

LE FLYSCH CARADOCIEN D'OMBRET (*)

par F. MARTIN (**), PAUL MICHOT (***)
et M. VANGUESTAINE (****)

(4 microphotos, 6 figures, 1 planche, 1 tableau dans le texte)

RÉSUMÉ

La colline 118 à Ombret est formée de sédiments calédoniens dont l'âge, basé sur la lithostratigraphie de la bande calédonienne de Sambre-Meuse dont elle fait partie, reste ambigu. L'application des méthodes micropaléontologiques, en l'occurrence l'étude d'associations comprenant de nombreux acritarches et chitinozoaires, a permis de ranger en bloc dans l'Ordovicien supérieur le complexe lithologique constituant la colline. Des considérations sédimentologiques et pétrotectoniques permettent toutefois de conclure à la superposition stratigraphique d'une assise quartzite-schisteuse sur une assise schisteuse, et de ranger dès lors la première dans le Caradocien inférieur. La structure sédimentaire rythmique, de type turbiditique, de cette assise exclut son appartenance à la bande calédonienne de Sambre-Meuse : tectoniquement la colline 118 est un lambeau de recouvrement varisque dépendant du bord nord du synclinorium de Dinant, charrié vers le nord à l'intervention de la faille d'Ombret. Ses assises se sont déposées dans un sillon méridional dont la subsidence accélérée est contemporaine de la phase orogénique intra-caradocienne de la bande de Sambre-Meuse; c'est un flysch au sens géotectonique du terme. Son développement confirme l'âge caradocien du plissement calédonien majeur qui a affecté l'Ardenne méridionale.

ABSTRACT

The hill 118 at Ombret is formed of Caledonian sediments whose age is doubtful if determined on the basis of the lithostratigraphy of the Sambre-Meuse Caledonian belt of which it forms a part. The application of micropalaeontological methods, in this instance the study of associations of numerous acritarchs and chitinozoans, reveals that all the lithological complex forming the hill can be placed in the Upper Ordovician.

Reasoning on sedimentological and petrotectonic grounds, it can be deduced that a quartzite-shale groupe rests on a shale group and that the former can therefore be considered as Lower Caradocian. Because of the presence of rhythmic, turbidite-type sedimentary structures, this sequence cannot be a part of the Sambre-Meuse Caledonian belt.

Tectonically, hill 118 is a Variscan thrust slice forming part of the northern flank of the Dinant synclinorium, carried north-wards by the Ombret Fault. The rocks were deposited in a southern trough whose rapid subsidence was contemporaneous with the

(*) Communication présentée à la séance du 3 mars 1970. Manuscrit déposé le 17 mars 1970.

(**) Chargé de Recherches du F.N.R.S., Institut Royal des Sciences naturelles, Rue Vautier 31, B 1040 Bruxelles..

(***) Professeur, Institut de Géologie, Pétrologie et Géochimie à l'Université de Liège, Place du Vingt-Août 7, B 4000 Liège.

(****) Aspirant du F.N.R.S., Université de Liège, Laboratoire de Paléontologie végétale, Place du Vingt-Août 7, B 4000 Liège.

Les déterminations paléontologiques ont été faites par F. Martin et M. Vanguestaine. — P. Michot a traité la partie géologique.

intra-Caradocian orogenic phase of the Sambre-Meuse belt; it is a flysch in the geotectonic sense of the term. Its development confirms the Caradocian age of the main Caledonian folding which has affected the southern Ardennes.

I. INTRODUCTION

Immédiatement en aval du village d'Ombret, la vallée mosane, creusée ici dans la bande calédonienne de Sambre-Meuse (S-M), enserme en son milieu la colline d'altitude 118, bien repérable dans la topographie par le replat qui la couronne et que souligne un cailloutis de terrasse (terrasse de 120 mètres, dite de Cointe). Cette colline est contournée à l'ouest et au nord par la Meuse et sa plaine alluviale actuelle; au sud elle est séparée du Silurien par une dépression occupée par la terrasse d'altitude 85 mètres au niveau de laquelle débouche la plaine alluviale de la rivière du Fond d'Ohe(*) à sa sortie des formations gedinniennes; à l'est, elle est limitée par l'abrupt que façonne cette rivière avant sa confluence avec le fleuve.

La colline 118 est constituée par une assise quartzito-schisteuse bien visible dans la falaise escarpée qui surplombe la Meuse à l'ouest, et par une assise schisteuse qui lui fait suite au sud et qu'entaille le chemin montant du fleuve vers la route Huy-Liège. Il est bien évident que, par les caractères lithologiques qu'elles ont en commun, ces assises sont stratigraphiquement apparentées. De plus, bien qu'aucun macrofossile n'y ait été recueilli, on ne peut douter de leur appartenance à la série calédonienne dont elles possèdent l'aspect lithologique général. Leur âge silurien est exclu; mais leur attribution à une assise de l'Ordovicien de la bande de S-M n'est pas sans présenter de sérieuses objections.

Les travaux récents de rectification du cours du fleuve, en rajeunissant les affleurements de la falaise occidentale de la colline 118, ont apporté sur l'ensemble lithologique qui la constitue, sur sa nature sédimentologique en particulier, de nouvelles données qui n'ont fait que rendre plus discutable encore son assimilation à une assise lithostratigraphique de la bande de S-M.

II. HISTORIQUE ET PROBLÉMATIQUE

Malaise (1908), qui a cartographié géologiquement la bande de S-M, a rangé les roches de la colline 118 dans son assise SIIa, considérée par lui comme l'équivalent de l'Arenig-Llandeilo puisqu'elle comprend entr'autres les schistes à *Didymograptus Murchisoni* identifiés dans la région même, au tunnel de Huy-Statte.

Les études de P. MICHOT sur la stratigraphie de la bande calédonienne de S-M, en particulier dans la région de Huy-Ombret, l'ont conduit à une conclusion très proche (P. MICHOT, 1954). Celle-ci a trait au complexe quartzito-schisteux formant la falaise occidentale de la colline 118. Elle part de ce que, dans la bande calédonienne de S-M, il n'existe qu'un seul ensemble à bancs de quartzite bien individualisé: il se situe stratigraphiquement entre la zone à *Climacograptus peltifer* du sommet du Llandeilien (bien connu à Vitruval-Bruyère, partie occidentale de la bande de S-M) et soit le Caradocien à faune conchyliologique de la zone à *Ploesysomis porcata* et *Nicolella actoniae*,

(*) Nouvelle orthographe de l'ancien mot Oxhe, admise dans la nouvelle édition de la carte topographique de la Belgique.

soit, comme dans la région namuroise, la discordance stratigraphique située immédiatement sous cette zone. L'âge caradocien inférieur, que l'on peut dès lors attribuer à cet ensemble, s'appliquerait également à l'assise quartzito-schisteuse de la colline 118. Cette conclusion concorde d'autre part avec l'attribution au Caradocien de la faune conchyliologique recueillie au Petit Fond d'Ohe dans un complexe lithologique schisteux à intercalations de psammites et dont E. Maillieux (1930) faisait sa zone à *Cryptolithus gibbifrons*, paléontologiquement inférieure à la zone à *Ploesyomis porcata* et *Nicolella actoniae*; cette dernière relation stratigraphique cadrerait avec l'opinion de Malaise qui rangeait toutefois cette faune dans le Llandeilien. C'est ce qu'exprimait P. Michot (1954, p. 53 du Prodrôme d'une description géologique de la Belgique). « L'ensemble lithologique contenant la faune du Fond d'Oxhe constitue, grâce à des intercalations psammitiques, un horizon très apparent dans la bande de Sambre-Meuse, » et que l'on suit aisément : on l'observe à Ombret... et Vitriaval. Sauf à Ombret, » où il est isolé de tous côtés, ce niveau, dans la bande de Sambre-Meuse, est » partout surmonté stratigraphiquement par les calcaires, calcschistes ou schistes » calcaireux à *Ploesyomis porcata*. »

Il faut toutefois reconnaître que, dans la falaise de la colline 118, la participation quartzitique est nettement plus abondante que partout ailleurs dans la bande de S-M, tant par l'épaisseur de l'assise arénacée que par l'abondance des bancs quartzitiques, leur épaisseur et jusque dans la qualité du matériau quartzitique qui est plus compact. Ce contraste est flagrant quand on compare le complexe de la falaise avec le même ensemble affleurant sous la citadelle de Huy.

A cette différence d'ordre sédimentaire s'en ajoute une autre plus importante, qui sera développée plus loin et qui a trait à la structure sédimentologique de l'assise quartzito-schisteuse : dans la colline 118, celle-ci est de type flyschöide, tandis qu'à Huy, elle est constituée par une simple alternance de bancs arénacés et de bancs pélitiques sans liaison sédimentologique particulière.

Pour expliquer ces différences, on pourrait admettre une variation latérale de facies se jouant entre la région Huy-Tihange et Ombret. A la vérité, une telle variation n'est guère acceptable car elle devrait se passer sur une très courte distance; elle l'est d'autant moins que d'une part celle-ci est comptée parallèlement ou à peu près aux lignes isopiques générales de la sédimentation calédonienne, et que d'autre part le facies quartzito-schisteux du Caradocien inférieur reste remarquablement constant depuis l'extrémité occidentale de la bande calédonienne jusqu'à Huy-Tihange, c'est-à-dire sur une distance de plus de 60 Km.

Un autre fait différencie l'assise quartzito-schisteuse de la colline 118 de l'assise quartzito-schisteuse de la région de Huy-Tihange : dans la première les matériaux pélitiques montrent une schistosité transversale bien développée qui, dans la seconde, fait défaut. Répétons qu'une telle différence n'exclut pas irrémédiablement l'attribution des couches de la colline 118 à une assise de la bande de S-M, en l'occurrence au Caradocien inférieur, car la production de la schistosité dans le Calédonien de la bande de S-M repris par l'orogénèse varisque n'est pas un problème simple. Il a été démontré (P. MICHOT, 1969) que le Calédonien de la région Huy-Tihange appartient, jusqu'à sa bordure gedinnienne, au flanc méridional du synclinal de Namur (*). Or dans ce flanc, les assises pélitiques du Dévonien moyen, voire même du Frasnien et du Famennien inférieur (Huy), sont affectées par une schistosité transversale (de fracture) qui est donc varisque; cette dernière pourrait donc s'étendre en principe aux matériaux pélitiques du socle calédonien sous-jacent. C'est le cas pour l'Ordovicien et le Silurien de l'anticlinal de Puagne qui appar-

tiennent au socle calédonien du bord nord du synclinorium de Dinant. L'absence d'une schistosité varisque dans le socle calédonien du bord sud du synclinal de Namur doit être recherchée dans le fait que son matériau pélitique n'est plus orogénétiquement neuf, et que dès lors la schistosité ne se déclencherà, au cours d'une nouvelle orogénèse, que sous une charge lithostatique plus grande que celle ordinairement requise pour un matériau neuf. Il n'y a donc pas nécessairement contradiction à ce que des matériaux pélitiques de même âge soient, ici affectés par la schistosité, et là pas. Toutefois, dans le cas présent, on accepte difficilement, en raison de la faible distance qui sépare la colline 118 et la région Huy-Tihange, l'existence d'une schistosité dans le Caradocien de la première et son absence dans le Caradocien de la seconde.

Ces contradictions conduisent à cette alternative : si l'assise quartzito-schisteuse de la colline 118 est stratigraphiquement l'équivalent du Caradocien inférieur à à facies quartzito-schisteux de la bande de S-M, il faut admettre qu'elle relève d'un domaine sédimentaire et d'une zone tectonique différents et par conséquent originellement distants de la bande de S-M; si par contre ces deux régions sont restées dans leurs rapports géographiques originels et relèvent donc du même segment tectonique qui est celui de la bande de S-M, l'assise quartzito-schisteuse de la colline 118 ne peut être caradocienne, ni même llandeilienne ou arénigienne, mais occupe, en raison de sa schistosité varisque, une position géométriquement plus profonde; elle serait par conséquent stratigraphiquement inférieure à l'Arénigien.

Cette dernière solution revêt en effet un réel attrait depuis la découverte du Trémadocien dans la bande de S-M (GRAULICH, 1961). L'existence du Trémadocien, voire même du Revinien, en affleurement à Ombret, serait la conséquence attendue de la surélévation vers l'est des axes varisques à partir de Huy, concomitamment avec le fait que le noyau calédonien de l'anticlinal varisque de Huy-Statte est ici déjà constitué par le Llanvirn. On se satisferait d'autant mieux de l'attribution du complexe quartzito-schisteux de la colline 118 au Trémadocien ou au Revinien que les structures sédimentologiques de ces assises dans le massif calédonien de Stavelot sont aussi du type flyschöide. Il existe donc un ensemble d'arguments sérieux qui militent en faveur d'un âge pré-arénigien pour la série quartzito-schisteuse de la colline 118. Ce dilemme ne pouvait plus être résolu que par la méthode micropaléontologique.

GRAULICH, J. M., 1961. — Le sondage de Wépion. *Serv. Géol. de Belg.*, Mém. expl. Carte Géol. et Min. de Belgique, n° 2.

MAILLIEUX, E., 1930. — Nouvelles observations sur le Silurien de la Belgique. *Congrès National des Sciences*, Bruxelles 1930, pp. 590-592, 1930.

MALAISE, 1908. — Planchette de Huy-Nandrin. Carte géologique de la Belgique dressée par ordre du Gouvernement.

MICHOT, P., 1954. — Le Silurien, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, pp. 41-82.

MICHOT, P., 1969. — La faille d'Ombret. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 92, pp. 243-254.

(*) Le terme de synclinorium, dans l'expression Synclinorium de Namur est mal appliqué. La notion de synclinorium (comme celle d'anticlinorium), s'applique à un ensemble de plis dont l'enveloppe rapportée à une surface stratigraphique déterminée dessine une allure synclinale (ou anticlinale). Or il n'y a pas dans le synclinorium de Namur d'allure-enveloppe correspondant à la partie nord; celle-ci est en effet constituée de plateaux inclinant régulièrement vers le sud, et qui figurent une couverture épicalédonienne basculée vers le sud. La partie frontale de la chaîne varisque se trouve dans le Houiller qui forme la partie centrale de ce que l'on peut appeler le synclinal de Namur. En fait, la chaîne varisque débute par l'anticlinorium du Condroz.

III. LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA COLLINE 118 D'OMBRET ET SA LITHOSTRATIGRAPHIE

La coupe géologique de la colline 118 emprunte successivement ses éléments du N au S à la falaise occidentale de la colline et au chemin creux qui, plus au S, monte de la rive du fleuve vers la route de Huy à Liège (fig. 1).

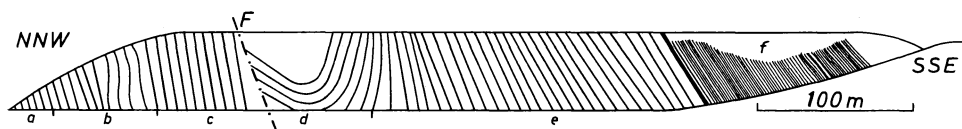


Fig. 1. — Coupe de la colline 118 d'Ombret. Du haut vers le bas : assise quartzito-schisteuse a-b-c-d-e et assise schisteuse f. F = Faille.

La falaise longeant le chemin de halage montre, sur une distance de 200 mètres, une série quartzito-schisteuse, en bancs redressés associés suivant une rythmicité sédimentologique de type granodécroissant, consistant dans la succession psammo-quartzite fin — micropsammite — pélite (séquence positive de A. Lombard). On peut y distinguer les ensembles suivants, toutefois peu différents les uns des autres :

a) le plus septentrional, qui affleure sur une longueur de 20 mètres (épaisseur en stampe normale : 14 mètres), est caractérisé par des bancs peu épais de quartzite compact, par des bancs de psammoschiste finement et régulièrement straticulé, et par des bancs pélitiques à schistosité transversale ;

b) il leur fait suite au sud, sans interruption, un ensemble aréno-pélitique, ne différant de l'ensemble précédent que par son caractère plus arénacé qui se traduit d'une part par une plus grande fréquence des bancs de quartzite et par leur épaisseur plus forte qui atteint parfois 40 cm, et d'autre part par la réduction d'épaisseur de la phase pélitique terminant les rythmes, d'ailleurs parfois absente ; il affleure sur une distance de 50 mètres (épaisseur : 35 mètres) ;

c) vient ensuite sur une longueur de 50 mètres (épaisseur : 35 mètres) un ensemble aréno-pélitique, à structure rythmique du même type que les précédents, mais avec phase pélitique bien exprimée, quoique peu épaisse.

Cette série continue est orientée WSW-ENE ; les bancs sont fortement redressés (verticaux ou à forte inclinaison nord ou sud). Le sens de la granodécroissance, les microdiscordances dans la structure interne des rythmes, comme aussi la relation existant entre la stratification et la texture schisteuse qui est de type axial (voir plus loin) indiquent l'ordre stratigraphique descendant a-b-c ; en d'autres termes la série a-b-c appartient au flanc sud d'un synclinal ;

d) après une courte interruption des affleurements rocheux due à la présence d'éboulis sur la hauteur de la coupe, réapparaît, là où le chemin de halage s'élargit, un ensemble quartzito-schisteux à structure rythmique identique à celle des précédents. Il décrit une allure synclinale dont le flanc nord, long de 40 mètres, en position normale (vu le sens de la granodécroissance) et à inclinaison 25° SE, se raccorde au flanc sud redressé par un congé bien arrondi quoique court. La schistosité, très bien exprimée dans les bancs pélitiques où elle incline de 50 à 55° S, montre à la faveur de l'existence du pli, son caractère axial ;

e) au sud du flanc redressé du synclinal, viennent, avec une certaine discontinuité, des affleurements de la même série quartzito-schisteuse ; les bancs qui inclinent vers le SSE de 50 à 60° montrent une schistosité transversale inclinée dans le même

sens et plus faiblement que la stratification, ce qui indique leur appartenance à un flanc sud de synclinal; ils sont donc renversés vers le nord, allure tectonique qui prolonge donc celle des bancs d. — Ce complexe affleure jusqu'à proximité du chemin montant de la rive de la Meuse vers la route Huy-Liège;

f) à cette série quartzito-schisteuse, fait suite, dans la partie amont de ce chemin fortement encaissée, un ensemble essentiellement schisteux, visible sur une épaisseur de 50 à 60 mètres; il ne renferme que de très rares bancs de psammo-quartzite de quelques cm d'épaisseur seulement, à inclinaison 30 à 40° SSE. La texture schisteuse du matériau pélitique incline dans le même sens que la stratification et avec un angle plus faible que cette dernière : cette relation indique que l'assise schisteuse appartient également à un flanc méridional de synclinal renversé vers le nord et que, surmontant géométriquement l'assise quartzito-schisteuse, elle continue cette allure tectonique vers le sud.

Le profil géologique de la colline 118 peut donc se résumer comme suit du nord vers le sud : après la série quartzito-schisteuse de type rythmique a-b-c fortement redressée, appartenant au flanc sud d'un synclinal, vient une faille très redressée (à en juger par l'allure de la zone d'éboulis) qui est à l'emplacement du plan axial d'un anticlinal; celui-ci est rapidement suivi par un synclinal affectant une série sédimentaire d'identique à la précédente, à plan axial déversé vers le NNW et à flanc méridional fortement redressé et se renversant ensuite vers le nord (e). Si l'on admet que la faille est liée au resserrement qui a plissé les couches, son jeu n'a pu que faire apparaître à sa lèvre méridionale des couches stratigraphiquement inférieures à l'ensemble a-b-c du flanc nord de l'anticlinal faillé. Le complexe a-b-c-d-e de la falaise représente donc une succession dans l'ordre stratigraphique descendant, sous laquelle vient se placer l'assise schisteuse.

La stratigraphie se résume donc comme suit, du haut vers le bas :

a) assise quartzito-schisteuse, à structure sédimentologique rythmique dans sa partie supérieure; épaisseur 300 mètres environ.

b) assise schisteuse, formée de schistes noirâtres avec rares intercalations psammitiques, toujours très minces; épaisseur visible : 50 mètres minimum.

Il n'est toutefois pas exclu, étant donné les quelques lacunes d'observation que présente la coupe, que le flanc méridional du synclinal soit affecté par une ou plusieurs petites failles; leur action aurait pour effet de diminuer quelque peu l'épaisseur supputée.

Du point de vue tectonique, les formations de la colline 118 appartiennent au flanc méridional d'un synclinal majeur déversé vers le NNW, affecté d'un petit « pli en chaise » faillé, obéissant au même déversement.

IV. ÉTUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE

L'analyse micropaléontologique a porté sur vingt et un échantillons de schiste micacé plus ou moins psammitique. Les points de prélèvement sont localisés sur la carte-fig. 2 et se distribuent comme suit :

- au nord de l'axe synclinal : Omb-1 : 139 m; Omb-2 : 131 m; Omb-3 : 111,25 m; Omb-4 : 91 m; Omb-67 : 89 m; Omb-5 : 85,5 m; Omb-6 : 75 m; Omb-7 : 68 m; Omb-8 : 56 m; Omb-9 : 50,50 m.
- dans le centre du synclinal : Omb-10.
- au sud de l'axe synclinal : Omb-11 : 6 m; Omb-13 : 22 m; Omb-14 : 31 m; Omb-15 : 47,5 m.

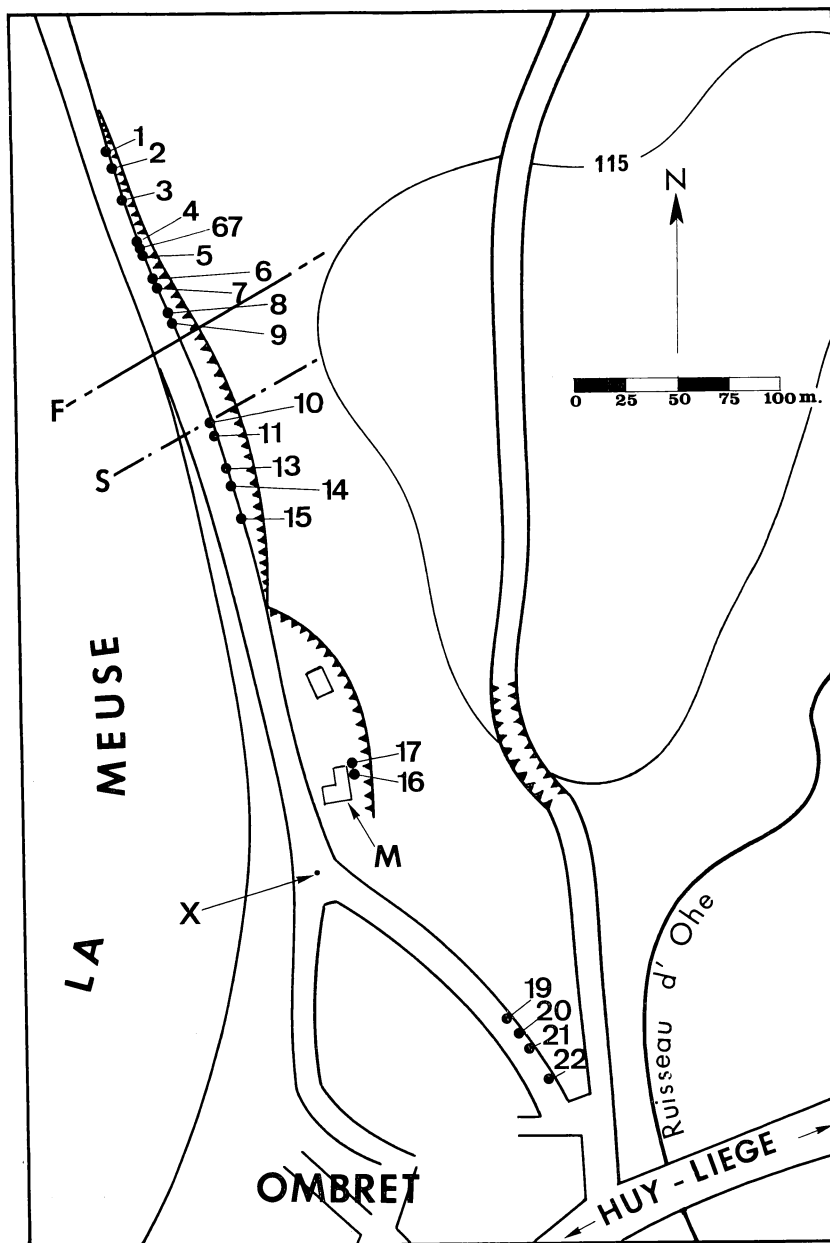


Fig. 2. — Localisation des échantillons.
 F = Anticlinal faillé.
 S = Axe synclinal.

- par rapport au coin nord de la maison notée M sur la carte : Omb-17 : 3 m au nord; Omb-16 : 0,30 m au nord.
- par rapport au croisement noté X sur la carte : Omb-19 : 115 m; Omb-20 : 124 m; Omb-21 : 133 m; Omb-22 : 148,5 m.

Des Acritarches et des Chitinozoaires sont présents dans tous les échantillons, mais en abondance très variable. Ils sont généralement carbonisés et fragmentaires. L'étude d'un grand nombre d'échantillons a toutefois fourni un spectre suffisamment complet de l'assemblage initial.

Les analyses systématiques concernent les points suivants :

- pour les Acritarches : Omb-2, -3, -4, -67, -5, -6, -8, -10, -11, -16, -19, -20, -21 et -22;
- pour les Chitinozoaires : Omb-8, -67 et -19.

LISTE ET LOCALISATION DES MICROFOSSILES :

ACRITARCHES :

- Baltisphaeridium bifurcatum* (STAPLIN, JANSONIUS et POCOCK, 1965) : Omb-67.
B. aff. breviciliatum (STAPLIN), 1931 : Omb-3, -5, -19, -20, -21.
B. cf. corallinum EISENACK, 1959 : Omb-10, -20.
B. denticulatum STOCKMANS et WILLIÈRE, 1963 : Omb-16.
B. cf. echinodermum STOCKMANS et WILLIÈRE, 1963 : Omb-20.
B. lucidum (DEUNFF), 1959 : Omb-2, -4, -67, -6, -8, -16, -19, -21.
B. nanum (DEFLANDRE), 1942 : Omb-2, -10.
B. aff. pachyacanthum (EISENACK), 1959 : Omb-2, -4, -67, -8, -19, -21, -22.
B. striatulum VAVRDOVA, 1966 : Omb-1, -2, -4, -67, -5, -8, -11, -19, -20, -21, -22.
B. uncinatum (DOWNIE), 1958 : Omb-2, -4, -67, -6, -8, -10, -11, -14, -16 (cf.), -19, -20, -21.
Micrhystridium parinconspicuum (DEFLANDRE), 1942 : Omb-20.
M. cf. raspa (CRAMER), 1964 : Omb-11, -20.
M. aff. robustum DOWNIE, 1958 : Omb-20.
Peteinosphaeridium species I : Omb-67, -6, -10, -19, -22.
Veryhachium downiei STOCKMANS et WILLIÈRE, 1962 : Omb-2, -3, -4, -67, -8, -10, -11, -14, -19, -21.
V. fakirum MARTIN, 1969 : Omb-2, -19 (cf.), -20.
V. lairdi (DEFLANDRE), 1946 : Omb-2, -4, -67, -6, -8, -14, -16, -19, -20, -22.
V. minutum DOWNIE, 1958 : Omb-3, -11, -19, -20, -21.
V. piliferum MARTIN, 1965 : Omb-4, -67, -19.
V. rosendae CRAMER, 1964 : Omb-67, -3, -11 (cf.).
V. sartbernardense MARTIN, 1965 : Omb-3, -10, -11, -16, -19, -20, -21.
V. serpentinatum CRAMER, 1964 : Omb-2, -3, -67, -5, -8, -19, -20, -21, -22.
V. trispinosum (EISENACK), 1938 : Omb-1, -2, -4, -67, -6, -8, -9, -10, -11, -14, -16, -19, -20, -22.
Leiosphaeridia species : Omb-4, -67, -8, -16.
Lophosphaeridium parverarum STOCKMANS et WILLIÈRE, 1963 : Omb-67, -11, -16, -21.
Acanthodiacrodivium costatum BURMANN, 1968 : Omb-2, -19.
Acanthodiacrodivium species : Omb-3, -6, -8, -67, -19, -20.
Dicrodiacrodivium normale BURMANN, 1968 : Omb-2, -19 (cf.).
Cymatiogalea cuvillieri (DEUNFF), 1961 : Omb-11.
Cymatiogalea species I : Omb-8, -20.

Dictyotidium species : Omb-2.

Indéterminé forme A : Omb-1, -5, -8, -11, -20.

CHITINOZOAIRES :

Conochitina species : Omb-1, -2, -4, -67, -10, -14, -16, -20.

C. cf. lagenomorpha EISENACK, 1931 : Omb-6, -16.

C. cf. cactacea EISENACK, 1937 : Omb-16.

C. oelandica EISENACK, 1955 : Omb-16.

Desmochitina species : Omb-22.

D. minor cf. f. typica EISENACK, 1958 : Omb-67, -8, -9, -20.

Ancyrochitina species : Omb-16, -19.

Rhabdochitina species : Omb-16, -20.

Cyatochitina species : Omb-16.

Eremochitina species : Omb-8.

Nous limiterons les descriptions et les figurations aux microfossiles inédits ou d'un intérêt stratigraphique particulier dans le Paléozoïque belge. Le matériel n'étant pas suffisamment bien conservé, aucune espèce nouvelle n'est créée.

Peteinosphaeridium species I

Pl. I, fig. 5

Exemplaires : 5.

Corps central : forme globuleuse; diamètre de 40 à 50 μ .

Appendices : bordés de 2 à 3 voiles transparents. Longueur de 10 à 14 μ ; largeur à la base : environ 7 μ .

Remarque : *Peteinosphaeridium bergstroomii* STAPLIN, JANSONIUS et POCKOCK, 1965, possède des appendices dont la longueur atteint la moitié de celle du diamètre du corps central.

Les spécimens d'Ombret ressemblent aux *Peteinosphaeridium breviradiatum*, EISENACK, 1959, provenant de l'Ashgill des Flandres, mais leur mauvaise conservation interdit d'en préciser la détermination.

Veryhachium minutum DOWNIE, 1958

Pl. I, fig. 8

Veryhachium minutum DOWNIE, 1958, *Proc. York. Geol. Soc.*, vol. 31, pt. 4, n° 12.

Exemplaires : 13 spécimens.

Corps central : quadrangulaire, de 6 à 19 μ de côté.

Appendices : au nombre de 4, de 3 à 11,5 μ de long (1/3 à 6/5 du cc.).

Ornementation : membrane lisse à microgranulée.

Remarque : *Veryhachium vetustum* DEUNFF, 1966 du Trémadoc du Sahara est semblable par la taille (10 μ) et le nombre d'appendices (4) à nos spécimens. Mais, il possède des appendices nettement plus longs et plus fins que ces derniers.

Les individus de taille supérieure à 15 μ peuvent aussi être déterminés comme *V. lairdi*.

Acanthodiacrodium costatum BURMANN, 1968

Pl. I, fig. 9

Acanthodiacrodium costatum BURMANN, 1968, *Paläont. Abh. B.*, II, 4, p. 640, Pl. I, fig. 5.

Exemplaires : 2.

Corps central : contour elliptique, massif, longueur 23,5-26 μ , largeur 18,5-21 μ .
 Appendices : au nombre d'une vingtaine sur chaque pôle. Longueur de 6,5 à 9 μ .
 Forme légèrement cônica, effilée, à extrémité simple.
 Ornementation : la surface équatoriale du corps central présente quelques rides espacées et longitudinales.

Cymatiogalea cuvillieri DEUNFF (1961) 1964

Pl. I, fig. 1

Priscogalea cuvillieri DEUNFF, 1961, *Rev. Micropal.*, vol. 4, n° 1, p. 41, Pl. I, fig. 2.
Cymatiogalea cuvillieri DEUNFF, 1964, *Rev. Micropal.*, vol. 7, n° 2, p. 124.

Exemplaire : 1.

Corps central : hémisphérique, de 30 μ de diamètre, possédant une couverture polaire large de 27,5 μ et un opercule quadrangulaire de 15 μ de côté.
 Appendices : les arêtes des champs polygonaux portent des cônes d'1 μ de haut, larges d'1/2 à 3/4 de μ à la base et espacés de 2 à 2,5 μ .
 Ornementation : membrane mince et lisse.

Cymatiogalea ? species I

Pl. I, fig. 4

Exemplaires : 6.

Corps central : forme globuleuse; diamètre de 22 à 30 μ .
 Appendices : au nombre de 25 à 30 environ, à paroi beaucoup plus transparente que celle du corps central. Longueur de 7 à 9,5 μ . Forme cylindrique à base large de 1 μ et à extrémité distale divisée en deux ou trois rameaux; ceux-ci sont parfois secondairement ramifiés en 1 à 3 fourches.
 Ornementation : le corps central est orné de crêtes délimitant des champs polygonaux et sur lesquelles sont disposés les appendices. Le corps central est toujours irrégulièrement carbonisé et son état de conservation ne permet pas de préciser la description.
 Ouverture : présente chez 2 exemplaires; elle est circulaire et d'un diamètre approximativement égal à la moitié de celui du corps central.

Indéterminé Forme A

Pl. I, fig. 3

Exemplaires : 7.

Corps central : en forme de coussinet s'inscrivant dans un carré de 18 à 31 μ de côtés; bords droits à concaves.
 Appendices : au nombre d'une trentaine environ; longs de 2,5 à 5 μ et terminés par une courte bifurcation, à branches d'ouverture variable, longues d'1/2 à 1 μ ; base étalée ou non.
 Ornementation : constituée de fines rides serrées, subparallèles aux côtés et s'incurvant vers l'intérieur. Ces rides sont équidistantes d'1/2 à 1 μ et au nombre d'une dizaine selon le rayon de la forme.
 Remarque : des formes voisines de celles décrites ici ont été trouvées dans l'Arénig supérieur du Condroz ainsi que dans le Llandoverry, le Tarannon et le Wenlock du Condroz et des Flandres.

Ancyrochitina species

Pl. I, fig. 14 et 16

Exemplaires : 6.

Longueur totale : de 34 à 160 μ .

L'ouverture orale est encadrée d'une résille formée de fines anastomoses et haute de 4,5 μ .

La panse est nantie d'appendices grêles à extrémités brisées.

Eremochitina species

Pl. I, fig. 11

Exemplaire : 1 à tube oral incomplet.

Longueur de 340 μ . Largeur de la panse : 130 μ . Fragment de copula.

	<ul style="list-style-type: none"> ● Belgique. ★ Etranger. ▨ Données micropaléontologiques réduites. 																				
	C. cuvillieri	V. minutum	B. striatulum	B. uncinatum	V. fakirum	V. sarlbernardense	V. piliferum	D. normale	V. trispinosum	V. downiei	V. lairdi	A. costatum	B. bifurcatum	B. denticulatum	Peteinosphaeridium sp1	V. rosendae	Eremochitina	Conochitina	D. minor	Cyatocitina	Ancyrochitina
Silurien				●				★	★	★			★		★			★		★	★
Ashgill		●	●	●	●	●	●	★	●	●	★		●	●	●	●			★	★	★
Caradoc sup.		●	●			●	★	★	●	●	●		★	★				★	★	★	★
Caradoc inf.								★	●	●	★							★	★	★	★
Llandeilo																		★	★	★	★
Llanvirn sup.							★				★							★	★	★	★
Llanvirn inf.		●	★	●	●	★	●	●	●	●	★							★	★	★	★
Arénig		★	★	●	●	●	●	★	★	★								●	★	★	★
Trémadoc	★	★	●	★														★			

TABLEAU I

Extension stratigraphique des microfossiles-guides (*Acritarches* et *Chitinozoaires*) identifiés dans le Massif d'Ombret

DISCUSSION DES RÉSULTATS

Le tableau I concentre les informations micropaléontologiques qui servent de base à la discussion de l'âge des roches de la colline 118 à Ombret. Les extensions stratigraphiques sont établies d'après les données bibliographiques et d'après nos recherches inédites sur le Paléozoïque belge. Les espèces dont la détermination spécifique est précédée d'un cf. ou d'un aff. sont exclues de ce tableau.

L'examen de l'extension stratigraphique des microfossiles révèle l'aspect particulier des assemblages que nous avons isolés, à savoir : les formes considérées comme fossiles-guides indiquent deux âges différents. En effet, les acritarches *Cymatiogalea cuvillieri*, *Veryhachium minutum*, *Dicrodiacrodium normale*, *Acanthodiacrodium costatum* indiqueraient un âge trémadocien à llanvirnien tandis que *Baltisphaeridium bifurcatum*, *B. denticulatum*, *Veryhachium rosendae* et éventuellement *Peteinosphaeridium species I* signalent, au plus tôt, un âge caradocien. De même, les deux genres de chitinozoaires *Eremochitina* et *Ancyrochitina* s'excluent mutuellement puisque l'un s'éteint avant l'apparition de l'autre.

Toutes les formes reconnues de microfossiles, y compris celles précitées, se distribuent d'une manière homogène dans les 21 échantillons analysés (voir à ce sujet la liste de localisation des microfossiles); elle n'indiquent pas de différence stratigraphique mais la possibilité d'un remaniement des espèces anciennes durant la phase de dépôt des espèces plus récentes.

Bien que le remaniement des sédiments d'Ombret soit très nettement exprimé par le caractère turbiditique des dépôts (voir chapitre V), nous ne pouvons toutefois le démontrer sur la base des microfossiles. Trois raisons nous en empêchent : 1) aucun critère de conservation ne permet de dissocier les formes autochtones de celles qui seraient remaniées; 2) le peu de données comparatives concernant les Acritarches du Llanvirn supérieur, du Llandeilo et du Caradoc nous interdit d'exclure la présence des espèces à caractère ancien dans ces terrains; 3) un dépôt de type turbiditique n'implique pas nécessairement la présence de fossiles remaniés.

La composition dans l'ensemble homogène des assemblages de microfossiles ne permet pas d'établir une différenciation biostratigraphique à l'intérieur de chacune des assises lithologiques pas plus qu'entre la série schisteuse et la série quartzito-schisteuse constituant respectivement la partie sud et la partie nord de la coupe. C'est pourquoi, la discussion portera sur l'ensemble des échantillons analysés.

Nous envisagerons séparément les données stratigraphiques fournies par les acritarches et celles fournies par les chitinozoaires.

A. — *Acritarches*.

L'absence d'espèces exclusivement Cambro-trémadociennes (à l'exception d'une seule : *Cymatiogalea cuvillieri*) et siluriennes indique d'emblée un âge Ordovicien : 7 espèces ont leur extension stratigraphique limitée à ce système.

Baltisphaeridium bifurcatum et *B. denticulatum* sont décrits à partir du Caradoc supérieur; *Veryhachium rosendae* est présent dans l'Ashgill (F.M.). Toutefois, les acritarches du Llanvirn supérieur, du Llandeilo et du Caradoc étant peu connus, nous n'excluons pas l'apparition des espèces précitées dans des terrains de ces âges.

L'Ashgill fournit des assemblages distincts de ceux d'Ombret, notamment par les présences de *Michrhystridium paraguajerum*, de *M. lobeznum* et d'espèces inédites.

En résumé, l'étude des acritarches autorise à attribuer aux échantillons analysés un âge Llanvirnien supérieur à Caradocien supérieur; l'âge Ashgillien n'est pas exclu mais paraît peu probable.

B. — *Chitinozoaires.*

L'analyse des chitinozoaires restreint l'intervalle stratigraphique fourni par celle des acritarches. En effet, la présence du genre *Ancyrochitina* indique au plus tôt un âge Caradocien inférieur. Les premiers spécimens appartenant à ce genre sont signalés dans des affleurements du Shropshire situé entre les zones 10 et 12 à graptolithes (JENKINS, 1967). L'espèce *Desmochitina minor* nous fournit une limite supérieure : elle est connue de l'Arénig à l'Ashgill mais surtout au Caradoc.

Conclusions.

Les données biostratigraphiques nous conduisent à attribuer aux roches de la colline 118 à Ombret un âge ordovicien supérieur : caradocien plutôt qu'ashgillien.

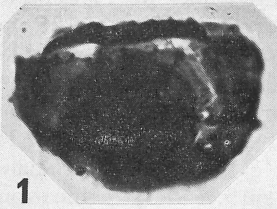
LITTÉRATURE CITÉE

- BURMANN, G., 1968. — Diacrodien aus dem unteren Ordovizium. *Paläontologische Abhandlungen, Abt. A, Paläobotanik*, II, 4, pp. 637-652, pl. I-VII.
- CRAMER, F. H., 1964. — Microplankton from three Palaeozoic formations in the province of Leon, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 30, pp. 253-361, 24 pl.
- DEFLANDRE, G., 1942. — Sur les Hystrichosphères des calcaires siluriens de la Montagne Noire. *Acad. Sci. Paris, C. R.*, vol. 215, n° 20, pp. 475-476, text-fig. 1-16.
- DEFLANDRE, G., 1946. — Hystrichosphaeridés III. Espèces du primaire. *Fichier micropaléont.*, sér. 8. Arch. Orig. Serv. Docum. C.N.R.S., n° 257, part. I-V, fiches 1096-1185.
- DEUNFF, J., 1959. — Formations récifales et Hystrichosphères. *Soc. Géol. Fr.*, Bull., sér. 7, vol. 1, pp. 409-410.
- DEUNFF, J., 1961. — Un microplancton à Hystrichosphères dans le Trémadoc du Sahara. *Rev. Micropal.*, vol. 4, n° 1, pp. 37-52, Pl. 1-3.
- DEUNFF, J., 1964. — Systématique du microplancton fossile à Acritarches. Revision de deux genres de l'Ordovicien inférieur. *Rev. Micropal.*, 7, 2, pp. 119-124, 1 pl.
- DEUNFF, J., 1966. — Recherches sur les microplancton du Dévonien (Acritarches et Dinophyceae). Thèse, pp. 1-170, 26 pl. Rennes.
- DOWNIE, C., 1958. — An assemblage of microplancton from the Shineton Shales (Tremadocian), *Yorks. Geol. Soc. Proc.*, vol. 31, pt. 4, n° 12, pp. 331-349, pls. 16-17, text-figs. 1-5, tab. 1.
- EISENACK, A., 1931. — Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs I. *Paläont. Z.*, vol. 13, n° 1-2, pp. 74-118, pls. 1-5, text-fig. 1-5.
- EISENACK, A., 1937. — 3 Protozoa. a) Protozoa exkl. Foraminifera. *Fortschr. Paläont.*, vol. 1, pp. 58-66.
- EISENACK, A., 1938. — Hystrichosphaerideen und verwandte Formen in baltischen Silur. *Z. Geschieforsch.*, vol. 14, pp. 1-30, pls. 1-4, text-figs. 1-7.
- EISENACK, A., 1955. — Chitinozoen, Hystrichosphären und andere Mikrofossilien aus dem Beyrichia-Kalk. *Senck. Leth.*, vol. 36, pp. 157-188.
- EISENACK, A., 1958. — Mikrofossilien aus dem Ordovizium des Baltikums. I. Markasit-schicht, Dictyonema Schiefer, Glaukonitsand, Glaukonitkalk. *Senck. Leth.*, vol. 39, n° 5-6, pp. 389-405.
- EISENACK, A., 1959. — Neotypen baltischer Silur-Hystrichosphären und neue Arten. *Palaeontographica*, sér. A, vol. 112, pp. 193-211, pls. 15-17, text-figs. 1-11.
- JENKINS, W. A. M., 1967. — Ordovician Chitinozoa from Shropshire. *Palaeontology*, vol. 10, part 3, pp. 436-488, pl. 68-75.
- MARTIN, F., 1965. — Les Acritarches de Sart-Bernard (Ordovicien belge). *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. et Hydrol.*, LXXIV, 3, pp. 423-444, 17 figs.
- MARTIN, F., 1969. — Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. Détermination et valeur stratigraphique. *Mémoire I. R. Sc. N. B.*, n° 160, 275 pp., 8 pls.
- STAPLIN, F. L., 1961. Reef-controlled distribution of Devonian microplancton in Alberta. *Palaeontology*, vol. 4, n° 3, pp. 392-424, pls. 48-51, text-figs. 1-9.

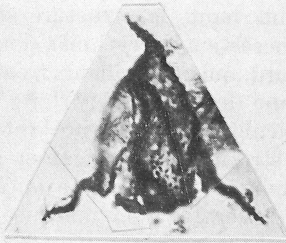
- STAPLIN, F. L., JANSONIUS, J. et POCKOCK, A., 1965. — Evaluation of some Acritarchoous Hystrichosphere Genera. *N. Jb. Geol. Paläont.*, Abh., 123, 2, pp. 167-201, 3 pls.
- STOCKMANS, F. et WILLIÈRE, Y., 1962. — Hystrichosphères du Dévonien belge (Sondage de l'Asile d'aliénés à Tournai). *Soc. Géol. Bull.*, vol. 71, n° 1, pp. 83-99, pls. 1-2, text-figs. 1-16.
- STOCKMANS, F. et WILLIÈRE, Y., 1963. — Les hystrichosphères ou mieux les Acritarches du Silurien belge. Sondage de la Brasserie Lust à Courtrai (Kortrijk). *Soc. belg. Géol.*, Bull., vol. 71, pt. 3, pp. 450-481, pls. 1-3, text-figs. 1-37.
- TIMOFEEV, B. V., 1959. — The ancient flora of the Baltic Regions and its stratigraphic significance. *V.N.I.G.R.I.*, Leningrad, Mem., n° 129, 350 pp., 25 pls.
- VAVRDOVA, M. L., 1966. — Palaeozoic microplankton from central Bohemia. *Cas. Min. geol. Ceskosl.*, t. II, n° 4.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE I

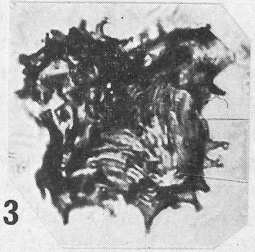
- Fig. 1 : *Cymatiogalea cuvillieri* DEUNFF (1961) 1964; Omb-11; 1.000 ×. Lam. 5968, coord. 499-500, Univ. Liège.
- Fig. 2 : *Veryhachium rosendae* CRAMER 1964; Omb-3, 1.000 ×. Lam. 5935, coord. 172, Univ. Liège.
- Fig. 3 : Indéterminé forme A, Omb-1, 1.000 ×. Lam. 5934, coord. 525-526, Univ. Liège.
- Fig. 4 : *Cymatiogalea ? species* I, Omb-8, 1.000 ×. Lam. 1643, coord. 2805, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 5 : *Peteinosphaeridium species* I, Omb-10, 500 ×. Lam. 1648, coord. 3116, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 6 : *Baltisphaeridium denticulatum* STOCKMANS et WILLIÈRE 1963, Omb-16, 500 ×. Lam. 1658, coord. 2948, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 7 : *Baltisphaeridium uncinatum* (DOWNIE) 1958, Omb-8, 500 ×. Lam. 1642, coord. 3446, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 8 : *Veryhachium minutum* DOWNIE 1958, Omb-21, 1.000 ×. Lam. 5946, coord. 674-710, Univ. Liège.
- Fig. 9 : *Acanthodiacrodiium costatum* BURMANN 1968, Omb-2, 1.000 ×. Lam. 1625, coord. 3029, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 10 : *Baltisphaeridium bifurcatum* (STAPLIN, JANSONIUS et POCKOCK) 1965, Omb-67, 1.000 ×. Lam. 1670, coord. 2276, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 11 : *Eremochitina species*, Omb-8, 150 ×. Lam. 1640, coord. 3278, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 12 : *Cyatochitina species*, Omb-16, 150 ×. Lam. 1660, coord. 3023, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 13 : *Conochitina oelandica* EISENACK 1955, Omb-16, 150 ×. Lam. 1657, coord. 2557, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 14 : *Ancyrochitina species*, Omb-16, 150 ×. Lam. 1658, coord. 2789, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 15 : *Desmochitina minor cf. forma typica* EISENACK 1958, Omb-67, 150 ×. Lam. 1675, coord. 2203, I.R.Sc.N.B.
- Fig. 16 : *Ancyrochitina species*, Omb-19, 1.000 ×. Lam. 6151, coord. 344, Univ. Liège.



1



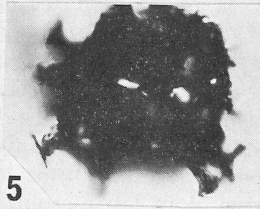
2



3



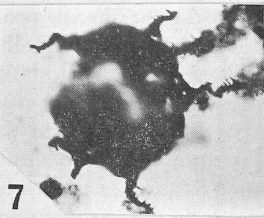
4



5



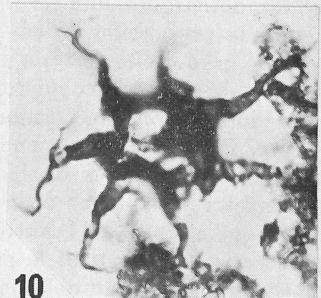
6



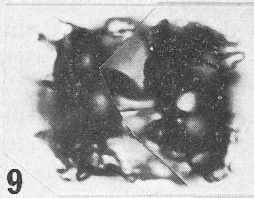
7



8



10



9



11



12



13



14



15



16

V. STRUCTURE FLYSCHOÏDE ET PÉTROGRAPHIE DE L'ASSISE QUARTZITO-SCHISTEUSE DE LA COLLINE 118

Comme il a été dit plus haut, la structure sédimentologique de l'ensemble a-b-c-d- se résout en une succession de rythmes dont l'épaisseur varie entre 20 cm et 1 mètre. Le rythme standard, qui est d'ailleurs fréquemment une réalité, comprend à sa partie inférieure un banc de psammoquartzite à granularité s'affinant vers le haut, passant à une straticulite (*) à texture rubano-lenticulaire où domine le microquartzite, puis à une straticulite finement et régulièrement texturée dont le matériau principal est un micropsamoschiste micacique, et enfin un péloschiste affecté d'une schistosité transversale bien marquée; une surface de stratification termine brutalement cette phase pélitique vers le haut et la sépare de la phase arénacée du rythme suivant (fig. 3).

Péetrographiquement (**), la phase arénacée est généralement à grain fin, de l'ordre de 80 à 100 mmm (***) ; c'est un psammoquartzite feldspathique subgrauwackoïde à grauwackoïde. Exceptionnellement la granularité atteint 150 mmm ; la roche dans ce cas montre un mauvais classement consistant dans la présence de grains détritiques de quartz et de feldspath d'un diamètre de 200 mmm, distribués de façon plus ou moins homogène dans une mosaïque à granularité de 100 à 150 mmm (micro-photo 1). Cette dimension permet de constater la présence de débris de roches volcaniques de type trachytique, dont les microlithes d'albite ou d'albite-oligoclase sont enserrés dans une mésostase chloritique très fine. Dans des cas plus rares cette mésostase est de type microfelsitique, ce qui permet d'attribuer aussi à une origine volcanique les nombreux grains à structure uniquement microfelsitique. Les grains détritiques monocristallins sont du quartz et de l'albite ou du plagioclase acide; la proportion de ces derniers pouvant atteindre 25 % de la roche, celle-ci est une grauwacke (****) à grain fin. Dans les roches à granularité plus fine, la proportion des matériaux microlithiques semble diminuer; c'est la raison pour laquelle la dénomination de psammoquartzite feldspathique grauwackoïde leur convient mieux. Dans certaines roches on observe également des grains constitués par des agrégats microgrenus de biotite dans lesquels ce minéral est disposé en courtes paillettes relativement épaisses; leur disposition parquetée évoque une cornéenne biotitique à grain fin. D'autres grains à structure identique, mais formés de pennine, sont vraisemblablement le produit de l'altération atmosphérique de ces cornéennes biotitiques. Un grain de micropegmatite, du type de celles qu'on rencontre dans les granophyres a été observé. Ça et là des paillettes détritiques de muscovite, de pennine et de biotite, s'interposent entre les grains de la roche sans toutefois en détruire la structure en mosaïque.

Vers le haut, la phase arénacée s'affine; sa granularité descend à 60 et 50 mmm; sa composition générale reste inchangée; la roche passe donc progressivement à un microquartzite feldspathique grauwackoïde ou subgrauwackoïde. Simultanément

(*) Sous le terme de straticulite, il faut entendre une roche dont la texture sédimentaire est zonaire à finement rubanée (rubans ne dépassant pas une épaisseur de l'ordre de 5 mm). Ce terme, de valeur purement descriptive, comprend entr'autres, les laminites type II de A. Lombard.

(**) La terminologie appliquée ici est celle exposée dans « Classification et terminologie des roches de la série psammito-pélitique » (P. MICHOT, 1958).

(***) Millièmes de mm.

(****) Le terme de grauwacke est réservé, conformément à sa définition première (von Leonhard, 1824, p. 599) (J. Jung, 1969, p. 80), assez restrictive, à des roches détritiques contenant entr'autres des débris de roches volcaniques.

apparaît une texture rubanée due à l'intercalation répétée de minces zones de micropsammite feldspathique micacé, dans lequel les paillettes détritiques de mica se disposent parallèlement à la stratification; celles-ci déterminent par leur abondance une trame micacée continue enserrant les autres grains détritiques, dont le diamètre est légèrement inférieur à ceux du psammoquartzite associé (20 à 30 mm). Il y a un passage graduel de ce dernier au micropsammite micacé par une augmentation progressive des paillettes détritiques (microphoto n° 2). Par contre le contact est généralement brutal entre les micropsammites micacés et le ruban psammoquartzitique suivant.



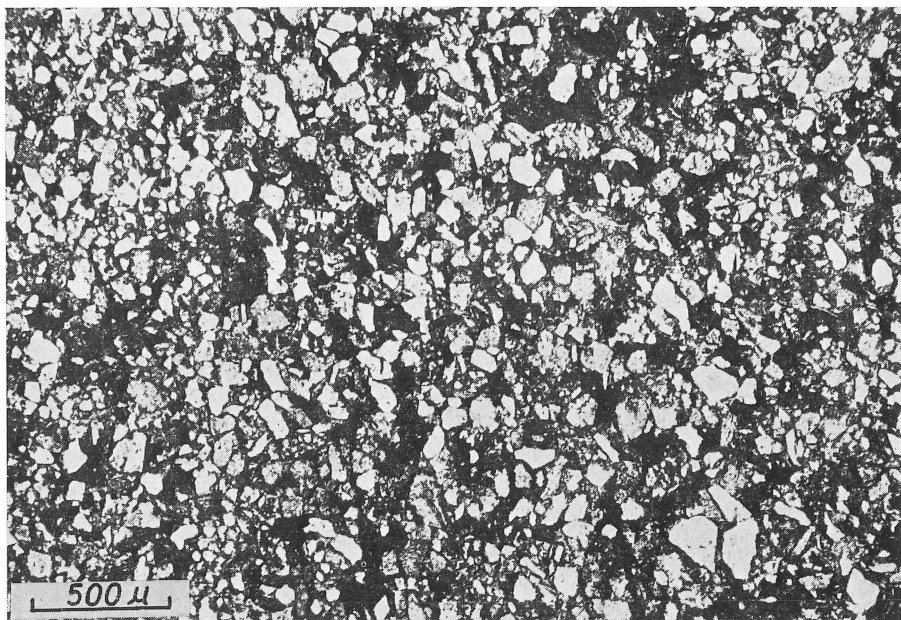
Fig. 3. — Rythmicité dans la partie *b* de l'assise quartzito-schisteuse.

La partie centrale de la photo montre le rythme standard (épaisseur 80 cm) comprenant de la base au sommet (de droite à gauche) la phase arénacée (portant le bic de longueur 13 cm) (microphoto 1), la phase microquartzitique à micropsammitique (microphoto 2), et la phase pélitique avec schistosité transversale de type axial. Contact net avec la base du banc quartzitique du rythme suivant.

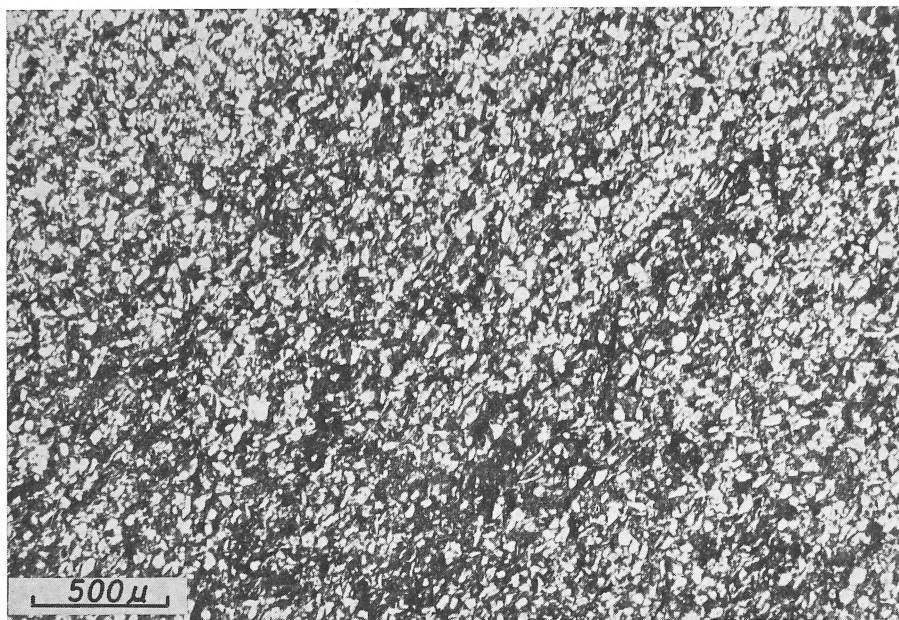
On passe ainsi au régime des straticulites, dans lesquelles la texture zonaire, bien visible macroscopiquement, est formée par l'alternance de zones ou rubans micropsammitiques à granularité de 30 à 40 mm, et de zones de micropsammoschistes micacés affectées fréquemment d'une schistosité transversale. L'épaisseur de ces zones, généralement très constante, est inférieure à 500 mm (Microphoto n° 3).

Le facies straticulite possède cette caractéristique générale de ne se présenter qu'en liaison avec une granularité de l'ordre de 30 à 50 mm.

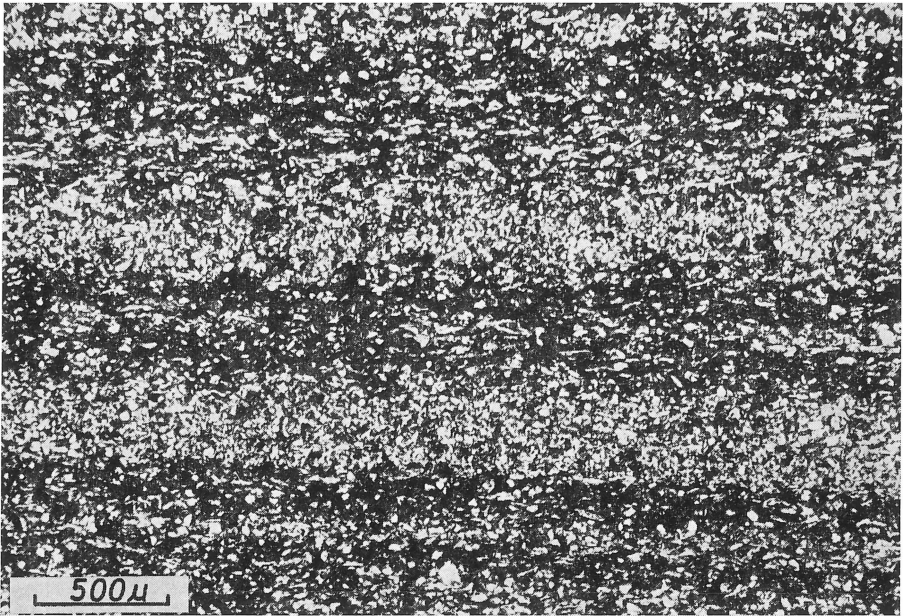
La phase pélitique qui termine le rythme est un péloschiste renfermant quelques zones très fines de micropsammoschiste; elle est toujours marquée par la schistosité transversale qui est de fracture (Microphoto n° 4).



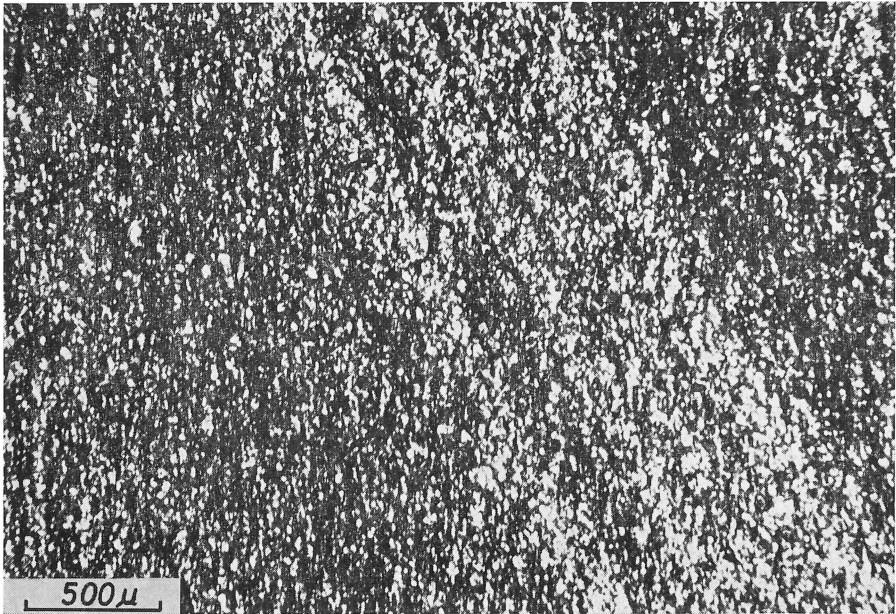
Microphoto 1. — Grauwacke formant la partie inférieure de la phase arénacée (épaisseur 40 cm) d'un rythme. (Lum. verte polarisée).



Microphoto 2. — Microquartzite (à micropsammite) feldspathique grauwackoïde. Échantillon prélevé dans le même rythme; partie supérieure (épaisseur 20 cm) de la phase arénacée. (Lum. verte polarisée).



Microphoto 3. — Straticulite formée par l'alternance de micropsammitte feldspathique grauwackoïde (zones claires) et de micropsammoschiste micacé (zones foncées). (Lum. verte polarisée).



Microphoto 4. — Péloschiste zonaire micacé. Les zones pélitiques foncées sont affectées par la schistosité transversale (axiale). Le zonage est dû à l'intercalation de micropsammoschiste (zones claires sans schistosité transversale). La schistosité est disposée verticalement. (Lum. verte polarisée).

Les variantes qui dérivent de ce rythme standard résultent de l'absence de la phase arénacée proprement dite; le rythme débute alors par une straticulite. D'autre part il existe parfois, dans la phase straticulitique, des intercalations pélitiques en minces bancs, définissant ainsi une alternance dans la partie supérieure du rythme.

En liaison avec la phase straticulitique apparaissent, dans l'ensemble a-b-c-d, des convolutions généralement très bien développées qui se succèdent latéralement de manière à occuper dans un banc une épaisseur sensiblement constante pouvant atteindre une dizaine de cm. Ces convolutions sont d'amplitude variable suivant les rythmes, allant d'ondulations surbaissées à une forme hémisphérique, voire à des plissements isoclinaux. Vers le bas elles se perdent dans la phase plus arénacée du banc sans jamais en atteindre la base. Vers le haut, elles sont fréquemment rabotées suivant une surface nette sur laquelle s'est déposée une straticulite à zonage régulier. La microdiscordance ainsi réalisée est parfois renforcée par l'existence de microgalets pélitiques disséminés dans la straticulite supérieure (fig. 4).

Les particularités de ce type rythmique se résument comme suit :

- a) la faible granularité de la phase arénacée basale, le plus souvent inférieure à 100 mmm, par laquelle débute le rythme;
- b) le caractère mal classé de la partie inférieure de la phase arénacée, discernable pour autant que la granularité atteigne 150 mmm;
- c) le faciès franchement pélitique par lequel le rythme se termine;
- d) les convolutions rabotées qui affectent la phase straticulitique dans sa partie inférieure, au-dessus de la phase arénacée.

La production des convolutions n'est donc pas liée à l'apparition d'un nouveau rythme, mais est un phénomène qui se place dans le cours même de son développement. La conservation de la texture straticulitique au sein des convolutions indique que ces dernières se sont développées dans un matériau suffisamment cohérent pour ne pas s'homogénéiser ou se perturber de façon anarchique, mais assez plastique pour subir ces déformations sans rupture. Le rabotage qui les affecte implique une force d'entraînement des produits érodés. On conçoit dès lors aisément que cette érosion soit le résultat d'un flux très mobile qui s'est écoulé à la surface du dépôt straticulé resté mobilisable et qui a développé, à partir de la surface séparant ces deux milieux hydrodynamiquement différents, un mouvement ondulatoire qui s'est propagé jusqu'à l'intérieur du dépôt. Il faut donc voir dans cette figure double comprenant les convolutions et leur rabotage, le résultat d'un courant turbulent qui, systématiquement associé à une phase interne du rythme, implique pour ce dernier une origine turbiditique. C'est ce qu'exprime également le mauvais classement granulométrique dans la phase arénacée inférieure, bien évident lorsque celle-ci à une granularité suffisante.

Le domaine sédimentaire dans lequel s'évalent ces turbidites est défini par la phase terminale des rythmes : c'est un domaine pélitique. On peut dès lors considérer l'assise schisteuse inférieure comme étant la formation normale qui s'y développe dans le cadre des faciès majeurs. Il est toutefois probable que le phénomène turbiditique avait déjà débuté pendant son dépôt; cette assise renferme quelques rares bancs, toujours très minces, formés par un micropsammite zonaire, à texture laminaire avec zones fines perturbées et rabotées par une microdiscordance. Cette manifestation turbiditique était faible ou bien son origine devait être lointaine puisque l'écart lithologique à partir du sédiment pélitique autochtone est faible, et que son occurrence est rare.



Fig. 4. — Convolutions avec microdiscordance dans une straticulite.

Plus haut dans la série stratigraphique, la partie inférieure de l'assise quartzito-schisteuse qui renferme une proportion importante de bancs arénacés, ne montre pas encore de perturbations turbiditiques à l'échelle macroscopique. Seule la partie quartzito-schisteuse supérieure a-b-c-d en est affectée, marquée en outre par une plus forte intervention de la phase arénacée. On peut résumer comme suit l'évolution sédimentologique du complexe sédimentaire de la colline 118 : dans un domaine sédimentaire de nature pélitique, apparaissent d'abord de faibles perturbations turbiditiques sous la forme de mince bancs de psammoschistes zonaires du type straticulitique (Laminite II de A. Lombard); à la partie inférieure de l'assise quartzito-schisteuse apparaît une participation plus forte de bancs arénacés accompagnés de straticulites non perturbées. C'est à la fin de la constitution de cette assise que le régime turbiditique du bassin s'accuse avec son maximum par le dépôt de l'ensemble a-b-c-d, de nature rythmique, avec ses phases arénacées et ses convolutions. L'absence des phases terminales pélitiques dans certains rythmes ou ailleurs leur réduction d'épaisseur, expriment la fréquence de l'invasion par les turbidites au point de minoriser, voire de supprimer, la sédimentation symptomatique du domaine. C'est ce dernier complexe qui revêt typiquement le caractère flyschöide de la formation.

Quant aux matériaux amenés par les turbidites, ils montrent à côté de grains de feldspath (albite et plagioclase acide) une participation volcanique sous la forme de débris trachytiques et felsitiques. Dans la partie inférieure de l'assise quartzito-schisteuse, on trouve même un banc compact cératophyrique d'une dizaine de cm d'épaisseur, formé d'une matrice cryptogrenue homogène enserrant de menus grains d'albite ou de plagioclase acide; du carbonate monocristallin à structure spongieuse sur un espace de 5 à 10 mm, fait songer à une imprégnation hydrothermale.

Par ailleurs l'étude pétrographique des roches arénacées du Caradocien inférieur de la citadelle de Huy montrent une analogie indiscutable avec la composition des quartzites de la colline 118 : ce sont des microquartzites feldspathiques grauwackoïdes, voire des micropsammites dans lesquels on trouve également quelques débris de volcanites.

De ces analogies, et compte tenu de ce que paléontologiquement l'ensemble des couches de la colline 118 doit appartenir à l'Ordovicien supérieur, et très probablement au Caradocien, il semble bien qu'on puisse ranger l'assise quartzito-schisteuse d'Ombret dans le Caradocien inférieur.

L'épaisseur du Caradocien inférieur dans la bande de S-M est toutefois très faible; on peut l'évaluer à quelques dizaines de mètres; elle est donc de beaucoup inférieure à l'ensemble lithologique homologue de la colline 118, épais d'au moins 300 mètres.

Avant de rechercher la signification géotectonique de l'ensemble de la colline 118, il convient de préciser d'abord sa position géologique dans le segment orogénique calédonien.

VI. SITUATION DE LA ZONE A SÉDIMENTATION FLYSCHOÏDE CARADOCIENNE DANS LE GÉOSYNCLINAL CALÉDONIEN

L'âge caradocien des sédiments de la colline 118 conduit donc à admettre, en raison de la texture flyschöide de l'assise quartzito-schisteuse, un domaine de sédimentation différent de celui de la bande de S-M. La colline 118 ne peut donc être dans une situation autochtone. C'est à la même conclusion qu'aboutissent les

considérations sur la texture schisteuse transversale qui, présente dans les couches de la colline 118, fait défaut dans les assises de même âge de la région de Huy-Tihange.

Il a été prouvé que la bande calédonienne de S-M à Huy et à Tihange (P. MICHOT, 1969) forme le soubassement sédimentaire original du recouvrement frasnien du bord sud du synclinal de Namur. Son autochtonie est évidente. Son contact avec le Gedinnien du synclinorium de Dinant se fait ici par la faille d'Ombret, qui représente la faille eifelienne. Cette assise décrit, au sud d'Ombret, l'anticlinal du Petit Fond d'Ohe, dont le noyau calédonien contient en particulier la zone à *Cryptolithus gibbifrons* du Caradocien inférieur. Celui-ci est affecté par une texture schisteuse transversale d'âge varisque. Il existe donc au sud de la bande de S-M, dont le Caradocien est dépourvu de toute schistosité transversale, une zone tectonique où le même Caradocien en est affecté. Il est donc logique d'y inclure la colline 118. Celle-ci est donc, dans la tectonique varisque, solidaire du synclinorium de Dinant; elle a sous elle la faille qui charrie ce dernier sur la bande calédonienne de S-M, c'est-à-dire la faille d'Ombret ou un de ses satellites. La colline 118 forme donc un lambeau de recouvrement séparé de la bande de S-M par une ligne de faille qui l'encerclé.

Cette faille est évidente au sud de la colline 118. En effet, au sud de la route Huy-Liège, les formations schisteuses qui forment le versant méridional de la vallée de la Meuse, appartiennent au Silurien ainsi que l'a démontré Fr. Martin pour la partie voisine du Gedinnien (Fr. MARTIN, 1969). Elles sont immédiatement au sud des couches de la colline 118 qui sont en position renversée vers le nord. Il y a donc, entre ces deux assises, un contact anormal qui se situe approximativement suivant la route Huy-Liège en cet endroit.

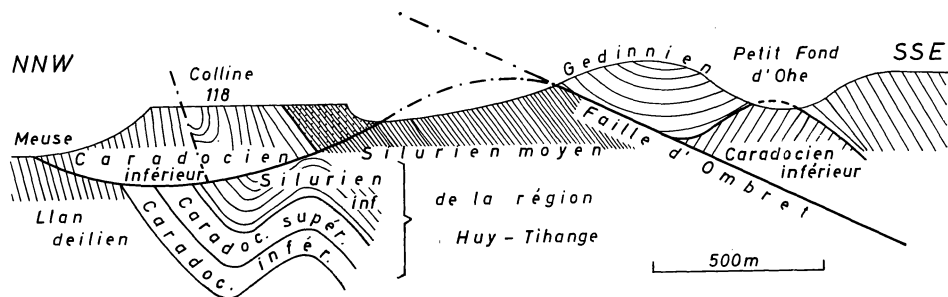


Fig. 5. — Situation de la colline 118 dans la structure varisque de la bande calédonienne de Sambre-Meuse. L'assise schisteuse au flanc sud de la colline 118 est stratigraphiquement inférieure à l'assise quartzo-schisteuse et en position renversée sur celle-ci.

Ailleurs, le tracé de la faille est difficile à préciser. L'extension latérale du lambeau de recouvrement est cachée à l'ouest et au nord par la plaine alluviale de la Meuse. Vers l'est, il semble bien que la faille passe dans la dépression qu'emprunte la rivière d'Ohe avant de rejoindre la Meuse.

Les relations tectoniques de la colline 118 avec les unités voisines sont schématisées dans la fig. 5.

Si l'on ramène maintenant les unités charriées dans leur position originelle plus méridionale, on rétablit les différentes zones de sédimentation calédonienne dans leur situation relative avant l'intervention du charriage; on en déduit pour le

Caradocien inférieur la répartition suivante des lithofacies du nord au sud (fig. 6) :

- a) la bande de S-M, avec une sédimentation sablo-argileuse peu épaisse;
- b) la zone à sédimentation flyschöide, d'épaisseur plus forte, marquée par la fréquence des sédiments arénacés;
- c) la zone du Petit Fond d'Ohe à faciès pélitique entrecoupé de minces interventions psammitiques.

Cette disposition des facies dans le bassin calédonien entraîne pour les turbidites une provenance septentrionale.

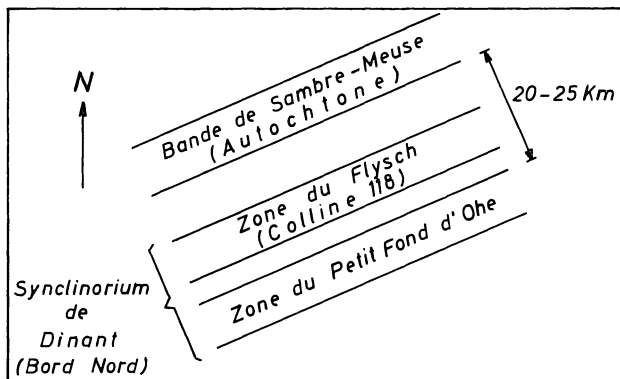


Fig. 6. — Schéma paléogéographique de la sédimentation calédonienne au sud de la bande calédonienne de Sambre-Meuse.

VII. LE CARACTÈRE FLYSCH DES SÉDIMENTS DE LA COLLINE 118

La notion de sédimentation turbiditique implique pour la zone affectée un afflux soudain de matériaux survenant en un temps relativement bref; la rythmicité est l'expression de sa répétition périodique dans le temps. Ce régime de sédimentation est incompatible avec un apport de matériaux en provenance immédiate d'une région en voie d'érosion. Il faut par contre concevoir entre cette région et le lieu de dépôt de la turbidite, un domaine intermédiaire où se sédimentent d'abord les apports continentaux qui seront ensuite périodiquement évacués à plus grande profondeur. Pour que le courant turbiditique se déclenche, il est nécessaire qu'une dénivellation suffisante existe entre ces deux derniers domaines. Dans l'évolution épeirogénique des fonds marins, on peut la concevoir simplement comme le résultat d'une subsidence différentielle, la zone d'accumulation des turbidites subissant un enfoncement plus rapide que leur aire de départ.

Le cas présent est cependant plus complexe. La présence dans la bande de S-M de discordances angulaires entre l'assise quartzite-schisteuse du Caradocien inférieur et le Caradocien moyen (zone à *Ploesymis porcata* et *Nicolella actoniae*) (P. MICHOT, 1931, 1934, 1954) met en évidence l'existence d'une phase de plissement intracaradocienne qui a amené à l'émersion la partie occidentale et centrale de la bande de S-M. La structure flyschöide, expression de mouvements de subsidence dans le bassin, est donc contemporaine d'un mouvement de surrection qui a bouti à l'exondation, au sein du domaine géosynclinal, d'une cordillère qui est proche du domaine turbiditique. La provenance septentrionale des turbidites montre la liaison directe

existant entre leur genèse et le phénomène orogénique. Le cadre géotectonique dans lequel elles se produisent autorise l'application du terme flysch au complexe quartzito-schisteux de la colline 118 d'Ombret.

La présence d'un flysch caradocien inférieur dans les conditions paléogéographiques qui ont été exposées confirme l'âge caradocien du plissement de l'Ardenne calédonienne (P. MICHOT, 1964). L'intervalle épicalédonien rapporté à l'ensemble des massifs calédoniens ardennais situe cette orogénèse entre le Trémadocien et le Gedinnien inférieur. Mais on peut s'approcher davantage de la solution en prenant en considération des manifestations qui se sont déroulées dans des aires du géosynclinal relativement proches du domaine plissé, et que l'on peut considérer comme des répercussions concomitantes de l'orogénèse considérée. Le plissement caradocien élémentaire de la bande de S-M fut un premier argument sérieux pour dater du Caradocien l'orogénèse de l'Ardenne calédonienne. La découverte du facies flysch dans le Caradocien de la colline 118 à Ombret le renforce en liant à cette zone de surrection le développement d'une zone de subsidence accélérée, géographique-ment apparentée.

BIBLIOGRAPHIE

- BOUMA, A. H., 1962. — Sedimentology of some flysch deposits. (Elsevier publishing company).
- JUNG, J., 1969. — Précis de Pétrographie. Masson, Paris.
- VON LEONHARD, K., 1824. — Charakteristik der Felsarten. Heidelberg.
- LOMBARD, A., 1963. — Laminites : a structure of flysch-type sediments. *Journ. of sedimentary petrology*, vol. 33, n° 1, pp. 14-22.
- MARTIN, F., 1969. — Sur l'âge des schistes de la bande calédonienne de Sambre-Meuse. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 92, pp. 241-242.
- MICHOT, P., 1931. — Une discordance à la base du Caradocien dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse. *Bull. Acad. roy. de Belg.*, Classe des Sciences, 5^e série, t. XVII, n° 6, pp. 823-826.
- MICHOT, P., 1934. — La stratigraphie du Silurien de la bande de Sambre-et-Meuse. *Mém. Acad. roy. de Belg.*, Classe des Sciences, 2^e série, t. XIII.
- MICHOT, P., 1954. — Le Silurien, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*.
- MICHOT, P., 1958. — Classification et terminologie des roches lapidifiées de la série psammito-pélitique. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXXI, pp. 311-342.
- MICHOT, P., 1969. — La faille d'Ombret. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. 92, pp. 243-254.
- MICHOT, P. et FOURMARIER, P., 1964. — In *Tectonique de l'Europe, Belgique*, pp. 202-209, Moscou.

DISCUSSION

A. BEUGNIES se réjouit de constater qu'une étude micropaléontologique et sédimentologique des formations caradociennes d'Ombret ait permis de les interpréter comme un véritable flysch lié à la phase taconique des plissements calédoniens de l'Ardenne. Dans le même ordre d'idée, il tient à rappeler l'importante conclusion à laquelle est arrivée Madame Fr. MARTIN au terme de son étude comparée des Acritarches du Silurien et de l'Ordovicien du Brabant et du Condroz (Fr. MARTIN, *Bull. Soc. B. Géol.*, 1969, 77, 175-181) : alors que l'Ordovicien est caractérisé par la similitude des faciès et des assemblages d'Acritarches en Brabant et en Condroz, le Silurien du Condroz se singularise par la présence systématique d'éléments ordoviens remaniés parmi les assemblages siluriens contrairement à ce qu'on peut observer en Brabant, preuve de l'existence, au cours des temps siluriens, d'un continent nourricier situé au Sud de la bande condru-sienne soit sensiblement, à l'emplacement actuel des massifs cambriens de la Haute Ardenne. Ce trait fondamental de la paléogéographie calédonienne de l'Ardenne est encore confirmé par l'analyse des courbes de thermoluminescence du quartz détritique des for-

mations caradociennes du Condroz et du Brabant qui permet de mettre en évidence un apport à polarité Sud-Nord.

L'assimilation du Caradocien du Condroz à un flysch taconique apparaît ainsi comme une interprétation solidement étayée par un faisceau de résultats convergents obtenus avec des moyens d'investigation aussi différents que la micropaléontologie, la sédimentologie et l'analyse des minéraux par thermoluminescence.

C'est la raison pour laquelle A. BEUGNIES n'hésite pas à assimiler tout le Silurien du Condroz à un flysch taconique partiellement édifié avec des éléments détritiques issus du continent de la Haute Ardenne, ce qui n'exclut évidemment pas des sédimentations locales plus abondamment nourries d'apports venus du Nord comme ce semble bien être le cas pour le Caradocien d'Ombret.