

PALEOGEOGRAPHIE DE L'EODEVONIEN ARDENNAIS ET DES REGIONS LIMITROPHES¹

par

Philippe STEEMANS²

(11 figures)

RESUME.- Une approche générale de la paléogéographie du bassin ardennais au cours de l'Eodévoniien est esquissée sur base des récents progrès réalisés en biostratigraphie (palynostratigraphie). Deux outils, ici complémentaires, permettent cette reconstitution : les acritarches remaniés depuis le Cambro-Silurien et les spores contemporaines de la sédimentation. Les premiers mettent en évidence l'existence d'au moins 3 sources d'alimentation du bassin en matériaux détritiques : le Massif du Brabant, la «Mitteldeutsche-Schwelle» et, dans une moindre mesure «l'île de Rocroi». Les secondes constituent le support aux corrélations entre les différents faciès du bassin ardennais. Elles conduisent à admettre que la transgression éodévoniienne s'est déplacée du SE vers le NW, que la plupart des faciès sont diachroniques jusqu'à la partie moyenne du Praguien et qu'une régression se marque dans la partie NE de l'Ardenne dans la partie supérieure du Lochkovien. L'amorce de la phase diastrophique du Massif du Brabant est datée de la partie inférieure du Lochkovien.

ABSTRACT.- A general view of the Ardenne basin paleogeography during Lower Devonian time is attempted on the base of recent biostratigraphical progress. Cambro-Silurian reworked acritarchs and Lower Devonian spores contemporaneous of the sedimentation allow to make that reconstruction. The first one shows that there were three emerged massifs around the basin : the Brabant Massif, the «Mitteldeutsche Schwelle» and for a short period the «Rocroi island». The second one allows to draw correlations between the different lithofacies of the Ardenne Basin and to conclude that the Eodevonian transgression had a direction from SE to NW, most of the facies being diachronous until the middle part of the Pragian. A regression is seen in the NE Ardenne starting in the upper part of the Lochkovian. The begining of the diastrophic phase of the Brabant Massif is dated of the lower part of the Lochkovian.

1.- INTRODUCTION

Les progrès palynostratigraphiques récents réalisés dans les massifs paléozoïques ardenno-rhénans ont abouti à la création d'une biostratigraphie très fine des étages Lochkovien, Praguien et de la partie inférieure de l'Emsien (fig. 1) (Stee-mans, 1986, 1989; Streeel *et al.*, 1987).

Ces nouvelles données permettent pour la première fois de réaliser dans le Dévonien inférieur des corrélations biostratigraphiques précises entre différents faciès d'un même bassin ou de bassins différents. Une première esquisse de la

paléogéographie de l'Ardenne et des régions limitrophes au cours de l'Eodévoniien peut être élaborée.

La découverte d'un nombre relativement important d'acritarches remaniés à partir de sédiments plus anciens apporte des faits nouveaux à ces reconstitutions paléogéographiques.

1. Manuscrit reçu en janvier 1989.

2. Laboratoire de Paléobotanique, Paléopalynologie, Université de Liège, place du XX Août, 7, B-4000 Liège, Belgique.

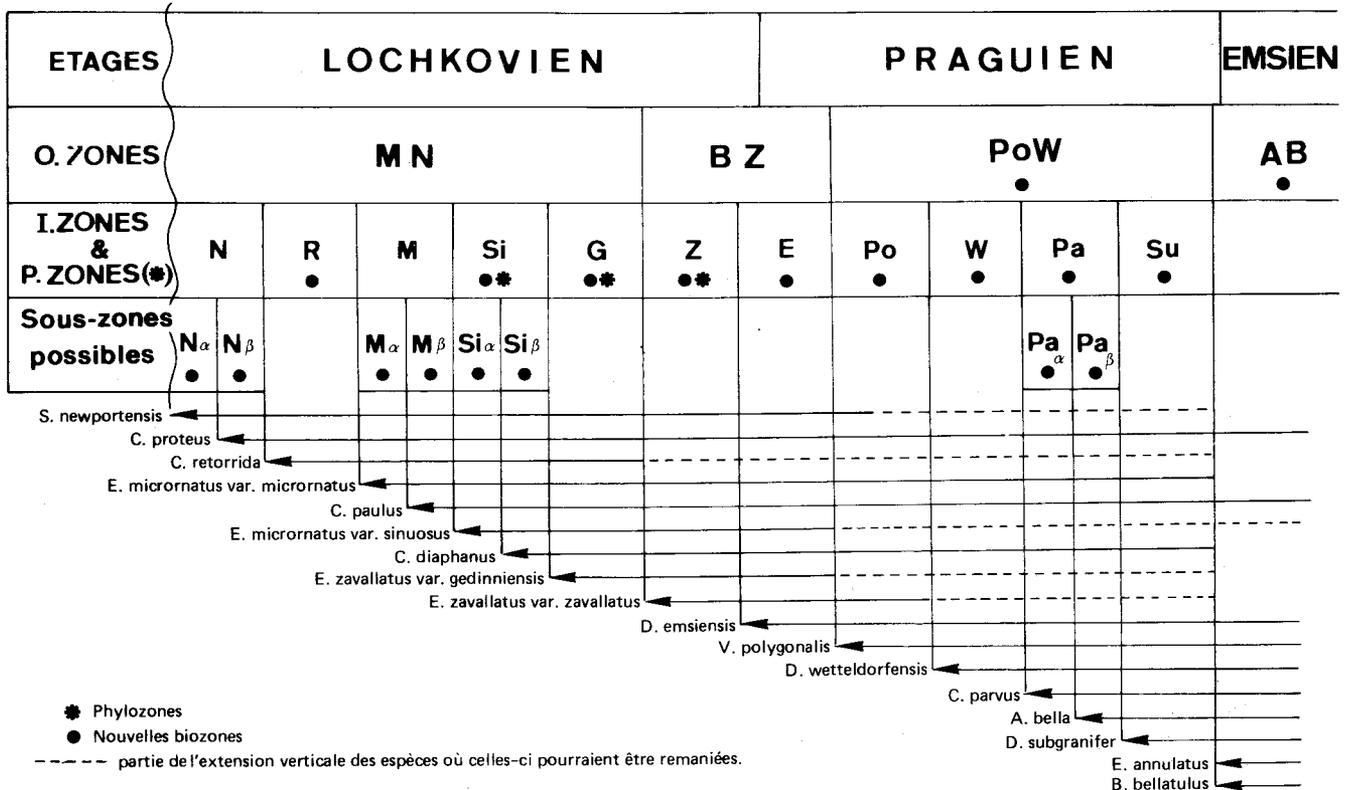


Fig. 1.- Biozones établies sur la base des spores dans l'Eodévonien belge et des régions limitrophes.
 O. zone : zone d'Opel; I. zone : zone d'intervat; P. zone : zone phylogénique.

2.- LES ACRITARCHES REMANIÉS

2.1.- GENERALITES

Les premiers indices d'acritarches remaniés à partir des couches cambro-siluriennes ont été mis en évidence dans l'Eodévonien par Vanguetaine (1979) d'abord, par Steemans (1981), Sabir (1984) et Roche *et al.*, (1986), ensuite.

L'étude de ces acritarches remaniés apporte des informations précieuses non seulement sur l'âge des différentes orogénèses voisines mais aussi sur la localisation des aires continentales dont ils proviennent.

63 espèces remaniées ont été déterminées (fig. 2). Ces espèces sont remobilisées à partir de niveaux cambriens à siluriens. Il est possible de distinguer un minimum de 7 associations stratigraphiques : de bas en haut : A. Cambrien «ancien»; B. Cambrien «récent»; C. Trémadocien; D. Llandoveryen supérieur; E. Wenlockien; F. Ludlowien; G. Pridoli supérieur à Lochkovien inférieur.

La répartition verticale des acritarches remaniés que nous avons observés ne montre pas une ordonnance particulière nette (cf. 2.3). En revanche, la distribution horizontale de ces palynomorphes amène à quelques constatations.

Déjà Vanguetaine (1979) dégagait de ses observations une relation particulière entre l'âge des niveaux érodés, sources en acritarches, et les régions où ces palynomorphes ont été redistribués. Il distinguait deux régions : la première, le bord nord du synclinorium de Dinant, caractérisée par des formes uniquement siluriennes; la seconde le bord sud de ce même synclinorium, par un mélange de formes cambro-ordoviciennes et siluriennes.

2.2.- REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES ACRITARCHES REMANIÉS

2.2.1. Cas généraux

La carte (fig. 3) montre comment se répartissent les microfossiles planctoniques remaniés. Nous avons regroupés ceux-ci en six ensembles stratigraphiques (1: les acritarches uniquement cambriens; 2: les acritarches cambriens et ordoviciens; 3: les acritarches uniquement ordoviciens; 4: les acritarches uniquement siluriens; 5: les acritarches siluriens et dévoniens; 6: les acritarches uniquement dévoniens). Pour chacun on a représenté le nombre de formes (n) observées dans chaque échantillon. Ces échantillons sont superposés dans l'ordre stratigraphique à chaque localité étudiée. On observe que des formes cambro-

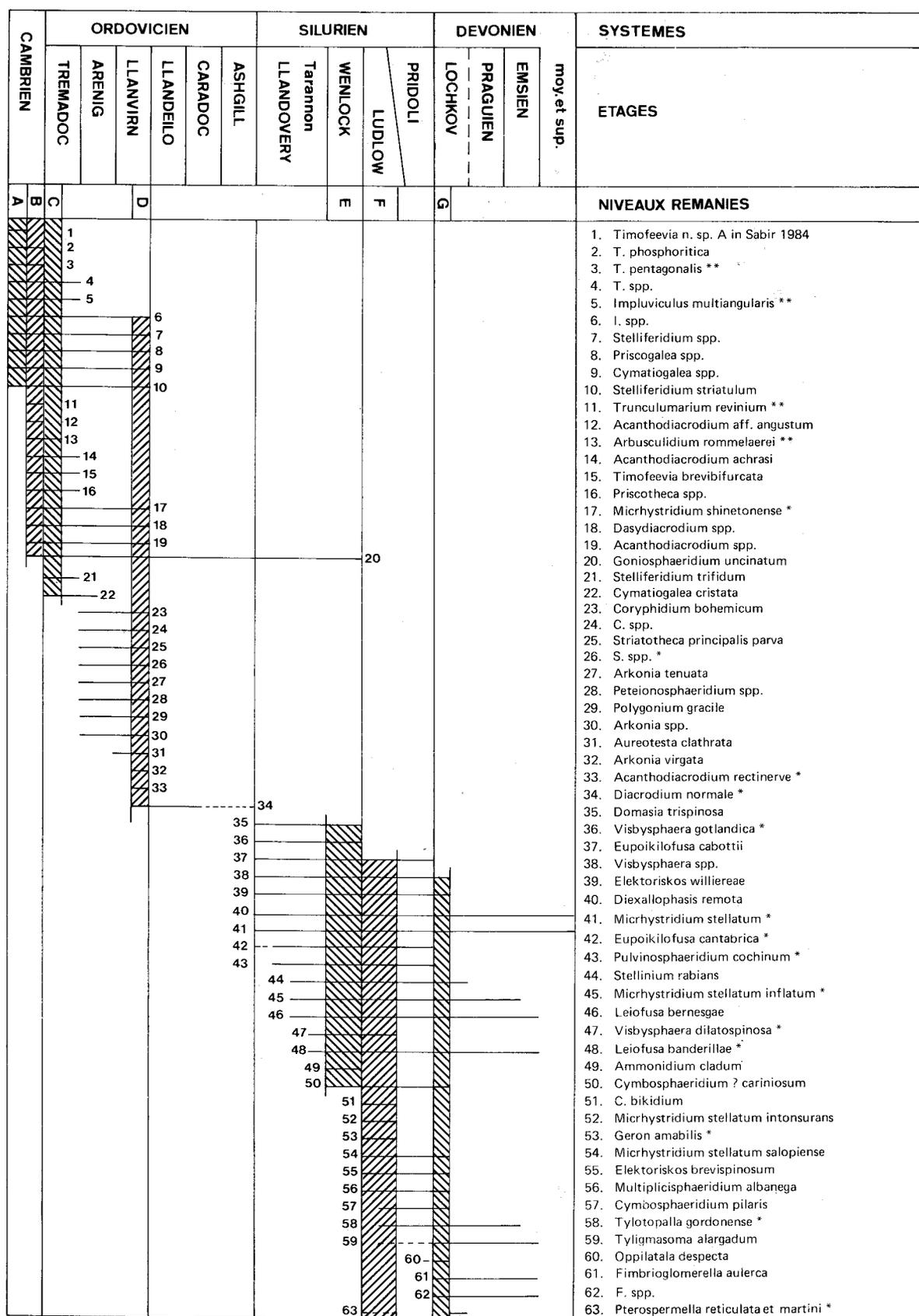
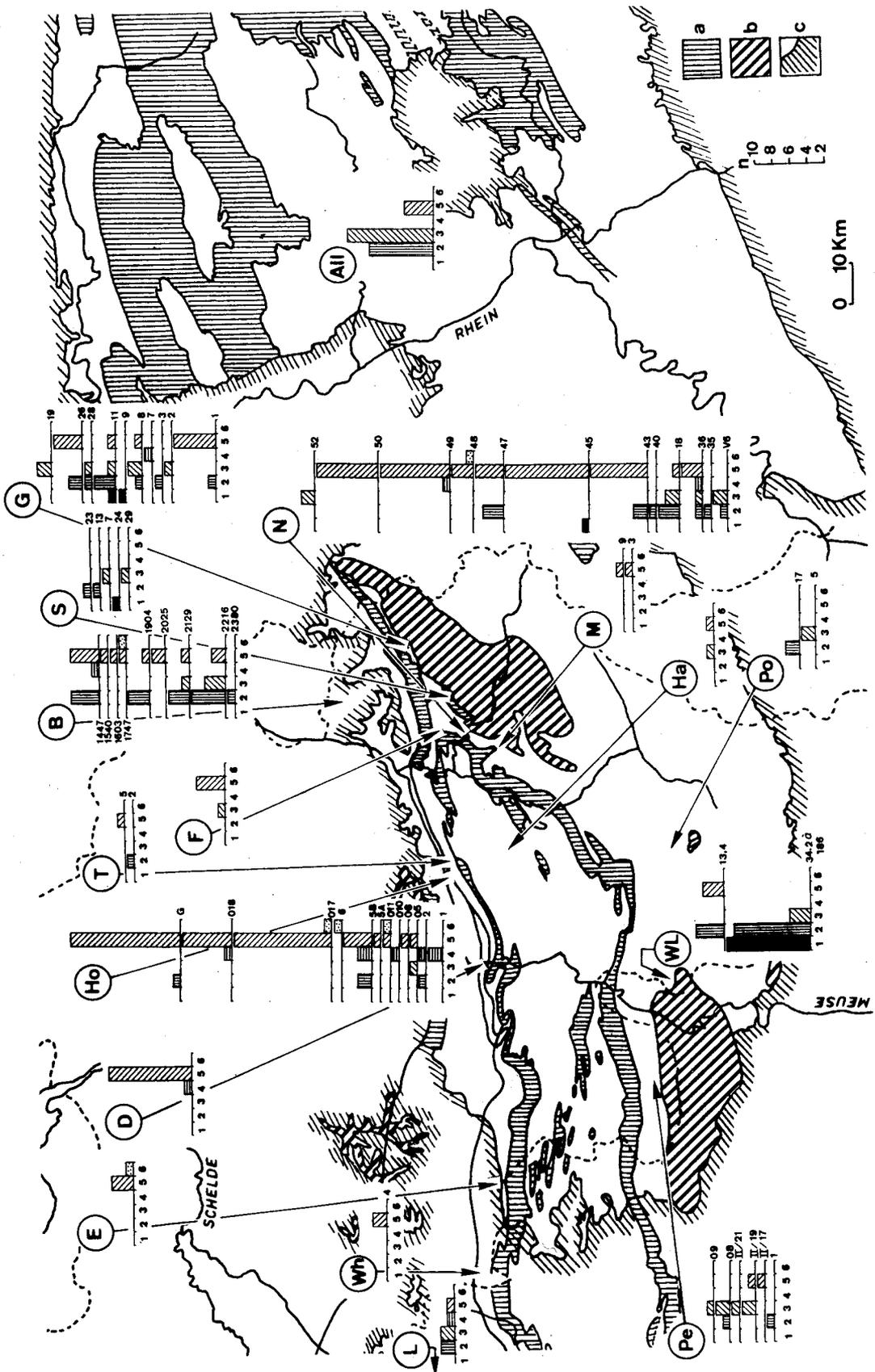


Fig. 2.- Extensions stratigraphiques connues des acritarches non ubiquistes provenant des coupes ardenneso-rhénanes. Les zones hachurées indiquent l'âge approximatif des niveaux remaniés.

* : données provenant de Vanguetaine (1979); ** : données provenant de Sabir (1984).



ordoviciennes ont été découvertes au bord nord du synclinorium de Dinant (à Fraipont : *Striatotheca* cf. *principalis parva*; à Tihange : *Acanthodiacrodium* spp.; vallée du Hoyoux : *Cymatogalea* cf. *crystata*, *Stelliferidium striatulum* et spp., *Acanthodiacrodium* spp. et *Peteionosphaeridium* spp.). Cependant le bord nord du synclinorium de Dinant est nettement dominé par les formes siluro-dévonniennes (92 %), exception faite pour Liévin qui est plus riche en formes cambro-ordoviciennes. Le bord sud livre 90 % de formes cambro-ordoviciennes. La coupe de Nonceveux qui appartient au sud-est du synclinorium de Dinant subit une forte influence siluro-dévonienne, puisqu'on y dénombre 72 % de spécimens siluro-dévonniens. En revanche, trois autres aires sont dominées par les éléments pré-siluriens. Ce sont les coupes allemandes (84 %) et d'une manière moins nette, les

coupes de Spa et du synclinorium de Verviers (61 %), et le sondage de Liévin (67 %) (dans ce dernier cas les données sont très fragmentaires). Les acritarches cambro-ordoviciens dominent dans les assemblages sur la plus grande partie du bassin ardennais sauf au bord nord du synclinorium de Dinant où ils sont parfois même absents comme à Wihéries, Dave, Estinnes-au-Mont et dans la vallée du Samson.

2.2.2.- Cas particuliers

Si la plupart des acritarches observés n'ont jamais été découverts jusqu'ici dans des sédiments plus récents que le Silurien, ainsi qu'en atteste l'abondante littérature les concernant, en revanche la réalité du remaniement des espèces *Oppilatala despecta*, *Fimbriaglomerella aulerca* et *Fimbriaglomerella* spp. demande à être argumen-

Tableau 1.- Age des échantillons repris fig. 3.

Loc. Bloz.	Pe.	Wl.	Po.	Ha.	M.	N.	All.	G.	S.	B.	F.	T.	Ho.	D.	E.	Wh.	L.
AB	09						X						G	X			
Su	08			X		45-47- 48-49- 50-52	X				X		6-017 -018		X	4	
Pa			17	X		40-43	X						05-08- 010-011 5A-5B				
W							X			1447							
Po					9	18	X										
E	II/21						X	9-11- 28-26- 19	23	1540- 1603 1747							
Z	II/17- II/19		5		3	35-36	X	7-8	13-7- 24	1904		5					
G										2025		2	2				
Sl						V6		3	29	2380- 2216 2123			1				X
M								1-2									
R	1																
N		13,4 34,2 186															

Fig. 3. Carte géologique (d'après Lecompte, 1967) des régions ardennes-rhénanes où sont représentées, sous forme d'histogramme, les quantités d'acritarches remaniés observés en fonction de leur origine stratigraphique pour chaque localité étudiée.

Localités : All. coupes étudiées en R.F.A.; B. sondage de Bolland; D. Dave; E. Estinnes-au-Mont; F. Fraipont; G. lac de la Gileppe; Ha. sondage d'Havelange; Ho. vallée du Hoyoux; L. sondage de Liévin; M. Manhay; N. Nonceveux; Pe. Pernelle; Po. Poix-Saint-Hubert; S. Spa; T. Tihange; Wh. Wihéries; Wi. Willerzie.

Histogramme : axe vertical : superposition des échantillons. Pour un échantillon, n : nombre d'acritarches observés. - axe horizontal : origine stratigraphique des acritarches remaniés (1. cambrien; 2. cambro-ordovicien; 3. ordovicien; 4. silurien; 5. siluro-dévonien; 6. dévonien). Géologie : a. Dévonien (CO-F); b. Cambro-silurien; c. couverture Post Paléozoïque.

tée car toutes ont leur point d'apparition situé aux confins de la limite siluro-dévonienne. Ces trois espèces ont été découvertes dans le sondage de Bolland, à Nonceveux et au bord nord du synclinorium de Dinant, donc dans les sédiments les plus «continentaux» du bassin éodévonien ardennais et, par conséquent, les moins susceptibles de contenir des acritarches contemporains de la sédimentation. Ils sont donc, sans doute, remaniés.

Une trentaine de spécimens de *Pterospermella* cf. *cerebella*, dont l'extension stratigraphique débute dans le Lochkovien (Loeblich & Wicander, 1976), ont été trouvés dans le sondage de Willerzie (Roche *et al.*, 1986), dans des niveaux attribués à la biozone (N). L'éventualité d'un remaniement est peu probable au vu de l'abondance de cette forme en un même point et de l'environnement nettement marin de cette région comparée au reste du bassin éodévonien belge. En effet, Willerzie se situe approximativement 10 km au nord de Naux où des calcaires ont livré une faune marine de conodontes (Bultynck, 1976). Dans ce cas, les trois spécimens siluro-dévonien (*Diexallophasis remota*, *Cymbosphaeridium* cf. *pilaris* et *Cymbosphaeridium* ? *carinosum*) associés à *P.* cf. *cerebella* pourraient y être aussi contemporains de la sédimentation.

2.3.- REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES ACRITARCHES REMANIES

Des données rassemblées sur la figure 3 et le tableau 1, celles du Hoyoux (Ho) et de Nonceveux (N) sont particulièrement intéressantes parce qu'elles concernent des sédiments qui s'étagent du Lochkovien au Praguien, voire à l'Emsien. On y observe qu'à partir du Praguien tardif (zones Pa et surtout Su), les acritarches remaniés du Siluro-Dévonien l'emportent de manière significative en quantité et en proportion sur les autres acritarches remaniés.

Cette modification pourrait indiquer un changement des conditions d'apport des éléments détritiques dans le nord du bassin sédimentaire.

2.4.- LOCALISATION DES AIRES GEOGRAPHIQUES - SOURCES POSSIBLES DES ACRITARCHES REMANIES

2.4.1. Aires géographiques voisines du bassin ardennais

Trois aires géographiques voisines du bassin sédimentaire étudié ici sont restées émergées durant tout ou partie du Dévonien inférieur : le Massif du Brabant, l'«île de Rocroi» et la «Mitteldeutsche Schwelle». Contrairement à ces régions qui ont émergées dès le Lochkovien, le Massif de

Stavelot ne semble pas avoir émergé durant la plus grande partie du Dévonien inférieur.

2.4.1.1. Le Massif du Brabant

On accepte généralement que le Massif du Brabant ait émergé durant le Dévonien inférieur (P. Michot, 1976, 1979, 1980; Fourmarier, 1931; Colbeaux *et al.*, 1977; Ziegler, 1982). J. Michot (1963) le démontre à l'occasion d'une étude effectuée sur les feldspaths contenus dans les sédiments dévoniens de Belgique. La source brabançonne de certains feldspaths a pu être mise en évidence. De même Charlet (1969) a montré par l'étude de la thermoluminescence des roches quartzo-feldspathiques, que le Massif du Brabant avait été érodé durant le Dévonien inférieur, alimentant le bassin ardennais en sédiments. Si l'émersion du Massif du Brabant semble ne pas faire de doute, en revanche, le moment exact à partir duquel il a été exondé reste incertain. Les derniers sédiments déposés et conservés sur ce massif datent du Ludlowien inférieur. Mais la sédimentation a dû encore s'y poursuivre au delà du dépôt de ces couches. En effet, les sédiments siluriens y sont affectés localement d'une schistosité de type ardoisier (P. Michot, 1979). Cette schistosité implique que les couches ont été enfoncées sous une charge importante (correspondant à un minimum de 4.000 mètres d'épaisseur de sédiment). L'émersion a dû se produire à un moment proche de la limite siluro-dévonienne. Ce point sera abordé plus loin.

2.4.1.2. L'«île de Rocroi»

La région de Rocroi pourrait avoir émergé au moins durant une courte période du Lochkovien inférieur ainsi qu'on peut le déduire des résultats obtenus par Meilliez (1984). Le sens d'écoulement des matériaux lithiques durant le dépôt des couches de Fépin autour de ce massif calédonien est centrifuge ainsi que cela se réaliserait si une île s'était développée à cet endroit. L'apparition ultérieure des macrofaunes dans les couches de Mondrepuits pourrait indiquer des conditions marines plus marquées et l'immersion de l'«île de Rocroi».

2.4.1.3. La «Mitteldeutsche Schwelle»

Une aire méridionale et orientale par rapport au bassin sédimentaire ardennais semblerait également avoir émergé au Dévonien inférieur : la «Mitteldeutsche Schwelle». Brinkmann (1948) a évoqué la présence d'une ride au travers de l'Allemagne allant de la Sarre jusqu'au sud du Harz. Cette ride aurait provisionné les bassins sédimentaires à différentes périodes. Elle serait apparue au cours des plissements calédoniens et serait restée exondée pendant la majeure partie de l'Eodévonien. L'existence de cette ride a également été démontrée par Meyer & Stets (1980) grâce à la répartition des lignes isopaques des sédiments

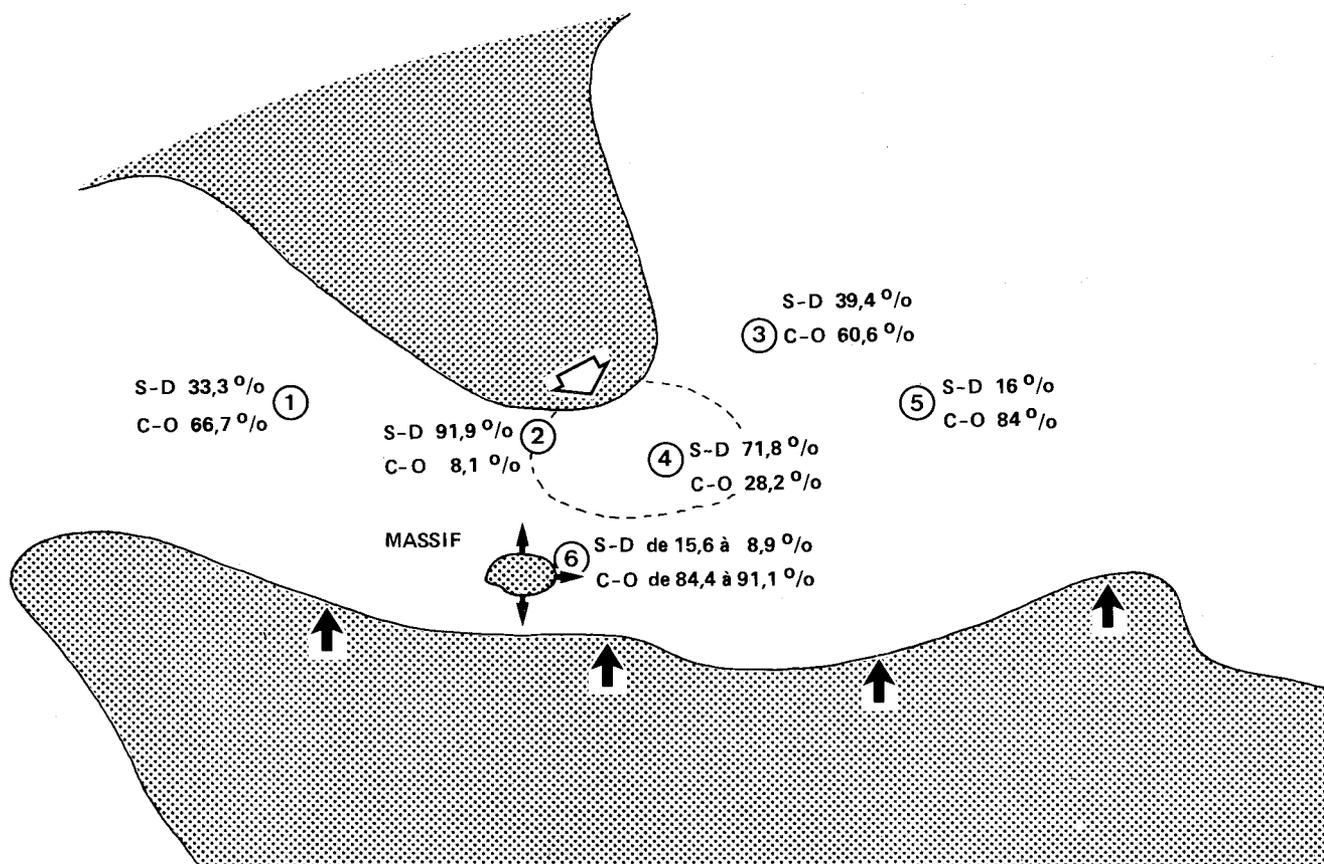


Fig. 4. Représentation paléogéographique des aires émergées (en pointillées) et du bassin ardenno-rhénan. Pourcentage en acritarches remaniés en fonction de leur lieu de dépôt : 1. sondage de Liévin; 2. bord nord du synclinorium de Dinant; 3. Synclinorium de Verviers; 4. Sud-est du synclinorium de Dinant; 5. Siegerland; 6. bord sud du synclinorium de Dinant; S-D et C-O : pourcentages respectivement en acritarches siluro-dévonien et cambro-ordovicien.

gedinniens à emsiens. Ils suggèrent l'existence d'un bassin symétrique de part et d'autre d'un axe SW-NE passant par Prüm où la profondeur est maximale, bordée au nord par l'Old Red Continent et au sud par la «Mitteldeutsche Schwelle». J. Michot (1963) détermine également une source sud de certains feldspaths contenus dans les sédiments éodévonien. Il considère que la «Mitteldeutsche Schwelle» pourrait en constituer l'origine. Certains auteurs (Pomerol & Babin, 1977; Ziegler, 1982) prolongent la «Mitteldeutsche Schwelle» jusqu'au sud de la Bretagne selon une ride qui borderait la partie méridionale de la Belgique.

2.4.1.4. Le Massif de Stavelot

Le Massif de Stavelot pourrait ne pas avoir émergé avant l'Emsien supérieur (Colbeaux *et al.*, 1977). Graulich (1951) par l'étude des poudingues de base du «Gedinien» sur le pourtour du Massif de Stavelot montre que, lors de la transgression varisque, la mer a recouvert ce massif au «Gedinien» en progressant du SE vers le NW. Cette conclusion est aussi suggérée par Neumann-Mahlkau (1970). Cet auteur situe sur une carte un sens d'apport des sédiments fluviaux NW-SE tant au sud qu'au nord du Massif de Stavelot.

2.4.2. Aires géographiques éloignées

Selon J. Michot (1963) et P. Michot (1976), le socle scandinave pourrait avoir alimenté en sédiments le bassin éodévonien ardennais. Charlet (1969) note également la possibilité d'un démantèlement d'une aire continentale plus septentrionale. Mais Cramer & Diez (1974) ont montré que la distribution géographique des acritarches siluriens était affectée par un provincialisme latitudinal. Les acritarches siluriens trouvés remaniés dans l'Eodévonien ne peuvent vraisemblablement pas provenir d'une province beaucoup plus septentrionale que le Brabant, comme la Norvège, car ces espèces n'y existaient probablement pas (Van-guestaine, 1979).

Les formes cambro-ordoviciennes ne semblent pas non plus provenir d'une source plus occidentale. En effet, Richardson & Rasul (1978) n'ont pas mis en évidence la présence de formes cambriennes parmi les acritarches remaniés qu'ils trouvent dans les sédiments du Dévonien inférieur de l'Oxfordshire et qu'ils font venir du Shropshire situé plus au nord. Des 24 espèces ordoviciennes citées par ces auteurs, seulement 5 sont communes aux nôtres indiquant ainsi que l'assemblage remanié était différent.

2.5.- RECONSTITUTION PALEO GEO- GRAPHIQUE GENERALE

2.5.1. L'origine des acritarches siluriens et la phase diastrophique du Massif du Brabant

La plus grande richesse en acritarches siluriens et siluro-dévonien observée au bord nord de l'Ardenne par rapport aux autres régions, suggère une source nord pour ces derniers.

Les couches éodévonien les plus anciennes contenant des acritarches siluro-dévonien probablement remaniés sont datées des biozones M à la Gileppe. Parmi les formes remaniées, les espèces dont le point d'apparition est le plus récent sont *O. despecta* et *F. aulerca*. *O. despecta* apparaît juste sous la limite Pridoli-Lochkov dans les sondages de l'Artois (Vanguetaine *et al.*, 1986) et *F. aulerca* apparaît dans la biozone N β dans la coupe de Saint-Germain-sur-Ay (Stee-mans, 1986, 1989).

L'amorce de la phase diastrophique du Massif du Brabant a dû avoir lieu entre le moment du dépôt, dans l'aire condroso-brabançonne des derniers acritarches *in situ* (comme *F. aulerca*), c'est-à-dire partie inférieure du Lochkovien (biozone N β) et leur remaniement pendant le Lochkovien inférieur (biozone M). L'existence probable de couches post-ludlowien inférieures sur le Massif du Brabant expliquerait la présence d'une schistosité dans ces dernières.

L'érosion des couches siluriennes reposant sur le Massif du Brabant a dû cependant se poursuivre et probablement s'intensifier du Praguien supérieur, voire à l'Emsien (voir 2.3.).

2.5.2. Les origines des acritarches cambro-ordoviciens

Des acritarches remaniés depuis l'Ordovicien sont connus dans le Silurien du Condroz et du bord sud du Massif du Brabant (Martin, 1969). Le Silurien érodé aurait donc pu livrer dans le nouveau bassin sédimentaire éodévonien, en même temps que des formes siluriennes, des formes issues d'un premier remaniement à partir de l'Ordovicien.

Si ceci peut expliquer la présence de formes ordoviciennes et siluriennes au bord nord du synclinorium de Dinant, cela ne peut expliquer la rareté ou l'absence de formes siluriennes au bord sud.

Les espèces cambriennes observées à Willerzie, qui n'ont jamais été trouvées remaniées dans le Silurien, n'ont pu provenir du nord où, d'ailleurs, les couches cambro-ordoviciennes du Brabant étaient vraisemblablement recouvertes de Silurien.

Il semblerait que seules des sources distinctes en sédiments d'âges différents permettent d'expliquer la distribution latérale observée. Une source sud ou sud-est est plus probable pour les formes cambro-ordoviciennes car elles ne font jamais défaut dans les régions méridionales de l'Ardenne contrairement à ce que l'on observe plus au nord.

L'«île de Rocroi», exondée durant une courte période du Lochkovien inférieur, est constituée de Cambrien et d'Ordovicien (Arénig-Llanvirn) (Sabir, 1984).

Cependant, on peut difficilement imaginer que ce massif ait pu représenter la source de toutes les formes cambro-ordoviciennes remaniées trouvées dans le bassin ardennais. En effet, des acritarches cambriens et ordoviciens sont présents jusque dans l'Emsien inférieur alors que l'«île de Rocroi» a vraisemblablement disparu très tôt, au Lochkovien. Ensuite, si la présence d'Ordovicien, plus précisément d'Arénig-Llanvirn, ne fait plus de doute dans le massif de Rocroi, en revanche, son épaisseur, sa richesse en microfossiles et l'existence du Trémadoc restent toujours indéterminées.

Une autre source doit donc être trouvée. La «Mitteldeutsche Schwelle» pourrait jouer ce rôle en livrant des acritarches cambro-ordoviciens dans le bassin de sédimentation. L'apport de cette ride méridionale et orientale a dû être considérable, parvenant à contaminer de ses éléments cambro-ordoviciens des régions nord éloignées.

2.5.3. L'origine des acritarches strictement cambriens

Les acritarches remaniés strictement cambriens ne sont présents que dans deux régions : à Willerzie et dans le nord-est de l'Ardenne (Nonceveux, Spa et Gileppe). Ces formes cambriennes sont très rares par rapport aux formes à distribution cambro-ordovicienne.

A Willerzie, on a pu localiser une source temporaire et ponctuelle en formes cambriennes constituée par l'île de Rocroi. Dans le NE de l'Ardenne on pourrait éventuellement cerner une source ponctuelle dont la zone d'influence aurait été minime. En effet, Legrand (1968) cartographie dans le sud-est du Massif du Brabant des couches allant du Devillien au Salmien. Ces couches auraient pu être partiellement érodées durant l'Eodévonien livrant des acritarches cambriens, au bassin sédimentaire.

2.5.4. Synthèse

De ces données, nous déduisons le modèle paléogéographique suggéré à la figure 4. Trois

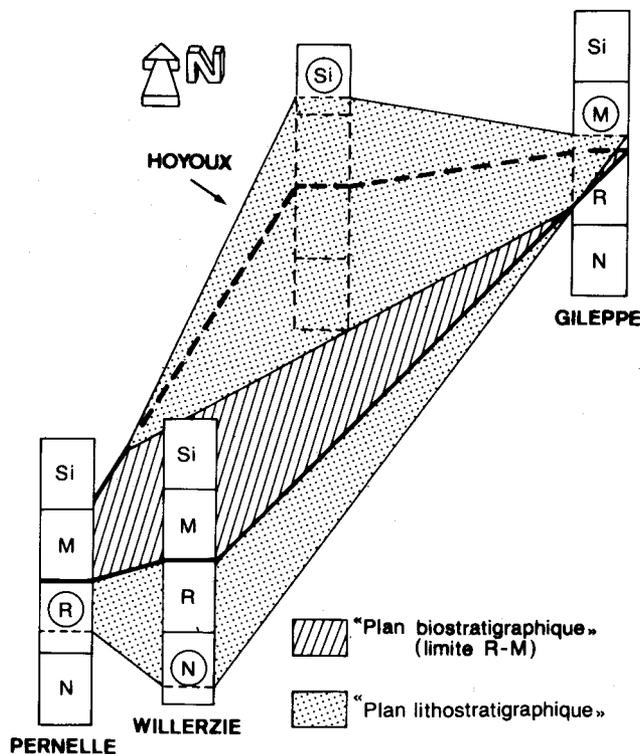


Fig. 5.- Evolution spatio-temporelle du poudingue de base lochkovien.

A : plan biostratigraphique de la limite R-M

B : plan lithostratigraphique.

aires exondées fournissent les sédiments au bassin : au nord, le Massif du Brabant appartenant à l'Old Red Continent, au sud, la «Mitteldeutsche Schwelle» et l'«île de Rocroi». Cette dernière a une influence réduite dans le temps comme dans l'espace. Elle est à l'origine des acritarches cambriens trouvés à Willerzie. La «Mitteldeutsche Schwelle» constituerait une source très importante en sédiments dans la partie étudiée du bassin ardennois. C'est de cette ride que proviennent la majorité des formes cambro-ordoviciennes. Le Massif du Brabant livre une grande quantité d'acritarches siluriens mais sur une faible superficie. La distribution se réalise comme s'il y avait un apport local (une embouchure de fleuve) aux environs de l'actuelle vallée du Hoyoux où le maximum en acritarches siluro-dévonien a été observé. L'influence de ce fleuve chargé d'acritarches remaniés se manifeste latéralement vers l'est et l'ouest ainsi que vers le sud-est en direction de Nonceveux. Il est significatif de noter que Graulich (1951) et ensuite Neumann-Mahlkau (1970) ont situé à Nonceveux l'arrivée de courants fluviaux avec une direction d'apport venant du NW au Gedinnien. On remarquera également qu'à l'Emisien supérieur les poudingues de Burnot se sont déposés dans un estuaire au sud de Huy (Wégria, 1965). Il y a donc des indices d'une permanence d'apport fluvial près de l'actuelle vallée du Hoyoux.

3.- APPORT DE L'ETUDE DES SPORES

Ce chapitre constitue une synthèse de données biostratigraphiques (Stemans, 1986, 1989) et d'observations lithologiques (empruntées principalement à Asselberghs, 1946).

Il n'existe pratiquement pas d'études sédimentologiques du Dévonien inférieur ardennois. Or, des reconstitutions paléogéographiques précises nécessitent une bonne connaissance des conditions sédimentologiques qui ont régné dans un bassin. Nous ne pourrions donc entrer dans le détail de ces reconstitutions.

3.1.- LE DIACHRONISME DES COUCHES DE BASE DU «GEDINNEN»

Ainsi qu'il a été démontré (Stemans, 1982, 1986, 1989) là où des datations biostratigraphiques ont pu être obtenues, les couches de base du «Gedinnien» sont diachroniques d'est en ouest (les plus anciennes à l'est) et du SSW au NNE (les plus anciennes au SSW). La figure 5 schématise ces résultats. Les quatre localités où des datations des couches de base ont été effectuées y sont replacées de manière palinspastique. Les colonnes représentent l'axe temps et la superposition des 4 biozones les plus anciennes de l'Eodévonien. Un trait horizontal pointillé situe l'âge des couches de base dans chacune de ces colonnes biostratigraphiques. Le plan lithostratigraphique passant par ces quatre traits suggère l'évolution dans l'espace et le temps des couches de base du «Gedinnien». Un plan biostratigraphique, correspondant à la limite R/M, a été tracé en guise de référence. L'intersection entre ces deux plans correspond à une ligne isopique. Celle-ci a une direction générale SW-NE. La transgression de la mer éodévonienne sur le continent se serait donc effectuée du SE vers le NW contrairement aux idées généralement admises. En effet, Asselberghs (1946) situe la ligne de rivage suivant une direction NW-SE pendant le «Gedinnien». Cette position est également adoptée par Bultynck (1976) pour la base du Dévonien dans le SW de l'Ardenne. Graulich (1951) suggère une direction SW-NE du rivage, tout moins au NE de l'Ardenne, d'après la nature et la répartition des poudingues de base autour du Massif de Stavelot. Cette direction du rivage a été confirmée par Neuman-Mahlkau (1970).

Le passage continu du Silurien au Dévonien enregistré dans le sondage de Liévin montre un caractère régressif. La «mer septentrionale» qui recouvrait encore partiellement le Massif du Brabant s'est donc rapidement retirée du massif alors même qu'une mer appelée ici «mer méridionale» transgressait au sud sur la «plaine ardennaise» (fig. 6).

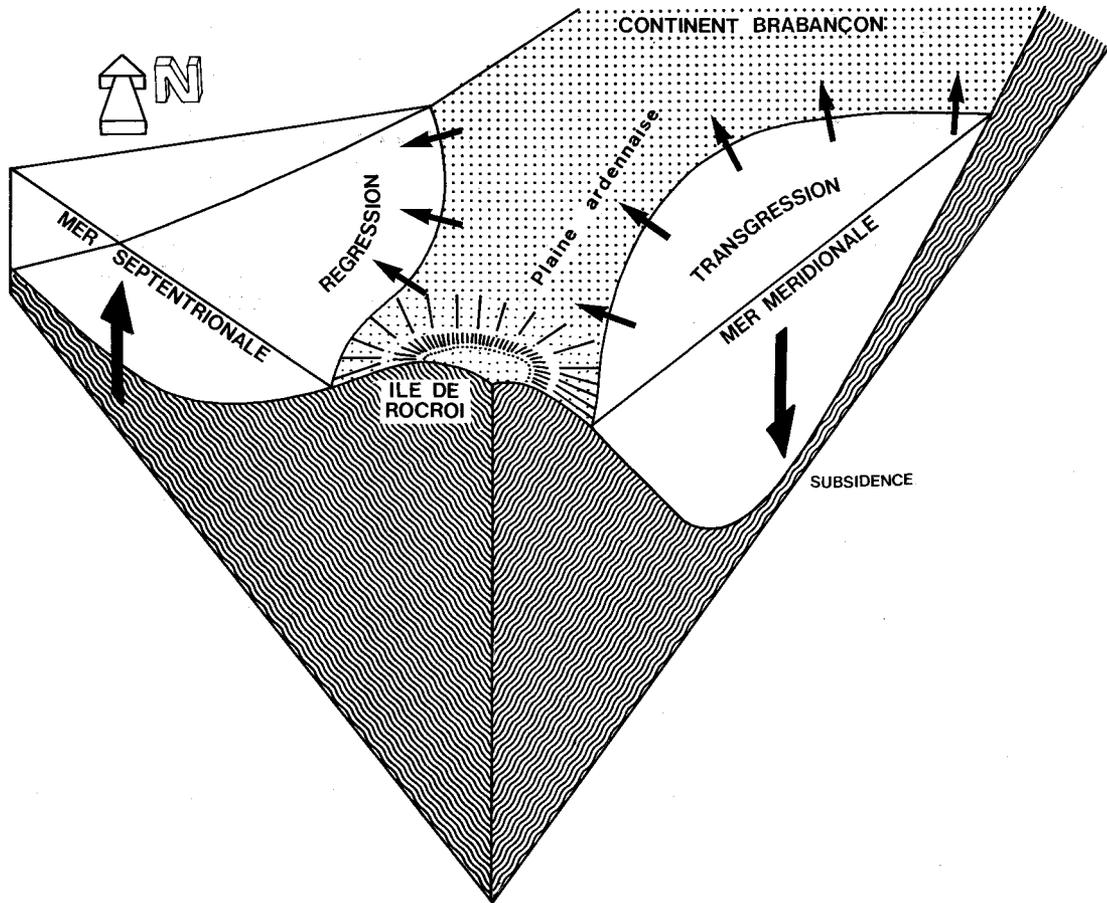


Fig. 6.- Bloc diagramme représentant les aires émergées ainsi que les mouvements transgressifs et régressifs de la mer au Lochkovien ancien.

On constate donc simultanément un soulèvement au nord (régression de la «mer septentrionale») et un enfoncement au sud (transgression de la «mer méridionale»). Transgression et régression se sont conjuguées pour former un mouvement de bascule qui s'est produit autour d'une charnière qui avait une direction SSW-NNE à WSW-ENE.

3.2.- LE DIACHRONISME DES LIMITES ENTRE LES FORMATIONS EODEVONIENNES DE L'ARDENNE

Les figures 7, 8, 10 et 11 ont été construites à partir des sections décrites *in* Steemans, 1986, 1989. Les localités sont situées avant tout diastrophisme. On y confronte les corrélations lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur toute l'étendue étudiée du bassin ardennais. Chaque colonne est dessinée à l'échelle suivant l'épaisseur des sédiments qui se sont déposés au niveau des diverses localités. Chaque dessin correspond à une subdivision lithostratigraphique (fig. 7 : Oignies, Saint-Hubert et Fooz; fig. 8 : Anlier et Bois d'Ausse; fig. 10 : Amonines et Huy; fig. 11 : Laroche et Acz).

3.2.1. Les couches d'Oignies et de Saint-Hubert

À la suite des poudingues de Fépin et d'Ombret se déposent des arkoses, des grès et des schistes (couches d'Haybes, de Mondrepuits, d'Oignies, de Saint-Hubert ou de Fooz) comme dans tous schémas classiques d'une séquence sédimentaire transgressive.

Dans le sud de l'Ardenne, les données biostratigraphiques montrent qu'il existe un net diachronisme d'est en ouest à la limite entre les couches d'Oignies et de Saint-Hubert. Cette limite lithostratigraphique est plus ancienne à l'est (fig. 7). Comme nous ne possédons pas de résultats palynologiques à ce niveau ailleurs qu'en ces deux coupes, cette direction ne représente évidemment qu'une des composantes du sens de la transgression.

Asselberghs (1946), quant à lui, considérait la direction de la transgression comme étant SW-NE. Il argumentait son opinion notamment sur le fait que les couches d'Oignies qu'il considérait de même âge partout avaient un aspect plus grossier au nord qu'au sud et à l'est qu'à l'ouest. Au vu du

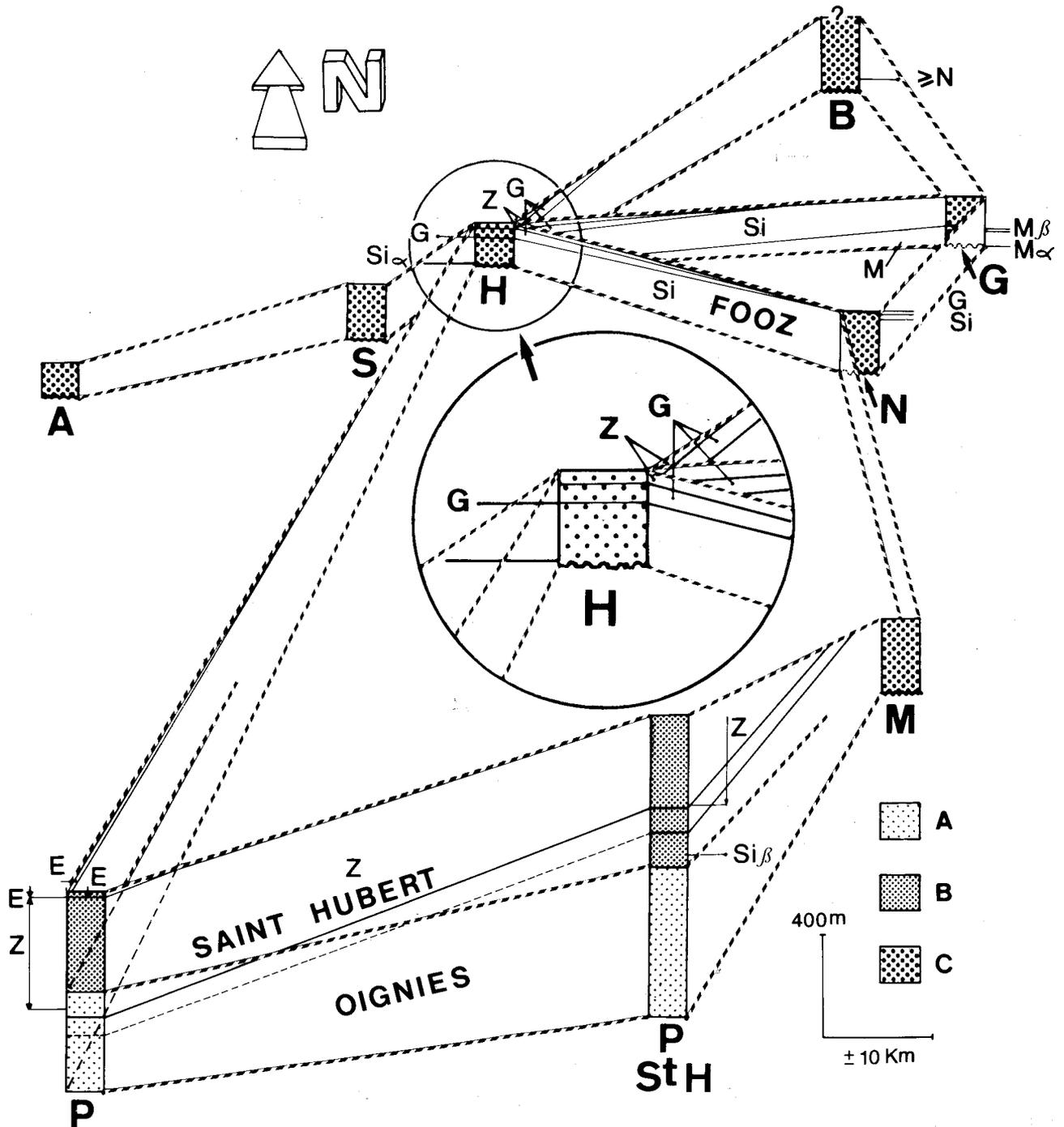


Fig. 7.- Corrélations lithostratigraphiques (traits espacés) et biostratigraphiques (traits continus et pointillés) entre les localités suivantes : A. Acoz; B. Bolland; G. lac de la Gilleppe; H. vallée du Hoyoux; M. Manhay; N. Nonceveux; P. vallée de la Pernelle; P. st. H. Poix-Saint-Hubert; S. vallée du Samson.

Lithostratigraphie : A. couches d'Oignies; B. couches de Saint-Hubert; C. couches de Fooz.

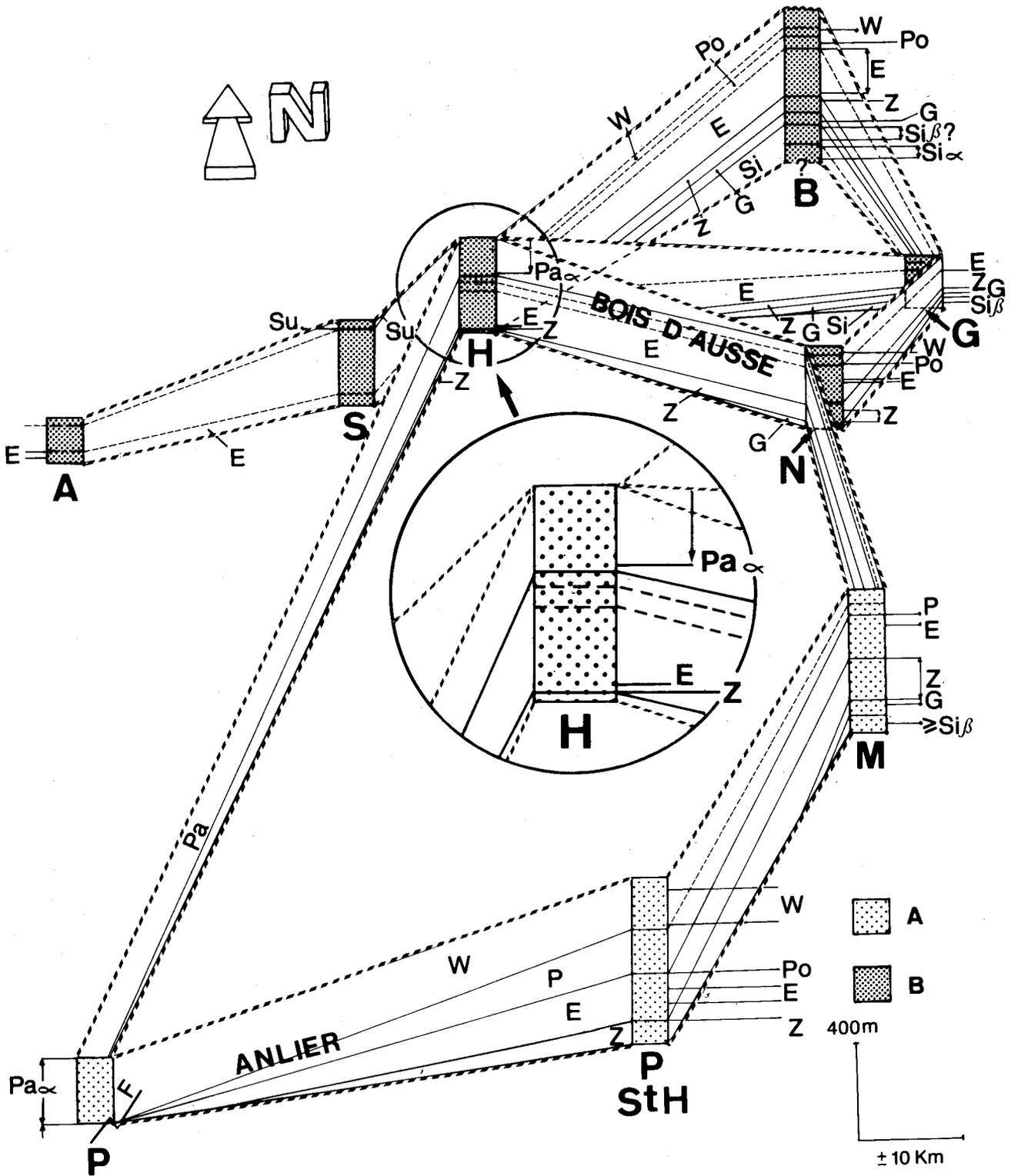


Fig. 8.- Corrélations lithostratigraphiques et biostratigraphiques (cf. fig. 7).
Lithostratigraphie : A. couches d'Anlier; B. couches du Bois d'Ausse.

diacronisme montré par la base du «Gedinnien» (3.1) et par le sommet des couches d'Oignies, nous voyons que les couches d'Oignies à l'est peuvent être de même âge que des couches du «Gedinnien inférieur» à l'ouest qui contiennent des sédiments nettement plus grossiers que ceux d'Oignies, ce qui enlève beaucoup d'intérêt à l'argumentation d'Asselberghs.

3.2.2. Les couches de Fooz et du Bois d'Ausse d'une part, d'Anlier d'autre part

3.2.2.1. La régression fini-lochkovienne au NE de l'Ardenne

Le contact entre les couches de Fooz et du Bois d'Ausse (fig. 7 et 8) est plus ancien au NE (régions de Gileppe et de Bolland) qu'au SW. Aux couches nettement schisteuses de la formation de Fooz succèdent des roches nettement plus grossières (des grès grossiers voire des poudingues intraformationnels comme à la Gileppe, Spa et Bolland) de la formation du Bois d'Ausse où de plus, des condensations de couches ou des lacunes ont été mises en évidence (Stemans, 1981, 1986, 1988, 1989). Ce phénomène ainsi que les conclusions auxquelles nous avons abouti sur base de l'analyse biométrique des populations de spores (Augmentation du diamètre moyen des spores en passant des couches de Fooz à celle du Bois d'Ausse; Stemans, 1986) se conjuguent dans un même sens en faveur d'une régression allant du NE vers le SW. Cette régression serait due à un soulèvement local du Massif du Brabant (fig. 9).

3.2.2.2. La base des couches d'Anlier (sud de l'Ardenne)

La base de la formation d'Anlier est plus ancienne à Manhay où elle repose sur les couches de Fooz qu'à Poix-Saint-Hubert où elle repose sur les couches de Saint-Hubert. A Manhay, elle est également plus ancienne que la base des grès du Bois d'Ausse à Nonceveux (fig. 8), un équivalent lithostratigraphique de la base des couches d'Anlier selon Asselberghs (1946).

Ceci suggère que les effets de la régression fini-lochkovienne se sont arrêtés entre Nonceveux et Poix-Saint-Hubert.

Dans le sud de l'Ardenne, les couches d'Anlier se déposent plus tôt au SE qu'ailleurs comme dans la transgression du Lochkovien inférieur.

3.2.2.3. Le sommet des couches d'Anlier et du Bois d'Ausse

La figure 8 montre que le sommet des couches d'Anlier et du Bois d'Ausse sont approximativement de même âge partout suivant les sections orientées S-N (de Poix-Saint-Hubert à Nonceveux et de la Pernelle au Hoyoux) mais sont plus anciens à l'E qu'à l'W. Au lac de la Gileppe les couches de

Huy n'existant pas (voir 3.2.3), les couches d'Acoz reposent directement sur celles du Bois d'Ausse.

Dans le sondage de Bolland, les subdivisions lithostratigraphiques sont incertaines. A la cote de 1500 m approximativement, on note un changement de faciès mais peut-on le relier à un contact Bois d'Ausse/Huy ou Bois d'Ausse/Acoz ? Il se pourrait, dans les deux cas, que le sommet de la formation du Bois d'Ausse soit plus ancien ici que partout ailleurs.

3.2.3. Les couches de Huy et d'Acoz d'une part, d'Amonines et de Laroche d'autre part

Le faciès de Huy est très local (fig. 10). Nous l'avons étudié dans les seules coupes de la vallée du Hoyoux et de Nonceveux. Au moment où il se dépose, les couches du faciès d'Amonines se sédimentent au sud et la partie supérieure des couches du Bois d'Ausse et une partie des couches d'Acoz à l'ouest (fig. 8) pendant que la sédimentation devient très réduite sinon nulle dans les régions de Bolland et de la Gileppe. Mais c'est également lors du dépôt du faciès de Huy que les incursions de la faune marine sont les plus fortes vers le nord puisqu'on trouve des brachiopodes à Nonceveux et à Huy dans cette formation.

Les données concernant les faciès d'Acoz et de Laroche (fig. 11) sont trop fragmentaires pour tirer des conclusions. On remarquera seulement que depuis les faciès de Huy et d'Amonines, les corrélations biostratigraphiques et lithostratigraphiques deviennent parallèles là où nous avons pu les contrôler.

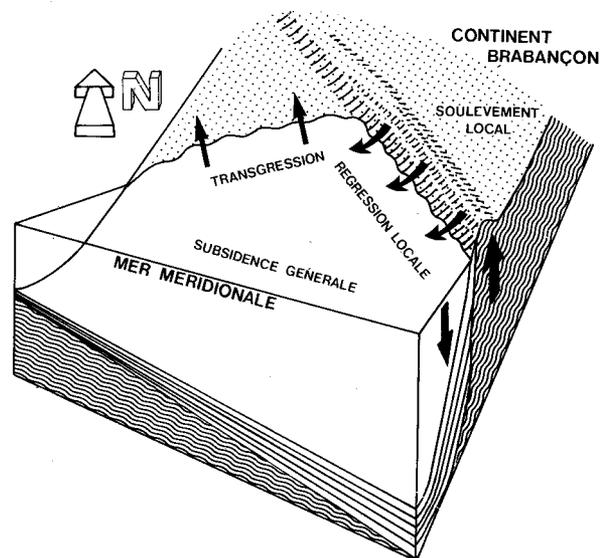


Fig. 9. Bloc diagramme du NE du bassin sédimentaire ardennais. Mouvements régressifs et transgressifs de la mer au Lochkovien supérieur.

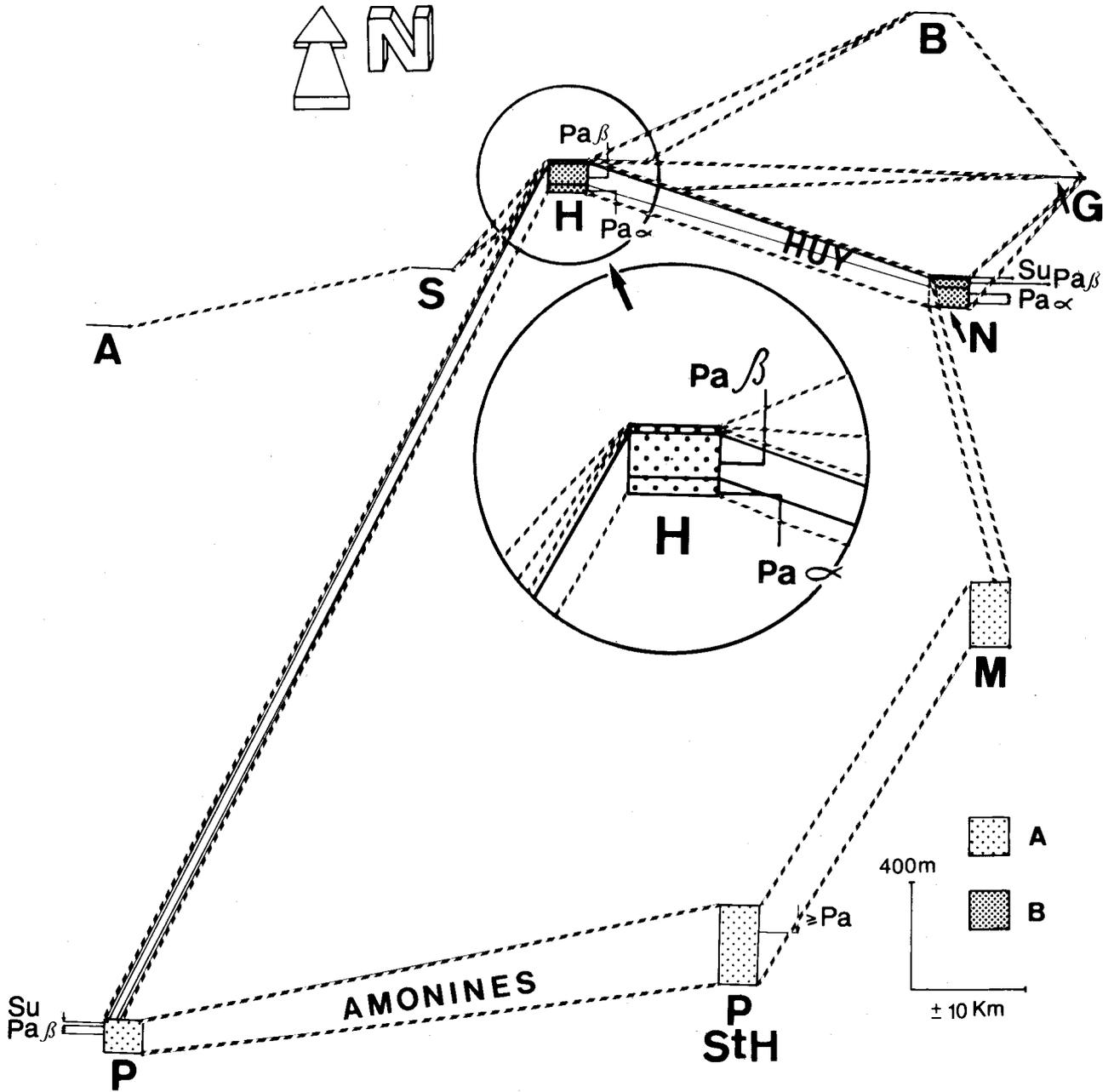


Fig. 10.- Corrélations lithostratigraphiques et biostratigraphiques (cf. fig. 7).
Lithostratigraphie : A. couches d'Amonines; B. couches de Huy.

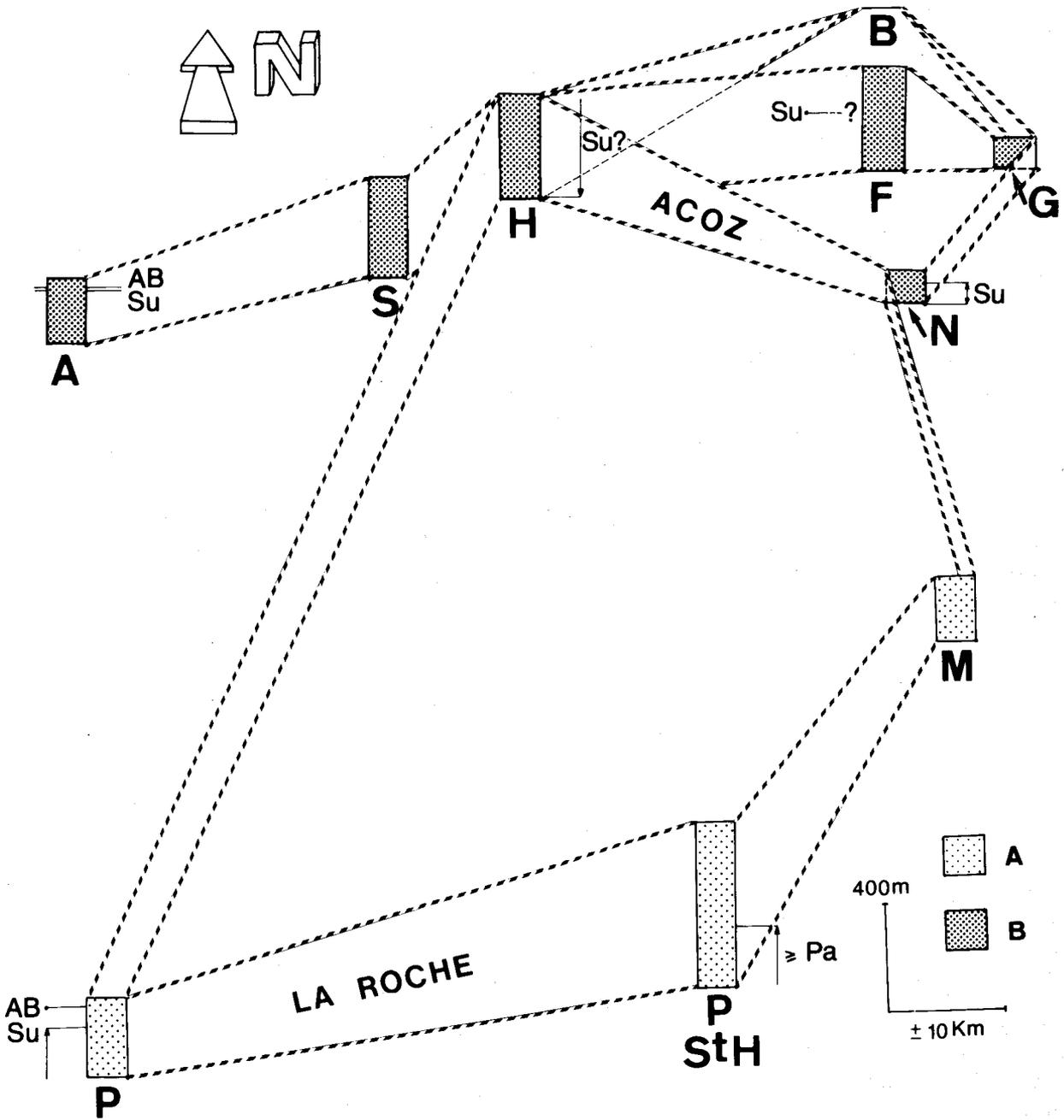


Fig. 11.- Corrélations lithostratigraphiques et biostratigraphiques (cf. fig. 7 + F. Fraipont).
Lithostratigraphie : A. couches de Laroches.

4.- CONCLUSIONS

Grâce à l'étude de la répartition des acritarches remaniés en fonction des âges des couches dont ils proviennent, il nous est permis de conclure en l'existence de différentes aires continentales ayant fourni ces palynomorphes :

- le Massif du Brabant a livré des acritarches siluro-dévonien durant le Lochkovien et le Praguien;
- le Massif de Rocroi constitue une source locale partielle en formes cambro-ordoviciennes durant la partie inférieure du Lochkovien;
- la «Mitteldeutsche Schwelle» a vraisemblablement livré des acritarches cambro-ordoviciens;

Le Massif du Brabant a vraisemblablement émergé dès le Lochkovien ancien comme le montrent des acritarches lochkoviens remaniés dans du Praguien ou de l'Emsien, ce qui permet d'accepter la présence d'une charge sédimentaire (d'âge pridoli et éventuellement lochkovien basal) sur le Ludlowien du Brabant, cause de la schistosité affectant ces couches.

La dénudation du Massif du Brabant de ses sédiments siluro-dévonien s'est poursuivie et probablement intensifiée au Praguien tardif, voire à l'Emsien.

La transgression du Lochkovien ancien sur l'Ardenne se serait réalisée suivant une direction de SE vers le NW. Elle serait contemporaine d'une régression se marquant à l'ouest du Massif du Brabant.

La transgression semble s'être maintenue constamment suivant cette direction durant tout le Lochkovien et le Praguien.

Alors que le bati ardennais s'enfonce, l'est du Massif du Brabant se soulève localement provoquant une régression qui se marque dès la fin du Lochkovien et continue au Praguien. Cette régression se marque par un changement de faciès, par un triage hydrodynamique différent sur les populations de spores, par un diachronisme des formations du NE vers le SW et par des lacunes et des condensations de sédimentation au NE de l'Ardenne.

BIBLIOGRAPHIE

- ASSELBERGHS, E., 1946. L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mçm. Inst. géol. Univ. Louvain*, 24 : 598 p.
- BRINKMANN, R., 1948. Die Mitteldeutsche Schwelle. *Geol. Rundschau*, 36 : 56-66.
- BULTYNCK, P., 1976. Conodontes de la Série de Liévin (Siluro-Dévonien) de l'Artois (Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 97 (1) : 11-20.
- CHARLET, J.M., 1969. La thermoluminescence des roches quartzfeldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques, intérêt dans la datation des granites (2^e partie). *Bull. Rech. Géol. Min.*, Sect. 2, 2 (3) : 11-60.
- COLBEAUX, J.P., BEUGNIES, A., DUPUIS, Ch., ROBASZYNSKI, F. & SOMME, J., 1977. Tectonique de blocs dans le sud de la Belgique et le nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 97 (2) : 191-222.
- CRAMER, F.H. & DIEZ, M.d.C.R., 1974. Silurian acritarchs : distribution and trends. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 18 : 137-154.
- FOURMARIER, P., 1931. Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 54 : B364-384.
- GRAULICH, J.M., 1951. Sédimentologie des poudingues gedinnien au pourtour du Massif de Stavelot. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 74 (4, 5 et 6) : B163-186.
- LECOMPTE, M., 1967. Le Dévonien de la Belgique et le nord de la France. In : Oswald, D.-H. (ed.) : *Int. Symp. Dev. System*, Calgary, 1 : 15-52.
- LEGRAND, R., 1968. Le Massif du Brabant. *Mém. Expl. Cartes géol. et min. Belg.*, 9 : 148 p.
- LOEBLICH, A.R. Jr. & WICANDER, E.R., 1976. *Organic-walled microplankton from the Lower Devonian (Late Gedinnian) Haroyan and Bois d'Arc Formations of Oklahoma, U.S.A. Part. 1 B*, 159 : 1-81.
- MARTIN, F., 1968, 1969. *Les Acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belges. Détermination et valeur stratigraphique. Inst. roy. Sc. nat. Belg.*, Mém. 160 : 175 p.
- MEILLIEZ, F., 1984. La Formation de Fépin (Gedinnien de l'Ardenne) : un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 103 : 37-53.
- MEYER, W. & STETS, J., 1980. Zur Paläogeographie vom Unter- und Mitteldevon im westlichen und zentralen Rheinischen Schiefergebirge. *Z. dt. Geol. Ges.*, 131 : 725-751.
- MICHOT, J., 1963. Les feldspaths dans les sédiments dévonien et carbonifères de la Belgique. *Bull. Acad. roy. Belg., Cl. Sc., Mém.*, 34 (1) : 1-56.
- MICHOT, P., 1976. Le segment varisque et son antécédent calédonien. In : *Beiträge zur Kenntnis der europäischen Varisziden* : Franz Kossmat Sym., 1974. *Nova Acta Leopoldina, Abh. der Deutsch. Akad. der Naturforsch., Leopoldina*, NF, 45 (224) : 201-228.
- MICHOT, P., 1978-1979. La faille mosane et la phase hyporogénique hollandienne d'âge emsien, dans le rameau calédonien condrosu-brabançon. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101 : 321-335.
- MICHOT, P., 1980. Le segment tectogénique calédonien belge. *Acad. roy. Belg., Mém. Cl. Sc.*, 43 (6) : 61 p.
- NEUMANN-MALHAU, P., 1970. Sedimentation und Paläogeographie zur Zeit der Gedinne Transgression an Massif von Stavelot-Venn. *Geol. Mitt.*, 9 : 311-356.
- POMEROL, Ch. & BABIN, Cl., 1977. *Stratigraphie et Paléogéographie. Précambrien - ère Paléozoïque*. Doin (ed.), Paris : 429 p.
- RICHARDSON, N.J.B. & RASUL, S.M., 1978. Palynomorphs in Lower Devonian sediments from the Apley Barn borehole, Southern England. *Pollen Spores*, 20 (3) : 423-462.
- ROCHE, M., SABIR, M., STEEMANS, Ph. & VANGUESTAINE, M., 1986. Palynologie de la région et du sondage de Willerzie. *Aardkund. Meded.*, 3 : 149-190.
- SABIR, M., 1984. Palynologie du Revinien et du Gedinnien du sud-ouest de Willerzie (extrémité orientale du Massif de Rocroi). *Mém. Lic. Univ. Liège (inédit)*.
- STEEMANS, Ph., 1981. *Etude stratigraphique des spores dans les couches de transition XGedinnien-Siegenien= à Nonceveux et à Spa (Belgique)*. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 104 : 41-59.
- STEEMANS, Ph., 1981-1982. L'âge du poudingue de Fépin (base du Gedinnien) à Lahonry (Belgique). *Bull. Soc. belge Géol.*, 90(4) : 331-340.
- STEEMANS, Ph., 1986. Palynostratigraphie de l'Eodévonien. *Thèse de Doctorat. Univ. de Liège*.
- STEEMANS, Ph., 1988. *Révision palynostratigraphique de l'âge des quartzites blancs de la Coupe du Wayai (km 7). Massif de Theux - Belgique*. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 110 : 363-369.
- STEEMANS, Ph., 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Serv. Géol. Belg., Prof. Pap.*, (sous presse).

STREEL, M., HIGGS, K., LOBOZIAK, S., RIEGEL, W. & STEEMANS, Ph., 1987. Spores stratigraphy and correlation with faunas and floras in the typ-marine Devonian of the Ardenno-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 50 : 211-229.

VANGUESTAINE, M., 1979. Remaniements d'acritarches dans le Siegenien et l'Emsien (Dévonien inférieur) du synclinerium de Dinant (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 101 : 243-267.

VANGUESTAINE, M., STEEMANS, Ph. & STREEL, M., 1986. Microfossiles Végétaux. In : Racheboeuf, P.R. (éd.) : Le Groupe de Liévin. Pridoli-Lochkovien de l'Artois (N. France). Biostratigraphie du Paléozoïque. 3 : 47-54.

WEGRIA, H., 1965. Les variations de Faciès du Mésodévonien. Bord nord du synclinerium de Dinant. Hoyoux-Ourthe. *Mém. Univ. Liège (inédit)*.

ZIEGLER, P., 1982. *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Intern. Petrol. Maatsch., B.V. Ed. Elsevier : 130 p.