

Géologie de la région de Puagne, Bande de Sambre-et-Meuse (Belgique). Hypothèses basées sur l'état de maturation des palynomorphes fossiles

Philippe Steemans

C.R. Acad. Sci. Paris,
t. 318, série II,
p. 1551 à 1556,
1994

Services Associés de Paléontologie
de l'Université de Liège,
7, place du Vingt-Août, B-4000 Liège,
Belgique.

Résumé La Bande de Sambre-et-Meuse est constituée de couches ordoviciennes et siluriennes peu évoluées (pas de schistosité, pouvoir réflecteur -Ro- de la matière organique fossilisée moyen) sauf à Ombret, à Oxhe et dans la partie sud de la « pointe de Puagne ». Les valeurs du Ro recueillies suivant une coupe méridienne passant par Puagne permettent de préciser le passage de certaines failles de charriage et de démontrer l'existence d'une sédimentation réduite au cours du Lochkovien au droit de la Bande de Sambre-et-Meuse. Ces résultats permettent de reconsidérer l'origine des acritarches remaniés dans les séries du Dévonien inférieur de l'Ardenne.

Mots-clés : pouvoir réflecteur, tectonique, paléogéographie, remaniement, Bande de Sambre-et-Meuse, Belgique.

Abstract **Geology of the Puagne area, Sambre-et-Meuse Band (Belgium).
Hypothesis based on the maturation state of the fossilised palynomorphs**

The Sambre-et-Meuse Band comprises Ordovician and Silurian strata with a low degree of evolution (absence of slaty cleavage, a mean reflectance -Ro- values of the dispersed organic matter), except in the three localities: Ombret, Oxhe and the southern part of the "Pointe de Puagne". The reflectance values along a meridian line through Puagne, allow the accurate location of several thrust faults and postulate a low sedimentation during the Lochkovian on the Sambre-et-Meuse. The origin of the reworked acritarchs in the Lower Devonian is reconsidered.

Keywords : reflectance, tectonic, paleogeography, reworking, Sambre-Meuse Band, Belgium.

**Abridged
English
Version**

THE Sambre-et-Meuse Band (SMB) is an antiform area of Ordovician and Silurian sedimentary rocks, between the Dinant and the Namur Synclinoria. The SMB is 60 km long in an East-West direction and less than 4 km wide (**figure 1 a**). Numerous E-W listric faults go through the band. Some of these faults are postulated as being the connection between the Midi Thrust-Fault in the West as far as the Eifel Fault in the East. The throw of the Midi-Eifel thrust faults is supposed to be wide. Indeed, it has to explain the disappearing of the 1,500 m of Lower Devonian from the

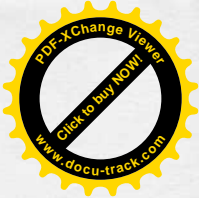
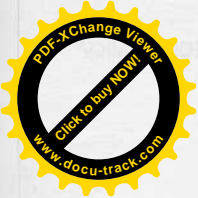
southern flank of the SMB to the northern one. In the SMB, shales are not affected by a slaty cleavage, except in three small areas: Ombret, Oxhe and Puagne. Outside these areas, the absence of slaty cleavage is explained by an insufficient lithostatic charge (Fourmarier, 1931, 1939).

The Bollandienne Phase, during the lower Emsian (Michot, 1979), created an E-W longitudinal bulge of the SMB and of the southern flank of the Brabant Massif. Therefore, the Lower Devonian covering this area has been eroded. The upward movements of the SMB

Note

*présentée par
Georges Pédro.*

*remise le 12 novembre 1993,
acceptée après révision
le 29 mars 1994.*



were repeated during different periods of the Caledonian phase(s) (Michot, 1934). This is the reason why the thickness of the Ordovician and Silurian is reduced in comparison with that encountered in other Belgian Caledonian massifs. The width of the throw of the Midi-Eifel thrust faults is not necessarily as important as previously supposed, the disappearing of the Lower Devonian being partly due to erosion.

At the northern part of the "pointe de Puagne" (figure 1 b), the shales are not affected by a slaty cleavage, but they are in the southern part where they belong to the Caledonian base of the Dinant Synclinorium. The fault which carries the southern part of the SMB on the northern one is either the Sart Eustache Fault (Fourmarier, 1908) or the Bois-de-Presles Fault (Michot, 1928). Each are considered by these authors as being the eastern prolongation of the Midi thrust Fault.

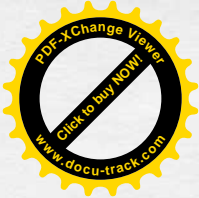
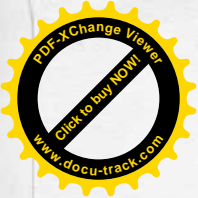
Fifteen samples of shales have been collected from the "Pointe de Puagne" and its northern area (figure 1 b). Samples 6, 7, 11 and 12 belong to the (*Emphanisporites micromatus* var. *sinuosus* Steemans and Gerrienne, 1984) Si β Phylozone, and are thus Lochkovian in age (Steemans, 1989 a). The reflectance (Ro) of the dispersed organic matter has been measured on the fifteen samples (figures 1 b and 2). Ordovician and Silurian samples from the southern part of the Bois-de-Presles Fault are characterised by a higher Ro than in the northern part. Therefore, the Bois-de-Presles Fault is considered as the main thrust fault. In the Lochkovian, samples 6 and 7 are characterised by higher Ro values than samples 11 and 12. These results prove that the Lochkovian layers are deposited on the Ordovician and Silurian of the northern SMB part, and are not tectonically allochthonous, originated from the Dinant Synclinorium, as supposed by Fourmarier (1914). After Ombret (Hance *et al.*, 1991), it is the second proved area where Lochkovian sediments are deposited unconformably on the SMB.

Near Fosse, five samples (16 to 20) have the same Ro values as in the northern part of the SMB. Sample 16 has been collected close to the border of the Dinant Synclinorium (± 100 m). These results demonstrate that the

eastern prolongation of the Bois-de-Presles Fault is located more to the South than the Fosses and Ry-du-Chapelain Faults as drawn in Michot (1944). This fault is necessarily situated either close to the boundary between the Dinant Synclinorium and the SMB, or in the Lower Devonian strata of the Dinant Synclinorium.

Sample 21, collected between the Lower Devonian and the Ry-du-Chapelain Fault, has a high Ro value. Samples 16 and 21 confirm the trace of the eastwards Midi Fault extension by the Ry-du-Chapelain Fault but with a change from Michot's drawing (map *in* Michot, 1944).

The Ordovician and Silurian layers, following a meridian section at Puagne, are composed of more or less identical lithologies on both sides of the Bois-de-Presles Fault, except for the slaty cleavage (Michot, 1934). The main difference is the lack of the stratigraphically unconformable Cocriamont conglomerate at the base of the Ashgillian (Sheehan, 1987) in the southern part of the Sart Eustache Fault. This conglomerate is interpreted (Michot, 1934) as a consequence of an emersion of the NW and central part of the SMB. During the Lower Devonian, the behaviour of the Dinant Synclinorium and the SMB must have been completely different because the Lower Devonian is 1,500 m thick in the Dinant Synclinorium and only more or less 5 m in the SMB. Therefore, it seems that the sedimentary environment, during Ordovician and Silurian times, in the northern part of the Dinant Synclinorium (or southern SMB) is close to the sedimentological conditions of the northern SMB. During the Lochkovian, sedimentation continued in the basin of the Dinant Synclinorium and on the southern SMB with a high rate. On the northern SMB, a local sedimentation existed at least during the same period as the Biozone Si β . This sedimentation has been followed by an uplift. This positive movement could have been responsible for the reworking of acritarchs observed in the Lower Devonian (Steemans, 1989 a, b). Previously, we had considered that some reworked acritarchs came from the Brabant Massif, but these Silurian and Ordovician palynomorphs are better preserved (less coalified) in the Lower Devonian of the Dinant Synclinorium than in



the Brabant Massif. As acritarchs are well preserved in the SMB (in the zones not affected by the slaty cleavage), the uplift of this massif can be seen as an attractive explanation of their origin.

All these results show that it is not necessary to evoke a large thrust to explain the dis-

appearance of the Lower Devonian north of the SMB. Variations observed in the northern border of the Dinant Synclinorium and in the SMB can be the result of syndimentary block faulting. Locally, the Midi Fault would have thrusted following zone of less resistance, compensating the throw of older distensive faults.

I. INTRODUCTION

L'aire anticlinoriale de la Bande de Sambre-et-Meuse (BSM), insérée entre les Synclinoria de Dinant et de Namur, est longue d'approximativement 60 km et large de 4 km (**figure 1 a**). Les couches ordoviciennes et siluriennes qui la composent sont affectées par plusieurs failles de chevauchement d'allure listrique E-W. La faille (ou les failles) qui relierai(en)t la Faille du Midi, à l'Ouest, à la Faille Eifélienne, à l'Est, est (sont) supposée(s) passer parmi celles-ci. Epais de 1 500 à 1 800 m au bord nord du Synclinorium de Dinant, le Dévonien inférieur disparaît au Sud du Synclinorium de Namur. Sans entrer dans un long historique, parmi toutes les hypothèses émises pour expliquer la disparition du Dévonien inférieur dans le Synclinorium de Namur, les principales sont : 1) un charriage de grande ampleur qui se serait réalisé suivant les Failles Midi-Eifélienne, escamotant le biseau sédimentaire éodévoniien (Dewalque, 1889; 2) la phase épirogénique bollandienne à l'Emsien (Michot, 1979) qui aurait érodé ce biseau sédimentaire. Dans cette dernière hypothèse, l'ampleur du charriage est minimisé.

Pour Michot (1934), les épaisseurs réduites des séries ordoviciennes et siluriennes par rapport aux autres massifs calédoniens de Belgique témoigneraient de la tendance de la BSM à subir des mouvements positifs durant différentes époques.

Contrairement à ces massifs calédoniens, la schistosité n'est nettement marquée qu'en trois endroits de la BSM: à l'Ouest, dans la pointe de Puagne, à l'Est, à Ombret et dans le Fond d'Oxhe. En dehors de ces points, l'absence de schistosité, ou son très faible développement, est interprété comme dû à une charge lithostatique insuffisante pour lui per-

mettre d'affecter les couches (Fourmarier, 1931, 1939).

II. LA POINTE DE PUAGNE

Seules les couches de la partie sud de la Pointe de Puagne (**figure 1 b**) montrent une schistosité. Elles forment le socle du Synclinorium de Dinant sur lesquelles les couches éodévoniennes reposent en discordance. Les aires affectées et non affectées par la schistosité sont séparées par une faille de charriage, prolongeant latéralement la Faille du Midi, et qui serait selon Fourmarier (1908) la Faille de Sart Eustache et selon Michot (1928) celle du Bois-de-Presles.

Quinze échantillons ont été prélevés dans la bande calédonienne de la pointe de Puagne et au Nord de celle-ci. Ils proviennent des cinq unités géologiques suivantes: le socle calédonien au Sud de la Faille de Sart Eustache (1 à 5); les couches éodévoniennes sus-jacentes (6 à 7); le socle calédonien entre les Failles de Sart Eustache et du Bois-de-Presles (8 à 10); les couches éodévoniennes (11 à 12) considérées comme appartenant à un lambeau de charriage (Fourmarier, 1914) accolées à la Faille du Bois-de-Presles, le socle au Nord de la Faille du Bois-de-Presles (13 à 15).

La palynologie situe les échantillons 6, 7, 11 et 12 dans la Zone Phylogénétique (*Emphanisporites microratus* var. *sinuosus* Steemans et Gerrienne, 1984) Si (sous-zone Siß d'âge lochkovien) (Steemans, 1989 a).

III. DISCUSSIONS SUR LES VALEURS DE Ro

Les mesures de pouvoir réflecteur (Ro) sont utilisées ici pour tester les hypothèses nées de l'existence ou non d'une schistosité. La mesure du Ro permet de quantifier le de-

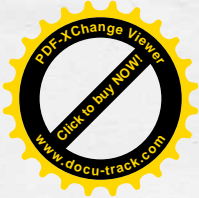
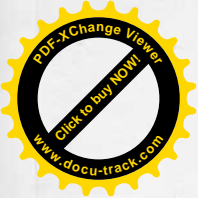
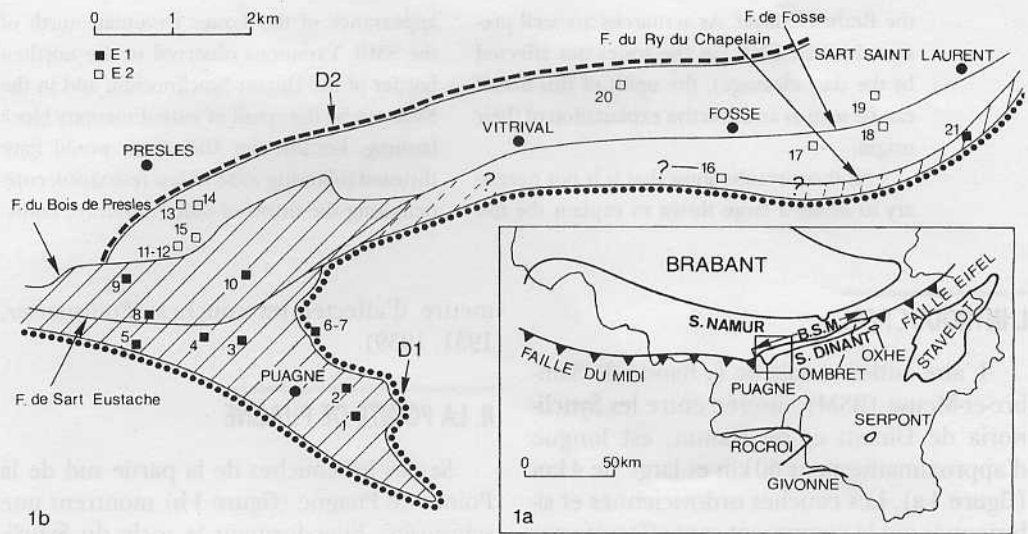


Figure 1 a : Situation générale des massifs calédoniens belges et des Synclinoria (S.) de Dinant et de Namur. Le rectangle localise l'extrémité ouest de la BSM agrandie à la figure 1 b. **b :** la structure géologique de la partie ouest de la BSM d'après Michot (1934, 1944). L'aire hachurée correspond au socle calédonien présentant une schistosité. D : poudingues dévoniens encadrant la BSM. D1 : Dévonien inférieur, D2 : Dévonien moyen. E : Numéros des échantillons et leur degré d'évolution de la matière organique. E1 : Ro élevé, E2 : Ro moyen. F : failles.



a: General view of the Belgium Caledonian Massifs and of the Dinant and Namur Synclinoria. The western part of the SMB (in the rectangle) is enlarged on the figure 1 b. b: geological structure of the SMB Western part after Michot (1934, 1944). Hatched area: Caledonian layers affected by a schistosity. D: Devonian conglomerates around the SMB. D1: Lower Devonian, D2: Middle Devonian E: sample number and their level of maturation of the organic matter. E1: high Ro, E2: mean Ro. F: Faults.

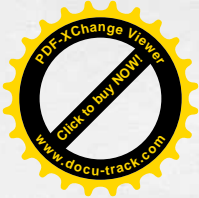
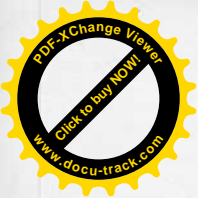
gré de transparence des palynomorphes, qui est principalement fonction du taux d'enfouissement de l'échantillon. Le Ro a été étudié en lumière non polarisée sur la matière organique de quinze échantillons. Les mesures ont été principalement effectuées, dans les sédiments ordoviciens et siluriens, sur des parois non identifiées (acritarches, chitinozoaires, débris de graptolites) et, dans les sédiments éodévoniens, sur de l'exinite et de la vitrinite. Les Ro de ces matières organiques hétérogènes sont différents (la figure 2 montre une large dispersion des valeurs). C'est pourquoi, en première approximation, seuls des échantillons d'âge équivalent peuvent être comparés.

Dans le socle calédonien de la BSM, les Ro varient de 4,32 à 5,50 % au Sud de la Faille du Bois-de-Presles et de 3,35 à 3,48 % au Nord de celle-ci. Une telle différence, sur une très courte distance, peut être expliquée par la Faille du Bois-de-Presles qui mettrait en contact des massifs dont les couches d'âges équivalents ou proches, auraient été enfouies à des profondeurs fort différentes. Cette faille constituerait la branche est de la Faille du Midi.

Les échantillons lochkoviens du Synclinorium de Dinant ont des Ro de 4,06 et 4,43 %, et ceux de la BSM de 3,00 et 3,34 % (figure 2), semblables à ceux du socle calédonien au

Nord de la Faille du Bois-de-Presles. Contrairement à l'hypothèse de Fourmarier (1914), il faut donc considérer que les couches éodévoniennes de la BSM n'appartiennent pas à un lambeau de charriage issu du Synclinorium de Dinant, mais se seraient sédimentées sur le socle calédonien au Nord de la Faille du Bois-de-Presles.

Plus à l'Est, près de Fosses, cinq mesures du Ro ont été effectuées dans le socle calédonien de la BSM. Tous les échantillons (16 à 20) ont un Ro relativement faible de 2,86 à 3,67 %. L'échantillon le plus méridional (16) a été prélevé à moins de 100 m au Nord du point de passage supposé du conglomérat éodévoniens. Ces Ro sont comparables à ceux obtenus dans le socle au Nord de la Faille du Bois-de-Presles. Il serait donc logique de considérer que ces cinq échantillons appartiennent au prolongement oriental de cette unité. De ce fait, l'extension de la Faille du Midi Bois-de-Presles ne peut pas passer par la Faille de Fosses, comme le pensait Michot (1934) et comme indiqué sur la figure 1 b, mais au Sud de l'échantillon 16. La Faille du Ry-du-Chapelain est considérée comme étant la continuation de la Faille du Midi par Fourmarier (1908) et Michot (1944). L'échantillon 21 prélevé au Sud de cette dernière faille a un Ro élevé de 4,6 %. Ces deux derniers résultats confirmeraient le passage de la Faille



du Midi par celle du Ry-du-Chapelain, avec une légère modification de son tracé par le Sud de l'échantillon 16.

IV. PALÉOGÉOGRAPHIE DE LA BSM

Les faciès et les épaisseurs des couches ordoviciennes et siluriennes de la BSM peu ou non affectées par la schistosité auraient été conditionnés par un haut-fond ou une zone de moindre subsidence (Michot, 1934). De part et d'autre de la Faille du Bois-de-Preles, les formations sont semblables, hormis la schistosité. La différence la plus notable est l'absence, au Sud de la Faille de Sart Eustache, du poudingue de Cocriamont en discordance à la base des calcschistes ashgilliens (Sheelan, 1987). Ce conglomérat résulterait de l'émersion (Michot, 1934) qui a affecté uniquement les parties NW et centrale de la BSM ou correspondrait à une séquence transgressive sur une plate-forme (Poty *in* Tournour *et al.*, 1993). Ces observations montrent qu'il faut considérer que le socle calédonien du bord nord du Synclinorium de Dinant s'est comporté de la même manière que la partie nord de la BSM, sans toutefois montrer de traces d'émersion, reflétant une position quelque peu plus distale. Après l'orogénèse calédonienne, la sédimentation reprend, au Lochkovien (Biozone Siß) au NW du Synclinorium de Dinant (1500 m de sédiments éodévoniens) et au Nord de la BSM où elle est vraisemblablement très réduite (affleurement de 5 m d'épaisseur, échantillons 11, 12). L'absence de Dévonien inférieur sous le conglomérat du Dévonien moyen du Synclinorium de Namur, suggère soit que les sédiments du Dévonien inférieur ne s'y sont pas déposés, soit que ceux-ci ont été totalement érodés.

Certains des très nombreux acritarches ordoviciens et siluriens remaniés dans le Dévonien inférieur de l'Ardenne (Steemans, 1989 *a, b*) avaient été considérés comme originaires du Massif du Brabant. Cependant, le taux de carbonisation de ces acritarches remaniés est plus faible que celui des mêmes formes trouvées *in situ* dans le Massif du Brabant, mais est équivalent à celui des spores

éodévoniennes. On peut en conclure que les acritarches remaniés seraient plus vraisemblablement originaires de la BSM. La tendance positive de la BSM se serait marquée au cours d'une partie du Dévonien inférieur, préservant de rares lambeaux sédimentaires de Lochkovien à Ombret (Hance *et al.*, 1991) et à Puagne. La disparition des acritarches remaniés dès le dépôt des poudingues eiféliens en Ardenne (Steemans, inédit; Lessuisse *et al.*, 1979) pourrait correspondre à l'immersion de la BSM au cours de l'Eifélien.

CONCLUSIONS

Les valeurs de Ro permettent de supposer que la Faille du Bois-de-Preles (Faille du Midi) se prolonge suivant la Faille du Ry-du-Chapelain. Les données paléontologiques et lithologiques établissent le rôle paléogéographique joué par la BSM entre l'Ordovicien et l'Eifélien. Les rapides variations lithologiques

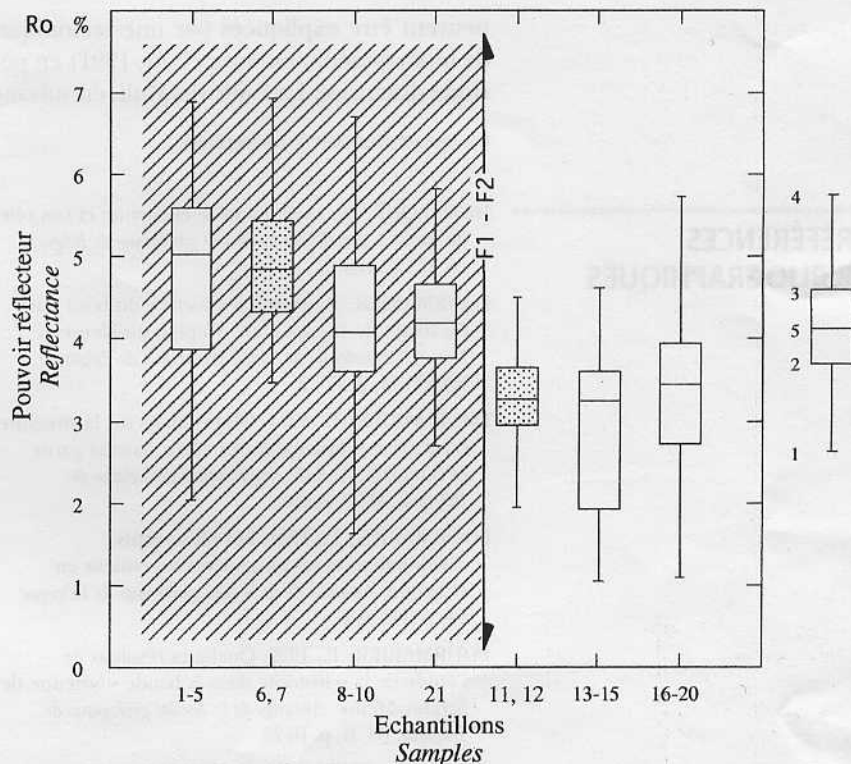
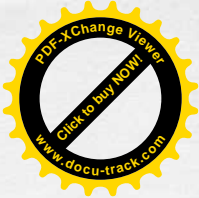
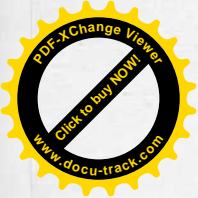


Figure 2 Valeurs des mesures du pouvoir réflecteur obtenues sur des débris organiques divers (acritarches, spores, etc.) dans des échantillons palynologiques en lumière non polarisée. Les valeurs de Ro, représentées sous forme de Boxplot, ont été groupées par unité géologique. Boxplots ombrés: échantillons lochkoviens. Boxplots dans l'aire hachurée: échantillons prélevés dans les couches affectées d'une schistosité. 1 à 4: positions des quartiles, 5: médiane. F1-F2: failles du Ry-du-Chapelain et du Bois-de-Preles séparant les socles calédonien schisteux et non-schisteux (figure 1 b).

Reflectance measured without polarised light on different organic matter (acritarchs, spores...) on palynological samples. The Ro values represented by boxplots are grouped by geological unit. Shaded boxplots: Lochkovian samples. 1 to 4: quartile positions, 5: median. Hatched area: samples collected in layers affected by a schistosité. F1-F2: Ry-du-Chapelain and Bois-de-Preles Faults between areas with and without schistosité.



peuvent être expliquées par une tectonique de blocs synsédimentaires (Poty, 1991) en période distensive. La Faille du Midi, en suivant

probablement des zones de moindre résistance, aurait localement compensé les rejets d'anciennes failles distensives.

L'auteur est chercheur qualifié au FNRS.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

DEWALQUE, G., 1889. La faille eifélienne et son rôle de limite, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 26, p. 114-116.

FOURMARIER, P., 1908. La structure du bord nord du bassin de Dinant entre Wépion-sur-Meuse et Fosses, *Annales de la Société géologique de Belgique*, XXXV, M, p. 47-72.

FOURMARIER, P., 1914. Observations sur la structure de la crête silurienne du Condroz dans sa partie occidentale, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 41, B, p. 252.

FOURMARIER, P., 1931. Les plissements calédonniens et les plissements hercyniens en Belgique, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 54, p. 364-384.

FOURMARIER, P., 1939. Quelques résultats de l'étude de la schistosité dans la bande silurienne de Sambre-Meuse, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 63, B, p. 16-25.

HANCE, L., STEEMANS, P., GOEMARE, E., SOMERS, Y., VANDENVEN, G., VANGUESTAINE, M. et VERNIERS, J., 1991. Nouvelles données sur la Bande de Sambre-et-Meuse à Ombret (Huy, Belgique), *Annales de la Société géologique de Belgique*, 114, 1, p. 253-264.

LESSUISE, A., STREEL, M. et VANGUESTAINE, M., 1979. Observations palynologiques dans le Couvinien (Emsien terminal et Eifélien) du bord oriental du Synclinorium de Dinant, Belgique, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 102, p. 325-355.

MICHOT, P., 1928. La Bande Silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosses et Bouffioulx, *Annales de la Société géologique de Belgique*, LI, M, p. 37-105.

MICHOT, P., 1934. La stratigraphie du Silurien de la Bande de Sambre-et-Meuse, *Mém. Acad. roy. de Belgique, cl. Sci.*, 13, 2, p. 1-108.

MICHOT, P., 1944. La bande Silurienne de Sambre-et-Meuse entre Fosses et la Meuse, *Annales de la Société géologique de Belgique*, LXVIII, B1, p. 75-112.

MICHOT, P., 1979. La faille mosane et la phase hyporogénique bollandienne d'âge emsien dans le rameau condroso-brabançon, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 101, p. 321-335.

POTY, E., 1991. Tectonique de blocs dans le prolongement oriental du Massif du Brabant, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 114, 1, p. 265-275.

SHEEHAN, P., 1987. Late Ordovician (Ashgillian) Brachiopods from the Sambre and Meuse Rivers, Belgium, *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique*, 57, p. 5-81.

STEEMANS, P., 1989 a. Palynostratigraphie de l'Eodévonien dans l'ouest de l'Europe, *Professional Paper. Mémoires Explicatifs pour les Cartes géologiques et minéralogiques de la Belgique*, 27, p. 1-453.

STEEMANS, P., 1989 b. Paléogéographie du bassin ardennais au cours de l'Eodévonien, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 112, 1, p. 103-119.

STEEMANS, P. et GERRIENNE, P., 1984. La micro- et macroflore du Gedinnien de la Gileppe, Synclinorium de la Vesdre, Belgique, *Annales de la Société géologique de Belgique*, 107, p. 51-71.

TOURNEUR, F., VANGUESTAINE, M., BUTTLER, C., MAMET, B., MOURAVIEFF, N., POTY, E. et PRÉAT, A., 1993. A preliminary study of Ashgill carbonate beds from the lower part of the Fosses Formation (Condros, Belgium), *Geological Magazine*, 130, 5, p. 673-679.