

Biostratigraphie par miospores du Dévonien inférieur à supérieur du sondage MG-1 (Bassin d'Hammadah, Tunisie) —Comparaison avec les données des faunes

Stanislas Loboziak^a, Philippe Steemans^b*, Maurice Streel^b et Daniel Vachard^a

^aUniversité des Sciences et Technologies de Lille, URA CNRS 1365, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France

^bUniversité de Liège, Paléontologie, 7, place du Vingt Août, B-4000 Liège, Belgique

(Reçu le 3 Juin, 1991; révisé et accepté le 28 Avril, 1992)

RÉSUMÉ

Loboziak, S., Steemans, P., Streel, M. and Vachard, D., 1992. Biostratigraphie par miospores du Dévonien inférieur à supérieur du sondage MG-1 (Bassin d'Hammadah, Tunisie)—Comparaison avec les données des faunes. [Lower to Upper Devonian miospore based stratigraphy in the borehole MG-1 (Hammadah Basin, Tunisia)—Comparison with faunal data.] Rev. Palaeobot. Palynol., 74: 193-205.

Les miospores de la partie dévonienne du sondage tunisien MG-1 au Nord du Bassin d'Hammadah sont analysées et comparées aux données faunistiques disponibles. L'âge des différentes formations traversées par ce sondage est revu et conduit à la conclusion que l'Emsien et l'Eifelian sont représentés par une sédimentation plus épaisse que les autres étages. Les faunes publiées provenant de ce sondage ne contredisent pas les résultats palynologiques et ceux-ci confirment l'opinion antérieure des auteurs que la stratigraphie du Dévonien de la région est plus complexe qu'admis antérieurement.

ABSTRACT

Devonian miospores of the Tunisian borehole MG-1 from the northern part of the Hammadah Basin have been analyzed and compared with the available faunal data. The age of the various formations drilled by this borehole has been revised and this has led to the conclusion that the Emsian and the Eifelian are represented by a thicker sedimentation than the other stages. The published faunas from this borehole are not in contradiction with the palynological results which confirm the opinion of the present authors that the Devonian stratigraphy in this area is more complex than was previously believed.

Introduction

C'est en 1976 que paraissait la première étude importante de palynozonation sur le Dévonien de Libye (Massa et Moreau-Benoit, 1976). Qualifiée aujourd'hui d'entreprise courageuse par l'un de ses auteurs (Massa, 1988, p. 345), en effet à l'époque il n'existait pas de véritable échelle palynologique pour le Dévonien d'Afrique du Nord, cette étude a subi depuis quelques mises à jour (Moreau-

Benoit et Massa, 1988; Moreau-Benoit, 1988), suite à des résultats acquis en Cyrénaïque, au Nord-Est de la Libye (Streel et al., 1988) par comparaison avec des échelles définies sur le Continent des Vieux Grès Rouges (Richardson et McGregor, 1986) et plus particulièrement dans les régions ardenno-rhénanes (Streel et al., 1987).

Dans un récent travail à partir de 33 échantillons productifs de carottes du sondage A1-69 implanté au Sud du bassin d'Hammadah (Rhadamès), à une centaine de km de la région d'Aouinet Ouenine et, de quelques échantillons complémentaires de carottes isolées des sondages C1-49 (Hammadah Sud), D1-26 et MG-1 (Hammadah Nord) (Loboziak et Streel, 1989), la similitude dans la distribution stratigraphique des miospores de l'Emsien au

Correspondence to: Dr. S. Loboziak, Laboratoire de Paléobotanique, Université des Sciences et Technologies de Lille, URA CNRS 1365, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France. Fax: 20 43 4995.

*Chercheur qualifié FNRS.

Frasnien dans le Continent des Vieux Grès Rouges et cette façade Nord du Gondwana, ainsi que la possibilité d'une biozonation comparative ont été confirmées.

La contribution présente entre dans le cadre de cette actualisation de la stratigraphie basée sur les miospores dans le bassin d'Hammadah. Elle porte sur Mechiguig 1, un sondage pour lequel nous disposons à la fois d'un échantillonnage assez complet et, au niveau de la littérature, d'une documentation faunistique relativement diversifiée.

Matériel étudié

Le sondage Mechiguig 1 (MG-1) a été entrepris de Juillet 1958 à Avril 1959 par la SEREPT dans un but d'exploration stratigraphique. Il se localise dans le Nord du bassin d'Hammadah, sur le territoire tunisien, non loin de la frontière de ce pays avec la Libye (Fig. 1). Le Dévonien y a été reconnu sous le Trias inférieur à partir de 1970 m environ (Documents SEREPT). Pendant l'ensemble de ce Dévonien, le milieu va rester deltaïque avec des alternances, en proportion variable, de bancs de grès et d'argile. Deux seuls niveaux repères calcaires représentent des passées marines franches. Ces dépôts deltaïques sont localement favorables

à l'accumulation de microfaunes benthiques d'ostracodes et à un mélange de Tentaculitoïdes benthiques, de Styliolines épipélagiques et de miospores. La partie inférieure est assez fortement gréseuse et voit la fin des dépôts à oolites ferrugineuses du passage Silurien-Dévonien. Dans la partie moyenne, on observe plutôt des alternances d'argiles pyriteuses et de grès fins à très fins, alors que la partie supérieure est davantage argileuse.

Les échantillons traités comprennent des cuttings pour l'ensemble du sondage et des carottes de 2159.2 m (C4) à 2892-2896 m (C39)*. Un certain nombre de ces échantillons de carottes, en particulier entre 2305.61 m (C15) et 2367 m (C19), entre 2557.5 m (C23) et 2627.5 m (C25) et entre 2794 m (C30) et 2865 m (C36), de faciès peu propice à une analyse palynologique, n'ont fourni qu'une microflore fort limitée ou se sont montrés totalement aphytiques. Dans les échantillons fossilifères, les miospores sont accompagnées, dans des proportions cependant peu importantes mais variées, d'éléments d'origine marine tels que chitinozoaires, acritarches et algues.

Les miospores isolées sont presque partout dans un état de conservation suffisant. Parmi l'ensemble des espèces représentées, nous nous sommes intéressés plus particulièrement aux taxons repères utilisés dans les échelles biostratigraphiques de référence les plus en usage. Il s'agit pour l'essentiel d'éléments à morphologie suffisamment définie et caractéristique pour une détermination sans ambiguïté. A ces derniers, nous avons adjoint quelques espèces récemment décrites et connues jusqu'ici seulement dans le domaine gondwanien (Moreau-Benoit, 1980; Loboziak et al., 1988; Loboziak et Streel, 1989). Un certain nombre de formes de la littérature dévonienne, particulièrement bien conservées dans nos préparations, mais non utilisées ici, soit parce que trop rares, soit parce que leur distribution est trop imprécise, etc., sont cependant illustrées ou mentionnées dans l'analyse ci-après.

Analyse biostratigraphique

La répartition des taxons pris en considération est donnée sur la Fig. 2. Les résultats portent sur

*Aux résultats de l'étude présente, nous inclurons les quelques données publiées lors d'un précédent travail (Loboziak et Streel, 1989, fig. 2).

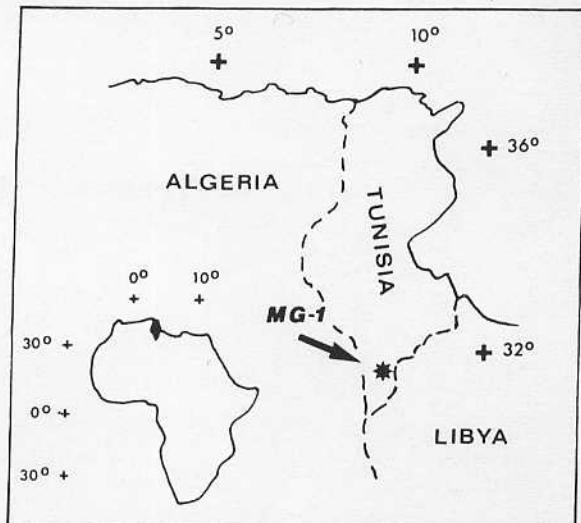
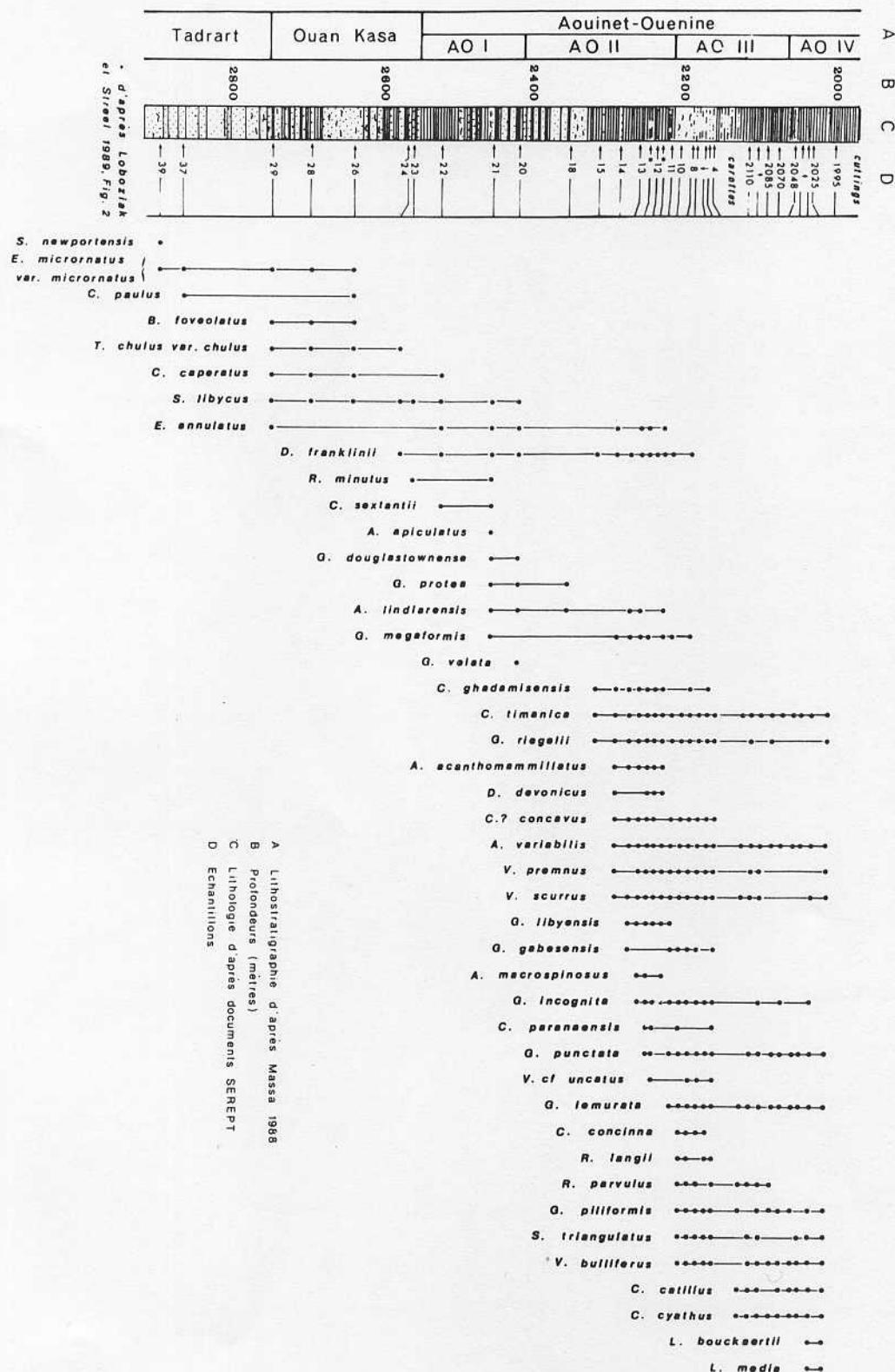


Fig. 1. Localisation du sondage MG-1.

Fig. 1. Location of MG-1 borehole.



les échantillons de carottes mais aussi sur ceux des cuttings pour la partie supérieure du sondage, de 1995 à 2110 m, où le carottage fait défaut. Dans la partie droite de la figure sont reportés les critères de détermination des diverses biozones dans les échelles de références utilisées et la datation qui en découle.

Les deux échantillons les plus inférieurs, C39 à 2892–2896 m et C37 à environ 2870 m contiennent des miospores de petite taille parmi lesquelles figurent, entre autres, diverses espèces d'*Emphanisporites* dont *E. micrornatus* var. *micrornatus* (Planche I, 4), ainsi que *Streelispora newportensis* (Planche III, 16). L'association de ces deux derniers taxons caractérise la zone d'Oppel MN (*Emphanisporites micrornatus*–*Streelispora newportensis*) et plus particulièrement la zone d'intervalle M dont la base est marquée précisément par l'espèce index *E. micrornatus* var. *micrornatus*. La présence, dans l'échantillon de la carotte 37 de *Cymbosporites paulus* (Planche I, 10) situe celui-ci dans la sous-zone M β , la C39 appartenant de ce fait à la partie inférieure de M = M α .

Cette attribution restreinte à la zone d'intervalle M est confirmée par l'absence, dans ces deux échantillons, des taxons qui déterminent les biozones sous-jacentes, à savoir *Emphanisporites micrornatus* var. *sinuosus*, *Emphanisporites zavallatus* et *Breconisporites breconensis**.

L'échantillon suivant contenant des miospores

provient de la C29 à 2741.60 m. Y ont été observées notamment *Brochotriletes foveolatus* (Planche I, 8), *Camptozonotriletes caperatus* (Planche I, 3), *Emphanisporites annulatus* (Planche I, 6) et quelques spécimens d'une forme zonée, à ornements épineux de petite taille, filiformes et à large base, appartenant au genre *Samarisporites* (Planche I, 1).

L'apparition des premières zonates-pseudosaccates à épines est mentionnée par Richardson et McGregor (1986, p. 13, fig. 2) dans la partie supérieure de la zone d'Assemblage *annulatus-sextantii*. Cette dernière correspond, dans les régions ardenno-rhénanes, aux zones d'Oppel AB (*Emphanisporites annulatus*–*Brochotriletes bellulus*) et FD (*Emphanisporites foveolatus*–*Verruciretusispora dubia*) que nous ne sommes pas en mesure de différencier formellement dans ce sondage, les espèces-guides prises en compte dans cette biozonation n'étant pas identifiées ici. En tout état de cause, l'absence de formes zonées avec des épines dans les échantillons des régions ardenno-rhénanes inventoriés par Steemans (1989) exclut au minimum de l'attribution présente la partie inférieure de AB.

Quelque peu plus haut, la présence de *Rhabdosporites minutus* (Planche I, 14) dans la C23 à 2557 m permet d'identifier cette fois la zone d'Oppel AB.

*Pour les correspondances avec les zones d'Assemblages de Richardson et McGregor, 1986, voir la Fig. 3.

PLANCHE I

Les coordonnées des miospores dans les préparations sont celles du repère England Finder (EF). Grossissement $\times 500$. Les préparations sont conservées dans les collections du Laboratoire de Paléobotanique de l'USTL.

1. *Samarisporites* sp. Lame C29(2): S39¹.
2. *Samarisporites triangulatus* Allen, 1965. Lame C4(1): N51².
3. *Camptozonotriletes caperatus* McGregor, 1973. Lame C29(5): P39.
4. *Emphanisporites micrornatus* Richardson et Lister, 1969 var. *micrornatus* Steemans et Gerrienne, 1984. Lame C37(1): J38.
5. *Emphanisporites neglectus* Vigran, 1964. Lame C39(1): V35².
6. *Emphanisporites annulatus* McGregor, 1961. Lame C21(2): E38¹.
7. *Dictyotriletes emsiensis* (Allen) McGregor, 1973. Lame C26(1): H29¹.
8. *Brochotriletes foveolatus* (Naumova) McGregor, 1973. Lame C29(1): R27³.
9. *Cymbosporites catillus* Allen, 1965. Lame 2030(1): G29.
10. *Cymbosporites paulus* McGregor et Camfield, 1976. Lame C37(1): S28.
11. *Cymbosporites proteus* McGregor et Camfield, 1976. Lame C37(1): V40³.
12. *Cymbosporites cyathus* Allen, 1965. Lame 2100(1): N42.
13. *Rhabdosporites parvulus* Richardson, 1965. Lame 2100(1): E34².
14. *Rhabdosporites minutus* Tiwari et Schaarschmidt, 1975. Lame C21(2): F35⁴.
15. *Grandispora gabenensis* Loboziak et Streel, 1989. Lame C6(2): V26³.
16. *Grandispora riegelii* Loboziak et Streel, 1989. Lame C6(1): Y50¹.

PLANCHE I

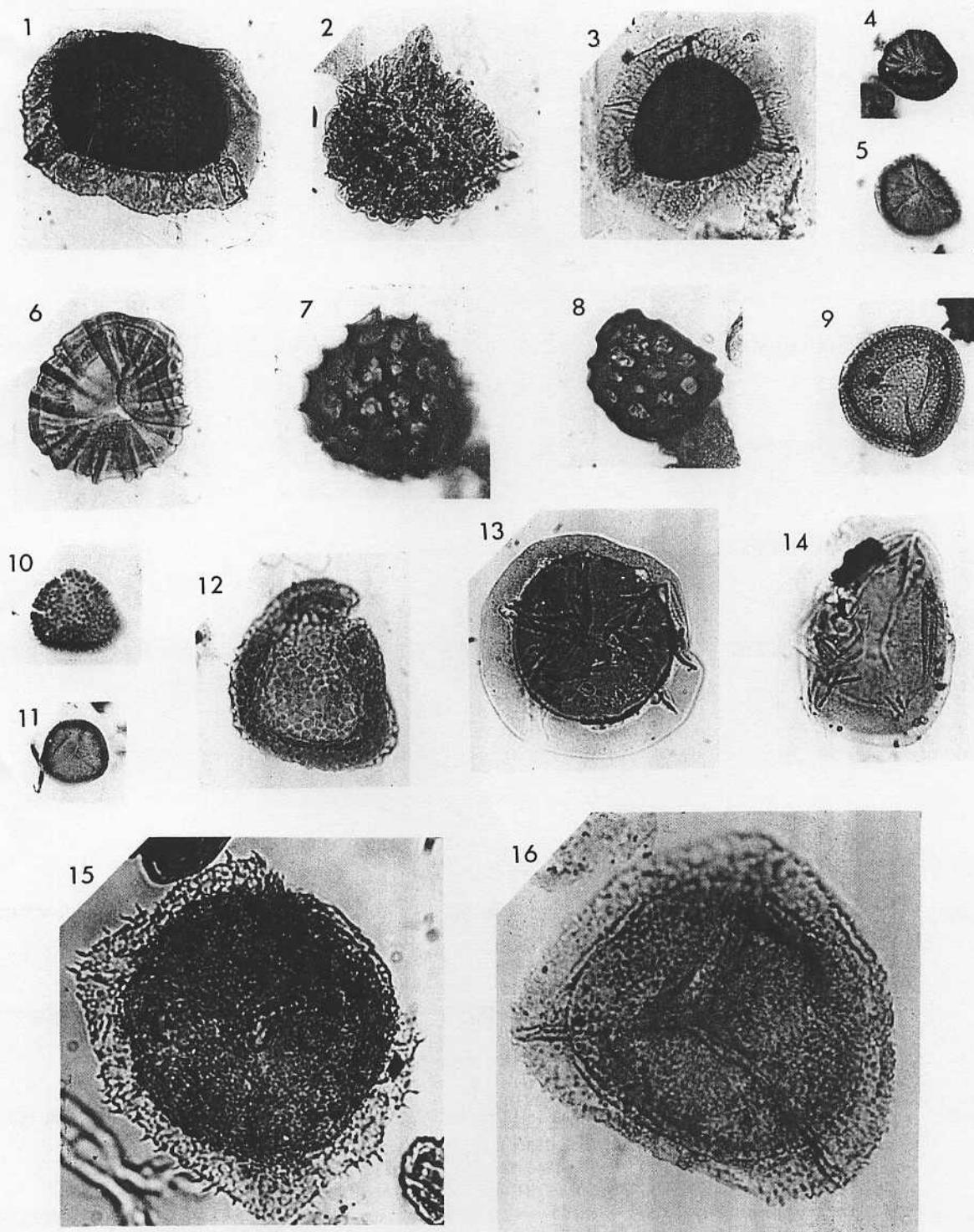


PLANCHE II

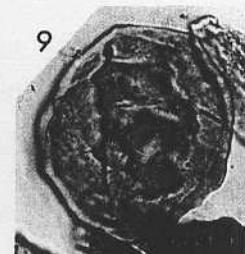
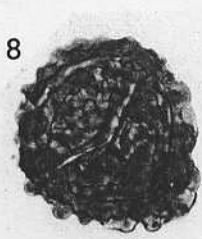
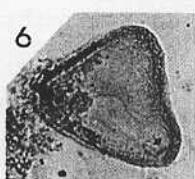
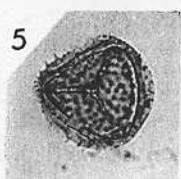
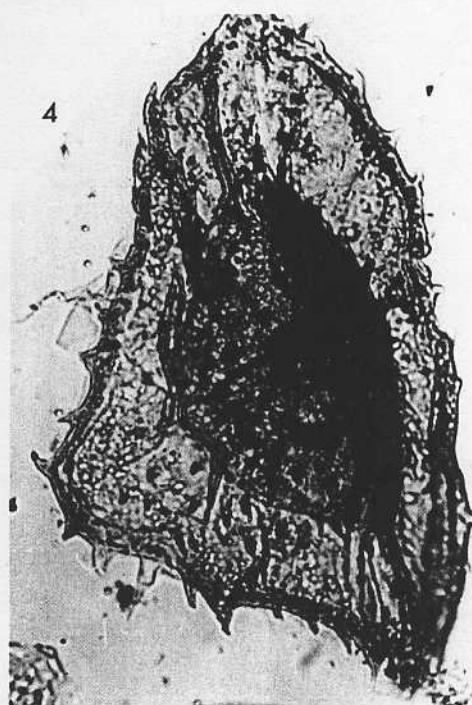
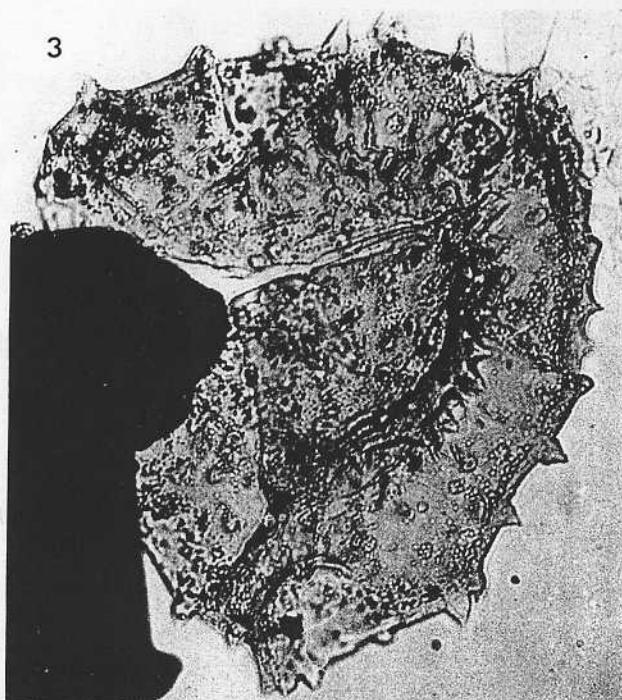
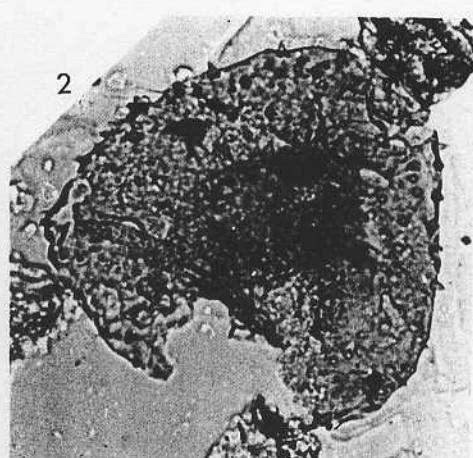
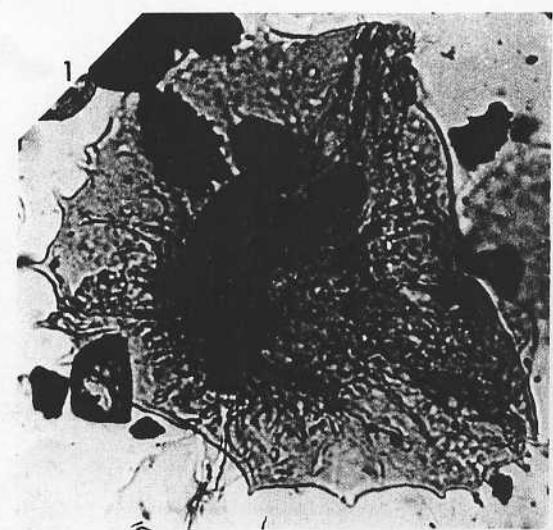
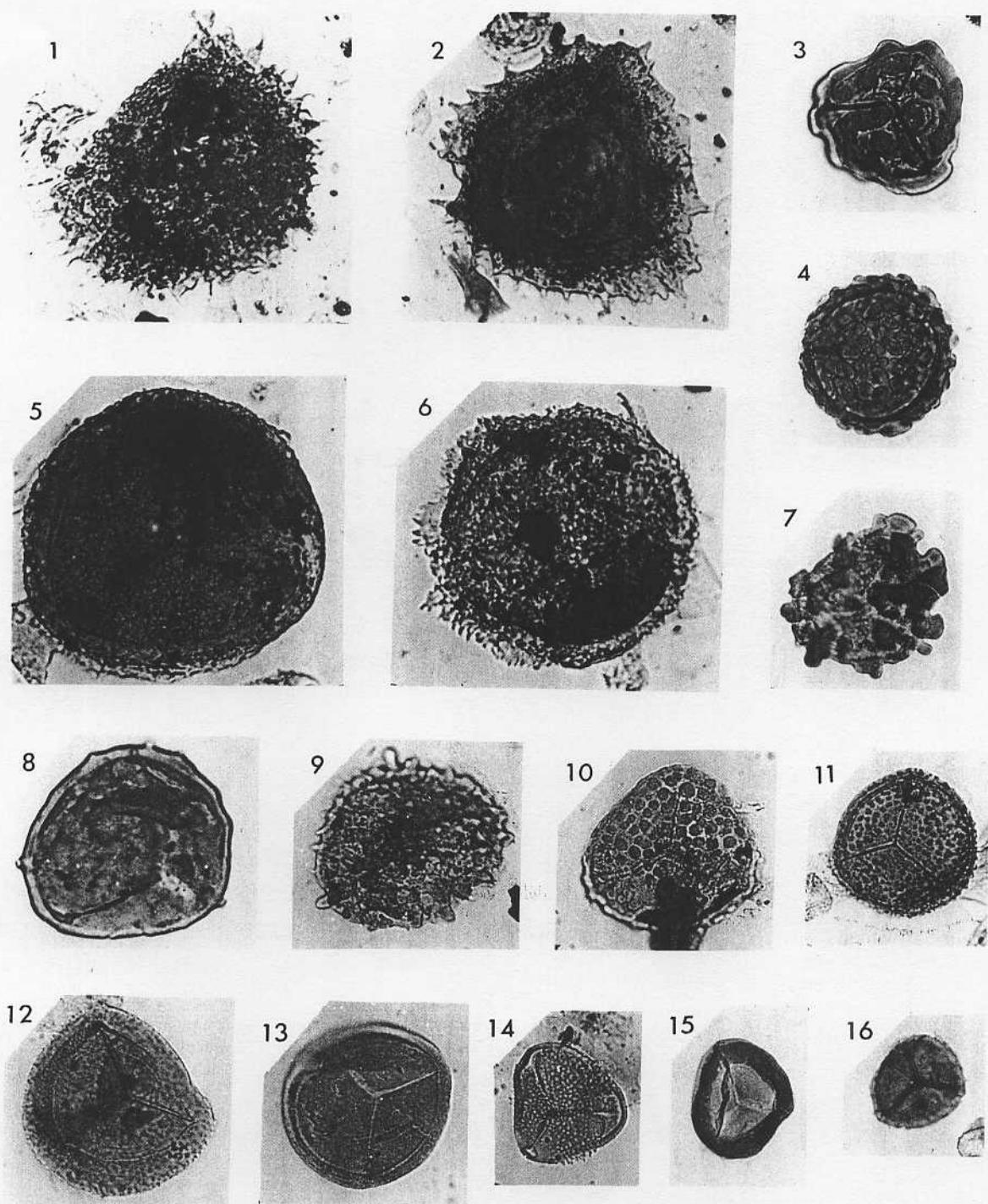


PLANCHE III



(pour l'explication voir p. 198)

en particulier dans les régions ardenno-rhénanes dans des faciès marins où les faunes de référence sont bien connues à partir du Dévonien moyen. Les corrélations entre miospores et faunes marines sont détaillées dans Richardson et McGregor (1986) et surtout dans Strel et al. (1987). L'application de ces corrélations aux résultats palynologiques du sondage MG-1 permet d'y fixer (Fig. 3), avec assez de précision, les limites stratigraphiques entre les différents étages telles qu'elles ont été redéfinies récemment par la Sous-Commission de Stratigraphie du Dévonien (voir notamment Oliver and Chlupac, 1991).

L'intervalle stratigraphique comprenant les *C39* et *C37* s'inscrit dans la Formation Tadrart. Il correspond à la zone d'intervalle *MN-M* et est de ce fait daté de la partie inférieure (mais pas la plus inférieure) du Lochkovien (Steemans, 1989, p. 281, fig. 132) par comparaison avec la biozonation par chitinozoaires du sud-ouest de l'Europe (Paris, 1981). La datation antérieure de la *C39* (Strel et al., 1990, p. 232, fig. 3) est confirmée et un complément de précision est apporté par l'inventaire de la *C37* sus-jacente.

L'intervalle stratigraphique comprenant les *C29* à *C23* appartient à la Formation Ouan Kasa. Il correspond aux zones d'Oppel *AB* et *FD* qui, en Ardenne et dans l'Eifel, par comparaison avec la biozonation par brachiopodes (Riegel, 1982; Riegel et Karathanasopoulos, 1982; Steemans, 1989) sont datées de l'Emsien.

La *C29*, la plus basse stratigraphiquement dans cet intervalle, est très proche de la base de la Formation Ouan Kasa. Son contenu en miospores exclut pour cette dernière un âge Emsien le plus ancien. Dans cette même formation, mais à des niveaux non publiés, une faune à brachiopodes, par la présence de *Plicostropheodonta* et *Athyris* cf. *undata* et son aspect général, est datée du Siegenien-Emsien (Boucot et al., 1983, p. 104).

Dans la *C28*, Hajlasz et al. (1978, p. 9) mentionnent la présence de *Odessites vastus* (?), une espèce de tentaculite éodévonienne de la Plateforme russe. Cette même carotte contient une faune de conodontes extrêmement pauvre (M. Weyant, commun. pers.) constituée essentiellement de formes à cônes simples (*Acodina* et *Drepanodus*) et de quelques plate-formes de conodontes mal conservés appar-

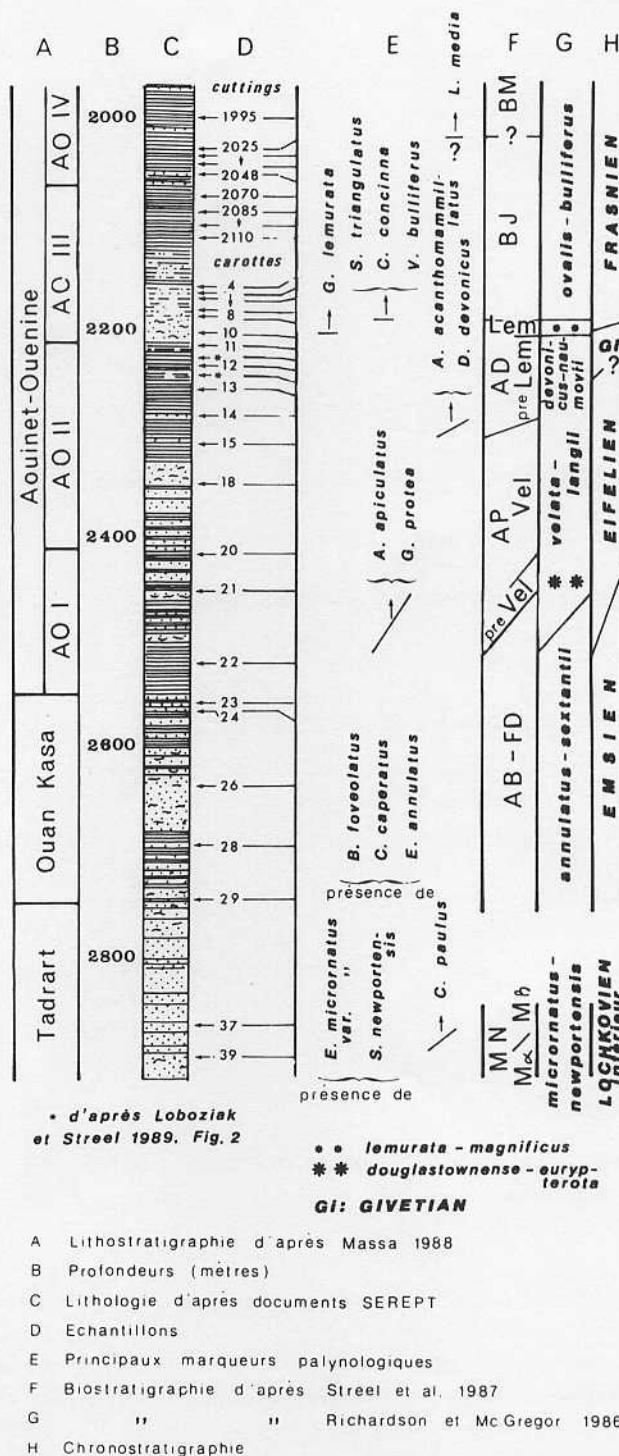


Fig. 3. Palynostratigraphie et chronostratigraphie proposée.

Fig. 3. Palynostratigraphy and proposed chronostratigraphy.

tenant aux genres *Icriodus*, *Pelekysgnathus* et *Spathognathodus*. Ces conodontes ne permettent pas une conclusion biostratigraphique plus précise que celle apportée par les brachiopodes.

En conclusion, la datation par miospores non seulement confirme les propositions émises antérieurement par la faune mais les précise et donne la possibilité de mieux situer dans l'Emsien les couches attribuées à la formation Ouan Kasa dans le sondage MG-1.

La C22, placée par Massa (1988, fig. 7) dans la partie tout à fait inférieure du Groupe Ouenine, appartient également à la même biozone et est donc d'âge Emsien. La C21 en revanche ne peut être située de façon exacte par rapport à la limite Emsien/Eifelien.

La partie supérieure du Dévonien de ce sondage (à partir de 2550 m environ, un peu au-dessus de la C23) appartient en totalité au Groupe Ouenine. Dans des niveaux d'origine stratigraphique non indiquée mais appartenant à la Formation Ouenine II de ce groupe, Boucot et al. (1983, p. 104) citent des brachiopodes qui ne peuvent servir à une datation rigoureuse, si ce n'est de suggérer que les Productidés sont grands assez pour être de préférence d'âge post-Eifelien.

L'intervalle stratigraphique qui comprend les C20 à C15 correspond à la zone d'Oppel AP, zone d'intervalle *Vel*. Par comparaison avec la biozonation par conodontes de l'Eifel, il est daté de l'Eifelien (Streel et al. 1987, fig. 6). Hajlasz et al. (1978, p. 9) mentionnent la présence, entre 2305 et 2309 m, d'un tentaculite *Viriatella procura* étudié par Lardeux (1969) et considéré comme une espèce meso-dévonienne et, à 2300 m, de *Styliolina glabra* décrit par le même auteur dans l'Emsien supérieur du Massif Armorique.

Dans C15, une faunule de conodontes identifiée par M. Lys et comprenant *Polygnathus linguiformis*, *P. foliata*, *Icriodus symmetricus*, *I. cymbiformis* et *I. curvatus* a été attribuée au Givétien. Cependant *P. linguiformis* n'a été reconnu que d'après des parties brisées, ce qui ne permet pas une attribution subspécifique certaine et par conséquent ne confirme pas l'âge Givétien sans l'exclure pour autant (M. Weyant, commun. pers.). Aucune donnée faunistique ne s'oppose donc à une datation eifelienne par les miospores de cet intervalle.

L'intervalle stratigraphique qui comprend les C14 à C10 correspond à la zone AD et est daté de l'Eifelien et du Givétien par comparaison avec la biozonation par conodontes (Streel et al. 1987, fig. 6) et brachiopodes de l'Eifel. La base du Givétien est la seule limite d'étage qui ne soit pas encore définie par la Sous-Commission Internationale de Stratigraphie du Dévonien. Néanmoins, il est probable (Oliver et Chlupac, 1991, p. 121) que cette base sera placée à la base ou dans la partie inférieure de la zone de conondonte *Polygnathus ensensis*.

Dans une étude récente (Loboziak et al., 1991), il a été démontré que *Geminospora lemurata* apparaît, dans l'Eifel, quelques dizaines de mètres au-dessus des repères de faunes proposés, alors que par rapport aux limites traditionnelles acceptées jusqu'à présent en Ardenne et dans l'Eifel, cette apparition se situe en dessous. On peut donc considérer que si l'une ou l'autre des limites de conodontes mentionnées ici est choisie pour caractériser la base du Givétien, l'apparition de *G. lemurata* appartiendra à la partie tout à fait inférieure du Givétien et non plus à la partie supérieure de l'Eifelien. Dans ce travail, nous adoptons provisoirement ce nouveau concept et par conséquent, nous plaçons la limite Eifelien/Givétien en dessous de la C10.

L'intervalle stratigraphique qui contient les C8 à C4 et les échantillons de cuttings entre 2110 et 1995 m correspond aux zones d'Oppel BJ et BM. Comparé dans le Boulonnais à la biozone à conodontes (Streel et al., 1987, fig. 8), il est daté du Frasnien.

Discussion

Les déterminations chronostratigraphiques sont résumées sur la Fig. 4 où elles sont confrontées aux âges donnés par Massa (1988, fig. 91) pour les mêmes formations dans le même sondage.

D'une manière générale, l'âge des formations est à peu près confirmé. Cependant les limites d'étage ne correspondent pas toujours aux limites lithostratigraphiques et dans le détail on observe des différences non négligeables:

(1) la base de la Formation Tadrart ou du moins

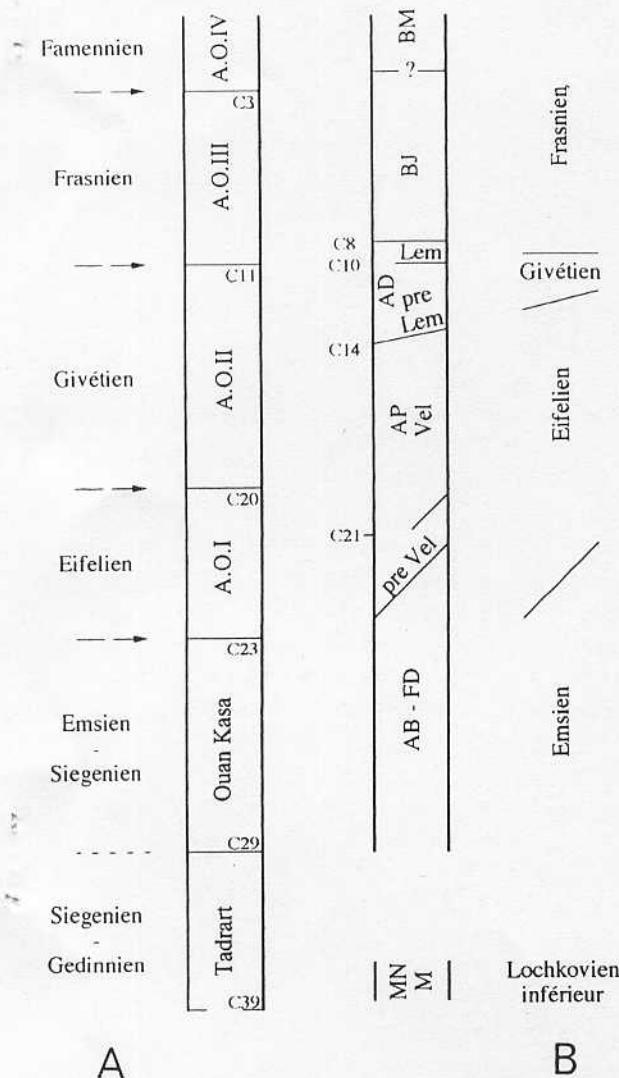


Fig. 4. Chronostratigraphie comparative (A) d'après Massa, 1988, fig. 91; (B) d'après nos résultats.

Fig. 4. Comparative chronostratigraphy (A) after Massa, 1988, fig. 91; (B) after our results.

la C39, à 7 m au-dessus de la base, est d'âge Lochkovien inférieur mais pas le plus inférieur,

(2) la base de la Formation Ouan Kasa (C29) se situe dans l'Emsien mais non à sa base et certainement pas dans le Praguien(?)= Siegenien),

(3) la base de la Formation Ouenine I, entre les C22 et C23 se situe encore dans l'Emsien mais la partie sus-jacente de la formation est Eifeliennes,

(4) la base de la Formation Ouenine II (au-

dessus de C20) se situe dans l'Eifelian comme d'ailleurs la majeure partie de la formation. Le Givétien n'apparaît en effet que dans la partie supérieure de cette formation,

(5) la base de la Formation Ouenine III (C11) est confirmée à la base du Frasnien.

Les différents étages dévonien sont donc pas représentés aussi régulièrement que le suggère Massa. Au contraire, l'Emsien et l'Eifelian sont beaucoup plus épais que le Praguien ou le Givétien. L'épaisseur considérable de l'Eifelian avait déjà été remarquée dans le sondage A1-69 (Lobozia et Streel, 1989) au sud du bassin ainsi qu'en Cyréniaque (Streel et al., 1988).

Dans le sud-est algérien, dans la même entité sédimentaire, appelée ici Bassin d'Illizi, Abdessalam-Rouighi (1986) et Boumendjel et al. (1988) démontrent l'existence de nombreuses lacunes entre les différentes formations. La distribution stratigraphique des formations du Dévonien de ce bassin est donc bien moins régulière qu'il n'y paraît à première vue. Ceci va probablement de paire avec une disposition en prismes des corps sédimentaires et non en grandes unités tabulaires avec niveaux-repères constants et pouvant être suivis sur de grandes distances, comme on le croyait autrefois.

Ces dispositifs de fan-deltas ou de deltas véritables se maintiennent durant toute la période dévonienne et carbonifère au moins jusqu'au Namurien inclus (Rizzini, 1975; Vos, 1981; Whithbread et Kelling, 1982; Massa, 1988; Vachard et Massa, 1989). Les lignes-temps ne sont donc pas horizontales, du fait de la topographie même d'une accumulation deltaïque, mais sigmoïdes avec des zones où l'épaisseur des séries est maximale et des extrémités où les épaisseurs sont très faibles et où peuvent même se produire des lacunes d'enregistrement sédimentaire. On peut aussi supposer des géométries de séquences "en coin" et "en creux", comme celles définies par Guillocheau (1991) dans le Dévonien de Bretagne. Ces environnements deltaïques et ces paléomilieux très peu profonds impliquent aussi quatre caractères qui ne doivent être négligés lorsqu'on procède aux analyses biostratigraphiques:

- (1) rareté des dépôts franchement marins,
- (2) accumulation de macro- et microfossiles

animaux marins correspondant plutôt à des incursions de tempestites sur la plaine côtière,

(3) fréquence des remaniements et de la resédimentation, la redistribution des sédiments d'une part et du couvert végétal d'autre part étant particulièrement fréquente du fait de l'instabilité des milieux, par glissement, inondation, atterrissage, etc.,

(4) primauté des miospores, en ambiance deltaïque dévonienne, sur n'importe quel autre groupe, dans la biozonation locale tuniso-libyenne et maghrébine en général. Les miospores connaissent dans ces milieux paralliques la productivité biosédimentaire la plus forte et la plus continue, et possèdent l'opportunité la plus grande de se fossiliser et de n'être pas détruites par la diagenèse.

Appendice 1. Liste des espèces de miospores citées

- Acinosporites acanthomammillatus* Richardson, 1965
Acinosporites apiculatus (Streel) Streel, 1967
Acinosporites lindlarensis Riegel, 1968
Acinosporites macrospinosus Richardson, 1965
Aneurospora gerriennii Steemans, 1989
Archaeozonotrites variabilis (Naumova) Allen, 1965
Breconisporites breconensis Richardson, Streel, Hassan et Steemans, 1982
Brochotriletes bellatulus Steemans, 1989
Brochotriletes foveolatus (Naumova) McGregor, 1973
Camarozonotrites sextantii McGregor et Camfield, 1976
Camarozonotrites ? concavus Loboziak et Streel, 1989
Camptozonotrites caperatus McGregor, 1973
Chelinospora concinna Allen, 1965
Chelinospora timanica (Naumova) Loboziak et Streel, 1989
Cirratiradites jekhowskyi Taugourdeau-Lantz, 1967
Craspedispora ghadamensis Loboziak et Streel, 1989
Craspedispora paranaensis Loboziak, Streel et Burjack, 1988
Cymbosporites catillus Allen, 1965
Cymbosporites cyathus Allen, 1965
Cymbosporites paulus McGregor et Camfield, 1976
Cymbosporites proteus McGregor et Camfield, 1976
Densosporites devonicus Richardson, 1960
Diatomozonotrites franklinii McGregor et Camfield, 1982
Dictyotriletes emsiensis (Allen) McGregor, 1973
Emphanisporites annulatus McGregor, 1961
Emphanisporites foveolatus Schultz, 1968
Emphanisporites micrornatus Richardson et Lister, 1969 var. *micrornatus* Steemans et Gerrienne, 1984
Emphanisporites micrornatus Richardson et Lister, 1969 var. *sinuosus* Steemans et Gerrienne, 1984
Emphanisporites neglectus Vigran, 1964
Emphanisporites zavallatus Richardson, Streel, Hassan et Steemans, 1982
Geminospora lemurata (Balme) Playford, 1983
Geminospora piliformis Loboziak, Streel et Burjack, 1988

- Geminospora punctata* Owens, 1971
Grandispora douglastownense McGregor, 1973
Grandispora gabenensis Loboziak et Streel, 1989
Grandispora incognita (Kedo) McGregor et Camfield, 1976
Grandispora libyensis Moreau-Benoit, 1980
Grandispora megaformis (Richardson) McGregor, 1973
Grandispora protea (Naumova) Moreau-Benoit, 1980
Grandispora riegelii Loboziak et Streel, 1989
Grandispora velata (Richardson) McGregor, 1973
Lophozonotriletes bouckaertii Loboziak et Streel, 1989
Lophozonotriletes media Taugourdeau-Lantz, 1967
Rhabdosporites langii (Eisenack) Richardson, 1960
Rhabdosporites minutus Tiwari et Schaarschmidt, 1975
Rhabdosporites parvulus Richardson, 1965
Samarisporites triangulatus Allen, 1965
Streetispora newportensis (Chaloner et Streel) Richardson et Lister, 1969
Synorisporites libycus Richardson et Ioannides, 1973
Tholispores chulus (Cramer) McGregor, 1973 var. *chulus* Richardson et Lister, 1969
Verruciretispora dubia (Eisenack) Richardson et Rasul, 1978
Verrucosporites bulliferus Richardson et McGregor, 1986
Verrucosporites premnus Richardson, 1965
Verrucosporites scurrus McGregor et Camfield, 1982
Verrucosporites cf. uncatus Richardson, 1965

Remerciements

Les auteurs remercient Elf Aquitaine pour les échantillons mis à leur disposition et l'autorisation de publier les résultats, ainsi que M. Mezzatesta-Giraldo (Université de Liège) et R. Netter (URA 1365, Lille) pour leur assistance technique.

Bibliographie

- Abdesselam-Rouighi, F., 1986. Premiers résultats biostratigraphiques (miospores, acritarches et chitinozoaires) concernant le Dévonien moyen et supérieur du Mile d'Ahara (Bassin d'Illizi, Algérie). Rev. Micropaleontol., 39(2): 87-92.
 Boucot, A.J., Massa, D. and Perry, D.G., 1983. Stratigraphy and Taxonomy of some lower and middle Devonian Brachio-pods-bearing beds of Libya and northern Niger. Palaeontographica A, 180: 91-125.
 Boumendjel, K., Loboziak, S., Paris, F., Steemans, P. and Streel, M., 1988. Biostratigraphie des miospores et des chitinozoaires du Silurien supérieur et du Dévonien dans le bassin d'Illizi (S.E. du Sahara algérien). Geobios, 21(3): 329-357.
 Guillocheau, F., 1991. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 15(2): 383-410.
 Hajlasz, B., Massa, D. and Bonnefous, J., 1978. Silurian and Devonian Tentaculites from Libya and Tunisia. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 2(1): 1-37.

- Lardeux, H., 1969. Les Tentaculites d'Europe occidentale et d'Afrique du Nord. Cah. Paléontol., C.N.R.S., 238 pp.
- Loboziak, S. and Streel, M., 1989. Middle-Upper Devonian Miospores from the Ghadamis Basin (Tunisia-Libya): Systematics and stratigraphy. Rev. Palaeobot. Palynol., 58: 173-196.
- Loboziak, S., Streel, M. and Burjack, M.I.A., 1988. Miospores du Dévonien moyen et supérieur du bassin du Parana, Brésil: systématique et stratigraphie. Sci. Géol., 41(3/4): 351-377.
- Loboziak, S., Streel, M. and Weddige, K., 1991. Miospores, the *lemurata* and *triangulatus* levels and their faunal indices near the Eifelian/Givetian boundary in the Eifel (F.R.G.). Ann. Soc. Géol. Belg., 113: 1-15.
- Massa, D., 1988. Paléozoïque de Libye occidentale—Stratigraphie et Paléogéographie. Thèse. Univ. Nice, 514 pp. (2 vols.).
- Massa, D. and Moreau-Benoit, A., 1976. Essai de synthèse stratigraphique et palynologique du Système dévonien en Libye occidentale. Rev. Inst. Fr. Pétrol., 31(2): 287-332.
- Moreau-Benoit, A., 1980. Les spores du Dévonien de Libye, 2ème partie. Cah. Micropaléontol., 1: 3-53.
- Moreau-Benoit, A., 1988. Considérations nouvelles sur la paly-nozonation du Dévonien moyen et supérieur du bassin de Rhadamès, Libye occidentale. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II, 307: 863-869.
- Moreau-Benoit, A. and Massa, D., 1988. Palynologie et Stratigraphie d'une coupe type du Dévonien inférieur au Sahara occidental. Bassin de Rhadamès (Libye). C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. II, 306: 451-454.
- Oliver, W.A. and Chlupac, I., 1991. Defining the Devonian: 1979-89. Lethaia Forum, 24: 119-122.
- Paris, F., 1981. Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique—Etude systématique—Biostratigraphie). Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 26: 1-421.
- Richardson, J.B. and McGregor, D.C., 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. Geol. Surv. Can. Bull., 364: 1-79.
- Riegel, W., 1982. Palynological aspects of the Lower/Middle Devonian transition in the Eifel region. In: W. Ziegler and R. Werner (Editors), On Devonian Stratigraphy and Palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian Matters. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 55: 279-292.
- Riegel, W. and Karathanasopoulos, S., 1982. Palynological criteria for the Siegenian/Emsian transition in the Rhineland. Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 55: 199-206.
- Rizzini, A., 1975. Sedimentary sequences of Lower Devonian Sediments (Uan Caza Formation), South Tunisia. In: R.N. Ginsburg (Editor), Tidal Deposits. Springer, Berlin, pp. 187-195.
- Steemans, P., 1989. Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. Mém. Explor. Cart. Géol. Min. Belg., 27: 1-453.
- Streel, M., Higgs, K., Loboziak, S., Riegel, W. and Steemans, P., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish region. Rev. Palaeobot. Palynol., 50: 211-229.
- Streel, M., Paris, F., Riegel, W. and Vanguestaine, M., 1988. Acratarch, chitinozoan and spore stratigraphy from the Middle and Upper Devonian subsurface of Northeast Libya. In: A. El-Arnauti, B. Owens and B. Thusu (Editors), Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya, Benghazi-Libya. Garyounis Univ. Publ., pp. 111-128.
- Streel, M., Fairon-Demaret, M., Gerrienne, P., Loboziak, S. and Steemans, P., 1990. Lower and Middle Devonian miospore-based stratigraphy in Libya and its relation to the megaforas and faunas. Rev. Palaeobot. Palynol., 66: 229-242.
- Vachard, D. and Massa, D., 1989. Apparition précoce du genre *Nanicella* (Foraminifère) dans le Dévonien inférieur du Sud Tunisien. Bull. Soc. Belge Géol., 98(3/4): 287-293.
- Vos, R.G., 1981. Deltaic sedimentation in the Devonian of Western Libya. Sediment. Geol., 29: 67-88.
- Whitbread, T. and Kelling, G., 1982. M'Rar Formation of Western Libya: evolution of an early Carboniferous Delta System. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 66(8): 1091-1107.