

CHAPITRE II

LE SILURIEN

par P. MICHOT

GÉNÉRALITÉS

Le vocable Silurien sera compris ici dans le sens où il est généralement entendu dans la terminologie française : un système qui, dans la classification stratigraphique, a même rang que le Cambrien et comprend l'ensemble des formations sédimentaires intercalées entre ce dernier et le Dévonien. On le subdivise en deux sous-systèmes : l'Ordovicien et le Gothlandien.

Les limites du Silurien ainsi défini varient suivant les conceptions ; il en est ainsi chaque fois qu'on désire établir des coupures dans un ensemble continu. Mais, dans des questions de terminologie stratigraphique générale, à l'échelle de la Planète, ce sont des critères généraux, en l'occurrence les critères paléontologiques, qui doivent primer sur les arguments empruntés au diastrophisme, quelque spectaculaires que soient les faits relevant de ce dernier. Nous acceptons donc, en principe, de ranger le Downtonien dans le Dévonien ; cette acception ne présente pas le moindre inconvénient dans l'exposé de la géologie de la Belgique : le Ludlowien sera donc considéré ici comme constituant l'étage supérieur du Silurien. Quant à l'étage inférieur, notre tendance personnelle est de prendre le Trémadocien. Cette façon de voir a, en ce qui concerne l'exposé de la géologie de la Belgique, deux avantages.

Elle fait apparaître, dans le simple énoncé stratigraphique des formations, des traits de premier ordre communs aux ensembles sédimentaires calédoniens de l'Ardenne et du Brabant. En effet, le Trémadocien connu depuis longtemps dans le massif ardennais, où il constitue la partie supérieure des formations sédimentaires actuellement observables du géosynclinal calédonien, a récemment été découvert [6, 7] dans le massif du Brabant, avec un faciès sédimentaire identique à celui qu'il revêt en Ardenne.

De plus elle permet de donner toute sa valeur aux déductions portant sur l'existence en Ardenne, dans le géosynclinal calédonien, de formations plus récentes que le Trémadocien connu. En effet, l'érosion prédévonnaise de la chaîne calédonienne de l'Ardenne, érosion qui s'est maintenue dans le domaine épizonal de la chaîne, a élaboré une surface qui entaille

des niveaux spessartinifères ; de plus les débris de ces roches spessartinifères se retrouvent dans le conglomérat de base des formations dévoniennes, et ce, *sur leur lieu d'origine*. Ce fait, vu l'absence de formations éruptives calédoniennes dans cette partie de l'Ardenne, entraîne la nécessité d'attribuer la genèse de la spessartine aux conditions géologiques régionales, de caractère bathymétrique ; la couverture lithologique surmontant les formations trémadociennes actuellement visibles aurait ainsi une épaisseur de l'ordre de quelque 2000 à 3000 m au moment de la formation de la spessartine. Le contenu sédimentaire certain du géosynclinal calédonien de l'Ardenne s'accroît donc d'autant. Il serait certes abusif de déduire de ce chiffre la présence d'étages gothlandiens en Ardenne ; mais ce serait cependant obéir à un plan préconçu que de les en exclure.

Maintenir dans l'Ordovicien l'étage trémadocien a donc l'avantage de ne pas taire l'existence, en Ardenne, d'une sédimentation ordovicienne qui a été active. Néanmoins pour nous conformer au plan de cet ouvrage, nous ferons débiter le Silurien à l'Arénigien.

Le Silurien ainsi défini participe largement à la constitution de deux des massifs calédoniens belges : le massif du Brabant et la bande de Sambre-Meuse.

Dans le massif du Brabant il forme avec le Cambrien le matériau géosynclinal de la chaîne calédonienne ; bien qu'une unité de vue n'existe pas sur l'assise lithologique représentant la partie supérieure du Cambrien brabançon et que d'autre part l'Arénigien n'est pas daté paléontologiquement, il n'en est pas moins vrai que, quelle que soit la solution adoptée pour le Cambrien supérieur, toutes les formations postérieures au Devillien témoignent d'une très grande unité lithologique : ce sont essentiellement des matériaux détritiques pélitiques, sans intervention de conglomérats et même de quartzites grossiers ; les quartzites sont toujours à grain très fin (psammoquartzites fins) ; leur proportion, même dans l'étage qui en contient, est toujours très faible. De même la participation des carbonates est tout à fait accessoire : elle se limite à de fines disséminations dans les pélites, n'allant que rarement jusqu'à constituer quelques bancs individualisés au sein de ces dernières et sans jamais édifier, non plus que les psammoquartzites, un horizon homogène, si faible soit-il. En résumé, *la sédimentation silurienne dans le massif du Brabant est typiquement de caractère pélitique et prolonge ainsi le facies sédimentaire installé dans la fosse calédonienne tout au moins dès le Cambrien moyen.*

La bande de Sambre-Meuse ne montre pas de Cambrien en affleurement ; mais l'Arénigien y est formellement reconnu, ainsi que toutes les assises plus récentes, dont la plus élevée est le Ludlowien supérieur.

Ici aussi la série sédimentaire est essentiellement pélitique. Les quartzites grossiers font totalement défaut. Les psammoquartzites sont toujours à grain fin et ne forment jamais que de minces intercalations presque toujours en nette minorité dans l'assise schisteuse à la constitution de laquelle ils participent ; ce n'est qu'au Caradocien inférieur qu'ils forment un horizon suffisamment important pour rompre la monotonie lithologique du Silurien et constituer un repère facilitant le levé géologique. Encore cette abondance des bancs quartziteux

tiques n'est-elle que locale ⁽¹⁾ : latéralement elle dégénère en minces intercalations dans un complexe schisteux prédominant.

Il en est de même des carbonates qui ne sont qu'un constituant accessoire des roches pélitiques n'intervenant que dans de rares horizons stratigraphiques ; localement, ils peuvent s'individualiser en un banc calcaire ou calcaro-dolomitique (Llandoveryen). Une exception plus importante existe cependant : à la base du Caradocien moyen, apparaît un niveau de calcaire détritique, voire conglomératique ; mais son épaisseur maxima ne dépasse pas quelques mètres ⁽²⁾. De plus ce facies n'est pas constant et passe latéralement à des calc-schistes, et ensuite à des schistes faiblement calcaireux.

Enfin le facies conglomératique à matériaux terrigènes est également présent, mais uniquement à la base du Caradocien moyen. Il vient d'être mentionné. Très peu épais et d'ailleurs local, il passe latéralement à des schistes et schistes calcaireux ne renfermant plus que de petits cailloux roulés disséminés dans la pâte pélitique, et plus loin à un schiste chargé de grains grossiers de quartz auxquels se joignent de très rares cailloux, toujours très petits. Au-delà et en de nombreux endroits, les sédiments du Caradocien ne montrent aucun rappel de cet événement sédimentaire particulier.

En dépit de ces quelques variations locales et momentanées dont nous montrerons la signification plus loin, le matériau sédimentaire du Silurien de la bande de Sambre-Meuse ne présente qualitativement aucune différence essentielle avec celui du massif du Brabant : *ces deux régions appartiennent au domaine de la sédimentation terrigène, de type pélitique, à partir duquel ne se jouent que de très faibles variations soit dans le sens psammitique, soit dans le sens calcaire.*

C'est cette stabilité du facies sédimentaire qu'il faut souligner dès maintenant. Elle rappelle en tous points les conditions de sédimentation uniformes qui ont présidé au dépôt des matériaux pélitiques de nombreuses régions du globe, par exemple du géosynclinal calédonien de la Bretagne ou de la fosse des schistes lustrés du géosynclinal alpin.

En raison de son caractère compréhensif, le Silurien de la Belgique se prête mal à la division spontanée en assises et étages. C'est ce qui explique qu'historiquement, cette subdivision procède en sens inverse du processus qu'ont connu beaucoup d'autres domaines sédimentaires, en particulier ceux où sont nées les classifications stratigraphiques de référence ⁽³⁾. Dans ces dernières en effet, les variations lithologiques importantes et fréquentes dans la succession verticale des sédiments, conduisent à définir, au sein de celle-ci, des ensembles lithologiques différents à des degrés divers de ceux qui les encadrent, unités

⁽¹⁾ Ce niveau a été exploité dans une petite excavation à Vitriaval-Bruyère (Ouest de Fosse) où il est assez riche en bancs quartzitiques assez épais.

⁽²⁾ Ce niveau a été exploité dans de petites excavations au sud du Roux (ouest de Fosse), en particulier à Cocriamont, ainsi qu'entre Sart-Bernard et Faulx-les-Tombes.

⁽³⁾ Il s'agit ici bien entendu des régions de caractère épizonal, et non du développement historique de notre connaissance des régions profondes, à caractère cristallin.

acceptables du moment qu'elles conservent une certaine constance de facies suivant l'horizontale dans une région suffisamment grande. Il n'y a pas de limitation à ce principe qui consiste à exprimer avec le maximum de fidélité une formation sédimentaire sous la forme de la succession des épisodes sédimentaires par lesquels est passé le bassin de sédimentation. Abstraction faite des regroupements que l'on peut opérer à partir de ces unités lithologiques sur la base de telle ou telle conception, celles-ci constituent des termes stratigraphiques dont la valeur, l'utilité et la nécessité, apparaissent au cours du levé géologique. Lorsqu'à ces variations lithologiques s'ajoute un contenu paléontologique, cette succession conduit à des valeurs stratigraphiques générales, transposables d'un bassin de sédimentation à l'autre.

Ce n'est pas de cette façon que s'est développée la subdivision stratigraphique de la série péliitique du Silurien belge. Pour plusieurs raisons : d'abord le facies sédimentaire est très peu différencié, circonstance encore aggravée par le fait que, comme le Houiller belge, il est constitué par des roches facilement altérables ne donnant généralement que des affleurements peu étendus et souvent mauvais. Ensuite, parce que, comme c'est le cas dans la bande de Sambre-Meuse, le Silurien a été profondément bouleversé par la tectonique cassante de la période hercynienne, au point que toute lacune dans l'exposition d'une coupe en affleurement enlève toute certitude sur le bien-fondé de la succession stratigraphique qu'on serait tenté d'en déduire.

C'est au contraire l'argument paléontologique qui est seul intervenu, dans la définition des assises du Silurien belge, tant du Brabant que de la bande de Sambre-Meuse. Basée sur la connaissance de la succession stratigraphique standard, définie dans les Iles britanniques, cette méthode a permis de faire l'inventaire des étages présents dans le domaine belge du géosynclinal calédonien.

Par exemple MALAISE [19] rangeait en 1873, dans son assise de Gembloux, l'ensemble des sédiments siluriens qui, dans la vallée de l'Orneau, affleurent depuis Gembloux jusqu'à Masy : cette unité était distinguée sur la seule base de la faune du gisement bien connu de Grand Manil, grâce auquel la présence du Silurien en Belgique a été reconnue pour la première fois. MALAISE n'y a pas effectué de subdivision de caractère lithologique, ce que rendaient cependant possible les particularités lithologiques de certains horizons. Plus tard cependant (1883) et suivant en cela une suggestion de GOSSELET (1871), il prenait en considération l'existence de *Monograptus priodon* (qu'il connaissait déjà en 1873) pour individualiser les schistes et psammites qui le contiennent sous le nom d'assise de Ronquières, amputant ainsi d'autant par le haut, l'assise de Gembloux. Le contenu de l'assise de Ronquières variera d'ailleurs, dans la suite (1890), puisqu'il y fera rentrer, à la partie inférieure, l'ensemble des couches à *Climacograptus scalaris*, qui formaient autrefois la partie supérieure de l'assise de Gembloux.

La dénomination « assise de Ronquières » sera d'ailleurs remplacée dans la suite par celle d'assise de Monstreux, à tort d'ailleurs ; finalement l'ensemble de sédiments qu'elle

renferme seront répartis sur la base paléontologique en 3 assises synonymes de Llandovérien, Wenlockien, Ludlowien.

En fin de compte, MALAISE a défini les identités nominales suivantes [23].

Brabant	Sambre-Meuse	Angleterre
Assise de Vichenet	Assise de Thimensart	Ludlowien
Assise de Corroy	Assise de Naninne	Wenlockien
Assise de Grand Manil	Assise de Roux	Llandovérien
Assise de Gembloux	Assise de Fosse	Caradocien
Assise de Rigenée	Assise d'Oxhe	Llandeilien
	Assise de Huy	Arénigien

Les critères définissant les assises du Silurien belge sont donc d'ordre paléontologique et ne font que restituer la chronologie silurienne du pays d'origine, l'Angleterre. Cette conception peut se justifier par l'avantage qu'elle a de déterminer des coupures chronologiques identiques, indépendantes du lieu, et par conséquent de constituer des unités se correspondant strictement. Dès lors on ne voit ni la nécessité ni l'utilité d'affecter à chacune de celles-ci des noms locaux, belges en l'occurrence, puisque les assises belges sont synchrones d'autres antérieurement définies ; la terminologie britannique s'impose sans plus dans ce cas.

Mais outre qu'il n'est jamais dans un ensemble sédimentaire qu'un élément occasionnel par rapport à l'acte sédimentaire, le fait paléontologique appartient à un cadre qui est étranger aux phénomènes physiques, chimiques et biologiques qui déterminent la sédimentation et les phases sédimentaires ; ces dernières ont une évolution qui n'a rien de commun avec l'évolution biologique ; elles existent par elles-mêmes et aussi dans le cadre de leur succession ; elles font par leur addition l'ensemble sédimentaire propre au domaine de sédimentation envisagé, et par là, les faits de premier ordre. Quelque subjectives et difficiles à tracer que soient leurs limites, elles sont des individualités non liées au fait paléontologique, mais que celui-ci définit dans le temps. Dans ce cas, la notion d'assise a toute sa valeur comme étant l'expression d'une phase ou d'un ensemble de phases sédimentaires qu'un nom local symbolise.

Par la critique que nous allons faire de l'assise de Vitriaval-Bruyère (bande de Sambre-Meuse), on pourra encore constater comment s'opposent les notions d'assise suivant qu'on emprunte l'argument paléontologique ou les faits sédimentaires.

E. MAILLIEUX, à la suite de la découverte à Vitriaval-Bruyère d'une faune graptolitique appartenant au Llandeilien supérieur, crée l'assise de Vitriaval-Bruyère, parce que ces couches fossilifères « sont les seules que l'on puisse considérer avec certitude, jusqu'ici, comme llandeiliennes » [11]. Par cette considération il semblerait que MAILLIEUX ait voulu exprimer l'identité entre le Llandeilien et l'assise en question, non pas restreinte au seul niveau du

Llandeilien supérieur reconnu, mais étendue à tout ce qui pourra être déterminé ultérieurement comme Llandeilien, tant au-dessus qu'en dessous de la zone graptolitique découverte. Il n'en est rien, et, comme le montre le tableau récapitulatif final qu'il dresse, cette assise est synonyme de Llandelien supérieur. Quoi qu'il en soit, notons que les zones graptolitiques définissant la base et le sommet de l'assise de Vitrival-Bruyère et du Llandeilien n'ont pas encore été découvertes dans la bande de Sambre-Meuse, et que l'assise de Vitrival-Bruyère, quel que soit le sens qu'on lui donne, a par conséquent un contenu totalement inconnu. Cette définition manque de précision ; purement verbale, elle est sans substrat et totalement inapplicable. Cette conception de la notion d'assise traduit bien le caractère idéaliste qui sévit fréquemment en géologie.

De plus, il faut reconnaître que la découverte des zones graptolitiques permettant de définir le contenu du Llandeilien belge n'aboutirait qu'à mal poser le problème. Certes, elle établirait par exemple que le Llandeilien belge est aussi complet que le Llandeilien anglais ; mais cette constatation ne justifierait nullement la création d'une individualité qui ne représenterait somme toute, dans le cadre de la sédimentation silurienne du domaine de Sambre-Meuse, qu'une unité arbitraire sous l'angle de l'évolution sédimentaire. Cela resterait donc encore une définition idéaliste.

Ce qui est, c'est un ensemble de sédiments qui stratigraphiquement surmonte des schistes (à rapporter en tout ou en partie à l'Arénigien), comprend des schistes gréseux à la base passant vers le haut à un complexe de schistes et de psammoquartzites contenant le niveau graptolitique repéré, surmonté lui-même par une masse de psammoquartzites qui marquent la phase culminante de la sédimentation psammitique. Au-dessus de cette dernière, vient une phase calcaireuse.

Ce n'est qu'une question secondaire que celle de décider s'il convient mieux de dissocier l'ensemble psammitique supérieur de la masse qu'il surmonte. Mais ce qui est certain c'est que la totalité envisagée constitue une unité qui s'oppose aux schistes très argileux (péloschistes) qui sont à sa base, ainsi qu'aux roches calcaireuses qui la coiffent. C'est à cet ensemble qu'il convient de réserver le nom d'assise de Vitrival-Bruyère, dont on sait qu'elle contient tout au moins le Llandeilien supérieur.

Les assises, ainsi définies comme étant l'expression d'une phase complète dans l'évolution sédimentaire du domaine envisagé, sont donc des unités naturelles, dont la valeur persiste en dépit des variations de faciès qu'elles peuvent subir. C'est cette originalité que reconnaît la dénomination géographique. Les valeurs chronologiques à introduire sont dès lors celles qui ont trait au commencement et à la fin des différentes phases sédimentaires.

C'est dans ce dernier sens que doit être revue toute la stratigraphie du Silurien de Belgique, spécialement celle du Brabant.

L'exposé qui va suivre sera fait suivant le plan de la chronologie du Silurien des Îles britanniques.

Généralités sur la lithologie et la tectonique

Le Silurien du Brabant est caractérisé par une évolution monocyclique ⁽¹⁾ datant de la tectogenèse calédonienne, tandis que la bande de Sambre-Meuse est nettement polycyclique, puisqu'elle a subi en plus de la tectogenèse calédonienne les effets de la déformation hercynienne, tant plastique que cassante. Dans chaque cas, ces manifestations se sont passées dans le domaine épizonal, et les déformations sont du type synanticlinorial ⁽²⁾.

Les roches siluriennes du Brabant sont cependant plus évoluées que celles de la bande de Sambre-Meuse, mais moins dérangées tectoniquement. En gros, les sédiments pélitiques se présentent sous la forme de phyllades et quartzophyllades, dont certains peuvent être chargés de petits porphyroblastes de chlorite ; la schistosité y est très développée et sa disposition transverse à la stratification explique la rareté des découvertes paléontologiques, surtout à faune graptolitique. Le bilan de la faune du Silurien du Brabant est assez maigre et des recherches méritent d'être poursuivies.

Il résulte de cet état de faits que la délimitation des assises est souvent imprécise et que les épaisseurs que nous donnerons ici ne sont à accepter qu'en une première approximation, l'examen du Silurien de cette région n'ayant pu être repris actuellement.

La bande de Sambre-Meuse est du point de vue lithologique moins évoluée que le massif du Brabant. Sauf dans l'anticlinal de Puagne, la schistosité n'y est pas développée, et le débitage se fait suivant les plans de stratification, abstraction faite des zones de broyage. Aussi cette région a-t-elle fourni un nombre plus important de gîtes fossilifères, et en particulier d'horizons graptolitiques. Par contre il est tectoniquement très dérangé, surtout à la suite de la déformation cassante (charriage du Condroz) qui passe dans sa masse, ce qui nécessite continuellement l'application de la méthode paléontologique. Les épaisseurs des différentes assises qui seront données serrent cependant d'assez près la vérité.

Nous ne traiterons de la déformation hercynienne que succinctement et surtout dans la phase terminale, de caractère cassant. Sous ce rapport la bande silurienne appartient à deux unités de premier ordre : d'une part la partie charriée avec le synclinorium de Dinant et qui se limite à la pointe silurienne de Puagne, et d'autre part la partie relativement en place, solidaire en dépit de quelques fractures, du synclinorium de Namur. Quant au massif silurien du Fond d'Oxhe qui affleure au bord nord du synclinorium de Dinant grâce à un anticlinal secondaire dans le Gedinnien, il doit être revu ; nous l'avions autrefois considéré comme solidaire du massif charrié [31].

(1) Est *monocyclique* tout domaine de l'écorce terrestre de valeur régionale dont le matériau sédimentaire n'a subi qu'une seule déformation à caractère plastique.

Est *polycyclique* par contre tout domaine de l'écorce terrestre de valeur régionale dont le matériau sédimentaire a subi deux ou plusieurs tectogenèses.

(2) Nous proposons de dénommer *structure synanticlinoriale* toute déformation plastique qui, dans un segment de l'écorce terrestre, consiste en une succession de synclinoria et anticlinoria et d'une façon générale en plis principaux à axes redressés.

Le type diamétralement opposé est le *type pennin*, consistant en plis couchés de grand style, à flanc inverse préservé à des degrés divers.

L'étude d'ensemble de la bande silurienne a permis d'établir les connexions qui existent entre différentes failles hercyniennes qui affectent la bordure dévonienne septentrionale de la bande de Sambre-Meuse, et de remonter ainsi à la connaissance du domaine calédonien qui a servi de support à la couverture sédimentaire hercynienne : on peut ainsi relever une série de plis principaux calédoniens qui affleuraient sur la surface de transgression. On distingue ainsi, du nord au sud, un ensemble de plis de premier ordre :

a) La zone anticlinale de Huy-Statte, jalonnée par l'Arénigien ⁽¹⁾.

b) La zone synclinale de Tihange-Colibeu, caractérisée par la présence dans sa partie centrale du Ludlowien inférieur à Tihange et du Ludlowien supérieur à Colibeu (Naninne). Son flanc N et son axe s'enfoncent sous la discordance frasnienne du Fort de Huy ; son flanc S, bien que fort remanié par la tectonique hercynienne, borde directement au S les formations dévoniennes du bord Sud du synclinorium de Namur. Son axe s'envoie légèrement vers l'W jusqu'à Colibeu. A l'W de ce hameau la discordance se marque par le recouvrement progressif du Gothlandien, puis de l'Ordovicien par les couches du Dévonien moyen du synclinorium de Namur.

c) La zone anticlinale de Sart-Bernard, qui fait apparaître les formations arénigiennes ou llandeiliennes entre ce village, Dave et Sart St-Laurent.

Vers l'est, cet anticlinal s'envoie ; mais il n'est pas exclu qu'il se surélève à l'est du Samson pour faire apparaître les formations du Caradocien inférieur et du Llandeilien qui, au S de Huy et de Tihange, forment la bordure méridionale de la bande silurienne. Néanmoins cette relation reste à définir.

d) La zone synclinale de Grand'Pré-Fosse. A Grand'Pré, elle est marquée par l'existence de l'Ashgillien, qui n'en forme peut-être pas encore la partie centrale, cette dernière pouvant se trouver plus au sud sous le Dévonien inférieur. Cette unité est ensuite recouverte, entre Sart-Bernard et Maulenne par les formations du Dévonien inférieur charriées à l'intervention des failles de Sart-Bernard et de Maulenne qui sont des désignations locales du charriage principal.

A l'W de Maulenne, la zone synclinale réapparaît constituée par du Wenlockien au Piroy, et du Ludlowien inférieur à Fosse et à Vitrival.

Dans cette région, cette zone synclinale serait divisée en deux par une zone anticlinale dont le noyau montre en affleurement les formations llandeiliennes et caradociennes ; cet anticlinal local s'envoierait vers l'est et s'effacerait ensuite.

Le synclinal de Grand'Pré-Fosse est l'unité la plus méridionale connue en affleurement au nord du charriage du Condroz proprement dit.

e) Enfin dans le massif charrié, l'anticlinal calédonien de Puagne qui laisse réapparaître de l'Arénigien.

(1) Rien n'indique qu'en réalité l'axe anticlinal se trouve exactement dans la bande silurienne même ; peut-être est-il encore plus au nord. Mais il existe certainement en raison de ce que, 20 km au nord, dans la Méhaigne, le Silurien le plus proche de Huy apparaissant sous les sédiments hercyniens appartient au Wenlockien, et probablement au sommet de cette assise.

Ces données, en même temps qu'elles résument les connaissances acquises sur la déformation calédonienne de la bande de Sambre-Meuse, permettront de mieux situer certaines particularités de la sédimentation caradocienne.

Dans l'exposé de la stratigraphie, nous procéderons par assises successives, et définirons chacune d'elles d'abord dans le massif du Brabant, ensuite dans la bande de Sambre-Meuse. Les listes de fossiles données ne comprendront nécessairement que les plus typiques ou les plus abondants ; le contenu complet par gîte ou par assise se trouve dans les publications particulières.

I. — L'ORDOVICIEN

§ I. — L'Arénigien

Dans le massif du Brabant, l'Arénigien n'est pas reconnu paléontologiquement. Il convient cependant d'ajouter que rien n'implique son absence ; au contraire les sédiments trémadociens et les schistes de Gembloux appartiennent en effet à un domaine pélitique très uniforme, caractère qui plaide en faveur d'une sédimentation régulière et continue. Le manque de témoignages paléontologiques est dû vraisemblablement à la difficulté qu'il y a de les découvrir dans des roches affectées par une schistosité transversale à la stratification qui n'est elle-même pas toujours facile à déceler.

Dans la bande de Sambre-Meuse, l'Arénigien est bien daté à Sart-Bernard et à Huy-Statte : c'est l'assise de Huy. Dans ces deux localités, on a trouvé, dans des péloschistes noirs, la faune graptolitique suivante ⁽¹⁾ :

- Didymograptus bifidus* HALL (a, b).
- Didymograptus acutidens* ELLES et WOOD (a).
- Didymograptus nicholsoni* LAPWORTH (a).
- Didymograptus stabilis* ELLES et WOOD (a).
- Didymograptus artus* ELLES et WOOD (a).
- Climacograptus scharenbergi* LAPWORTH (a).
- Dichograptus octobrachiatus* HALL (b).
- Glyptograptus dentalus* BRONGNIART (b).
- Phyllograptus angustifolius* HALL (b).
- Æglina binodosa* (b).

Cette association est caractéristique de la zone à *Didymograptus bifidus*, partie supérieure de l'Arénigien.

Cette zone se trouve intercalée à Sart-Bernard dans une masse de péloschistes noirs, très fins ; stratigraphiquement en dessous d'elle, il existe une masse de ces schistes dont

⁽¹⁾ Les formes trouvées dans le gîte de Sart-Bernard et dans celui de Huy-Statte sont marquées respectivement (a) et (b).

l'épaisseur est au moins d'une cinquantaine de mètres ; de part et d'autre, cette bande arénigienne est limitée par des failles.

Dans la pointe silurienne de Puagne, on retrouve le même type de schistes ; bien qu'ils ne soient pas datés paléontologiquement, nous n'hésitons pas à les considérer comme arénigiens en raison de leur caractère lithologique et de leur position dans la coupe des formations de cette région.

Le Trémadocien n'affleurant pas dans la bande de Sambre-Meuse, il n'est donc pas possible d'y mesurer l'épaisseur de l'Arénigien. Dans la pointe silurienne, le levé attribuerait à cette assise une épaisseur minima de 150 mètres, chiffre qui serait exagéré dans le cas où des plissements compliqueraient la structure géométrique, ce que la qualité des affleurements ne permet pas de déterminer.

Vers le haut, la sédimentation argileuse très fine de l'Aréginien passe progressivement à un type argilo-psammitique, formé de schistes psammitiques avec très minces rubans psammitiques. Pour la facilité et la correspondance des tracés géologiques, nous avons placé le sommet de l'Arénigien à l'apparition des premiers bancs typiques témoins de cette nouvelle phase sédimentaire. Cette convention s'est révélée conforme aux faits à la suite de la découverte par E. MAILLIEUX [17, 18] de la transition Arénigien-Llandeilien, datée paléontologiquement.

§ 2. — Le Llandeilien

Dans le massif du Brabant, MALAISE [23] a rapporté au Llandeilien un ensemble de phyllades noirs ou foncés qu'il a désignés sous le nom d'assise de Rigenée. Mais des recherches complémentaires sont nécessaires pour en certifier l'existence et en mieux définir le contenu.

Dans la bande de Sambre-Meuse, le Llandeilien a été identifié grâce à l'existence de deux gîtes fossilifères, l'un à Sart-Bernard, situé à la base de l'assise, l'autre à Vitrival-Bruyère, situé à son sommet.

A Sart-Bernard, la tranchée entaillée par le chemin de fer à l'est de la gare, montre des schistes fins, noirs, passant progressivement à des schistes gréseux et des psammoschistes contenant quelques minces bancs de psammite foncé.

Les schistes noirs contiennent la faune à *Didymograptus bifidus* de l'Arénigien supérieur, tandis que les schistes gréseux renferment l'association suivante [17, 18] :

- Pionodema redux* (BARRANDE).
- Carinariospis Rœmeri* (BARRANDE).
- Hyolithes pauxillus* NOVAK.
- Hyolithes cf. cinctus* BARRANDE.
- Præleda compar* (BARRANDE).
- Palaeoneilo flectens* BARRANDE.
- Ctenodonta (Ctenodonta) applanans* (BARRANDE)

Ctenodonta (Ctenodonta) ponderata (BARRANDE).
Ctenodonta (Ctenodonta) bulunata perdentata PFAB.
Pseudocyrtodonta obtusa (BARRANDE).
Cyclopyge rediviva (BARRANDE).
Illænus katzeri BARRANDE.
Pharostoma pulchrum (BARRANDE).
Dalmanitina hawlei (BARRANDE).
Dalmanitina atava atava (BARRANDE).
Ribeirella sharpei (BARRANDE).

MAILLIEUX considère cette faune comme appartenant à la base du Llandeilien.

Cette découverte importante située à la limite Arénigien-Llandeilien le passage de la sédimentation argileuse très fine à la sédimentation argilo-psammitique.

Le gîte de Vitriaval-Bruyère appartient à la zone graptolitique à *Climacograptus peltifer*, sommet du Llandeilien ; on y a en effet récolté :

Leptograptus validus LAPWORTH.
Leptograptus latus ELLES et WOOD.
Dicellograptus exilis ELLES et WOOD.
Orthograptus intermedius LAPWORTH.
Orthograptus vulgatus ELLES et WOOD.
Æglina binodosa SALTER.

Cette faune se trouve dans des schistes noirs avec intercalations de psammoquartzites foncés à grain fin. C'est l'existence de cet horizon qui a déterminé MAILLIEUX à proposer le nom d'assise de Vitriaval-Bruyère pour désigner le Llandeilien supérieur de la bande de Sambre-Meuse.

Comme nous l'avons montré plus haut, cette dénomination est artificielle.

Antérieurement [32] nous avons groupé sous le nom de Llandeilien un ensemble de sédiments comprenant à la base des micropsammoschistes et micropsammites noirs ou gris foncé, avec intercalations de péloschistes, se chargeant vers le haut de bancs de psammoquartzites, contenant à Vitriaval-Bruyère, la zone à *Climacograptus peltifer*, eux-mêmes surmontés par une masse de psammoquartzites en bancs épais (ceux qui se trouvent au nord de l'horizon fossilifère). C'est tout cet ensemble qu'il est juste de désigner sous le nom d'assise de Vitriaval-Bruyère, comme correspondant à une phase déterminée de la sédimentation silurienne dans la bande de Sambre-Meuse. Dans notre conception première (1934), cette assise s'identifiait dans sa totalité avec le Llandeilien.

Nous montrerons au chapitre suivant qu'il faut probablement considérer le niveau supérieur de psammoquartzites comme appartenant au Caradocien dont il forme la partie inférieure.

L'assise de Vitrival-Bruyère, dans notre nouvelle conception, n'est donc plus synonyme de Llandeilien.

L'épaisseur de cette assise ne peut être évaluée que dans la région de Puagne où son épaisseur est de 100 m.

§ 3. — Le Caradocien et l'Ashgillien

Le Caradocien (*lato sensu*) est bien connu dans le massif du Brabant et dans la bande de Sambre-Meuse. La faune caradocienne fut, dans ces deux régions, la première qui permit d'affirmer l'existence du Silurien dans notre pays.

Dans le massif du Brabant, le Caradocien (*lato sensu*) est désigné sous le nom d'assise de Gembloux. Son contenu lithologique est mal défini vers sa base ; sous les couches qui, à Grand Manil, contiennent la faune caradocienne, il existe à Gembloux un ensemble de phyllades et de micropsammophyllades foncés dont l'âge exact n'est pas connu avec précision et que l'on fait rentrer sans autre argument dans l'assise de Gembloux.

Le niveau fossilifère de Grand Manil renferme essentiellement une faune conchyologique à laquelle se joignent quelques graptolites ; les espèces principales sont ⁽¹⁾ :

- Nicolella actoniæ* SOWERBY.
Orthis calligramma DALMAN.
Plæsyomis porcata M'COY.
Harknessella vespertilio SOWERBY.
Platystrophia biforata SCHLOTHEIM.
Dalmanella hirmantensis M'COY.
Dalmanella testudinaria DALMAN.
Leptæna rhomboidalis WILCKENS.
Plectambonites sericeus SOWERBY.
Atrypa marginalis DALMAN.
Calymmene incerta BARRANDE.
Tretaspis seticornis HISINGER.
Illænus Bowmanni SALTER.
Climacograptus tubuliferus LAPWORTH.
Climacograptus styloideus LAPWORTH ⁽²⁾.

MAILLIEUX a d'abord rangé cette faune dans la zone à *Dicranograptus Clingani* [II], et plus tard au sommet de la zone à *Pleurograptus linearis* [I3, I6]. La présence de *Tretaspis seticornis* l'apparente à l'Ashgillien.

(1) Pour la faune complète, voir E. MAILLIEUX, 1926.

(2) *Climacograptus caudatus* signalé en 1926 par MAILLIEUX dans les espèces récoltées dans le gîte de Grand Manil, est reconnu en 1930 par ce paléontologue comme trop mal conservé pour que sa détermination puisse être considérée comme certaine et par conséquent être prise en considération.

Dans la vallée de la Sennette, à Fauquez, MALAISE [19] a récolté un graptolite qu'il a rapporté à *Climacograptus scalaris*. En 1920, LERICHE découvrit au même endroit une faune abondante qu'il attribua au Caradocien [10], et dont MAILLIEUX donna dans la suite l'inventaire suivant [13] :

- Pleurograptus linearis* CARRUTHERS.
Leptograptus flaccidus HALL.
Dicellograptus forchammeri GEINITZ.
Orthograptus basilicus LAPWORTH.
Orthograptus rugosus HALL.
Orthograptus truncatus, var. *intermedius* ELLES et WOOD.
Orthograptus truncatus, var. *pauperatus* ELLES et WOOD.
Climacograptus styloideus LAPWORTH.
Climacograptus caudatus LAPWORTH.
Climacograptus cf. *tubuliferus* LAPWORTH.

Il semble bien qu'il faille rapporter cette faune à la zone à *Pleurograptus linearis*, du sommet du Caradocien, ce que E. MAILLIEUX fit en 1926 [11]. Puis en 1930 [13], il considère que les schistes de Fauquez correspondent à la fois à la zone à *Dicranograptus Clingani* et à la base de la zone à *Pleurograptus linearis*, opinion qu'il revisa ensuite en plaçant [16] les schistes noirs de Fauquez dans la zone à *Pleurograptus linearis* (1).

MAILLIEUX hésite aussi dans la position que les schistes noirs de Fauquez occupent par rapport à l'horizon à *Tretaspis seticornis*. En 1926, il place comme MALAISE, les schistes à graptolites de Fauquez au-dessus de l'horizon à *Tretaspis seticornis*, pour inverser finalement cet ordre [13, 16].

Par ailleurs, selon COUSTRY qui a analysé la région sur la base géométrique, les schistes noirs de Fauquez forment la partie centrale d'un synclinal ayant en bordure l'horizon à *Tretaspis seticornis*, ce qui établirait que ce dernier est le plus ancien. On en revient ainsi à la succession déjà proposée par MALAISE.

C'est à peu près au même niveau (zone à *Dicranograptus Clingani* ou zone à *Pleurograptus linearis* que se place un niveau de schistes qui, à Lessines, contient la faune graptolitique suivante [8] :

- Dicellograptus forchammeri* (GEINITZ).
Dicellograptus morrissi HOPKINSON.
Dicellograptus iohnstrupi HADDING.
Dicellograptus cf. *pumilus* LAPWORTH.
Climacograptus minimus (CARRUTHERS).
Climacograptus cf. *brevis* ELLES et WOOD.

(1) C'est à ce même niveau qu'il faut rapporter, selon MAILLIEUX (11), les graptolites trouvés par MALAISE à Monstreux.

- Climacograptus* cf. *supernus* ELLES et WOOD.
Orthograptus calcaratus LAPWORTH, var. *basilicus* LAPW.
Orthograptus calcaratus, var. *vulgatus* LAPWORTH.
Orthograptus calcaratus aff. var. *robustus* HADDING.
Orthograptus truncatus LAPWORTH, var. *pauperatus* ELLES et WOOD.

L'assise de Gembloux est caractérisée par un faciès sédimentaire essentiellement péli-tique. A la partie supérieure cependant, il existe des intercalations de tufs et tuffites [25, 36], dont l'épaisseur très faible (1,50 m) dans la vallée de l'Orneau à Grand Manil, atteint au total près d'une centaine de mètres dans la région de Hennuyères [36]. Ces tufs sont le témoignage d'une activité volcanique de caractère dellénitique à dacitique au Caradocien supérieur.

Dans la bande de Sambre-Meuse, le Caradocien et l'Ashgillien sont très bien représentés. Du point de vue paléontologique, on y distingue de haut en bas :

Ashgillien : à *Tretaspis seticornis* et *Christiania tenuicincta*.

Caradocien (s. s.) b) Zone à *Plæsyomis porcata* et *Nicolella actoniæ* comportant deux sous-zones :

- 1) Sous-zone à *Strophomena pecten*.
- 2) Sous-zone sans *Strophomena pecten*.

a) Zone à *Cryptolithus gibbifrons*.

La zone à *Cryptolithus gibbifrons* se rencontre seulement au Petit Fond d'Oxhe, au sud d'Ombret (est de Huy), où l'Ordovicien apparaît en boutonnière au sein des formations gedinniennes du synclinorium de Dinant grâce à un anticlinal décrit par ces dernières. Elle se trouve dans un complexe de micropsammoschistes et schistes noirs avec intercalations assez abondantes de minces bancs de micropsammites noirs ; MAILLIEUX qui a revu la faune récoltée par MALAISE a reconnu les espèces suivantes [11, 13, 16] :

- Homalonotus bisulcatus* SALTER.
Cryptolithus gibbifrons M'COY.
Cryptolithus concentricus EATON.
Dalmanella redux BARRANDE.

MALAISE sur la base d'une autre détermination des espèces rencontrées, avait attribué cette faune au Llandeilien et avait désigné l'assise llandeilienne belge sous le nom d'assise d'Oxhe. Les déterminations faites par MAILLIEUX ont conduit ce dernier à ranger les couches d'Oxhe dans le Caradocien, d'abord à la base (zone à *Climacograptus wilsoni* [11]), ensuite plus haut à la base de la zone à *Pleurograptus linearis* [13, 16].

Mais abstraction faite de la difficulté de situer exactement la position de cette faune au sein de la gamme des zones graptolitiques, il faut souligner que MAILLIEUX, comme MALAISE, la situe à un niveau paléontologique inférieur aux schistes de Fosse, c'est-à-dire sous

la zone à *Plæsyomis porcata* et *Nicolella actoniæ*. Malheureusement, cette conclusion ne peut être confirmée par un fait géométrique évident, car la faune à *Cryptolithus gibbifrons* n'est pas connue dans la bande de Sambre-Meuse proprement dite.

On en a néanmoins une confirmation indirecte. L'ensemble lithologique contenant la faune du Fond d'Oxhe constitue, grâce à ses intercalations psammitiques, un horizon très apparent dans la bande de Sambre-Meuse et que l'on suit aisément : on l'observe à Ombret, Huy, Faulx-les-Tombes, Dave, Fosse et Vitrival. 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 calcareux à *Plæsyomis porcata*. Ceci est donc en parfait accord avec les données paléontologiques.

Cette conclusion nous amène à reconsidérer la coupe que nous avons donnée autrefois [32] des formations caradocienne et llandeilienne (avec zone à *Climacograptus peltifer*) de Vitrival-Bruyère.

Dans ce hameau, le levé cartographique permet de dresser la coupe suivante, du N au S (les couches sont renversées vers le nord) :

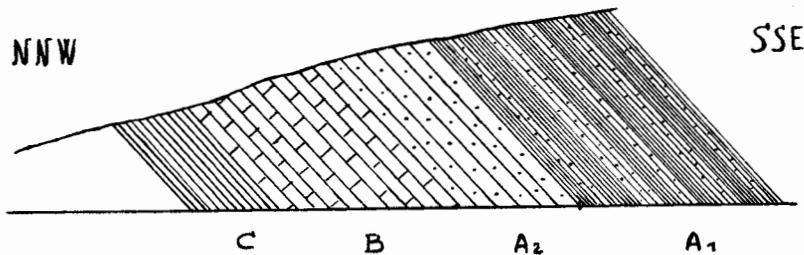


FIG. 1. — Coupe de La Bruyère.

C. — Schistes verts, parfois mouchetés de vert foncé, localement calcarifères. Ils affleurent en escarpement le long de la route d'Aisemont à Vitrival au-dessus de la tranchée du chemin de fer ainsi que dans cette dernière. Ils contiennent la faune de la sous-zone à *Strophomena pecten*, *Plæsyomis porcata* et *Nicolella actoniæ*.

B. — Calcaires argileux, calcschistes et schistes calcareux, série au sommet de laquelle on retrouve la même faune que dans l'horizon précédent ; ils affleurent dans la tranchée du chemin de fer à une centaine de mètres du passage à niveau de Vitrival-Bruyère.

Les relations entre B et C ne sont malheureusement pas visibles ici ; mais l'examen du terrain permet de reconnaître que, ou la transition est très rapide ou le contact est franc.

A₂. — Horizon de psammoquartzites noirs ou gris foncé, en bancs moyens, avec intercalations de schistes noirs ; ils ont été exploités autrefois.

A₁. — Horizon à *Climacograptus peltifer* dans un complexe de schistes noirs avec intercalations de psammoquartzites foncés.

Sédimentologiquement, les niveaux A₂ et A₁ sont indubitablement apparentés et comme nous l'avons dit précédemment forment un ensemble naturel qui doit être distingué comme tel de l'ensemble B et C. C'est pourquoi nous les avons groupés tous deux dans l'*assise de Vitrival-Bruyère (novo sensu)*.

Sur la base de cette similitude de facies, nous avons rangé autrefois l'horizon A₂ dans le Llandeilien supérieur [32]. Aujourd'hui, compte tenu de la grande constance des facies pélitiques constatée dans la bande de Sambre-Meuse, nous n'hésitons pas à considérer que l'horizon riche en psammoquartzites foncés de Vitrival-Bruyère est en totalité ou en grande partie l'équivalent du niveau du Petit Fond d'Oxhe, et par conséquent est Caradocien. Conventionnellement nous dirons dorénavant que l'âge de cet horizon est caradocien inférieur, sans attribuer à cette qualification une valeur internationale.

La zone à *Plæsyomis porcata* et *Nicolella actoniæ* est bien représentée dans la bande de Sambre-Meuse ; les éléments principaux de la faune sont [32] :

- Nicolella actoniæ* SOWERBY.
Plæsyomis porcata M'COY.
Harknessella vespertilio SOWERBY.
Hebertella crispa M'COY.
Platystrophia biforata SCHLOTHEIM.
Plectambonites sericeus SOWERBY.
Plectambonites transversalis DALMAN.
Atrypa reticularis LINNE.
Dalmanella hirnantensis M'COY.
Dalmanella testudinaria DALMAN.
Leptaena rhomboidalis WILCKENS.
Orthis calligramma DALMAN.
Cybele verrucosa PANDER.
Calymena incerta BARRANDE.

Dans la partie occidentale de la bande de Sambre-Meuse, cette faune est contenue dans une assise calcaireuse : ce sont essentiellement des calcschistes et schistes calcaireux pouvant contenir quelques bancs calcaires surtout à la base. L'épaisseur de cette zone peut atteindre 110 m, valeur maximum trouvée ⁽¹⁾. Ce n'est qu'au sommet de cette dernière, ou d'une façon générale à quelques mètres sous les schistes ashgilliens, que nous avons rencontré *Strophomena pecten*. Cette localisation nous a donc amené à distinguer la sous-zone supérieure à *Strophomena pecten*, et la sous-zone inférieure qui ne contient pas cette espèce ⁽²⁾.

Avant d'envisager la lithologie de la zone à *Plæsyomis porcata* etc., et ses relations avec le Caradocien inférieur, nous étudierons l'Ashgillien ou zone à *Tretaspis seticornis* et à *Christiania*

⁽¹⁾ Pointe de Puagne.

⁽²⁾ Il n'est pas possible de tirer parti des listes de fossiles publiées par MAILLIEUX, les récoltes ayant été faites par MALAISE et la localisation des endroits de fouille étant tout à fait imprécise.

tenuicincta qui surmonte indubitablement la première ainsi que le montrent plusieurs coupes, et en particulier celle de Courrière-Faulx-les-Tombes ; en cet endroit, l'ordre stratigraphique est défini indépendamment de la paléontologie, sur la base d'une discordance stratigraphique très nette (voir plus loin).

Les roches calcarifères de la zone à *Plæsyomis porcata* etc., passent progressivement à des micropsammoschistes verts très homogènes, parfois légèrement calcareux, et qui se présentent fréquemment sous la forme de schistes verts tachetés de vert sombre que LASSINE a désignés sous le vocable de « schistes mouchetés ».

Cet horizon lithologique est pauvre en fossiles ; néanmoins à Faulx-les-Tombes-Courrière, il contient de nombreux spécimens de :

Tretaspis seticornis HISINGER.

Plectambonites quinquecostata M'COY.

auxquels s'ajoutent :

Plectambonites sericeus SOWERBY.

Orthis calligramma DALMAN.

Cet horizon est très constant dans la bande de Sambre-Meuse ; malheureusement les nombreuses failles qui la découpent n'ont permis de voir son contact avec l'assise supérieure qu'à Tihange (est de Huy).

Dans cette dernière localité, l'assise des schistes mouchetés qui contient dans ses quinze mètres supérieurs de minces intercalations psammitiques, est recouvert par des schistes fins, vert foncé, finement zonaires, faciles à différencier des roches sous-jacentes, et qui contiennent la faune graptolitique typique de la zone à *Cephalograptus acuminatus*, partie tout à fait inférieure du Gothlandien.

L'Ashgillien apparaît donc comme une unité lithologique bien définie : bien délimitée vers le haut, elle est nettement apparentée vers le bas à la zone à *Plæsyomis porcata* par son caractère légèrement carbonatifère.

C'est à l'ensemble formé par la zone à *Plæsyomis porcata* etc. et la zone à *Tretaspis seticornis* (Ashgillien) qu'il faut réserver le nom d'*Assise de Fosse*, unité lithologique de la bande de Sambre-Meuse.

L'assise de Fosse ne comprend donc que la partie supérieure du Caradocien (*lato sensu*) ; son âge sera schématiquement désigné sous le vocable Caradocien supérieur.

§ 4. — Les relations entre l'assise de Vitriaval-Bruyère (Llandeilien et Caradocien inférieur) et l'assise de Fosse (Caradocien supérieur). La discordance intracaradocienne

Nous envisagerons ces relations dans une série de coupes nord-sud, en commençant par la partie centrale de la bande de Sambre-Meuse (région de Dave, Arville et Faulx-les-Tombes) et progressant ensuite vers l'W (région de Fosse-Presles et Puagne) et vers l'est (région de Huy-Ombret-Petit Fond d'Oxhe).

Dans ces coupes transversales, les différentes unités tectoniques sont restituées dans les positions relatives qu'elles occupaient à la fin de l'orogénèse calédonienne. Notons ici que ces relations ne sont perturbées par le charriage hercynien que dans un seul cas : celui du lambeau de recouvrement de Dave, qui, formé de Caradocien, repose sur le Couvinien et le Gothlandien en place [32].

A. — RÉGION CENTRALE

La région centrale met en évidence les relations entre les deux assises dans les deux flancs de l'anticlinal de Sart Bernard.

I) *Flanc sud.* — Une excellente coupe le long de la route de Faulx-les-Tombes à Courrière montre la succession suivante (fig. 2) :

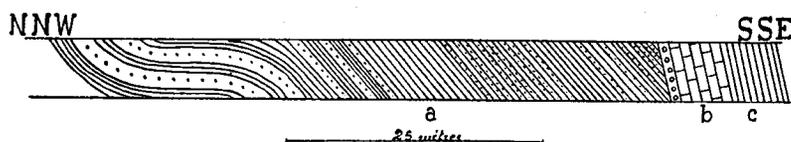


FIG. 2. — Coupe de l'Ordovicien à Faulx-les-Tombes, le long de la route de Courrière. Discordance du Caradocien.

a) Micropsammoschistes et psammoschistes bleu foncé avec intercalations de bancs de psammoquartzites et psammites.

Ils appartiennent à l'assise de Vitriaval-Bruyère, et leur âge est soit caradocien inférieur ou au plus llandeilien tout à fait supérieur.

Les couches de la partie méridionale de cet horizon, dont l'inclinaison est de 50° S, viennent buter contre des :

b) Grauwackes calcareuses, inclinant de 75° vers le sud.

La partie inférieure contient de petits cailloux noirs disséminés dans du psammoschiste. Le contact entre ces deux ensembles se fait par discordance stratigraphique.

Dans les grauwackes situées à 4 m au-dessus du contact, on trouve la faune du Caradocien supérieur, plus exactement celle de la sous-zone supérieure à *Strophomena pecten*.

Cette grauwacke a une épaisseur totale de 6 mètres.

c) Elle est suivie au sud par l'assise des schistes mouchetés, dans le prolongement desquels se trouve, à peu de distance, la faune ashgillienne typique à *Tretaspis seticornis* (voir plus haut p. 55).

Outre la discordance stratigraphique qui indique sans ambiguïté la succession lithologique et faunique, il faut noter la faible épaisseur (6 m) de la zone à *Plæsyomis porcata* dont la sous-zone supérieure existe seule.

II) *Flanc nord* :

1) A *Arville*, le long du chemin conduisant de la gare de Sart-Bernard au château, on observe à l'est du ruisseau du Moulin du Tronquay, une succession de couches concordantes en position renversée vers le nord. Elle comprend de bas en haut les horizons suivants :

a) Psammoschistes et schistes bleu foncé, visibles sur quelques mètres seulement. Ils appartiennent à l'assise de Vitriaval-Bruyère sans qu'on puisse définir s'ils sont d'âge llandeilien plutôt que caradocien inférieur. Mais l'abondance, à proximité de nombreux débris de roches quartzitiques et gréseuses, indique plutôt l'existence de cette dernière zone.

b) Grésoschistes légèrement calcaireux, contenant en abondance de petits galets de grès schisteux noirs, très bien roulés. Ils sont visibles sur 2 m. Le dernier banc poudinguiforme contient la faune à *Strophomena pecten*.

Ces bancs conglomératiques sont surmontés par 8 m de calcschistes, avec quelques minces bancs calcaires, et contenant également la faune à *Strophomena pecten*.

c) Micropsammoschistes verts et « schistes mouchetés » de l'Ashgillien.

2) A Dave, le long de la route conduisant à Naninne par le flanc nord de la vallée, on observe un lambeau de poussée qui, comme nous l'avons montré antérieurement [29, 32] appartient à une zone située au nord de l'anticlinal de Sart-Bernard. Il est constitué par la succession suivante (de bas en haut) (fig. 3) :

a) Micropsammoschistes foncés avec intercalations de psammoquartzites foncés, inclinant de 70° SE. Ils appartiennent à l'assise de Vitriaval-Bruyère, sans qu'on puisse décider s'ils sont d'âge llandeilien supérieur ou caradocien inférieur.

b) Cet horizon est nettement recoupé par une surface inclinant de 45° au SE, et sur laquelle repose sans dislocation en nette discordance stratigraphique, un banc de schiste contenant de petits cailloux pisaires, bien roulés, de grès foncé.

Il est surmonté par 4 m de schiste calcaireux contenant la faune de la zone à *Plæsyomis porcata* et *Nicolella actoniæ*. S'il est certain que cet horizon appartient à l'assise de Fosse, on ne peut décider ici s'il appartient à la sous-zone supérieure ou inférieure du Caradocien supérieur.

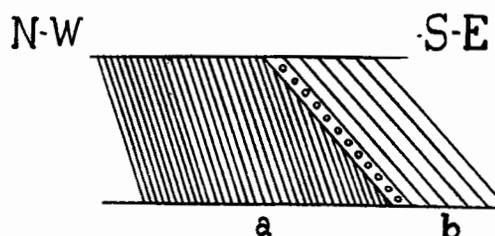


FIG. 3. — Discordance du Caradocien à Dave, le long du chemin de Naninne.

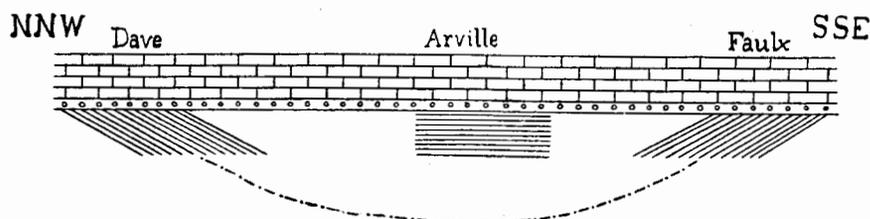


FIG. 4. — La discordance caradocienne dans la région de Dave et de Faulx-les-Tombes.

La conclusion qui se dégage, c'est que des déformations ont affecté les formations sédimentaires à la fin du Caradocien inférieur, déterminant l'exondation et l'érosion de la partie émergée. Cette déformation consistait en certains points en un basculement des couches atteignant 25° . Un essai de reconstitution qualitatif de la région montre qu'il s'agit

en fait d'un plissement dont l'allure ne peut être qu'esquissée, l'ouverture transversale des plis ne pouvant être appréciée (fig. 4).

L'immersion est survenue, tout au moins dans la région de Faulx-les-Tombes et d'Arville, peu avant l'Ashgillien, plus exactement à la fin du Caradocien supérieur au moment de la faune à *Strophomena pecten*. Il est possible qu'elle ait débuté un peu plus tôt dans la région de Dave.

B. — RÉGION OCCIDENTALE

Aucune discordance n'a été observée dans cette région ; il est vrai que les coupes ne montrent pas le contact proprement dit ; par ailleurs les relations entre l'assise de Vitrival-Bruyère et celle de Fosse varient : sous ce rapport il faut envisager à part la pointe de Puagne, partie de la bande de Sambre-Meuse qui est solidaire du synclinorium de Dinant.

Comme nous l'avons dit précédemment l'anticlinal de Sart-Bernard passe au nord de Fosse ; à la hauteur de Vitrival son flanc nord est recouvert par les formations couviniennes du bord sud du synclinorium de Namur ; au droit de Vitrival, persiste sa partie centrale et son flanc méridional, marqué par la répétition des assises ordoviciennes. C'est au flanc sud de la zone anticlinale de Sart-Bernard qu'appartiennent les couches à *Climacograptus peltifer* de Vitrival-Bruyère. Dans cette partie, aucune roche conglomératique n'a été trouvée ; mais la transition lithologique entre l'assise de Vitrival-Bruyère et l'assise de Fosse est ou très rapide ou à contact stratigraphique brutal.

Dans le synclinal de Grand Pré-Fosse, divisé en deux par la zone anticlinale (calédonienne ou hercynienne?) de Cocriamont, A. STAINIER a découvert dans les calcaires que nous rapportons au Caradocien supérieur un conglomérat à pâte calcaire, à cailloux roulés constitués par des schistes, des schistes siliceux et des calcaires ; son épaisseur est de l'ordre de 1 m à 1,50 m ; mais son contact avec les roches sous-jacentes n'est pas visible.

Cependant plus à l'est, une excellente coupe relevée dans la tranchée du chemin de fer vicinal à la lisière est du Bois de Presles montrait la succession suivante du nord vers le sud :

a) Schistes gréseux verts et schistes mouchetés, visibles sur 40 m ; inclinaison 45° S (Ashgillien).

b) Calcschistes avec quelques minces bancs de calcaire compact ; inclinaison 45° S ; épaisseur : 50 m. Nous les rangeons dans le Caradocien supérieur, et par conséquent dans l'assise de Fosse, car c'est dans des calcschistes identiques, avec intercalations de bancs calcaires affleurant un peu au sud que nous avons recueilli la faune à *Strophomena pecten*.

A leur extrémité méridionale, c'est-à-dire à la base stratigraphique de cette assise calcaire, on observe un banc de calcaire conglomératique à cailloux roulés de calcaire auxquels se mêlent des cailloux de schiste gréseux.

c) Schistes bleus et psammoschistes de l'assise de Vitrival-Bruyère.

Aucun signe de discordance n'apparaît entre les deux assises ; mais il n'existe entre elles aucune transition lithologique et de plus l'assise calcaire débute par un conglomérat ; ce

dernier étant de même type que celui de Cocriamont, nous pensons qu'il n'est pas excessif d'étendre à tout l'anticlinal secondaire de Cocriamont la relation trouvée dans la tranchée du Bois de Presles.

La conclusion qui se dégage, c'est que dans le prolongement ouest suivant les axes de plissement de l'anticlinal de Sart-Bernard, la discordance entre les deux assises fait place à une concordance ; cependant le contact reste net et d'ailleurs souligné par un conglomérat. Si de plus, on prend en considération que jamais on ne trouve de facies calcaire qu'au-dessus de ce contact, on en vient à considérer les galets calcaires qui font partie du conglomérat comme le remaniement de sédiments calcaires qui se sont déposés sur place ou à proximité immédiate. Le contact est donc l'expression d'une lacune. Il n'est pas possible d'évaluer l'ampleur de cette dernière ; il se peut que dans la région du Bois de Presles, la sous-zone inférieure (sans *Strophomena pecten*) du Caradocien supérieur fasse défaut ; mais ce n'est pas certain ; l'étude du contenu paléontologique des roches calcareuses proches du contact n'a pas été faite. Il faut noter par ailleurs que l'épaisseur des sédiments calcaires surmontant ce contact est d'une cinquantaine de mètres, alors que dans la région de Arville-Faulx-les-Tombes, cette épaisseur est de 10 m maximum. On voit donc de toute façon que la région située à l'ouest de Fosse se marque sous tous rapports par un effacement du mouvement de surélévation.

Dans la pointe silurienne de Puagne qui occupe dans la zone de sédimentation calédo-nienne une position méridionale par rapport à la région de Fosse-Cocriamont, le passage de l'assise de Vitriaval-Bruyère à celle de Fosse paraît progressif ; dans tous les cas il est concordant et aucun poudingue ne s'y observe. La zone inférieure du Caradocien supérieur y est présente et rien ne fait pressentir l'existence d'une lacune stratigraphique entre les deux assises en cause : la sédimentation a été continue ; le seul trait qui reste en commun avec la région d'Arville-Faulx-les-Tombes et celle de Fosse-Cocriamont est l'apparition du Caradocien du facies calcaire. Cependant ce dernier est caractérisé par une forte contamination par les éléments terrigènes et il n'existe jamais de calcaire à peu près pur.

La région de Puagne fait ainsi apparaître que c'est dans la région où lacunes et discordances existent que la sédimentation calcaire a pu être la moins contaminée par les éléments terrigènes.

C. — REGION DE HUY

A l'est de Faulx-les-Tombes, la bande silurienne ne montre plus de bonnes coupes, et il faut arriver dans la région de Huy pour retrouver des faits permettant d'appuyer des conclusions définitives.

Dans cette région, la partie méridionale de la bande de Sambre-Meuse prolonge vraisemblablement l'anticlinal de Sart-Bernard dont elle constituerait le flanc nord. L'assise de Fosse y a perdu son caractère calcaire ; elle est constituée par des schistes foncés au sein desquels existent quelques bancs faiblement fossilifères ; il est difficile en général de la distinguer des schistes gréseux de l'assise de Vitriaval-Bruyère dont le sommet conserve cependant son

caractère plus psammitique ; il y a continuité dans la sédimentation et de plus avec le même facies pélitique. Un détail cependant prend sa valeur dans la question qui nous occupe : on observe en de nombreux endroits à l'ouest de Huy et à Huy même (chemin de la Sarte) un banc de schiste chargé de grains de quartz grossiers et renfermant sporadiquement de rares petits cailloux roulés atteignant au maximum 1 cm de diamètre. L'épaisseur de ce sédiment est au plus de 2 m. Celui-ci est l'expression atténuée, à peine perceptible, des phénomènes diastrophiques de la partie centrale et occidentale de la bande de Sambre-Meuse.

C'est plus au sud que se situe le massif du Fond d'Oxhe renfermant le niveau à *Cryptolithus gibbifrons*. Au-dessus de celui-ci vient un ensemble épais de plus d'une centaine de mètres formé de schistes noirs au sein desquels nous n'avons trouvé aucune trace de sédiment calcaire ou de sédiment grossier. On doit en déduire : ou bien une partie des schistes appartient à l'assise de Fosse ; dans ce cas, non seulement la sédimentation est continue entre l'assise de Vitrival-Bruyère et celle de Fosse, mais aussi le facies calcaire a disparu de cette dernière, faisant place à un facies typiquement pélitique ; ou bien l'entièreté de ces formations est antérieure à l'assise de Fosse et leur épaisseur relativement forte indique que cette zone a des caractéristiques sédimentaires qui s'écartent totalement de celles de la région Dave-Faulx-les-Tombes : dans les deux cas on se trouve dans une partie du domaine sédimentaire qui n'a plus rien de commun avec la région Fosse-Faulx-les-Tombes.

Examinons maintenant l'unité tectonique calédonienne qui, à Huy, forme la partie septentrionale de la bande de Sambre-Meuse : le synclinal de Tihange-Colibeu. Aucun caractère anormal n'apparaît dans la succession sédimentaire ; il n'existe ni lacune, ni sédiments conglomeratiques. De plus quelques minces bancs calcaires s'intercalent dans le Caradocien.

De l'examen de la partie orientale de la bande de Sambre-Meuse, il se dégage donc nettement que la discordance intra-caradocienne est complètement effacée et que la sédimentation est parfaitement continue entre l'assise de Vitrival-Bruyère et celle de Fosse. Le trait sédimentaire rappelant la région centrale et occidentale de bande de Sambre-Meuse consiste dans la présence au flanc nord du synclinal de Tihange de quelques intercalations calcaires.

L'ensemble des faits se traduisent dans les conclusions suivantes :

a) Dans la partie centrale de la bande de Sambre-Meuse (région de Dave-Faulx-les-Tombes), plus spécialement dans la zone anticlinale de Sart-Bernard, des mouvements diastrophiques ont déterminé une émergence accompagnée d'érosion.

b) De part et d'autre de cette aire et en particulier dans le prolongement de l'anticlinal précité, tant vers l'est que vers l'ouest, l'érosion sous-marine ou simplement la défaillance de la sédimentation a causé une lacune entre l'assise de Vitrival-Bruyère et l'assise de Fosse déterminant un contact concordant, mais brutal, entre deux types lithologiques nettement différents.

Ce n'est qu'à plus grande distance que la sédimentation est continue entre les deux assises.

c) La surface d'érosion continentale est surmontée par une sédimentation calcaireuse qui occupe également le domaine marin où existe la lacune ; c'est dans ce dernier que la formation calcaire caradocienne est la moins contaminée par les éléments terrigènes, et est même la plus épaisse.

Ce régime calcaire s'est constitué sous faible profondeur d'eau ainsi que l'établit la présence d'algues calcaires (*Solenopora*) et de colonies de bryozoaires, ainsi que le remaniement simultané de ces dépôts, parfois à facies de conglomérat calcaire.

On ne peut manquer de songer à une relation de cause à effet entre ces faits fondamentaux du Caradocien ; on en déduit que la cessation de la sédimentation terrigène au début du Caradocien et son remplacement par la sédimentation calcaire est la conséquence du mouvement de soulèvement qui a déterminé dans la bande de Sambre-Meuse un haut fond, qui a persisté pendant un certain temps ; ce domaine se trouvait par moment à l'abri de la sédimentation terrigène et permettait l'instauration d'un régime calcaire.

d) En dehors de l'aire où le contact de l'assise de Vitrival-Bruyère et de l'assise de Fosse est marqué par une lacune ou une discordance, la sédimentation caradocienne contient également des phases calcaires, comme c'est le cas dans la pointe de Puagne et à Huy même.

Par contre dans cette partie orientale de la bande de Sambre-Meuse que nous présumons appartenir à la zone anticlinale de Sart-Bernard, la sédimentation calcaire fait entièrement défaut ; la sédimentation pélitique très fine a persisté dans la partie inférieure de l'assise de Fosse.

Si l'on étend à tout le régime calcaire de l'assise de Fosse la cause énoncée plus haut, on en arrive à concevoir dans la bande de Sambre-Meuse une aire soulevée qui embrasse toute la partie occidentale et centrale de la bande, et seulement la partie septentrionale dans la région de Huy-Tihange ; sa limite méridionale est donc disposée obliquement par rapport aux plis calédoniens ; en particulier, elle recoupe l'anticlinal de Sart-Bernard entre Huy et le Samson.

La limite septentrionale de cette aire ne peut être précisée ; elle est recouverte par les formations du Dévonien moyen ou supérieur déposées en transgression sur le continent calédonien. Dans la vallée de l'Orneau du massif du Brabant, la plus proche de la bande de Sambre-Meuse, tout le Caradocien se présente avec un facies pélitique, sans bancs calcaires.

Cette aire de surélévation n'est d'ailleurs que momentanée ; à l'Ashgillien (partie supérieure de l'assise de Fosse), la sédimentation est revenue partout à un facies pélitique uniforme.

*L'âge de la discordance qui s'est manifestée dans la partie la plus surélevée de cette aire est donc intracaradocien, c'est-à-dire entre la zone à *Cryptolithus gibbifrons* et la zone à *Plæsyomis porcata*.*

L'épaisseur de l'assise de Gembloux est impossible à définir du fait que sa délimitation vers le bas n'est pas précisée paléontologiquement. On en est réduit comme nous l'avons dit précédemment, à y faire rentrer l'ensemble de phyllades qui affleurent à Gembloux même, quitte à envisager actuellement que le total représente non seulement le Caradocien,

mais également le Llandeilien voire l'Arénigien ; compris dans ce sens, il est encore difficile de mesurer l'épaisseur de cet ensemble, en raison de l'existence certaine de plis dont on ignore l'ampleur. MALAISE lui donnait 600 m ; nous croyons pour notre part que cette valeur est trop faible et qu'un chiffre de 1000 m est plus près de la vérité.

L'épaisseur de l'assise de Fosse est de 110 m dans la pointe de Puagne où la série est complète. Dans la région de Fosse, de Dave ou de Huy, elle est certainement du même ordre et plutôt plus faible.

II. — LE GOTHLANDIEN

§ 1. — Le Llandoverien et le Tarannonien

Dans le massif du Brabant, le Llandoverien et le Tarannonien, désignés par MALAISE sous le vocable d'assise de Grand Manil, constituent un ensemble pélitique à caractère argileux nettement prédominant, de teinte foncée, au sein duquel s'intercalent par place de minces bancs de psammoquartzites à grain très fin ainsi que des lits carbonatés. Ni l'un ni l'autre de ces types lithologiques ne prédominent jusqu'à constituer une unité lithologique à valeur stratigraphique ; il semble cependant que le type carbonaté ne se rencontre que dans le Llandoverien, tandis que le Tarannonien contient des bancs de psammoquartzites fins, souvent à stratification interne entrecroisée ; cette dernière texture indique un milieu de sédimentation de profondeur suffisamment faible pour que les dépôts élaborés portent la marque de courants marins.

A Grand Manil, tout à la base du Llandoverien, il existerait, suivant MALAISE, un niveau à *Climacograptus scalaris* au-dessus duquel se trouvent les coulées rhyolitiques bien connues.

A peu de distance au-dessus de ces dernières, MALAISE a découvert une faune graptolitique contenant les espèces suivantes, déterminées par MAILLIEUX [13] :

- Climacograptus medius* TÖRNQUIST.
- Climacograptus rectangularis* M'COY.
- Orthograptus vesiculosus* NICHOLSON.
- Dimorphograptus extenuatus* ELLES et WOOD.
- Monograptus incommodus* LAPWORTH.
- Monograptus cyphus* LAPWORTH.

Cette faune caractérise la zone à *Monograptus cyphus*.

Une faune graptolitique appartenant à un niveau supérieur au précédent a été découverte d'une part dans le socle silurien de la Hesbaye, à Voroux-Goreux, d'autre part dans celui de la Flandre Occidentale à Lichtervelde. Tous deux appartiennent à la zone à *Monograptus convolutus*, partie supérieure du Llandoverien.

Le premier a fourni de nombreuses espèces [14, 28] :

- Monograptus convolutus* HISINGER (1).
Monograptus lobiferus M'COY (1).
Monograptus communis LAPWORTH (1).
Monograptus communis, var. *rostratus*, ELLES et WOOD (1).
Monograptus regularis TÖRNQUIST (1).
Monograptus jaculum LAPWORTH.
Monograptus decipiens TÖRNQUIST.
Monograptus clingani CARRUTHERS.
Monograptus denticulatus TÖRNQUIST.
Monograptus urceolus RICHTER.
Monograptus limulatus TÖRNQUIST.
Monograptus crenularis LAPWORTH.
Monograptus concinnus LAPWORTH.
Monograptus cf. *elongatus* TÖRNQUIST.
Rastrites peregrinus BARRANDE.
Orthograptus bellulus TÖRNQUIST (1).
Orthograptus insectiformis NICHOLSON.
Glyptograptus tamariscus NICHOLSON.
Petalograptus palmeus, var. *latus* BARRANDE.
Cephalograptus cometa GEINITZ.
Climacograptus, sp. (1).

A Lichtervelde, une faune semblable a été recueillie à l'occasion d'un sondage qui a rencontré le Silurien sous la couverture post-paléozoïque. Dans les carottes de sondage comprises entre les profondeurs de 264 m et 289,40 m, cette faune, prise dans son ensemble comprend [35] :

- Monograptus regularis* TÖRNQUIST.
Monograptus communis LAPWORTH.
Climacograptus scalaris HISINGER.
Climacograptus törnquisti ELLES et WOOD.
Orthograptus bellulus TÖRNQUIST.
Rastrites peregrinus BARRANDE.

Il indique la présence de la partie supérieure du Llandovérien, soit la zone à *Monograptus gregarius* soit la zone à *Monograptus convolutus*, soit les deux.

On y note l'existence d'intercalations carbonatées (dolomies) isolées dans l'ensemble schisteux où micropsammoschisteux, caractéristique qui se retrouve dans le même niveau stratigraphique de la bande de Sambre-Meuse.

(1) Espèce abondamment représentée.

Le Taranonien a été découvert par MALAISE à 400 m, au sud des rhyolites de Grand Manil, où un niveau de psammoquartzites renferme la faune suivante, appartenant à la zone à *Monograptus crispus* [13] :

Monograptus crispus LAPWORTH.

Monograptus spiralis GEINITZ.

Monograptus priodon BRONN, *mutatio alpha*.

Dans la bande de Sambre-Meuse le Llandovérien et le Taranonien ont été bien repérés⁽¹⁾ ; plusieurs des zones du Silurien britannique y sont présentes.

MAILLIEUX considère comme appartenant à la base de Llandovérien une faune autrefois récoltée par MALAISE dans les environs de Sart-Eustache ; celle-ci comprend [13, 16] :

Portlockia elegans SARS et BROCK.

Atrypa marginalis.

Meristina crassa.

Plectorthis rustica SOWERBY (vraisemblablement).

L'association de ces trois formes, selon MAILLIEUX, a été signalée au sommet du Llandovérien [11] d'Angleterre ; cependant le facies des schistes qui les contiennent, les rapprochant lithologiquement des schistes calcaireux ashgilliens, MAILLIEUX est amené à reporter à une date plus ancienne l'extension de ces trois formes. En fin de compte, il les considère provisoirement tout au moins comme contemporains de la faune graptolitique à *Cephalograptus acuminatus*, zone de base du Llandovérien.

Les documents nous manquent pour situer à Sart-Eustache la position géographique et par conséquent géométrique de ces schistes à *Portlockia elegans* ; leurs relations avec les autres niveaux fossilifères de la région, plus exactement l'assise de Fosse (Caradocien et Ashgillien), restent indéfinies. En l'absence de faits probants, on en est donc réduit à une interprétation qui consiste ici dans la conciliation de plusieurs observations ; c'est ce que fait MAILLIEUX en relâchant à juste titre dans ce cas, la rigueur de l'argument paléontologique. A notre avis, il y a lieu de le faire davantage encore.

En effet, la zone à *Cephalograptus acuminatus* est bien identifiée dans la bande de Sambre-Meuse, à Tihange (près de Huy), où ce graptolite a été découvert en abondance, accompagné de *Mesograptus modestus*. La coupe du chemin de Tihange à Bonne-Espérance, qui le contient, montre en outre le passage du Caradocien-Ashgillien au Llandovérien ; elle montre successivement du nord au sud les niveaux suivants :

⁽¹⁾ C'est l'assise de Roux de MALAISE. MAILLIEUX [11] a montré qu'une partie des faunes rapportées par MALAISE à cette assise sont en réalité d'âge caradocien et ashgillien. Par ailleurs, nous rangeons aussi dans le Caradocien (*lato sensu*) les schistes de Sart-Eustache, à *Portlockia elegans*, considérés par MAILLIEUX comme base du Llandovérien [16]. La dénomination d'assise du Roux pour désigner le Llandovérien et Taranonien de la bande de Sambre-Meuse doit être abandonnée.

a) Schistes vert bleuâtre, avec banc de calcaire locale renfermant :

Orthis calligramma DALMAN.

b) Micropsammoschistes verts et schistes mouchetés.

Épaisseur : 35 m.

c) Micropsammoschistes avec intercalations de minces bancs de psammites à grain fin, devenant plus épais vers le sommet.

Épaisseur : 15 m.

d) Schistes vert foncé, parfois finement zonaires à *Cephalograptus acuminatus*.

e) Après une lacune d'observation de 13 m environ, viennent les schistes noirs ou foncés, s'altérant en brun, renfermant la faune typique de la zone supérieure à *Mesograptus modestus*, à savoir ⁽¹⁾ :

Mesograptus modestus LAPWORTH.

Orthograptus vesiculosus NICHOLSON.

Climacograptus medius TÖRNQUIST.

Climacograptus rectangularis M'COY.

Climacograptus scalaris, var. *miserabilis* ELLES et WOOD.

Climacograptus scalaris, var. *normalis* LAPWORTH.

Climacograptus Hughesi NICHOLSON.

Climacograptus minutus CARRUTHERS.

Dimorphograptus elongatus LAPWORTH.

Monograptus atavus JONES.

Monograptus incommodus TÖRNQUIST.

A Tihange, la réapparition du facies argileux noir se fait donc rapidement, voire sans transition, à la base même du Llandovérien ; elle est précédée par une phase de sédimentation finement sableuse nettement accentuée prolongeant la phase ashgillienne. A en juger par les informations lithologiques fournies par MAILLIEUX sur les schistes de Sart-Eustache, ceux-ci ne sont pas à rapprocher du Llandovérien mais bien du facies ashgillien. Bien qu'il y ait 60 km entre Sart-Eustache et Tihange, nous rattacherons les schistes à *Portlockia elegans* à l'Ashgillien.

C'est aussi dans un ensemble de schistes et micropsammoschistes noirs avec quelques minces intercalations de psammite foncé noir et même de calcaire (Fosse) que la faune de la zone à *Monograptus convolutus* a été trouvée.

⁽¹⁾ Dans la liste suivante, on a rassemblé les espèces trouvées dans deux gisements dans le prolongement l'un de l'autre. Pour le détail, voir [32] p. 70.

Les espèces rencontrées sont ⁽¹⁾ [26, 32] :

- Monograptus convolutus* HISINGER (a).
Monograptus lobiferus M'COY (a, b).
Monograptus decipiens M'COY (b).
Monograptus communis, var. *rostratus* ELLES et WOOD (a).
Monograptus regularis TÖRNQUIST (a, b).
Monograptus limatulus TÖRNQUIST (b).
Monograptus clingani CARRUTHERS (b).
Monograptus circularis ELLES et WOOD? (b).
Climacograptus scalaris HISINGER (a).
Climacograptus törnquisti ELLES et WOOD (b).
Climacograptus Hughesi NICHOLSON (b).
Orthograptus bellulus TÖRNQUIST (a, b).
Rastrites peregrinus BARRANDE (b).

A Fosse ce niveau ou d'une façon générale la partie supérieure du Llandovérien contient suffisamment de bancs de psammite foncé pour qu'on puisse le confondre avec le niveau de psammoquartzites foncés du sommet de l'assise de Vitriaval-Bruyère ⁽²⁾.

Le même facies lithologique, de teinte noire à bleu noirâtre, à prédominance pélitique se poursuit jusqu'au sommet du Tarannonien. C'est dans la région de Dave que cet ensemble est le plus typique, en dépit de l'existence de failles dont l'effet est de raccourcir la succession stratigraphique : on observe un ensemble de micropsammochistes et schistes noirs dont la partie inférieure appartient au sommet du Llandovérien (zone à *Monograptus convolutus* ou *Monograptus Sedgwicki*). Son sommet est à classer dans la partie supérieure de cette dernière assise (zone à *Monograptus crenulatus*).

Entre ces deux niveaux repères, on a rencontré :

- Monograptus nudus* LAPWORTH.
Climacograptus scalaris HISINGER.

association qui témoigne de la présence soit de la zone à *Monograptus Sedgwicki* (sommet du Llandovérien), soit de la zone à *Monograptus turriculatus* (base du Tarannonien).

C'est dans cet ensemble qu'il faut ranger vraisemblablement un ensemble de schistes zonaires foncés, devenant roux par altération, dans lesquels on a trouvé une forme graptolitique, mal conservée, à rapporter probablement à :

- Monograptus Marri* ELLES.

⁽¹⁾ a = gîte de Puagne.

b = gîte de Cheslon (Fosse).

⁽²⁾ Cette confusion a été faite dans notre premier travail sur la région de Fosse [26] avant la découverte de la faune landovérienne à Cheslon [32].

Le Tarannonien est bien connu également à La Neuville-sous-Huy, où affleure un ensemble de schistes, parfois micropsammitiques, avec intercalations de psammite à grain fin, généralement de teinte foncée, bleu noirâtre. Il est daté par la présence d'un lit de schiste contenant :

Monograptus vomerinus, var. *crenulatus* TÖRNQUIST.

Monograptus spiralis GEINITZ.

association qui appartient typiquement à la zone à *Monograptus crenulatus* du Tarannonien supérieur.

Dans la région de La Neuville-sous-Huy et de Tihange, la sédimentation pélitique normale du Tarannonien est troublée momentanément par l'intervention de phénomènes volcaniques.

Ce sont avant tout des coulées cératophyriques, de peu d'épaisseur ; on en compte quatre dont la plus puissante a environ quatre mètres.

Vient ensuite un ensemble d'arkoses grossières d'abord, plus fines ensuite, couronnées de schistes de teinte claire. Les arkoses sont constituées par des grains généralement bien classés de feldspath et de quartz, anguleux ou à peine roulés ; ces grains se révèlent soit par leur forme soit par les corrosions périphériques qu'ils portent, comme étant d'origine volcanique. On observe en outre des débris de roches microlithiques, uniquement albitiques, indiquant une roche-mère de nature cératophyrique. Les schistes clairs que l'on trouve au sommet et qui se présentent également en intercalations de faible épaisseur dans les schistes normaux, sont des sédiments cinéritiques. L'épaisseur de ces arkoses est de 4 à 5 m au maximum ; celles-ci s'observent le mieux dans le Parc du Château de La Neuville-sous-Huy, à proximité de l'étang septentrional.

Enfin on trouve également dans le Tarannonien de La Neuville-sous-Huy, et à un niveau mal repéré dans le Llandeilien-Tarannonien de Tihange, des schistes de teinte rouge brunâtre, roche exceptionnelle dans le Silurien belge. L'explication de leur présence nous paraît devoir être trouvée dans le fait qu'ils font partie de l'ensemble renfermant les coulées volcaniques, leurs produits de désagrégation et les cinérites. Ces schistes rouges résulteraient selon nous de la désagrégation de masses volcaniques hématitisées par suite de l'activité fumerollienne contemporaine de ces éruptions.

L'existence de coulées volcaniques, la présence d'arkoses d'origine volcanique, et de cinérites au sein de la sédimentation pélitique foncée du Tarannonien indique le développement dans la région de La Neuville-sous-Huy de phénomènes volcaniques dont certains ont érigé des reliefs subaériens sous la forme d'îlots dont la désagrégation immédiate a permis le retour aux conditions normales de la sédimentation pélitique. C'est au cours d'un de ces retours que se sont déposés les schistes graptolitifères mentionnés plus haut.

Rien ne permet de penser que ces éruptions volcaniques soient liées à une phase de déformation quelconque propre au Tarannonien. Il n'existe ni discordance ni phénomène sédimentaire (conglomérat ou brèche) qui autorise à conclure à une émergence de sédiments.

Au contraire l'apparition des sédiments arkosiques débute, après une phase pélitique normale, par les facies détritiques les plus grossiers auxquels ne participent que des matériaux volcaniques ; elle se continue par le dépôt de sédiments de plus en plus fins, des cinérites en particulier et enfin des argiles foncées au sein desquelles peut se retrouver une mince intercalation cinéritique. Les reliefs subaériens sont donc uniquement d'ordre volcanique.

Enfin cette activité volcanique est restreinte spatialement ; elle est inconnue dans la région de Fosse et de Dave où le Tarannonien est cependant bien représenté. Dans la région de Tihange, on ne connaît qu'un niveau de schiste rouge. A La Neuville même, la masse d'arkose puissante de plusieurs mètres à proximité des étangs, ne se poursuit guère vers l'est ; ou elle se réduit rapidement à rien en l'espace d'un kilomètre, ou elle n'est plus représentée que par une intercalation arkosique de 1 m de puissance, à 700 m à l'est du Parc.

Le phénomène volcanique n'a pas dépassé l'époque tarannonienne, car au-dessus des gîtes graptolitiques, abondants dans la région de Tihange et de La Neuville-sous-Huy, qui marquent la base du Wenlockien, on ne trouve plus trace de ce type de manifestation dans les sédiments.

Nous avons autrefois proposé le terme de « schistes de Dave » [32] pour désigner l'ensemble des formations typiques à Dave, qui s'étendent de la zone à *Monograptus convolutus* à la zone à *Monograptus crenulatus* comprises ; cet ensemble est en effet sédimentairement homogène. Pour cette raison, il y a lieu d'élargir son contenu en y annexant l'ensemble des formations sous-jacentes très semblables, jusqu'à la zone à *Cephalograptus acuminatus* y comprise. Le tout sera désigné sous le nom d'assise de Dave. Paléontologiquement elle correspond aux assises llandovériennes et tarannoniennes.

Les épaisseurs du Llandovérien et du Tarannonien du Brabant peuvent être estimées respectivement à 350 m et à 400 m (vallée de l'Orneau).

Dans la bande de Sambre-Meuse, le Llandovérien a une épaisseur de 105 à 110 m (Fosse) ; le Tarannonien ne se présente nulle part d'un seul tenant de sa base au sommet ; la cartographie conduit à lui donner une épaisseur de 170 m dans la région de Dave, valeur acceptable également pour la région de Tihange-La Neuville-sous-Huy.

§ 2. — Le Wenlockien

En Belgique, la sédimentation wenlockienne essentiellement pélitique prolonge normalement la sédimentation tarannonienne. Elle s'en distingue néanmoins aisément dans le détail ; son début est marqué par l'intervention de carbonates se mêlant intimement au matériau argileux. Il lui succède une phase essentiellement argileuse caractérisée par des schistes verdâtres, rarement bleu foncé.

Dans le massif du Brabant, le Wenlockien qui y est désigné sous le nom d'assise de Corroy débute par des phyllades foncés et des calcarophyllades dolomitifères contenant parfois de minces bancs de micropsammite calcarifère.

A l'extrémité méridionale de la tranchée du chemin de fer près de la poudrière de Corroy-le-Château, MALAISE a découvert la faune suivante [23] :

Retiolites Geinitzianus BARRANDE.
Monograptus vomerinus NICHOLSON.
Orthograptus sp.,

faune qui appartient à la base du Wenlockien inférieur.

Dans la tranchée qui se trouve immédiatement au nord de la route de Gembloux à Mazy, des phyllades foncés dolomitifères contiennent un horizon graptolitique à *Monograptus vomerinus* et *Monograptus priodon* qu'il faut probablement ranger dans la zone à *Cyrtograptus Murchisoni* ⁽¹⁾.

Au-dessus de ces derniers viennent des phyllades chloriteux bien visibles à Vichenet et à Fumal ; ils constituent une unité lithologique très homogène du point de vue sédimentaire ; il existe exceptionnellement quelques minces bancs psammitiques à grain très fin. Aucun gîte fossilifère n'est venu éclairer l'âge de ces phyllades. Il se pourrait que leur partie supérieure appartint au Ludlowien inférieur : MALAISE [23] aurait en effet récolté *Monograptus colonus* à Vichenet sans cependant préciser le point de la découverte.

Dans la bande de Sambre-Meuse, le Wenlockien débute par des micropsammoschistes zonaires, calcarifères, contenant parfois des bancs isolés mais épais de psammite (Naninne, Le Roux) ; ces derniers peuvent néanmoins faire complètement défaut (La Neuville-sous-Huy).

A Naninne, ils contiennent à quelques mètres de distance deux horizons graptolitiques reconnus, en Angleterre, comme formant la base du Wenlockien. L'inférieur renferme la faune suivante :

Cyrtograptus Murchisoni CARRUTHERS.
Monograptus priodon BRONN.
Monograptus vomerinus NICHOLSON.
Monograptus vomerinus, var. *basilicus* LAPWORTH.
Monograptus riccartonensis LAPWORTH.
Monograptus capillaceus TULLBERG.
Retiolites Geinitzianus BARRANDE.
Orthoceras sp.

Cet horizon est donc celui de la zone à *Cyrtograptus Murchisoni*.

Il a été rencontré également au Roux (sud de Tamines), à Fosse, Tihange et La Neuville-sous-Huy.

Au-dessus de lui, vient à Naninne, un niveau qui contient les espèces suivantes :

Monograptus riccartonensis LAPWORTH.
Monograptus capillaceus TULLBERG.
Monograptus vomerinus NICHOLSON.
Monograptus vomerinus, var. *basilicus* LAPWORTH.
Monograptus priodon BRONN.

⁽¹⁾ Les récoltes de graptolites faites à Pâques 1940 ont malheureusement été détruites par les bombardements que Gembloux eut à subir dès les premiers jours de la guerre 1940-45.

L'abondance des deux premières formes permet de ranger cette faune dans la zone à *Monograptus riccartonensis*.

Ce même horizon a été également rencontré dans un ravin du Bois de Presles.

Au-dessus de cet ensemble légèrement calcarifère renfermant des bancs de psammites, on trouve tant dans la région de Fosse que de Tihange un ensemble très monotone formé de schistes et micropsammoschistes verts, contenant de rares intercalations toujours très minces de psammite argileux. Ce sont les « schistes verts subluisants » de MALAISE. Jamais jusqu'à présent, en dépit de nombreuses recherches nous n'avons pu y trouver trace de fossiles. Ils surmontent les psammites et micropsammites calcarifères du Wenlockien inférieur fossilifère (Tihange). Dans la région de Fosse (Ry du Chapelain), ils sont cartographiquement compris entre les schistes zonaires roux de la zone à *Cyrtograptus Murchisoni* au sud, et la zone à *Monograptus Nilssoni* au nord (Ludlowien inférieur). A Naninne même, les schistes phylladeux à *Monograptus bohemicus* qui appartiennent à cette dernière zone, sont un rappel assez lointain des schistes verts en question. Il en est de même des schistes phylladeux verts que M. UBAGHS a rapportés à la base de la zone à *Monograptus tumescens* [39]. En conclusion, l'ensemble des schistes verts comprend non seulement toute la partie du Wenlockien supérieure aux zones à *Cyrtograptus Murchisoni* et à *Monograptus riccartonensis*, mais également la partie du Ludlowien inférieure à la zone à *Monograptus Nilssoni* ; il est donc l'équivalent de l'ensemble des horizons paléontologiques connus en Grande-Bretagne sous le nom de zones à *Cyrtograptus symmetricus*, à *C. linnarssoni*, à *C. rigidus*, à *C. lundgreni* et à *Monograptus vulgatus*.

On voit que la dénomination d'assise de Naninne pour couvrir le Wenlockien n'est pas heureuse. Il faut d'ailleurs se rappeler que MALAISE qui en est l'auteur l'a créée à la suite de la découverte des couches à *Monograptus Nilssoni* qu'il rapportait au Wenlockien. Considérant la question du point de vue de l'évolution de la sédimentation calédonienne en Belgique, il nous apparaît opportun de modifier la classification en assises du Wenlockien belge. Nous proposons dès lors de restreindre l'assise de Naninne à l'ensemble de micropsammoschistes zonaires, généralement faiblement calcarifères, avec éventuellement intercalations de psammites, et de désigner sous le nom d'assise de Jonquoi ⁽¹⁾ la totalité des micropsammoschistes et schistes verts. Dans la légende stratigraphique internationale, la première correspond à la partie inférieure du Wenlockien comprenant les deux zones à *Cyrtograptus Murchisoni* et *Monograptus riccartonensis* ; la seconde comprend la partie restante du Wenlockien ainsi que la zone à *Monograptus vulgatus* du Ludlowien inférieur ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Jonquoi est un hameau de Fosse.

⁽²⁾ Une divergence de fait existe entre M. UBAGHS et nous quant à l'âge de la faune graptolitique que nous avons découverte à Fosse, dans le Ry du Chapelain. Cette faune est dans un état de conservation assez mauvais, les graptolites ont été aplatis par suite des déformations tectoniques. Miss ELLES a rapporté cette faune à la zone à *Cyrtograptus Murchisoni*, solution que nous avons adoptée bien que nous l'eussions attribuée par nos propres déterminations à la zone à *Cyrtograptus rigidus*.

M. UBAGHS et M. BOUCEK ont repris indépendamment notre détermination première.

Prenant l'ensemble en considération, je pense que la détermination de Miss ELLES est plus probable. Néanmoins, s'il fallait en revenir à la détermination de MM. UBAGHS et BOUCEK, il y aurait lieu de considérer l'existence de la zone à *Cyrtograptus rigidus* au sein de l'assise de Jonquoi.

L'épaisseur de l'assise de Corroy ne peut être chiffrée avec précision ; d'une part on ne connaît pas le sommet de cette assise ; d'autre part les couches sont affectées de plissements, tant dans la vallée de l'Orneau que dans celle de la Méhaigne, ce qui, en l'absence de niveaux-repères rend encore plus malaisée l'évaluation à donner. La valeur de 400 m pourrait se rapprocher de la réalité.

L'assise de Naninne (*novo sensu*) a une épaisseur d'une cinquantaine de mètres, et celle de Jonquoi, de 300 m.

§ 3. — Le Ludlowien

Dans le massif du Brabant, le Ludlowien a d'abord été incorporé dans l'assise de Ronquières [20, 21] dont il formait seulement le sommet. L'ensemble de couches compris sous cette dernière dénomination a été ultérieurement subdivisé [22] et le Ludlowien, individualisé sous le nom d'assise de Monstreux, localité où MALAISE croyait avoir reconnu *Monograptus colonus* parmi des graptolites en mauvais état. Lorsque ce dernier fossile fut identifié comme *Climacograptus scalaris*, MALAISE désigna le Ludlowien sous le nom d'assise de Vichenet, hameau où il avait découvert *Monograptus colonus*. Malheureusement, nous n'avons aucune indication sur l'endroit précis où ce fossile a été trouvé, et on reste en peine de localiser le Ludlowien à Vichenet.

Cependant LERICHE [9] a découvert une faune ludlowienne dans des quartzophyllades situés à proximité du pont de Ronquières. Comme le nom d'assise de Ronquières est aujourd'hui complètement oublié, nous proposons de le reprendre pour désigner le Ludlowien du massif du Brabant.

Cette assise est bien connue dans la partie occidentale de ce massif où elle est représentée par la zone à *Monograptus Nilssoni*. La faune récoltée en différents points (pont de Ronquières, Horrués, Steenkerque, Bois d'Enghien) comprend les espèces suivantes [12] :

- Monograptus colonus* BARRANDE.
- Monograptus bohemicus* BARRANDE.
- Monograptus Nilssoni* BARRANDE.
- Monograptus dubius* SUESS.
- Monograptus scanicus* TULLBERG.

Cet horizon est représenté à Ronquières par des quartzophyllades et psammites très fins. Dans la vallée de l'Orneau il n'est pas connu, ni paléontologiquement ni lithologiquement. Le Ludlowien affleurerait cependant à Vichenet où MALAISE aurait découvert *Monograptus colonus*. Mais ce fait et cette détermination n'ont pas, à notre connaissance, reçu de confirmation. Si cependant il en est bien ainsi, il faudrait ranger dans cette assise des phyllades verdâtres et noirâtres dans lesquels se développent parfois de petits porphyroblastes de chlorite. A Vichenet, les couches sont très plissées, et les lacunes d'observation ne permettent pas de situer avec précision la superposition de cet ensemble par rapport au Wenlockien affleurant plus au nord.

Dans la bande de Sambre-Meuse, le Ludlowien est désigné sous le nom d'assise de Thimensart. Il est constitué par un ensemble de schistes très argileux, des micropsammoschistes zonaires avec localement minces bancs de psammites argileux.

La zone inférieure à *Monograptus vulgatus* est inconnue ; il ne faut pas en déduire l'existence d'une lacune stratigraphique ; tout indique au contraire que la sédimentation a été parfaitement continue entre le Wenlockien et le Ludlowien, ou mieux, entre les schistes verts de l'assise de Jonquoï et la zone à *Monograptus Nilssoni* qui renferme encore des schistes argileux verts très typiques.

La zone à *Monograptus Nilssoni* existe en de nombreux endroits de la bande de Sambre-Meuse.

A Fosse, où elle a été découverte pour la première fois par MALAISE, on y trouve :

- Monograptus colonus* BARRANDE.
- Monograptus Roemeri* BARRANDE.
- Monograptus Nilssoni* BARRANDE.
- Monograptus dubius* SUESS.

Cette même zone a été rencontrée également à Naninne et plus récemment à Tihange-lez-Huy où UBAGHS a recueilli [38] :

- Monograptus colonus* BARRANDE.
- Monograptus varians* WOOD.

La zone à *Monograptus scanicus* existe à Naninne où l'on trouve, dans des schistes verts, associés à des schistes micropsammiques et à des schistes brun rougeâtre :

- Monograptus scanicus* TULLBERG.
- Monograptus chimæra* BARRANDE.
- Monograptus chimæra*, var. *semispinosus*.
- Monograptus Nilssoni* BARRANDE.
- Monograptus dubius* SUESS.
- Monograptus crinitus* WOOD.

La zone à *Monograptus tumescens* a été découverte à Vitriaval où ce fossile est abondant dans des micropsammoschistes et schistes verts, faiblement calcarifères et plus récemment à Tihange-lez-Huy dans un sédiment analogue [39].

A la suite de la découverte de *Monograptus Nilssoni* à Thimensart, MALAISE a proposé le nom d'assise de Thimensart pour désigner le Ludlowien. A notre sens cette désignation doit recevoir une autre acception et couvrir l'ensemble des sédiments de même nature que les psammites et micropsammites zonaires de Thimensart et faisant corps avec ces derniers : l'assise de Thimensart correspond dans ce cas à l'ensemble des zones à *Monograptus Nilssoni* et à *Monograptus tumescens*.

A Naninne et à Faulx-les-Tombes, on trouve stratigraphiquement au-dessus de l'assise de Thimensart ainsi définie un ensemble formé essentiellement de schistes foncés avec rares intercalations de psammite argileux. A la partie supérieure de cet ensemble, on a trouvé, à Colibeu, quelques fossiles indiquant la présence du Ludlowien supérieur ; ce sont :

Spirifer elevatus DALMAN.

Plethoryncha percostata FUCHS.

Strapheodonta simulans M'COY.

E. MAILLIEUX a désigné les roches contenant ce niveau paléontologique sous le nom d'assise de Colibeu [13]. Il y a lieu, pensons-nous, de ne pas limiter le contenu de cette dernière au seul niveau fossilifère, mais d'y comprendre tout l'ensemble lithologique situé au-dessus de l'assise de Thimensart.

L'épaisseur de l'assise de Ronquières ne peut être précisée.

Celle de l'assise de Thimensart, qui n'est complète dans aucune coupe, ne peut être que grossièrement estimée ; en première approximation on peut lui donner une centaine de mètres. Quant à l'assise de Colibeu, son épaisseur est de 650 m ; cette dernière valeur ne peut être qu'un minimum, car les bancs les plus élevés disparaissent sous la discordance qui porte les sédiments du Dévonien moyen du synclinorium de Namur.

Le tableau général ci-contre groupe l'ensemble de nos connaissances stratigraphiques et paléontologiques sur le Silurien du massif du Brabant et de la bande de Sambre-Meuse ; il figure dans le cadre de la stratigraphie internationale l'extension verticale des différentes assises du Silurien belge telles qu'elles sont définies dans le présent travail. Il mentionne en outre leur épaisseur.

Le pli anticlinal de fond et le géanticlinal condrusiens

Comme le fait apparaître le tableau récapitulatif, des insuffisances persistent encore dans la connaissance de certaines de nos assises du Silurien belge. Mais en dépit de ces imperfections, il n'en est pas moins vrai que l'on peut tirer des conclusions définitives sur le comportement général, au cours de la sédimentation silurienne, des deux domaines sédimentaires que constituaient, au Calédonien, le massif du Brabant et la bande de Sambre-Meuse.

Il convient de rappeler préalablement que ces deux régions, séparées l'une de l'autre par une distance qui à l'origine n'est pas inférieure à 30, voire 40 km, sont caractérisées dans leur ensemble par le même faciès pélitique extrêmement fin ; des types sédimentologiques identiques se rencontrent de part et d'autre, comme par exemple à l'Ordovicien, au Llandovérien, au Tarannonien, au Wenlockien et au Ludlowien pour ne citer que les plus évidents. Cette similitude est telle que la comparaison des faciès sédimentaires ne permet pas de situer le domaine continental qui a alimenté en sédiments terrigènes le géosynclinal calédonien de la Belgique. La seule exception importante porte sur la variation qui se produit dans le Caradocien de la bande de Sambre-Meuse, et encore ne concerne-t-elle

ORDOVICIEN	
<p>Ashgillien et Caradocien</p>	<p>Zone à <i>Dicellograptus anceps</i> Zone à <i>Dicellograptus complanatus</i> Zone à <i>Pleurograptus linearis</i> + Zone à <i>Dicranograptus Clingani</i> + Zone à <i>Dicranograptus Wilsoni</i> Assise de Gembloux épaisseur = 1000 mètres (y compris ? l'assise de Rigenée) ?</p>
<p>Llandeilien</p>	<p>Zone à <i>Climacograptus peltifer</i> Zone à <i>Nematograptus gracilis</i> Zone à <i>Glyptograptus teretisculus</i> Assise de Rigenée ?</p>
<p>Arénigien</p>	<p>Zone à <i>Didymograptus Murchisoni</i> Zone à <i>Didymograptus bifidus</i> Zone à <i>Didymograptus hirundo</i> Zone à <i>Didymograptus extensus</i> Zone à <i>Dichograptus</i> ?</p>
	<p>Zone à <i>Tretaspis seticornis</i> et <i>Christiania tenuicincta</i> Zone à <i>Plectyomis porcata</i> et <i>Nicolella actioanae</i> Sous-zone à <i>Strophomena pecten</i> Sous-zone sans <i>Strophomena pecten</i> Assise de Fosse (n.s.) épaisseur = 110 mètres</p>
	<p>(¹) Discordance locale Assise de Vitrival-Bruyère épaisseur = 100 mètres Zone à <i>Cryptolithus gibbifrons</i> + Zone à <i>Pionodema redux</i>, etc. + Assise de Sart-Bernard épaisseur \geq 150 mètres ?</p>

(¹) La discordance intracaradocienne de la bande de Sambre-Meuse ne peut être précisée dans la zonéographie graptolitique. Les flèches verticales terminées par un ? qui accompagnent les dénominations d'assise indiquent une imprécision quant à leurs limites. Les zones graptolitiques présentes dans le Silurien belge sont marquées par +.

qu'une partie seulement de cette dernière. Nous en avons montré précédemment la signification qui s'intégrera dans la notion que nous allons développer. Qu'il suffise de dire ici qu'elle n'affaiblit en rien la conclusion qu'au Silurien les régions envisagées appartiennent au même domaine sédimentaire facial, le domaine pélitique.

C'est sur un plan de second ordre que s'établit la différenciation, du point de vue sédimentaire, entre le massif du Brabant et la bande de Sambre-Meuse : cette distinction repose sur les épaisseurs des différentes assises dans l'une et l'autre région.

Dans le massif du Brabant, l'Ordovicien a une épaisseur qui est de l'ordre d'un millier de mètres, tandis que, dans la bande de Sambre-Meuse, il ne totalise que 360 m. Il est vrai que la base de l'Arénigien n'est pas encore connue dans cette dernière région, de sorte que cette valeur n'est qu'un minimum ; pour que la comparaison que nous voulons établir échappe définitivement à toute objection, il faudrait connaître l'épaisseur des sédiments correspondant aux 3 zones graptolitiques inférieures de cette assise. Nous croyons cependant que tout le monde sera d'accord pour admettre que cette épaisseur est inférieure, et de beaucoup, à 600 m. Dans ces conditions l'épaisseur des sédiments ordoviciens est moins forte dans la bande de Sambre-Meuse que dans le massif du Brabant.

Les données que l'on possède d'ailleurs sur le Caradocien, bien qu'également incomplètes, indiquent déjà que la sédimentation a été moins active dans la bande de Sambre-Meuse que dans le massif du Brabant. Dans la première, le Caradocien et l'Ashgillien cumulent les 110 m de l'assise de Fosse et la vingtaine de mètres de quartzites formant la partie supérieure de l'assise de Vitrival-Bruyère. Dans le second, MORTELMANS (36) a évalué à 180 m au minimum un ensemble de sédiments qui ne représente certainement qu'une partie du Caradocien (l. s.).

Le même état de choses persiste au Llandovérien et au Tarannonien : ces assises ont respectivement une épaisseur de 350 m et de 400 m dans le massif de Brabant, et seulement de 170 m et 110 m dans la bande de Sambre-Meuse.

La puissance du Wenlockien semble encore légèrement supérieure dans le massif de Brabant ; mais la différence d'épaisseur (50 m) est dans les limites d'erreur que nous avons pu faire. De toute façon, elle est faible et le régime sédimentaire s'est sensiblement égalisé dans les deux régions.

Quant au Ludlowien, il n'est pas possible de tirer parti des épaisseurs données puisque cette assise est tronquée par la discordance infrahercynienne.

En résumé, pendant toute la période qui s'étend du Caradocien, et probablement de l'Ordovicien inférieur jusqu'au sommet du Tarannonien, la sédimentation a été, dans le massif du Brabant, systématiquement plus active que dans la bande de Sambre-Meuse : elle totalise pour cette durée (Ordovicien compris) 1750 m dans le premier, et un peu plus de 640 m dans la seconde.

Cette différence systématique dans les épaisseurs des assises toutes élaborées dans le même facies sédimentaire (exception faite localement pour une partie du Caradocien) trouve une explication dans l'affaissement différentiel du bâti immédiat supportant cette aire sédimentaire.

En cherchant à intégrer ce fait dans tout le segment géosynclinal calédonien dont fait partie la Belgique, on pourrait penser d'abord à une diminution progressive vers le sud de la sédimentation calédonienne et admettre l'existence d'un continent nourricier à une distance relativement proche au sud de la bande de Sambre-Meuse.

Personnellement nous n'y croyons pas. Les raisons exposées dans les généralités sur le Silurien de la Belgique nous ont conduit à admettre l'existence d'une sédimentation silurienne active dans la partie méridionale de la Belgique, tout au moins dans le massif calédonien de Stavelot ; elle y serait de l'ordre de 2000 à 3000 m.

On en vient ainsi à une autre figure : la bande de Sambre-Meuse rentrerait au contraire dans une aire à sédimentation ralentie, encadrée par deux aires à sédimentation plus épaisse auxquelles appartiendraient respectivement le massif du Brabant et les massifs ardennais au sud.

Soulignons encore une fois que, à l'exception du Caradocien de la bande de Sambre-Meuse, le faciès sédimentaire est resté identique dans les deux massifs siluriens : il n'y avait donc pas, au Caradocien excepté, de variation remarquable dans la profondeur des aires sédimentaires en question. Par conséquent les inégalités d'épaisseur qui s'accroissent jusqu'à la fin du Tarannonien impliquent une déformation croissante de la surface du bâti portant la sédimentation calédonienne ; *la bande de Sambre-Meuse apparaît ainsi, au cours de cet épisode sédimentaire, comme sus-jacente à un pli anticlinal de fond.*

Ce n'est qu'au Caradocien que le mouvement de soulèvement interne est suffisamment intense pour contrebalancer la subsidence d'ensemble et affecter maintenant la topographie du fond marin lui-même : il se marque d'abord par le dépôt de sables fins au Caradocien inférieur. Ensuite l'aire sédimentaire est soulevée en haut fond marin ; localement elle est même plissée, portée au-dessus du niveau des eaux et soumise à l'action érosive subaérienne : ainsi se développe une *phase géantyclinale proprement dite, qui est une période d'activation accélérée du pli anticlinal de fond.*

Au Caradocien supérieur les aires exondées et les hauts fonds rentrent dans les aires de sédimentation normale. Cette subsidence n'efface cependant pas la ride géantyclinale sur laquelle s'établissent des faciès calcaires. L'atténuation de ceux-ci et la reprise de la sédimentation pélitique à l'Ashgillien indiquent que la ride est maintenant complètement effacée ; cette situation persiste au Llandeilien et au Tarannonien, à sédimentation pélitique fine tant dans la bande de Sambre-Meuse que dans le massif du Brabant.

Néanmoins la sédimentation s'accumule sur les deux régions de façon différentielle ; et cette différence est encore de même sens que lors de la période pré-géantyclinale. En même temps que la subsidence d'ensemble s'accroît, le pli anticlinal de fond continue à se développer, mais avec une vitesse de montée inférieure à la vitesse de subsidence.

Au Wenlockien, où toute différence d'épaisseur pratiquement a disparu, la subsidence est uniforme ; la poussée du pli de fond a cessé.

En résumé, *le bâti ancien qui, dans la bande silurienne de Sambre-Meuse, supporte la couverture sédimentaire calédonienne, a été le siège d'un pli anticlinal de fond ; celui-ci a fonctionné*

de façon cryptogène sous cette couverture, probablement depuis le début de l'Ordovicien jusqu'à la fin du Tarannonien, sauf pendant le Caradocien où l'anticlinal de fond accélérant sa vitesse de montée a déterminé le développement d'un géanticlinal qui a culminé dans une phase cordillère. A cette phase paroxysmale succède la phase régressive, qui amène d'abord l'effacement de la ride géanticlinale et se termine par l'immobilisation du pli anticlinal de fond.

A ce pli de fond et à ce géanticlinal du tectogène calédonien nous donnerons respectivement les noms de *pli anticlinal de fond condrusien* et de *géanticlinal condrusien*.

Apparu à la fin de l'Ordovicien, le géanticlinal condrusien est une déformation qui rentre dans le cadre des mouvements tectoniques. D'un point de vue plus général on ne peut perdre de vue que cette manifestation n'est qu'une phase paroxysmale et courte dans le développement, plus largement étalé dans le temps, d'un pli anticlinal de fond.

Les phénomènes éruptifs contemporains de la phase géosynclinale

La sédimentation pélitique qui a perduré pendant l'Ordovicien et le Gothlandien a été troublée momentanément par l'intervention de phénomènes éruptifs.

Dans le massif du Brabant, la première manifestation de ce genre apparaît au sommet du Caradocien (l. s.) : ce sont des tufs et tuffites, plus ou moins épais suivant les endroits. Selon MORTELMANS qui les a étudiés à Hennuyères [36] ces sédiments résultent de la désagrégation subaérienne de laves du type des dellénites et dacites. Ils existent également à Rebecq-Rognon, Fauquez et Grand-Manil [25]. Ces dépôts sont encadrés directement par les sédiments pélitiques normaux, ce qui indique que les phénomènes volcaniques ne sont pas liés à un changement dans les conditions générales du domaine sédimentaire. Les apports terrigènes normaux ont été masqués par une charge particulièrement abondante de matériaux détritiques volcaniques provenant de reliefs volcaniques édifiés au sein du bassin de sédimentation lui-même. Ceux-ci se trouveraient en direction du sud [36], c'est-à-dire de l'anticlinal de fond condrusien.

A Nivelles et à Grand-Manil [2, 3], des coulées rhyolitiques apparaissent à un niveau stratigraphique légèrement supérieur, vraisemblablement la base du Llandovérien.

Dans la partie orientale du massif du Brabant, dans la vallée de la Méhaigne, une masse de rhyolites et tufs rhyolitiques se situe à un niveau stratigraphique inférieur au Wenlockien [4]. Plus à l'est encore, sous le recouvrement crétacique de la Hesbaye, à Voroux-Goreux et à Fexhe, le massif silurien renferme en plus de cératophyres quartzifères et de tufs de nature semblable, une coulée basaltique à structure en coussins ; cette dernière se trouve à proximité du niveau à *Monograptus convolutus* du Llandovérien.

En résumé, dans le massif du Brabant, les manifestations volcaniques contemporaines de la sédimentation, s'échelonnent entre le Caradocien supérieur (l. s.) et le sommet du Tarannonien.

Dans la bande de Sambre-Meuse, des manifestations volcaniques d'expressions différentes se rencontrent à La Neuville-sous-Huy, dans le Tarannonien : des coulées de cératophyre quartzifère s'intercalent dans les sédiments à différents niveaux de cette assise

essentiellement pélitique ; en outre à son sommet, il existe un niveau d'arkoses grossières et fines provenant de la désagrégation de coulées rhyolitiques et trachytiques ; il est surmonté par des schistes cinéritiques, qui persistent en très minces intercalations dans les schistes normaux supérieurs [33]. Enfin, phénomène singulier pour le Silurien belge, le Tarannonien de La Neuville-sous-Huy renferme des sédiments pélitiques très fins de teinte rouge, couleur qui pourrait n'être que l'expression, dans ces sédiments, d'activités fumerolliennes dans les centres volcaniques d'émission. Ces derniers ont donc constitué des reliefs momentanés au sein du domaine océanique.

En plus de ces gisements interstratifiés, il existe, dans la bande de Sambre-Meuse, deux intrusions dont les caractéristiques indiquent une consolidation très proche de la surface : la masse rhyolitique du Piroy et la roche gabbroïque à trachytique de Grand-Pré.

Au Piroy (Malonne), la rhyolite se présente sous la forme d'un petit massif de quelque 200 m de long, allongé parallèlement à la direction générale des couches ; il est muni de textures d'écoulement bien formées, indiquant que cette masse devait se présenter sous la forme d'une nappe laccolithique, actuellement redressée [37]. Elle s'est mise en place dans les schistes du Llandeilien, du Caradocien inférieur et probablement aussi du Caradocien supérieur. Sa structure microcristalline, son facies amygdaloïde indiquent des conditions de consolidation sous faible couverture. Cette situation a pu se rencontrer, soit au cours de la sédimentation et seulement pendant peu de temps après le Caradocien, soit à la fin de la dénudation calédonienne qui aurait entamé le continent jusqu'à un niveau légèrement au-dessus de la surface topographique actuelle. On conviendra que ce dernier cas est bien peu probable en regard du premier. Par ailleurs le caractère chimico-minéralogique de la roche du Piroy l'apparente très nettement aux coulées interstratifiées du Silurien, ce qui est un argument supplémentaire en faveur de l'âge caradocien supérieur ou gothlandien inférieur de ce petit massif.

A Grand-Pré, le massif gabbroïque avec facies de bordure trachytique recoupe les couches de l'Ashgillien. Il s'est mis en place également sous une très faible couverture de roches ainsi qu'en témoignent la structure microlithique de la roche trachytique en bordure et le facies de l'autométamorphisme. Les considérations énoncées à propos de la profondeur d'intrusion du massif du Piroy valent également pour le massif de Grand-Pré, et conduisent à admettre que celui-ci s'est également mis en place très peu de temps après le dépôt de l'Ashgillien.

Dans la terminologie proposée par H. STILLE, ces phénomènes magmatiques rentrent donc dans la phase magmatique initiale, contemporaine de la phase géosynclinale proprement dite. Constatons en outre qu'ils n'apparaissent pas à tous les niveaux du Silurien, mais se limitent à une période qui va du Caradocien supérieur au Tarannonien.

Le magmatisme initial et l'évolution de l'anticlinal de fond condrusien

On ne peut manquer d'établir une relation entre le développement de l'anticlinal de fond condrusien et le magmatisme initial.

Le pli anticlinal de fond condrusien s'est développé durant une période assez longue qui débute très probablement à l'Arénigien et se termine à la fin du Tarannonien. Ce développement est scindé en deux phases séparées, au Caradocien, par la phase de surrection géanticlinale qui commence à se manifester au Caradocien inférieur, voire même au sommet du Llandeilien, pour rétrograder au Caradocien supérieur, et s'effacer à l'Ashgillien. Cet effacement du géanticlinal se continue par la phase de récession de l'anticlinal de fond condrusien achevée à la fin du Tarannonien.

De son côté, le magmatisme initial débute au Caradocien supérieur pour finir au Tarannonien ; il s'étend donc sur toute la période qui, tectonologiquement correspond à la phase de récession du géanticlinal et de l'anticlinal de fond condrusiens. A partir du Wenlockien, moment auquel le pli de fond devient inactif, les manifestations éruptives cessent.

On ne peut manquer d'être frappé par le synchronisme existant entre le magmatisme initial et l'activité tectonique dans sa phase récessive, ce qui amène à voir comme suit la liaison entre le développement de l'anticlinal de fond et le magmatisme initial.

Une première phase tectogénique apparaît avec la naissance d'un anticlinal de fond qui joue de façon cryptogène jusqu'à la fin du Llandeilien supérieur : à partir de ce moment et pendant le Caradocien inférieur, cette phase s'accélère et culmine dans une phase géanticlinale. Cette dernière acquiert localement le stade d'une cordillère. Le magmatisme n'apparaît pas encore au sein des sédiments neufs du domaine sédimentaire, dont il est cependant proche. A cette phase tectonico-magmatique, nous proposons de donner le nom de *phase d'activation magmatique du pli de fond*.

C'est immédiatement après la phase paroxysmale du géanticlinal qu'apparaît le magmatisme initial qui perdure pendant toute la période suivante où le pli de fond continue à jouer de façon cryptogène jusqu'à son immobilisation : c'est la *phase de déflation magmatique du pli de fond*.

Celle-ci terminée, plus rien ne différencie le domaine sédimentaire surmontant le pli de fond, des aires voisines : la subsidence est générale et uniforme ; tout le bâti fait corps ; le magmatisme est éteint. La sédimentation normale se continue.

BIBLIOGRAPHIE

Il n'est fait mention ici que des notes et mémoires principaux auxquels on s'est référé pour faire le point. Signalons qu'en ce qui concerne la bande de Sambre-Meuse, la bibliographie complète jusqu'à 1932 des travaux qui s'y rapportent se trouve dans le mémoire n° 32.

1. R. COUNTRY. — Note sur la tectonique du Silurien aux environs de Fauquez (*Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LIV ; *Bull.*, p. 23), 1930.
2. Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN. — Les anciennes rhyolites dites eurites de Grand-Manil. (*Bull. Acad. Roy. des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique*, 3^e série, t. X, pp. 253-315), 1885.
3. Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN. — Les eurites quartzieuses (rhyolites anciennes) de Nivelles et des environs. (*Bull. Acad. Roy. des Sciences, des Lettres et Beaux-Arts de Belgique*, 3^e série, t. XIII, pp. 498-536).
4. L. FLICK. — Contribution à l'étude de la roche éruptive de la Méhaigne. (*Bull. de la Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. XLV, pp. 105-115), 1935.
5. GOSSELET. — Esquisse géologique du Nord de la France et des régions voisines. a) Edition 1871 ; b) Edition 1880.

6. M. LECOMPTE. — Existence du Trémadocien dans le massif du Brabant. (*Bull. Acad. Roy. des Sciences, Lettres et Beaux-Arts de Belg.* ; *Classe des Sciences*, 5^e série, t. XXXIV, pp. 677-687), 1948.
7. M. LECOMPTE. — Découverte de nouveaux gîtes à *Dicryonema* dans le Trémadocien du massif du Brabant. (*Bull. de l'Inst. Roy. des Sc. nat. de Belgique*, t. XXV, n^o 45).
8. M. LECOMPTE. — L'Ordovicien de la carrière de la Dendre. (*Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. 59, pp. 47-52), 1950.
9. M. LERICHE. — Sur la découverte de graptolites dans les quartzophyllades de Ronquières (*Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. 26, pp. 133-136), 1912.
10. M. LERICHE. — L'étage de Caradoc dans la vallée de la Sennette. (*Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. 30, pp. 56-59), 1920.
11. E. MAILLIEUX. — Remarques sur l'Ordovicien de la Belgique. (*Bull. de la Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. XXXVI, pp. B 77-85), 1926.
12. E. MAILLIEUX. — Remarques sur le Gothlandien de la Belgique (*Bull. de la Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. XXXVI, pp. B 175-180), 1926.
13. E. MAILLIEUX. — Observations nouvelles sur le Silurien de la Belgique. (*Bull. du Musée Royal d'Hist. nat. de Belgique*, t. VI, n^o 15), 1930.
14. E. MAILLIEUX. — Contribution à l'étude du Silurien du sous-sol de la Hesbaye. (*Bull. du Musée Royal d'Hist. nat. de Belgique*, t. VI, n^o 14), 1930.
15. E. MAILLIEUX. — Terrains, roches et fossiles de la Belgique, Bruxelles.
16. E. MAILLIEUX. — Nouvelles observations sur le Silurien de la Belgique (Congrès National des Sciences, Bruxelles 1930, pp. 590-592), 1930.
17. E. MAILLIEUX. — Observations nouvelles sur l'Ordovicien de la Belgique (*Bull. de la Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. XLVIII, pp. 22-23), 1938.
18. E. MAILLIEUX. — Compte rendu de l'excursion de la Soc. belge de Géologie à Sart-Bernard et à Naninne, le 30 juin 1938. (*Bull. Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. 48, pp. 338-341), 1938.
19. C. MALAISE. — Description du terrain silurien du centre de la Belgique. (Mém. couronnés et Mém. des savants étrangers, publiés par l'Acad. Roy. des Sciences, Lettres et Beaux-Arts de Belgique, t. 37), 1873.
20. C. MALAISE. — Sur la constitution du massif du Brabant. (*Bull. de l'Acad. Roy. de Belg.*, 3^e série, t. V, p. 184), 1883.
21. C. MALAISE. — Sur les graptolites de Belgique (*Bull. de l'Acad. Roy. de Belg.*, 3^e série, t. 20, pp. 440-452), 1890.
22. C. MALAISE. — Etat actuel de nos connaissances sur le Silurien de la Belgique. (*Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. XXVbis, pp. 181-216), 1899.
23. C. MALAISE. — Sur l'évolution de l'échelle stratigraphique du Siluro-Cambrien de Belgique (*in* Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Genappe ; Ministère de l'Industrie et du Travail ; *Service géologique*, pp. 22-44), reproduit dans *Bull. Soc. belge de Géol. Paléont. et Hydrol.*, t. 24, pp. 415-437), 1910.
24. G. MANIL et G. UBAGHS. — Découverte de la zone à *Cyrtograptus rigidus* dans la bande silurienne de Sambre-Meuse (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LXIII, pp. B 382-384), 1940.
25. E. MATHIEU. — La tuffoïde kéraatophyrique de Grand-Manil. (*Bull. de la Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. XIX, pp. 499-525), 1905.
26. P. MICHOT. — La bande silurienne de Sambre-Meuse entre Fosse et Bouffioulx. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LI, *Mém.*, pp. 57-103), 1928.
27. P. MICHOT. — Une discordance à la base du Caradocien dans la bande silurienne de Sambre-Meuse. (*Bull. de l'Acad. Roy. de Belgique*, t. 823-826), 1930.
28. P. MICHOT. — Sur un gîte à graptolites à Voroux-Goreux. (*Ann. de la Soc. géol. de Belg.*, t. LIII, pp. B 198-200), 1930.
29. P. MICHOT. — La tectonique de la bande silurienne de Sambre-Meuse entre Dave et la rivière du Samson. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LV, pp. B 129-144), 1932.
30. P. MICHOT. — La tectonique de la bande silurienne de Sambre-Meuse entre Huy et Ombret. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LV, *Mém.*, pp. 73-94), 1932.
31. P. MICHOT. — Le massif ordovicien du Fond d'Oxhe. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LVII, pp. B 59-64), 1934.
32. P. MICHOT. — La stratigraphie du Silurien de la bande de Sambre-Meuse (*Mém. de l'Acad. Roy. de Belgique, Classe des Sciences*, collection in-8^o, 2^e série, t. XIII), 1934.
33. P. MICHOT. — Les arkoses et cinérites du Tarannonien de La Neuville-sous-Huy. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 62, *Bull.*, pp. 141-148), 1938.
34. P. MICHOT. — La bande silurienne de Sambre-Meuse entre Fosse et la Meuse. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LXVIII, pp. B 75-112), 1944.
35. P. MICHOT et I. DE MAGNÉE. — Le sondage de Lichtervelde. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LX, pp. 261-264), 1937.

36. G. MORTELMANS. — Observations nouvelles sur les « porphyroïdes » caradociens de la gare d'Hennuyères. (*Bull. de la Soc. belge de Géologie*, t. LXI, pp. 176-197), 1952.
37. M. RODAL. — Etude pétrographique et géologique de la roche éruptive du Piroy (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 64, *Mém.* pp. 41-79), 1941.
38. A. STAINIER. — Observations sur la pointe silurienne de Puagne. (*Bull. de la Soc. belge de Géol., Paléont. et Hydrol.*, t. XXXVI, pp. 113-115), 1926.
39. G. UBAGHS. — Sur l'existence du Ludlowien inférieur à Tihange, près de Huy. (*Ann. de la Soc. géol. de Belgique*, t. LXIII, pp. B 385-387), 1940.
40. G. UBAGHS. — Voir aussi G. MANIL, n° 24.