

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 11 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 2005

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2

- Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.
- La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.
- La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. - Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. - Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. - Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1/1/2001)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques (2) (3)	7,62 €	25,92 € T.T.C.	33,54 €
AUTRES PAYS	Personnes physiques	7,62 €	28,98 € T.T.C.	36,60 €

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E. : 55,60 € H.T. — ÉTRANGER : 64,00 €

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	30,50 € H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	41,20 € H.T.
Tomes XCVI à CV.....	50,30 € H.T.
Tome CVI.....	58,70 € H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX)	7,65 € H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX).....	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires).....	4,40 € H.T.
Ecorché géologique infra mésozoïque (extrait de "Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France", présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.).....	7,65 € H.T.

FASCICULES SPÉCIAUX

"Géologie du Nord de la France" (T. LXXXIX, fasc. 1).....	13,00 € H.T.
"Rupture des roches et massifs rocheux" (T. XCV, fasc. 3).....	10,65 € H.T.
"Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale" (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	30,50 € H.T.
"Apports récents à la Géologie du Gondwana" (T. XCVII, fasc. 4).....	23,00 € H.T.
"Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens" (T. XCIX, fasc. 1).....	23,00 € H.T.
"Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières" (T. CII, fasc. 2).....	23,00 € H.T.
"Tectonique cassante en distension et coulissement" (T. CIII, fasc. 2-3).....	38,10 € H.T.
"Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies" (T. CV, fasc. 2).....	19,00 € H.T.
"Paléozoïque supérieur continental" (T. CVI, fasc. 2).....	45,75 € H.T.
"Actualisation de quelques thèmes géologiques" (T. CVI, fasc. 4).....	19,00 € H.T.
"Géologie et aménagement régional" (T. CIX, fasc. 2).....	38,10 € T.T.C.
"Le Nord et son environnement géologique." (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	26,70 € H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (12,20 €), soit un total de 19,85 €.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (18,30 €), soit un total de 25,95 €.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 11 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 2005

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 2004 —

<i>Président</i>	M. N. TRIBOVILLARD
<i>Premier Vice-Président</i>	M. A. BLIECK
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. F. ROBAZYNSKI M. O. AVERBUCH
<i>Conseillers</i>	M. F. AMEDRO M ^{me} B. VAN VLIET-LANOE M ^{me} S. BECKARY M ^{me} C. DERYCKE M. J-L. MANSY M. B. MISTIAEN
<i>Secrétaires</i>	M ^{lle} C. CRONIER M. A. GAUTHIER
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 2004 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 2004 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

Dossier spécial :

STRATIGRAPHIE DU PALEOZOÏQUE

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367



DOSSIER SPECIAL : STRATIGRAPHIE DU PALEOZOÏQUE — INTRODUCTION

Special report on Palaeozoic stratigraphy — Introduction

coordonné par Alain BLIECK (*)

Le Paléozoïque ou Ere Primaire des anciens est l'ère géologique la plus longue et la plus ancienne des temps phanérozoïques. Le terme "phanérozoïque" renvoyait originellement à l'ensemble des terrains sédimentaires renfermant des fossiles. On sait aujourd'hui que les premières traces de vie datent de bien avant le Paléozoïque et donc de bien avant le Phanérozoïque, elles datent du Précambrien le plus ancien ou Archéen mais ces termes ont été conservés (Teyssède, 2002). D'après certaines échelles radiochronologiques, le Paléozoïque est daté de – 545 millions d'années (Ma) à – 251 Ma environ (Remane, 2000). L'ère paléozoïque est encadrée par deux événements biologiques majeurs :

(1) l' "explosion cambrienne" à la base, qui a vraisemblablement fait suite à une extinction en masse de la fin du Précambrien ; mais cet événement "explosif" n'a pas été aussi soudain que le terme veut le faire croire, il a été progressif au passage Précambrien-Cambrien (Teyssède, 2002) ; et

(2) la crise de la fin du Permien au sommet, considérée comme la crise la plus importante des "Big Five", les cinq grandes crises biologiques du Phanérozoïque — à l'exclusion de celle du Quaternaire, d'origine anthropique (Lethiers, 1998) (fig. 1).

Mesurer le temps à l'aide des fossiles (ce que l'on appelle la biostratigraphie) exige de disposer d'étalons, de points de repères sur lesquels seront calées toutes les échelles stratigraphiques locales. Ces étalons de valeur internationale sont élaborés par la Commission Internationale de Stratigraphie (CIS, ou ICS en Anglais : <http://www.iugs.org/iugs/science/sci-cs.htm>) de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (UISG, ou IUGS en Anglais : <http://www.iugs.org>) (Remane, 2000). Chacun des six Systèmes du Paléozoïque, à savoir, de bas en haut, le Cambrien, l'Ordovicien, le Silurien, le Dévonien, le Carbonifère et le Permien, est étudié par une sous-commission différente de la CIS. Si la définition des étages et la sélection des stratotypes de limites d'étages du Silurien et du Dévonien ont été réalisées (Le Hérisse & Robardet, 2005 ; Brice, 2005), par contre celles du Cambrien, de l'Ordovicien, du Carbonifère et du Permien sont en cours (Alvaro, 2005 ; Paris & Servais, 2005 ; Legrand-Blain & Vachard, 2005 ; Deroin *et al.*, 2005). Une échelle synthétique montrant l'état d'avancement des travaux est disponible sur le site Web de la CIS (<http://www.micropress.org/stratigraphy/paleo.htm>).

Dans les articles qui suivent, sont passées en revue les données récentes concernant les six Systèmes du Paléozoïque. Ces articles ont pour vocation à être utilisés par les enseignants en sciences de la Terre, tant de l'enseignement du second degré que de l'enseignement supérieur. Ils doivent aussi pouvoir aider à une mise à niveau des étudiants. Ils ont fait l'objet de communications orales le 6 juin 2000 au cours de la 86^e réunion du Comité Français de Stratigraphie à Paris (CFS : http://www.univ-lille1.fr/geosciences/umr_lp3/cfs/cfs.html) et ont été publiés sous une forme résumée dans le bulletin d'information du CFS, *Strati-Info* n° 19 (2000).

Les six sous-commissions internationales de stratigraphie publient chacune un bulletin d'information. Leurs coordonnées sont les suivantes :

Cambrien : *Cambrian Stratigraphy* (adresses URL : <http://www.uni-wuerzburg.de/palaentologie/Stuff/casu6.htm> ; <http://www.micropress.org/stratigraphy/01-cm.htm>) ;

Ordovicien : *Ordovician News* (adresse URL : <http://seis.natsci.csulb.edu/deptweb/Deptwebpage.html>) ;

Silurien : *Silurian Times* (adresse URL : <http://iago.stfx.ca/people/mmelchin/SILURIAN.HTML>) ;

Dévonien : *SDS Newsletter* (adresse URL : <http://sds.uta.edu>) ;

Carbonifère : *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy* (adresse du secrétaire : dmwork@fuse.net) ;

Permien : *Permophiles* (adresse du secrétaire : henderson@geo.ucalgary.ca).

(*) Université des Sciences et Technologies de Lille, Sciences de la Terre, UMR 8014 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex. E-mail : Alain.Blieck@univ-lille1.fr

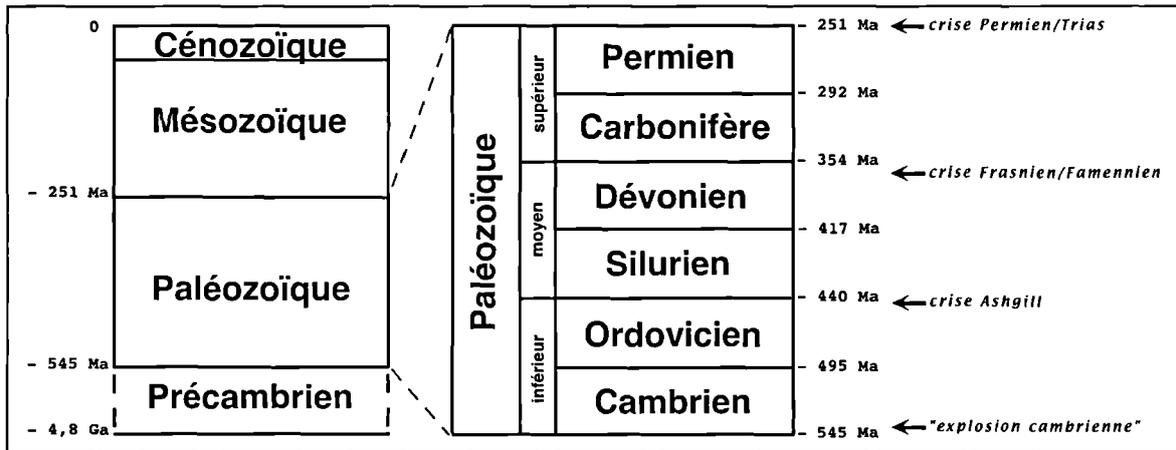


Fig. 1. — L'ère Paléozoïque : divisions stratigraphiques, limites radiochronologiques, événements paléobiologiques majeurs. Abréviations : Ma - million d'années, Ga - milliard d'années.

Fig. 1.— The Palaeozoic Era : stratigraphic divisions, radiochronological boundaries, major palaeobiological events. Abbreviations : Ma - million years, Ga - billion years.

BIBLIOGRAPHIE

- ALVARO J.J. (2005).— Cambrien. *In* : BLIECK A. (coord.), Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^e série, T. 11, 121-131.
- BRICE D. (2005).— Dévonien. *In* : BLIECK A. (coord.), Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^e série, T. 11, 145-149.
- DEROIN J.-P., avec la collaboration de BROUTIN J., CASSINIS G., GAND G., HENDERSON C., MENNING M. & VACHARD D. (2005).— Permien. *In* : BLIECK A. (coord.), Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^e série, T. 11, 159-167.
- LEGRAND-BLAIN M. & VACHARD D. (2005).— Carbonifère. *In* : BLIECK A. (coord.), Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^e série, T. 11, 151-158.
- LE HERISSE A. & ROBARDET M. (2005).— Silurien. *In* : BLIECK A. (coord.), Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^e série, T. 11, 139-144.
- LETHIERS F. (1998).— *Evolution de la biosphère et événements géologiques*. Gordon and Breach Sci. Publ., 321 p., 223 fig.; Amsterdam.
- PARIS F. & SERVAIS T. (2005).— Ordovicien. *In* : BLIECK A. (coord.), Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 2^e série, T. 11, 133-137.
- REMANE J. compil. (2000).— Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. Division of Earth Sciences, UNESCO, 16 p., 1 chart.
- TEYSSÉDRE B. (2002).— *La vie invisible : les trois premiers milliards d'années de l'histoire de la vie sur terre*. L'Harmattan, Arts et Sciences de l'Art, Série Histoire des Formes Vivantes, 482 p.; Paris.



LE CAMBRIEN DE LA REGION MEDITERRANEENNE

The Cambrian of the Mediterranean region

par José Javier ALVARO (*)

I. — INTRODUCTION

Le Cambrien est le seul Système du Phanérozoïque pour lequel la communauté internationale accepte plusieurs échelles chronostratigraphiques. La corrélation intercontinentale du Cambrien est l'une des plus difficiles de l'ensemble du Phanérozoïque compte-tenu de l'importante différenciation biogéographique, de la rareté des dépôts de talus et de bassin profond (riches en faunes océaniques plus cosmopolites), du potentiel de corrélation des taxons (souvent limités à des faciès restreints), de l'erreur relative des données géochronologiques ou de la rareté des données magnétostratigraphiques et géochimiques. D'autres conflits récents reposent sur les facteurs de contrôle du provincialisme, sur la documentation des successions stratigraphiques condensées et des discontinuités, sur la distribution stratigraphique réelle des espèces et sur les problèmes d'affinité taxinomique.

La Sous-Commission Internationale pour la Stratigraphie du Cambrien (ISCS) est en train de développer des chartes bio- et chronostratigraphiques régionales. Ce processus permettra dans le futur d'harmoniser les données régionales détaillées avec les corrélations intercontinentales qui sont en cours d'amélioration. Actuellement, le Système Cambrien est subdivisé en trois Séries : Cambrien inférieur, Cambrien moyen et Cambrien supérieur. Les chartes que vous trouvez ci-dessous correspondent aux dernières corrélations du Cambrien dans le secteur méditerranéen occidental.

II. — CAMBRIEN INFÉRIEUR

La charte du Cambrien inférieur (dernière version d'après Álvaro *et al.*, 2000) représente la corrélation entre le Maroc, la Péninsule Ibérique, la Sardaigne et la Sibérie (fig. 1). La biozonation est fondée sur la distribution stratigraphique des traces fossiles, des Archéocyathes et des Trilobites. La limite Néoprotérozoïque-Cambrien est placée à l'apparition de l'ichnospece *Trichophycus pedum* dont le niveau de référence a été sélectionné dans la coupe de Fortune Head à Terre-Neuve (décision prise en 1991 par l'équipe du IGCP Working Group 29).

III. — CAMBRIEN MOYEN

La corrélation du Cambrien moyen est plus homogène dans le SW de l'Europe (fig. 2). Elle comprend deux étages définis dans la Péninsule Ibérique (Liñán *et al.*, 1993 a-b) et un troisième en Montagne Noire (Álvaro & Vizcaíno, 1998). La limite Cambrien inférieur/moyen a été définie dans les Chaînes Ibériques (Espagne) en 1993 (Liñán *et al.*, 1993 ; Álvaro *et al.*, 1993) par l'apparition du Trilobite *Acadoparadoxides mureoensis*. Cette limite est utilisée actuellement pour la plupart des affleurements de la région méditerranéenne, à l'exception de l'Anti-Atlas marocain (Geyer, 1990).

IV. — CAMBRIEN SUPÉRIEUR

Le Cambrien supérieur est très mal connu en France et dans les régions avoisinantes. Ses limites inférieure et supérieure ne sont pas encore officiellement définies dans le SW de l'Europe, où peu de travaux ont été publiés en ce qui concerne la présence de Trilobites, d'Echinodermes, de traces fossiles et d'Acritarches (Feist & Courtessole, 1984 ; Ubahgs, 1998). Classiquement, la limite supérieure du Cambrien correspondait à l'apparition du Graptolite *Rhabdinopora flabelliforme*, qui possède une distribution biogéographique limitée. Les autres taxons utilisés comme référence dans la Péninsule Ibérique sont les traces fossiles, les Acritarches, les Brachiopodes et les Echinodermes (dernière synthèse des Chaînes Ibériques de Liñán *et al.*, 1996). La limite mondiale a été définitivement adoptée à Terre-Neuve à l'apparition du Conodonte *Iapetognathus fluctivagus* selon les directives du IUGS/ICS Cambrian-Ordovician Boundary Working Group, mais pour le moment cette limite n'est pas facilement reconnaissable dans le SW de l'Europe. Nous ne présentons donc pas de charte de corrélation pour le Cambrien supérieur.

Actuellement, la seule limite (GSSP) intra-cambrienne votée par l'ISCS correspond à la limite Cambrien moyen/supérieur, située à l'apparition du Trilobite agnostidé *Glyptagnostus reticulatus*.

(*) Université des Sciences et Technologies de Lille, Sciences de la Terre, UMR 8014 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex ; Jose-Javier.Alvaro@univ-lille1.fr. Universidad de Zaragoza, Dpto. Ciencias de la Tierra Ciudad Universitaria, 50009 Zaragoza, Espagne.

ANTI-ATLAS		SIBERIA	IBERIAN PENINSULA		SARDINIA	
trilobite zones		archaeocyathan zones	mixed zones	archaeoc. zones	mixed zones	trilobite zones
C Tissa-finian	C1 - <i>Hupeolenus</i>		Toyonian	unnamed	Bilbilian	" <i>Protolenus</i> "
B Banian	B3 - <i>Sectigena</i>	<i>Jebileticoscinus</i> <i>Paranacyathus</i> - <i>Porocyathus</i>	Botomian	?	?	N5 <i>Dolerolenus bifidus</i>
	B2 - <i>Antatlasia gutta-pluviae</i>	<i>Polystillicidoyathus</i> - <i>Halysicyathus</i>		?	Marianian	N4 <i>Dolerolenus zopii</i>
	B1 - <i>Antatlasia hollardi</i>			IX VIII		N3 <i>Dolerolenus longioculatus</i>
A Issenda-lenian	A4 - <i>Daguinaspis</i>	<i>Erismacoscinus maroccanus</i>	Atdabanian	VII	Ovetian	N2 <i>D. aff. courtessolei</i>
	A3 - <i>Choubertella</i>			VI		N1 <i>I. ichnusae-H. sardoa</i>
	A2 - <i>Fallotaspis tazemmourtsensis</i>			V		
	A1 - <i>Eofallotaspis</i>			IV III II I		
BIOSTRATIGRAPHICALLY USEFUL FOSSILS ABSENT			Tommotian + Nemakit-Daldynian		Cordubian	

Fig. 1.— Charte de corrélation stratigraphique du Cambrien inférieur du Maroc, de la Péninsule Ibérique, de Sardaigne et de Sibérie, d'après Álvaro *et al.* (2000).

Fig. 1.— Lower Cambrian stratigraphic charts of Morocco, the Iberian Peninsula, Sardinia and Siberia ; after Álvaro *et al.* (2000).

GSSP <i>Glyptagnostus reticulatus</i>	
sup.	<i>Eccaparadoxides macrocerus</i>
?	
Languedocien	
moy	<i>Bailiella souchoni</i> <i>Jincella convexa</i>
inf.	<i>Solenopleuropsis (Solenopleuropsis)</i> <i>S. (M.) tharali</i>

Caesaraugustien	
sup.	<i>S. (M.) levisilimbata</i> + <i>S. (M.) simula</i> + <i>S. (M.) rubra</i> <i>S. (M.) verdegana</i> <i>Solenopleuropsis (M.) ribeiro</i>
moy	<i>P. sdzuyi</i> <i>P. morisca</i> <i>P. multispinosa</i> <i>Pardalihania hispida</i>
inf.	<i>B. granieri</i> <i>B. paschi</i> <i>B. juliverti</i> <i>Badulesia tenera</i>

Léonien	
	<i>Eccaparadoxides asturianus</i> <i>Eccaparadoxides sdzuyi</i> <i>Acadaparadoxides mureoensis</i>

Fig. 2.— Echelle stratigraphique du Cambrien moyen de l'Europe du sud-ouest.

Fig. 2.— Middle Cambrian stratigraphic chart of southwestern Europe.

REFERENCES CITEES

- ALVARO J.J., GOZALO R., LIÑAN E. & SDZUY K. (1993).— The palaeogeography of northern Iberia at the Lower-Middle Cambrian transition. *Bull. Soc. Géol. France*, 164 (6): 843-850.
- ALVARO J.J., ROUCHY J.M., BECHSTADT T., BOUCOT A., BOYER F., DEBRENNE F., MORENO-EIRIS E., PEREJON A. & VENNIN E. (2000).— Evaporitic constraints on the southward drifting of the western Gondwana margin during Early Cambrian times. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 160: 105-122.
- ALVARO J.J. & VIZCAÍNO D. (1998).— Révision biostratigraphique du Cambrien moyen du versant méridional de la Montagne Noire (Languedoc, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 169 (2): 233-242.
- FEIST R. & COURTESOLE R. (1984).— Découverte du Cambrien supérieur à Trilobites de type est-asiatique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 298 (5) : 177-182.
- GEYER G. (1990).— Revised Lower to lower Middle Cambrian biostratigraphy of Morocco. *Newslet. Stratigr.*, 22: 53-70.
- LIÑAN E., FERNANDEZ-NIETO C., GAMEZ J.A., GOZALO R., MAYORAL E., MORENO-EIRIS E., PALACIOS T. & PEREJON A. (1993a).— Problemática del límite Cámbrico Inferior-Medio en Murero (Cadenas Ibéricas, España). *Rev. Esp. Paleont.*, no. extr.: 26-39.
- LIÑAN E., PEREJON A. & SDZUY K. (1993b).— The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geol. Mag.*, 130: 817-833.
- LIÑAN E., VILLAS E., GAMEZ-VINTANED J.A., ALVARO J., GOZALO R., PALACIOS T. & SDZUY K. (1996).— Síntesis paleontológica del Cámbrico y Ordovícico de la Cordillera Ibérica (Cadenas Ibéricas y Cadenas Hespéricas). *Rev. Esp. Paleont.*, nº extr. : 21-32.
- UBAGHS G. (1998).— Echinodermes nouveaux du Cambrien supérieur de la Montagne Noire (France méridionale). *Geobios*, 31 : 809-829.

AUTRES REFERENCES SUR LE CAMBRIEN DU SW DE L'EUROPE ET DU MAROC

- ALVARO J.J., COURJAULT-RADE P., CHAUVEL J.-J., DABARD M.-P., DEBRENNE F., FEIST R., PILLOLA G.L., VENNIN E. & VIZCAÍNO D. (1998). Nouveau découpage stratigraphique des séries cambriennes des nappes de Pardailhan et du Minervois (versant sud de la Montagne Noire, France). *Géologie de la France*, 2 (1998) : 3-12.
- ALVARO J.J., VIZCAÍNO D. & VENNIN E. (1999).— Trilobite diversity patterns in the Middle Cambrian of south-western Europe: a comparative study. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 151: 241-254.
- ARAMBURU C., TRUYOLS J., ARBIZU M., MENDEZ-BEDIA I., ZAMARRE O.I., GARCIA-RAMOS J.C., SUAREZ DE CENTI C. & VALENZUELA M. (1992). El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In: GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RÁBANO I. (eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Univ. Extremadura, 397-421.
- COURTESOLE R. (1973). *Le Cambrien moyen de la Montagne Noire. Biostratigraphie*. Imprim d'Oc, Toulouse, 241 p.
- COURTESOLE R., PILLET J. & VIZCAÍNO D. (1988). Stratigraphie et Paléontologie du Cambrien moyen gréseux de la Montagne Noire (versant méridional). *Mém. Soc. Et. Sci. Aude*, 55 p.
- DEBRENNE F. (1964). Archaeocyatha. Contribution à l'étude des faunes cambriennes du Maroc, de Sardaigne et de France. *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*, 179: 1-371.
- DEBRENNE F. & DEBRENNE M. (1995). Archaeocyaths of the Lower Cambrian of Morocco. *Beringeria, Spec. Issue 2*: 121-145.
- DORE F. (1994). Cambrian of the Armorican Massif. In: KEPPIE J.D. (ed.), *Pre-Mesozoic Geology in France and related areas*. Springer Verlag, Berlin, p. 136-141.
- ELICKI O. (1997). Biostratigraphic data of the German Cambrian - present state of knowledge. *Freib. Forsch.*, 466: 155-165.
- GEYER G. & LANDING E. (1995). The Cambrian of the Moroccan Atlas regions. *Beringeria, Spec. Issue 2*: 7-46.
- GEYER G. & SHERGOLD J. (2000). The quest for internationally recognized divisions of Cambrian time. *Episodes*, 23: 188-195.
- LOI A., PILLOLA G.L. & LEONE F. (1995). The Cambrian and Early Ordovician of south-western Sardinia. *Rend. Semin. Fac. Sci. Univ. Cagliari*, 65: 63-81.
- PEREJON A. (1984). Biostratigrafía de los arqueociatos en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 213-265.
- PILLOLA G.L., LEONE F. & LOI A. (1995). The Lower Cambrian Nebida Group of Sardinia. *Rend. Semin. Fac. Sci. Univ. Cagliari*, 65: 27-60.
- SHERGOLD J.H. & SDZUY K. (1991). Late Cambrian trilobites from the Iberian Mountains, Zaragoza Province, Spain. *Beringeria*, 4: 193-235.
- SPIZHARSKI T.N., ZHURAVLEVA I.T., REPINA L.N., ROZANOV A.YU., TCHERNYSHEVA N.YE. & ERGALIEV G.H. (1986). The stage scale of the Cambrian System. *Geol. Mag.*, 123: 387-392.

PAGES WEB

- International Subcommission on Cambrian Stratigraphy : <http://www.uni-wuerzburg.de/palaeontology/ISCS/index.html>
- Lower-Middle Cambrian GSSP Working Group : <http://www.ewu.edu/workinggroup/>

ORDOVICIEN

Ordovician

par Florentin PARIS (*) et Thomas SERVAIS (**)

I. — INTRODUCTION

Le terme "Système Ordovicien" a été introduit au siècle dernier pour désigner les terrains situés entre les Systèmes Cambrien et Silurien s.s. de Grande-Bretagne (Lapworth, 1879). Cette subdivision stratigraphique n'a cependant été officiellement intégrée dans la chronostratigraphie du Paléozoïque qu'en 1960, lors du Congrès Géologique International de Copenhague. Les séries et étages de l'Ordovicien britannique (Williams *et al.*, 1972) ont parfois fait office de standard, notamment en France et dans certaines régions nord-gondwaniennes, mais de nombreuses autres subdivisions à caractère régional sont également utilisées, par exemple en Amérique du Nord, en Australie, en Chine ou dans les régions balto-scandinaves (références *in* Webby, 1998). A l'usage, ces diverses subdivisions stratigraphiques de l'Ordovicien, introduites pour palier le manque d'échelle chronostratigraphique standard, ajoutent en fait à la confusion au plan global. Les corrélations entre ces diverses subdivisions régionales ordoviciennes se sont en effet avérées fragiles et/ou approximatives en raison du provincialisme marqué qui prévalait à cette époque, provincialisme lui-même lié à une dispersion des principaux paléocontinents et à leurs positions paléolatitudinales très contrastées (fig. 1). De plus, les biozonations disponibles, même pour les groupes les plus performants au plan de la biostratigraphie et des corrélations, notamment ceux qui présentaient un mode de distribution de type pélagique (Graptolites, Conodontes, Chitinozoaires, Acritarches), n'ont pas un caractère véritablement global durant la majeure partie de l'Ordovicien. Il faut donc recourir à des corrélations indirectes lorsque l'on cherche à comparer des événements qui sont intervenus sur différentes paléoplaques durant l'Ordovicien. On notera aussi que les techniques physicochimiques de corrélation et/ou de datation (échelles isotopiques, inversions magnétiques, âges radiométriques), très performantes dans le Mésozoïque et le Cénozoïque, sont inopérantes ou donnent des résultats trop clairsemés dans l'Ordovicien. Pour l'instant, la chronostratigraphie fondée sur la biostratigraphie reste donc le moyen le plus efficace pour dater ou établir des corrélations entre les sédiments de

l'Ordovicien. Cette remarque est globalement valable pour l'ensemble du Paléozoïque.

Remarque : Lorsqu'ils s'appliquent à une subdivision de la chronostratigraphie globale, les termes "Etage" et "Série" comportent ici une majuscule, afin de les distinguer des subdivisions régionales, britanniques notamment.

II. — VERS UNE CHRONOSTRATIGRAPHIE GLOBALE DE L'ORDOVICIEN

Dans le cadre des activités de la Commission Internationale de Stratigraphie, la Sous-Commission de Stratigraphie de l'Ordovicien (= "Subcommission on Ordovician Stratigraphy": SOS) a entrepris depuis de nombreuses années de pallier ces difficultés de datation en élaborant une chronostratigraphie globale pour le Système Ordovicien. Certes ce travail n'est pas encore terminé, mais des progrès substantiels ont été enregistrés ces dernières années avec la redéfinition des Etages et Séries selon une procédure et des critères plus appropriés passant par le choix et la désignation de Stratotypes Globaux de Coupes et de Points (= "Global Stratotype Section and Point": GSSP). La démarche suivie est assez proche de celle qui avait été adoptée avec succès par la Sous-Commission Internationale de Stratigraphie du Dévonien. Dans un premier temps, le principe d'une subdivision tripartite du Système en trois Séries: Ordovicien inférieur, Ordovicien moyen et Ordovicien supérieur a été accepté et ratifié en 1996. Les nouvelles subdivisions sont établies avec le souci de ne pas introduire de disparité trop flagrante dans la durée des Etages et, dans la mesure du possible, en restant proche de limites d'étages régionaux bien connus. Pour chaque limite de Série et d'Etage, la sous-commission a procédé en plusieurs étapes, toutes ponctuées par des votes puis par la ratification des décisions par le CIS et l'UISG (= ICS-IUGS). Une espèce-index, généralement un Graptolite ou un Conodonte, est d'abord sélectionnée, puis les qualités des diverses coupes et localités candidates sont longuement évaluées avant de procéder au choix du GSSP et à sa ratification.

(*) Université de Rennes I, Géosciences-Rennes, UMR 6118 du CNRS, Campus de Beaulieu, 263 Avenue du G^{al} Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes cedex. E-mail : florentin.paris@univ-rennes1.fr

(**) Université des Sciences et Technologies de Lille, Sciences de la Terre, UMR 8014 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex. E-mail : Thomas.Servais@univ-lille1.fr



Fig. 1. — Reconstitution paléogéographique montrant la disposition des principales paléoplaques à l'Ordovicien supérieur.

Fig. 1. — Global palaeogeography during the latest Ordovician

Le Système Ordovicien est maintenant parfaitement délimité (fig. 2). Sa base est matérialisée par la première apparition du Conodonte *Iapetognathus fluctivagus* dans le banc 23 de la coupe de Green Point, à Terre-Neuve, au Canada (Cooper & Nowlan, 1999), soit à 4,9 m sous le premier Graptolite pélagique (*Rhabdinopora flabelliformis* s.l.) identifié dans cette coupe. Par définition ce GSSP fixe également la base de la Série de l'Ordovicien inférieur et celle du premier Etage de l'Ordovicien, c'est-à-dire du Trémadocien (ce nom issu de la terminologie britannique a été «recyclé», mais avec un sens légèrement différent de celui du Tremadoc s.s.; voir infra). Un âge radiométrique U-Pb de $-489 \pm 0,6$ Ma vient d'être obtenu à partir de tufs situés à la base du Tremadoc britannique (Landing *et al.*, 2000), ce qui fixe pratiquement l'âge du début de l'Ordovicien à -490 Ma.

Le sommet du Système Ordovicien coïncide par définition à la fois à la base du Système Silurien, celle de la Série du Llandovery et au début du Rhuddanien, premier Etage de ce Système. Cette limite est matérialisée par l'apparition (= First Appearance Datum: FAD) du Graptolite *Parakidograptus acuminatus*. Le GSSP de cette limite a été défini à Dob's Linn, en Ecosse (Cocks, 1985; Williams & Ingham, 1989). Ce choix a été ratifié par la CIS et l'UISG, en 1984, au cours du Congrès Géologique International de Moscou (Bassett, 1985). Des doléances commencent toutefois

à se faire entendre sur le choix de cette coupe et il n'est pas exclu qu'un nouveau GSSP soit proposé dans un avenir proche.

La durée totale de la période ordovicienne est actuellement estimée approximativement à 47 millions d'années (Cooper, 1999), c'est-à-dire sensiblement moins que la durée admise il y a quelques années (Harland *et al.*, 1989). La durée de chaque Série est respectivement évaluée à 17 Ma pour l'Ordovicien inférieur, 12 Ma pour l'Ordovicien moyen qui débute avec l'apparition du Graptolite *Undulograptus austrodentatus*, et 18 Ma pour l'Ordovicien supérieur débutant avec l'apparition du Graptolite *Nemagraptus gracilis*.

L'objectif de la Sous-Commission de Stratigraphie de l'Ordovicien consiste maintenant à subdiviser ces trois Séries en Etages à statut global. Ses décisions s'orientent vers la définition de deux Etages par Série (Fig. 2). Deux GSSP d'Etages globaux et le nom des Etages correspondants ont été entérinés par la CIS et l'UISG, en 1997 pour le Darriwilien (Mitchell *et al.*, 1997), et en 2000 pour le Trémadocien, durant le Congrès Géologique International de Rio de Janeiro.

Le Trémadocien, premier Etage de l'Ordovicien inférieur, débute avec l'apparition (FAD) du Conodonte *Iapetognathus fluctivagus* et s'achève avec l'apparition (FAD) du Graptolite

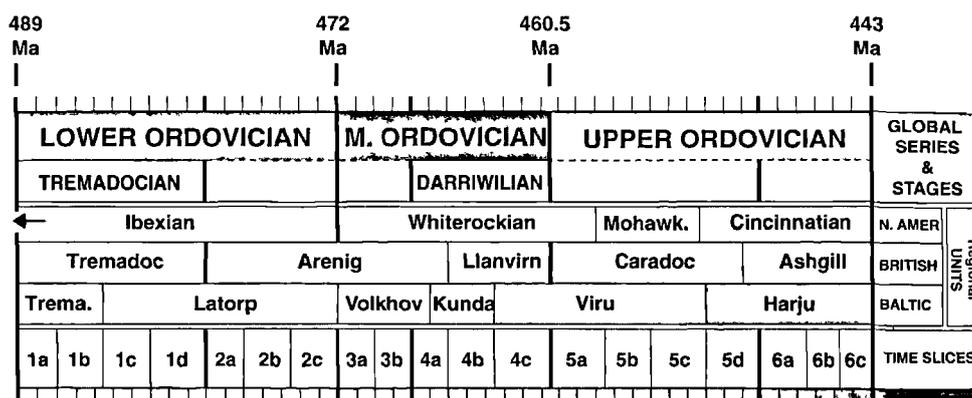


Fig. 2. — Les Séries et Etages globaux du Système Ordovicien et leurs corrélations avec les principales chronostratigraphies régionales (d'après Webby *et al.*, 2004).

Fig. 2. — Correlation between the global chronostratigraphy and the main Ordovician regional stages and series (from Webby *et al.*, 2004).

Tetragraptus approximatus qui définit la base de l'Etage 2", vraisemblablement dernier étage de l'Ordovicien inférieur, mais dont le nom n'est pas encore fixé. Les votes les plus récents indiquent que l'on s'oriente vers le choix du niveau situé à 2,1 m dans la coupe de "Diabasebrottet" décrite par Maletz *et al.* (1996) sur le flanc NE du Mont Hunneberg, dans la province de Västergötland, en Suède, comme GSSP de ce deuxième Etage de l'Ordovicien inférieur.

Dans l'état actuel des travaux de la Sous-Commission de Stratigraphie de l'Ordovicien, le premier étage de l'Ordovicien moyen, c'est-à-dire l'Etage 3", débute avec l'apparition (FAD) du Conodonte *Tripodus laevis*, apparition pratiquement contemporaine de celle du Graptolite *Isograptus victoriae lunatus*. Aucune décision formelle sur le choix du fossile-index et du GSSP correspondant n'a toutefois été entérinée par la CIS. En revanche, le deuxième Etage de l'Ordovicien moyen, c'est-à-dire le Darriwilien, est parfaitement délimité. Sa base correspond à l'apparition du Graptolite *Undulograptus austrodentatus* dans le banc 184 de la coupe de Huangnitang, en Chine du Sud (Chen & Mitchell, 1995), choisi comme GSSP (Chen & Bergström, 1995). Son sommet coïncide avec la base de l'Etage 5", premier étage de l'Ordovicien supérieur, c'est-à-dire avec l'apparition (FAD) du Graptolite *Nemagraptus gracilis*. Le choix du GSSP de cette limite n'est cependant pas encore définitif.

La sous-commission a montré une préférence pour une subdivision bipartite de l'Ordovicien supérieur. L'apparition du Graptolite *Dicellograptus complanatus* est actuellement préférée pour définir la base de l'Etage 6", second et vraisemblablement dernier étage de l'Ordovicien supérieur. Si ce choix se confirmait, la durée de l'Etage 5" resterait toutefois sensiblement supérieure à celle de l'Etage 6" (fig. 2 et 3).

III. — INCIDENCES DES MODIFICATIONS DE LA TERMINOLOGIE BRITANNIQUE SUR LA STRATIGRAPHIE DE L'ORDOVICIEN FRANÇAIS

L'ancienne terminologie britannique de l'Ordovicien (Williams *et al.*, 1972), bénéficiant de l'antériorité historique,

a parfois été considérée par certains stratigraphes comme une sorte de standard international servant de "point d'ancrage" aux diverses échelles chronostratigraphiques régionales. Cette ancienne terminologie, maintenant obsolète pour des raisons conceptuelles, a été récemment amendée (Fortey *et al.*, 1995) afin de mieux répondre aux critères en usage actuellement. La nouvelle échelle britannique vient d'être appliquée avec succès à l'ensemble des formations de Grande-Bretagne et d'Irlande (Fortey *et al.*, 2000). En dépit de certaines difficultés de corrélation persistantes, cette chronostratigraphie britannique paraît transposable à l'ensemble de la paléoplaque Avalonia et, en partie, aux régions nord du Gondwana.

Il convient d'attirer l'attention des utilisateurs sur les risques de confusions que peuvent entraîner les modifications successives intervenues dans la nomenclature britannique, terminologie longtemps utilisée en France. Nous rappelons à cet effet que la "série du Tremadoc" britannique occupait à l'origine le sommet du Système Cambrien (Williams *et al.*, 1972). Ce "Tremadoc" est maintenant transféré dans l'Ordovicien où il constitue la première série de ce Système (Fortey *et al.*, 1995; Fortey, 2000). La durée de cette "série du Tremadoc" n'est cependant pas exactement équivalente à celle de l'Etage global Trémadocien tel qu'il vient d'être redéfini. Ce dernier débute en effet très légèrement avant l'apparition des premiers Graptolites du complexe de *Rhadinopora flabelliformis* qui fixe la base de la "série du Tremadoc" britannique (Fortey, 2000).

Les anciennes "série du Llanvirn" et "série du Llandeilo" *sensu* Williams *et al.* (1972) sont maintenant regroupées en une seule série, le "Llanvirn", elle-même subdivisée en deux étages avec à la base l'Abereiddien et au-dessus le Llandeilien (Fortey *et al.*, 1995). L'Abereiddien est équivalent en durée à l'ancienne "série du Llanvirn" c'est-à-dire qu'il débute avec la biozone à *Didymograptus artus* (= "*D. bifidus*" des anciens auteurs) et s'achève au sommet de la biozone à *D. murchisoni*, et donc à la base de la biozone à *Hustedograptus teretiusculus*. Cette dernière biozone, à elle seule, recouvre l'ensemble de l'étage "Llandeilien" dans sa nouvelle acceptation puisqu'une large part de l'ancienne "série du Llandeilo" (*sensu* Williams *et al.*, 1972), à partir de la base de la biozone à *Nemagraptus gracilis*, est maintenant transférée

Global Chronostratigraphy Series Stages		Britain	N. Gondwana chitino. bioz.	Baltoscandia	Baltoscandian chitino. bioz.	North America	East Canada chitino. bioz.	Australia	China
ORDOVICIAN	Upper	"Stage 6"	Hirnantian	outebeiri elongata	Porkuni	scabra	Gamachian	ellibayensis	Bolindian Chientang-kiangian
			Rawtheyan	merga	Harju	taugourdeaul gamachiana	Richmondian	taugourdeaul gamachiana arctosolenis vaurealensis	
			Cautleyan	nigerica barbeta *		rugata		hyalophrya pygmaea / cristata	
		"Stage 5"	Pusgillian	fistulosa	Vormsi Nabala	bergstroemi *	Mayvillian	spongiosa	
			Streffordian	robusta	Rakvere Oandu	fungiformis	Edenian	cancelata	
	Middle	"Stage 3"	Cheneyan	tanvillensis	Keila	cervicornis *	Chatfieldian	gracul	Eastonian
			Burrelian	delbyensis	Hajjala	hirsuta delbyensis	Turinian	multispinata / duplicatas	Neichia-shanian
			Aurelucian	deunffi poncetti inflata pisofensis clavata *	Kukruse	curvata granulifera	(not yet defined)	primitiva Spinachitina sp.A L. sp.A / hirsuta	
		Llandeilian	armoricana lenkinsi calix protocalix	Uhaku	stentor *	Whiterockian		jenkinsi turgida / subpylindrica	Gisbornian
			Aberdeiddian	bulli henryi omensis	Lasnamägi Aseri			striata *	Darriwilian
Lower	"Stage 2"	Fennian	decipiens brevis	Kunda	regnelli	Kanoshian	pirum	Yapeenian	
		Whitlandian	beculata	Volkhov	cucumia	Rangerian	?	Castlemainian	
		Moridunian	symmetrica	Billingen	primitive	Blackhillsian	tangel / C. brevis	Chewtonian	Yushanian
	Tremadocian	Migneintian	confundus destombesi	Hunneberg	destombesi	Tulean	aethonica / raymondii symmetrica	Bendigonian	
		Cressagian		Varangu		Stairsian		Lancefieldian	Ishangian
			Pakerort		Scullrockian		Warendian		

Fig. 3. — Tableau de corrélation stratigraphique de l'Ordovicien.

Fig. 3. — Stratigraphical correlation of the Ordovician

dans la "série du Caradoc" *sensu* Fortey *et al.* (1995). Le "Caradoc", dans sa nouvelle définition, s'écarte donc de sa définition historique et sa durée se trouve sensiblement allongée. On remarquera que les limites inférieures de ces nouveaux étages régionaux britanniques sont définies par la base d'une biozone et non par l'apparition (FAD) d'une espèce-index telle que le recommandent la CIS et l'IUGS.

Diverses tentatives ont eu lieu pour proposer une terminologie spécifiquement "méditerranéenne" pour tout (Spjeldnaes, 1967) ou partie de l'Ordovicien (Havlicek & Marek, 1973; Gutierrez Marco *et al.*, 1995; Fatka *et al.*, 1995). Celles-ci n'offrent pas d'alternatives vraiment déterminantes par rapport à la chronostratigraphie globale qui

se met progressivement en place, ni même par rapport à la nouvelle échelle régionale britannique. Nous préconisons donc de ne pas les appliquer à l'Ordovicien français (Paris, 1994). La multiplication d'échelles interrégionales n'apporte pas à notre avis de progrès substantiels dans les datations ni dans la précision des corrélations puisque, en définitive, les seuls vecteurs de datation sont les biozones des groupes présents tout au long des séquences et possédant un pouvoir de résolution nettement meilleur que celui de ces échelles stratigraphiques locales. A ces échelles régionales nous préférons une référence directe à une chronostratigraphie globale (Paris *et al.*, 1999) qui offre un langage commun et évite des étapes de corrélations intermédiaires, souvent source de confusion dans la datation d'un ensemble sédimentaire.

BIBLIOGRAPHIE

BASSETT M.G. (1985). — Toward a "Common Language" in Stratigraphy. *Episodes*, 8 (2): 87-92.

CHEN Xu & BERGSTRÖM S.M. eds. (1995). — The base of the *austrodentatus* Zone as a level for Global subdivision of the Ordovician System. *Palaeoworld*, 5, Special Issue: 1-117.

CHEN Xu & MITCHELL C.E. (1995). — A proposal - the base of the *austrodentatus* Zone as a level for Global subdivision of the Ordovician System. *Palaeoworld*, 5, Special Issue: 104.

COCKS L.R.M. (1985). — The Ordovician-Silurian boundary. *Episodes*, 8: 98-100.

COOPER R.A. (1999). — The Ordovician time scale - calibration of graptolite and conodont zones. In: KRAFT P. & FATKA O. (eds.), 8th International Symposium on the Ordovician System. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 43 (1-2): 1-4.

COOPER R.A. & NOWLAN G.S. (1999). — Proposed global stratotype section and point for base of the Ordovician System. In: KRAFT P. & FATKA O. (eds.), 8th International Symposium on the Ordovician System. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 43 (1-2): 61-64.

- FATKA O., KRAFT J., KRAFT P., MERGL. M., MIKULAS R. & STORCH P. (1995). Ordovician of the Prague basin: stratigraphy and development. *In*: COOPER et al. (eds.), Ordovician Odyssey, short papers, 7th International Symposium on the Ordovician System. *Society of Sedimentology and Geology, Pacific Section*, p. 241-244.
- FORTEY R.A. (2000). Definitions of chronostratigraphic subdivisions in the Ordovician System. *In*: FORTEY et al., A revised correlation of Ordovician rocks in the British Isles. *The Geological Society, Special Report*, 24 : 2-7
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWEN A.W. & RUSHTON A.W.A. (1995). — A revision of the Ordovician series and stages from the historical type area. *Geological Magazine*, 132: 15-30.
- FORTEY R.A., HARPER D.A.T., INGHAM J.K., OWEN A.W., PARKES M.A., RUSHTON A.W.A. & WOODCOK N.H. (2000). — A revised correlation of Ordovician rocks in the British Isles. *The Geological Society, Special Report*, 24 : 83 p.
- GUTIERREZ MARCO J.C., RABANO I., SAN JOSE M.A., HERRANZ P. & SARMIENTO G.N. (1995). — Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. *In*: COOPER et al. (eds.), Ordovician Odyssey, short papers, 7th International Symposium on the Ordovician System. *Society of Sedimentology and Geology, Pacific Section*, p. 55-59.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.I., COX A.V., GRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH G. (1989). A geologic time scale. *Cambridge University Press*, 263 p.
- HAVLICEK V. & MAREK L. (1973). — Bohemian Ordovician and its international correlation. *Casopis pro Mineralogii a Geologii*, 18 (3): 225-232.
- LANDING E., BOWRING S.A., DAVIDEK K.L., RUSHTON A.W.A., FORTEY R.A. & WIMBLEDON W.A. (2000). Cambrian-Ordovician boundary age and duration of the lowest Ordovician Tremadoc Series based on U-Pb dates from Avalonian Wales. *Geological Magazine*, 137 : 485-494.
- LAPWORTH C. (1879). — On the Tripartite Classification of the Lower Palaeozoic Rocks. *Geological Magazine*, 6: 1-15.
- MALETZ J., LÖFGREN A. & BERGSTRÖM S. (1996). — The base of the *Tetragraptus approximatus* Zone at Mt. Hunneberg, S.W. Sweden: A proposed Global Stratotype for the Second Series of the Ordovician System. *Newsletter on Stratigraphy*, 34: 129-159.
- MITCHELL C.E., CHEN Xu, BERGSTRÖM S.M., ZHANG Y.-D., WANG Z.-H., WEBBY B.D. & FINNEY S.C. (1997). — Definition of a global boundary stratotype for the Darriwilian Stage of the Ordovician System. *Episodes*, 20 (3): 158-166.
- PARIS F. (1994). — About subdivisions in the Ordovician of the Mediterranean regions. *Ordovician News*, 11: 34-35.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.-P., FEIST R., GHIENNE J.-F., GUILLOCHEAU F., LE HERISSE A., LOI A., MELOU M., SERVAIS T., SHERGOLD J., VIDAL M. & VIZCAÍNO D. (1999). — Ordovician sedimentary rocks of France. *In*: KRAFT P. & FATKA O. (eds.), 8th International Symposium on the Ordovician System. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 43 (1-2): 85-88.
- SPJELDNAES N. (1967). — The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. *In*: ADAMS C.G. & AGER D.V. (eds.), Aspects of Tethyan Biostratigraphy. *Systematics Association Publication*, 7: 45-57.
- WEBBY B.D. (1998). — Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy. *Newsletter on Stratigraphy*, 36: 1-33.
- WEBBY B.D., COOPER R.A., BERGSTRÖM S.M. & PARIS F. (2004). — Stratigraphic Framework and Time Slices. *In*: WEBBY B.D., OARIS F., DROSER M.L. & PERCICAL I. (eds.) The Great Ordovician Biodiversification Event. Columbia University Press : 41-47.
- WILLIAMS S.H. & INGHAM J.K. (1989). — The Ordovician-Silurian boundary stratotype at Dob's Linn, southern Scotland. *In*: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A Global Standard for the Silurian System. *National Museum of Wales, Geological Series n° 9* : 27-35.
- WILLIAMS A., STRACHAN I., BASSETT D.A., DEAN W.T., INGHAM J.K., WRIGHT A.D. & WHITTINGTON H.B. (1972). — A correlation of Ordovician rocks of the British Isles. *Geological Society of London, Special Report*, 3 : 1-74.



SILURIEN

Silurian

par Alain LE HERISSE (*) et Michel ROBARDET (**)

I. — INTRODUCTION

Le terme Silurien, proposé par Murchison (1835, 1839), vient du nom des "Silures", tribu pré-romaine de l'actuel Pays-de-Galles. La signification de ce terme a, dès l'origine, donné lieu à débats et controverses (en particulier entre Murchison et Sedgwick) qui ne s'achevèrent qu'en 1879 avec l'introduction du terme Ordovicien par Lapworth (voir historique et références in Holland, 1989). En France, on a longtemps utilisé le terme "Gothlandien" pour désigner ce qui est actuellement le Silurien, ce dernier terme correspondant alors à l'ensemble Ordovicien + Gothlandien. Le Silurien, dans son acception actuelle, n'a été officiellement adopté qu'en 1960, lors du 21^{ème} Congrès Géologique International de Copenhague.

Il existe, au sein de la Commission Internationale de Stratigraphie de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (IUGS), une Sous-Commission de Stratigraphie du Silurien dont le rôle est de promouvoir et coordonner les recherches sur le Système Silurien. Cette commission comprend 15 membres titulaires (votant sur les décisions à prendre) et 48 membres correspondants (la France est actuellement représentée par Alain Le Hérisse, membre titulaire). Le Président actuellement en exercice est Rong Jia-yu, de l'Institut de Géologie et Paléontologie de Nankin et de l'Académie des Sciences de Chine. La vice-présidente est Tatjana N. Koren, de l'Institut de Recherche en Géologie de St Pétersbourg, et le secrétaire Michael J. Melchin, du Département de Géologie, Université St Francis Xavier d'Antigonish, Nouvelle-Ecosse (Canada).

Les objectifs de la Sous-Commission du Silurien ne sont pas différents de ceux des autres sous-commissions de stratigraphie. Son rôle est de promouvoir et coordonner les recherches sur le Système Silurien : en élaborant une échelle stratigraphique globale et standard, incluant une définition des limites et une sélection de stratotypes ; en permettant des corrélations à l'échelle internationale ; enfin en stimulant les

recherches et la coopération entre chercheurs organisés en groupes de travail, et en évaluant les nouvelles approches en matière de recherche scientifique pour cette période (Kaljo *et al.*, 1995).

La Sous-Commission publie, chaque année, un bulletin de liaison "Silurian Times" qui fournit un rapport annuel de ses activités, un état des recherches en cours et des publications récentes, l'annonce de réunions et colloques, et qui est également un lieu de propositions et de débats.

II. — CHARTE DE CORRELATIONS ET STRATIGRAPHIE

1) Biostratigraphie

A la réunion de la sous-commission en Estonie en 1990, il avait été décidé de produire une charte de corrélation internationale basée sur une zonation des Graptolites. Ceci a été établi par Tatjana Koren et Robin Cocks et, par la suite, Godfrey Nowlan ajoutait la zonation des Conodontes. La réunion de Prague en 1992 permettait de rediscuter ces zonations. Il était décidé que seules les biozonations des Conodontes et des Graptolites seraient considérées comme primaires, mais Alain Le Hérisse proposait d'y ajouter la zonation des Chitinozoaires, établie par Jacques Verniers, Pavel Dufka, Florentin Paris et Viru Nestor, également très satisfaisante pour les corrélations dans le Silurien. Deux autres zonations, celle des spores proposée par Philippe Steemans et John Richardson et celle des microvertébrés proposée par Tiiu Märss ont par la suite été intégrées au tableau reproduit ci-dessous. Ces deux dernières zonations sont cependant beaucoup moins précises pour l'instant (fig. 1). Il reste d'autres propositions en réserve comme la zonation établie à partir des Acritarches, qui compte par exemple 17 zones dans le Silurien de Grande-Bretagne (Dorning, 1981 ; Dorning & Hill, 1986 ; Verniers *et al.*, 1995 ; Koren *et al.*, 1996).

(*) Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, UMR 6538 du CNRS, 6 Avenue Le Gorgeu, CS 93837, 29238 Brest cedex 3. E-mail : alain.leherisse@univ-brest.fr

(**) Université de Rennes 1, Géosciences-Rennes, UMR 6118 du CNRS, Campus de Beaulieu, 263 Avenue du G^{nl} Leclerc, CS 74205, 35042 Rennes cedex. E-mail : michel.robardet@univ-rennes1.fr

SERIES ETAGES	BIOZONES					
	GRAPTOLITES	CONODONTES	CHITINOZOAIRES	SPORES	VERTEBRES	
PRIDOLI	<i>M transgrediens</i> <i>M bouceki</i>	<i>O eadainhamensis</i> - <i>O a detoria</i>	U urna	[Redacted]	<i>K timankus</i> - <i>K thuanicus</i>	
	<i>M lochkovenski</i> <i>M branikensis</i>	<i>O remschedensis</i> interval zone			<i>M elegans</i>	<i>P punctatus</i>
	<i>Pm ultimis</i> <i>Pm parultimus</i>				<i>F kosovensis</i>	<i>N gracilis</i>
						<i>trapeillatus</i> - <i>spicula</i>
LUDLOW	Ludfordian	<i>M (F) formosus</i>	<i>O crispa</i>	<i>E intermedia</i>	<i>A hederi</i>	
		<i>Nc kozlowski</i> <i>B bohemicus tenuis</i>	<i>O snajdri</i>		<i>E philipi</i>	<i>P elegans</i>
		<i>S feintwardinensis</i>	<i>P siluricus</i>	<i>A echinata</i>		<i>P ornata</i>
	Gorstian	<i>L scanicus</i> <i>Ndv nilsoni</i>	Not Zoned	<i>A ploeckensis</i>	<i>C labronis</i>	<i>P martinsoni</i>
			<i>K stauros</i>			
WENLOCK	Homerian	<i>"M" ludensis</i> <i>"M" deubeli</i> <i>"M" praedeubeli</i>	<i>O bohémica</i>	<i>S lycoperdoides</i>	<i>brevicosta</i> - <i>verrucatus</i>	
		<i>P parvus</i> - <i>G nassa</i>		<i>C pachycephala</i>		
		<i>Cy lundgreni</i>			<i>O sagitta sagitta</i>	<i>C angulata</i>
	Sheenwoodian	<i>Cy perneri</i> <i>Cy rigidus</i>	Not Zoned	<i>M margaritana</i>	[Redacted]	
		<i>M belophorus</i> <i>M riccartonensis</i>	<i>O sagitta rhenana</i> - <i>K patula</i>			
		<i>Cy murchisoni</i> <i>Cy centrifugus</i>	<i>K ranuliformis</i> interval zone			
Telychian	<i>Cy insectus</i> <i>Cy lapworthi</i>	<i>P amorphognathoides</i>	<i>A longicollis</i>	<i>dilatatus-avitus</i>	<i>L scotica</i> - <i>L sibirica</i>	
	<i>O spiralis</i>					
	<i>Mcl crenulata</i> <i>Mcl gnestonensis</i>	<i>P celloni</i>	<i>E dolialiformis</i>			
	<i>M crispus</i> <i>Sp. tumculatus</i>					
	<i>Sp. guerichi</i>	<i>P tenuis</i> - <i>D. stauragnathoides</i>	<i>C alargada</i>			
Aeronian	<i>Sp sedgwickii</i>			<i>S maennlii</i>		
	<i>Dm convolutus</i>					
	<i>M argenteus</i>					
	<i>Dm pectnatus</i> <i>Dm triangulatus</i>					
Rhuddanian	<i>Co cyphus</i>	<i>D kentuckyensis</i>	<i>C electa</i>	<i>membranifera</i> - <i>pseudodyadospora</i>	<i>V cristata</i>	
	<i>Cys vesiculosus</i>		<i>B postrobusta</i>			
	<i>Pk acuminatus</i>		<i>S fragilis</i>			

Fig. 1.— Tableau des divisions stratigraphiques et des biozones-standard du Silurien (d'après Subcommission on Silurian Stratigraphy, 1995).

2) Stratigraphie isotopique

Les variations de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ dans l'eau de mer pour l'ensemble de la période silurienne ont été établies avec une résolution de 0,7 Ma (million d'années), sur des coquilles de Brachiopodes dans les coupes d'Anticosti (Canada), du Pays-de-Galles (Grande Bretagne), de Gotland (Suède), de Podolie (Ukraine), de Lettonie et Lituanie (Azmy *et al.*, 1999). Les points d'inflexion dans la courbe isotopique peuvent être utilisés pour des corrélations stratigraphiques à haute résolution. Lorsque les mesures sont possibles en continu, la précision dépasse celle de la biostratigraphie classique qui est de 1 Ma dans le meilleur des cas. Les variations dans la composition des isotopes du Sr dans l'eau de mer sont principalement une fonction de la balance entre les apports de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ de la croûte continentale et des sources hydrothermales. Durant le Silurien, l'hydrothermalisme est

supposé avoir moins d'effet que les apports continentaux parce que l'activité volcanique est limitée durant cette période. L'augmentation de $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ dans l'eau de mer au Silurien est liée à une augmentation de l'érosion mécanique et chimique due à un réchauffement progressif du climat (Azmy *et al.*, 1999 ; Dornig & Hill, 1986 ; Verniers *et al.*, 1995).

III. — LIMITES, NOMENCLATURE, TERMINOLOGIE

Dans l'échelle de temps actuellement retenue par la Commission Internationale de Stratigraphie (Gradstein *et al.*, 2004), le Silurien s'étend entre - 443,7 et - 416 Ma, le Silurien inférieur (Llandovery) durant 15 Ma, le Silurien moyen (Wenlock) 6 Ma et le Silurien supérieur 6 Ma (4 Ma pour le Ludlow et 2 Ma pour le Pridoli). Au cours des

dernières années, des estimations sensiblement différentes avaient été proposées et donnaient une autre vision du Silurien, comme par exemple la proposition qui faisait débiter le Silurien à – 430 Ma, en l'arrêtant à – 410 Ma, avec le Llandovery-Wenlock estimé à seulement 5 Ma, le Ludlow à 10 Ma et le Pridoli à 5 Ma. Ces durées très variables selon les sources sont un important sujet de discussion à l'intérieur de la sous-commission comme le découpage du Silurien en 3 ou 4 séries : Llandovery, Wenlock, Ludlow et Pridoli ou Llandovery, Wenlock et Ludlow, avec le Pridoli comme un étage du Ludlow selon la proposition de Maletz *et al.* (2002).

Le Système Silurien est actuellement subdivisé de la manière suivante (Holland & Bassett, 1989; Gradstein & Ogg, 2003) :

Système		Séries	Etages
Silurien	supérieur	Pridoli	(pas de subdivisions)
		Ludlow	Ludfordien
			Gorstien
	inférieur	Wenlock	Homérien
			Sheinwoodien
		Llandovery	Télychien
		Aéronien	
		Rhuddanien	

Contrairement à l'usage qu'en font certains auteurs (qui leur ajoutent une désinence –ien), les termes Llandovery, Wenlock, Ludlow et Pridoli désignent des Séries et non des Etages. Une discussion a eu lieu à l'intérieur de la sous-commission sur le statut des Séries et Etages du Système Silurien. Pour harmoniser les subdivisions du Silurien avec celles d'autres Systèmes (par ex. l'Ordovicien ou le Dévonien), la Commission Internationale de Stratigraphie avait suggéré que les Séries et Etages actuels du Silurien deviennent respectivement des Etages et des sous-Etages. Mais la sous-commission du Silurien n'a, pour le moment, pas été favorable à ces changements.

1) Série du Pridoli

Le Pridoli a été proposé comme 4^{ème} série du système Silurien à la réunion de la sous-commission à Gotland en 1981 et plus tard à Kiev en 1983. Il n'est pas subdivisé en étages bien que des propositions aient été faites en ce sens, notamment par des collègues tchèques, avec la succession des étages Jarovien et Bitovien (Kriz *et al.*, 1995). Les séries types se trouvent d'ailleurs dans la région du Barrandien, dans le bassin de Prague en République tchèque. Le GSSP est situé dans le niveau 96 de la coupe de Pozary, près de Reporyje. Le Pridoli débute avec la première apparition de *Monograptus parultimus*, et comprend trois zones de Graptolites dans la zonation-standard (6 ou 7 dans la région type), une seule zone de Conodontes, celle de *Ozarkodina remscheidensis eosteinhornensis*, et une seule zone de Chitinozoaires, celle de *Urnochitina gr. urna* (Kriz *et al.*, 1986; Kriz, 1989).

2) Série du Ludlow

Ludfordien : sa base est fixée à la base de l'unité C de la carrière de Sunnyhill à 2,5 km de Ludlow, Shropshire. Elle reste imprécise du point de vue biostratigraphique, peut-être

marquée par l'apparition de *Saetograptus leintwardinensis*. *Gorstien* : sa base est fixée à la base de l'unité F de la carrière de Pitch Coppice, à 4,5 km de Ludlow, Shropshire, en Grande-Bretagne. Au point de vue biostratigraphique, on considère que la base de l'étage se situe juste sous l'apparition de l'Acritarche *Leptobrachion longhopense* et proche de l'apparition de *Neodiversograptus nilssoni* (Lawson & White, 1989).

3) Série du Wenlock

Homérien : la base de l'Homérien coïncide avec la base de la biozone à *Cyrtograptus lundgreni*. Le GSSP [voir la définition de ce sigle dans le chapitre "Ordovicien"] est situé le long d'un petit ruisseau à 500 m au nord du village de Homer en Grande-Bretagne: cette limite Sheinwoodien/Homérien se situe dans la partie supérieure du Membre Apedale de la Formation Coalbrookdale dans une séquence argileuse continue.

Sheinwoodien : la base du Sheinwoodien, qui correspond à la base du Wenlock, est définie le long du ruisseau de Hughley Brook, à 200 m au sud-est de la ferme de Leasows, Apedale, Shropshire, Grande-Bretagne. Elle se situe à la base de l'unité G, c'est à dire à la base de la Formation Buildwas. La biostratigraphie à la limite Llandovery/Wenlock reste très imprécise et intéresse maintenant un groupe de travail à l'intérieur de la sous-commission, conduit par David K. Loydell, de l'Université de Portsmouth. La base du Wenlock, pour la majorité des spécialistes de Graptolites, correspondrait à la base de la Biozone à *Cyrtograptus centrifugus*. Pour les spécialistes de Conodontes, utilisant l'étude sur l'événement Ireviken et les points de référence, cette limite pourrait se situer entre les "datum points" 2 à 6 (ce qui représente plus de 5 m d'intervalle dans des séries condensées comme dans le Silurien de Gotland), mais sans doute plutôt au niveau du point 2 ou peut-être 3. Pour les spécialistes de Chitinozoaires, ce serait la base de la Biozone à *Margachitina banwyensis* ou la base de la biozone à *Margachitina margaritana* (Bassett, 1989).

4) Série du Llandovery

Télychien : la base du Télychien est marquée par une montée du niveau marin et est accompagnée par une radiation sensible des Graptolites. Elle est aussi définie en Grande-Bretagne, dans la région de Llandovery, dans la localité 162 du transect d de la route de Cefn Cerig (Pays de Galles). Cette limite se situe juste après la disparition du Brachiopode *Eocoelia intermedia* et avant l'apparition d'*Eocoelia curtisi*. En terme de biozones de Graptolites, elle correspond approximativement à la base de la zone à *Spirograptus guerichi*.

Aéronien : la base de cet étage est définie dans la localité 72 du transect h de la piste forestière de Trefawr, 500 m au N de la ferme Cwm-coed-Aeron, dans la région de Llandovery, Pays de Galles. Elle correspond à l'apparition de *Monograptus austerus sequens* qui marque la base de la zone à *Demirastrites triangulatus*.

Rhuddanien : la base du Système Silurien qui correspond à la base du Rhuddanien, a été choisie dans la coupe de Dob's Linn; à Moffat, Ecosse: elle est fixée à 1,6 m au dessus de la base de la Formation Birkhill Shale (Cocks *et al.*, 1984 ;

Cocks, 1985, 1989 ; Williams, 1983; Williams & Ingham, 1989). On considère encore souvent qu'elle coïncide avec la base de la zone à *Parakidograptus acuminatus* et à l'apparition concomitante d'*Akidograptus ascensus*. Mais la révision récente de la succession des Graptolites dans la coupe-type montre qu'*A. ascensus* précède *P. acuminatus* et doit être considéré comme le marqueur de la base du Silurien, associé à *P. praematurus* (Melchin & Williams, 2000; Melchin, 2001).

IV. — INTERFACE AVEC D'AUTRES PROJETS INTERNATIONAUX

Les membres de la sous-commission du Silurien sont très actifs à l'échelle internationale pour l'étude de l'ensemble des groupes de fossiles et microfossiles, même si les chercheurs sur les Graptolites sont les plus nombreux. Il y a des contacts avec les autres sous-commissions comme celle de l'Ordovicien; les intérêts des deux sous-commissions se recouvrent pour une révision de la biostratigraphie à la limite Ordovicien-Silurien et pour une caractérisation détaillée des événements autour de l'extinction faunique massive de l'Ordovicien supérieur et la restauration de la biodiversité dans la période suivante (Webby, 1998).

Le 9^{ème} Symposium International sur le Système Ordovicien, la 7^{ème} Conférence Internationale sur les Graptolites et la Réunion sur le terrain de la Sous-Commission de Stratigraphie du Silurien se sont tenus conjointement à San Juan, Argentine, au mois d'Août 2003. A cette occasion se sont réunis les Groupes de Travail concernés par les problèmes posés par la définition de la base du Silurien (animateur Mike Melchin, Canada) et celle de la limite Llandovery – Wenlock (animateur David Loydell, GB) et le réexamen des GSSP correspondants. Un très large consensus s'est manifesté pour :

1) conserver Dob's Linn comme GSSP de la base du Silurien; mais amender sa définition biostratigraphique en tenant compte de la mise en évidence d'une biozone de *Akidograptus ascensus* sous la biozone de *Parakidograptus acuminatus*. Cette proposition devrait être soumise au vote des membres titulaires de la sous-commission Silurien.

2) reconnaître que l'ambiguïté biostratigraphique est forte à la limite Llandovery-Wenlock dans sa définition actuelle et que d'autres localités devraient être considérées dans un réexamen du problème.

V. — CHANGEMENTS DU NIVEAU MARIN

Au-delà des thèmes classiques concernant l'inventaire et la description des organismes fossiles ou la biostratigraphie, l'attention s'est portée, au cours des dernières années, sur les cycles et événements globaux qui ont marqué la période du Silurien : événements glaciaires (Amérique du Sud), variations globales du niveau marin, variations de la chimie des océans (isotopes de l'oxygène, du carbone, du strontium) enregistrées et préservées dans les sédiments et les fossiles, relations entre ces cycles et l'évolution des organismes (en particulier les événements qui ponctuent cette évolution).

Les périodes de fluctuation du niveau marin au Silurien et leur amplitude ont été discutées récemment dans plusieurs publications (par exemple Johnson, 1996 ; Kaljo *et al.*, 1995 ; Kaljo & Martma, 2000 ; Ross & Ross, 1996 ; Loydell, 1998).

Le plus haut niveau marin du Silurien se situe dans le Télychien supérieur et marque une des transgressions majeures du Phanérozoïque. Il précède des événements importants comme l'accélération de la colonisation des continents par les plantes au Wenlock, qui se traduit aussi par la diversification des spores et cryptospores (Steevens, 1999), et l'événement Ireviken qui marque la disparition de nombreuses formes pélagiques et qui est plutôt mis en relation avec des variations des conditions océaniques et climatiques (Jeppsson, 1998). Le Wenlock coïncide aussi avec la période d'acmé de développement des récifs dans les régions du globe situées sous des latitudes favorables à une sédimentation carbonatée (Brunton *et al.*, 1998).

Trois épisodes de glaciation ont été signalés dans le Llandovery au Brésil (Grahn & Caputo, 1992 ; Caputo, 1998), mais il reste à vérifier l'origine réellement glaciaire des dépôts d'Amérique du Sud et l'exacte corrélation avec les changements du niveau marin, ce qui semble moins évident que pour l'Ordovicien supérieur.

Il y a une relation certaine entre la diversité des faunes et microfaunes, par exemple les Graptolites (Melchin *et al.*, 1998), et les changements du niveau marin. Mais la façon dont la chute du niveau marin peut être reliée aux changements de la circulation océanique, de la température, des taux d'upwelling ou de productivité reste controversée.

VI. — PALEOGEOGRAPHIE ET PALEOCLIMATS

Il existe un certain consensus pour considérer que, à l'issue de l'Ordovicien, le monde physique Silurien présente encore une forte dissymétrie entre un hémisphère Nord essentiellement océanique (le large océan Panthalassa et la Mer Boréale) et un hémisphère Sud principalement continental, dominé par le supercontinent Gondwana et ses 28000 km de marges continentales. Le Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Antarctique, Australie, Inde, Chine, ...) occupe des latitudes moyennes à polaires alors que Laurentia et Baltica sont en position plus équatoriale, et la Sibérie et le Kazakhstan plus au nord.

En revanche les reconstitutions paléogéographiques plus précises proposées par différentes branches des Sciences de la Terre restent contradictoires. La plupart des modèles fondés sur des données paléomagnétiques admettent que, au cours de la courte période (environ 30 Ma) du Silurien, les régions sud-européennes (la "microplaque" Armorica) passent de latitudes tempérées froides jusqu'à des latitudes très basses, rejoignant ainsi les régions nord-européennes (Avalonia, Baltica). Ces modèles, qui supposent une mobilité étonnante de l'ordre de 20 cm/an ou plus, sont contredits par les données sédimentologiques et paléontologiques. On peut en effet opposer : un Silurien "Nord", essentiellement carbonaté, avec la formation d'évaporites en Amérique du Nord et une succession de ceintures récifales dans les régions balto-scandinaves ; à un Silurien "Sud", avec des sédiments très riches en matière organique et des faciès de schistes noirs à Graptolites très étendus, qui représentent un environnement

très favorable à la génération de roches-mères pétrolières (Lüning *et al.*, 2000), où les premiers dépôts carbonatés n'apparaissent qu'au Ludlow, au Pridoli et surtout au Dévonien inférieur.

L'événement majeur est la fermeture de l'Océan Iapetus, entre Baltica et Laurentia, déjà annoncée à l'Ordovicien supérieur par les similitudes des faunes de Brachiopodes et de Trilobites, et qui donne naissance aux Calédonides scandinaves et à la formation du Continent des Vieux Grès Rouges (McKerrow & Soper, 1989).

VII. — EN GUISE DE CONCLUSION

A la suite du "James Hall Symposium" qui s'est tenu en août 1996 à Rochester, sur le thème "Silurian Cycles", deux importants volumes ont été publiés dans la série du Bulletin du New York State Museum. Le premier volume (327 p.), intitulé "Silurian Cycles. Linkage of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes" (E. Landing & M. Johnson editors) correspond au volume 491 du New York State Museum Bulletin (1998). Le second volume (400 p.), intitulé "Silurian Lands and Seas. Paleogeography outside of Laurentia" (E. Landing & M. Johnson editors) correspond au volume 493 du New York State Museum Bulletin (2003). Un troisième volume, consacré aux régions constituant Laurentia, devrait compléter les aspects stratigraphiques et paléogéographiques et achever la publication de cette série.

BIBLIOGRAPHIE

- AZMY K., VEIZER J., WENZEL B., BASSETT M.G. & COPPER P. (1999). — Silurian strontium isotope stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111, (4): 475-483.
- BASSETT M.G. (1989). — The Wenlock Series in the Wenlock Area. *In: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A global standard for the Silurian System. National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 51-73 ; Cardiff.
- BRUNTON F.K., SMITH L., DIXON O.A., COPPER P., NESTOR H. & KERSHAW S. (1998). — Silurian reefs episodes, changing seascapes and paleobiogeography. *In: LANDING E. & JOHNSON M. (eds), Silurian cycles, linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes. James Hall Centennial Volume. New York State Museum, Bulletin*, 491: 265-282.
- CAPUTO M.V. (1998). — Ordovician-Silurian glaciations and global sea-level changes. *In: LANDING E. & JOHNSON M. (eds), Silurian cycles, linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes. James Hall Centennial Volume. New York State Museum, Bulletin*, 491: 15-25.
- COCKS L.R.M. (1985). — The Ordovician-Silurian boundary. *Episodes*, 8: 98-100.
- COCKS L.R.M. (1989). — The Llandovery Series in the Llandovery area. *In: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A global standard for the Silurian System. National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 36-50 ; Cardiff.
- COCKS L.R.M., WOODCOCK N.H., RICKARDS R.B., TEMPLE J.T. & LANE P.D. (1984). — The Llandovery Series of the Type area. *Bull. Brit. Mus. Nat. Hist.*, 38 (3): 131-182.
- DORNING K.J. (1981). — Silurian acritarchs from the type Wenlock and Ludlow of Shropshire, England. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34 : 175-203.
- DORNING K.J. & HILL P.J. (1986). — Correlation of Silurian stratigraphical and palynological boundaries. *In: CIMP Symposium "Boundaries and Palynology"*, Sheffield, 16-19 april 1986, Abstract: 7.
- GRADSTEIN F.M. & OGG J.G. (2003). — Future Directions in Stratigraphy. *Episodes*, 25 (3): 203-205.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G. & AL. (2004). — A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press. 500pp.
- GRAHN Y. & CAPUTO M.V. (1992). — Early Silurian glaciations in Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 99: 9-15.
- HOLLAND C.H. (1989). — Principles of Silurian stratigraphical classification. *In: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A global standard for the Silurian System. National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 7-22 ; Cardiff.
- HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. eds (1989). — A global standard for the Silurian System. *National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 325 p. ; Cardiff.
- JEPPSSON L. (1998). — Silurian oceanic events: summary of general characteristics. *In: LANDING E. & JOHNSON M. (eds), Silurian cycles, linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes. James Hall Centennial Volume. New York State Museum, Bulletin*, 491: 265-282.
- JOHNSON M.E. (1996). — Stable cratonic sequences and a standard for Silurian eustasy. *In: WITZKE B.J., LUDVIGSON G.A. & DAY J. (eds), Paleozoic Sequence Stratigraphy: views from the North American Craton. Geological Society of America, Special Paper*, 306: 203-211.
- KALJO D., BOUCOT A.J., CORFIELD R.M., LE HERISSE A., KOREN T.N., KRIZ J., MANNIK P., MÄRSS T., NESTOR V., SHAVER R.H., SIVETER D.J. & VIIRA V. (1995). Silurian Bio-events. *In: WALLISER O. (ed.), Global Events and Event Stratigraphy*, Springer Verlag: 173-224.
- KALJO D. & MARTMA T. (2000). — Carbon isotopic composition of Llandovery rocks (East Baltic Silurian) with environmental interpretation. *Proc. Estonian Acad. Sci., Geol.*, 49 (4): 267-283.
- KOREN T.N., LENZ A.C., LOYDELL D.K., MELCHIN M.J., STORCH P. & TELLER L. (1996). — Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global paleogeographic studies. *Lethaia*, 29: 59-60.
- KRIZ J. (1989). — The Pridoli Series in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). *In: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A global standard for the Silurian System. National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 90-100 ; Cardiff.
- KRIZ J., JAEGER H., PARIS F. & SCHÖNLAUB H.-P., with contributions by ANGELIDIS A., CHLUPAC I., HAVLICEK V., KRUTA M., KUKAL Z., MAREK J., PROKOP R.J., SNAJDR M. & TUREK V. (1986). — Pridoli - the fourth subdivision of the Silurian. *Jb. Geol. B.-A.*, 129 (2): 291-360.
- KRIZ J., JAEGER H., DUFKA P., SCHÖNLAUB H.-P. & HANSCH W. (1995). — Pridoli Series subdivision ? (Silurian, Prague Basin, Bohemia). *Silurian Times (Newsletter of the Silurian Subcommission)*, 3: 7-11.

- LAWSON J.D. & WHITE D.E. (1989). — The Ludlow Series in the Ludlow area. In: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A global standard for the Silurian System. *National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 73-90 ; Cardiff.
- LOYDELL D. (1998). — Early Silurian sea-level changes. *Geological Magazine*, 135 (4): 447-471.
- LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., STORCH P. & FITCHES B. (2000). — Lower Silurian “hot shales” in North Africa : regional distribution and depositional model. *Earth-Science Reviews*, 49: 121-200.
- MALETZ J., MENNING M., HEUSE T. & LEONHARDT D. (2002). — Evaluating the Series and Stages of the Silurian System. *Silurian Times*, 10 : 1-3.
- MCKERROW W.S. & SOPER N.J. (1989). — The Iapetus suture in the British Isles. *Geol. Mag.*, 126: 1-8.
- MELCHIN M.J. (2001). — The GSSP for the base of the Silurian System. *Silurian Times (Newsletter of the Silurian Subcommission)*, 9: 36-41.
- MELCHIN M.J. & WILLIAMS S.H. (2000). — A restudy of the Akidograptine graptolites from Dob's Linn and a proposed redefined zonation of the Silurian stratotype. *Palaeontology Down Under 2000, Geological Society of Australia, Abstracts* 61: 63.
- MELCHIN M.J., KOREN T.N. & STORCH P. (1998). — Global Diversity and Survivorship Patterns of Silurian Graptoloids. In: LANDING E. & JOHNSON M. (eds), Silurian cycles, linkages of dynamic stratigraphy with atmospheric, oceanic, and tectonic changes. James Hall Centennial Volume. *New York State Museum, Bulletin*, 491: 165-182.
- MURCHISON R.I. (1835). — On the Silurian System of rocks. *London and Edinburgh Philosophical Magazine and Journal of Science*, Ser. 3, 7: 46-52.
- MURCHISON R.I. (1839). — The Silurian System, founded on geological researches in the counties of Salop, Hereford, Radnor, Montgomery, Caermarthen, Brecon, Pembroke, Monmouth, Gloucester, Worcester, and Stafford; with descriptions of the coal-fields and overlying formations. John Murray, London, xxxii + 768 p.
- ROSS C.A. & ROSS R.P. (1996). — Silurian sea-level fluctuations. In: WITZKE B.J., LUDVIGSON G.A. & DAY J. (eds.), Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North American craton. *Geological Society of America, Special Paper*, 306: 187-192.
- STEEMANS P. (1999). — Paléodiversification des spores et cryptospores de l'Ordovicien au Dévonien inférieur. *Géobios*, 32 (2): 341-352.
- SUBCOMMISSION ON SILURIAN STRATIGRAPHY (1995). — Left hand column for correlation charts. *Silurian Times (Newsletter of the Silurian Subcommission)*, 3: 7-8.
- VERNIERS J., NESTOR V., PARIS F., DUFKA P., SUTHERLAND D. & VAN GROOTEL G. (1995). — A global Chitinozoan biozonation for the Silurian. *Geological Magazine*, 132: 651-666.
- WEBBY B.D. (1998). — Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 36: 1-33.
- WILLIAMS S.H. (1983). — The Ordovician-Silurian boundary graptolite fauna of Dob's Linn, southern Scotland. *Palaeontology*, 26: 605-639.
- WILLIAMS S.H. & INGHAM J.K. (1989). — The Ordovician-Silurian boundary stratotype at Dob's Linn, southern Scotland. In: HOLLAND C.H. & BASSETT M.G. (eds.), A global standard for the Silurian System. *National Museum of Wales, Geological Series*, 9 : 27-35 ; Cardiff.

DÉVONIEN

Devonian

par Denise BRICE (*)

I. — INTRODUCTION

Les avancées paléontologiques et stratigraphiques concernant le Dévonien ont été très importantes durant les trois dernières décades notamment à l'occasion de trois réunions internationales. La première s'est tenue à Calgary (Canada) en 1967. Elle a donné lieu à la publication de deux tomes par " *Alberta Society of Petroleum Geology* " (Oswald, 1968), le premier consacré au Dévonien des cinq continents, le second à la description d'affleurements régionaux, à la Paléontologie, aux récifs, à la biostratigraphie, aux limites et corrélations, à la tectonique et aux provinces paléogéographiques. La seconde réunion s'est tenue à Bristol (Angleterre) en 1978. Le numéro 23 des " *Special Papers in Palaeontology* ", publié par " *The Palaeontological Association* " (House *et al.*, 1979), est limité aux " *keynotes* " présentées lors de ce symposium. Il comprend l'histoire du Système Dévonien, un historique de ses divisions, l'analyse des principaux faciès et des reconstitutions paléogéographiques en rapport avec la distribution de ces faciès et une vue générale sur la biostratigraphie des grands groupes fossiles du Dévonien. La troisième réunion s'est tenue de nouveau à Calgary en 1987. Elle a donné lieu à la publication de trois tomes par " *Canadian Society of Petroleum Geologists* " (McMillan *et al.*, 1988). Le premier résume l'avancée des connaissances du Dévonien dans différentes régions du monde, le second traite de la sédimentation et le troisième de paléontologie, paléoécologie et biostratigraphie.

Des progrès significatifs en paléontologie et stratigraphie du Dévonien ont été enregistrés à partir de 1973, date de la création de la « Subcommission on Devonian Stratigraphy » (SDS), émanation de la Commission Internationale de Stratigraphie (" *International Commission on Stratigraphy* " ou ICS). Les objectifs de la SDS sont les suivants :

— revoir le nombre d'unités dans la colonne stratigraphique et leur nomenclature ;

— proposer des limites et des stratotypes de ces limites en vue de leur ratification par l'Union Internationale des Sciences Géologiques (" *International Union of Geological Sciences* " ou IUGS) ;

— tenir compte des recommandations de l'ICS pour le choix des unités, de leurs limites et de leurs stratotypes désignés par le sigle GSSP (" *Global Stratotype Section and Point* "), à savoir : (a) le choix d'une coupe accessible, dans une série continue de dépôts marins pélagiques, non métamorphisés, non déformés tectoniquement, et (b) riches en restes fossiles diversifiés permettant de bonnes corrélations et l'application de la magnétostratigraphie, de la géochimie ... (Remane *et al.*, 1997).

Les réunions annuelles de la SDS, organisées dans différents pays où le Dévonien est bien représenté, ont généralement été précédées de plusieurs jours d'excursions sur les principaux affleurements dévoniens ; elles ont fortement stimulé la recherche, les discussions, vérifications et confrontations entre paléontologues spécialistes de différents groupes fossiles. Elles ont abouti à d'importantes décisions ratifiées par l'IUGS au cours des vingt dernières années. Les premières propositions concernant le Dévonien ont été soumises à l'ICS pour discussion durant le Congrès International de Moscou en 1984 ; elles ont été ratifiées par le bureau exécutif de l'IUGS réuni à Rabat (Maroc) en février 1985 (Bassett, 1985 ; Ziegler & Klapper, 1985).

II. — NOMENCLATURE DES SÉRIES ET DES ÉTAGES DU DÉVONIEN

A la suite des recommandations de l'ICS, la succession des étages du Dévonien, ratifiée par l'IUGS en 1985, s'établit à présent comme suit, dans l'ordre ascendant :

(1) les trois étages de la série inférieure sont le Lochkovien, le Praguien et l'Emsien. Les deux premiers ont été choisis en République tchèque (Bohême), en remplacement d'étages régionaux, le Gedinnien et le Siegenien, incomplets et/ou représentés par des faciès trop littoraux. Le troisième, l'Emsien, rappelle la liaison avec les affleurements de la région rhénane en Allemagne ; il a été préféré aux étages Zlichovien et Dalejien de Bohême. La base du Lochkovien coïncide avec la base du Dévonien et le sommet du Pridoli (sommet du Silurien).

(*) Fédération Universitaire et Polytechnique de Lille – Faculté Libre des Sciences, Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique, 13 rue de Toul, 59046 Lille cedex. E-mail : denise.brice@fls.fupl.asso.fr. UMR 8014 et FR 1818 du CNRS.

(2) les deux étages de la série moyenne sont l'Eifelien et le Givétien, le premier ayant été préféré au Couvinien, étage régional de Belgique.

(3) les deux étages de la série supérieure restent le Frasnien et le Famennien. Le sommet du Famennien coïncide avec le sommet du Dévonien et la base du Carbonifère.

Un historique des divisions du Dévonien a été publié par Ziegler (1979).

III. — GSSP DES ÉTAGES DU DÉVONIEN

L'ensemble de ces données est résumé dans un tableau (fig. 1).

GSSP de la limite des systèmes Silurien et Dévonien, base du Lochkovien

Ratifiée par l'IUGS en 1973 (Mclaren, 1977), la limite coïncide à la première apparition de *Monograptus uniformis* (graptolite) dans le lit n° 20 de la coupe de Klonk près de Suchomasty en Bohême. Le GSSP est proche de la limite historique du Gedinnien et correspond à l'entrée d'*Icriodus woschmidti postwoschmidti* (conodonte) et de *Warburgella rugulosa rugulosa* (trilobite).

GSSP Lochkovien/Praguien

Sélectionné par la SDS en 1987, accepté en 1988, il a été ratifié en 1989 (Oliver & Chlupac, 1991). La limite est fondée sur l'entrée d'*Eognathodus sulcatus sulcatus* (conodonte). Ce taxon apparaît, selon les coupes, 10 à 70 cm sous l'ancienne limite lithologique Lochkovien/Praguien dans le Barrandien, en Bohême, ou encore 10 cm sous la limite inférieure traditionnelle du Praguien établie sur les mégafossiles. Le GSSP est situé à la base du banc 12 dans la coupe de Velka Chuchle, ancienne carrière située à 8 km au SW du centre de Prague en République tchèque.

GSSP Praguien/Emsien

Sélectionné par la SDS en 1989 (Oliver & Chlupac, 1991), il a été ratifié par l'IUGS en 1995. La limite correspond à la base de la Zone à *Polygnathus dehiscens* de la zonation standard des conodontes. Le GSSP est situé à la base de la Formation Zinzilban en Ouzbékistan, en Asie centrale, à "Zinzilban Gorge" dans le Parc National Kitab, à environ 180 km au SSE de Samarkand.

GSSP de la limite des séries Dévonien inférieur/Dévonien moyen, base de l'Eifelien

Ratifiée par l'IUGS en 1985 (Oliver & Chlupac, 1991), la limite correspond à la base de la Zone à *Polygnathus costatus partitus* dans la lignée *patulus-partitus-costatus* de la zonation standard des conodontes. Elle est localisée dans la Formation Heisdorf dans l'Eifel en Allemagne. Le GSSP est proche de la limite historique Heisdorf/Lauch et est situé dans la tranchée de Wetteldorf en Eifel (holostratotype). Un parastratotype a été retenu dans la carrière Prastav, près de Prague en République tchèque.

GSSP Eifelien/Givétien

Sélectionné par la SDS en 1992, il a été ratifié par l'IUGS en 1994 (Walliser *et al.*, 1995). La limite correspond à la base de la Zone à *hemiansatus* de la zonation standard des conodontes et à la base du niveau à *Maeniceras* (goniatite) qui se trouve sous l'apparition de *Gemnispora lemurata* (spore) associée à l'événement Kacak ou Otomari. Le GSSP est situé à Jebel Mech Irdane, au SE du Maroc, dans le Tafilat, près d'Erfoud.

GSSP de la limite des séries Dévonien moyen/Dévonien supérieur, base du Frasnien

Recommandé par la SDS en 1982 (Feist & Klapper, 1985), il a été ratifié par l'IUGS en 1987 (Klapper *et al.*, 1987). La limite correspond à la base de la Zone inférieure à *Polygnathus asymmetricus* (première apparition de *Ancyrodella rotundiloba*) dans la lignée *Ancyrodella binodosa-A. rotundiloba rotundiloba* de la zonation standard des conodontes. Le GSSP est situé, en France, à la base du banc 42a' dans la coupe du Col du Puech de la Suque, au SE de la Montagne Noire. Cette limite est proche de la base de la Zone à *Manticoceras* (goniatite) et de la base de l'Assise de Frasnies en Belgique, une des limites traditionnelles Givétien/Frasnien.

GSSP Frasnien/Famennien

Sélectionné par la SDS en 1991, il a été ratifié par l'IUGS en 1993 (Becker *et al.*, 1989 ; Becker & House, 1990 ; Klapper *et al.*, 1994). La limite correspond à la base de la Zone inférieure à *Palmatolepis triangularis* dans la zonation standard des conodontes qui coïncide à la limite *Crikites holzapfeli/Phoenixites frechi* (goniatites). Le GSSP, sélectionné dans des faciès pélagiques, est situé en France, dans la carrière supérieure de Coumiac près de Cessenon, au SE de la Montagne Noire.

GSSP de la limite des Systèmes Dévonien et Carbonifère, base du Tournaisien

Ratifiée par l'IUGS en 1991, la limite coïncide avec l'entrée du conodonte *Siphonodella sulcata*. Le GSSP se situe dans la tranchée E' du massif de la Serre (Cabrières, Hérault, France) en Montagne Noire.

IV. — RECHERCHES EN COURS : DIVISIONS DE CERTAINS ÉTAGES DU DÉVONIEN EN SOUS-ÉTAGES

La subdivision de certains étages en sous-étages est envisagée en raison de leur durée importante en valeur absolue (valeurs numériques), établie par différentes méthodes (datations radiochronologiques, périodicité des cycles sédimentaires, nombre et durée relative ou moyenne des biozones). Les estimations de durée, obtenues pour un même étage, varient parfois beaucoup. Par exemple, pour le Famennien, les durées estimées s'échelonnent de 4,5 à 15 Ma (millions d'années) par datations radiométriques, de 9,4 à 13 Ma par l'analyse de la périodicité des cycles sédimentaires, de 7,3 à 11,5 Ma d'après le nombre et la durée relative des

SYSTEME	SERIE	ETAGE	DATE DE RATIFICATION DU « GSSP »	STRATOTYPE
CARBONIFERE				
DEVONIEN	supérieur	FAMENNIEN	→ 1991	LA SERRE, Montagne Noire, France
		FRASNIEN	→ 1993	COUMIAC, Montagne Noire, France
	moyen	GIVETIEN	→ 1987	COL DU PUECH DE LA SUQUE Montagne Noire, France
		EIFELIEN	→ 1994	JEBEL MECH IRDANE, Tafilalet, Maroc
	inférieur	EMSIEN	→ 1985	WETTELDORF, Eifel, Allemagne
		PRAGUIEN	→ 1996	Gorge de ZINZILBAN, Ouzbékistan, ex
		LOCHKOVIEN	→ 1989	VELKA CHUCHLE, Bohême, Tchéquie
SILURIEN			→ 1973	KLONK, Bohême, Tchéquie

GSSP = GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT

Fig. 1. — Nomenclature des étages du Dévonien. Limites et Stratotypes de ces unités désignés par le signe « GSSP » (« Global Stratotype Section and Point »).

Fig. 1. — Nomenclature of the Devonian Stages. Boundaries and Stratotypes of these units are called « GSSP » (Global Stratotype Section and Point).

biozones, de 9 à 10 Ma d'après la valeur moyenne des biozones et de 14 à 16 Ma par d'autres méthodes (Brice & Mistiaen, 2004).

La SDS étudie actuellement les propositions de division des étages les plus longs : nombre de sous-étages et choix de leurs limites, en appliquant les mêmes recommandations que pour les unités supérieures (mais sans désignation de stratotypes). Les propositions en cours de discussions concernent l'Emsien, le Givétien, le Frasnien et le Famennien.

Je citerai deux exemples :

- Emsien : les propositions qui retiennent particulièrement l'attention sont celles de Bohême où deux subdivisions, le Zlichovien et le Dalejien, ont été souvent utilisées comme des étages. Ces propositions sont pour le moment en compétition avec celles de régions classiques en Allemagne, en Espagne, en France (Massif Armoricaïn) ou au Maroc présaharien où l'Emsien est bien représenté et très fossilifère.

- Famennien : la durée du Famennien figure parmi les plus longues, la dernière estimation publiée par Odin (2002) lui attribuant 15 Ma. On y distingue 8 zones et 22 sous-zones à conodontes. A la suite d'une consultation des membres de la S.D.S., les membres titulaires se sont prononcés pour une division en quatre sous-étages, le sous-étage supérieur ("uppermost Famennian") étant approximativement équivalent au "Strunien", ensemble de couches qui ont été alternativement rangées dans le Carbonifère inférieur ou le Dévonien terminal (Brice & Mistiaen, 2004). D'après les résolutions de la SDS qui s'est tenue à Rabat (Maroc) en mars 2004, la limite inférieure de ce sous-étage devrait être déterminée lors de la réunion de la S.D.S. qui se tiendra en août 2004 durant le Congrès Géologique International à Florence (Italie).

V. — DOCUMENTS POUR SERVIR A LA RECONNAISSANCE DES LIMITES NOUVELLEMENT DÉFINIES

Bultynck (2000a) : Revue des groupes fossiles importants pour la définition des limites.

Bultynck (2000b) : Reconnaissance et application des limites de Séries et d'Etages dans diverses régions du monde.

Blieck & Turner (2000) : Corrélations entre faunes marines et non-marines dans le cadre des activités du projet n° 328 du Programme International de Corrélation Géologique (PICG).

Clausen *et al.* (1993) : Tableau général de corrélation. Dans la colonne de gauche du tableau intitulée « Standard conodont zonation » actuel, il faut lire « late » au lieu de lower.

VI. — LITHOSTRATIGRAPHIE

Les unités cartographiées sur les anciennes cartes géologiques à 1/40.000 de la Belgique relevaient autant de la lithologie que de la biostratigraphie. Le Service Géologique de Belgique a procédé à une clarification en définissant les formations des différentes séries (Bultynck & Dejonghe, 2002). Il publie en ce moment les feuilles de la carte géologique au 1/25.000 de la Wallonie.

VII. — PROGRÈS DANS LA CONNAISSANCE DES CYCLES TRANSGRESSION-RÉGRESSION

Au cours des quinze dernières années, des recherches ont été conduites dans de nombreuses régions sur les fluctuations

du niveau marin mondial et leurs incidences en stratigraphie et biostratigraphie. Les travaux de Johnson & Sandberg (1988) ont été à l'origine de nombreuses recherches et publications. Deux réunions de la SDS ont été consacrées à ce thème : la première s'est tenue à Moscou en 1994 (House & Ziegler, 1997) et la seconde à Rochester (USA) en 1997 durant le Symposium intitulé "Devonian Cyclicality and Sequence Stratigraphy".

VIII. — PROGRÈS DANS LA CONNAISSANCE DES ÉVÉNEMENTS GLOBAUX

Ce thème est à l'origine de nombreuses recherches et publications récentes (Lethiers, 1996; McGhee, 1996; Walliser, 1996). De 1997 à 2000, le projet "Crisevole -370 – 350 : bioévénements chez les invertébrés marins", coordonné par F. Lethiers, avait pour objectif principal "Les extinctions en masse du Dévonien supérieur décryptées par l'étude des biodiversités dans six groupes d'invertébrés marins". Il a donné lieu, en décembre 2001, à un chapitre d'une séance spécialisée "Paléobiodiversité-Crise-Paléoenvironnement" de la Société Géologique de France au Muséum National

d'Histoire Naturelle (Paris) et à la publication d'un volume de résumés.

Un autre projet pluridisciplinaire dans le cadre du programme national "Eclipse = Environnement et CLimat du Passé hiStoire et Evolution", initié en 2000 et coordonné par O. Averbuch (USTL) est en cours. Il a pour thème l'impact de l'orogénèse acado-ligérienne (-380 à -360 Ma) sur l'évolution du paléoclimat et des paléoenvironnements marins au cours des événements globaux au voisinage de la limite Frasnien-Famennien (Dévonien supérieur). En effet, à cette époque, de nombreux événements sont concomitants : surrection d'une immense chaîne de montagne, intensification de l'érosion, éventuellement accompagnés de variation du chimisme de l'océan (les niveaux "Kellwasser"), initiation d'une phase de glaciation, crise faunique majeure affectant surtout le milieu marin des basses latitudes. Cette étude pluridisciplinaire vise à évaluer l'importance et l'impact de la soustraction de carbone minéral et organique au cycle du CO² par une exacerbation de l'altération continentale et par des transferts de carbone organique et de carbonates du milieu continental au milieu marin (Averbuch *et al.*, sous presse ; Tribouillard *et al.*, 2004).

BIBLIOGRAPHIE

- AVERBUCH O., TRIBOVILLARD N., DEVLEESCHOUWER X., RIQUIER L., MISTIAEN B., AND VAN VLIET-LANOË B. (2005). — Mountain building-enhanced continental weathering and organic carbon burial as major causes for climatic cooling at the Frasnian-Famennian boundary (ca 376 Ma BP). *Terra Nova*, 17 25-34.
- BASSETT M.G. (1985). — International Commission on Stratigraphy: Towards a "Common Language" in Stratigraphy. *Episodes*, 8 (2): 87-92.
- BECKER R.T., FEIST R., FLAJS G. & HOUSE M.R. (1989). — Frasnian-Famennian extinction events in the Devonian at Coumiac, southern France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 309, sér. II: 259-266.
- BECKER R.T. & HOUSE M.R. (1990). — *The Montagne Noire goniatite record around the Frasnian/Famennian Boundary*. Document of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy: 1-21 [mimeographed].
- BLIECK A. & TURNER S. eds (2000). — Palaeozoic Vertebrate Biochronology and Global Marine/Non-Marine Correlation — Final Report of IGCP 328 (1991-1996). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 223: 575 p.
- BRICE D. & MISTIAEN B. (2004). — Le Dévonien : ses subdivisions. Le Strunien, un sous-étage du Famennien ? *Annales de la Société Géologique du Nord*, 10, 2^{ème} série (2-3) : 97-109.
- BULTYNCK P. ed. (2000a). — Subcommittee on Devonian Stratigraphy. Fossil groups important for boundary definition. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 220: 205 p.
- BULTYNCK P. ed. (2000b). — Subcommittee on Devonian Stratigraphy. Recognition of Devonian series and stage boundaries in geological areas. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225: 347 p.
- BULTYNCK P. & DEJONGHE L. eds. (2002). — Guide to a revised lithostratigraphic scale of Belgium. *Geologica Belgica*, 4 (1-2) [2001]: 1-168.
- CLAUSEN C.D., WEDDIGE K. & ZIEGLER W. (1993). — Devonian of the Rhenish Massif. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, 10: 18-19.
- FEIST R. & KLAPPER G. (1985). — Stratigraphy and conodonts in pelagic sequences across the Middle-Upper Devonian Boundary, Montagne Noire, France. *Palaeontographica A*, 188 (1-3): 1-18.
- HOUSE M.R., SCRUTTON C.T. & BASSETT M.G. eds (1979). — The Devonian System (P.A.D.S., Bristol, 1978). *Special Papers in Palaeontology*, 23: 353 p.
- HOUSE M.R. & ZIEGLER W. eds. (1997). — On sea-level fluctuations in the Devonian. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199: 321 p.
- JOHNSON J.G. & SANDBERG C.A. (1988). — Devonian eustatic events in the western United States and their biostratigraphic responses. In: MCMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. (eds), Devonian of the World. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 14, III: 171-179.
- KLAPPER G., FEIST R., BECKER R.T. & HOUSE M.R. (1994). — Definition of the Frasnian/Famennian Stage Boundary. *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, 11 : 26-34.
- KLAPPER G., FEIST R. & HOUSE M.R. (1987). — Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian series Boundary. *Episodes*, 10 (4): 97-101.
- LETHIERS F. (1996). — *Evolution de la biosphère et événements géologiques*. Gordon and Breach Science Publishers, 321p.
- MCGHEE G.R. (1996). — *The Late Devonian Mass Extinction. The Frasnian/Famennian crisis*. Columbia University Press, "Critical Moments in Paleobiology and Earth History Series": 303 p.
- MCLAREN D.J. (1977). — The Silurian-Devonian Boundary Committee. A final report. In: MARTISSON A. (ed.), The Silurian-Devonian Boundary. *International Union of Geological Sciences, series A*, 5: 1-34.

- MCMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds (1988). — Devonian of the World (Proceedings of the Second International Symposium of the Devonian System, Calgary, 1987). *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir* 14, I: 795 p., II: 674 p, III: 714 p.
- ODIN G.S. (2002). — Echelle stratigraphique. Société Géologique de France [World Wide Web address : <http://sgfr.free.fr/Images/echelle-stratigraphique.jpg>].
- OLIVER Jr. W.A. & CHLUPAC I. (1991). — Defining the Devonian: 1979-1989. *Lethaia, Forum*, 24: 119-122.
- OSWALD D.H. ed. (1968). — Devonian of the World (International Symposium on the Devonian System, Calgary, Canada, 1967). *Alberta Society of Petroleum Geology*, 1: 1055 p., 2: 1377 p.
- REMANE J., BASSETT M.G., COWIE J.W., GOHRBANDT K.H., LANE H.R., MICHELSEN O. & WANG Naiwen (1997). — Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter*, 14: 15-19.
- TRIBOVILLARD N., AVERBUCH O., DEVLEESCHOUWER X., RACKI G. & RIBOLLEAU A. (2004). — Deep-water anoxia at the Frasnian-Famennian boundary (La Serre, France): a tectonically-induced Late Devonian oceanic anoxic event ? *Terra Nova*, 16 (5) : 288-295.
- WALLISER O.H. (1996). — Global Events in the Devonian and Carboniferous. In: WALLISER O.H. (ed.), *Global Events and Event Stratigraphy*, Springer Verlag: 225-250.
- WALLISER O.H., BULTYNCK P., BECKER R.T. & HOUSE M.R. (1995). — Definition of the Eifelian-Givetian Stage Boundary. *Episodes*, 18: 107-115.
- ZIEGLER W. (1979). Historical subdivisions of the Devonian. In: HOUSE M.R., SCRUTTON C.T. & BASSETT M.G. (eds), *The Devonian System. Special Papers in Palaeontology*, 23: 23-47.
- ZIEGLER W. & KLAPPER G. (1985). — Stages of the Devonian System. *Episodes*, 8 (2): 104-109.

CARBONIFERE (MISSISSIPPIEN ET PENNSYLVANIEN)

Carboniferous (Mississippian and Pennsylvanian)

par Marie LEGRAND-BLAIN (*) et Daniel VACHARD (**)

I. — LE CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE : SUCCESSION D'ETAGES DE REFERENCE EN ENVIRONNEMENTS MARINS

Les GSSP ("Global Stratotype Section and Point"), entérinés par l'I.U.G.S. (International Union of Geological Sciences), sont : (1) base du Carbonifère ; (2) "Mid-Carboniferous Boundary", entre sous-systèmes Mississippien et Pennsylvanien ; (3) base du Permien.

(3) GSSP Base du Permien (# 296 Ma)	Gzhélien
Pennsylvanien	Kasimovien
	Moscovien
	Bashkirien
(2) GSSP Mid-Carboniferous Boundary (# 320 Ma)	Serpukhovien
Mississippien	Viséen
	Tournaisien
(1) GSSP Base du Carbonifère (# 354 Ma)	

Il s'agit d'orthographes anglicisées; les translittérations appropriées à la phonétique française seraient Serpoukhovien, Bachkirien, Kassimovien et Gjélien.

II. — LES LIMITES RECONNUES INTERNATIONALEMENT

1) Limite de base du Carbonifère.

Ancienne définition (2^{ème} Congrès du Carbonifère, Heerlen, 1935, p. 4-6) : apparition de la goniatite *Gattendorfia subinvoluta*, dans des faciès à céphalopodes développés en

Allemagne. Actuellement, définition par conodontes au voisinage de cette ancienne limite.

GSSP : La Serre, colline près des villages de Cabrières et de Neffiès, Hérault, France (Paproth *et al.*, 1991). Critères biostratigraphiques : apparition du conodonte *Siphonodella sulcata* dans la lignée *S. praesulcata - sulcata* ; de trilobites. Inconvénients : remaniements possibles des conodontes en faciès oolithique et en contexte de tempestites distales ; absence de goniatites et de spores (Flajs & Feist, 1988 ; Feist *et al.*, 2000) ; microflore et microfaune carbonatées rares et d'affinités finidévoniennes, encore struniennes (Vachard, 1988).

GSSP auxiliaire : Hasselbachtal, Massif Schisteux Rhénan, Allemagne (Becker & Paproth, 1993 ; Bless *et al.*, 1993). Base de la zone à spores VI à *Vallatisporites vallatus* et *Retusotriletes incohatus* ; présence de goniatites de la zone à *Acutimitoceras prorsum* (devançant quelque peu les *Gattendorfia*).

2) Mid-Carboniferous boundary : entre Mississippien et Pennsylvanien.

En Amérique du Nord, le Mississippien (Vallée du Mississippi, faciès marins surtout calcaires) et le Pennsylvanien (Houiller des Appalaches) sont deux sous-systèmes généralement séparés par hiatus et discordances. Les corrélations avec l'Europe ont montré que la coupure majeure - base du Pennsylvanien - se situe plus haut que la limite Dinantien-Silésien, au sein du Namurien inférieur. C'est la "Mid-Carboniferous boundary" ou limite médio-carbonifère, adoptée maintenant en stratigraphie globale. Elle correspond à une crise biologique = "Mid-Carboniferous Event" (Walliser, 1996 : 243-244). Les extinctions de foraminifères ("no man's land" de Mamet & de Batz, 1989) relèvent peut-être aussi de cet événement.

(*) "Tausia", 216 Cours du Général de Gaulle, F-33170 Gradignan. E-mail : legrandblain@wanadoo.fr

(**) Université des Sciences et Technologies de Lille, Sciences de la Terre, UMR 8014 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex. E-mail : daniel.vachard@univ-lille1.fr

GSSP ratifié IUGS 1996 : Arrow Canyon, Nevada, U.S.A. (Lane *et al.*, 1999 ; Richards *et al.*, 2002). Coupe quasi-continue entre le sommet du Mississippien et la base du Pennsylvanien, exceptionnelle pour l'Amérique. Apparition des conodontes de la zone à *Declinognathodus noduliferus*. Inconvénients : présence dans la coupe de paléosols ; absence de céphalopodes ; les faunes et microfaunes carbonatées benthiques d'Amérique du Nord sont beaucoup plus pauvres que celles d'Eurasie.

Stratotype européen proposé : Stonehead Beck, North Yorkshire, Grande-Bretagne (Riley *et al.*, 1995) : apparition des conodontes de la zone à *Declinognathodus noduliferus*, contemporaine des goniatites de la zone H1a à *Isohomoceras*. La continuité de cette coupe est contestée (Lane *et al.* 1999, Richards *et al.* 2002).

En Europe occidentale, le Dinantien = Tournaisien + Viséen = "Calcaire carbonifère", est suivi du Silésien = Namurien + Westphalien + Stéphanien = "Houiller".

En Russie, le Carbonifère est couramment divisé en : Carbonifère inférieur = Tournaisien à Serpukhovien ; Carbonifère moyen = Bashkirien - Moscovien ; Carbonifère supérieur = Kasimovien - Gzhélien.

3) Limite de base du Permien = Gzhélien/Assélien

GSSP : Aidaralash, Kazakhstan, Oural méridional. Coupe continue, sédiments de mer peu profonde, très fossilifères (Davydov *et al.*, 1998; Dunn *et al.*, 2001). Base de la zone à conodontes *Streptognathodus isolatus*. Foraminifères : *Sphaeroschwagerina vulgaris* apparaît légèrement plus haut. Ce genre-marqueur, assez répandu en Téthys et dans la Province Oural-Spitzberg, fait complètement défaut dans le Mid-Continent et au Texas, d'où les difficultés de corrélation avec le Bursumien et le Wolfcampien (Davydov, 2001).

La limite Carbonifère-Permien ne peut pas être actuellement établie dans les bassins continentaux d'Europe occidentale, en l'absence des fossiles marins caractéristiques. Elle se situerait au sein de l'Autunien (Izart *et al.*, 1998b).

III. — LES ETAGES DU CARBONIFERE

1) Tournaisien.

Coupes de référence en Belgique, synclinorium de Dinant (et non Tournai, trop pauvre en microfaunes). Subdivisions anciennes du Tournaisien de Belgique parfois encore citées : Tn1b (le Tn1a, qui est le Calcaire d'Etroeungt ou Strunien, est passé dans le Dévonien terminal) - Tn2a-b-c - Tn3a-b-c.

En Belgique, deux étages régionaux : Hastarien et Ivorien (Conil *et al.*, 1977, p. 368 ; Paproth *et al.*, 1983), reconnus en France dans l'Avesnois (Hance *et al.*, 2001).

Hastarien = approximativement Tn1b-Tn2. Coupe de référence à Hastière, vallée de la Meuse. Base de l'étage : apparition des conodontes de la zone Cc1 à *Siphonodella* (mais absence des espèces *praesulcata-sulcata*, marquant la base du Carbonifère ; il y aurait un hiatus au passage

Dévonien-Carbonifère). Foraminifères de la zone Cf1 à *Chernyshinella* et *Tournayellina*.

Ivorien = Tn3. Coupes de référence à Yvoir, vallée de la Meuse, et route de Salet, vallée de la Molignée. Base : conodontes de la zone Cc2 à *Dollymae hassi*, *Polygnathus communis carina*. Foraminifères des zones Cf 2 à *Latiendothyranopsis*, *Tournayella* et *Paraendothyra* et Cf 3 à *Tetrataxis* et *Eotextularia* (Conil *et al.*, 1991).

Dans les Iles Britanniques, étage régional Courceyan (George *et al.*, 1976, p. 6 ; Hance & Poty, 2002). Coupe de référence : Old Head of Kinsale, County Cork, Irlande. Critère biostratigraphique de base: miospores de la zone VI à *Vallatisporites vallatus* et *Retusotrilites incohatus*.

2) Viséen.

Stratotype de base du Viséen établi en 1969 (C.R. 6^{ème} Congr. Strat. Carbonifère, Sheffield, 1967) à Bastion (Dinant), apparition du foraminifère *Eoparastaffella*.

Ce stratotype est remis en question (Conil *et al.*, 1989, 1991; Hance *et al.*, 1997) : en Belgique, le passage Tournaisien-Viséen s'effectue en période de bas niveau marin, avec des variations de faciès brutales - notamment autour des biohermes waulsortiens - et des interruptions de sédimentation (Hance *et al.*, 2001 ; Poty *et al.*, 2002). Un groupe de travail recherche des coupes de référence plus continues en faciès subtidaux (notamment en Chine du Sud et en Iran) et les lignées évolutives significatives d'*Eoparastaffella*. Ce sera le seul benthique dont la FAD caractérisera la base d'un étage paléozoïque (Davydov, 2002).

Coupes de référence : Belgique, environs de Dinant et Namur (et non Visé où l'on ne trouve que du Warnantien discordant sur le Frasnien). Subdivisions anciennes du Viséen de Belgique parfois encore citées : V1a-b - V2a-b - V3a-b-c.

a) En Belgique, étages régionaux : Moliniacien, Livien, Warnantien (Conil *et al.*, 1977, p. 368-369), reconnus en France dans l'Avesnois et le Boulonnais (Hance *et al.*, 2001).

Moliniacien = V1-V2a. Coupe de référence : Vallée de la Molignée, route de Salet. Base : conodontes de la zone Cc4 à *Mestognathus praebeckmanni* ; foraminifères : zone Cf4 à *Valvulinella* puis *Eoparastaffella*. La base du Moliniacien se situe plus bas que celle de l'ancienne limite Tournaisien-Viséen (Conil *et al.*, 1989, p. 180 ; Hance *et al.*, 2001).

Livien = V2b-V3a. Coupe de référence : Livics, aire de Namur. Base : foraminifères de la zone Cf5 à *Koskinotextularia* et *Pojarkovella nibelis*. Brachiopodes : apparition des Gigantoproductidés qui peupleront les faciès néritiques jusqu'au sommet du Serpukhovien.

Warnantien = V3 b-c. Coupes de référence : Thon-Samson, aire de Namur et Warnant, N-W de Dinant. Base : foraminifères de la zone Cf 6 à *Neoarchaediscus* et *Vissariotaxis*.

b) Dans les Iles Britanniques, étages régionaux : Chadian, Arundian, Holkerian, Asbian, Brigantian (George *et al.*, 1976 ; Riley, 1993 ; Hance *et al.*, 2002).

c) En Russie et Ukraine, les corrélations avec les étages belges ont été précisées (Hecker, 2002).

3) Serpukhovien.

Coupes de référence : (a) carrières et localités le long de la rivière Oka, synclise de Moscou : « horizons » ou étages régionaux Tarussky, Steshevsky et Protvinsky : calcaires marins néritiques ; (b) la partie supérieure du Serpukhovien, absente dans le bassin de Moscou, est définie dans le Donetz : horizon Zapalyubinsky, terrigènes et calcaires.

Les goniatites (*Cravenoceras*, *Delepinoceras*, *Lusitanoceras*) et foraminifères ("*Neoarchaediscus*" *parvus*-*Pseudoendothyra*" *globosa* ; *Eosigmoilina explicata*) du Serpukhovien permettent une corrélation avec le Namurien inférieur d'Europe occidentale : Pendleien E1 et Arnsbergien E2 (Vdovenko *et al.*, 1990). La limite Serpukhovien - Bashkirien, précédemment située au sommet de la zone à *Homoceras* (Aizenverg *et al.*, 1979 a-b ; Poltaev *et al.*, 1991), a été abaissée pour coïncider avec la "Mid-Carboniferous boundary" (Nemirovskaya & Alekseev, 1995). Cette zone à *Homoceras* a porté différents noms d'étages en Russie et en Ukraine: Bogdanovsky, Voznesensky, etc.

4) Bashkirien.

Stratotype : Askyn River, Bashkirie, Oural S-W. Calcaires néritiques, en petits bancs bien stratifiés.

Bashkirien inférieur : "Horizons" ou étages régionaux Bogdanovsky, Syuransky, Akavassky et Askynbashsky. La base du Bashkirien, récemment modifiée, est en conformité avec la Mid-Carboniferous boundary (Proust *et al.*, 1996 ; Kulagina & Pazukhin, 2002) : conodontes des zones à *Declinognathodus noduliferus* ; goniatites de la zone à *Homoceras* ; foraminifères des zones à *Plectostaffella bogdanovkensis*, "*P.*" *varvariensis*, "*Eostaffella*" *pseudotruevi*. Chez les brachiopodes, après la disparition au Serpukhovien terminal des grands Productides, Gigantoproductides et Striatiférides, apparition des Spiriférides Choristitides qui domineront les peuplements benthiques jusqu'à la fin du Carbonifère.

Bashkirien supérieur : "horizons" Tashastinsky et Asatausky : conodontes *Declinognathodus marginodosus* ; goniatites des zones à *Branneroceras*-*Gastrioceras* ; foraminifères *Profusulinella parva*, *Ozawainella pararhomboidalis*, *Tikhonovichiella tikhonovichi*.

Le Bashkirien a pour équivalents en Europe occidentale : le Namurien H-R-G et le Westphalien inférieur A (+ B *pro parte*).

5) Moscovien.

Coupes de référence : sud de la synclise de Moscou, faciès marins terrigènes puis calcaires néritiques à fusulines (Ivanova *et al.*, 1979 ; Makhlina *et al.*, 1997 ; Isakova, 2002).

Quatre "horizons", établis d'assez longue date et assez stables: Vereisky, Kashirsky, Podolsky, Myachkovsky. Quelques auteurs distinguent parfois, sous différents noms, un cinquième horizon, entre Véréisky et Kashirsky. Base du Moscovien : biozone à conodontes *Declinognathodus donetzianus* et/ou *Idiognathoides postsulcatus* ; biozone à

goniatites: *Winslowoceras* et *Diaboloceras* (e.g. Davydov, 2002) ; biozone à foraminifères *Aljutovella aljutovica*, *Depratina prisca* et "*Schubertella*" *pauciseptata*, souvent remplacée localement par des associations à *Eofusulina triangula* et *Neostaffella subquadrata*. Par l'intermédiaire de la succession du Donetz (Wagner *et al.*, 1985 ; Izart & Vachard, 1994 ; Izart *et al.*, 1996, 1998a), on corrèle comme suit le Moscovien avec le Silésien d'Europe occidentale : Westphalien B supérieur, C, D + Stéphanien basal.

6) Kasimovien.

Coupes de référence : synclise de Moscou et Donetz, calcaires (Rauzer-Chernousova *et al.*, 1979). Trois "horizons" : Krevyakinsky, Khamovnichevsky (= Afanevsky), Dorogomilovsky (Kagarmanov & Donakova, 1990 ; Makhlina *et al.*, 2002).

Base du Kasimovien : classiquement, biozone à foraminifères *Protriticites pseudomontiparus-Obsoletes obsoletus* (Kagarmanov & Donakova, 1990 ; Davydov, 2002 ; Villa *et al.*, 2002) ; biozone de goniatites à *Dunbarites-Parashumardites*. Nouveaux marqueurs proposés (Davydov, 2002) : fusulines: FAD de *Protriticites*, *Praeobsoletes* et conodonte *Streptognathodus subexcelsus*, ou *Protriticites* plus évolués (*P.* ex gr. *globulus*) associé au même conodonte, ou conodonte *Idiognathodus nodocarinatus*. Equivalence en Europe occidentale : Stéphanien basal et Stéphanien A = Cantabrien supérieur-Barruelien (Izart *et al.*, 1998b, log. 37 p. 578), à Stéphanien B *pro parte* selon études palynologiques (Coquel & Rodriguez, 1995). Equivalence partielle avec le Missourien d'Amérique du Nord (Davydov, 1996).

7) Gzhélien.

Coupes de référence : N-E de la synclise de Moscou (e.g. Rauzer-Chernousova *et al.*, 1979). "Horizons" : Dobryatinsky (= Rechitsky et Amerevsky), Pavlovo-Posadsky et Noginsky (= Noginsky et Melekhovsky) (Kagarmanov & Donakova, 1990 ; Makhlina *et al.*, 2002).

Base du Gzhélien : biozone à foraminifères *Rauserites stuckenbergi* (*R. rossicus* est également une espèce importante) ; biozone à conodonte *Streptognathodus zethus* ; pas de zone certaine à goniatites. Les dernières zones à fusulines *Daixina sokensis* et *Bosbytauella* (= *Ultra-daixina*) *bosbytauensis* et la zone à goniatites *Shumardites-Vidrioceras/Emilites* sont parfois rattachées à un étage Orenburgien (e.g. Davydov, 2001, 2002). Equivalence en Europe occidentale : Stéphanien B - C + Autunien *pro parte*. Le très fort endémisme des microfaunes de fusulinides complique les corrélations entre la Téthys, l'Oural et l'Amérique du Nord (équivalence partielle avec le Virgilien ; Davydov, 1996, 2002).

IV. — LE "HOULLER" D'EUROPE OCCIDENTALE OU SILESIEN (= NAMURIEN + WESTPHALIEN + STEPHANIEN)

1) Namurien.

Situé de part et d'autre de la "Mid-Carboniferous boundary", incomplet à sa base en Belgique, le Namurien disparaît de la chronostratigraphie globale, mais reste en usage en Europe nord-occidentale. Dans des sédiments

marins à paraliques très pauvres en houille ("stériles"), le Namurien a été subdivisé grâce à des niveaux à goniatites en étages régionaux, définis en Grande-Bretagne (cf. Ramsbottom, 1969, 1978 ; Cleal & Thomas, 1996) : Pendleian = E1 ; Arnsbergian = E2 ; Chokierian = H1 ; Alportian = H2 ; Kinderscoutian = R1 ; Marsdenian = R2 ; Yeadonian = G1.

En Belgique, le Namurien (Assises de Chokier et d'Andenne) est divisé en : Namurien A = zones E et H ; Namurien B = zone R ; Namurien C = zone G.

Pendleian : Pendle Hill, Lancashire. Goniatites de la zone E 1, *Eumorphoceras* et *Cravenoceras leion*. En Belgique, le Pendleien est soit absent, soit mal identifié à la base de l'Assise de Chokier (Delmer *et al.*, 2002).

Arnsbergian : goniatites de la zone E2, *Eumorphoceras bisulcatum*. Foraminifères de la zone Cf7 à *Eosigmoilina*.

("Mid-Carboniferous Boundary" entre Mississippien et Pennsylvanien)

Chokierian. Stratotype de l'étage et position proposée pour la "Mid-Carboniferous boundary" : Stonehead Beck, Yorkshire (Riley *et al.*, 1995). Goniatites de la zone à *Isohomoceras subglobosum*, *Homoceras beyrichianum* ; conodontes de la zone à *Declinognathodus noduliferus*.

Alportian. Stratotype : Blake Brook, Staffordshire. Goniatites de la zone H2 à *Hudsonoceras proteus*, *Homoceratoides praereticulatus*.

Kinderscoutian. Stratotype : River Darwen, Lancashire ; zone R 1 à *Reticuloceras circumplicatilis*, *R. reticulatum*.

Marsdenian. Stratotype : Park Clough, Marsden, Yorkshire ; zone R2 à *Bilinguites gracilis*, *Bilinguites superbilinguis*.

Yeadonian. Stratotype : Orchard Farm, Longnor, Staffordshire ; zone G1 à *Cancelloceras cancellatum*, *C. cumbriense* (Nikolaeva & Kullmann, 1995) ; dans les bassins du Nord - Pas-de-Calais, apparition des flores westphaliennes (Laveine, 1987).

2) Westphalien.

"Houiller productif" d'Europe nord-occidentale - dénomination d'après la Westphalie, bassin de la Ruhr. Une subdivision du Westphalien en 3 termes, A, B, C, fut adoptée lors du 1^{er} Congrès de Stratigraphie du Carbonifère (à Heerlen en 1927). La sédimentation, paraliq, comporte des passées marines de large extension géographique ; biozones à macro-et microflores (Wagner, 1984 ; Laveine, 1987 ; Cleal & Thomas, 1996), bivalves non marins, goniatites ; niveaux-repères de tonsteins, issus de lessivage de cinérites, indiquant des épisodes volcaniques ; des tentatives de stratigraphie séquentielle ont été présentées (Izart & Vachard, 1994). Le Westphalien terminal D, entièrement continental, a été établi en Lorraine - Sarre, lors du 2^{ème} Congrès de Stratigraphie du Carbonifère (à Heerlen, 1935). Des étages régionaux ont été créés : équivalents du Westphalien A, B, C en Grande-Bretagne (Langstettien, Duckmantien, Bolsovien) ; du Westphalien D en Espagne (Asturien). En France, la stratigraphie du Westphalien a été étudiée en détail dans des

puits d'exploitation houillère : bassin du Nord et du Pas-de-Calais, sous une couverture crétacée épaisse de 50 à 250 m (Bouroz *et al.*, 1964), et bassin de Lorraine, sous des mort-terrains du Trias (Guerrier, 1964). Depuis la fermeture de la plupart des mines, on ne peut observer les dépôts westphaliens du Nord de l'Europe qu'en de rares affleurements, notamment en Grande-Bretagne où existe un projet de géoconservation (Evans *et al.*, 2000, 2001).

Westphalien A = Langstettien (Owens *et al.*, 1985). Stratotype : Langstett, Yorkshire. Base : horizon marin à *Agastrioceras subcrenatum*. Flores de la zone à *Lyginopteris hoeninghausi*. En France : sommet de l'Assise de Flines et Assise de Vicoigne - à la base de celle-ci, niveau marin "Passée de Laure".

Westphalien B = Duckmantien (Owens *et al.*, 1985). Stratotype : Duckmanton, Derbyshire. Base : horizon marin à *Anthracoerates vanderbeckei*. Flores de la zone à *Lonchopteris rugosa*. En France : Assise d'Anzin, dont la base est le "Niveau marin de Poissonnière".

Westphalien C = Bolsovien (Riley *et al.*, 1985 ; Owens *et al.*, 1985). Stratotype : Stairfoot, Barnsley, Yorkshire. Base : horizon marin à *Donetzoceras aegiranum*. Flores à *Paripteris linguaefolia*. En France : partie inférieure de l'Assise de Bruay, débutant avec le niveau marin "Rimbert".

Westphalien D : Assise de la Houve en Lorraine, surmontée en ravinement par le Conglomérat de Holz du Stéphanien (Bertrand & Pruvost, 1937). Apparition de flores à *Neuropteris ovata*, permettant d'attribuer au Westphalien D la partie supérieure de l'Assise de Bruay (Laveine, 1987). En Espagne où le Westphalien D est marin/continental, proposition du nom d'étage Asturien : stratotype à Riosa, bassin houiller d'Asturie centrale (Wagner *et al.*, 2002). Les fossiles marins sont contemporains de ceux du Moscovien supérieur : Podolsky et Myatchkovsky pro parte. G.B. Vaï (comm. pers.) objecte que cette dénomination risque d'être confondue avec la phase tectonique asturienne.

3) Stéphanien.

"Houiller" limnique du Massif Central Français où il est entièrement continental, discordant sur le socle. Dans le bassin de St Etienne -origine de son nom- le Stéphanien a été subdivisé (Jongmans & Pruvost, 1951) en : Stéphanien A, Poudingue autochtone de Rive-de-Gier ; Stéphanien B et C, houiller productif charrié, Assises de St Etienne et d'Avaise ; Stéphanien D charrié (Bouroz & Doubinger 1974), Formation de Couronnement. Lorsque le Stéphanien du Massif Central est surmonté par l'Autunien, c'est généralement en discordance soit angulaire, soit cartographique (Courel, 1987). Le Stéphanien est continental en divers massifs hercyniens français, notamment en Lorraine, où il est discordant sur le Westphalien D. Dans ce contexte orogénique de dépôts dispersés, discontinus, les limites inférieure et supérieure du Stéphanien ne peuvent guère être précisées ; des alternances de flores hygrophiles et mésoxérophiles annoncent le cortège floristique xérophile de l'Autunien.

Dans les Monts Cantabriques, d'épais dépôts marins et continentaux contemporains du Stéphanien inférieur (Bouroz *et al.*, 1972) permettent d'établir des étages régionaux : Cantabrien et Barruelien, corrélables d'une part avec le

Carbonifère marin de Russie, d'autre part avec les bassins limniques de France, malgré des différences de compositions floristiques probablement écologiques (Doubinger *et al.*, 1995).

Cantabrien (Wagner, 1969) : Stéphanien basal, dont les flores à *Odontopteris cantabrica* sont intermédiaires entre celles du Westphalien D terminal et du Stéphanien A. Stratotype : Velilla de Taronte, Palencia, Espagne. Foraminifères d'âge moscovien élevé (Myachkovien) à kasimovien inférieur (Villa in Izart *et al.*, 1998b, p. 531, fig. 6).

Barruelien = Stéphanien A (Wagner & Winkler Prins, 1985). Stratotype : Barruelo de Santullan, Palencia, Espagne. Macroflores : *Lobatopteris lamuriana*. Foraminifères d'âge kasimovien.

Forézien = Stéphanien B-C et D p.p. (Doubinger *et al.*, 1995, p. 315-317). "Cette unité biostratigraphique, définie par son contenu floristique global, peut être regardée comme l'équivalent continental de l'étage marin "Gzhélien", sans qu'il soit possible pour l'instant d'estimer le degré de synchronisme de leurs limites inférieures et supérieures respectives ... Reste à sélectionner et à définir, dans son "para-stratotype continental" de Saint-Etienne, les assises correspondant à ses limites inférieure et supérieure". La limite Forézien/Autunien n'est pas précisée au sein du "Stéphanien D" (Doubinger *et al.*, 1995, Tableau 7, p. 305). Macroflores : abondance des *Alethopteris zeilleri*, *Sphenophyllum longifolium*, *Odontopteris subcrenulata* ; déclin et disparition des Lycophytes ; apparition d'*Autunia conferta*.

BIBLIOGRAPHIE (*)

- AIZENVERG D.E., BRAZHNIKOVA N.E., VASSILYUK N.P., REITLINGER E.A., FOMINA E.V. & EINOR O.L. (1979 a). — The Serpukhovian stage of the lower Carboniferous of the USSR. In : WAGNER R.H. *et al.*, The Carboniferous of the U.S.S.R. *Yorkshire Geol. Soc. Occasional Publ.*, 4 : 43-59.
- AIZENVERG D.E. *et al.* (1979 b). — The Carboniferous sequence of the Donetz basin : a standard section for the Carboniferous system. In : WAGNER R.H. *et al.*, The Carboniferous of the U.S.S.R. *Yorkshire Geol. Soc. Occasional Publ.*, 4 : 197-224.
- BECKER R.T. & PAPROTH E. (1993). — Auxiliary stratotype sections for the Global Stratotype Section and Point (GSSP). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 115 (2) : 703-706.
- BERTRAND P. & PRUVOST P. (1937). — La question du Westphalien et du Stéphanien en France. In : C.R. 2^o Congrès Avanc. Etudes Strat. Carbonifère (Heerlen, 1935), 1 : 81-83.
- BLESS M.J.M., BECKER R.T., HIGGS K., PAPROTH E. & STREEL M. (1993). — Eustatic cycles around the Devonian-Carboniferous boundary and the sedimentary and fossil record in Sauerland (Federal Republic of Germany). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 115 (2) : 689-702.
- BOUROZ A., BUISINE M., CHALARD J., DALINVAL A. & DOLLE P. (1964). — Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. Voyage d'étude n^o 1. In : C.R. 5^o Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Paris, 1963), 1 : 3-33.
- BOUROZ A., KNIGHT J.A., WAGNER R.H. & WINKLER PRINS C.F. (1972). — Sur la limite Westphalien-Stéphanien et sur les subdivisions du Stéphanien inférieur sensu lato. In : C.R. 7^o Congr. intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Krefeld, 1971), 1 : 241-261.
- BOUROZ A. & DOUBINGER J. (1974). — Les relations entre le Stéphanien supérieur et l'Autunien d'après le contenu de leurs stratotypes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 279 : 1745-1748.
- CLEAL C.J. & THOMAS B.A. (1996). — *British Upper Carboniferous Stratigraphy*. Chapman & Hall : 1-328.
- CONIL R., GROESSENS E. & PIRLET H. (1977). — Nouvelle charte stratigraphique du Dinantien type de la Belgique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 96 (4) : 363-371.
- CONIL R., GROESSENS E., LALOUX M. & POTY E. (1989). — La limite Toumaisien/Viséen dans la région-type. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 112 (1) : 177-189.
- CONIL R., GROESSENS E., LALOUX M., POTY E. & TOURNEUR F. (1991). — Carboniferous guide Foraminifera, corals and conodonts in the Franco-Belgian and Campine basins : their potential for widespread correlation. *Courier Forsch.-Inst. Senckenb.*, 130 : 15-30.
- COQUEL R. & RODRIGUEZ R.M. (1995). — Etude palynologique du Cantabrien et du Barruelien dans les régions de Barruelo et de Tejerina (Nord-Ouest Espagne). *Sci. Géol. Bull.*, 48 (1-3) : 49-61.
- COUREL L. (1987). — Les bassins houillers du Paléozoïque supérieur continental du Massif Central français ; dynamique sédimentaire. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106 : 229-237.
- DAVYDOV V.I. (1996). — Fusulinid biostratigraphy and the correlation of Moscovian-Guadalupian North American, Tethyan and Boreal (Russian Platform/Uralian) standards. *Permophiles*, 29 : 47-52.
- DAVYDOV V.I. (2001). — The terminal stage of the Carboniferous: Orenburgian versus Bursumian. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 19 : 58-64.
- DAVYDOV, V.I. (2002). — Carboniferous system and the current status of its subdivisions. In : CHUVASHOV B.I. & AMON E.O. (eds.), *Stratigrafiya i paleogeografiya Karbona Evrazii*, Ekaterinburg : 92-111.
- DAVYDOV V.I., GLENISTER B.F., SOUBISA C., RITTER S.M., CHERNYKH V.V. & WARDLAW B.R. (1998). — Proposal of Aidaralash as Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Permian System. *Episodes*, 21 : 11-18.
- DELMER A., DUSAR M. & DELCAMBRE B. (2002). — Upper Carboniferous lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4 (1-2) [2001] : 95-103.
- DOUBINGER J. & VETTER P. (1985). — Le Stéphanien en France. In : C.R. 10^o Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Madrid, 1983), 1 : 45-54.

(*) La bibliographie a été arrêtée en 2003.

- DOUBINGER J., VETTER P., LANGIAUX J., GALTIER J. & BROUTIN J. (1995). — La flore fossile du bassin houiller de Saint-Etienne. *Mém. Mus. nat. Hist. Nat. Paris*, 164 : 1-356.
- DUNN M.T., SPINOSA C. & WARDLAW B.R. (2001). — Invertebrate faunas and preliminary palynology, Carboniferous-Permian boundary stratotype, Aidaralash creek, Kazakhstan. *Natura Bresciana Monogr.*, 25 : 319-326.
- EVANS B., CLEAL C.J. & THOMAS B.A. (2000-2001). — Exposures of the Westphalian Series in the upper Neath and Swansea Valleys, South Wales. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 18 [2000] : 23-25 ; 19 [2001] : 45-47.
- FEIST R., FLAJS G. & GIRARD C. (2000). — The stratotype section of the Devonian-Carboniferous boundary. *Courier Forsch.-Inst. Senckenb.*, 225 : 77-82.
- FLAJS G. & FEIST R. (1988). — Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). *Courier Forsch.-Inst. Senckenb.*, 100 : 53-147.
- GEORGE T.N., JOHNSON G.A.L., MITCHELL M., PRENTICE J.E., RAMSBOTTOM W.H.C., SEVASTOPULO G.D. & WILSON R.B. (1976). — A correlation of Dinantian rocks in the British Isles. *Geological Society Special Report n° 7* : 1-87.
- GUERRIER R. (1964). — Bassin de Lorraine. Voyage d'étude n° 2. In : C.R. 5° Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Paris, 1963), 1 : 35-44.
- HANCE L. *et al.* (1997). — The search for a new Tournaisian-Viséan boundary stratotype. *Episodes*, 20 (3) : 176-180.
- HANCE L., POTY E. & DEVUYST F.X. (2001). — Stratigraphie séquentielle du Dinantien type (Belgique) et corrélations avec le Nord de la France (Boulonnais, Avesnois). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 172 (4) : 411-426.
- HANCE L. & POTY E. (2002). — Sequence stratigraphy of the Belgian lower Carboniferous : tentative correlation with British Isles. In: HILLS L.V., HENDERSON C.M. & BAMBER E.W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19 : 41-51.
- HECKEL Ph. H. (2003). — Updated cyclothem constraints on radiometric dating of the Pennsylvanian succession in North America and its correlation with dates from Europe. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, 21 : 12-20.
- HECKER M. (2002). — Correlation of the Dinantian of the East European Platform and Urals with the type area (Belgium). In: HILLS L.V., HENDERSON C.M. & BAMBER E.W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19, 52-78.
- ISAKOVA T.N. (2002). — Moscovian foraminiferal biostratigraphy in the type region (Russia). In: HILLS L.V., HENDERSON C.M. & BAMBER E.W. (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19 : 448-460.
- IVANOVA E.A., SOLOVIEVA M.N., SHIK E.M. *et al.* (1979). — The Moscovian stage in the USSR and through the world. In : WAGNER R.H. *et al.*, The Carboniferous of the U.S.S.R. *Yorkshire Geol. Soc. Occasional Publ.*, 4 : 117-146.
- IZART A., BRIAND C., VASLET D., VACHARD D., COQUEL R. & MASLO A. (1996). — Stratigraphy and sequence stratigraphy of the Moscovian in the Donetz basin. *Tectonophysics*, 268 : 189-209.
- IZART A., BRIAND C., VASLET D., VACHARD D., BROUTIN J., COQUEL R., MASLO A., MASLO N. & KOZITSKAYA R. (1998a). — Stratigraphy and sequence stratigraphy of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the Donetz Basin. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, 177 : 9-33.
- IZART A. *et al.* (35 auteurs) (1998b). — Stratigraphic correlations between the continental and marine Tethyan and Peri-Tethyan basins during the Late Carboniferous and the Early Permian. *Geodiversitas*, 20 (4) : 521-593 + 1 fig. inset.
- IZART A. *et al.* (12 auteurs) (2003). — Sequence stratigraphy and correlation of late Carboniferous and Permian in the CIS, Europe, Tethyan area, North Africa, Arabia, China, Gondwanaland and the USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196 : 59-84.
- IZART A. & VACHARD D. (1994). — Subsidence tectonique, eustatisme et contrôle des séquences dans les bassins silésiens de l'Europe de l'Ouest, de la C.E.I. et des U.S.A. *Bull. Soc. géol. France*, 165 (5) : 499-514.
- JONGMANS W.J. & PRUVOST P. (1951). — Les subdivisions du Carbonifère continental. *Bull. Soc. géol. France*, 20 (5) : 335-344.
- LANE H.R., BAESEMANN J.F., BRECKLE P. & WEST R.R. (1985). — Arrow Canyon, Nevada - a potential mid-Carboniferous boundary stratotype. In : C.R. 10° Congr. intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Madrid, 1983), 4 : 429-439.
- KAGARMANOV A. K. & DONAKOVA L.M. (1990). — Reshenie mezvedomstvennogo regionalnogo stratigraficheskogo soveshchiya po srednemu i verkhnemu Paleozoyou Russkoi Platformy, Leningrad, 1988, Kamennougolnaya Sistema [Décisions de la conférence des organisations régionales stratigraphiques sur le Paléozoïque moyen et supérieur de la Plate-forme Russe. Leningrad 1988 : Système carbonifère]. *Trudy VSEGEL* : 92 fig. (non paginé).
- KULAGINA E.A. & PAZUKHIN V.S. (2002). — The Bashkirian stage as a global stratigraphic scale member of the Carboniferous. In: HILLS L.V. *et al.* (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19 : 776-779.
- LANE H.R., BRECKLE P.L., BAESEMANN J.F. & RICHARDS B. (1999). — The IUGS boundary in the middle of the Carboniferous: Arrow Canyon, Nevada, USA. *Episodes*, 22 (4) : 272-283.
- LAVEINE J.-P. (1987). — La flore du bassin houiller du Nord de la France. Biostratigraphie et méthodologie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 106 : 87-93.
- MAKHLINA M.KH., SOLOVIEVA M.N. & GOREVA N.V. (1997). — On the biostratigraphy and cyclostratigraphy of the Moscovian Stage in the type area. *Geodiversitas*, 19 (2) : 235-245.
- MAKHLINA M.KH., ALEKSEEV A.S., GOREVA N.V. & ISAKOVA T.N. (2002). — Karbon Moskovskoi sineklisy (Carbonifère de la synécise de Moscou). In : CHUVASHOV B.I. & AMON E.O. (eds.), Stratigrafiya i paleogeografiya Karbona Evrazii, Ekaterinburg : 207-212.
- MAMET B. & DE BATZ R. (1989). — Carboniferous microflora, Lisburne group, Sadlerochit Mountains, Alaska. In : C.R. 11° Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Beijing, 1987), 3 : 50-60.
- MENNING M., WEYER D., DROZDZEWSKI G., VAN AMERON H.W.J. & WENDT I. (2000). — A Carboniferous Time Scale 2000: Discussion and Use of Geological Parameters as Time Indicators from Central and Western Europe. *Geologisches Jahrbuch A*, 156 : 3-44.
- NEMIROVSKAYA T.I. & ALEKSEEV A.S. (1995). — The Bashkirian conodonts of the Askyn section, Bashkirian mountains, Russia. *Bull. Soc. belge Géol.*, 103 (1-2) [1994] : 109-133.

- NIKOLAEVA S.V. & KULLMANN J. (1995). — The Late Namurian genus *Cancelloceras* (Carboniferous Ammonoidea) and its distribution. *Paläont. Zeitschrift*, 69 (3-4) : 353-376.
- OWENS B., RILEY N. & CALVER M.A. (1985). — Boundary Stratotypes and new stage names for the lower and middle Westphalian sequences in Britain. *In* : C.R. 10° Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Madrid, 1983), 4 : 461-472.
- PAPROTH E. *et al.* (1983). — Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium, a review. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 106 : 185-239.
- PAPROTH E., FEIST R. & FLAJS G. (1991). — Decision on the Devonian-Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, 14 : 331-336.
- POLETAEV V.I., BRAZHNIKOVA N.E., VASILYUK N.P. & VDOVENKO M.V. (1991). — Local zones and major lower Carboniferous biostratigraphic boundaries of the Donets Basin (Donbass), Ukraine, U.S.S.R. *Courier Forsch.-Inst. Senckenb.*, 130 : 47-59.
- POTY E., HANCE L., LEES A. & HENNEBERT M. (2002). — Dinantian lithostratigraphic units (Belgium). *Geologica Belgica*, 4 (1-2) [2001] : 69-94.
- PROUST J.N., VENNIN E., VACHARD D., BOISSEAU T., CHUVASHOV B., IVANOVA R., MASSE P. & MASLO A. (1996). — Etude sédimentologique et biostratigraphique du stratotype du Bashkirien (Oural du Sud, Russie). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 20 (2) : 341-365.
- RAMSBOTTOM W.H.C. (1969). — Interim report of the Namurian working group. *In* : C.R. 6° Congr. intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Sheffield, 1967), 1 : 71-77.
- RAMSBOTTOM W.H.C. *et al.* (1978). — Silesian (upper Carboniferous). A correlation of Silesian rocks in the British Isles. *Geological Society Special Report*, 10 : 1-81.
- RAUZER-CHERNOUSOVA D.M., IVANOVA E.A., GROZDILOVA L.P. & MAKHLINA M.Kh. (1979). — The upper Carboniferous series. *In* : WAGNER R.H. *et al.*, The Carboniferous of the U.S.S.R. *Yorkshire Geol. Soc. Occasional Publ.*, 4 : 147-174.
- RICHARDS B.C., LANE H.R. & BRECKLE P.L. (2002). — The IUGS Mid-Carboniferous (Mississippian-Pennsylvanian) Global Boundary Stratotype Section and Point at Arrow Canyon, Nevada, USA. *In* : HILLS L.V. *et al.* (eds.), Carboniferous and Permian of the world. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19 : 802-831.
- RILEY N. (1993). — Dinantian (Lower Carboniferous) biostratigraphy and chronostratigraphy in the British Isles. *Jl. Geol. Soc. London*, 150 : 427-446.
- RILEY N., CLAQUE-LONG J., HIGGINS A.C., OWENS B., SPEARS A., TAYLOR L. & VARKER W.J. (1995). — Geochronometry and geochemistry of the European Mid-Carboniferous boundary global stratotype proposal, Stonehead Beck, North Yorkshire, UK. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 116 (2) : 275-289.
- RILEY N., RAZZO M.J. & OWENS B. (1985). — A new boundary stratotype section for the Bolsovian (Westphalian C) in Northern England. *In* : C.R. 10° Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Madrid, 1983), 1 : 35-44.
- VACHARD, D. (1988). — Calcareous microfossils (algae, pseudo-algae and foraminifera) from La Serre, Montagne Noire, France. *Courier Forsch.-Inst. Senckenb.*, 100 : 139-147.
- VDOVENKO M.V., AIZENVERG D.Y., NEMIROVSKAYA T.I. & POLETAEV V.I. (1990). — An overview of lower Carboniferous biozones of the Russian platform. *Jl. Foram. Research*, 20 (3) : 184-194.
- VILLA E., DZHENCHURAEVA H.C., FORKE H.C. & UENO K. (2002). — Distinctive features of Late Carboniferous Fusulinacean Faunas from the Western Paleo-Tethyan Realm. *In* : HILLS L.V. *et al.* (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19 : 609-615.
- WAGNER R.H. (1969). — Proposal for the recognition of a new "Cantabrian" stage at the base of the Stephanian series. *In* : C.R. 6° Congrès Carbonifère (Sheffield, 1967), 1 : 139-150.
- WAGNER R.H. (1984). — Megafloreal Zones of the Carboniferous. *In* : C.R. 9° Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Washington and Champaign-Urbana, 1979), 2 : 109-134.
- WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F., GRANADOS L.F. (Eds.) (1983). — The Carboniferous of the world. I. China, Korea, Japan & S.E.Asia. IUGS Publ. 16. Inst. geol. min. Espana : 1-243.
- WAGNER R.H. & WINKLER PRINS C.F. (1985). — Stratotypes of the two lower Stephanian stages, Cantabrian and Barruelian. *In* : C.R. 10° Congrès intern. Strat. et Géol. Carbonifère (Madrid, 1983), 4 : 473-483.
- WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F., GRANADOS L.F. (Eds.) (1985). — The Carboniferous of the world. II. Australia, Indian subcontinent, South Africa, South America, & North Africa. IUGS Publ. 20. Inst. geol. min. Espana : 1-447.
- WAGNER R.H., WINKLER PRINS C.F. (1997). — Carboniferous chronostratigraphy: *quo vadis* ? Proc. XIII Intern. Congr. Carbon. Permian (1995). *Prace Panstwowege Inst. Geol.* 157 : 187-196.
- WAGNER R.H., SANCHEZ DE POSADA L.C., MARTINEZ CHACON M.L., FERNANDEZ L.P., VILLA E. & WINKLER PRINS C.F. (2002). — The Asturian stage : a preliminary proposal for the definition of a substitute for Westphalian D. *In* : HILLS L.V. *et al.* (eds.), Carboniferous and Permian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19 : 832-850.
- WALLISER O.H. (1996). — *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic*. Springer Verlag, 1-333.



PERMIEN

Permian

par Jean-Paul DEROIN (*) avec la collaboration de Jean BROUTIN (**), Giuseppe CASSINIS (***), Georges GAND (****), Charles HENDERSON (*****), Manfred MENNING (*****), et Daniel VACHARD (*****)

I. — HISTORIQUE

L'existence du Permien, dernier système paléozoïque, a été longtemps discutée. Par exemple, les dépôts permien n'apparaissent pas en tant que tels sur la première carte géologique de la France (Dufrénoy & Elie de Beaumont, 1841-1848). Les faciès gris de base sont rapportés au Houiller, tandis que les grès rouges sus-jacents le sont au Trias. La dénomination « Permien » fut proposée par Murchison en 1844, par référence au département de Perm (Russie). La première mention du terme semble néanmoins attribuable à Helmersen (1841). D'autres auteurs employaient déjà les termes de *Pénéen* (Omalius d'Halloy), de *Dyas* (Marcou, 1859) ou de *terrain psamméthrique* (Huot). Bien que le Pénéen d'Omalius d'Halloy soit antérieur (1822, repris in 1843), c'est le terme proposé par Murchison qui a finalement prévalu. Murchison associé à Sedgwick proposa aussi pour la première fois le terme « *palaeozoïque* » pour désigner certains systèmes des temps primaires. Bien que la séparation Carbonifère-Permien ait été adoptée par de nombreux auteurs (Figuier, Lapparent...), plusieurs tentatives pour réunir les deux périodes en un système unique furent effectuées, notamment l'*Anthracolithique* (Waagen, repris par Haug en 1909, dès la première édition de son traité [1927]). Brongniard puis Neumayer dans *Erdgeschichte* furent parmi les premiers à défendre l'existence d'un système permien, en considérant les caractères spécifiques des flores (Brongniard) et des faunes marines (Neumayer). Ces caractères illustrent la transition progressive entre le monde paléozoïque et le monde mésozoïque.

La première subdivision en trois parties semble être celle de Gümbel (1888). Néanmoins, une division du Permien en deux a prévalu aussi bien en France (Permien inférieur : Autunien + Saxonien ; Permien supérieur : Thuringien) qu'en Allemagne (Rotliegende ou Dyas inférieur ; Zechstein ou Dyas supérieur). Ce découpage internationalement reconnu jusqu'à une époque récente était fondé sur les faciès

continentaux d'Europe occidentale. L'Autunien avait été choisi comme type de l'étage inférieur à partir des formations du bassin d'Autun, Saône-et-Loire (Bergeron, 1889) ; Mayer-Eymar avait proposé le terme « Autunien » dès 1881. Le Saxonien fut proposé par Lapparent et Munier-Chalmas (in Lapparent, 1900) à partir des grès rouges d'Europe centrale, notamment de Saxe. Le Thuringien, qui dès le départ a été mis en équivalence avec le Zechstein allemand, est représenté dans la forêt de Thuringe, le Permien inférieur étant tout aussi bien exposé ; il a été proposé par Renevier (1874) reprenant une proposition de Marcou (1859) (fig. 1).

II. — L'ECHELLE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE ACTUELLE

Fondée sur des bases uniquement continentales – les premiers dépôts permien marins européens ou nord-africains se situent dans les Alpes Carniques, les Dolomites, en Toscane, en Sicile et en Tunisie – la stratigraphie du Permien s'est progressivement ouverte sur les zones de dépôts marins, d'abord en Russie, en Iran, puis dans l'ensemble de la Mésogée, en Amérique et en Chine. La trilogie Autunien-Saxonien-Thuringien, reconnue lors des premiers congrès de stratigraphie, n'a pas résisté à cette confrontation internationale et les stratotypes ont été discutés puis décidés dans des aires éloignées des définitions initiales. De fait, comme pour tout système phanérozoïque, il n'existe pas de corrélations aisées entre les dépôts continentaux et marins d'âge permien. Les travaux récents montrent les difficultés à réussir des comparaisons entre le contenu floristique et faunistique des bassins continentaux permien d'Europe ou d'Afrique du Nord et les séries de référence internationale. Des problèmes de même nature, quoique moins insurmontables, sont rencontrés avec les formations marines téthysiennes qui obéissent à une stratigraphie propre (fig. 2). En outre, les corrélations ne sont pas aisées entre les coupes

(*) Université Michel de Montaigne (Bordeaux 3), Institut EGID, 1 allée F. Daguin, F-33607 Pessac cedex. E-mail : deroin@egid.u-bordeaux.fr

(**) Université Pierre-et-Marie-Curie, Laboratoire de Paléobotanique et de Palynologie évolutives, 12 rue Cuvier, F-75005 Paris.

(***) Università di Pavia, Scienze della Terra, via Ferrata 1, I-27100 Pavia (Italie).

(****) Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, UMR 5561 du CNRS, 6 boulevard Gabriel, F-21000 Dijon.

(*****) University of Calgary, Department of Geology and Geophysics, Alberta, Canada T2N 1N4.

(******) Geoforschungszentrum Potsdam, Telegrafenberg A26, D-14473 Potsdam (Allemagne).

(******) Université des Sciences et Technologies de Lille, Sciences de la Terre, UMR 8014 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq cedex.

MURCHISON, 1844	FIGUIER, 1864	RENEVIER, 1874	LAPPARENT, 1900	
	<i>grès des Vosges</i>			
<i>Permien s.s.</i>	Zechstein	Thuringien <i>Zechstein</i> <i>Kupferschiefer</i>	Thuringien	Tatarien Kazanien Kungurien
	<i>nouveau grès rouge</i>		Saxonien	Penjabien
	<i>sous-période Houillère</i>	Lodévien	Autunien	Artinskien
		Houiller	Stéphanien	Ouralien

Fig. 1. — Exemples d'équivalence entre étages continentaux et marins du Permien (ces derniers sont en gras) dans la terminologie ancienne.

Fig. 1. — Hypothetical correlation between continental and marine Permian stages, according to the ancient literature.

internationales de référence, compte tenu de la disparité géographique des aires de dépôts en Amérique du Nord, Russie-Kazakhstan et au sud de la Chine. Les discussions pour certains GSSP (Global Stratotype Section and Point) sont après.

Basée initialement sur l'apparition de la fusuline *Schwagerina princeps* (alias *Sphaeroschwagerina moelleri*), la base du Permien ainsi que les limites d'étages permien sont fondées depuis quelques années sur les faunes de conodontes (fig. 2).

1) La base du Permien (limite Carbonifère-Permien)

La base du Permien (base de la série cisuralienne) fait l'objet d'un GSSP défini à Aidaralash Creek, Aktyubinsk (Aqtöbe), au Nord-Kazakhstan (Davydov *et al.*, 1995), validé par l'ICS (International Commission on Stratigraphy). Elle est fondée sur la première apparition (FAD) du conodonte *Streptognathodus isolatus* qui s'inscrit dans la lignée évolutive de *S. wabaunsensis* à *S. isolatus*. Selon Wang (2000a), plusieurs coupes chinoises offrent également les caractéristiques du GSSP au sud comme au nord de la Chine. La fusuline *Sphaeroschwagerina vulgaris* apparaît légèrement plus haut dans la coupe de référence de l'étage assélien.

2) Les subdivisions du Permien

Le Permien marin est désormais divisé en trois séries : le Cisuralien, le Guadalupien et le Lopingien. Des classifications parallèles ont un grand intérêt dans les domaines téthysiens, dans le Cisuralien supérieur et dans le Guadalupien (Leven, 1992, 1993). Le Permien de Murchison correspond au Guadalupien (étage continental russe du Kazanien). La limite inférieure du système a d'abord été étendue à l'Artinskien, puis au Sakmarien *sensu lato* et, plus récemment, à l'Assélien. Les classifications chinoises suivent encore souvent la base ancienne du Permien.

a) Le Permien inférieur (Cisuralien)

Le Permien inférieur ou Cisuralien reprend les subdivisions habituelles des premiers étages du Permien russe : Assélien, Sakmarien, Artinskien, Kungurien. L'Artinskien correspond à peu près à l'Yakhtashien (zones à fusulines *Chalaroschwagerina*, *Levenella* et *Pamirina*), et le Kungurien au Bolorien (zones à *Brevaxina* et *Misellina*). Les divisions du Cisuralien sont fondées sur des coupes situées en

Russie et au Kazakhstan. Le premier GSSP concernant le Permien est celui de la base de l'Assélien à Aidaralash (*cf. supra*).

La base du Sakmarien a fait l'objet d'une première proposition de GSSP par Wardlaw *et al.* (1999). Située à Kondurovsky (sud de l'Oural), elle aurait été caractérisée par la première apparition de *Streptognathodus barskovi* (*sensu stricto*). Ce conodonte offrirait l'avantage d'une évolution dans le même temps que les fusulines de référence : *Sakmarella moelleri*, *Verneuilites verneuili* et *V. urdalensis*. Une nouvelle proposition pour la base du Sakmarien avec la FAD de *Sweetognathus merrilli* dans la coupe de Kondurovsky (à 115 m) a été faite auprès de la SPS (Subcommission on Permian Stratigraphy).

Deux propositions préliminaires sont également à l'étude, à partir des coupes russes, concernant la base de l'Artinskien (FAD de *Sweetognathus whitei*) et celle du Kungurien (FAD de *Neostreptognathodus pnevii*).

b) Le Permien moyen (Guadalupien)

Le Permien moyen ou Guadalupien adopte les divisions américaines en trois étages : Roadien, Wordien et Capitanien. Il a été formellement reconnu par l'International Commission on Stratigraphy en août 2000, lors du Congrès de Rio, après un vote des membres de la sous-commission (10 oui soit 62,5%, 6 non ou abstention). Le Guadalupien tire son nom des *Guadalupe Mountains* (Nouveau-Mexique et Texas, Etats-Unis). La partie sommitale ou Capitanien renferme de célèbres dépôts récifaux. L'ensemble des terrains du Guadalupien stratotypique a été utilisé comme modèle pour les premiers travaux de stratigraphie séquentielle.

La définition des trois étages guadalupiens repose sur l'apparition d'espèces de conodontes *Mesogondolella* sp. (*Jinogondolella*). Des ammonoïdes et des fusulinides peuvent également servir aux corrélations compte tenu de leur répartition plus large et plus fréquente, notamment dans le domaine téthysien ; la succession établie par les travaux de Leven est : Kubergandien (zone à *Armenina* et *Cancellina*), Murgabien (zone à *Presumatrina* et *Afghanella*) et Midien (zone à *Yabeina*, *Sumatrina* et *Lepidolina*).

En outre, les étages continentaux russes semblent pouvoir être corrélés de manière assez satisfaisante avec les étages officiels, contrairement à leurs homologues du Permien supérieur.

Intern. Commission on Stratigraphy			Ma	âge	mag.	Etats-Unis	Oural	Tethys	Chine	Europe de Ouest		Europe centrale	
P E R M I E N	TRIAS INFÉRIEUR	SCYTHIEN	Olénékien	4.0	Permo-Triassic Superchron (polarité mixte)	Trias inférieur	Griesbachien	Griesbachien	Trias inférieur	Buntsandstein (Thuringien & Anisien Scythen absent ?)			
			Induen	6.0									
			Changhsingien	4.0									
	PERMIEN SUPÉRIEUR	LOPINGIEN	Wuchiapingien	5.5		257	terrains absents ?		Dorashamien	Changhsingien	Thuringien	Permien supérieur	Dorsale Zechstein
			Changhsingien	4.0		255	Ochoien	Tatarien	Djouffien	Wuchiapingien			
	PERMIEN MOYEN	GUADALUPIEN	Capitanien	4.5		260.5	Capitanien	Kazanien	Midien	Maokouien	Saxonsien	Saxonsien	Dorsale Zechstein
			Wordien	3.0		265	Wordien		Murgabien				
			Roadien	4.5		268	Roadien		Ufimien				
	PERMIEN INFÉRIEUR	CISURALIEN	Kungurien	7.0		272.5	Cathedralien	Léonardien	Kungurien	Bolorien	Yangxinien	Saxonsien	Saxonsien
			Artinskien	4.5		279.5	Hessian		Artinskien	Yakhtashien			
			Sakmarien	6.0		284	Lenoxian	Wolfcampien	Sakmarien	Sakmarien	Mapingien	Saxonsien	Saxonsien
			Assélien	6.0		290	Nealien		Assélien	Assélien			
			Gzhélien	6.0		296	Pennsylvanien (série)		Gzhélien	Orenburgien			
	CARBONIFÈRE SUPÉRIEUR	SILESIEN	Kasimovien	3.0		302	Kasimovien	Kasimovien	Kasimovien	Dalan	Saxonsien	Saxonsien	Saxonsien
			Gzhélien	6.0		296	Gzhélien	Gzhélien	Dalan				

Fig. 2. — Stratigraphie du Permien ; tableau de corrélation pour différentes régions du monde. Pour la colonne des étages, les lignes en gras correspondent à une limite validée par un GSSP. IR=Illawara Reversal.

Fig. 2. — Permian stratigraphy in several areas of the world. Bold line between two stages means a stratigraphic boundary defined by a GSSP. IR=Illawara Reversal.

c) Le Permien supérieur (Lopingien)

Le Permien supérieur ou Lopingien admet les deux étages chinois du Wuchiapingien et du Changhsingien. La coupe de Penglaitan, complétée par celle de Tieqiao (Guangxi, Chine du Sud), a été proposée comme GSSP pour la base du Wuchiapingien (Jin *et al.*, 2001). L'apparition de *Clarkina postbitteri* n'a néanmoins pas permis d'obtenir un consensus car la filiation et l'évolution de cette espèce sont controversées. Les conodontes *C. dukouensis* et *C. altudaensis* ont également été proposés par divers auteurs dont Kozur (1998), Mei *et al.* (1998) et Wang (2000b). Un nouveau vote a été proposé aux membres de la SPS en janvier 2003 pour le GSSP de la base du Lopingien définie au banc 6k de la coupe de Penglaitan et à l'apparition (FAD) de *Clarkina postbitteri postbitteri*. La proposition a été acceptée.

La coupe de Meishan (Changxing county, Chine) a été envisagée comme GSSP pour la base du Changhsingien. L'apparition de *Clarkina wangi* dont la denticulation se démarquerait de celle de *Clarkina longicuspidata* servirait de repère (Mei *et al.*, 2001). Une nouvelle proposition devrait être faite aux membres votants de la SPS.

L'équivalence entre les étages continentaux russes et américains, d'une part, et les stratotypes internationaux, d'autre part, semble plus difficile à établir en raison d'une

succession probablement incomplète dans la coupe de référence du Tatarien (dernier étage du Permien russe) et de l'Ochoien américain. Tatarien et Ochoien ne seraient pas, par conséquent, l'équivalent des termes finaux du Lopingien, et pour la plupart des auteurs ne représenteraient que la partie inférieure du Wuchiapingien (soit environ 3 Ma sur les 9,5 Ma attribués au Permien supérieur). Néanmoins, des recherches récentes de Lozovsky et autres auteurs semblent attribuer les Grès du Val Gardena et la Formation Bellerophon (Alpes méridionales italiennes) à l'intervalle Djouffien-Dorashamien. En revanche, il semble exister une bonne équivalence entre les étages adoptés pour la Téthys centrale (Arménie, Iran), le Djouffien et le Dorashamien, et les deux étages chinois de la série lopingienne, notamment grâce aux foraminifères *Palaeofusulina*, *Colaniella* et aux diverses lignées de globivalvulinidés.

3) La base du Trias (limite Permien-Trias)

Une crise majeure du monde vivant – probablement la plus importante en pourcentage de disparitions d'espèces des temps phanérozoïques – affecte la transition permo-triasique, sans prendre toutefois un caractère d'événement catastrophique, car les extinctions en masse se sont étendues sur plusieurs millions d'années.

La Sous-Commission de Stratigraphie du Permien a adopté en janvier 2000 le principe de l'utilisation de la coupe de Meishan (Chanxing County, Zhejiang) situé en Chine du Sud comme GSSP pour la limite permo-triasique. Le conodonte dont l'apparition sert de référence est *Hindeodus parvus*. L'ICS ne s'est pas encore prononcée sur ce choix.

III. — LA MAGNETOSTRATIGRAPHIE

L'échelle magnétostratigraphique permienne est caractérisée par deux zones différentes (Menning, 1995). La mégazone inverse (CPRS, Carboniferous-Permian Reverse Superzone) débute dans le Carbonifère supérieur vers -310 Ma et se prolonge jusque vers -265 Ma ; elle est également connue dans la littérature sous le nom de Kiaman Superchron. Les travaux de Menning ont montré que la transition entre la CPRS et la Permo-Triassic Mixed Superchron, c'est-à-dire l'Illawara Reversal (IR), était le meilleur guide magnétostratigraphique pour l'ensemble du Paléozoïque. Datée de -265-266 Ma, cette inversion a été caractérisée dans le Guadalupien stratotypique, dans le Maokouien et dans la partie supérieure des Rotliegende d'Europe centrale. Sa mise en évidence dans les dépôts continentaux d'Europe de l'Ouest est plus difficile, compte tenu des nombreuses lacunes de sédimentation qui ne permettent pas de corréler à coup sûr les éventuelles inversions magnétiques mises en évidence avec l'IR ; il pourrait tout aussi bien s'agir de l'une des nombreuses inversions qui se sont produites au cours du Permien supérieur.

IV. — L'EVOLUTION STRUCTURALE

Bien que de nature essentiellement diachronique, les événements tectonomagmatiques sont des guides précieux, particulièrement dans le cas de l'analyse du système permien (Deroin & Bonin, 2003 et références). Si les événements tectoniques hercyniens majeurs se produisent dès le Dévonien en Nouvelle-Ecosse, ils sont d'âge dévonien supérieur-carbonifère inférieur en Europe de l'Ouest et Europe centrale, permien en Oural, dans les Mauritanides et dans les Alleghanides (Appalaches). En Europe, la tectonique ouralienne est pénécotemporaine de la subduction oblique de la Palaeo-Téthys sous les segments orientaux de la chaîne varisque. C'est l'événement majeur géodynamique et paléogéographique avant l'assemblage de la Pangée. Il se traduit par de nombreux hiatus sédimentaires dans les séries téthysiennes à l'Artinskien/Yakhtashien et au Kungurien/Bolorien (Leven, 1994).

En Europe de l'Ouest, l'épaississement crustal se prolonge jusqu'au Viséen (Carbonifère inférieur), puis l'activité mantellique induit l'amincissement de la lithosphère et l'extension crustale postorogénique. Au Permien, ainsi qu'au Trias inférieur, ce régime tectonique induit la subsidence et le remplissage progressif de bassins sédimentaires formés dès le Carbonifère supérieur. L'activité thermique est intense au Carbonifère supérieur et particulièrement durant tout le Permien inférieur-moyen, associée à une forte activité magmatique. Ce régime thermique favorise la concentration de minéralisations au sein du socle et des bassins.

Il est possible de distinguer un épisode tectonomagmatique particulier, intrapermien, situé vers la limite Permien inférieur-Permien moyen (-270-275 Ma). Cet épisode qui revêt les caractères d'une pulsation tectonique, se traduit par des aspects tectoniques, magmatiques, thermiques et d'évolution des bassins. A l'échelle globale, il y a passage d'un régime de décrochement dextre connu au Carbonifère supérieur-Permien inférieur à un régime senestre au Permien moyen-supérieur. Dans le même temps, le magmatisme évolue d'un chimisme calco-alkalin potassique à un chimisme nettement alcalin ; la transition semble brutale et localisée vers -275 Ma. Du métamorphisme et un flux thermique élevé caractérisent certaines zones de cisaillement ductile (*shear zones*). Un cortège métallogénique original se met en place : U, filons à F-Pb-Z, etc. Une discordance angulaire, marqueur de la *phase saalienne* des anciens auteurs, peut être observée dans certains secteurs. La pulsation tectonique intrapermienne a été reconnue et analysée dans de nombreux secteurs de Laurasia et du Nord Gondwana : Thuringe, (berceau des premiers travaux sur le thème), Alpes méridionales italiennes, plus généralement Alpes hercyniennes, Massif Central français, Provence, Corse, Sarre, et Lorraine, la Meseta marocaine, etc. Sur la base des recherches récentes, cette épisode pourrait aussi correspondre, d'une part, à la phase principale post-saalienne ou aux mouvements tectoniques de l'Altmark décrits par Schneider *et al.* (1995) et, d'autre part, à la phase palatine de Kozur soulignées dans le Sudalpin.

V. — LES AGES ABSOLUS

A titre indicatif, compte tenu de la grande variabilité des nombres fournis depuis plusieurs années, le système permien est daté entre -296 Ma (limite Gzhélien/Assélien) et -251 Ma (limite Changhsingien/Induen). Les durées relatives de chaque série permienne indiquent que le Permien inférieur (Cisuralien) est nettement le plus long avec environ 24 Ma. Le Permien moyen ou Guadalupien ne totalise que 12 Ma contre seulement 9,5 Ma au Permien supérieur (Lopingien). La plus grande variabilité a été constatée pour la limite permo-carbonifère oscillant entre -296 et -291 Ma, en fonction des étages considérés.

VI. — APPLICATION EN FRANCE DE L'ECHELLE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE

1) L'Autunien

Longtemps fixée par l'apparition des macroflores continentales *Walchia* et *Callipteris*, la limite inférieure de l'Autunien a été ensuite fondée sur la seule apparition de *Callipteris*, *Walchia* étant abandonnée dès le 2^e congrès international de Heerlen (1935). Depuis les travaux de Jeanne Doubinger, des assises « ambiguës » ont été mises en évidence entre Stéphanien et Autunien. *Callipteris* a notamment été reconnu dans les bassins de Saint-Etienne, de Blanzay et plus récemment dans la formation de base du bassin d'Autun (grès du Mont Pelé) attribuée classiquement au Stéphanien. De la même manière, des associations palynologiques dominées par *Potoniopsisporites*, longtemps considérées comme marqueurs de la base de l'Autunien, ont été retrouvées dans les horizons lacustres de plusieurs bassins stéphaniens. Comme le signalent Broutin *et al.* (1999, p. 28),

« les limites entre étages, sauf en cas de phénomènes catastrophiques pour la végétation [...] ou de distorsion majeure [...], coïncident rarement avec un renouvellement brutal des flores. La base de l'Autunien n'est donc marquée par l'apparition d'aucune « espèce-guide » tant pour les macroflores que pour les microflores ». Néanmoins, l'Autunien d'Autun renferme un contenu floristique à valeur biostratigraphique bien connu, notamment du fait de la présence d'un cortège diversifié de « Calliptérides » (*Autunia*, *Rhachiphyllum*, *Lodevia*, *Arnahrtdia* et *Gracilopteris*). De plus, aucun « parastratotype » de substitution n'a été proposé.

Les travaux paléobotaniques récents ont montré une bonne corrélation entre les contenus floristiques de l'Autunien et de la base du Permien (Assélien), en intégrant dans ce dernier cas une partie des étages voisins (Gzhélien terminal et Sakmarien basal) (fig. 2, Europe de l'Ouest, a). Les publications de Izart *et al.* (1998 a et b) donnent une extension temporelle sensiblement plus large pour l'Autunien (fig. 2, Europe de l'Ouest, b). Les collègues de la Commission de Stratigraphie Allemande (DSK, 2002) proposent une extension de l'Autunien jusqu'au Kungurien (fig. 2, Europe centrale, a).

2) Le Saxonien

En France, l'Autunien riche en flore se distingue toujours nettement des séries gréseuses sus-jacentes, véritables nouveaux grès rouges – les anciens étant d'âge dévonien – rapportés au Saxonien. Cet « étage » ne paraît pas devoir être conservé compte tenu de sa faible représentativité et, surtout, de son contenu paléontologique ambigu intégrant l'ensemble des étages cisuraliens et guadalupiens. Le Saxonien offre donc l'inconvénient majeur d'être d'âge permien inférieur à moyen, voire supérieur (base du Wuchiapingien ?). Suivant la proposition de Gand, le Saxonien pourrait être conservé en tant que groupe, c'est-à-dire comme un ensemble lithostratigraphique de rang immédiatement supérieur à la formation.

De nombreuses découvertes, pour la plupart récentes, sont venues préciser l'âge possible des dépôts dits « saxoniens » des bassins français. Dans le bassin de Lodève, actuellement le plus activement étudié, Béthoux *et al.* (2002) ont suggéré un âge kazanien basal pour la formation du Salagou à partir de la découverte d'une nouvelle espèce d'insecte. Les études entomologiques antérieures donnent des âges léonardien à kazanien inférieur. L'étude des conchostracés, cohérente avec

celle des triopsidés et des insectes, situe la formation du Salagou dans l'intervalle Kungurien-Tatarien; ainsi le Permien supérieur (au sens strict du terme) pourrait être présent à Lodève.

Les ostracodes sont également des guides précieux dans les niveaux carbonatés lacustres généralement présents dans les bassins permien. Pour la formation des Pradineaux (Provence), Lethiers *et al.* (1993) ont suggéré un âge tatarien basal. De nombreuses découvertes paléontologiques ont été récemment faites dans les faciès « saxoniens » réputés jusqu'alors azoïques (Gand *et al.*, 1997a-d).

3) Le Thuringien

Apparemment peu représenté en France, sauf en Provence, le Thuringien est généralement corrélable avec le Zechstein allemand. Il est caractérisé par un cortège floristique à macroflores (Deroin *et al.*, 2001) : *Walchia* spp., *Pseudovoltzia* spp., *Sphenopteris kukukiana*, *Ullmania Bronni*, *U. frumentaria* et *Ginkgophytoxylon permienense* et microflores : *Nuskoisporites*, *Lueckisporites*, *Jugasporites*, *Klausipollenites*, *Limitisporites*, *Labiisporites*, *Taeniaesporites* et *Vittatina*.

Dans la formation sommitale du Muy, les traces de vertébrés tétrapodes soulignent des âges kazaniens à tatariens. Un âge thuringien a également été proposé pour la formation de Léouvé (dôme de Barrot) à partir d'insectes (Laurentiaux-Viéra & Laurentiaux, 1963). Les palynomorphes ont donné un même âge.

La plus grande prudence doit néanmoins être observée car les études montrent que le « Thuringien » peut être daté d'un âge triasique inférieur, tout comme certains faciès du Buntsandstein renferme un contenu paléontologique d'âge permien supérieur (Broutin *et al.*, 1994) ! Par exemple, le Buntsandstein catalan a été rapporté par plusieurs auteurs au Permien supérieur *sensu lato*. L'absence dans cette séquence du Trias inférieur (Induen et Olénkien ?) est possible, mais pas encore clairement démontrée. En règle générale, comme dans le bassin de Lodève, le faciès Buntsandstein daté de l'Anisien repose directement, avec une lacune marquée, sur des dépôts permien d'âge tatarien probable. Il faut noter au passage le problème de l'absence apparente du Scythien dans les dépôts continentaux du Trias inférieur d'Europe de l'Ouest.

BIBLIOGRAPHIE

- BERGERON J. (1889). — Etude géologique du Massif ancien situé au Sud du Plateau central. Thèse Paris, G. Masson édit.
- BETHOUX O., NEL A., LAPEYRIE J., GAND G. & GALTIER J. (2002). — *Raphogla rubra* gen. n., sp. n., the oldest representative of the clade of modern Ensifera (Orthoptera : Tettigoniidea, Gryllidea). Eur. J. Entomol., 99 : 111-116.
- BROUTIN J., CABAÏS B., CHATEAUNEUF J.J. & DEROIN J.P. (1994). — Evolution biostratigraphique, magmatique et tectonique du domaine paléotéthysien occidental (SW de l'Europe) : implications paléogéographiques au Permien supérieur. Bull. Soc. géol. France, 165 (2) : 163-179.
- BROUTIN J., CHATEAUNEUF J.J., GALTIER J. & RONCHI A. (1999). — L'Autunien d'Autun reste-t-il une référence pour les dépôts continentaux du Permien inférieur d'Europe ? Apport des données paléobotaniques. Géologie de la France, 2 : 17-31.
- DAVYDOV V.I., GLENISTER B.F., SPINOSA C., RITTER S.M., CHERNYKH B.R., WARDLAW B.R. & SNYDER W.S. (1995). — Proposal of Aidaralash as GSSP for the base of the Permian system. Permophiles, 26 : 1-9.
- DEROIN J.-P. & BONIN B. (2003). — Late Variscan tectonomagmatic activity in Western Europe and surrounding areas : the Mid-Permian Episode. In : F.A. Decandia, G. Cassinis & A. Spina (eds), volume speciale, Bolletino Società Geologica Italiana, 2 : 169-184.

- DEROIN J.-P., BONIN B., BROUTIN J., CABANIS B., CHATEAUNEUF J.-J., DAMOTTE R., DURAND M. & GAND G. (2001). — The Permian of Southern France : an overview. « *Natura Bresciana* » Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, Monografia N° 25 : 189-202.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (éditeur) (2002). — Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. Deutsche Stratigraphische Kommission, 1 tableau.
- DUFRENOY A. & ELIE DE BEAUMONT (J.B.L.) (1841-1848). — Carte géologique de la France. Imprimerie royale/nationale, Paris, 2 tomes.
- FIGUIER L. (1864). — La terre avant le déluge. 4e édition, Hachette, Paris, 465 p.
- GAND G., GARRIC J. & LAPEYRIE M. (1997a). — Biocénoses à Triopsidés (Crustacea, Branchiopoda) du Permien du bassin de Lodève (France). *Geobios*, 30 (5) : 673-700.
- GAND G., GARRIC J., LAPEYRIE J., LAPEYRIE M. & STAFF K. (1997b). — Découverte de chenaux ou de gouttières silto-carbonatés fossilifères inédits dans le Permien du bassin de Saint-Affrique (Aveyron, France). *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, 161: 21-38.
- GAND G., KERP H., PARSONS C. & MARTÍNEZ-GARCÍA E. (1997c). — Palaeoenvironmental and stratigraphic aspects of animal traces and plant remains in Spanish Permian red beds (Peña Sagra, Cantabrian Mountains, Spain). *Geobios*, 30 (2) : 295-318.
- GAND G., LAPEYRIE J., GARRIC J., NEL A., SCHNEIDER J. & WALTER H. (1997d). — Découverte d'Arthropodes et de bivalves inédits dans le Permien continental (Lodévois, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325 : 891-898.
- GÜMBEL C.W. von (1888). — Grundzüge der Geologie. Verlag von Theodor Fischer, Kassel, 1142 p.
- HAUG E. (1927). — *Traité de Géologie*, Tome 2 : Les périodes géologiques. A. Colin édité., 1500 p.
- HELMERSEN G.P. (1841). — Carte générale des formations de la Russie d'Europe. *Berg. Journ.*, II, 4 : 52-53.
- IZART A., BRIAND C., VASLET D., VACHARD D., BROUTIN J., COQUEL R., MASLO A., MASLO N. & KOZITSKAYA R. (1998a). — Stratigraphy and sequence stratigraphy of the Upper Carboniferous and Lower Permian in the Donets Basin. In: CRASQUIN-SOLEAU S. & BARRIER E. (eds), *Peri-Tethys Memoir 3: Stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms*. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.*, 177 : 9-33.
- IZART A., VASLET D., BRIAND C., BROUTIN J., COQUEL R. et al. (30 autres auteurs) (1998b). — Stratigraphic correlations between the continental and marine Tethyan and Peri-Tethyan basins during the Late Carboniferous and the Early Permian. In: CRASQUIN-SOLEAU S., IZART A., VASLET D. & DE WEVER P. (eds), *Peri-Tethys: stratigraphic correlations 2*. *Geodiversitas*, 20 (4) : 521-595.
- JIN Y., HENDERSON C., WARDLAW B. & GLENISTER B.F. (2001). — A commentary on the proposal for the GSSP for the Guadalupian/Lopingian boundary. *Permophiles*, 38: 30.
- KOZUR H. (1998). — Some aspects of the Permian-Triassic boundary (PTB) and of the possible causes for the biotic crisis around this boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 227-272.
- LAPPARENT A. de (1900). — *Traité de Géologie*. Masson édité., Paris, 4e édition, 3 volumes.
- LAURENTIAUX-VIERA F. & LAURENTIAUX D. (1963). — Découverte d'un Insecte Prodonate dans le Permien des Alpes-Maritimes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 257 : 3018-3020.
- LETHIERS F., DAMOTTE R. & SANFOURCHE J. (1993). — Premières données sur les ostracodes du Permien supérieur continental de l'Esterel (SE de la France) : Systématique, Biostratigraphie, Paléocologie. *Géologie Méditerranéenne*, XX (2): 109-125.
- LEVEN E.Ya. (1992). — Problems of Tethyan Permian stratigraphy. *International Geology Review*, 34 (10): 976-985.
- LEVEN E.Ya. (1993). — Main events in Permian history of the Tethys and fusulinids. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 1 (1): 59-75. [English translation from *Stratigrafya, Geologicheskaya Korrelyatsiy*].
- LEVEN E.Ya. (1994). — The mid-Early Permian regression and transgression of the Tethys. In: EMBRY A.F., BEAUCHAMP B. & GLASS D.J. (eds), *Northern Pangea, global environments and resources*. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 17: 233-239.
- MARCOU J. (1859). — Dyas et Trias ou le Nouveau grès rouge en Europe, dans l'Amérique du Nord et dans l'Inde. *Archiv. Bibl. Universelle de Genève*, 350 p.
- MEI S., HENDERSON C., WARDLAW B. & CAO C. (2001). — Progress on the definition for the base of the Changhsingian. *Permophiles*, 38: 37.
- MEI S., JIN Y. & WARDLAW B. (1998). Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA. *Palaeoworld*, 9 : 53-57.
- MENNING M. (1995). — A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. In: SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCHOLLE D.S. (eds), *The Permian of Northern Pangea*, Springer Verlag, 1: 77-97.
- MURCHISON R.I. (1844). — Letter to Dr Fischer von Waldheim. *Bull. Soc. Sci. Nat. Moscou.*, 4 et *Phil. Magazine*, 21, p. 417.
- OMALIUS D'HALLOY J.B.J. (1843). — *Précis élémentaire de géologie*. Arthus Bertrand, Paris, 790 p.
- PRUVOST P. (1956). — *Lexique stratigraphique international*. Vol. 1 : Europe. Fasc. 4 : France, Belgique, Pays-Bas, Luxembourg. 4aII : Paléozoïque supérieur. In: *Congrès géologique international, Mexico*, CNRS édité., 224 p.
- RENEVIER E. (1874). — *Tableau VIII des terrains sédimentaires*. [Cité dans Pruvost, 1956, p. 197]
- SCHNEIDER J., RÖSSLER R. & GAITZSCH B.G. (1995). — Time lines of the Late Variscan Volcanism. A holostatigraphic synthesis. *Zbl. Geol. Paläont. Stuttgart*, I (5-6): 477-490.
- WANG C.Y. (2000a). — The base of the Permian System in China defined by *Streptognathodus isolatus*. *Permophiles*, 36: 14-15.
- WANG C.Y. (2000b). — A discussion on the definition for the base of the Lopingian series. *Permophiles*, 37: 19-21.
- WARDLAW B.R., LEVEN E.Y., DAVYDOV V.I., SCHIAPA T.A. & SNYDER W.S. (1999). — The base of the Sakmarian stage: call for discussion (possible GSSP in the Krodurovsky section, southern Urals, Russia). *Permophiles*, 34: 19-26.

AUTRES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES SUR LE PERMIEN DES BASSINS FRANÇAIS

- BONVALOT J., CHATEAUNEUF J.J., COUREL L., DEBRIETTE P., GAND G., PACAUD G. & VANNIER F. (1991).— *Le Permien du Morvan*. Field guide-book of the 5th Field excursion of the AGP, 54 p. [mimeographé].
- BOURGES P. (1987). — Sédimentation alluviale et tectonique extensive dans le Permien du détroit de Rodez, Aveyron-France. Thèse, Toulouse, 186 p. [ronéotypée].
- BROUTIN J. & DURAND M. (1995). — First paleobotanical and palynological data on the "Les Salettes Formation" uppermost Member (Permian Toulon Basin, Southeastern France). *In*: XIIIth International Congress on Carboniferous-Permian (Krakow). Abstracts: 15-16.
- BROUTIN J., CHÂTEAUNEUF J.-J. & MATHIS V. (1992). — Permian basins in the French Massif Central : The Lodève basin. *Cahiers de Micropaléontologie*, 7 (1-2) : 107-121.
- BROUTIN J., DOUBINGER J., FARJANEL G., FREYTET P., KERP H., LANGIAUX J., LEBRETON M.-L., SEBBAN S. & SATTA S. (1990). — Le renouvellement des flores au passage Carbonifère-Permien : approches stratigraphique, biologique, sédimentologique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, sér. II : 1563-1569.
- BROUTIN J., DOUBINGER J., GISBERT J. & SATTA-PISANI S. (1988). — Premières datations palynologiques dans le faciès buntsandstein des Pyrénées catalanes espagnoles. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 306, sér. II : 159-163.
- CHATEAUNEUF J.-J. & FARJANEL G. (1989).— Synthèse géologique des bassins permien français. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 128 : 288 p.
- CHATEAUNEUF J.-J., FARJANEL G., PACAUD G. & BROUTIN J. (1992).— The Autun Permian basin, the Autunian stratotype. *In*: Permian basins in the French Massif Central. *Cahiers de Micropaléontologie*, 7 (1-2) : 123-139.
- DEMATHIEU G., GAND G. & TOUTIN-MORIN N. (1992). — La palichnofaune des bassins permien provençaux. *Geobios*, 25 (1) : 19-54.
- DEROIN J.-P., BECQ-GIRAUDON J.-F. & PROST A.E. (1990). — Fracturation tardi-hercynienne et détritisme associé : chronologie des événements dans les massifs granitiques cévenols décrochés par la faille de Villefort (mont Lozère et Borne, Massif central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II : 865-871.
- DEROIN J.-P., GAND G. & GUILLOT F. (1996).— Le Permien des Alpes septentrionales françaises. 10e réunion annuelle de l'Association des Géologues du Permien, livret-guide : 86 p. [ronéotypé].
- DOUBINGER J., ODIN B. & CONRAD G. (1987). — Les associations sporopolliniques du Permien continental du bassin de Lodève (Hérault, France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 56 : 103-109.
- FEYS R. (1976).— Le Permien et la phase saalienne dans le bassin de Brive (SW de la France). *In* : FALKE H. (ed.), *The Continental Permian in Central, West, and South Europe*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 80-90.
- FREYTET P., TOUTIN-MORIN N., BROUTIN J., DEBRIETTE P., DURAND M., EL WARTITI M., GAND G., KERP H., ORSZAG F., PAQUETTE Y., RONCHI A. & SARFATI J. (1999). — Palaeoecology of non marine algae and stromatolites : Permian of France and adjacent countries. *Annales de Paléontologie*, 85 (2) : 99-153.
- GAND G. (1988). — Les traces de Vertébrés tétrapodes du Permien français (Paléontologie, Stratigraphie, Paléoenvironnements). Thèse de Doctorat, Dijon, 341 p. [ronéotypée].
- GAND G. (1991). — Première découverte de traces de pas de vertébrés tétrapodes dans le bassin permien de Brive-la-Gaillarde (Corrèze). *Géologie de la France*, 3 : 43-51.
- GAND G. (1993a). — Les empreintes animales et végétales du bassin permien de Largentière (Ardèche, France). Conséquences stratigraphiques et paléoenvironnementales. *Bull. Soc. Hist. nat. Autun*, 146 : 8-41.
- GAND G. (1993b). — La palichnofaune de Vertébrés tétrapodes du bassin permien de St-Affrique Aveyron : comparaisons et conséquences stratigraphiques. *Géologie de la France*, 3-4 : 41-56.
- GAND G. (1994). — Ichnocoenoses à *Isopodichnus furcosus* nov. ichnosp. dans le Permien du bassin de Lodève (Massif Central, France). *Geobios*, 27 (1) : 73-86.
- GAND G., DEMATHIEU G. & BALLESTRA F. (1995). — La palichnofaune de vertébrés tétrapodes du Permien supérieur de l'Estérel (Provence, France). *Palaeontographica A*, 235 : 97-139.
- GAND G., GARRIC J., SCHNEIDER J., SCIAU J. & WALTER H. (1996). — Biocoenoses à méduses du Permien français (Bassin de Saint-Affrique, Massif Central). *Geobios*, 29 (4) : 379-400.
- GONDOLO A., (1989). — Le volcanisme alcalin permo-triasique du Sud-Est de la France. Thèse de Doctorat, Nice, 280 p. [ronéotypée].
- LEGRAND X., SOULA J.-C. & ROLANDO J.-P. (1994). — The Saint-Affrique Permian basin (southern France) : an example of a roll-over controlled alluvial sedimentation during regional extensional tectonics. *Geodynamica Acta*, 7 : 103-120.
- LUCAS C. (1985). — Le Grès rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique des dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse de Doctorat, Toulouse, 267 p. [ronéotypée].
- LUCAS C. & GISBERT-AGUILAR J. (1996).— Carbonifère supérieur-Permien. *In* : BARNOLAS A. & CHIRON J.-C., *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées*, 1, Cycle hercynien, BRGM-ITGE édit., 339-359.
- NEL A., GAND G., FLECK G., BETHOUX O., LAPEYRIE J. & GARRIC J. (1999a). — *Saxonagrion minutus* nov. gen. et sp., the oldest damselfly from the Upper Permian of France (Odonoptera, Panodonata, Saxonagrionidae nov. fam.). *Geobios*, 32 (6) : 883-888.
- NEL A., GAND G. & GARRIC J. (1999b). — A new family of Odonoptera from the continental Upper Permian : the Lapeyriidae (Lodève Basin, France). *Geobios*, 32 (1) : 63-72.
- ODIN B. (1986). — Les formations permiennes Autunien supérieur à Thuringien du « bassin » de Lodève (Hérault, France). Thèse de Doctorat, Aix-Marseille, 392 p. [ronéotypée].
- ROLANDO J.-P. (1988). — Sédimentologie et stratigraphie du bassin permien de Saint-Affrique Aveyron, France. Un exemple de bassin alluvial contrôlé par la tectonique extensive. Thèse de Doctorat, Toulouse, 265 p. [ronéotypée].
- ROLANDO J.-P., DOUBINGER J., BOURGES P. & LEGRAND X. (1988). — Identification de l'Autunien supérieur, du Saxonien et du Thuringien inférieur dans le bassin de Saint-Affrique (Aveyron, France). Corrélations séquentielles et chronostratigraphiques avec les bassins de Lodève (Hérault) et de Rodez (Aveyron). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. II : 1459-1464.
- TOUTIN N. (1980). — Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse de Doctorat, Université de Nice, 2 vol., 594 p. [ronéotypée].

VOZENIN-SERRA C., BROUTIN J. & TOUTIN-MORIN N. (1991). — Bois permien du Sud-Ouest de l'Espagne et du Sud-Est de la France. Implications pour la taxonomie des Gymnospermes paléozoïques et la phylogénie des Ginkgophytes. *Palaeontographica B*, 221 : 1-26.

ZHENG J.-S., MERMET J.-F., TOUTIN-MORIN N., HANES J., GONDOLO A., MORIN R. & FERAUD G. (1991-1992). — Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar du magmatisme et de filons minéralisés permien en Provence orientale (France). *Geodynamica Acta*, 5 (3) : 203-215.

AUTRES REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES GENERALES SUR LA STRATIGRAPHIE DU PERMIEN

AFANASS'YEV G.D. (1970). — Certain key data for the Phanerozoic time scale. *Eclogae geol. Helv.*, 63 (1): 1-7.

HAUBOLD H. & KATZUNG G. (1975). — Die Position der Autun/Saxon-Grenze (Unteres Perm) in Europa und Nordamerika. *Schriftenr. geol. Wiss. Berlin*, 3: 87-138.

BONIN B., BRÄNDLEIN P., BUSSY F., DESMONS J., EGGENBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERHÄNSLI R., PLOQUIN A., VON QUADT A., VON RAUMER J., SCHALTEGGER U., STEYRER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993). — Late Variscan magmatic evolution of the Alpine Basement. In: VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer Verlag, Berlin, 171-201.

HILLS L.V., HENDERSON C.M. & BAMBER E.W. eds (2002). — Carboniferous and Permian of the World: XIV ICCP Proceedings (Calgary, 17-21 août 1999). *Canad. Soc. Petrol. Geol., Memoir* 19: 940 p.

BONIN B., PLATEVOET B. & VIALETTE Y. (1987). — The geodynamic significance of alkaline magmatism in the Western Mediterranean compared with West Africa. In: BOWDEN P. & KINNAIRD J. (eds), *African Geology Reviews. Geol. J.*, 22 : 361-387.

INNOCENT C., BRIQUEU L. & CABANIS B. (1994). — Sr-Nd isotope and trace-element geochemistry of late Variscan volcanism in the Pyrénées: magmatism in post-orogenic extension? *Tectonophysics*, 238: 161-181.

CASSINIS G. (1964). — Una faglia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana. *Boll. Soc. Geol. It.*, 83: 273-283.

KHRAMOV A.N. (1963). — [Palaeomagnetic investigations of Upper Permian and Lower Triassic sections on the northern and eastern Russian Platform]. *Tr. VNIGR*, 204: 145-174; Nedra, Leningrad [in Russian].

CASSINIS G. (1996). — Upper Carboniferous to Permian stratigraphic framework of Southwestern Europe and its implications - An overview. In: MOULLADE B.M. & NAIRN A.E.M. (eds.), *The Phanerozoic Geology of the World : I. The Paleozoic*, B. Elsevier, Amsterdam, 110-167.

KOZUR H. (1980). — The significance and stratigraphic position of the 'Saalic' and Palatine phases. In: VOZÁR J. & VOZÁROVÁ A. (eds), *Permian of the West Carpathians*. Geologický ústav Dionýza Stúra, Bratislava, 65-72.

CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., PITTAU P., RONCHI A. & SARRIA E. (1999). — Late Palaeozoic continental basins of Sardinia. Earth Science Department, Pavia University, 116 p.

KOZUR H.W. (1998). — The Permian conodont biochronology. Progress and problems. In: Thematic issue: Strzelecki International Symposium on Permian of Eastern Tethys: Biostratigraphy, palaeogeography and resources. *Proc. Royal Soc. Victoria*, 110 : 197-220 ; Melbourne.

CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., RONCHI A. & VALLONI R. (1996). — Stratigraphic and petrographic investigations into the Permo-Triassic continental sequences of Nurra (NW Sardinia). *Cuad. Geol. Iberica*, 21: 149-169.

LORENZ V. & NICHOLLS I.A. (1976). — The Permocarboneous basin and range province of Europe. An application of plate tectonics. In: FALKE H. (ed.), *The continental Permian in Central, West and South Europe*. D. Reidel Publishing Company, 313-342.

CASSINIS G., DI STEFANO P., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C. (2000). — Permian of South Europe and its interregional correlation. In: YIN H., DICKINS J.M., SHI G.R. & TONG J. (eds), *Permian-Triassic evolution of Tethys and Western Circum-Pacific*. Elsevier Science, Amsterdam, 37-70.

LORENZ V. & NICHOLLS I.A. (1984). — Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107 : 25-56.

CASSINIS G., TOUTIN-MORIN N. & VIRGILI C. (1992). — Permian and Triassic events in the continental domains of Mediterranean Europe. In: SWEET W.C., YANG Zunyi, DICKINS J.M. & YIN Hongfu (eds), *Permo-Triassic Events in the Eastern Tethys, Stratigraphy, Classification, and Relations with the Western Tethys*. Cambridge University Press, 60-77.

MARTINEZ-GARCIA E. (1983). — El Permico de la Cordillera cantabrica. In: MARTINEZ-DIAZ C. (coord.), *Carbonifero y Permico de España*, Oviedo : 391-402.

CASSINIS G., TOUTIN-MORIN N. & VIRGILI C. (1995). — A General Outline of the Permian Continental Basins in Southwestern Europe. In: SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCHOLLE D.S. (eds), *The Permian of Northern Pangea, vol. 2, Sedimentary Basins and Economic Resources*. Springer Verlag, Berlin, 137-157.

MATTE P. (1986). — Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.

GEBHARDT U., SCHNEIDER J. & HOFFMANN (1991). — Modelle zur Stratigraphie und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke. *Geol. Jb.*, 127: 405-427.

PRUVOST P. (1956a). — La phase orogénique saalienne en France. In: LOTZE F. (ed.), *Geotektonisches Symposium Hans Stille* (Stuttgart), 102-106.

GILBERT J.S., BICKLE M.J. & CHAPMAN H.J. (1994). — The origin of Pyrenean Hercynian volcanic rocks (France-Spain): REE and Sm-Nd isotope constraints. *Chemical Geology*, 111 : 207-226.

PRUVOST P. (1956b). — *Lexique stratigraphique international*. Volume 1, Europe, Fascicule 4aII, Paléozoïque supérieur (20° C.G.I., Mexico). CNRS Editions, 224 p.

RONCHI A., BROUTIN J., DIEZ J.B., FREYTET P., GALTIER J. & LETHIERS F. (1998). — New palaeontological discoveries in some Early Permian sequences of Sardinia. Biostratigraphic and palaeogeographic implications. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327: 713-719.

SCHÄFER A. (2001). — Stratigraphic constraints on molasse depositional systems in the Permo-Carboniferous Saar-Nahe basin, Germany. « Natura Bresciana », *Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Monografia* 25: 213-219, Brescia.

- SCHNEIDER J. (1989). — Basic problems of biogeography and biostratigraphy of the Upper Carboniferous and Rotliegendes. *Acta Musei Reginahradecensis S.A.: Scientiae naturales, XXII*: 31-44.
- SCHNEIDER J. (2001). — Rotliegendestratigraphie – Prinzipien und Probleme. *Beitr. Geol. Thüringen*, N.F., 8: 7-42.
- SCHNEIDER J.W., KÖRNER F., HOERNES S.T., GAND G., SCHAEBEN H. & KLEEBERG R. (1999). — Teil 1 : Perm-red beds des Lodève-Beckens Geochimie, Bio/Lithofazies, Zyklusstratigraphie, Klima. Freiberg [unpublished].
- SCHNEIDER J., RÖSSLER R. & GAITZSCH B.G (1995). — Times lines of the Late Variscan Volcanism. A holostratigraphic synthesis. *Zbl. Geol. Paläont.*, I (5-6): 477-490; Stuttgart.
- SCHOTT J.J. (1985). — *Paléomagnétisme des séries rouges du Permien et du Crétacé inférieur dans les chaînes pyrénéo-cantabrique et NW ibérique. Implications géodynamiques*. Thèse de Doctorat, Strasbourg, 382 p. [ronéotypée].
- SOPENA A., DOUBINGER J., RAMOS A. & PEREZ-ARLUCEA M. (1995). — Palynologie du Permien et du Trias dans le Centre de la Péninsule Ibérique. *Sci. Géol., Bull.*, 48 (1-3) : 119-157.
- STAMBERG S., PROUZA V., ZAJIC J. & MARTINEK K. (1998). — *Bohemian Permocarboniferous Basins*. Field guidebook of the 12th Field Meeting of the AGP (Association des Géologues du Permien), 46 p. [unpublished].
- STILLE H. (1920). — Über Alter und Art der Phasen variszischer Gebirgsbildung. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen*, Math., Phys. Kl, 124-228.
- STILLE H. (1924). — Die Phasen der variscischen Gebirgsbildung in Europa. *In: Grundfragen der vergleichenden Tektonik*, Borntraeger, Berlin, 84-108.
- WATERHOUSE J.B. (1978). — Chronology of the World Permian. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 6: 299-322.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 11 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 2005

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

NEW PERMIAN MACROFAUNA AND MACROFLORA FROM THE OLINALÁ REGION, GUERRERO STATE, MEXICO

Nouvelles macrofaunes et macroflores permienne de la région d'Olinalá, État de Guerrero (Mexique)

by Blanca E. BUITRÓN (*), Alicia SILVA-PINEDA (*), Antonio FLORES DE DIOS (**), and Daniel VACHARD (***)

Abstract. — The Olinalá Formation yielded new fossiliferous beds with brachiopods *Paranorella imperialis* Cloud, and diversified terrestrial plants belonging to cycadophytes, pteridospermeae and coniferales, assigned to *Taeniopteris* cf. *T. fallax* Goepfert, *Neuropteris* sp. and *Cordaites* sp., as well as rare remains of equisetals (horsetails) and indeterminate plants. These fossils are found in deltaic environments. This deltaic Member of the Olinalá Formation is intercalated between black shales with goniatites dated from the early-middle Wordian, and bioclastic or constructed limestones from the Guadalupian. Age of the fossils described is therefore probably late Wordian.

Resumen. — Se da a conocer una fauna y flora nueva de la Formación Olinalá, localizada en la cercanía del poblado de Olinalá, en la región nororiental del Estado de Guerrero (México). Se trata de una fauna marina constituida por braquiópodos atribuidos a *Paranorella imperialis* Cloud y plantas continentales representadas por fragmentos identificados con cicadofitas, pteridospermas y coniferofitas asignadas a las especies *Taeniopteris* cf. *T. fallax* Goepfert, *Neuropteris* sp. y *Cordaites* sp., así como escasos restos de tallos de equisetales y fragmentos de otros vegetales no determinados. La asociación de braquiópodos y plantas sugiere una zona de planicie deltaica. La edad de los fósiles encontrados es probable del Wordiano superior, ya que están situados entre arcillas negras con *Goniatitidos* del Wordiano inferior-medio y calizas con *Fusulinidos* del Capitaniano.

Résumé. — La Formation d'Olinalá renferme des fossiles inédits, représentés par les brachiopodes *Paranorella imperialis* Cloud et différentes plantes terrestres, appartenant aux cycadophytes, aux ptéridospermées et aux coniférales, avec respectivement *Taeniopteris* cf. *T. fallax* Goepfert, *Neuropteris* sp. et *Cordaites* sp. La macroflore comporte aussi de rares débris d'équisétales et des plantes indéterminées. Ces fossiles se rencontrent dans des environnements deltaïques. Ce Membre deltaïque de la Formation d'Olinalá s'intercale entre des argilites noirâtres à goniatites datées du Wordien inférieur-moyen, et des calcaires bioclastiques ou construits du Guadalupien. Les fossiles décrits ici appartiennent donc probablement au Wordien supérieur.

I. — INTRODUCTION

The studied material was collected in the Permian rocks of the Olinalá Formation (Guerrero State, Mexico). The fossiliferous localities have been found at east-northeast of Olinalá town, toward Progreso and Xochimilco, in La Carbonera anticlinorium, also called "La Montaña". This region is situated between 17° 42' - 17° 54' north and 98° 32' - 98° 48' west (fig. 1).

II. — PREVIOUS WORKS

Since the end of the nineteenth century, many works were devoted to the Paleozoic geology and paleontology of the

northeast area of Guerrero State. Aguilera (1896) studied widely the geology of the region. Ordoñez (1904) mentions Olinalá in his paper about "las rocas arcaicas de México". Jenny (1933) in an unpublished report of *Petroleos Mexicanos* studied the northeast region of Guerrero. Rodríguez-Torres (1970) documented the geology of metamorphic rocks from Acatlán, Puebla State. López-Ramos (1969, 1971) mentioned the region between the Puebla, Guerrero and Oaxaca States, in a synthesis about the Mexican Paleozoic. Ortega (1978) studied the Acatlán Complex, and published a work over the Permian tectonic evolution in the south of Mexico (Ortega, 1984). Flores de Dios and Buitrón (1982) collected invertebrate fossils near Olinalá (including productacean brachiopods), and reported the presence of Late Paleozoic (Permian). These authors proposed the name Olinalá

(*) Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, 04510 México D.F., Mexico. E-mail address: blancab@servidor.unam.mx (Blanca Buitrón)

(**) Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Guerrero, AP 197 Taxco (Guerrero), Mexico

(***) Université de Lille 1 : Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque (LP3), UMR 8014 et FR 1818 du CNRS, Bâtiment SN5, S9655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France). E-mail: Daniel.Vachard@univ-lille1.fr

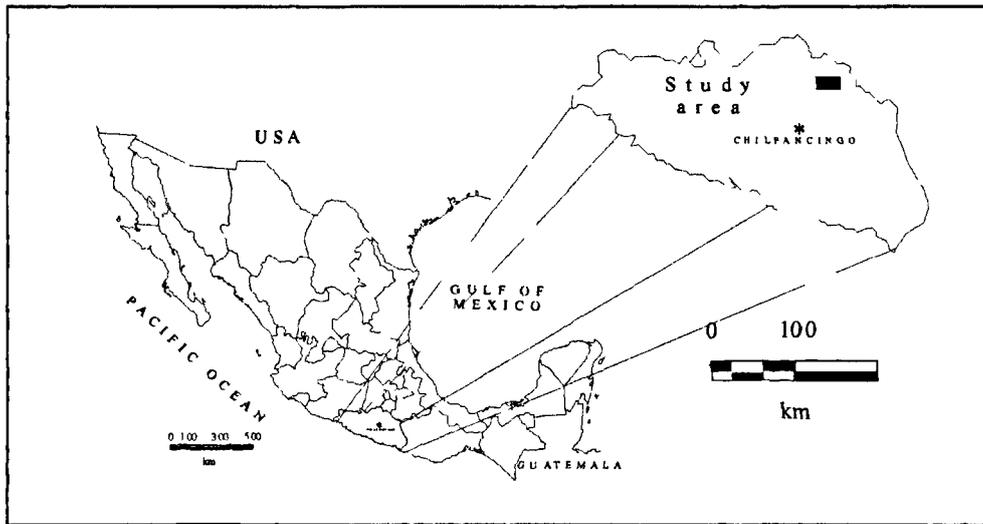


Fig. 1. — Location sketch map of the Olinalá area in the Guerrero State (Mexico).

Fig. 1. — Carte de localisation schématique de la région d' Olinalá dans l'Etat de Guerrero au Mexique.

Formation for clastic marine sediments of Pennsylvanian-Permian-Triassic? age. This sequence consists of shale, sandstone, siltstone and limestone. The name of the formation is because of the proximity of the Olinalá town. Corona-Esquivel (1983) also reported Late Paleozoic in the same region, where he collected some fossils, and he called this the Los Arcos Formation. Vachard *et al.* (1993) realized preliminary micropaleontological studies about the Permian of the Barranca de Olinalá. Recently, López-López (1997) and Esquivel-Macias (2000), in unpublished theses, worked respectively on brachiopods from Olinalá and brachiopods and crinoids of the Late Paleozoic from Olinalá, Patlanoaya and Cuxtepeque Formations, Puebla State. Permian plants from Olinalá were firstly indicated by Silva-Pineda *et al.* (2000) and Vachard *et al.* (2004).

III. — STRATIGRAPHIC CONSIDERATIONS

The Olinalá Formation overlies discordantly the Acatlán Complex (i. e., a metamorphic basement Cambrian to Devonian in age) and underlies concordantly the Cualac Complex from Middle Jurassic age (fig. 2, 3). The type locality is situated in the western region at Olinalá-Huamuxtitlán.

The Olinalá Formation represents the youngest sedimentary cover of the Mixteco Paleozoic Terrane in central Mexico (Wordian-Capitanian). The inferior part contains the ammonoids *Waagenoceras*, *Stacheoceras*, *Pseudogastrioceras*, *Agathiceras*, *Paraceltites*, and *Adrianites* of possible early-middle Wordian age (Vachard *et al.*, 1993, 2004), or less accurately dated as Guadalupian (Garibay-Romero, 2009). The middle part, described herein, has yielded brachiopods (*Paranorella*) and plants (*Neuropteris*, *Taeniopteris*, *Cordaites*). These deposits constitute siliciclastic sequence of the deltaic front, prodeltaic

and river basin. The contact with the limestone upper part is an eroded contact, which characterizes an subaerial exposure.

Sedimentologically, the lime sequence represents a carbonate slope deposit, where the inner portion is shallow and composed principally by: (a) boundstones LLH-C type, (b) packstones-grainstones with echinoderms and grainstones, which contain also pelecypods, gastropods, microfossils and algae, and (c) banks of lime sands principally with crinoid floatstones.

The middle slope is constituted by bioclastic limestone, grainstone and packstone with crinoids, bryozoans, pelecypods, brachiopods, smaller foraminifera (*Abadehella* ex gr. *coniformis* Okimura and Ishii) and fusulinids (*Codonofusiella extensa* Skinner and Wilde, *Parafusulina bosei* Dunbar and Skinner, and *Schubertella* ex gr. *australis* Thompson) from the Capitanian. The deep portion of the slope is a lime mud mound of cyanobacteria (*Tubiphytes*, *Aeolisaccus*), carbonate sponge, *Prorichtofenia* and bryozoans, which are trapped in a fine lime mud with a typical microbialitic structure. Microfaunistic association of the Olinalá fusulinids can be compared with Guadalupe Mountains of Texas, Formation Lamar of Texas, USA, La Difunta Formation, Coahuila, and Sonora, Guerrero and Oaxaca states in Mexico.

IV. — BIOTA AGE

Brachiopod specimens of *Paranorella imperialis* are found in all the horizons of the locality. Previously, this fossil has been described from the Permian of Las Delicias, located southwest of Coahuila State (Cloud, 1944).

A Late Permian age is assigned to this unit; it is based in the marine invertebrate age of the group of brachiopods associated with plants. Such brachiopods were dated as

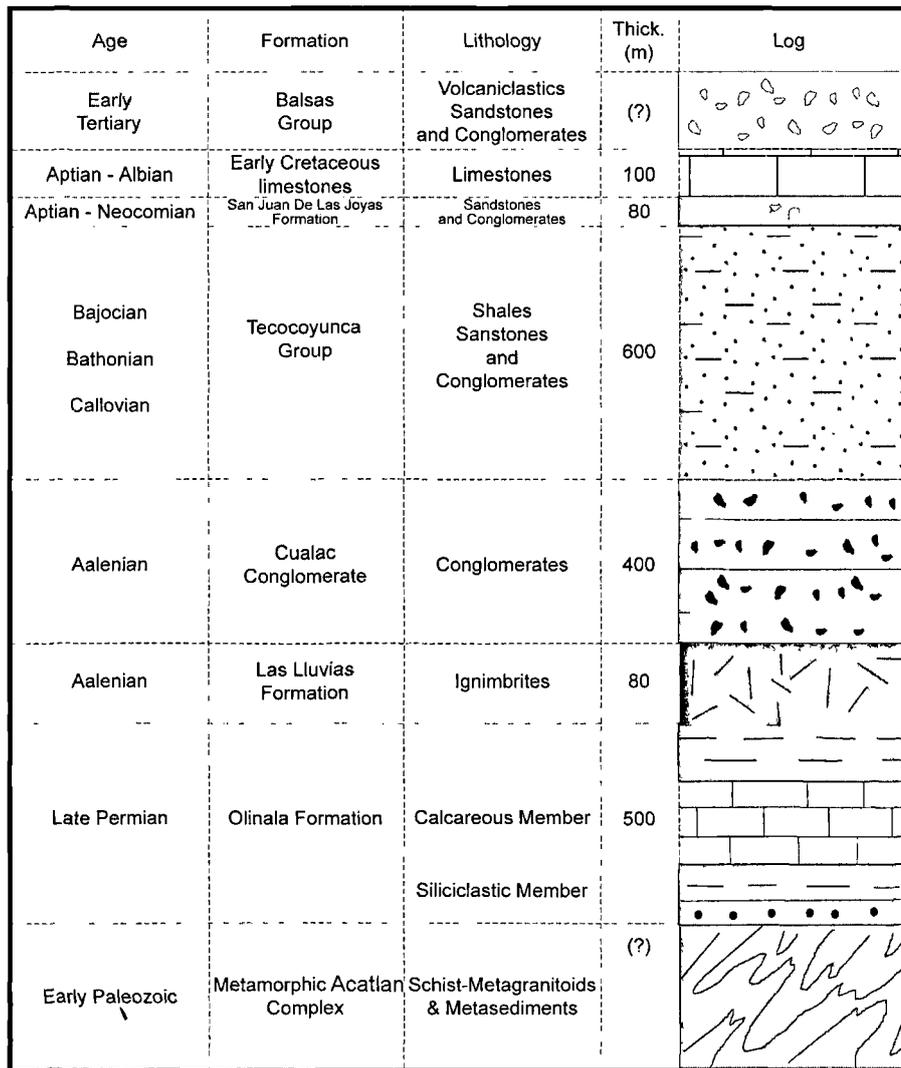


Fig. 2. — Columnar stratigraphic section of Olinalá area. Thick. (m) = thickness in meters.

Fig. 2. — Colonne stratigraphique de la région d' Olinalá. Thick. (m) = épaisseur en mètres.

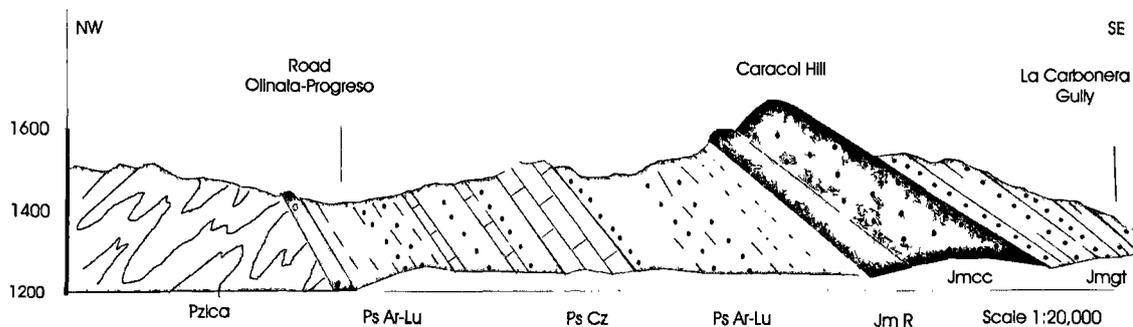


Fig. 3. — Schematic section of one flank of the Olinalá synclinorium (compare with Fig. 2). Abbreviations: Pzica = Acatlán Complex, Ps Ar-Lu = Olinalá Formation, siliciclastic Member, Ps Cz = Olinalá Formation, calcareous Member, Jm R = Las Lluvias ignimbrites (Middle Jurassic), Jmcc = Cualac conglomerate (Middle Jurassic), Jmgt = Tecocoyunca Group (Middle Jurassic).

Fig. 3. — Coupe schématique d'un des flancs du synclinorium d' Olinalá. (comparer avec la Fig. 2). Abréviations: Pzica = Complexe d'Acatlán, PsAr-Lu = Formation d'Olinalá, Membre siliciclastique Ps Cz = Formation d'Olinalá, Membre calcaire, JmR = ignimbrites de Las Lluvias (Jurassique moyen), Jmcc = conglomérat de Cualac (Jurassique moyen), Jmgt = Groupe de Tecocoyunca (Jurassique moyen).

Permian by Cloud (1944). Fossil plants of this unit are very scarce, there are only three specimens and some parts indeterminate. The discovery of genera *Taeniopteris*, *Neuropteris* and *Cordaites* that are common in the Late Paleozoic also support the Permian age indicated by the invertebrates.

Taeniopteris is a form-genus that had a wide distribution during the Permian-Triassic epoch and almost up to Early Cretaceous, although poorly represented in this period. This genus also is considered as one of the first evidences of the presence of the cycads in the Paleozoic (Stewart, 1983). *Neuropteris* is a genus widely distributed in the Late Carboniferous. The genus *Cordaites* is well developed during Carboniferous-Permian in many localities in the world. Brachiopod and plant associations suggest a deltaic plain environment. Fragmentary stage of the plants denote probably transport by currents.

Intercalated between early-middle Wordian fauna of goniatites, and Capitanian microfauna, the investigated fauna and flora are clearly late Wordian in age (Vachard et al., 2004).

V. — SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

Fossil specimens are deposited at the Paleontological Collection of the Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Circuito Exterior, Delegación Coyoacán, 04510 México D.F. (specimen numbers IGM 8623 to 8327 for the brachiopods, and IGM-PB1188 to 1190 for the terrestrial plants).

Phylum BRACHIOPODA

Class ARTICULATA

Order RHYNCHONELLIDA

Genus *PARANORELLA* Cloud, 1944

Paranorella imperialis Cloud, 1944
(fig. 5. 1-3)

1944 *Paranorella imperialis* Cloud, p. 60, pl. 19, figs. 5, 9-16, 20
1994 *Tomioopsis* sp.- González et al., pl. 2, fig. h-i.

Measurements: Length 10-15 mm, width 11-16. mm, thickness 6.0-7.0 mm.

Localisation and stratigraphical position: The study realized by Flores de Dios and Buitrón (1982) reported the presence of *Paranorella* sp. in Olinalá, Guerrero. The species *Paranorella imperialis* is found basically in all the horizons.

Description

Biconvex shell with subcircular outline, greatest width slightly anterior to the mid-length of the shell. Pedicle valve more convex than brachial valve. The umbo of the pedicle valve is inconspicuous and tightly incurved over the brachial valve. The ventral fold broad and low with faint depression

that extended since posterior region onto the umbo. The peduncular valve convex, interior with strong support of the chanelar plates, chanelar tooth curved to hooked in the dental fossettes of the brachial valve. The muscular field varies from wider than large to larger than wide and can be divided in the middle for a myophragm, it consists a pair of little flabelliform diductor scars, extended to hemioval, adductor scars.

The brachial valve slightly convex, the interior presents a low median septum extended a little less than half the length of the valve. Cardinal plate compressed longitudinally. Dental sockets probably denticulated, hemioval field of adductor muscles scars is divided by the median septum in two parts. Elongate diductor muscles are united to the cardinal plate and the tops of the median septum.

The surface of the shell has faint growth lines. The type of the calcareous shell structure is fibrous, impunctate.

Discussion

Paranorella species are only known for the Permian area of Las Delicias, Coahuila state (Cloud, 1944). Piveteau in his *Traité de Paléontologie* (1952, p. 91), also reports the presence of *Paranorella* in the Permian of Mexico and he indicated that is similar to *Norella* from the Triassic of the Alps. Except for a lot of little forms of *Norella*, the homeomorphy is similar, then the genus has a fold in the pedicle valve and a sulcus in the brachial valve, opposite to the normal position of the fold and sulcus in the rhynchonellids. Additionally, this Triassic genus lacks of median dorsal septum, while the prominent impression of the principal paleal line is extended in an anterior third of the shell before to divide. The relationships between *Norella* y *Paranorella* are unknown, but the features little common of the opposite fold a sulcus in these two genera of rhynchonellids can be significant.

In faunistical reports for the Olinalá Formation, are mentioned the genus *Paranorella* and *Tomioopsis* referred to the same specimens, because exists a great similar homeomorphic between them. Despite, to realize comparison of the specimens of these two genera, observed aspects that distinguish them. More evident feature is referred to the presence of a brachial sulcus and his correspondent dorsal fold in the shell of *Tomioopsis*, while the disposition of the sulcus in *Paranorella* is dorsal, wide and restricted to the anterior region of the valves, and the ventral fold is wide and smooth. This pattern of the sulcus and fold is the same that present the specimens studied, for this reason the genus *Paranorella* is accepted as valid. Another difference in the constitution of the shell, in *Paranorella*, is impunctate formed by a fibrous layer, whereas the shell of *Tomioopsis* is probably taleolate.

In the other hand *Tomioopsis* is a part of the family Martiniidae order Spiriferid, because it presents a spirialium brachidium. Nevertheless, what it is observed in the Olinalá specimens, is a loop brachidium type, formed by two branches located in the posterior end of the center of the umbonal cavity, this is the other feature that support the possibility of that are a Rhynchonellida (fig. 4).

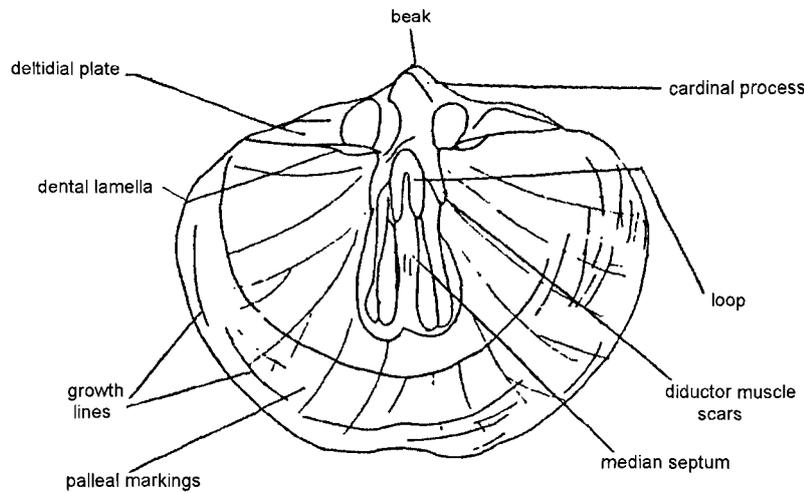


Fig. 4. — Internal view and nomenclature of a valve of *Paranorella imperialis* Cloud.

Fig. 4. — Vue interne et nomenclature d'une valve de *Paranorella imperialis* Cloud.

Division CYCADOPHYTA
Class PTERIDOSPERMOPSIDA
Order PTERIDOSPERMALES

Genus *NEUROPTERIS* (Brongniart) Sternberg, 1825

Neuropteris sp.
(Fig. 6. 1)

Description

One pinna was studied. It is characterized by its entire margin, rounded apex, and in the base a small prolongation alike petiole. The midrib is straight and persisting over about one fourth of the pinna length. The lateral veins are divided one or two times. The pinna measures 2.5 cm of length, 1.0 cm of width and the main vein 1.0 mm of width.

Discussion

The material consists in one pinna impression similar to the genus *Neuropteris*, as much in the form of the pinna like in the distribution of the veins. The specimen is very similar to *Neuropteris gallica* Zeiller, described by Wagner (1963), from the Carboniferous of Spain. Nevertheless, the Mexican specimen is too poorly preserved to allow a specific determination. Moreover, *N. gallica* has been described from the Late Carboniferous (Stephanian) of France, Belgium, and Spain (Wagner, 1963), whereas the Mexican specimen was found in Middle Permian rocks (late Wordian) of the Olinálá Formation in Guerrero State.

During the Late Carboniferous, the genus *Neuropteris* had a wide distribution (Stewart, 1983), its stratigraphic range is from Devonian to Permian (Archangelsky, 1970). In Mexico, this genus has been mentioned previously for the Permian (Wolfcampian-Leonardian) of Tlahuelompa to San

Mateo way, near Rancho San Mateo, in Veracruz State (Carrillo-Bravo, 1965); in the Calnali region, of Hidalgo State (Silva-Pineda, 1987), and in the Late Paleozoic (Permian) of the Matzitz Formation at south of Puebla State (Silva-Pineda, 1970).

Division CYCADOPHYTA
Class CYCADEOIDSIDA
Order BENNETTITALES

Genus *TAENIOPTERIS* Brongniart, 1832

Taeniopteris cf. *T. fallax* Goeppert
(Fig. 6. 2)

Description

Fragments of large leaves, margin entire, apex and base absent. The specimen more complete apparently corresponds to upper part of the leaf, a little above its maximum width, as accompanied by fragments of much smaller leaves. The fragment, in its maximum width measures 6.5 cm of length and 3.8 cm of width in its broadly part, in the apical region measures 3.0 cm. of width. The venation is constituted by a midrib of 1.0 mm of wide and lateral veins. Lateral veins are fine, straight, parallel and many in number, they are bifurcated near midrib. Vein density of 20 to 30 veins per centimeter.

Discussion

Description is based in an incomplete material similar with specimen described by Wagner and Martínez (1982) like *Taeniopteris* cf. *T. fallax* Goeppert from the Early Permian of Asturias. Asturian specimens have greater dimensions than the Mexican ones, nevertheless the same authors mention the

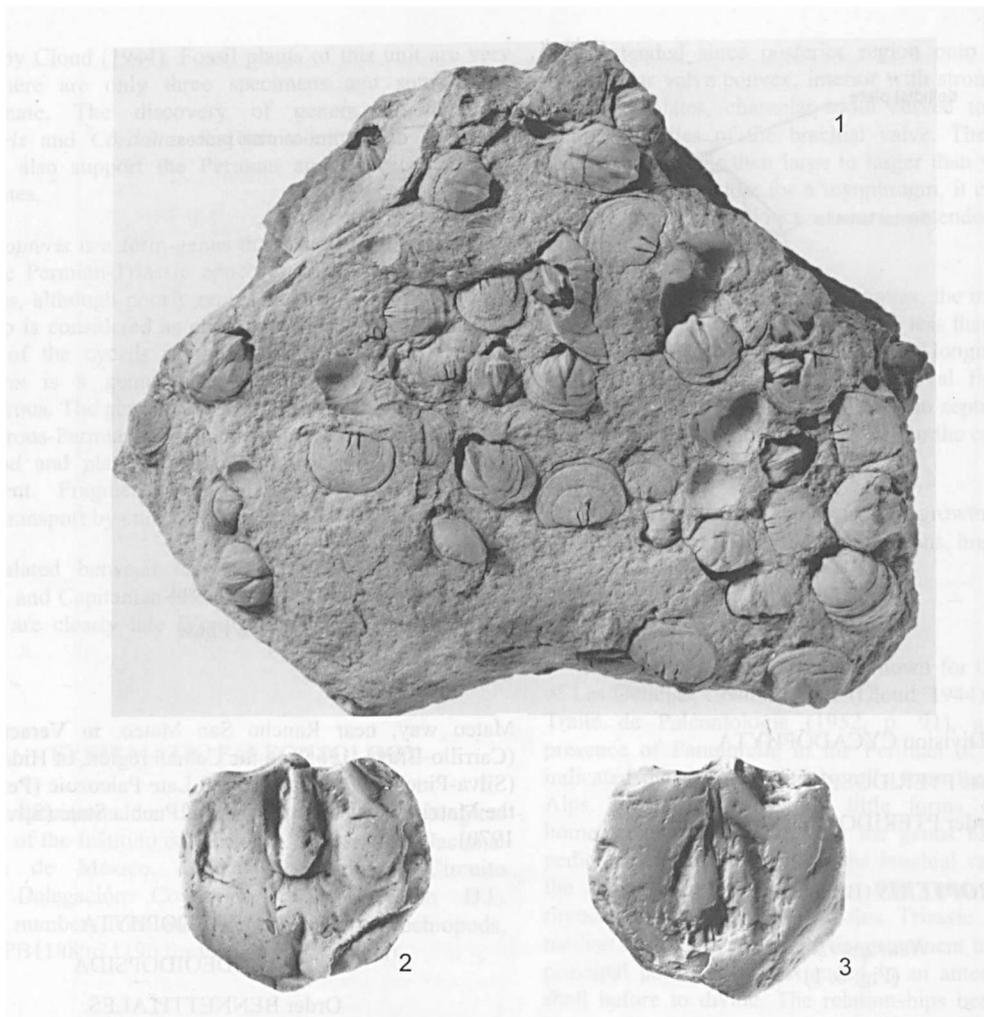


Fig. 5. — 1-3. *Paranorella imperialis* Cloud. Late Wordian, Olinalá Formation, Guerrero, Mexico. 1. Sandy rudstone with numerous molds of shells. Sample IGM 8627. x 1.2. Peduncular valve. Internal mold. Sample IGM 8625. x 4. 3. Brachial valve. Internal mold (see the opposite valve, fig. 5. 2). Sample IGM 8624. x 4.

Fig. 5. — 1-3. *Paranorella imperialis* Cloud. Wordien supérieur, Formation d'Olinalá, Guerrero, Mexique. 1. Rudstone sableux avec de nombreux moules de coquilles. Echantillon IGM 8627. x 1.2. Valve pédonculaire. Moule interne. Echantillon IGM 8625. x 4. 3. Valve brachiale. Moule interne (comparer avec la valve opposée, fig. 5. 2). Echantillon IGM 8624. x 4.

presence of specimens of variable dimensions. Midribs of Asturian specimens measure 1.0 mm to 4.0 mm width, while in the Olinalá specimens the midrib measures 1.0 mm wide. Illustrations displayed by Wagner and Martínez (1982) from the Spain specimens, show midrib variable and veins density is 40 veins per centimeter. In the literature, it has been mentioned that the leaf size is a less important feature that vein density, because exist leaves of different dimensions that conserve the same density of veins.

Olinalá specimen is similar with *Taeniopteris multinervis* Weiss described by Halle (1927) from south China and he considered this index species as Permian. Moore *et al.* (1936) studied Permian flora from Kansas, they indicate the presence of *Taeniopteris* and some remains of coniferophytes like *Walchia* because the flora is Permian. *Taeniopteris fallax* Goepfert was considered like *T. multinervis* (Zeiller, 1894), which also was considered like *T. abnormis* by Barthel (Wagner and Martínez-García, 1982). The same authors

concluded that *Taeniopteris fallax*, *Taeniopteris multinervis* and *Taeniopteris abnormis* can be the same species, because these specimens could be called *T. abnormis* by priority principle. He considered the identification *T. fallax* as tentative.

The specimen here described is also similar with *Taeniopteris* sp. described from the Early Permian (Wolfcampian-Leonardian) from Calnali region northeast of Hidalgo (Silva-Pineda, 1987), but it differs a little in the venation, specimen from Hidalgo have wider midrib and also the laterals are wider and separated between them. In the road from Tlahuelompa, Hidalgo to San Mateo, Veracruz is found a Permian flora with specimens of *Taeniopteris* sp., this flora was identified by Mamay and Scott from the U.S. Geological Survey (Carrillo-Bravo, 1965).

In Chiapas State was found a Permian flora with leaf fragments comparable to Olinalá specimens (Silva-Pineda, unpublished)

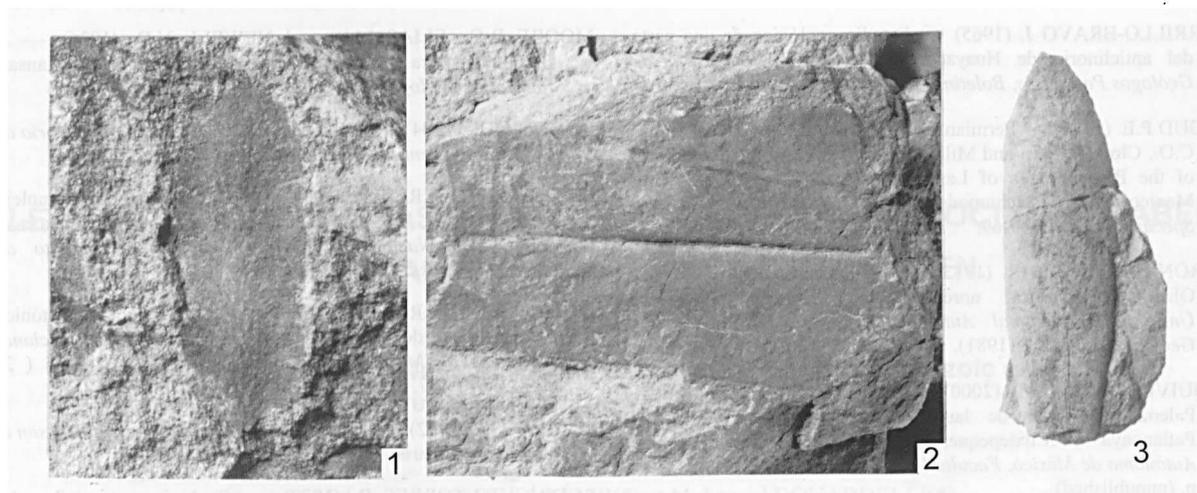


Fig. 6. — 1-3. Terrestrial plant remains. Late Wordian, Olinalá Formation, Guerrero, Mexico. 1. *Neuropteris* sp. Sample IGM PB1188. x 2. 2. *Taeniopteris* cf. *fallax* Goepfert. Sample IGM PB1189. x 1. 3. *Cordaites* sp. Sample IGM PB1190. x 1.

Fig. 6. — 1-3. Débris de plantes terrestres. Wordien supérieur, Formation d'Olinalá, Guerrero, Mexique. 1. *Neuropteris* sp. Echantillon IGM PB1188. x 2. 2. *Taeniopteris* cf. *fallax* Goepfert. Echantillon IGM PB1189. x 1. 3. *Cordaites* sp. Echantillon IGM PB1190. x 1.

Division CONIFEROPHYTA

Order CORDAITALES

Genus *CORDAITES* Unger 1850

Cordaites sp.
(Fig. 6. 3)

Description

A fragment of lanceolate leaf, with entire parallel borders, and which is narrow about the apical and basal region. The base and apex are absent. Veins are visible, they are straight and parallel. The leaf measures 5.3 cm in length, 1.5 cm in width, and near the base 1.0 cm in width.

Remarks

The specimen of this study is a poorly preserved leaf similar to *Cordaites*, but due to the bad preservation the identification of this specimen is tentative. *Cordaites* is reported from the Permian-Carboniferous of Eurasia, Siberia, China, India, Australia, South Africa, and South America (Archangelsky, 1970). Middle Pennsylvanian remains of this

genus are known (Stewart, 1983). The genus *Cordaites* was proposed by Unger in 1850 (Andrews, 1955) in order to replace the name of *Flabellaria borassifolia* from Late Carboniferous of Bohemia. Also it was called *Pychnophyllum borassifolia* (Andrews, 1955). Corda (according to Andrews, 1955) reviewing the material demonstrated that it is not a palm. Name of *Cordaites* was given for perpetuated the memory of Corda.

Seward (1919) reviewed literature related with the genus *Cordaites*, which reveals a great variety in its morphology. Although this genus is represented by great leaves up to 1.0 m of length, some authors, including Stewart (1983) mention to have found specimens of some centimeters in length. Leguizamón (1980) described fragments leaves up to 5.6 cm of length in Late Paleozoic of Córdoba Province in Argentina. Leaves of *Cordaites* give the impression of being coreacean forms. Arnold (1947) indicates as Cordaitale-like a Paleozoic gymnosperm group that appears in Pennsylvanian of Euro-America and migrates toward Angara and Gondwana.

Acknowledgments. — The authors thanks ECOS (France) and ANUIES, CONACYT and UNAM (Mexico), to the financial support for stays, missions and scholarships with the purpose of interchanging knowledge between French and Mexican researchers and of preparing young researchers. The project number M00U01 studied a sedimentologic, micropaleontologic and geochemistry study of the Paleozoic of Mexico.

BIBLIOGRAPHY

AGUILERA J.G. (1896). — Bosquejo geológico de México. *Instituto Geológico de México, Boletín*, 4-6, 1-267.
ANDREWS H. (1955). — Index of Generic Names of Fossil Plants, 1820-1950. *Geological Survey Bulletin*, 1013, 262 p.

ARCHANGELSKY S. (1970). — Fundamentos de Paleontología. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, *Universidad Nacional de La Plata, Serie Técnica y Didáctica*, 11, 347 p.
ARNOLD C.A. (1947). — An introduction to Paleobotany. *McGraw-Hill*, New York, 483 p.

- CARRILLO-BRAVO J. (1965). — Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín*, 17, 73-96.
- CLOUD P.E. (1944). — Permian brachiopods. In: King R.E., Dunbar C.O., Cloud P.E. Jr. and Miller A.K., Geology and paleontology of the Permian area of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico. Pt. 3, Brachiopods. *Geological Society of America, Special Paper*, 52, 49-69.
- CORONA-ESQUIVEL R. (1983). — Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 5 (1981), 17-24.
- ESQUIVEL-MACÍAS C. (2000). — Braquiópodos y crinoides del Paleozoico Tardío de las formaciones Olinalá, Guerrero, Patlanoaya y Cuxtepeque, Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis Doctoral*, 155 p. (unpublished).
- FLORES DE DIOS-GONZÁLEZ A. and BUITRÓN B.E. (1982). — Revisión y aportes a la estratigrafía de la Montaña, Guerrero. *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnica-Científica*, 28 p.
- GARIBAY-ROMERO L.M. (2000). — Nuevos amonitas pérmicos de la Formación Olinalá-Los Arcos, Olinalá, Guerrero, México. *GEOS Unión Geofísica Mexicana. 2a. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Resúmenes y Programa*, 20 (3), 299.
- GONZALEZ-ARREOLA C.A., VILLASEÑOR-MARTINEZ A.B. and CORONA-ESQUIVEL R. (1994). — Permian fauna of the Los Arcos Formation, municipality of Olinalá ; State of Guerrero, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11 (2), 214-221.
- HALLE T. (1927). — Palaeozoic plants from Central Shansi. *Geological Survey of China, Palaeontologia Sinica A*, 2 (1), 1-316.
- JENNY H. (1933). — Geological Reconnaissance Survey of the Northeastern part of Guerrero. *Petróleos Mexicanos, informe geológico*, 36 p. (unpublished).
- LEGUIZAMÓN R. (1980). — Chankani: una nueva localidad plantífera del Paleozoico de la Provincia de Córdoba, Argentina. *Actas II Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y I Congreso Latinoamericano de Paleontología (1978), Buenos Aires*, 4, 103-111.
- LÓPEZ-LÓPEZ B. (1997). — Braquiópodos del Paleozoico Tardío de la región de Olinalá, Estado de Guerrero. *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis Profesional*, 150 p. (unpublished).
- LÓPEZ-RAMOS E. (1969). — Marine Paleozoic rock of Mexico. *American Association Petroleum Geologists, Bulletin*, 53 (12), 2399-2417.
- LÓPEZ-RAMOS E. (1971). — Rocas paleozoicas marinas de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 32 (1), 15-44.
- LÓPEZ-RAMOS E. (1979). — Carta geológica del Estado de Guerrero, escala 1:500 000. *Universidad Nacional Autónoma de México*.
- MOORE R.C., ELIAS M.K. and NEWELL N.D. (1936). — A "Permian" flora from the Pennsylvanian rocks of Kansas. *Journal of Geology*, 44 (1), 31 p.
- ORDÓÑEZ E. (1904). — Las rocas arcaicas de México. *Memoria de la Sociedad Científica Alzate (México)*, 22, 315-331.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ F. (1978). — Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 2 (2), 112-131.
- ORTEGA-GUTIÉRREZ F. (1984). — La evolución tectónica premisisípica del sur de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 5 (2) (1981), 140-157.
- PIVETEAU J. (1952). — *Traité de Paléontologie. Tome 2. Masson et Cie Editeurs, Paris*, 790 p.
- RODRÍGUEZ-TORRES R. (1970). — Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla. *Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca*, 51-54.
- SEWARD A.C. (1919). — Fossil plants, *Cambridge University Press*, 4, 542 p.
- SILVA-PINEDA A. (1970). — Plantas del Pensilvánico de Tehuacán, Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Geología, Paleontología Mexicana*, 29, 108 p.
- SILVA-PINEDA A. (1987). — Algunos elementos paleoflorísticos del Pérmico de la región de Calnali, Hidalgo. *Sociedad Mexicana de Paleontología, Revista*, 1 (1), 313-327.
- SILVA-PINEDA A., BUITRÓN B.E. and FLORES DE DIOS, A. (2000). — Presencia de coníferas en el Pérmico (Leonardiano) de Calnali, Hgo., Patlanoaya, Pue. y Olinalá, Gro. *GEOS Unión Geofísica Mexicana. 2ª. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa*, 20 (3), 298-299.
- STEWART W. N. (1983). — Paleobotany and Evolution of plants. *Cambridge University Press*, 405 p.
- VACHARD D., FLORES DE DIOS A., BUITRÓN B. (2004). — Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data. *Geobios*, 37, 99-115.
- VACHARD D., OVIEDO A., FLORES DE DIOS A., MALPICA-CRUZ R., BRUNNER P., GUERRERO-SUÁSTEGUI, M., BUITRÓN B. E. (1993). — Barranca d'Olinalá (Guerrero): une coupe de référence pour le Permien du Mexique Central; étude préliminaire. *Annales Société Géologique du Nord*, (2), 2, 153-160.
- WAGNER R.H. (1963). — Stephanian B flora from the Ciénega-Matallana Coalfield (León) and neighbouring outliers, I: Introduction, *Neuropteris. Notas y comunicaciones, Instituto Geológico y Minero de España*, 72, 5-69.
- WAGNER R.H., MARTÍNEZ-GARCÍA E. (1982). — Description of an Early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Peninsula. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, 273-287.
- ZEILLER R. (1894). — Mitteilungen über die Flora der permischen Schichten von Trienvach (Weilerthal). *Mitteilungen geologische Landesanstalt Elsass-Lothringen*, 4, 149-170.

LE PLATEAU DE LAKHSSAS (ANTI-ATLAS OCCIDENTAL, MAROC) : UN GRABEN FINI-PRECAMBRIEN REACTIVE A L'HERCYNIEN.

The Lakhssas Area (Western Anti-Atlas, Morocco): Late Proterozoic graben inverted during the Variscan orogeny.

par Abderrahmane SOULAIMANI(*) et Mohamed BOUABDELLI(*)

Résumé. — A la marge nord-occidentale du craton ouest-africain, l'Anti-Atlas montre une évolution post-panafricaine marquée par une remobilisation importante de fractures du socle. A son extrémité ouest, le plateau de Lakhssas, occupé par une couverture néoprotérozoïque supérieur puis cambrienne inférieur, comprise entre les deux massifs précambriens de Kerdous et d'Ifni, est pris comme exemple pour tester ces diverses interactions.

A la base de la couverture, les faciès volcano-détritiques du Groupe de Ouarzazate "PIII" correspondent à des dépôts de pente au pied de failles d'effondrement dont l'activité persiste jusqu'au Cambrien basal, comme en témoigne la persistance d'instabilités sédimentaires, tectoniques et d'une importante activité volcanique. Au terme de cette phase extensive, le Plateau de Lakhssas forme un large héli-graben sub-méridien, à flanc est effondré, bordé par les massifs soulevés de Kerdoud et d'Ifni.

Cette architecture est remobilisée lors du raccourcissement hercynien subéquatorial, et la couverture, modérément plissée, est affectée au centre du Plateau par des couloirs de cisaillements à schistosité de flux plan axial de plis isoclinaux, déformation, qui disparaît brutalement en s'éloignant de ces zones et qui traduit la réactivation de fractures profondes selon des mouvements à composante verticale dominante.

La structure actuelle, en horsts et grabens, observée dans le Plateau de Lakhssas s'est donc déjà amorcée lors du rifting fini-précambrien, contemporaine de la dislocation de la marge nord-ouest gondwanienne. La remobilisation de ce dispositif lors de la collision Gondwana-Laurentia au Carbonifère terminal s'opère par une inversion tectonique selon des rejets relativement faibles.

Abstract. — *The Anti-Atlas post-Pan-African evolution is marked by an important remobilisation of basement fractures. To its west, the Lakhssas Plateau occupied by a late Proterozoic-Cambrian cover understood between the Kerdous and Ifni inliers, is taken as an example to test these various reactivations.*

At the base of the cover, the volcanoclastic "PIII" series correspond to slope deposits to the foot of slip faults whose activity persists until the upper part of Lower Cambrian, as testifies the persistence of sedimentary and tectonic instabilities.

During the subequatorial Hercynian shortening, the basement fractures are reactivated and the cover moderately folded and affected to the centre of the area by shear-zones with NS axial plan foliation of isoclinal folds. This strong deformation disappears brutally towards the two lateral inliers. It reflects the deep fracture reactivation with dominant vertical motion.

The actual horsts and grabens structure of the Lakhssas Plateau is hence first initiated at the late Precambrian rifting time, contemporary of the dislocation of the northwest margin of the Gondwana. The remobilisation of this architecture at late Carboniferous during the time the Gondwana-Laurentia collision operates by a tectonic inversion, globally with a lower playback motions.

I. — INTRODUCTION.

Situé sur la bordure nord-ouest du craton ouest-africain, l'Anti-Atlas est formé d'une couverture attribuée au Néoprotérozoïque terminal et au Paléozoïque, qui repose en discordance majeure sur un substratum précambrien. Actuellement, le socle affleure à la faveur de "boutonniers" qui correspondent à l'érosion des axes culminants des grands plis hercyniens (Bas Drâa, Ifni, Kerdous, Irherm, etc.), rehaussées de façon rigide lors de la phase atlasique-alpine.

La couverture de l'Anti-Atlas occidental est caractérisée par la transition continue entre des faciès volcano-détritiques ("PII³" ou "Groupe de Saghro-Anezi" puis "PIII" ou "Groupe de Ouarzazate-Tanalt"), attribués au Néoprotérozoïque supérieur et les séries de la plate-forme cambrienne, qui enregistrent un maximum de dépôts dépassant 3000m, lié à une subsidence générale de la partie nord-occidentale de l'Anti-Atlas (Choubert, 1963; Benziene *et al.*, 1983; Piqué *et al.*, 1995).

Le contexte géodynamique de cette sédimentation est associé à des remobilisations de fractures profondes,

(*) Université Cadi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Laboratoire de Géologie Structurale, BP. 2390, Marrakech, Maroc.

communément mises à l'actif des derniers épisodes panafricains (Lancelot et Leblanc, 1980; Hassenforder, 1987). Les conglomérats "PIII" constituent alors des molasses orogéniques, et le magmatisme associé est encore lié à la collision panafricaine. Plus récemment, et sur la base de nouvelles données tectono-sédimentaires et magmatiques (Piqué *et al.*, 1999; Soulaïmani *et al.*, 2001), ces mêmes dépôts ont plutôt été associés à un régime en extension crustale post-panafricaine, contemporain de celui qui affecte l'ensemble de la marge nord-ouest du Paléo-Gondwana au Protérozoïque terminal (Soulaïmani *et al.*, 2003; Piqué, 2003).

Par la suite et durant tout le Paléozoïque, l'Anti-Atlas constitue une large plate-forme, avec une épaisseur de plus de 10 km de sédiments, dont la stabilité ne s'interrompt que par de faibles et d'intermittents mouvements épirogéniques. Les mouvements hercyniens, probablement actifs jusqu'à la fin du Carbonifère, constituent l'ultime manifestation tectonique qui a véritablement structuré l'Anti-Atlas. Elle se matérialise principalement par des plis modérés NE-SW à N-S (Choubert, 1963; Hassenforder, 1987; Soulaïmani, 1998) dont l'intensité diminue progressivement vers le SE avant de disparaître totalement dans les séries carbonifères de la plate-forme saharienne (Soulaïmani *et al.*, 1997). L'âge précis de cette déformation reste encore mal connu. On admet généralement un âge tardi-carbonifère (Bonhomme et Hassenforder, 1985), contemporain de celui observé dans la Méséta occidentale au nord du Maroc (Michard, 1976; Huvelin, 1977; Huon *et al.*, 1987) et plus au sud dans les Mauritanides (Sougy, 1969; Villeneuve *et al.*, 1993).

La dynamique hercynienne dans l'Anti-Atlas est aussi associée aux réactivations de fractures du socle (Hassenforder, 1987; Leblanc, 1972; Donzeau, 1974; Jeanette et Piqué, 1981; Soulaïmani *et al.*, 1997; Soulaïmani, 1998; Burkhard *et al.*, 2001; Caritg *et al.* 2003). Les mécanismes de ces interactions restent cependant encore insuffisamment élucidés.

Dans cette note, nous nous proposons d'étudier le Plateau de Lakhssas, formé d'une couverture comprise entre les deux massifs de socle précambrien du Kerdous et d'Ifni. Cette zone, relativement facile d'accès et cartographier de façon précise (cartes géologiques au 1/100 000 de Tiznit et Bou Izakarne), a été examinée dans le cadre d'une monographie régionale (Soulaïmani, 1998). Elle se prête particulièrement à l'étude de l'interférence entre le socle et la couverture, tant au cours de la sédimentation fini-précambrienne et cambrienne que durant la déformation hercynienne.

II. — CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE.

Sur une longueur méridienne de 47 km et une largeur d'environ 30 km entre les boutonnières de Kerdous à l'est et d'Ifni à l'ouest, le Plateau de Lakhssas s'élève à une altitude moyenne de 1000 m, séparant ainsi les plaines de Tiznit au nord, prolongement sud de la plaine du Souss, de celle de Bou-Izakarn au sud (fig. 1).

Ce domaine montre une couverture volcano-détritique puis sédimentaire reposant en discordance majeure sur un socle cristallin (fig. 2). Celui-ci est formé d'un substratum

gneissique et granitique, daté du Paléoprotérozoïque (Choubert, 1963; Charlot, 1978), surmontés par les séries volcano-sédimentaires "PII" puis de "PIII", attribuées au Néoprotérozoïque supérieur (Choubert, 1963; Hassenforder, 1987).

Le passage vers les formations de l'Adoudounien (Choubert, 1953), termes les plus inférieurs du Cambrien, est souligné par de faibles discordances de ravinement. On y distingue de bas en haut, les siltites vertes et de grès pélitiques la "Série de base", puis les dolomies et marnes de la "série des Calcaires inférieurs" et enfin les calcaires dolomitiques à niveaux de dolomies sableuses rougeâtres de la "Série Lie-de-vin" qui forme le cœur des anticlinaux au centre du plateau. Au-dessus, reposent la série des "Calcaires supérieurs" puis la "Série schisto-calcaire" à Archéocyathidés et Trilobites, datée du Cambrien inférieur (Boudda et Choubert, 1972; Sdzuy et Geyer, 1988). Le Paléozoïque se poursuit par les "Schistes et Grès terminaux" puis par les formations schisteuses du Cambrien moyen qui forment le cœur des synclinaux et les "Feijas" occidentales (synclinal de Tiznit et de Bou-Izakarn). Les Grès quartzeux de Tabanit du Cambrien moyen et les formations quartzitiques ordoviciennes forment les principales crêtes du Jbel Tachila-Ouarzemimen au nord et ceux du Jbel Bani occidental plissé au sud.

III. — EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE.

1) Nature des séries du Néoprotérozoïque supérieur et du Cambrien inférieur.

A la base de la couverture, la série volcano-détritique "PIII" montre des puissances très variables. Dépassant 500m d'épaisseur à l'est, elle n'est représentée à l'ouest, le long de la bordure orientale du massif d'Ifni, que par de minces coulées volcaniques. A l'est, l'essentiel de la série est un conglomérat à galets mal calibrés. Ce mauvais tri est souligné par la présence de galets anguleux de taille très variable (blocs d'au moins 1m³ coexistant avec des galets de quelques cm³). Les galets sont ici exclusivement granitiques, de même nature que le substratum paléoprotérozoïque affleurant plus à l'est. Le conglomérat "PIII" passe progressivement vers le haut aux séries détritiques plus fines de la "Série de base" qui est, ici, épaisse de plus de 300m avec ses trois termes bien différenciés, alors qu'elle est réduite à l'ouest à moins de 30m de niveaux détritiques. De même, les "Calcaires inférieurs", épais de 1000 m à l'est du plateau, sont réduits à 750m à l'ouest. Cette subsidence relativement importante sur le flanc est du Plateau de Lakhssas semble s'amortir lors du dépôt de la "Série Lie-de-vin" qui est épaisse de 500 à 600m sur les deux flancs, avec cependant des faciès à dominantes microconglomératiques au centre du plateau (Jbel Inter).

2) Champ de déformation contemporain à la sédimentation.

L'analyse du contexte structural associé à la sédimentation des différentes séries fini-précambriennes et cambriennes montre un contrôle manifeste exercé par une importante activité tectonique, commencée durant les dépôts de la "Série PIII". Celle-ci est, en effet, caractérisée à la fois par une grande et brutale variation d'épaisseur et par des

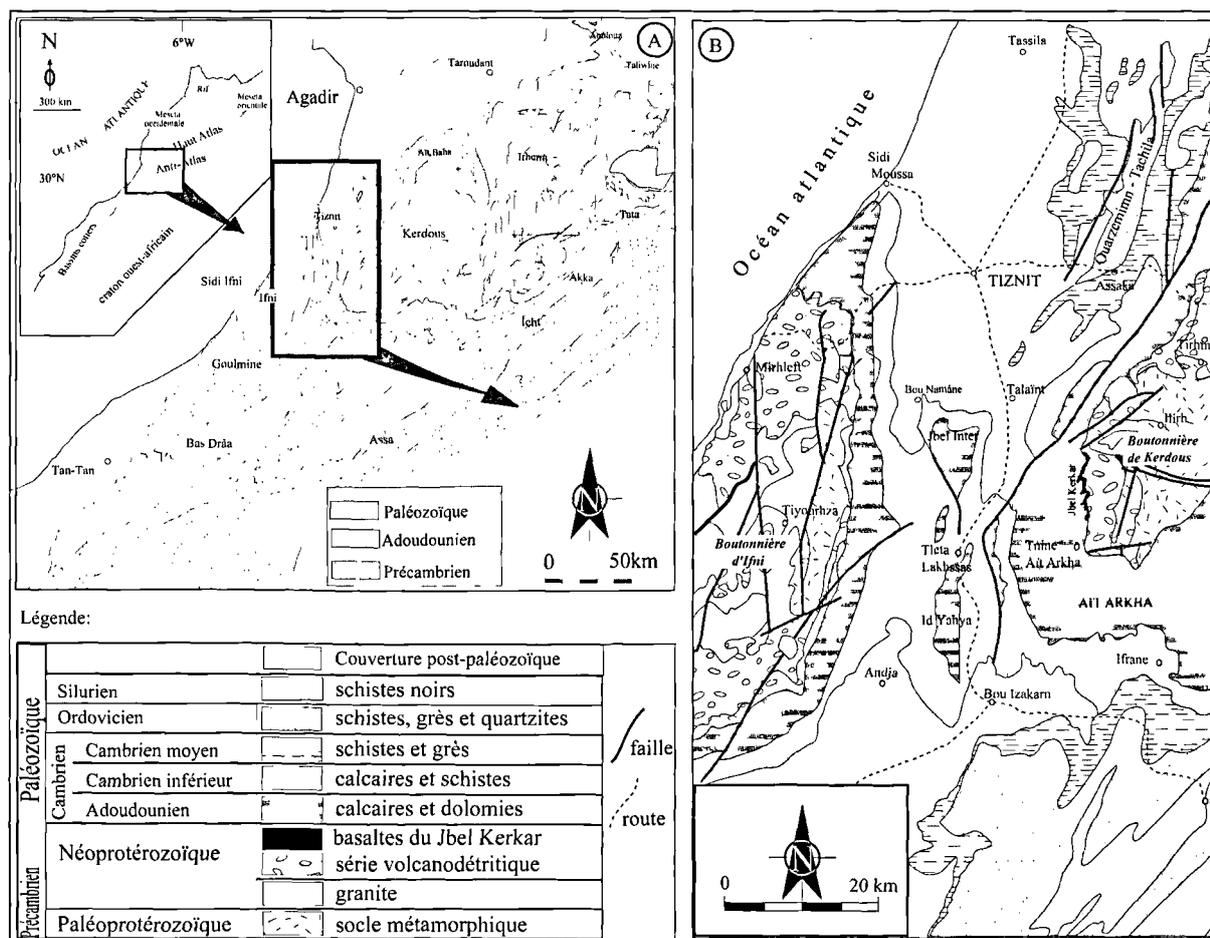


Fig. 1. — A) Situation du domaine du Plateau de Lakhssas dans le cadre de l'Anti-Atlas occidental.
B) carte géologique simplifiée du Plateau de Lakhssas (extrait des cartes géologiques au 1/100 000 de Tiznit et de Bou Izakarn).

Fig. 1. — Geological sketch map of the Lakhssas Plateau area.

galets granitiques peu émoussés et très mal classés. Ils correspondent à des dépôts de pente au pied de reliefs vigoureux nouvellement créés, et dus à l'activité de failles normales. Ainsi à petite échelle, les niveaux volcanodétritiques se déposent localement dans des systèmes de grabens et d'hémigrabens dont les failles bordières sont scellées par les dépôts cambriens, qui renferment eux-mêmes de nombreuses structures synsédimentaires et tectoniques. On peut énumérer des plis et des figures de glissements synsédimentaires, le développement de plusieurs niveaux de brèches synsédimentaires à éléments anguleux centimétriques, les nombreuses discordances intraformationnelles locales associées à des failles normales centimétriques à métriques également synsédimentaires.

Outre les structures extensives observées dans la couverture, le socle précambrien est lui aussi affecté par des ouvertures de dimensions très variables (fentes centimétriques à filons kilométriques), remplies le plus souvent de filons de natures diverses (dolérite, quartz, carbonate, etc.) et associées à des minéralisations localement exploitables.

Régionalement, le résultat de cette extension est l'épaississement des séries tout au long de la bordure ouest de la boutonnière de Kerdous, dont l'affaissement est contrôlé par de grandes failles d'effondrement synsédimentaires. Ces dernières délimitent ainsi un large hémigraben subméridien dissymétrique, à flanc est effondré, qui longe le plateau de Lakhssas (fig. 3). Le long de sa partie médiane, sous le Jbel Inter, s'individualiserait un bloc de socle sous forme de horst qui contrôlerait la sédimentation à cette époque, au moins jusqu'au dépôt de la "Série Lie-de-vin" comme le montre ses faciès particulièrement détritiques à cet endroit (B, fig.4).

IV. — ANALYSE DE LA DEFORMATION HERCYNIENNE.

Cartographiquement, le plateau de Lakhssas est en position structurale synclinale, avec ses terrains de la partie sommitale du Cambrien inférieur affleurant entre les culminations de socle des boutonnières d'Ifni et de Kerdous.

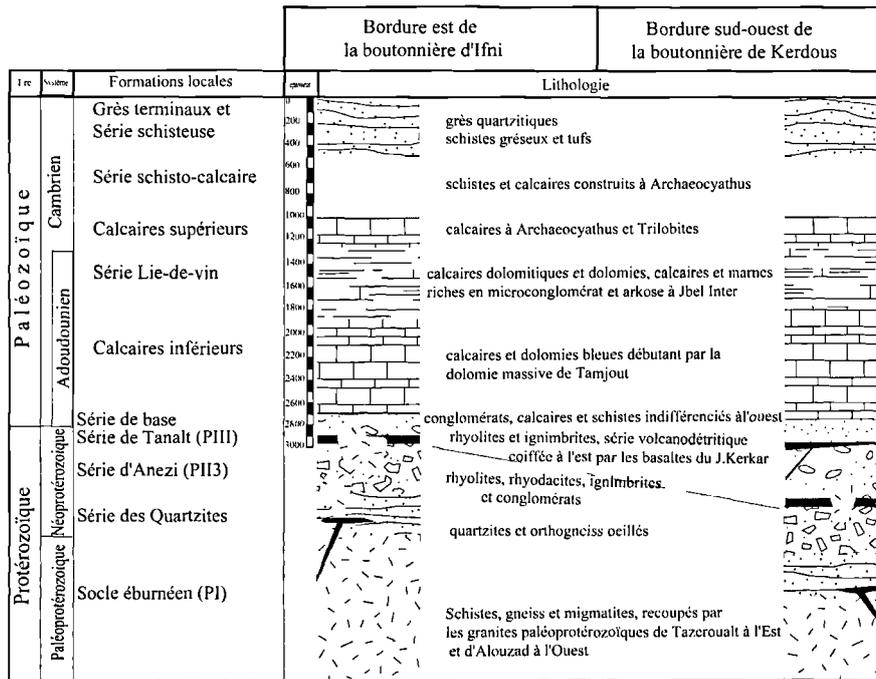


Fig. 2. — Colonne stratigraphique des formations précambriennes et paléozoïques inférieures du domaine du Plateau de Lakhssas.

Fig. 2. — Lithostratigraphic column of the Lakhssas Plateau area.

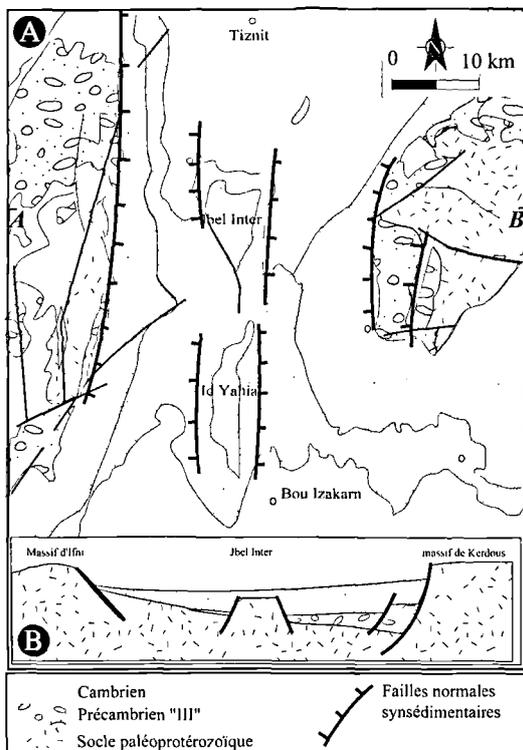


Fig. 3. — A) Carte interprétative du champ de déformation extensif dans le Plateau de Lakhssas au Néoprotérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur. B) coupe interprétative.

Fig. 3. — Simplified map of the late Precambrian continental extension in the Lakhssas Plateau area

Dans le détail cependant, ce synclinorium est affecté par un repli anticlinal centré sur le Jbel Inter et la Zone d'Id Yahia, encadré à l'ouest et à l'est par des zones synclinales (B, fig. 1).

Cette vaste structure synclinoriale montre une déformation très hétérogène qui s'intensifie globalement au centre du plateau le long de failles subverticales, et plus particulièrement celles qui bordent latéralement le Jbel Inter. De part et d'autre de ces zones de cisaillement, l'intensité de déformation s'atténue rapidement, aussi bien vers le centre de la structure anticlinale du Jbel Inter, que latéralement, à l'approche des boutonnières (B, fig. 4). Notons que la déformation associée vers le sud à la structure anticlinale d'Id Yahia est nettement de plus faible intensité.

Le litage sédimentaire montre dans la partie médiane du Plateau des directions subméridiennes à pendages très variables, en relation avec le développement de failles et de structures plissées. En revanche, à l'est comme à l'ouest, les séries sédimentaires ne sont que faiblement basculées (5° à 35°) vers le centre du Plateau et s'adaptent à la forme des boutonnières de Kerdous et d'Ifni (A et B, fig. 4).

Les plis ont des longueurs d'onde allant de quelques kilomètres, comme les principaux synclinaux (Talaïnt, Bounaamane, Andja, et Bou Izakarn) et anticlinaux (Jbel Inter et Id Yahia), à quelques centimètres (A et B, fig. 4). Ils sont de direction N-S avec des plans axiaux subverticaux et des axes faiblement plongeants vers le nord ou vers le sud. Ce sont des plis isopaques de type 1b de Ramsay (1967), parfois associés à une schistosité fruste, qui évoluent dans les couloirs de cisaillement en plis isoclinaux à charnière fortement épaissie de type 2 de Ramsay (1967).

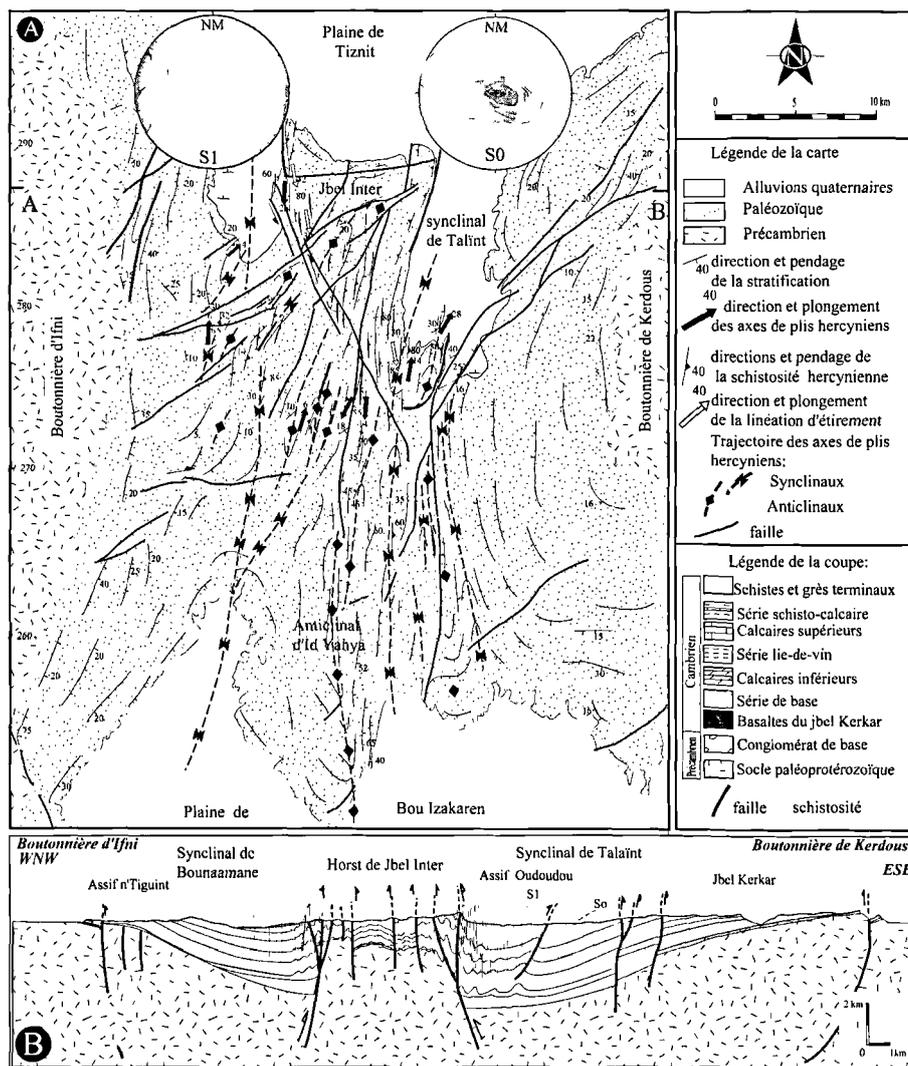


Fig. 4. — A) Carte de répartition des plans de stratification, des axes de plis et des plans de schistosité hercynienne dans le domaine du Plateau de Lakhssas (en haut, stéréogramme des plans de stratification (S0) et de schistosité (S1), (hémisphère inférieur). B) Coupe géologique interprétative (AB sur la carte)

Fig. 4. — A) Geological and hercynian structural sketch of the Plateau de Lakhssas area; B) geological cross-section.

La schistosité est verticale ou à fort pendage soit vers l'est soit vers l'ouest, globalement de direction sub-méridienne, mais peut subir de faibles virgations senestres notamment le long de la grande faille N-S à N160 qui borde le Jbel Inter à l'ouest et au sud, et conjuguées dextres le long de failles N10-20 (A, fig.4).

Dans les plans de schistosité (λ_1 , λ_2), la linéation d'étirement (λ_1) est peu marquée. Dans certains cas favorables, en particulier à l'est du Jbel Inter, λ_1 , soulignée par certains étirements de minéraux ainsi que par les queues de cristallisation développées autour des pyrites, apparaît dans la ligne de plus grande pente de la schistosité (A, fig. 4). Les bandes de cisaillement chevauchantes associées à la schistosité attestent aussi du fluage vertical dominant au sein des formations carbonatées. Plus à l'ouest, le long de la zone faillée N160 qui borde le Jbel Inter à l'ouest, le plongement de λ_1 diminue en allant vers le nord (70° à 40°). Cette zone est associée à des bandes de cisaillement à composante

décrochante senestre. Entre ces deux grands couloirs de déformation, la "Série Lie-de-vin" située au cœur de l'anticlinal du Jbel Inter n'est affectée que par une schistosité de fracture.

Microscopiquement, la schistosité montre aussi des variations importantes d'intensité. Dans les faciès peu déformés, les plans de stratification sont légèrement plissés dans un fond sparitique à microsparitique à quartz détritiques de forme aléatoire. Au fur et à mesure que la déformation s'accroît, on note une parfaite transposition de la stratification dans les plans de schistosité. A ce stade, les grains de quartz détritiques sont étirés par pression-dissolution dans un fond microsparitique également déformé. Cet étirement, plus marqué dans les sections verticales, atteste aussi de la dominance d'un étirement vertical (λ_1).

En dehors de la partie médiane du Plateau, la schistosité est quasi absente. Elle apparaît cependant au sein du

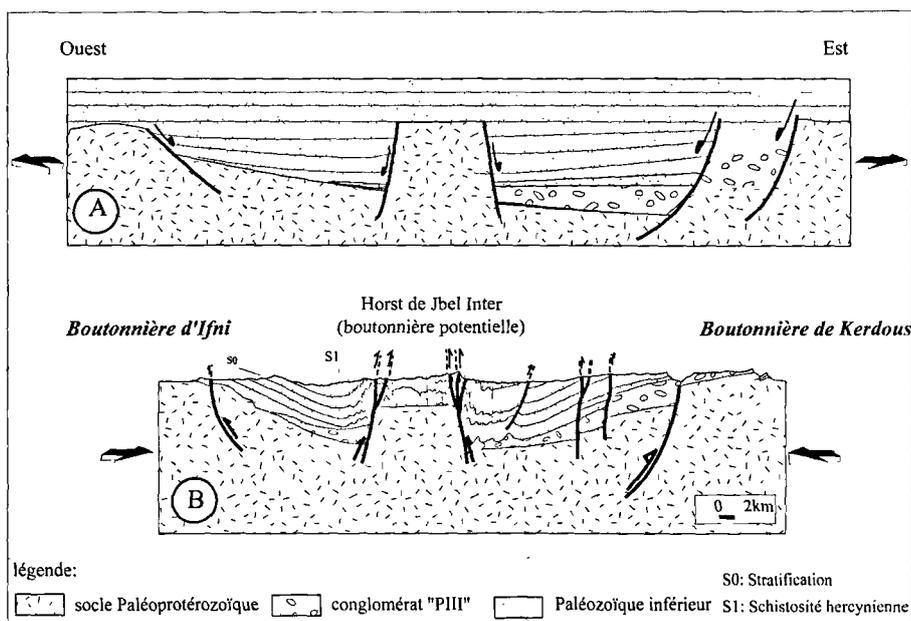


Figure 5

Fig. 5. — Schéma interprétatif des inversions tectoniques des structures fini-précambriennes lors du serrage hercynien dans le Plateau de Lakhssas. A) Lors de l'extension fini-précambrienne ; B) Lors du raccourcissement hercynien.

Fig. 5. — Hercynian tectonic inversion in the Lakhssas Plateau area.

conglomérat "PIII" au SW du massif de Kerdous, où elle est de direction N-S à N20 et moule les galets granitiques réorientés et faiblement tronçonnés par des fentes verticales remplies de fibres siliceuses soulignant, ici, un étirement subhorizontal.

Enfin, la cinématique établie le long des couloirs de cisaillement qui bordent latéralement le Jbel Inter montre des déplacements syn-schisteux chevauchants des synclinaux latéraux sur la structure anticlinale du Jbel Inter (B, fig. 4).

V. — INTERPRÉTATIONS ET CONCLUSIONS:

Les observations stratigraphiques et tectoniques, réalisées dans le Plateau de Lakhssas, montrent que ce domaine a initialement été affecté, durant une longue période, par une tectonique extensive. Les faciès conglomératiques "PIII", caractérisés par des grandes et brutales variations de puissance et par un mauvais tri des éléments anguleux, présentent les caractéristiques d'éboulis de pente accumulés au pied de reliefs vigoureux dus à des failles d'effondrement nouvellement créées qui découpent le substratum précambrien. Ce régime extensif, déjà actif durant le dépôt de la "Série PIII", se maintient encore lors de l'installation de la plate-forme carbonatée cambrienne et ne semble s'estomper qu'après le dépôt de la "Série Lie-de-vin".

Durant toute cette période, la sédimentation est contrôlée par le jeu de failles normales sub-méridiennes, dont les principales sont globalement situées aux limites actuelles des boutonnières. La cinématique de ce régime extensif, déterminée par la géométrie des structures distensives (failles,

plis sédimentaires, filons ouverts, etc.), montre une extension générale pure de direction subéquatoriale. Le champ de déformation ainsi établi dans le plateau de Lakhssas est celui d'un hémigraben subméridien à flanc est effondré, au milieu duquel s'individualiserait un horst sous le Jbel Inter qui contrôlerait la sédimentation, au moins jusqu'au dépôt de la Série Lie-de-vin.

D'autre part, la fusion partielle du manteau qui accompagne cette extension crustale se traduit par la mise en place de magmas extrusifs, représentés dans ce secteur par les basaltes du Jbel Kerkar, qui ont une affinité géochimique tholéiitique, et se sont mis en place, dans un contexte intra-continental et anorogénique (Soulaïmani *et al.*, 2004).

C'est cette même architecture du Bâti socle/couverture, issue de cette phase de distensive fini-précambrienne, qui est sollicitée au cours du cycle hercynien. Son raccourcissement sub-équatorial est accompagné, au sein de la couverture, par le développement de l'anticlinal du Jbel Inter/Id Yayia, au centre, bordé par deux vastes structures synclinales. Ce plissement régional est localement affecté au centre du plateau par des couloirs à déformation ductile, où une schistosité de flux subméridienne est de plan axial de plis droits et isoclinaux. L'intense déformation observée dans ces zones de cisaillement, notamment celles qui délimitent latéralement l'anticlinal du Jbel Inter, disparaît sitôt qu'on s'éloigne de ces zones.

Les trajectoires cartographiques de la schistosité, relativement rectilignes ou à faibles virgations, globalement symétriques et sans décalages transcurrents significatifs, et la prédominance des étirements verticaux sont autant de critères cinématiques qui attestent que la déformation enregistrée dans les couloirs de cisaillement du plateau de Lakhssas s'effectue

selon un fluage vertical dominant. Ces zones ductiles dans la couverture traduisent la réactivation en failles inverses des fractures sous-jacentes. Ces réactivations restent cependant à faibles rejets, ou en tout cas, insuffisants pour anéantir totalement la topographie positive initiale du bloc de socle sous le Jbel Inter. De ce fait, ce domaine anticlinal présente toujours un substratum en forme de horst qui constitue actuellement une boutonnière potentielle, encore recouverte par les niveaux inférieurs de la "Série Lic-de-vin".

En définitif, la structuration actuelle de ce domaine occidental de l'Anti-Atlas en blocs découpés, où les boutonnières correspondent aux blocs soulevés, représente donc un découpage déjà amorcé lors de l'extension continentale fini-Précambrienne. Le taux de réactivation lors

du raccourcissement hercynien étant insuffisant pour compenser totalement le rejet extensif initial. Il est encore trop tôt pour généraliser ce modèle structural à l'échelle de tout l'Anti-Atlas, bien que les premiers résultats des travaux en cours concordent pour montrer que les principales boutonnières actuelles constituaient déjà des blocs soulevés au terme du rifting fini-précambrien.

Le Plateau de Lakhssas fait ainsi partie de ces domaines méridionaux du Maroc qui constituent les premiers blocs de socle disloqués de la marge nord-ouest gondwanienne lors du rifting avalonien au Protérozoïque terminal. Ces mêmes blocs sont les derniers à être remobilisés à proximité du craton ouest africain stable lors de la collision Gondwana-Laurentia au Carbonifère terminal.

BIBLIOGRAPHIE

- BENZIANE F., PROST E. A. et YAZIDI A. (1983). — Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental; comparaison avec l'Anti-Atlas occidental. *Bulletin Société Géologique France* 4, pp. 549-556.
- BONHOMME M. et HASSENFORDER B. (1985). — Le métamorphisme hercynien dans les formations tardi et post-panafricaines de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). Données isotopiques Rb/Sr et K/Ar des fractions fines. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 38, pp. 175-183.
- BOUDDA A. et CHOUBERT G. (1972). — Sur la limite inférieure du Cambrien au Maroc. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 275, pp. 5-8.
- BURKHARD M., CARITG S. et HELG H. (2001). — Forced, disharmonic multilayer buckle folding in the late Variscan Anti-Atlas of Morocco. *AAPG Bulletin. AAPG Annual Meeting*, Denver, Colorado, 85 (13), pp. 3-6.
- CARITG S., BURKHARD M., DUCOMMUN R., HELG U., KOPPO L. et SUE C. (2004). — Fold interference patterns in the late Palaeozoic Anti-Atlas belt of Morocco. *Terra Nova*, 16, pp. 27-37.
- Carte géologique de Bou Izakam au 1/10000, (1992). — *Notes mémoires service. géologique Maroc*, 311.
- Carte géologique de Tiznit au 1/100000 (1991). — *Notes mémoires service. géologique Maroc*, 360.
- CHARLOT R. (1978). — Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Bb/Sr. Thèse Sci., Université de Rennes, France, 220p.
- CHOUBERT G. (1953). — Essai d'application de la notion de l'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas. XIXème C.R. Session, Congrès Géol., Intern. Alger, 1952, Sect. I: Les subdivisions et les corrélations de l'Antécambrien; fasc. 1, pp. 53-72.
- CHOUBERT G. (1963). — Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. *Notes Mémoires Service. géologique Maroc*, 162, 352p.
- DONZEAU M. (1974). — L'Arc de l'Anti-Atlas - Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie-Maroc). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 278, pp. 417-420.
- HASSENFORDER B. (1987). — La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif de Kerdous (Maroc). Thèse Sci., Université L. Pasteur, Strasbourg, France, 249p.
- HUON S., PIQUE A. et CLAUER N. (1987). — Etude de l'orogénèse hercynienne au Maroc par la datation K-Ar de l'évolution métamorphique des schistes ardoisiers. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 40, pp. 273-284.
- HUVELIN P. (1977). — Etude géologique et gîtologiques du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 223bis, 308p.
- JEANNETTE D. et PIQUE A. (1981). — Le Maroc hercynien: plateforme disloquée du craton ouest-Africain. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 293, pp. 79-82.
- LANCELOT J.R. et LEBLANC M. (1980). — Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) dans l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal Earth. Sciences*, 17, pp. 142-155.
- LEBLANC M. (1972). — Sur le style disharmonique des plis hercyniens de la couverture dans l'Anti-Atlas central (Maroc). *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 275, 803-806.
- MICHARD A. (1976). — Eléments de géologie marocaine, *Notes et Mémoires Service Géologique Maroc*, 252, 420p.
- PIQUÉ A. (2003) - Evidence for an important extensional event during the Latest Proterozoic and Earliest Paleozoic in Morocco. *C. R. Geosci.* 335, 865-868.
- PIQUE A., BOUABDELLI, M. et DARBOUX J.P. (1995). — Le Rift cambrien du Maroc occidental, *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 320, 1017-1024.
- PIQUE A., BOUABDELLI M., SOULAIMANI A., YOUBI N. et ILLIANI, M. (1999). — Les conglomérats du PIII (Protérozoïque terminal) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses tardi-panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 328, pp. 409-414.
- RAMSAY J.R. (1967). — Folding and fracturing of rocks. 568p. McGraw-Hill, New York.
- SDZUY K. et GEYER G. (1988). — The base of Cambrian in Morocco. In : Lecture Notes in Earth Sciences : *The Atlas system of Morocco*, 15, pp. 91-106.
- SOUGY J. (1969). — Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture, infracambrienne et paléozoïque), Afrique de l'Ouest, *Bulletin Société Géologique France*, 7, pp.133-149.

- SOULAIMANI A. — (1998). — Interactions Socle/Couverture dans l'Anti-Atlas occidental (Maroc): rifting fini-Protérozoïque et Orogenèse hercynienne, Thèse de Doctorat d'Etat es-sciences 215p, Université, Cadi Ayyad Marrakech, Maroc.
- SOULAIMANI A., LE CORRE C. et FARAZDAQ R. (1997). — Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc), *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 24, N° 3, pp. 271-284.
- SOULAIMANI A., PIQUE A. et BOUABDELLI M. (2001). — La série du PII³ de l'Anti-Atlas occidental (Sud marocain): un olistostrome à la base de la couverture post-panafricaine (PIII) du Protérozoïque supérieur. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 332, pp. 121-127.
- SOULAIMANI A., BOUABDELLI M. et PIQUE A. (2003). — L'extension continentale au Néo-Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc), *Bull. Soc. Géol. France*, t. 174, n°1, pp. 83-92.
- SOULAIMANI A., ESSAIFI A, YOUNI N. et HAFID A. (2004). — Les marqueurs structuraux et magmatiques de l'extension crustale au Protérozoïque terminal-Cambrien basal autour du Massif de Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C. R. Geosci.* 336, Issue 16, pp. 1433-1441.
- VILLENEUVE M., ROCHET J. et FAYE M. (1993). — Héritages structuraux panafricain et hercynien sur la marge africaine de l'océan Atlantique, entre la Mauritanie et le Libéria. *Bull. Soc. géol. France*, t. 164, n°6, pp. 851-860.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	51,20 €
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.	38,40 €
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	5,50 €
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	13,75 €
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	13,00 €
	n° 2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	51,20 €
	n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	23,75 €
Tome VII	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	15,55 €
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	18,30 €
Tome IX	n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	65,85 €
	n° 2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élamobranches de Dérée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	14,65 €
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	27,50 €
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	51,20 €
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	38,40 €
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	13,00 €
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	27,50 €
Tome XVI	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènese et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	38,10 €

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	20,00 €
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	23,00 €
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	22,00 €
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	26,70 €
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	26,70 €
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides externes en Péloponnèse méridional</i>	28,20 €
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	27,50 €
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	28,20 €
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	20,00 €
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	30,00 €
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	30,00 €
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 13,75 €
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	30,00 €
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	19,00 €
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	19,00 €
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 15,00 €
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 54,90 €
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 23,00 €
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	23,00 €
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Hellénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	23,00 €
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>Effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	23,00 €
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord, mise en évidence et interprétation</i>	23,00 €
Publication N° 23. — G. BUSSON et A. CORNÉE, <i>L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal</i>	19,00 €
Publication N° 24. — B. LOUCHE, <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de-Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	23,00 €
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	46,00 €
Publication N° 26. — T. PLETSCHE, <i>Clay minerals in Cretaceous deep-water formations of the Rif and the Betic Cordillera (N. Morocco and S. Spain)</i>	19,00 €
Publication N° 27. — E. VENNIN, <i>Architecture sédimentaire des Bioconstructions permio-carbonifères de l'Oural méridional (Russie)</i>	27,50 €
Publication N° 28. — Actes des 1 ^{ères} journées régionales Nord/Pas-de-Calais du Patrimoine géologique	15,00 €
Publication N° 29. — F. LACQUEMENT, <i>L'Ardenne Varisque. Déformation progressive d'un prisme sédimentaire préstructuré ; de l'affleurement au modèle de chaîne</i>	26,70 €
Publication N° 30. — R. PLATEVOET, <i>Diversité des formations pyroclastiques s.l. du strato-volcan du Cantal au Miocène. Elaboration d'une méthodologie de corrélation</i>	26,70 €

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20% sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 11 (2^{ème} série), Fascicule 4

parution 2005

	pages
Alain BLIECK. — Dossier spécial : Stratigraphie du Paléozoïque - Introduction.	127
José Javier ALVARO. — Le Cambrien de la région méditerranéenne	129
Florentin PARIS et Thomas SERVAIS. — Ordovicien	133
Alain LE HERISSE et Michel ROBARDET. — Silurien	139
Denise BRICE. — Dévonien	145
Marie LEGRAND-BLAIN et Daniel VACHARD. — Carbonifère (Mississippien et Pennsylvanien)	151
Jean-Paul DEROIN avec la collaboration de Jean BROUTIN, Giuseppe CASSINIS, Georges GAND, Charles HENDERSON, Manfred MENNING et Daniel VACHARD. — Permien	159
Blanca E. BUITRÓN, Alicia SILVA-PINEDA, Antonio FLORES DE DIOS and Daniel VACHARD. — New Permian macrofauna and macroflora from the Olinalá region, Guerrero State, Mexico	169
Abderrahmane SOULAIMANI et Mohamed BOUABDELLI. — Le Plateau de Lakhssas (Anti-Atlas occidental, Maroc) : un graben fini-précambrien réactivé à l'Hercynien	177

© 2005 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle, de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteurs.

Imprimé en France (Printed en France)