

SULLIVAN, H.J. (1964) : Miospores from the Lower Limestone Shales (Tournaisian) of the Forest of Dean Basin, Gloucestershire. *C.R. 5<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Paris 1963, III* : 1249-1259, pls 1-2.

UTTING, J. & NEVES, R. (1970) : Miospores from the Devonian-Carboniferous transition beds of the Avon gorge, Bristol, England. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.

VON ALMEN, W. F. (1970) : Miospores from the Devonian-Mississippian boundary, Carter Country, Oklahoma, U.S.A. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.

WINDER, C.G. (1966) : Conodont zones and stratigraphic variability in Upper Devonian rocks, Ontario. *Jour. Paleontology*, 40 : 1275-1293.

ZIEGLER, W (1969) : Eine neue Conodonten Fauna aus dem höchsten Ober-Devon. *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 17 : 343-360, Tafn 1-2.

## Distribution stratigraphique et géographique d'Hymenozonotriletes lepidophytus Kedo, d'Hymenozonotriletes pusillites Kedo et des assemblages tournaisiens.

(Synthèse du Projet B du 3<sup>e</sup> séminaire C.I.M.P. sur la Stratigraphie du Paléozoïque).

M. STREEL<sup>1</sup>

Avec 3 figures dans le texte.

Les recherches des dernières années ont montré que les stratotypes ouest-européens des couches de passage du Dévonien au Carbonifère ne pouvaient fournir une succession continue d'assemblages de spores qui transgressent la limite adoptée à Heerlen en 1935. Notamment, nous avons dû constater l'absence de spores dans le Hangenberg Kalk de l'Hönnetal et dans ses équivalents latéraux (Streel 1969). On connaît aujourd'hui des assemblages bien datés du sommet du Dévonien (Famennien et Tournaisien inférieur) et des assemblages du Carbonifère inférieur (Tournaisien inférieur, moyen et supérieur) soit qu'ils proviennent des stratotypes eux-mêmes, soit qu'ils sont associés à des faunes caractéristiques de ces âges. Mais l'intervalle stratigraphique précis où ces assemblages se remplacent l'un par l'autre n'a pas encore été nettement défini. Cela tient à la fois à une confusion de nomenclature au niveau de l'étage Tournaisien (« Strunien » etc...) et à une utilisation insuffisante des données biostratigraphiques des faunes en particulier de celles qui permettent la subdivision du Tournaisien. Les tableaux publiés par Playford 1962, Richardson 1964, Kedo 1967, Richardson (in Tschudy et Scott) 1969 et Kaiser 1970<sup>a</sup> sont tous plus ou moins critiques à cet égard et leur révision s'impose à la lumière des nouvelles informations acquises.

Il nous paraît évident qu'à défaut de pouvoir caractériser la limite Dévonien/Carbonifère dans les stratotypes eux-mêmes on doit, comme première hypothèse de travail, utiliser les assemblages associés à des

<sup>1</sup> Laboratoire de Paléontologie végétale, Université, place du Vingt-Août, Liège, Belgique.

faunes bien datées pour construire une trame de données palynologiques de références à laquelle on puisse ensuite superposer les données palynologiques dont l'âge est déduit des spores elles-mêmes. C'est la méthode de travail suivie ci-dessous. Nous l'appliquerons séparément aux assemblages du sommet du Dévonien et aux assemblages du Carbonifère inférieur parce que le nombre des informations faunistiques est bien plus considérable dans le premier cas que dans le second. Nous insistons cependant sur le fait que la limite Dévonien/Carbonifère, basée sur la succession de Céphalopodes toVI/cuI, ne se place pas nécessairement entre ces deux lots d'assemblages et peut, au contraire, se situer dans la partie supérieure extrême du premier ou dans la partie inférieure extrême du second (Streel 1969, fig. 3; Bouckaert, Streel & Thorez 1970, fig. 3; Paproth & Streel 1970).

### I. LA ZONE D'ASSEMBLAGE A HYMENOZONOTRILETES LEPIDOPHYTUS KEDO ET A HYMENOZONOTRILETES PUSILLITES KEDO SENSU LATO.

Pour aborder le problème de la limite Dévonien/Carbonifère, il n'est pas nécessaire de considérer tout le Famennien. *H. lepidophytus* est sans aucun doute une espèce confinée au moins dans sa zone d'abondance au sommet du Dévonien supérieur (Kedo 1957<sup>a</sup>, Streel 1966, 1969). Il apparaît dans de nombreuses coupes du bassin de Dinant en Belgique au sommet des couches d'Evieux dans le Famennien supérieur. Au stratotype de la gare de Rivage, le banc où se rencontrent les premières *H. lepidophytus* marque la limite Fa2c/Fa2d (voir Bouckaert, Streel & Thorez 1968, Bouckaert, Streel, Thorez & Mound 1969). Caractériser tout le Famennien par *H. lepidophytus* (Taugourdeau-Lantz 1967, Richardson 1969, fig. 11/3) constitue donc une approximation énorme tant que l'on n'a pas publié les arguments faunistiques qui la justifierait.

#### A. Succession d'assemblages à *H. lepidophytus* dans les bassins ardennes-rhénans et leur contrôle stratigraphique par les faunes marines.

Nous avons donné (Paproth & Streel 1970, fig. 1) la distribution stratigraphique des principales spores étudiées dans les bassins ardennes-rhénans entre le Fa2b (zone de conodontes à *Sc. velifera*) et le Tn2a (zone de conodontes à *Siphonodella crenulata*) délimitant quatre zones (cénozones) et leurs subdivisions. Il doit être bien compris ici que cette succession biostratigraphique des bassins ardennes-rhénans repose, en ce qui concerne la sous zone Pls (*pusillites-lepidophytus* supérieur), sur une évidence récente : la *superposition dans le temps*, et non l'équivalence comme supposé précédemment, des schistes de

Hangenberg sur l'assise de Comblain-au-Pont, les couches d'Etroeungt *sensu stricto* (Gosselet) se plaçant approximativement entre les deux formations. Cette évidence est le résultat de découvertes récentes qui associent de bas en haut de l'échelle stratigraphique concernée :

a) *Spathognathodus costatus ultimus*, *H. lepidophytus* abondant (zone de taille C) et *H. pusillites* présent, soit la sous-zone Pl<sub>i</sub>, dans la partie inférieure des couches de Comblain-au-Pont.

b) *Cymaclymenia euryomphala*, *H. lepidophytus* (var. *minor* et *tener*) abondant (zone de taille E-F), *H. pusillites* présent et l'apparition de *Lophozonotriletes varituberculatus*, *Grandispora echinata* et *Cristatisporites echinatus*, soit la sous-zone Pl<sub>s1</sub> au-dessus des couches de Comblain-au-Pont *sensu stricto* (Mourlon, voir Streel 1966, hors-texte 2 : coupes de l'Ourthe), dans la partie supérieure du Calcaire d'Etroeungt.

c) Dans les 50 cm de base des schistes de Hangenberg à Oberrödinghausen, les mêmes associations de Céphalopodes et de spores sont observées auxquelles s'ajoutent *Knoxisporites literatus* et *Corbulispora cf. subalveolaris*. La grande taille des spores de *H. lepidophytus* est interprétée (Paproth & Streel 1970) comme le témoin d'un mélange de cette sous-zone Pl<sub>s</sub> avec des éléments remaniés de la sous-zone Pl<sub>m</sub> plus ancienne.

d) Au-dessus de c, à Oberrödinghausen, une faune à *Imitoceras* où *Cymaclymenia euryomphala* est absent, à laquelle est associée un assemblage de spores comparable à c, mais où *H. pusillites* peut atteindre des pourcentages élevés ( $\pm 20\%$ ).

e) et d) contiennent la sous-zone Pl<sub>s2</sub>.

e) A Stockum, une faune à *Imitoceras* et une faune à *Protognathodus* (Ziegler 1969) associée à un assemblage de spores où *H. lepidophytus* et *H. pusillites* sont moins abondants mais qui contient par contre *Hymenozonotriletes explanatus* et *Dictyotriletes trivialis* soit la sous-zone Pl<sub>s3</sub>. Si les faunes de Stockum indiquent sans ambiguïté un âge Dévonien terminal, il faut remarquer que l'assemblage de spores a été aussi trouvé plusieurs mètres au-dessus de cette faune et peut, par conséquent, transgresser la limite Dévonien/Carbonifère dans un faciès schisteux où cette limite n'a pu, même à l'aide d'Ostracodes (voir Rabien 1960), être définie jusqu'à présent.

Cette succession suggère un étalement assez considérable dans le temps des assemblages de spores présents dans les divers types de sédiments qui s'étagent entre le sommet des couches de Comblain-au-Pont dans la vallée de l'Ourthe et la base du Hangenberg Kalk (base du cuI) dans l'Hönnetal. Elle contraste singulièrement avec l'approximation relative récente qui consistait à faire correspondre la base du Carbonifère avec le sommet des couches de Comblain-au-Pont.

Au fur et à mesure de l'avancement des recherches, la pertinence de la succession proposée plus haut et de ses conséquences sur l'interprétation des couches de passage du Tn1a au Tn1b, trouve un écho non seulement dans la faune des bassins ardenno-rhénans, mais aussi dans les successions des assemblages de spores décrites dans d'autres régions :

a) Weyer (communication personnelle, voir aussi Ziegler 1969, p. 348, Abb. 2) suggère qu'un hiatus faunistique se place entre la faune à *Gattendorfia* et la faune à *Wocklumeria* dans la coupe classique du Bohlen en République Démocratique Allemande.

Ziegler a montré qu'entre le sommet de la zone de conodontes *costatus* sup. et la base de la zone à *Siphonodella sulcata* s'intercale une faune à *Protognathodus* où l'on peut identifier au moins deux zones de la succession équivalente américaine, caractérisées de bas en haut respectivement par *Protognathodus meischneri* et par *Protognathodus kuhni* (voir Ziegler 1969, Nachtrag, p. 357 et Koch, Leuteritz & Ziegler 1970). Il existe donc une zone à Conodontes entre la faunule de Stockum et celle qui caractérise la base du Carbonifère dans l'Hönnetal. D'autre part, le contact entre la faune à *Protognathodus* et le sommet de la zone à *Sp. costatus* n'a jamais été observé et il est possible qu'au moins une zone à Conodontes encore non identifiée s'intercale à ce niveau.

Lors de l'examen des Pilton Beds près de Barnstaple et des Lower Limestone Shales de l'Avon Gorge, Austin, Druce, Rhodes & Williams (1970) ont particulièrement insisté sur la diversification probable des assemblages de Conodontes à ce niveau stratigraphique de transition Dévonien/Carbonifère. Les travaux récents d'Austin, Conil, Rhodes & Strel (1970) et d'Austin & Rhodes (1970) confirment leur point de vue en démontrant l'existence d'une zone particulière (peut-être une faune particulière de plateforme, contemporaine de la faune à *Protognathodus* ?) dans les équivalents lithostratigraphiques du Tn1b inférieur et comprenant notamment une faune à *Protognathus variabilis*, en partie plus ancienne que les faunes à *Siphonodella duplicata*, mais plus récente que la zone à spores Pls1.

Il n'est pas inconcevable, par conséquent, d'admettre que les couches inférieures du Tn1b dans les régions-types d'Hastière (assise d'Hastière) et de l'Avesnois (Calcaire noir d'Avesneslles) représentent des formations extrêmement condensées. Ces formations prendraient dans le Tournaisien un développement mieux en rapport avec leur importance réelle dans le temps. Nous avons suggéré en effet (Strel 1966, 1969; Paproth & Strel 1970) que le Tn1b présentait quelque 50 mètres de puissance dans le sondage de Tournai contre une trentaine de mètres au maximum dans le bassin de Dinant. L'assemblage de spores situé à 315 m dans le

sondage de Tournai et attribué jadis au Famennien inférieur par Caron (1962) correspond en réalité à la zone Pls3 sous un faciès un peu différent où *H. lepidophytus* (zone de taille F) et *H. pusillites* sont peu abondants. Il n'est pas exclu qu'il constitue l'assemblage le plus récent contenant *H. lepidophytus* qu'il nous ait été donné d'observer dans les bassins ardenno-rhénans; qu'il appartienne au Dévonien terminal ou à la base du Carbonifère est encore incertain.

b) Kedo 1963 en Biélorussie, Lanzoni & Magloire 1969 au Sahara algérien, Dolby 1970 en Grande-Bretagne, Peniguel in Owens & Strel 1970 en Australie et en Afrique du Nord, Walton & Mason au Canada (communication orale au Symposium du Dévonien à Calgary, 1967) ont montré que *H. pusillites* Kedo (1) est plus abondant, voire apparaît seulement, dans la partie supérieure de la zone à *H. lepidophytus*. On observe donc une succession comparable à celle des bassins ardenno-rhénans où *H. pusillites* est relativement rare dans les sous-zones Pli à Pls1.

La carte (fig. 1) montre la très large distribution de ces successions d'assemblages à *H. lepidophytus* et *H. pusillites sensu lato* autour du monde et leur incontestable caractère de généralité. La valeur stratigraphique précise du point d'apparition du début de l'abondance d'*H. pusillites sensu lato* est cependant extrêmement douteuse comme nous le verrons dans la suite (voir C) particulièrement si l'on accepte avec Dolby (1970 et communication personnelle) l'indépendance spécifique de *Vallatisporites pusillites*, *V. vallatus* et *V. verrucosus*.

## B. Zonation basée sur les variations de taille d'*H. lepidophytus*.

Kedo (1957<sup>a</sup> et 1962) a attiré la première fois l'attention sur la réduction de la taille moyenne d'*H. lepidophytus* des assemblages les plus anciens aux assemblages les plus récents et sur le parti stratigraphique que l'on pouvait en tirer. Nous avons montré (Strel 1966 et 1969) que cette réduction était en réalité très progressive et qu'elle s'amorçait dans une population d'individus dont l'histogramme de distribution de taille a une allure typiquement bimodale et un interquartile maximum dépassant 65  $\mu$  (zone C).

Dès la zone D dont la base correspond dans le stratotype de la vallée de l'Ourthe grosso modo au contact Fa2d/Tn1a, les histogrammes de distribution de taille prennent une allure unimodale et l'interquartile

(1) Dans sa réponse à la deuxième circulaire échangée avec les palynologistes qui ont bien voulu collaborer au projet B, le Docteur G. Kedo a indiqué qu'elle considérait *Vallatisporites vallatus* Hacquebard et *V. splendens* Staplin & Jansonius comme faisant partie de la population d'*H. pusillites* Kedo.

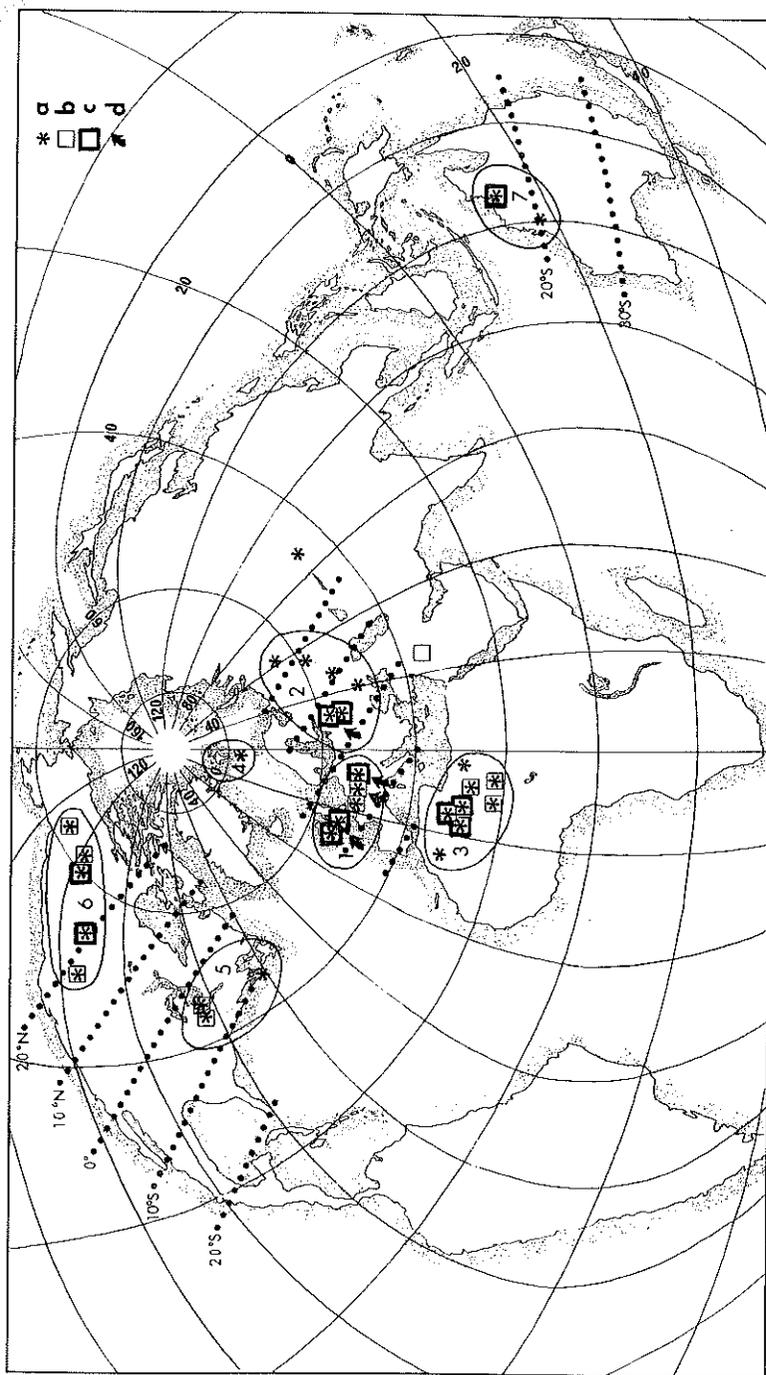


Fig. 1. — Distribution géographique d'*Hymenozonitrites lepidophytus* et d'*Hymenozonitrites pusillites* sensu lato.

- a : distribution d'*H. lepidophytus* d'après les données de la fig. 3 et celles de Naumova in Garetsky 1960 au Kazakhstan, Ischenko 1958, en Ukraine; Taugourdeau-Lantz in Richardson 1964, au Maroc et Wray 1964, en Lybie.  
 b : distribution de *H. pusillites* d'après les données de la fig. 3 et celles de Hemer 1965, en Arabie Séoudite.  
 c : localités où *H. pusillites* est abondant. Dans ce cas l'acmé (épibole) se situe toujours dans la partie supérieure ou au-dessus de la biozone locale d'*H. lepidophytus*.  
 d : localités où on a observé la succession des zones de taille décroissante dans les populations d'*H. lepidophytus* et notamment la succession C/D correspondant à la limite Fa2d/Tn1a dans le stratotype de la vallée de l'Ourthe en Belgique.

(Paléolatitudes du Dévonien supérieur d'après Briden & Irving 1964 et Khramov 1968).

maximum passe progressivement par les valeurs  $55 \mu$  (D/E) et  $50 \mu$  (E/F). Dans la zone F, l'interquartile minimum descend à  $40 \mu$  voire même à  $35 \mu$ .

Cette décroissance de taille a été retrouvée par Dolby (1970) dans les Baggy et Pilton Beds en Grande-Bretagne. Nous avons indiqué par des flèches sur la carte (fig. 1) les régions où ces critères sont mis en évidence et ont été utilisés à des fins stratigraphiques. D'autres observations sur la taille d'*H. lepidophytus* ont été faites par Kaiser (1970<sup>b</sup>) dans l'île aux Ours, par Walton (communication personnelle) dans l'ouest et le nord-ouest canadien et par nous-mêmes dans des échantillons du Sahara algérien correspondant à la zone L7 de Lanzoni & Magloire 1969. Tous ces assemblages se placent dans les zones de taille E-F et correspondent d'ailleurs dans chaque cas à la cénozone Pls, comme dans les bassins ardennes-rhénans. Ce critère biométrique ne peut être utilisé avec sécurité si l'on ne dispose pas d'une séquence suffisamment continue pour, de bas en haut :

- 1) vérifier une partie au moins du phénomène de diminution de la taille;
- 2) contrôler par l'analyse des tailles de l'ensemble des spores de l'assemblage s'il n'a pas subi un tri granulométrique croissant et enfin
- 3) s'assurer de l'absence d'inversion dans le phénomène de diminution de la taille, liée par exemple à l'intervention de sédiments remaniés.

### C. Succession basée sur les variations d'abondance d'*H. lepidophytus* Kedo et *H. pusillites* Kedo.

Dans le stratotype de la vallée de l'Ourthe, 3 m de sédiments séparent le point d'apparition d'*H. lepidophytus* de la base de sa zone d'abondance. Dans les sédiments de la plate-forme russe et de l'Oural des assemblages où l'on ne trouve pas *H. lepidophytus* sont surmontés sans transition par des assemblages, par ailleurs très semblables aux premiers, mais qui en contiennent une proportion importante (Kedo 1957<sup>a</sup>, Shevchenko, Karpov, Nechayeva & Nazarenko 1965, Tchibrikova 1966). Aux U.S.A., l'extension massive d'*Endosporites lacunosus* Winslow (il fait partie du concept spécifique d'*H. lepidophytus* selon Owens & Streel 1968) se produit au sommet des Ohio Shales (Cleveland Member) ou dans les Bedford Shales, soit dans des faciès lithologiques différents. Ces faits suggèrent une certaine indépendance du phénomène d'extension d'*H. lepidophytus* vis-à-vis du type de sédimentation et plaident plutôt en faveur d'une cause climatique.

Ni en Europe ni en Amérique du Nord, les faunes en présence ne s'opposent à l'idée d'une extension massive pratiquement contemporaine de cette espèce. L'utilisation pratique de ce critère est évidemment soumise aux lois générales de la distribution quantitative des microfossiles végétaux par les courants aériens, fluviaux et marins. Dans l'Avesnois,

par exemple, les apports en microfossiles végétaux, dont *H. lepidophytus*, sont relativement peu abondants dans les schistes de l'Épinette (Conil & Lys 1970). L'extension massive est retardée jusqu'au niveau des couches d'Étroeuungt *sensu stricto* où la population d'*H. lepidophytus* se présente d'ailleurs avec les caractéristiques biométriques de la zone de taille E. Le critère de l'extinction d'*H. lepidophytus* n'est d'aucun secours pour les corrélations interrégionales. Il faut admettre, en effet, que cette espèce se prolonge localement, et généralement à l'état sporadique, au Tournaisien et même au Viséen sous les formes *H. lepidophytus* var. *tener* Kedo, *H. molestus* Ischenko, *H. mentitus* Ischenko et *Retispora florida* Staplin.

La signification stratigraphique de l'extension massive d'*H. pusillites* *sensu lato* ne peut être discutée sans mettre en cause le statut spécifique du taxon décrit par Kedo (1957<sup>b</sup>). L'illustration variée donnée ensuite (Kedo 1963, Tab. VI) démontre que ce concept spécifique est large et comprend plusieurs espèces décrites ultérieurement dans la littérature occidentale. Or ces espèces ont une extension massive qui se place à des niveaux stratigraphiques différents : par exemple : *Vallatisporites* sp. 2910, *V. cf. splendens* 2930 et *V. cf. banffensis* 2891 au Sahara algérien (Lanzoni & Magloire 1969). Parmi les espèces figurées par ces auteurs, aucune ne paraît correspondre au concept restreint de *Vallatisporites pusillites* Dolby & Neves. En revanche, nous voyons de fortes affinités entre : *Vallatisporites* sp. 2910 in Lanzoni & Magloire, *Hymenozonotriletes pusillites* figure 139 in Kedo 1963 et *Vallatisporites vallatus* Hacquebard; *V. cf. splendens* 2930 in Lanzoni & Magloire, *H. pusillites* figure 141 in Kedo 1963 et *V. verrucosus* Hacquebard; *V. cf. banffensis* 2891 in Lanzoni & Magloire, *H. pusillites* var. *major* Kedo 1963, *V. banffensis* Staplin & Jansonius et *V. ciliaris* (Luber) Sullivan.

L'extension massive de *Vallatisporites pusillites* Dolby & Neves est plutôt progressive à mi-hauteur des schistes de Hangenberg à Ober-rödinghausen (Streel 1969, fig. 2). En revanche, elle est soudaine dès la base des sédiments attribués par Kedo (1963) aux couches de Malevka, mais nous savons qu'au niveau des couches d'Ozersk-Hovansk sous-jacentes, une lacune de sédimentation est fréquente (Golubkov *et al.* 1968).

*V. vallatus* et *V. verrucosus* sont abondants dans les assemblages de la partie supérieure des Lower Limestone Shales en Grande-Bretagne (Ass. 3 de Dolby 1970) séparés du sommet de la zone à *H. lepidophytus* par des assemblages à *Verrucosisporites nitidus* Playford. Les deux espèces ont été décrites dans des sédiments attribués au Horton Group en Nouvelle Écosse (Hacquebard 1957, Playford 1964) et retrouvés récemment dans le New Brunswick (Varma 1969). Dans cette région, les

assemblages riches en *Verrucosisporites nitidus* ne sont pas plus anciens, mais au contraire sont plus récents que les assemblages à *Vallatisporites*. Au Sahara algérien cependant, *V. vallatus* paraît bien avoir été abondant dans des couches plus anciennes, c'est-à-dire dans la partie supérieure de la zone à *H. lepidophytus*, tandis que *V. verrucosus* y apparaîtrait en abondance immédiatement au-dessus de la lacune qui sépare les assemblages L10 et M2 de Lanzoni & Magloire (1969).

Les données palynologiques considérées isolément ne sont donc pas en faveur d'un synchronisme des zones d'abondance de ces diverses espèces de *Vallatisporites* dans les différentes régions du monde concernées. De plus, leurs alternances avec des assemblages moins caractéristiques à *Dictyotriletes trivialis* ou à *Verrucosisporites nitidus* les rendent suspectes d'être contrôlées au moins par le milieu régional. D'autre part, les faunes marines qui permettraient de les dater, sont relativement rares. D'où l'intérêt majeur de l'étude d'Utting & Neves (1970) dans la coupe classique de l'Avon Gorge où l'assemblage à *Verrucosisporites nitidus* (Ass. 1) est décrit de part et d'autre du « Bryozoa Bed » où apparaissent des Conodontes typiques (2) de la base du Carbonifère (voir Austin *et al.* 1970). Si l'on accepte les conclusions de Dolby (1970) qui utilise les successions des assemblages à *Vallatisporites* sur les assemblages à *Verrucosisporites nitidus* comme un niveau de corrélations régionales valable des Mendips à l'Irlande, il est évident que ces assemblages à *Vallatisporites* appartiennent au Carbonifère (zone K de Vaughan). Dolby (1970) les considère d'ailleurs de même âge que la seconde partie de notre assemblage *trivialis-explanatus* sans aucun doute Carbonifère lui aussi. Leur âge contraste donc avec l'âge Dévonien terminal des assemblages à *Vallatisporites pusillites* des Schistes de Hangenberg de l'Hönnetal. L'âge précis de la zone à *Hymenozonotriletes pusillites* Kedo (m11) en Biélorussie pourrait se situer entre les deux précédents puisque cette zone contient, dans des proportions mal connues, à la fois *V. pusillites*, *V. vallatus* et *V. verrucosus*. Il reste à démontrer de quel côté de la limite Dévonien-Carbonifère cette zone se place exactement en Biélorussie. Néanmoins, on doit constater que son utilisation par Kedo pour identifier cette limite est assurément la meilleure approche palynologique du problème actuellement possible.

L'absence de *V. pusillites* Dolby & Neves dans les assemblages équivalents à notre sous-zone Pls dans le Yukon (McGregor 1970) et dans l'Île aux Ours (Kaiser 1970<sup>a</sup> et <sup>b</sup>) est plutôt surprenant. De même, nous avons pu étudier dans le laboratoire du Dr S. N. Naumova

(2) Il s'agit cependant de *Siphonodella* « évoluées » et leur point d'apparition ne marque pas, par conséquent, la base du Carbonifère mais déjà des couches équivalentes aux couches moyennes ou supérieures du Hangenberg Kalk de l'Hönnetal.

à Moscou des assemblages contemporains provenant de l'Oural et dépourvus aussi de *V. pusillites*. De plus, cette espèce, bien que présente, ne paraît pas jouer un rôle important dans les sédiments du Sahara algérien. Confrontées sur une carte (Fig. 1) portant les paléolatitudes du Dévonien supérieur (d'après Briden & Irving 1964 et Khramov 1968) ces observations rappellent la proposition de Sullivan (1967, 1968) de l'existence d'une zonation palynologique latitudinale « tounaisienne » où les *Vallatisporites* caractériseraient par leur abondance les régions « inter-tropicales ».

#### D. Successions d'assemblages à *H. lepidophytus* décrits en contribution au Projet B.

Nous reprenons en annexe (Fig. 3) la liste de toutes les espèces citées dans les 23 assemblages décrits par ailleurs dans ce volume ou dans des travaux immédiatement antérieurs des mêmes auteurs (par exemple Neves

	1	2	3-6	7-8	9-17	18-23
Hymenozonotriletes famenensis						
Hystricosporites div. sp.						
Hymenozonotriletes lepidophytus						
Vallatisporites pusillites						
Anapiculatisporites ampullaceous						
Apiculiretusispora sp. A						
Pustulatisporites gibberosus						
Baculatisporites fusticulus						
Cristatisporites echinatus						
Grandispora echinata						
Lophozonotriletes rarituberculatus						
Ancyrospora ? capillata						
Reticulatisporites ? fimbriatus						
Dictyotriletes trivialis						
Hymenozonotriletes explanatus						
Knoxisporites literatus						
Lophozonotriletes malevkensis						
Punctatisporites irrasus						
Raistrickia corynoges						
Vallatisporites vallatus						
Vallatisporites verrucosus						
Corbulispora						
Endosporites macromanifestus						

Tab. 1. Voir l'identification des assemblages 1 à 23 en tête de la Fig. 3, en annexe.

& Dolby 1967 et Dolby & Neves 1970). Sur cette liste les assemblages sont ventilés en fonction de leurs affinités les plus probables avec les différents termes de la succession des assemblages ardenno-rhénans. Toutes les espèces figurées dans le présent volume sont répertoriées. Enfin, quelques synonymies probables sont mises en évidence (voir la légende de la Fig. 3) encore que nous soyons conscients qu'un tel travail de comparaison ne puisse être mené à bien que par l'examen des spécimens eux-mêmes. Les colonnes 18 à 23 groupent les assemblages « post-lepidophytus »; ils sont étudiés dans la deuxième partie de cette note.

Un certain nombre d'espèces (et de formes très voisines) dont nous avons encadré (Fig. 3) la distribution stratigraphique ont été ensuite sélectionnées parce qu'elles apparaissaient dans une même sous-zone dans plusieurs régions. Ces espèces sont réunies sur le tableau 1.

Deux changements majeurs dans la succession des cénozones se situent de part et d'autre des assemblages 9-17. Le premier correspond à l'apparition d'une dizaine d'espèces appartenant pour la plupart à des genres fréquents au Carbonifère inférieur, tels que *Dictyotriletes*, *Knoxisporites*, *Lophozonotriletes*, *Raistrickia*, *Vallatisporites* et *Corbulispora*. Dans les bassins ardenno-rhénans, il se situe dans l'intervalle sédimentaire qui sépare le sommet des couches d'Etroeungt des équivalents latéraux des schistes de Hangenberg. Aucun des assemblages 9 à 17 n'apparaissent cependant au-dessus d'assemblages plus anciens (Pls1) dans un même profil. Plusieurs espèces de type Carbonifère apparaissent dans les assemblages 18-23; on peut les rechercher dans les listes annexes de la Fig. 3. Mais le fait majeur de la limite 9-17/18-23 est sans nul doute l'extinction, au moins régionale, de plusieurs taxa dont les plus importants sont : *H. lepidophytus*, *Vallatisporites pusillites*, *Hymenozonotriletes famenensis* et *Ancyrospora ? capillata*. Ceci traduit plus un changement de faciès dans la végétation que le résultat d'une évolution progressive. Dans les bassins ardenno-rhénans, ce changement se place dans le Tn1b inférieur sans qu'il ait été possible jusqu'à présent de décider s'il intervient en-dessous ou au-dessus de la limite Dévonien/Carbonifère. Des bancs carbonatés épais dépourvus de spores s'intercalent généralement entre les assemblages 9-17 et 18-23. En Grande-Bretagne, en revanche, ce sont des bancs rouges terminant les séquences continentales « Old Red Sandstone » qui séparent les assemblages 1 et 2 de Dolby (1970). Ce changement profond de faciès ne dépend pas directement d'un changement dans la nature des sédiments puisqu'il se produit entièrement en faciès marin dans les bassins ardenno-rhénans et entièrement en faciès continental en Irlande (Dolby 1970). Il pourrait être lié à une modification du climat et/ou de la topographie littorale en relation avec la transgression marine dinantienne et avoir ainsi une signification stratigraphique interrégionale indéniable.

## II. LES ASSEMBLAGES TOURNAISIENS AU-DESSUS DE LA LIMITE DEVONIEN/CARBONIFERE.

Une des conclusions majeures à tirer de l'analyse qui précède est sans aucun doute le contraste mis en évidence entre les assemblages à *H. lepidophytus* dominants, largement répandus au Dévonien terminal et les faciès palynologiques différents entre eux bien que contemporains dans les couches plus récentes. Nous connaissons au moins 3 faciès tournaisiens au-dessus de la limite Dévonien/Carbonifère : ils sont caractérisés respectivement par *Dictyotriletes trivialis* et *H. explanatus*; *Verrucosporites nitidus*; *Vallatisporites vallatus* et *V. verrucosus*. Sullivan (1967, 1968) suggère de voir dans des assemblages tournaisiens décrits notamment par Playford (1962, 1963) au Spitsberg et par Ischenko (1956, 1958) en Ukraine, un autre faciès contemporain (d'âge Kinderhook) caractérisé par *Lophozonotriletes rarituberculatus* et dont la distribution serait liée à des climats de plus haute latitude que ceux qui contrôlent les faciès à *Vallatisporites*. Avant de discuter le caractère régional de la distribution de ces faciès, il convient de s'assurer qu'ils sont réellement d'âges comparables.

### A. Stratigraphie détaillée du Tournaisien.

Playford (1962, 1963) déduit l'âge tournaisien de son « *rarituberculatus* ass. » principalement de ses affinités avec les spores « tournaisiennes » d'Ischenko (1956, 1958). Or, on peut constater dans les travaux d'Ischenko que d'une part, les assemblages ne sont pas différenciés dans les limites-mêmes du Tournaisien et que d'autre part, aucune faune n'est signalée qui permette une datation précise de ces spores. Or, on dispose aujourd'hui de deux successions tournaisiennes et viséennes (Kedo 1963 et 1967 en Biélorussie et Lanzoni & Magloire 1969 dans le Sahara algérien) où les assemblages qui se succèdent sont au contraire étonnamment diversifiés. Ces deux successions reposent, elles, en partie au moins, sur des datations de faune marine; nous les utiliserons donc de préférence aux travaux cités plus haut pour établir la trame nécessaire à notre raisonnement.

En tête de la Fig. 2, les zones palynologiques de Biélorussie et du Sahara sont distribuées en regard de l'échelle chronostratigraphique de la zonation palynologique partielle ardenno-rhénane. Les faunes marines associées aux assemblages sahariens M2 à M4 sont en grande partie comparables à celles du Tn2c et du Tn3 du Tournaisien tels que les rappelle Mortelmans (1969). La lacune sédimentaire entre les zones L10 et M2 est donc assez considérable au Sahara puisqu'elle comprend grosso modo une partie du Tn1b, le Tn2a et le Tn2b. Les assemblages M2 à M4 correspondent donc approximativement aux couches de Kisel dont l'âge

est bien connu par les corrélations que permettent les Foraminifères entre la plateforme russe et le bassin de Dinant en Belgique. On constatera (bas de la Fig. 2) que les formes du type « *Trilobozonotriletes* » et *Diatomozonotriletes* apparaissent successivement dans ces couches tant en Biélorussie qu'au Sahara. Il en va de même pour la plupart des nombreux travaux soviétiques sur le Tournaisien supérieur dont la région Volga-Oural a fait l'objet (voir la liste de ces travaux dans Kedo 1967). Sur la plateforme russe, les rares travaux qui décrivent les spores au passage des couches de Tcherepet à celles de Kisel (par exemple : Jushko 1960) indiquent l'apparition des *Trilobozonotriletes* à ces mêmes niveaux correspondant grosso-modo au passage Tn2/Tn3. Par conséquent, sur la base de ce critère, on peut raisonnablement admettre que le « *rarituberculatus* ass. » du Spitsberg caractérise aussi la partie supérieure du Tournaisien. Nous croyons donc que cet assemblage du Spitsberg n'est pas nécessairement contemporain des assemblages correspondant aux horizons de Malevka à Tcherepet en Biélorussie, d'âge Tn1b supérieur à Tn2b. Le même raisonnement peut être tenu concernant les assemblages T1 à T3 récemment décrits par Jachowicz (1967) en Pologne; ces assemblages ne sont pas nécessairement d'âge Kinderhook. Au bas de la figure 2, nous avons cherché à placer en regard de diverses échelles stratigraphiques régionales l'extension probable des assemblages tournaisiens publiés récemment en nous basant sur la distribution stratigraphique de quelques espèces sélectionnées. Les assemblages « post-*lepidophytus* » des Tournaisiens inférieur et moyen peuvent être identifiés, selon les faciès, par des associations d'espèces comme *Lophozonotriletes rarituberculatus*, *L. malevkensis*, *Archaeozonotriletes malevkensis*, *Dictyotriletes trivialis*, *Hymenozonotriletes explanatus* et *Endosporites macromanifestus*. Le statut taxonomique de cette dernière espèce est sujet à caution. Il n'est pas certain qu'il s'agisse de la même forme présente au Dévonien moyen. D'autre part, *Endosporites duplus* Jachowicz qui caractérise les zones TD à T2 paraît être une forme comparable à *E. macromanifestus*. Ces assemblages comprennent souvent des espèces comme *Retusotriletes incohatus*, *Punctatisporites irrasus*, *Verrucosporites scoticus*, *Baculatisporites fusticulus*, *Raistrickia corynoges*, etc... des *Corbulispora* et des *Perotriletes* ou *Auroraspora* de petites tailles.

Notre interprétation n'est encore qu'une tentative; elle s'écarte considérablement de celle proposée par Kaiser (1970<sup>a</sup>, Abb. 35) qui se base notamment sur l'apparition de *Tripartites* et *Diatomozonotriletes*, retardée au Viséen supérieur en Grande-Bretagne (voir Neves 1969).

Nous croyons que les assemblages du Spitsberg doivent être confrontés avant tout aux assemblages géographiquement les plus proches afin d'éviter autant que possible de comparer entre elles des zones palynologiques qui pourraient provenir de provinces paléophytogéographiques

	Fa2c		Tn1a	Tn1b	/Tn2a-Tn2b-Tn2c		Tn3	V1	V2	V3
	/VU	PLI	PLm	PLs1	PLs2-3/	/TE	/			
• a	1	PI	III A	B/	/m11/ml2/ml3/ch1/ch23	Kis1-2/Br1-2/Br3/	T1			
x b	2	I	/L7	/L8	L9/L10/	/M2 /M3 / M4/M5 / M6	/M7			
X c	3									
Hymenozonotriletes lepidophytus	{ 1 2 3	x x x	x x x	xx x x	x x x	x x x	x x x			
Vallatisporites pusillites (fig. 142)	{ 1 2 3	x x x	x x x	xx x x	x x x	x x x	x x x			
Vallatisporites vallatus	1	.	.	.	.	.	.			
Hymenozonotriletes pusillites (fig. 139)	2	.	.	.	.	.	.			
Vallatisporites sp. 2910	3	.	.	.	.	.	.			
Vallatisporites verrucosus	1	.	.	.	.	.	.			
Hymenozonotriletes pusillites (fig. 141)	2	.	.	.	.	.	.			
Vallatisporites cf. splendens 2930	3	.	.	.	.	.	.			
Vallatisporites banffensis/Ciliaris	1	.	.	.	.	.	.			
Hymenozonotriletes pusillites v. major	2	.	.	.	.	.	.			
V. cf. banffensis 2891	3	.	.	.	.	.	.			
Lophozonotriletes rarituber- culatus	{ 1 2 3	x x x	x x x	xx x x	x x x	x x x	x x x			
knoxisporites sp. 2895	3	.	.	.	.	.	.			

A' → A'' → A'''



différentes. Nous sommes en désaccord avec le tableau publié par Kaiser (1970<sup>a</sup>, Abb. 35) sur les points suivants :

a) La limite cuI/cuII ne se situe pas dans le Tournaisien supérieur mais dans le Tournaisien inférieur.

b) La séquence Bedford Shale à Sunbury Shale (Winslow 1962) ne correspond pas au Fa2d et base du Tn1a mais à la base du Tn1b.

c) Les assemblages ml1 et ml2 de Kedo (1963) ne correspondent pas à la zone d'abondance d'*H. lepidophytus* var. *minor* Kedo. Cette espèce caractérise au contraire l'assemblage III de Kedo en-dessous des couches d'Ozersk-Hovansk alors que les assemblages ml1, 2 et 3 apparaissent au-dessus de ces couches. D'autre part, *Lophozonotriletes rarituberculatus* ne s'éteint pas dans le Tournaisien inférieur puisqu'il est encore abondant dans les couches de Kisel du Tournaisien supérieur.

d) L'hiatus palynologique entre le « *raritytuberculatus* ass. » et « *aurita* ass. » de Playford 1962, 1963, ne couvre pas le Tournaisien moyen, le Tournaisien supérieur et le Viséen inférieur. Il est relativement bref au contraire et correspond grosso modo à une partie du Tournaisien supérieur et une partie du Viséen inférieur.

Les autres tableaux stratigraphiques donnant la distribution des assemblages tournaisiens et viséens que nous avons cités page 121, ne pèchent que par leur imprécision. Nous croyons cependant que la Palynologie stratigraphique lorsque l'on conjugue ses efforts à ceux d'autres disciplines paléontologiques, est arrivée, dans certaines parties de l'échelle stratigraphique, à un stade suffisamment élaboré pour lui permettre de subdiviser les étages. Cette subdivision est nécessaire si l'on veut tenter de comprendre les mécanismes de la régionalisation progressive des assemblages de spores au Dinantien.

#### B. Régionalisme des assemblages dinantiens.

Le régionalisme des assemblages tournaisiens ne nous paraît guère contestable; ce qui l'est plus, peut-être, c'est la mise en cause du climat.

*Tripartites incisotrilobus* et les *Diatomozonotriletes* appartiennent à la *Monilospora* Suite « tropicale et subtropicale » d'âge viséen de Sullivan (1964). *Lycospora uber* fait partie des espèces ubiquistes, mais *L. noctuina* appartient à la *Grandispora* Suite « équatoriale » avec *Schulzospora campiloptera*. Si l'on veut bien se reporter à notre Fig. 2, on constatera que les 4 taxons sont présents au sommet du Tournaisien dans les régions 2, 3 et 4 tandis que deux d'entre elles, celles qui appartiennent à la *Monilospora* Suite, n'apparaissent dans la région 1 qu'au sommet du Viséen.

La dépendance de *Tripartites incisotrilobus* vis-à-vis d'une zone géographique restreinte et la migration de cette zone au cours du Carbonifère,

nous paraissent assez évidentes. En effet, Lubert (1960) a remarquablement montré d'une part que les *Trilobozonotriletes* abondants dans le Donbass sont absents du bassin de Karaganda; d'autre part, que leur proportion dans le Donbass décroît considérablement de la base du Viséen au Carbonifère supérieur. Si l'on veut synthétiser les données qui précèdent, on constate qu'au sommet du Viséen cette espèce décroît en abondance sur la marge ouralienne de la *Monilospora* Suite au moment même où elle apparaît en Grande-Bretagne. Il y a une migration évidente, mais le problème subsiste de savoir quelles en seraient les causes.

Lubert (1960) montre que parallèlement à la diminution des *Trilobozonotriletes* vers le haut de l'échelle stratigraphique, on assiste aussi à une diminution des spores cingulées (le groupe 7 de Lubert 1960). Or, Butterworth (1965) a attiré l'attention d'une part sur la liaison étroite entre les faciès à Densospores et certains dépôts de charbons (durite) et d'autre part sur la migration évidente de ces faciès à Densospores vers la Grande-Bretagne et les régions ardenno-rhénanes au Carbonifère supérieur à un moment où ces faciès tendent à disparaître de la plate-forme russe et du Spitzberg. Nous croyons que l'ensemble des faits rappelés ci-dessus sont étroitement liés et que c'est la distribution régionale et la migration de certains ensembles de faciès sédimentaires qui entraînent le régionalisme de la flore mise en évidence par la Palynologie. Que cette distribution régionale et cette migration aient une origine climatique est très vraisemblable, mais nous paraît une hypothèse supplémentaire.

N'y-a-t-il pas d'autres explications à ce régionalisme de faciès sédimentaires? Nous sommes frappés en effet par l'étroite concordance entre la paléolatitudo 20° N dont Sullivan (1965) fait état pour séparer les suites à *Grandispora* et à *Monilospora*, et la limite du socle Précambrien de la Plate-forme russe. Ce socle supporte une vaste aire sédimentaire qui est restée à l'abri des diverses phases tectoniques qui ont affecté l'aire varisque jusqu'à la base du Westphalien. Il pourrait y avoir, par exemple, dans l'aire varisque, un lien entre la cessation de ces mouvements et le développement des aires sédimentaires à Densospores.

Si nous descendons dans la partie moyenne et inférieure du Tournaisien nous savons que les *Dictyotriletes*, *Archaeozonotriletes literatus*, *A. malekensis* et *Lophozonotriletes rarituberculatus* sont plus abondants dans les faciès continentaux et particulièrement dans les charbons (Kedo 1963, p. 21). L'absence ou la rareté de l'une ou l'autre de ces espèces dans les bassins ardenno-rhénans, voire même en Grande-Bretagne, peut être le résultat d'un régionalisme climatique; elle peut aussi correspondre à une distribution régionale de faciès défavorables.

## BIBLIOGRAPHIE

- AUSTIN, R.L., CONIL, R., DOLBY, G., LYS, M., PAPROTH, E., RHODES, F.H.T., STREEL, M., UTTING, J. & WEYER D. (1970) : Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère de Hook Head (Irlande) au Bohlen (D.D.R.). In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- AUSTIN, R. L., DRUCE, E. C., RHODES, J. A. & WILLIAMS J. A. (1970) : The value of Conodonts in the recognition of the Devonian-Carboniferous boundary, with particular reference to Great-Britain. *C.R. 6<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Sheffield 1967, II* : 431-444, pl. 1.
- AUSTIN, R.L., CONIL, R., RHODES, F. H.T. & STREEL, M. (1970) : Conodontes, Spores et Foraminifères du Tournaisien inférieur dans la vallée du Hoyoux (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93, 1 (sous presse).
- AUSTIN, R. L. & RHODES F. H.T. with the collaboration of BOUCKAERT, J., CONIL, R., LYS, M. & PIRLET, H. (1970) : New Dinantian conodont faunas of France and Belgium. A preliminary report. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1968) : Schéma biostratigraphique et coupes de référence du Famennien belge. Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 91, 3 : 317-336.
- BOUCKAERT, J., STREEL, M., THOREZ, J. & MOUND, M. C. (1969) : Biostratigraphic chart of the Famennian stage (Upper Devonian) in the type localities of Belgium : a preliminary report. *Journ. Paleontology*, 43, 3 : 727-734, pls 93-94.
- BOUCKAERT, J., STREEL, M. & THOREZ, J. (1970) : Le Famennien supérieur et les couches de transition dévono-carbonifère, dans la vallée de l'Ourthe. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- BRIDEN, J. C. & IRVING, E. (1964) : Palaeolatitudo Spectra of Sedimentary Palaeoclimatic Indicators. In A.E.M. NAIRN, Problems in Palaeoclimatology, *Proceedings of the NATO Palaeoclimates conference held at the University of Newcastle-upon-Tyne*, January 1963 : 199-224.
- BUTTERWORTH, M. A. (1966) : The distribution of Densospores. *The Palaeobotanist*, 15, 1-2 : 16-28.
- BUTTERWORTH, M. A. & SPINNER, E. (1967) : Lower Carboniferous spores from North-West England. *Palaentology*, 10, 1 : 1-24, pls 1-5.
- CARO-MONTEZ, M. (1962) : Sur un niveau à spores du Dévonien supérieur du Sondage de Tournai (Belgique). *Ann. Soc. géol. Nord*, 82 : 111-115, pls 1-2.
- CONIL, R. & LYS, M. (1970) : Données nouvelles sur les Foraminifères des couches de passage du Famennien au Tournaisien dans l'Avesnois. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- DOLBY, G. & NEVES, R. (1970) : Palynological evidence concerning the Devonian/Carboniferous boundary in the Mendips, England. *C.R. 6<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Sheffield, 1967, II* : 631-646, pls 1-2.
- DOLBY, G. (1970) : Spore assemblages from Devonian/Carboniferous transition measures in Southwest Britain and Southern Eire. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.

- GARETSKY, R. G. (1960) : Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur de l'anticlinal de Kokpekty (Pré-Mugodzhary). *Dokl. Akad. Nauk USSR*, 134, 2 : 404-407 (Trad. B.R.G.M. 3442).
- GOLUBKOV, V. K., KEDO, G. I., KRYLOVA, A. K., LUTKEVITCH, E. M. & MAKHNATCH, A.S. (1968) : Le Dévonien de la Biélorussie. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary 1967*, 1 : 367-378.
- HACQUEBARD, P. A. (1957) : Plant spores in coal from the Horton group (Mississippian) of Nova Scotia. *Micropaleontology*, 3, 4 : 301-324. pls 1-3.
- HEMER, D. O. (1965) : Application of palynology in Saudi Arabia. *5th Arab Petroleum Congress, Cairo* : 1-15.
- HIBBERT, F. A. & LACEY, W. S. (1969) : Miospores from the Lower Carboniferous Basement Beds in the Menai Straits region of Caernarvonshire, North Wales. *Palaeontology*, 12, 3 : 420-440, pls 78-83.
- ISHCHENKO, A. M. (1956) : Spores and Pollen of the Lower Carboniferous deposits of the western extension of the Donetz Basin and their stratigraphical importance. *Trudy Inst. Geol. Nauk, Kiev., Ser. Strat. Paleont.*, 11 : 1-185, pls 1-21.
- ISHCHENKO, A. M. (1958) : Sporo-pollen analysis of the Lower Carboniferous sediments of the Dnieper-Donetz Basin. *Trudy Inst. Geol. Nauk, Kiev, Ser. Strat. Paleont.*, 17 : 1-188, pls 1-13.
- JACHOWICZ, A. (1967) : Microflora of the Zareby beds from the Swietokrzyskie Mountains. *Instytut Geologiczny Prace*, 49 : 1-105, pls I-XLII.
- JUSHKO, L.A. (1960) : Nouvelles espèces de microspores du dépôt de Tcherepet et de la couche tournaisienne du Bassin de Padmoscovnova (texte russe).
- KAISER, H. (1970<sup>a</sup>) : Die Oberdevon-Flora der Bäreninsel. 3. Mikroflora des höheren Oberdevons und des Unterkarbons. *Palaeontographica*, (B), 129, 1-3 : 71-124, Tafn 16-25.
- KAISER, H. (1970<sup>b</sup>) : Die « *Hymenozonotriletes lepidophytus* Zone » auf der Bäreninsel. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- KEDO, G. I. (1957<sup>a</sup>) : Spores from the supra Salt Devonian deposits of the Pripyat depression and their stratigraphic significance. *Tr. Inst. Geol. Nauk, Akad. Nauk Belrussk. SSR. Ser. Strat. Paleont.*, 2 : 3-43. pls 3-43. (texte russe).
- KEDO, G. I. (1957<sup>b</sup>) : The stratigraphical significance of *Hymenozonotriletes pusillites* sp. nov. *Dokl. Akad. Nauk Belorussk. SSR*, 1 : 21-23 (texte russe).
- KEDO, G. I. (1962) : Spore assemblages of Upper Famennian and Tournaisian deposits and the Devonian/Carboniferous boundary in the Pripyat Depression. *Trans. Soviet Palynologists*, Acad. Sci. Moscow : 73-79.
- KEDO, G. I. (1963) : Les spores de la zone tournaisienne de la dépression du Pripet et leur signification stratigraphique. *Paléontologie et Stratigraphie de Biélorussie* : 3 : 121, pls I-XI (texte russe).
- KEDO, G. I. (1967) : Les spores du Carbonifère inférieur de la Dépression du Pripet. *Paléontologie et Stratigraphie de Biélorussie*, 2<sup>e</sup> Conférence Intern. de Palynologie, Hollande 1966, 5 : 1-143, pls I-XII (texte russe)
- KHRAMOV, A. N. (1968) : Importance of Palaeomagnetic data for Devonian Stratigraphy and Palaeogeography in the U.S.S.R. *Proc. Intern. Symposium Devonian System, Calgary 1967*, II : 1363-1370.
- KOCH, M., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER W. (1970) : Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtfolge an der Seiler bei Iserlohn. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 17, Krefeld (In press).
- LANZONI, E. & MAGLOIRE, L. (1969) : Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur du grand erg occidental (Sahara algérien). *Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides*, XXIV, 4 : 441-453, pls I-VIII.
- LLEWELLYN, P. G., BACKHOUSE, J. & HOSKIN, I. R. (1969) : Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Carboniferous limestone, Leicestershire. *Proc. geol. Soc. London*, 1655 : 85-91.
- LLEWELLYN, P. G., HOSKIN, I. & BACKHOUSE, J. (1970) : Preliminary report on Lower-Middle Tournaisian miospores from the Hathern Anhydrite Series, Hathern borehole, Leicestershire, England. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère ». *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- LUBER, A. A. (1960) : Mise en parallèle des complexes sporo-polliniques des formations houillères paléozoïques du Kazakhstan avec les complexes de spores et de pollens des bassins de Donetz et de Kouznetsk. *Trudy Sovensch. Univ. Stratigr. Skhem. Dopaleoz. Paleoz. ost. Kazakhst. Alma-Ata, Izd. A. N. Kaz. S.S.R.*, 2 : 161-171.
- MCGREGOR, C. (1970) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo and associated spores from the Devonian of Canada. In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- MORTELMANS, G. (1969) : L'étage Tournaisien dans sa localité-type. *C.R. 6<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Sheffield 1967*, 1 : 19-43.
- NEVES, R. (1967) : A review of some recent advances in the Palynology of the Carboniferous. *C.R. 6<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Sheffield 1967*, 1 : 337-349.
- NEVES, R. & DOLBY, G. (1967) : An assemblage of miospores from the Portishead beds (Upper Old Red Sandstone) of the Mendip Hills, England. *Pollen et Spores*, IX, 3 : 607-614. pls I-II.
- OWENS, B. & STREEL, M. (1967) : *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo, its distribution and significance in relation to the Devonian/Carboniferous boundary. *Rev. Palaeobotan. Palynol.*, 1 : 141-150, pl. 1.
- OWENS, B. & STREEL, M. (1970) : Palynology of the Devonian/Carboniferous boundary (Report on Project B). In « Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère » *Congrès et colloques Univ. Liège*, 55.
- PLAYFORD, G. (1962) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. Part one *Palaeontology*, 5, 3 : 550-618, pls 78-87.
- PLAYFORD, G. (1963) : Lower Carboniferous microfloras of Spitsbergen. Part two *Palaeontology*, 5, 4 : 619-678, pls 88-95.
- PLAYFORD, G. (1964) : Miospores from the Mississippian Horton Group, Eastern Canada. *Bull. Geol. Survey Canada*, 107 : 1-47, pls I-XI.
- RABIEN, A. (1960) : Zur Ostracoden-Stratigraphie an der Devon/Karbon-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge. *Fortschr. Geol. Rheinld. Westf.*, 3, 1 : 61-106.
- RICHARDSON, J. B. (1964) : Stratigraphical distribution of some Devonian and Lower Carboniferous spores. *C.R. 5<sup>e</sup> Congrès Carbonifère, Paris 1963*, III : 1111-1114.
- RICHARDSON, J.B. (1969) : Devonian spores. In TSCHUDY & SCOTT « *Aspects of Palynology, an Introduction to Plant Microfossils in Time* » : 193-222, pls I-VI.







