaux de cette coupe dans l'ordre où l'on les rencontre du nord vers le sud, en remontant le ravin, et en y associant les observations faites sur son flanc oriental, élargi par l'existence de 3 ravins latéraux qui descendent du plateau des Communes (fig. 1).

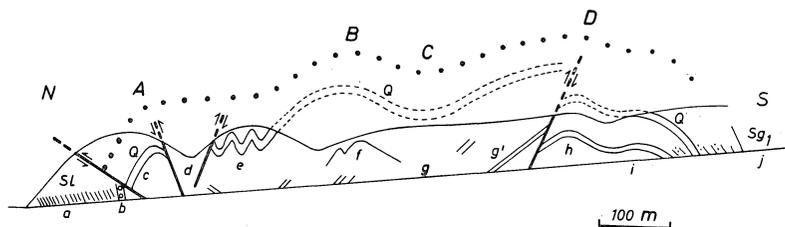


Fig. 1. — Coupe du Gedinnien dans le versant oriental du Ry de Mer.

- A. Anticlinal de Pontière.
- B. Anticlinal des Communes.
- C. Synclinal d'Ombret.
- D. Anticlinal du Fond d'Oxhe.

Ces dénominations sont relatives à la seule déformation plastique ; elles ne tiennent pas compte de l'effet des failles cassantes dont l'effet est de modifier et de rendre parfois ambiguë la répartition en surface des assises géologiques (par exemple à l'E du Ry de Mer, l'affleurement du Silurien par rapport à l'anticlinal D du Petit Fond d'Oxhe). La ligne en gros pointillé figure l'allure-enveloppe due aux plis.

a) Immédiatement au sud de la route de Huy à Ombret, la section inférieure du ravin du Ry de Mer montre des schistes fins foncés ou noirs, parfois verdâtres, à stratification redressée, sans schistosité transversale. Ils sont fortement disloqués. Le caractère pélitique prononcé, l'absence de bancs arénacés ou de calcaires excluent

leur attribution à l'Ordovicien tel qu'on le connaît dans la région de Huy-Tihange. Par ailleurs l'absence de schistes rouges, de cératophyres et d'arkose excluent le Llandovérien et le Tarannonnien inférieur bien connus à proximité dans le Parc de la Neuville-sous-Huy. On ne peut les attribuer qu'au Tarannonnien supérieur ou au Wenlockien inférieur.

b) A 160 mètres au S de la route, le long du sentier de la rive occidentale, affleure le Poudingue d'Ombret, sous la forme d'un banc monolithique à gros galets, de 2 mètres d'épaisseur, inclinant  $80^{\circ}$  S. Il est immédiatement suivi de quelques mètres d'arkose.

Sur l'autre flanc du ravin, le Poudingue d'Ombret est décalé vers l'aval de 40 mètres, et est de plus en position subhorizontale. Ceci montre déjà que la structure géométrique n'a pas la simplicité attendue.

c) Après une lacune d'observation de 15 mètres, le fond du ravin montre un petit pointement de schiste rouge suivi immédiatement par une masse de psammo-quartzites et de psammites verts, épaisse de plusieurs mètres, en position verticale. La réduction à quelques mètres de l'arkose de Dave et surtout du complexe à schistes rouges indique le passage entre b et c d'une faille qu'à première vue on pourrait interpréter comme une simple étreinte dans la succession normale. Poursuivant ce niveau en direction sur le versant oriental du ravin, on l'identifie à l'horizon de Pontière grâce à sa texture interne et aux straticulations obliques, qui de plus indiquent que le haut du banc fait face au nord. Cette disposition est immédiatement confirmée par l'incurvation rapide des bancs qui décrivent une voûte vers le sud. Il existe donc une allure synclinale au nord de c. La faille entre b et c n'est donc pas une étreinte dans la série normale continue abc ; au contraire elle sépare une allure de flanc N de synclinal d'une allure de flanc S. A en juger par la disposition des affleurements, cette faille a une inclinaison moyenne vers le sud.

d) La voûte anticlinale est recoupée par une faille assez redressée dont le jeu fait remonter la lèvre S constituée par le complexe à schistes rouges dans lequel est creusé le premier ravin latéral. Ce complexe doit être assez redressé, car il se prolonge en direction E pour gagner le niveau du plateau des Communes.

e) Immédiatement au sud du complexe à schistes rouges la crête comprise entre le premier et le second ravins latéraux montre l'horizon de Pontière décrivant 3 synclinaux assez aigus et rapprochés, allure qu'épouse un niveau de schiste rouge sous-jacent épais de 2 mètres.

Ce train de plis est toutefois limité au nord par une faille qui supprime partiellement le flanc nord du synclinal septentrional et le met en contact avec les schistes rouges du premier ravin ; ceux-ci sont donc soulevés par rapport au train de plis. Le complexe à schistes rouges est donc bordé par deux failles qui le remontent de part et d'autre. Ces deux failles sont considérées ici comme du type antithétique, interprétation conforme au jeu de failles bien visibles dans la gare du Huy-Sud et qui affectent de même les formations gedinniennes de la région d'Ombret.

f) Au sud de cet ensemble de 3 synclinaux, vient un nouvel anticlinal, de position plus élevée que les précédents.

g) Il est suivi au sud d'un synclinal largement ouvert, à flancs inclinant de  $30^{\circ}$  environ ; il occupe tout le tronçon du Ravin du Ry de Mer en amont du second ravin latéral jusqu'à peu de distance en aval du 3<sup>e</sup> ravin latéral.

A une centaine de mètres en aval de ce dernier, le flanc sud de ce synclinal

montre, sur le versant oriental du ravin, un banc d'arkose que l'on suit aisément par l'alignement de ses débris (g').

h) Immédiatement au N de ce 3<sup>e</sup> ravin latéral, des bancs de quartzite appartenant au complexe à schistes rouges décrivent une large voûte à flanc nord et à flanc sud inclinant respectivement de 20° N et de 30° S. Il faut donc placer entre cet anticlinal et l'arkose qui est en aval une faille qui fait remonter l'arkose, raison pour laquelle nous donnons aussi à cette fracture une inclinaison vers le nord.

i) Immédiatement en amont du 3<sup>e</sup> ravin latéral, le complexe à schistes rouges se retrouve dans le lit du Ry de Mer, en allure horizontale ou avec une pente très faible vers le nord.

j) A 210 mètres en amont du 3<sup>e</sup> ravin latéral affleurent les quartzites gris clair du Siegenien inférieur, inclinant 50° sud.

La structure tectonique de style plastique que possède le Gedinnien dans la coupe du Ry de Mer peut se résumer comme suit : au sud de la bande de S-M et des blocs de poudingue d'Ombret et d'arkose qui en jalonnent la limite, vient une première unité large de 200 mètres formée par un train de plis aigus et rapprochés (au moins 4 anticlinaux et 3 synclinaux), dont l'allure enveloppe incline légèrement vers le nord ; le flanc nord de l'anticlinal septentrional est formé par un dressant bien développé en hauteur, qui implique l'existence encore plus au N d'un synclinal plus profond que les précédents. Cette unité gedinnienne est séparée de la bande de S-M par une faille d'inclinaison S. Nous interprétons cette faille comme une faille de resserrement, à l'égal de toutes les autres. Par conséquent, sa lèvre S étant formée de roches plus jeunes que sa lèvre N, elle ne peut pas correspondre à un synclinal faillé dans sa partie centrale, dérivant de la déformation accentuée d'un pli longitudinal, ce que vérifieront les observations plus à l'E. A ce train de plis septentrional, succède au sud une allure synclinale très largement ouverte, dont l'ampleur est de l'ordre de 500 mètres. Elle est suivie d'une voûte anticlinale surbaissée dans le Gedinnien, après quoi viennent les formations siegeniennes fortement inclinées au S.

Ainsi définies, ces structures plastiques se poursuivent aisément en direction vers l'ENE (fig. 2).

La voûte anticlinale méridionale laisse bientôt apparaître sur le plateau, à quelque 200 mètres à l'est du Ry de Mer, l'arkose qui y a été exploitée, et ensuite des schistes calédoniens. Ces anciennes exploitations conduisent vers l'est sur les hauteurs du Petit Fond d'Oxhe : la voûte méridionale du Ry de Mer s'identifie donc avec l'anticlinal du Petit Fond d'Oxhe. Le flanc nord de ce dernier, incliné de 25-30° N, amorce le synclinal d'Ombret, lui aussi largement ouvert et de même ampleur que celui qui, dans le ravin du Ry de Mer, s'étend entre le 2<sup>e</sup> et le 3<sup>e</sup> ravins latéraux, leurs axes étant situés dans le même prolongement. Ces allures appartiennent à la même unité synclinale, le synclinal d'Ombret.

C'est ce que montre le plateau des Communes compris entre ces deux coupes parallèles distantes de 2 km. A quelque 800 mètres à l'ouest d'Ombret, une ancienne carrière montre les allures horizontales de la partie centrale du synclinal d'Ombret, dont le flanc nord, comme à Ombret, affleure sur le versant mosan. On voit ainsi que les bancs stratigraphiquement les plus inférieurs du flanc N de ce synclinal, qui appartiennent au complexe à schistes rouges, sont depuis Ombret à quelques mètres du Calédonien de la bande de S-M. A Ombret même, sur le crêton qui marque l'intersection du versant mosan avec le versant occidental de la vallée du Fond d'Oxhe, on voit, sous le complexe à schistes rouges, un banc d'arkose en contact direct avec des schistes calédoniens : le Poudingue d'Ombret fait totalement défaut,

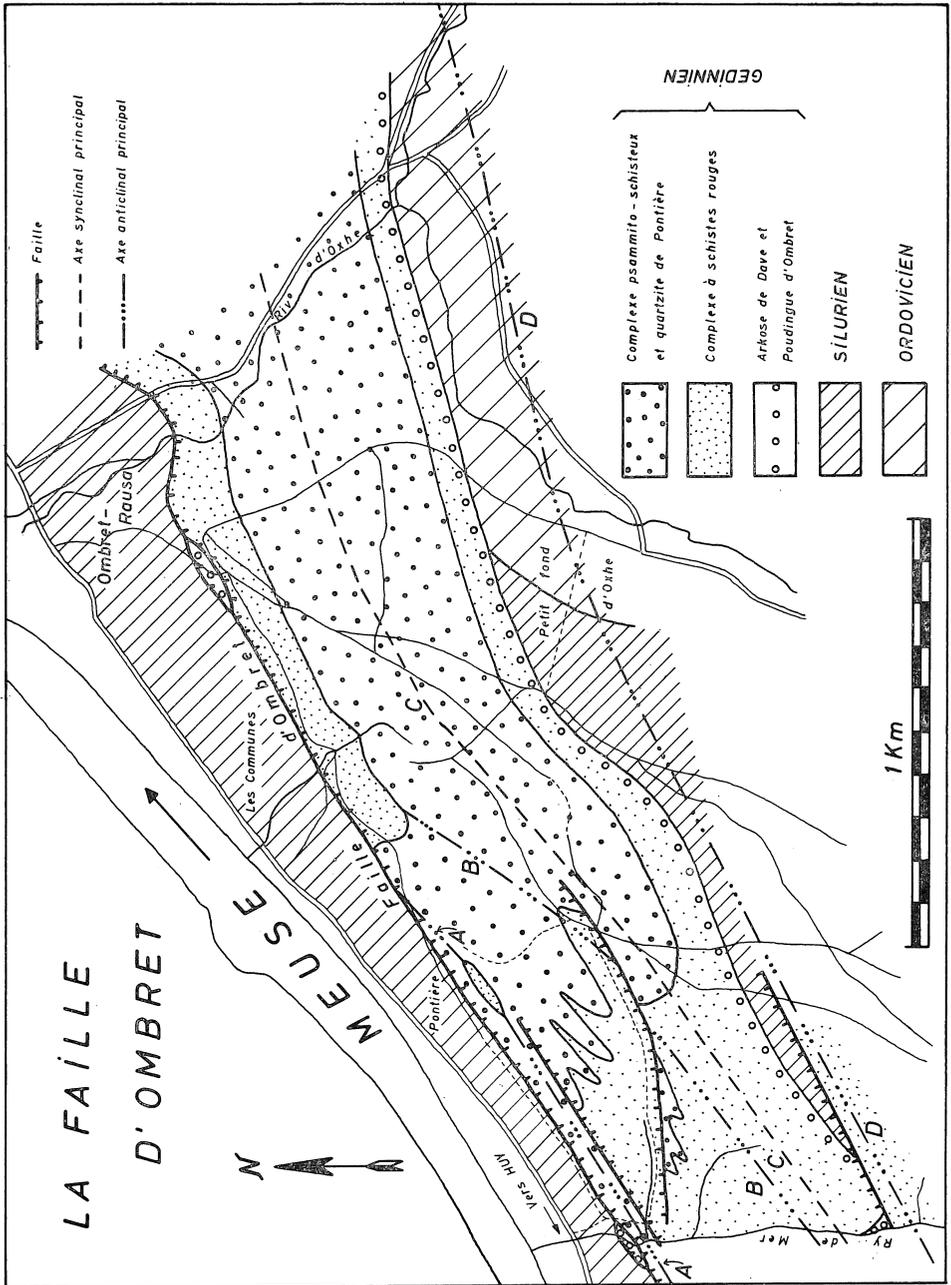


Fig. 2. — La faille d'Ombret. Structure du Gedinnien.

- A. Anticlinal de Pontière.
- B. Anticlinal des Communes.
- C. Synclinal d'Ombret.
- D. Anticlinal du Petit Fond d'Oxhe (abstraction faite des failles antithétiques, à inclinaison N, qui l'affectent).

alors que 100 mètres à l'ouest, il forme cette masse monolithique, épaisse de 10 mètres, qui a servi de type à l'horizon.

Ainsi donc à Ombret et jusqu'à mi-chemin vers le Ry de Mer, la bande de S-M est directement limitée au S par le synclinal d'Ombret, prolongement direct de l'ondulation synclinale méridionale du Ry de Mer ; il y manque, entre ces deux unités, le train de plis serrés affleurant dans la partie septentrionale du Ry de Mer y compris le dressant gedinnien qui le termine au nord sur le versant mosan.

Nous allons maintenant suivre ce dernier ensemble vers l'ENE, en direction d'Ombret.

Le versant mosan montre très bien le dressant gedinnien, parfois affecté d'un petit pli secondaire en forme de chaise. A Pontière même il est formé par l'horizon de quartzite de Pontière qu'on a exploité dans une petite carrière au pied du versant, à proximité du contact avec le Calédonien ; il y décrit un petit pli en chaise. Sur le bord du plateau, ce dressant est surmonté par un anticlinal qui ramène cet horizon sur le plateau avec une inclinaison 40° S, où il a été exploité dans de petites excavations. Le centre de cet anticlinal déversé vers le nord est formé par le complexe à schistes rouges bien dégagé par suite d'une dépression accusée dans le versant mosan. Au pied du dressant gedinnien, la place manque pour faire passer le complexe à schistes rouges, d'ailleurs absent, et les bancs inférieurs du Gedinnien. Une faille existe donc ici aussi entre le dressant Gedinnien et le Calédonien.

Le dressant gedinnien se prolonge vers l'E jusqu'à proximité d'un petit sentier descendant du plateau des Communes, où il disparaît par suite de la légère obliquité du versant mosan sur sa direction. Celui-ci recoupe alors la zone immédiatement plus méridionale, constituée de psammoschistes gedinniens fortement plissottés, à ennoyage E, appartenant à l'ensemble structural formé de plis aigus, typique de la partie septentrionale du Ry de Mer. Ces plis plongent sur la bande calédonienne dont la limite reste rectiligne : une faille la sépare donc du Gedinnien, bien évidente par suite de l'absence du Poudingue d'Ombret et du complexe à schistes rouges. On arrive ainsi à la partie du versant mosan, proche d'Ombret, où le synclinal d'Ombret est en contact direct avec le Calédonien.

En conclusion, entre le Ry de Mer et Ombret, le contact entre le Gedinnien et la bande de S-M est dû à une faille, ce que démontrent et l'allure géométrique du Gedinnien et l'absence des formations de base si caractéristiques de cette assise. Cette faille à tracé rectiligne sur le versant mosan recoupe avec une faible obliquité la direction des plis longitudinaux du Gedinnien, de sorte que la bande de S-M qui, à Ombret, est directement en contact avec le synclinal d'Ombret est séparée de ce dernier, au Ry de Mer, par un train de plis qui amorce vers le N une allure synclinale. *Cette faille, que nous dénommons Faille d'Ombret, est donc du type cisailant.* Elle est jalonnée par des blocs provenant du Poudingue d'Ombret, comme ceux qui affleurent sur les deux versants du Ry de Mer avec des dispositions géométriques anarchiques. Tel aussi à Ombret l'affleurement classique de ce poudingue, épais de 10 mètres, qui a fourni le type de cet horizon. Son allure lenticulaire, puisque sa longueur ne dépasse pas 40 mètres, ne peut plus être interprétée ni comme d'origine sédimentaire, ni comme le résultat d'une étreinte tectonique locale, mais comme un lambeau pincé dans la faille qui a refoulé le Gedinnien sur la bande de S-M.

#### LE SILURIEN DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE LA BANDE DE S-M A OMBRET

La cartographie de la bande de S-M dans la région de Huy a pu être établie aisément grâce à la découverte de nombreux gîtes fossilifères à macrofaune, qui ont

permis de dresser la lithostratigraphie des formations ordovico-siluriennes de la région [9, 10]. C'est sur cette base qu'à l'E de La Neuville-sous-Huy, à Ombret en particulier, nous avons attribué au Silurien les schistes méridionaux de la bande de S-M du Ry de Mer et d'Ombret. Cette présomption demandait toutefois à être confirmée pour pouvoir conclure quant à la signification de la faille d'Ombret. Pour donner à cette conclusion toute sa valeur, des échantillons de schiste ont été prélevés à Ombret à quelques mètres sous l'affleurement classique du poudingue. Selon Fr. Martin, les microorganismes permettent d'attribuer ces schistes soit au Tarannonien supérieur soit au Wenlockien inférieur [6].

Cette détermination nous permet maintenant de situer dans l'échelle lithostratigraphique que nous avons donnée pour la région de Huy, la position de ces schistes, et, par extension, celle de l'ensemble des schistes qui, depuis Ombret jusqu'au Ry de Mer forment la partie tout à fait méridionale de la bande de S-M. On sait en effet que le Tarannonien de La Neuville est caractérisé par des pélischistes foncés auxquels se mêlent quelques intercalations de schiste rouge, d'arkose, de cinérites et de cératophyres. L'absence de ces roches dans les schistes gothlandiens du Ry de Mer et d'Ombret permet de conclure que ceux-ci ne peuvent se trouver qu'au-dessus des roches tarannoniennes du Parc de La Neuville, et par conséquent dans la partie tout à fait supérieure du Tarannonien, et plus probablement même dans le Wenlockien inférieur.

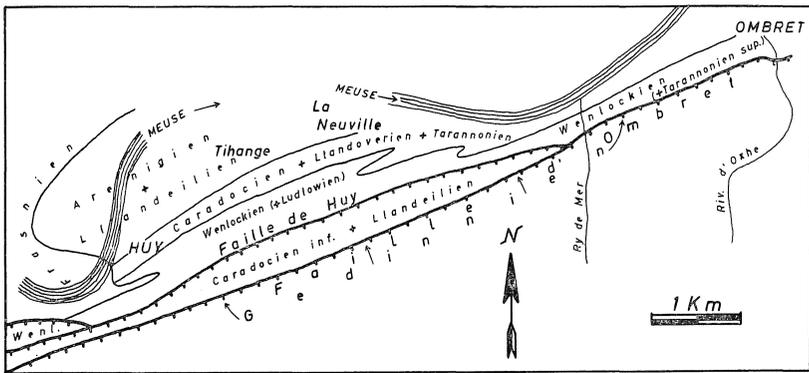


Fig. 3. — Esquisse géologique de la bande calédonienne de S-M (remaniée par la déformation varisque) entre Huy et Ombret.

On peut ainsi intégrer le Gothlandien d'Ombret dans le cadre de la structure tectonique de la bande de S-M de la région de Huy (fig. 3). Cette structure est en effet dominée par une disposition synclinoriale d'orientation ENE, avec surélévation légère dans cette direction ; sa partie centrale est formée à La Neuville par le Wenlockien inférieur bien daté (zone à *Cyrtograptus Murchisoni*). Vers l'E, elle se continuerait donc par les schistes wenlockiens du Ry de Mer et du versant mosan d'Ombret, c'est-à-dire jusque sous la faille d'Ombret. Or tout l'ensemble septentrional de ce synclinorium (du Llandelien supérieur au Wenlockien) est discordant, à la citadelle de Huy, sous les calcaires du synclinal frasnien de Huy [9]. Puisque ce dernier fait partie du bassin de Namur, il en est donc de même du socle calédonien sous-jacent, et par conséquent de la bordure méridionale de la bande calédonienne à Ombret. *La Faille d'Ombret est donc la faille eifélienne.*

## LE PROLONGEMENT OCCIDENTAL DE LA FAILLE D'OMBRET

Ceci étant établi, il importe de rechercher maintenant quel peut être le prolongement vers l'ouest de la faille d'Ombret (fig. 3).

On sait qu'entre Huy et La Neuville, il s'intercale entre les formations gothlandiennes et le Gedinnien, un massif ordovicien qui forme donc ici la partie méridionale de la bande de S-M ; il est refoulé vers le nord, sur le Gothlandien, par l'intermédiaire de la Faille de Huy [9]. En 1934 je considérais cette dernière comme étant la faille eifélienne elle-même, car on ne connaissait pas à l'époque, au S de la faille de Huy, de faille importante qui eût pu en jouer le rôle. L'Ordovicien formant à Huy la partie méridionale de la bande de S-M pouvait donc être considéré comme le sou-bassement sédimentaire du Gedinnien.

Nous connaissons toutefois l'existence de fractures à refoulement S-N le long du contact Gedinnien-bande de S-M. Une de ces failles est bien visible à la gare de Huy-Sud : elle cisaille par le pied les bancs arkosiques avec intercalations de schiste rouge du Gedinnien, qui viennent buter vers le bas sur les schistes ordoviciens. Cette faille explique l'absence du Poudingue d'Ombret, mais rien ne permet d'apprécier ici l'ordre de grandeur de son rejet. Il en est de même plus à l'E, dans la montée des Chapelles vers la Sarte, où l'Ordovicien est directement en contact avec l'arkose gedinnienne très réduite ici aussi. De telles failles pouvaient s'interpréter aisément comme une simple disjonction entre masses à comportements mécaniques différents à l'intérieur d'un même massif tectonique.

Mais en 1944, mes recherches sur la structure tectonique de la bande de S-M entre Fosse et la Meuse [11] ont établi la liaison entre la partie occidentale de la bande de S-M et la région de Huy : le massif ordovicien formant à Huy la partie méridionale de la bande de S-M, vient s'accoler directement dans la région de Sart-St Laurent au Dévonien moyen du bassin de Namur, et plus précisément à celui du massif d'Ormont. Il appartient donc au socle calédonien sur lequel reposent les formations du bassin de Namur. Il faut donc placer à Huy, et plus généralement depuis Wépion sur Meuse jusque La Neuville-sous-Huy, une faille refoulant le Gedinnien sur l'Ordovicien qui lui est sous-jacent : cette faille n'est autre que la faille eifélienne. La Faille de Huy n'est donc qu'une faille interne dans le Calédonien associé aux formations du bassin de Namur. Elle ne peut donc être parallélisée avec la faille d'Ombret sous laquelle elle disparaît vers l'E, en même temps que le massif ordovicien qu'elle borde au nord.

La faille d'Ombret est donc dans la partie orientale de la bande de S-M l'homologue de la faille de Maulenne dans la région de Malonne [3, 4]. Mais ici, elle met en contact les formations du bassin de Dinant avec l'unité calédonienne la plus septentrionale de la bande de S-M. Ainsi se confirme cette caractéristique déjà reconnue dans la région de Fosses, à savoir la transgressivité de plus en plus marquée de la faille eifélienne sur les unités structurales de la bande calédonienne de S-M, au fur et à mesure que l'on va de l'ouest vers l'est.

*Laboratoire de Géologie, Pétrologie  
et Géochimie de l'Université de Liège.*

## BIBLIOGRAPHIE SUCCINCTE

- [1] ASSELBERGHS, E., 1932. — Le Dévonien inférieur de la bande de Huy à Coutisse et Neuville-en-Condroz. *Mémoires de l'Inst. géol. de Louvain*, t. VII, fasc. 1, 37 p.
- [2] ASSELBERGHS, E., 1946. — L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mémoires de l'Inst. géol. de Louvain*, t. XIV, 598 p.

- [<sup>3</sup>] BELLÈRE, M., 1920. — Sur la structure de la région comprise entre Maulenne et Le Fort. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. XLIII, pp. 155-158.
- [<sup>4</sup>] FOURMARIER, P., 1908. — La structure du bord nord du bassin de Dinant entre Wépion-sur-Meuse et Fosse. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. XXXV, pp. m 47-72.
- [<sup>5</sup>] MARTIN, Fr., 1966. — Les Acritarches du Parc de La Neuville-sous-Huy (Silurien belge). *Soc. belge de Géologie*, t. LXXV, pp. 306-336.
- [<sup>6</sup>] MARTIN, Fr., 1969. — Sur l'âge des schistes de la bande calédonienne de Sambre-Meuse à Ombret. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. XCII, pp. 241-242.
- [<sup>7</sup>] MICHOT, P., 1928. — La bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Bouffoulx et Fosse. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LI, *Mémoires*, pp. m 37-105.
- [<sup>8</sup>] MICHOT, P., 1932. — La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Dave et la rivière du Samson. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LV, pp. b 129-144.
- [<sup>9</sup>] MICHOT, P., 1932. — La tectonique de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Huy et Ombret. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LV, *Mémoires*, pp. m 73-94.
- [<sup>10</sup>] MICHOT, P., 1934. — La stratigraphie du Silurien de la bande de Sambre-et-Meuse. *Acad. roy. des Sc. de Belg., Classe des Sc.*, collection in-8°, 2<sup>e</sup> série, t. XIII, 108 p.
- [<sup>11</sup>] MICHOT, P., 1944. — La bande silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosse et la Meuse. *Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LXVIII, pp. b 75-112.