

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 1 (2^{me} série)

1991

Fascicule 2

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 de ses 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 cotisations et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 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 en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1990)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BÉNÉLUX	Personnes physiques (2)	35,00 F	150,00 F T.T.C.	185,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	35,00 F	165,00 F T.T.C.	200,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 345,00 F H.T. – ÉTRANGER : 400,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par **tomés entiers** aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 200,00 F H.T.

Tomes LXXX à XCV (manque XCI) 270,00 F H.T.

Tomes XCVI à CV 330,00 F H.T.

Tome CVI 385,00 F 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) - Table 5 (Tomes LXXX à XCIX)

50,00 F H.T.
par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)

29,00 F 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.)

50,00 F 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 (70,00 F).

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 1 (2^{me} série)

1991

Fascicule 2

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1990 —

<i>Président</i>	M. C. DUPUIS
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J. FERRIÈRE
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. H. CHAMLEY M. F. GUILLOT
<i>Conseillers</i>	M. F. THIÉBAULT M. G. TIEGHEM M. J. CHALARD M. F. MEILLIEZ M. B. MISTIAEN M. A. BLIECK
<i>Secrétaire</i>	M. D. VACHARD
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. O. GOFFETTE
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DEGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. J.F. DECONINCK

Comité d'organisation scientifique :

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la Publication
M. P. CELET
M. H. CHAMLEY
M. J. FERRIÈRE
M. F. THIÉBAULT

Se sont joints à eux dans le Comité de Lecture qui a considéré ce fascicule :

MM. ANDRÉ, CHAMLEY, JANVIER, LEFÈVRE, LYS, PIQUÉ,
POMEROL et VACHARD.

A N N A L E S
D E L A
SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la terre, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte-rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 14 MARS 1990
Présidence de M. C. DUPUIS, Président

COMMUNICATIONS ORALES

- A. BLIECK et D. GOUJET - Les Vertébrés du Dévonien inférieur d'Arville et Nonceveux (Ardenne belge).
- I. CIBAJ - A propos des grès dévoniens de Vireux. (*)

COMMUNICATIONS ECRITES

- J. PONCET - Rhizolites du Carbonifère moyen dans le bassin de Béchar (Sahara algérien).

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 9 MAI 1990
Présidence de M. C. DUPUIS, Président

Monsieur le Président DUPUIS fait procéder à l'élection d'un nouveau membre :
Mademoiselle Agnès PRUDHOMME - Laboratoire de Tectonique et Sédimentation - U.F.R. des Sciences de la Terre - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, présentée par M. J.L. MANSY et F. GUILLOT.

COMMUNICATIONS ORALES

- O. GOFFETTE - Les témoins magmatiques paléozoïques en Ardenne et dans les régions voisines : distribution, nature et signification géodynamique.
- S. SCHEERENS et I. CIBAJ - Les schistes de Chooz dans les environs d'Olloy-sur-Viroin (Ardennes).(*)
- I. CIBAJ et A. OLOUCHY - Quelques caractéristiques sédimentaires des schistes de Chooz : exemple d'étude sédimentaire à Vireux (Ardennes).(*)

COMMUNICATIONS ECRITES

- M. LEGRAND-BLAIN - Les Brachiopodes Productacés *Spinocarinfera nigra* (GOSSELET, 1888) et formes voisines dans le Dévono-dinantien du Nord de la France et de la Belgique. (**)

(*) à paraître dans un prochain fascicule

(**) Note parue dans le fascicule n° 1, tome 1, nouvelle série

CONTROLE PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LE CENOMANIEN DU BOULONNAIS ET DU PAYS DE CAUX

Paleogeographic control of the clay mineral sedimentation in the Cenomanian of Northern France (Boulonnais, Pays de Caux)

par Jean-François DECONINCK (*), Francis AMEDRO (**), Armelle FIOLET-PIETTE (*), Pierre JUIGNET (***), Maurice RENARD (****) et Francis ROBASZYNSKI (*****)

(Planche III)

Résumé. - Les cortèges argileux des craies cénomaniennes du Boulonnais (coupe du Cap Blanc-Nez) et du Pays de Caux (coupe de St Jouin/Cap d'Antifer) sont étudiés par diffraction des rayons X, analyse chimique, analyse thermique différentielle et microscopie électronique à transmission.

Au Cénomanien inférieur (Zone à *Mantelliceras cantianum* et base de la Zone à *M. dixoni*), les smectites très abondantes à la fois dans le Boulonnais et le Pays de Caux reflètent l'érosion superficielle de la couverture pédologique des domaines émergés.

A partir de la Zone à *Mantelliceras dixoni*, les assemblages minéralogiques changent fortement:

- dans le Boulonnais, l'illite et la kaolinite détritiques abondantes indiquent une reprise d'érosion sur les domaines continentaux. Ce changement s'accompagne d'une augmentation du taux de sédimentation qui traduit une subsidence accrue de la région boulonnaise;

- dans le Pays de Caux, les smectites sont encore très abondantes mais leurs caractéristiques micromorphologiques indiquent qu'elles sont en partie authigènes. L'authigénèse de ces minéraux a probablement été favorisée par des faibles taux de sédimentation dûs au rehaussement du haut-fond Bray-Caux.

Dans les deux régions, l'évolution différente des cortèges argileux cénomaniens semble provoquée par un même changement paléogéographique intervenant à la fin du Cénomanien inférieur.

Abstract. - Clay mineral assemblages of the Cenomanian chalks from the Boulonnais (Cap Blanc-Nez section) and from the Pays de Caux (St Jouin/Cap d'Antifer section) are studied by X-ray diffraction, chemical and differential thermal analysis and transmission electron microscopy.

The clay fraction of Early Cenomanian chalks (*Mantelliceras cantianum* Zone and lower part of *M. dixoni* Zone) from both sections is composed mainly of smectite coming from the gentle erosion of soils developed on continental areas.

From the uppermost part of the *Mantelliceras dixoni* Zone to the Late Cenomanian, the clay assemblages present strong differences.

In the Boulonnais, abundant detrital illite and kaolinite suggest an active and deep erosion of the continental areas. The mineralogical change occurs together with an increase of the sedimentation rate due to subsidence of the Boulonnais.

In the Pays de Caux, smectites are still abundant, but the morphology of the particles suggests that they are partly authigenic. Lower sedimentation rates than in the Boulonnais due to the rejuvenation of the Bray-Caux submarine high have favored crystalline overgrowth around smectitic particles.

In both regions, a paleogeographic change occurring in the Northwestern part of the Paris Basin during the end of the Lower Cenomanian, seems responsible for the evolution of the clay assemblages from the chalks.

(*) Dynamique sédimentaire et structurale, U.R.A. 719 C.N.R.S., Université des sciences et techniques de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq, Cedex.

(**) 26, rue de Nottingham, 62100 Calais.

(***) Département de Géologie, Université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen, Cedex

(****) Géologie des bassins sédimentaires, Université de Paris VI, 75255 Paris, Cedex 05

(*****) Faculté polytechnique, 9, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 10 Octobre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1991.

I . - INTRODUCTION

Une étude de la fraction argileuse des craies du Nord de la France ayant pour but de préciser les modalités de la sédimentation argileuse au Crétacé supérieur, nous a amené à comparer les assemblages argileux des craies cénomaniennes du Boulonnais et du Pays de Caux. Deux coupes exposées en falaise sont considérées, la coupe du Cap Blanc-Nez (Boulonnais) et la coupe de St Jouin/Cap d'Antifer (Pays de Caux) (fig. 1).

Sur le plan litho- et biostratigraphique, la coupe du Cap Blanc-Nez a été décrite en détail par Robaszynski & Amédéo (coord) *et al.* (1980). Des attributions stratigraphiques très fines sont disponibles en particulier grâce aux ammonites (Amédéo, 1986; Amédéo & Robaszynski, 1990) (fig. 2). La coupe de St Jouin/Cap d'Antifer a été étudiée par Juignet (1974), Juignet & Kennedy (1976) qui ont également établi une très bonne zonation par les ammonites (fig. 2). Les deux coupes sont parfaitement corrélables (fig. 3).

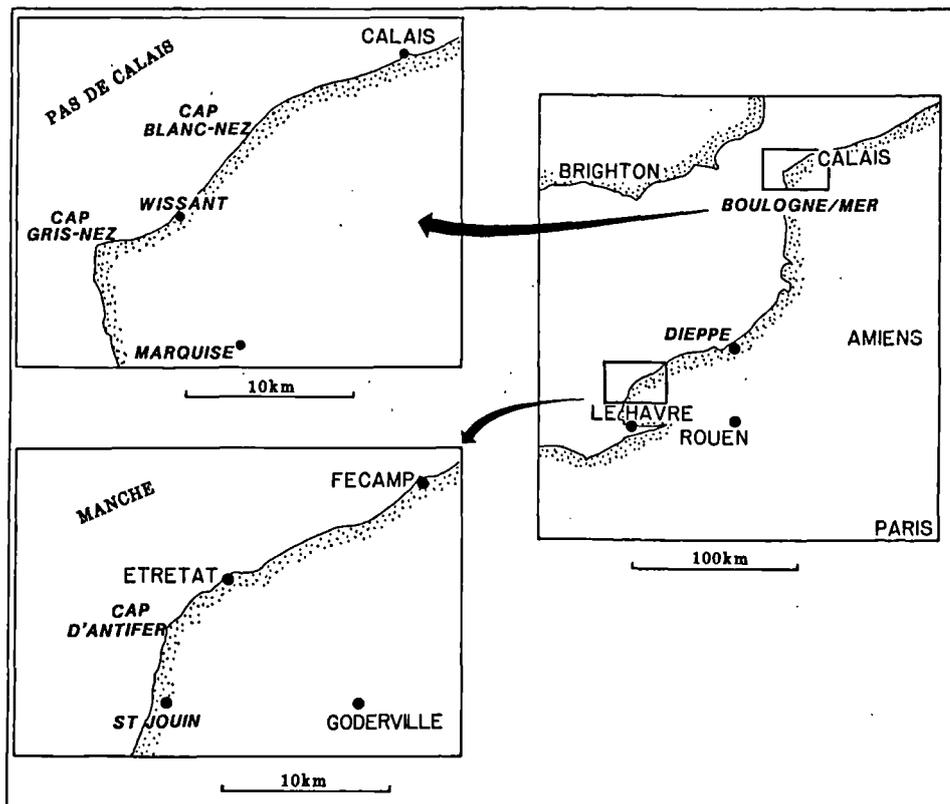


Fig. 1.- Localisation géographique des coupes étudiées.

Fig. 1.- Location map.

La corrélation des successions cénomaniennes du Cap Blanc-Nez et de St Jouin/Cap d'Antifer (fig. 3) conduit à trois remarques.

1) Les formations cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (74 m) sont dans l'ensemble plus épaisses que celles de St Jouin (44 m). Dans le détail, les attributions apportées par les ammonites révèlent que les variations d'épaisseur affectent seulement les parties moyenne et supérieure de l'étage, le Cénomanien inférieur présentant une puissance d'environ 25 m sur les deux coupes.

2) Les surfaces d'érosion visibles au Cap Blanc-Nez au sommet du banc à *Orbirhynchia mantelliana* dans la partie moyenne de l'ensemble H' et aux confins du niveau à *Actinocamax plenus* (= Zone à *Metoicoceras geslinianum*), et dont la continuité spatiale est démontrée par des arguments macro et micropaléontologiques, évoluent dans le Pays de Caux en de véritables hardgrounds, respectivement les hardgrounds Rouen 2, Antifer 1, 2 et 3.

3) Contrairement aux formations équivalentes du Pays de Caux, les craies cénomaniennes du Boulonnais sont dépourvues de silex.

II. - METHODES D'ETUDES

La fraction argileuse (particules de tailles inférieures à deux micromètres) est étudiée par diffraction des rayons X, analyses chimiques, analyses thermiques différentielles et microscopie électronique à transmission. 130 échantillons de craie cénomanienne ont fait l'objet d'une analyse de leur fraction argileuse par diffraction des rayons X, 90 pour la coupe du Cap Blanc-Nez, 40 pour la coupe de St Jouin/Cap d'Antifer.

La fraction argileuse est extraite par sédimentation après décarbonatation des craies par HCl N/5 et défloculation des argiles par rinçages successifs à l'eau

distillée. Les argiles sont ensuite étalées sur des lames de verre rainurées. La description détaillée de la méthode est donnée par Holtzapffel (1985). Trois diffractogrammes sont réalisés, sans traitement préalable des minéraux argileux, après saturation par l'éthylène-glycol et après chauffage pendant deux heures à 490° C.

Les analyses chimiques de la fraction argileuse sont réalisées grâce à une microsonde électronique Camebax. Les analyses thermiques différentielles sont effectuées sous atmosphère d'argon grâce à un analyseur TAG-24 Setaram. La vitesse de montée en température jusqu'à 1000° C est de 10° C par minute.

	NORMANDIE Juignet, 1974	NORMANDIE Juignet & Kennedy, 1976	BOULONNAIS Amédéo, 1980, 1986	NORMANDIE Kennedy, 1984	
CEN.SUP.	Horizon A	<i>Sciponoceras gracile</i>	<i>Neocardioceras juddii</i>	<i>Neocardioceras juddii</i>	CEN.SUP.
	<i>Metoicoceras gourdoni</i>		<i>Metoicoceras geslinianum</i>	<i>Metoicoceras geslinianum</i>	
	<i>Metoicoceras geslinianum</i>		<i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Calycoceras guerangeri</i>	
	<i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Eucalycoceras pentagonum</i>			
CEN.MOY.	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i>	CEN.MOY.
	<i>Turrillites acutus</i>	<i>Turrillites acutus</i>	<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	
	<i>Turrillites costatus</i>	<i>Turrillites costatus</i>			
CEN.INF.	<i>Mantelliceras gr.dixonii</i>	<i>Mantelliceras gr.dixonii</i>	<i>Mantelliceras dixonii</i>	<i>Mantelliceras dixonii</i>	CEN.INF.
	<i>Mantelliceras saxbii</i>	<i>Mantelliceras saxbii</i>	<i>Mantelliceras cantianum</i>	<i>Mantelliceras mantelli</i>	
	<i>Hypoturrillites carcltanensis</i>	<i>Hypoturrillites carcltanensis</i>			

Fig. 2.- Zonations d'ammonites du Cénomaniens de Normandie et du Boulonnais utilisées depuis 1974.

Fig. 2.- Ammonites zonation of Normandy and Boulonnais since 1974.

III. - RESULTATS

1) Minéralogie des argiles

La minéralogie de la coupe du Cap Blanc-Nez a déjà été présentée dans ses grandes lignes (Deconinck *et al.*, 1989). Dans le Cénomaniens, trois espèces minérales caractérisent les assemblages argileux: l'illite, les interstratifiés illite/smectite et la kaolinite. La chlorite n'est présente qu'en traces. Les interstratifiés illite/smectite comportent en fait une très faible proportion de feuillettes illitiques (cf. IV, 1) et nous les assimilons ici à des smectites (fig. 3).

Deux périodes peuvent être distinguées du point de vue de la minéralogie des argiles:

a) Le Cénomaniens inférieur p.p., (Zone à *Mantelliceras cantianum* et base de la zone à *Mantelliceras dixonii*) où les smectites dominent très largement le cortège minéralogique à raison de 80-90%. Seule l'illite en quantité notable est associée aux smectites.

b) Le Cénomaniens inférieur sommital, moyen et supérieur (partie supérieure de la Zone à *M. dixonii* jusqu'à la Zone à *Neocardioceras juddii*) où l'illite et la kaolinite sont

abondantes, alors que les proportions de smectites décroissent très fortement dans la Zone à *M. dixonii* pour rester faibles jusqu'au passage Cénomaniens/Turonien. Dans l'ensemble du Cénomaniens, seul le quartz est associé aux argiles dans la fraction < 2 micromètres.

Sur la coupe de St Jouin/Cap d'Antifer, le cortège argileux des craies du Cénomaniens inférieur est identique à celui identifié au Cap Blanc-Nez. Les smectites (80-95 %) dominent très largement. Elles sont associées à de faibles proportions d'illite et de palygorskite identifiée grâce aux observations en microscopie électronique à transmission (fig. 3). En revanche, le changement minéralogique très bien exprimé au Cap Blanc-Nez au sein de la Zone à *M. dixonii* n'est pas enregistré dans le Pays de Caux où les craies du Cénomaniens moyen et supérieur présentent, comme au Cénomaniens inférieur, de très fortes proportions de smectites. Au contraire, une relative augmentation des smectites par rapport à l'illite exprimée par le rapport smectite/illite (*Sm/I*) (fig. 3) est enregistrée au passage Cénomaniens inférieur/Cénomaniens moyen. Par ailleurs, contrairement aux fractions argileuses des craies du Boulonnais, celles du Pays de Caux contiennent de nombreux minéraux non argileux: quartz, opale (cristobalite) et clinoptilolite, minéraux déjà décrits dans les craies de Normandie (Juignet, 1974; Juignet & Pomerol, 1975; Pomerol, 1976; Pomerol & Aubry, 1977; Jeans, 1978).

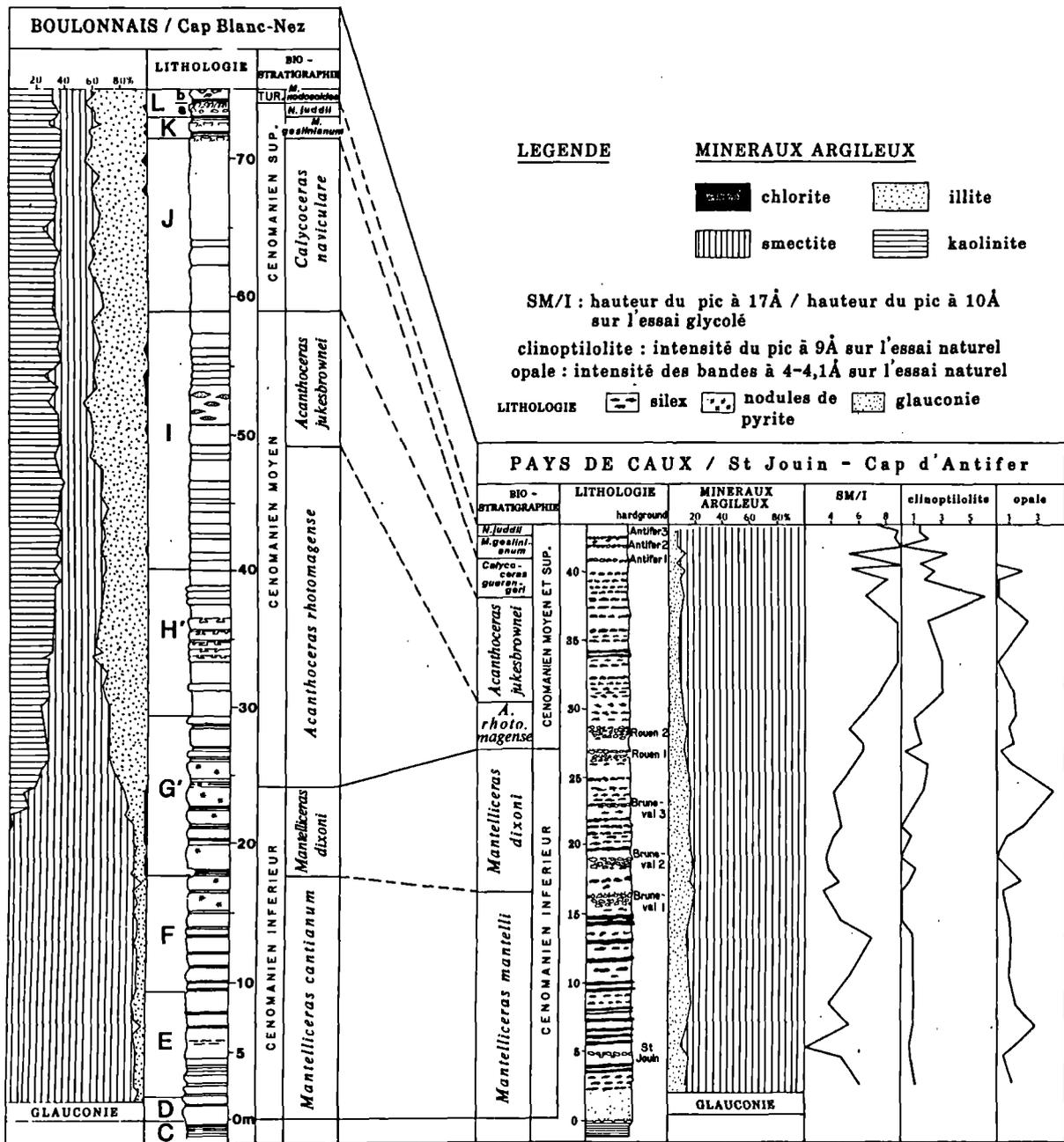


Fig. 3.- Minéralogie des argiles comparées des craies cénomaniennes du Boulonnais et du Pays de Caux. (Des levés lithologiques récents sur la coupe du Cap Blanc-Nez ont révélé que deux bancs de 2,2 m et 4,25 m avaient été omis respectivement dans les ensembles G et H. L'ajout de ces deux bancs conduit à modifier l'appellation des ensembles lithologiques en G' et H').

Fig. 3.- Compared clay mineralogy of Cenomanian chalks from the Boulonnais and the Pays de Caux.

2) Analyses chimiques et analyses thermiques différentielles (ATD)

Les smectites du Cénomaniens du Boulonnais et du Pays de Caux sont chimiquement très proches (tableau I).

Les formules structurales indiquent qu'il s'agit de minéraux dioctaédriques voisins des montmorillonites (tableau I). Les substitutions tétraédriques sont peu importantes; les principales différences concernent la couche octaédrique où l'aluminium domine dans les

smectites du Boulonnais alors que dans le Pays de Caux, les smectites ont une tendance ferro-magnésienne plus marquée.

Des ATD ont été effectuées sur les fractions argileuses les plus riches en smectites (Cénomaniens inférieur du Boulonnais, ensemble du Cénomaniens dans le Pays de Caux). Les courbes obtenues sont similaires (fig. 4). Elles confirment le caractère dioctaédrique et la chimie comparable des smectites des deux régions considérées.

Echantillon	BN 12	SJ 35
SiO ₂	56.35	58.02
Al ₂ O ₃	16.98	16.04
MgO	3.18	4.35
Fe ₂ O ₃	5.51	7.80
TiO ₂	0.65	0.41
K ₂ O	2.52	2.98
Na ₂ O	0.12	0.07
CaO	1.88	2.14
Tétraèdre		
Si	3.91	3.88
Al	0.09	0.12
Octaèdre		
Al	1.30	1.15
Mg	0.33	0.43
Fe	0.29	0.39
Ti	0.03	0.02
Total	1.95	1.99
Interfoliaire		
K	0.22	0.25
Na	0.02	0.01
Ca	0.15	0.15
Al Total	1.39	1.27

Tableau 1: Exemples d'analyses chimiques et formules structurales des smectites cénomaniennes du Boulonnais (BN12) et du Pays de Caux (SJ35).

Table 1: Examples of chemical analysis and structural formulae of the cenomanian smectite from the Boulonnais (BN12) and Pays de Caux (SJ35).

3) Microscopie électronique à transmission (MET)

Au Cap Blanc-Nez, dans l'ensemble du Cénomaniens, les smectites se présentent sous forme de particules floconneuses à contours peu nets (fig. A et B, Pl. III). Au Cénomaniens moyen et supérieur, ces minéraux sont associés à des illites présentant l'aspect moiré caractéristique des micas, et à de la kaolinite représentée par des particules sub-hexagonales de petite taille (fig. B, Pl. III).

Dans le Cénomaniens du Pays de Caux, outre la mise en évidence de faibles quantités de palygorskite (fig. C, Pl. III), les observations au MET indiquent que les smectites ne présentent pas le même aspect qu'au Cap Blanc-Nez. On trouve à côté de particules floconneuses, des particules lattées (fig. C, D, E, F, Pl. III) identiques à celles décrites dans le Cénomaniens du Sud-Ouest du bassin de Paris (Louail, 1984) et dans des sédiments de nature et d'âges très variés des océans Atlantique et Indien (Holtzapffel *et al.*, 1985; Steinberg *et al.*, 1987; Bouquillon, 1987). La proportion de particules lattées semble augmenter depuis la base vers le sommet du Cénomaniens parallèlement à l'augmentation du rapport smectite/illite et à celle de la

clinoptilolite ce qui est inhabituel dans les sédiments atlantiques (Holtzapffel & Chamley, 1986).

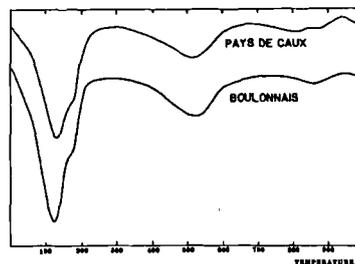


Fig. 4.- Courbes d'analyses thermiques différentielles des smectites cénomaniennes du Boulonnais et du Pays de Caux.

Fig. 4.- Differential thermal analysis: curves from Cenomanian smectites from the Boulonnais and the Pays de Caux.

IV.- DISCUSSION

Deux faits majeurs ressortent des résultats précédemment exposés.

1) La morphologie des particules smectitiques diffère entre les deux régions.

2) Le changement minéralogique très important enregistré dans le Boulonnais dans la Zone à *M. dixoni* (forte augmentation d'illite et de kaolinite par rapport à la smectite) ne se détecte pas dans le Pays de Caux; au contraire, à la même période on note dans cette région une augmentation relative des smectites par rapport à l'illite.

1) Origine des smectites des craies cénomaniennes du Boulonnais et du Pays de Caux.

La comparaison des diffractogrammes des smectites du Cénomaniens inférieur du Boulonnais et du Pays de Caux montre que leur comportement aux rayons X est pratiquement identique (fig. 5). L'étude de la position précise des raies de ces minéraux après saturation par l'éthylène-glycol, en particulier au voisinage de 8,5 et 5,6 Å indique un taux d'interstratification par des feuillets illitiques n'excédant pas 20% (Reynolds, 1980). La raie (060) de ces minéraux se situe à 1,500 Å et indique, comme les analyses chimiques et les courbes d'ATD, un caractère dioctaédrique (Desprairies, 1983). Les analyses chimiques et thermiques ne montrent pas non plus de différences marquées. En revanche, les données micromorphologiques suggèrent une origine différente de ces minéraux.

La présence de fortes proportions de montmorillonite dans la fraction argileuse des craies a été signalée par Millot *et al.* (1957), Weir & Catt (1965) et Jeans (1968) qui considéraient que ces minéraux pouvaient être néoformés. Dans les craies du Pays de Caux, l'association smectites/opale/clinoptilolite est signalée en particulier par Juignet & Pomerol (1975) et Pomerol & Aubry (1977). Cette association est également présente dans le Cénomaniens de la bordure Sud-Ouest du Bassin de Paris (Louail, 1979; 1984), dans les craies du Sud de l'Angleterre (Jeans, 1968; Brown *et al.* 1969; Jeans *et al.* 1982) et dans de nombreux sédiments de l'Atlantique (von Rad & Rösch, 1972, 1974; Scholle, 1974; Chamley, 1989). D'une

manière générale, cette association est très fréquente dans les sédiments du Crétacé supérieur et de l'Eocène (Nathan & Flexer, 1977; Kastner & Stonecipher, 1978). De nombreux auteurs interprètent cette paragenèse comme résultant de l'altération diagénétique de verre volcanique basaltique ou plus acide selon des processus complexes (Pomerol & Aubry, 1977; Kastner & Stonecipher, 1978; Cosgrove & Papavassiliou 1979; Pomerol, 1984). Toutefois, la silice nécessaire aux authigenèses peut également provenir de la dissolution d'organismes siliceux ou du lessivage des domaines continentaux (Brown *et al.* 1969; Nathan & Flexer, 1977; Boles & Wise, 1978; Louail, 1979).

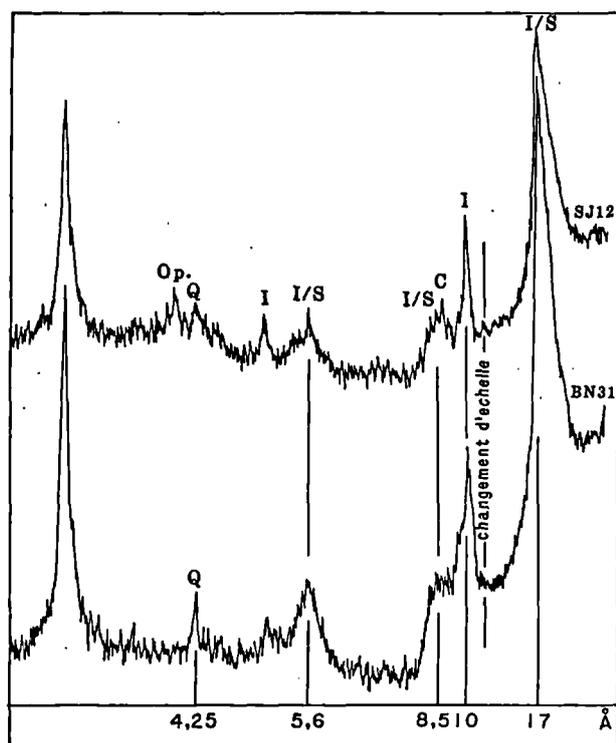


Fig. 5.- Exemple de diffractogrammes de la fraction argileuse des craies du Cénomanien inférieur du Boulonnais (éch. BN 31) et du Pays de Caux (éch. SJ 12) (Pâtes orientées glycolées, I/S. interstratifiés Illite/Smectite, I. Illite, C. Clinoptilolite, Q. Quartz, Op. Opale).

Fig. 5.- Example of X-ray diffraction traces of < 2 mm particles of Cenomanian chalks from the Boulonnais (BN 31) and from the Pays de Caux (SJ 12) (glycolated oriented pastes, I/S. Illite/Smectite mixed-layers, I. Illite, C. Clinoptilolite, Q. Quartz, Op. Opal).

Les exemples de néoformations de smectites dans les zones hydrothermales ou volcaniques sont nombreux. Dans ce cas, les smectites ont un caractère ferrifère ou magnésien marqué (Chamley *et al.*, 1990) et ne sont pas interstratifiées par des feuillettes illitiques. Dans les formations crayeuses du Turonien d'Angleterre et du Nord de la France, de tels minéraux ont été décrits (Pacey, 1984; Deconinck *et al.*, 1991). Ils sont localisés à des lits marneux centimétriques dépourvus d'opale et de clinoptilolite et dérivent de l'altération sous-marine de cendres volcaniques acides. Dans les craies proprement dites, les minéraux smectitiques correspondent à des interstratifiés illite-smectite et ont une composition de montmorillonite aluminoferrifère. Ces

faits nous conduisent plutôt à privilégier l'origine détritrique des minéraux smectitiques qui seraient issus de l'érosion de vertisols développés sur les bordures continentales.

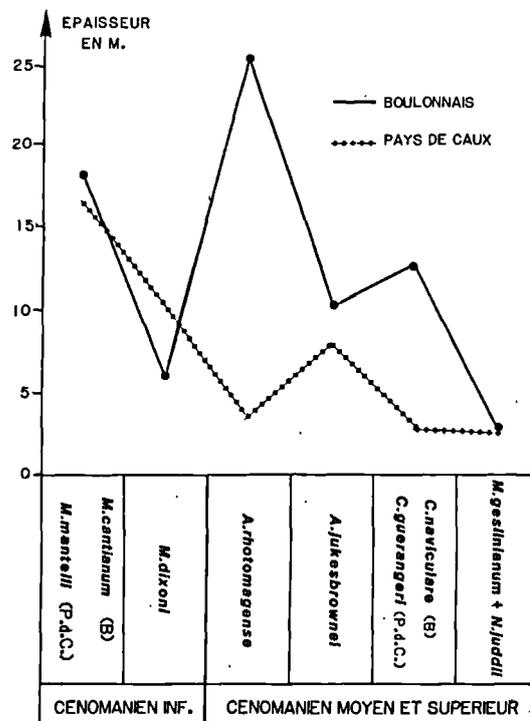


Fig. 6.- Evolution comparée des épaisseurs de sédiment au cours du Cénomanien.

Fig. 6.- Compared evolution of sediments thickness during the Cenomanian.

L'aspect latté très bien développé dans le Cénomanien du Pays de Caux indique cependant une croissance cristalline au cours de la diagenèse précoce (Steinberg *et al.*, 1987). Les conditions de formation des smectites lattées ne sont pas clairement établies. Dans l'océan atlantique, les smectites lattées se développent préférentiellement lorsque les taux de sédimentation sont relativement faibles, compris entre 1 et 2,5 cm/1000 ans (Holtzapffel *et al.*, 1985). En revanche, dans l'Océan Indien, la formation des minéraux lattés est indépendante des taux de sédimentation (Bouquillon, 1987).

La comparaison de l'épaisseur des sédiments correspondant à chaque zone d'ammonite dans le Boulonnais et le Pays de Caux, montre qu'au Cénomanien inférieur les épaisseurs sont très voisines, mais qu'à partir du Cénomanien moyen elles sont beaucoup plus fortes dans le Boulonnais (fig. 6). Puisque la lithologie est identique et que l'enfouissement subi par les formations cénomaniennes des deux régions est du même ordre de grandeur, on peut considérer que les épaisseurs des formations sont représentatives des taux de sédimentation. C'est aussi à partir du Cénomanien moyen que le rapport smectite/illite des craies du Pays de Caux augmente ainsi que la fréquence de la clinoptilolite (fig. 3) et des smectites lattées. L'augmentation relative de smectite à partir du Cénomanien moyen semble donc liée à la formation diagénétique accrue de lattés autour des particules smectitiques.

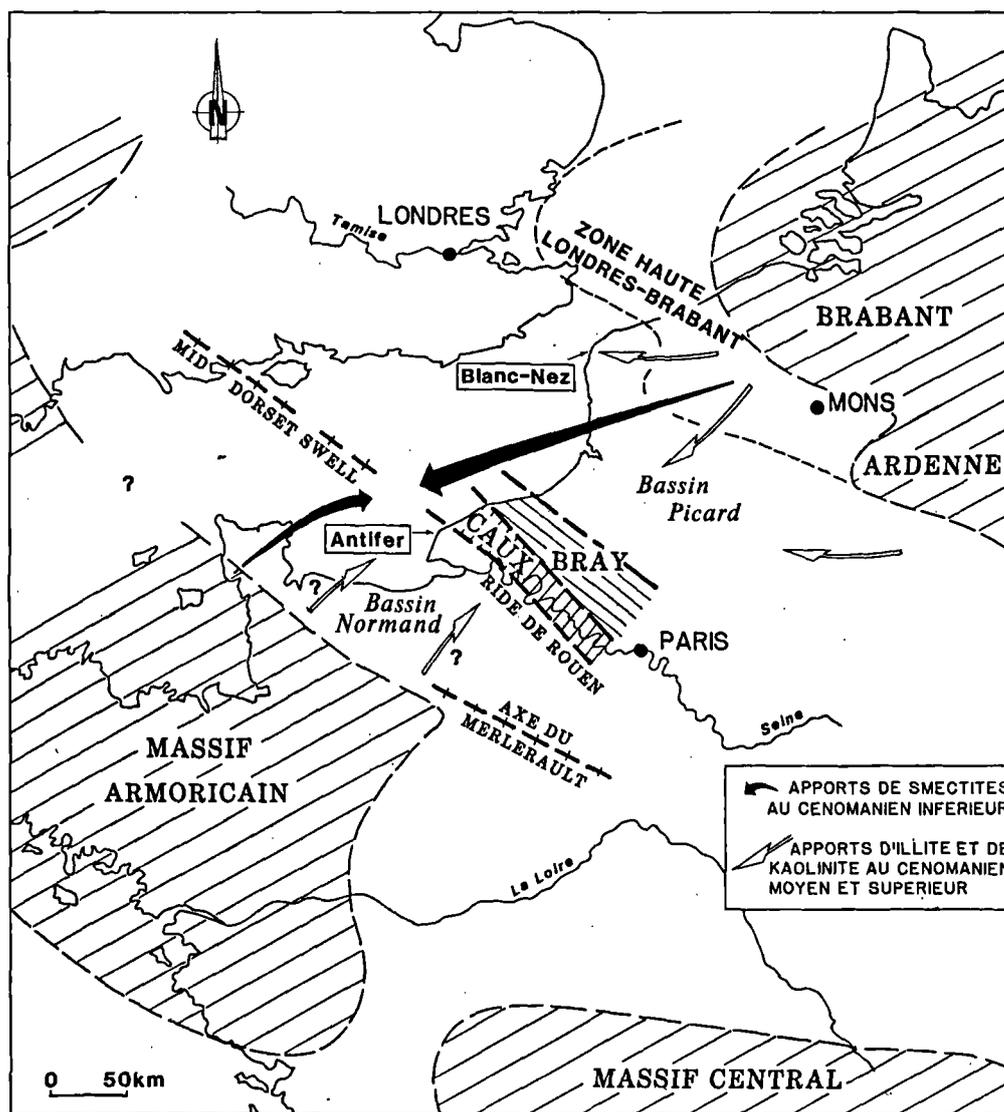


Fig. 7.- Paléogéographie du Bassin de Paris-Londres au Cénomanién (d'après Colloque sur le Cénomanién, 1978; Juignet et Louail, 1987).

Fig. 7.- Paleogeography of the Paris-Londres Basin during the Cenomanian (after "Colloque sur le Cénomanién", 1978; Juignet et Louail, 1987).

2) Le changement minéralogique de la Zone à *M. dixonii*

La plupart des auteurs s'accorde à reconnaître une origine détritique à la kaolinite des craies. Cependant, B. Pomerol (1984) admet que la kaolinite puisse être néoformée dans les craies du Bassin de Paris. La kaolinite dériverait de l'altération de cendres volcaniques à l'image des néoformations décrites dans le Crétacé supérieur du Western Interior (Pollastro, 1981). Si la kaolinite était néoformée dans les craies, sa cristallinité devrait être très bonne, ce qui n'est pas le cas. Par ailleurs on comprend mal pourquoi dans ce cas, l'illite augmenterait de façon concomitante. Il paraît plus vraisemblable que l'augmentation importante de l'illite et de la kaolinite aux dépens des smectites, traduise des modifications paléogéographiques importantes. Ce changement minéralogique est également connu dans des sondages réalisés dans le Nord de la France (Decommer, 1981) et dans les craies cénomaniennes du "Lower Chalk"

en Angleterre (Morgan-Jones, 1977). Il a été associé à des événements tectoniques en relation avec des phases majeures de l'élargissement atlantique (Decommer & Chamley, 1981). L'accroissement des proportions d'illite et de kaolinite s'accompagne également de modifications des assemblages fauniques qui suggèrent un accroissement de la tranche d'eau, ce qui nous avait conduit à l'interpréter plutôt en terme d'eustaticisme que de tectonique, comme étant la conséquence d'une accélération de la transgression cénomanienne (Deconinck *et al.*, 1989). Une telle hypothèse suggère toutefois que le changement minéralogique soit enregistré dans l'ensemble du Nord de la France. Or dans le Pays de Caux, les assemblages argileux très largement dominés par les smectites sont homogènes sur l'ensemble du Cénomanién. Il convient donc d'expliquer cette différence.

Sur le plan paléogéographique, le Pays de Caux se caractérise au Crétacé supérieur par l'existence d'un haut-fond alors que du Trias à l'Albien cette région subissait une

subsidence importante (fig. 7) (Mégny, 1980). En revanche, la région boulonnaise constituait au Crétacé supérieur une zone plus subsidente. Cette différence existe dès le début du Cénomaniens mais la comparaison des épaisseurs correspondant à chaque zone d'ammonite (fig. 6) indique qu'elle se marque plus nettement à partir du Cénomaniens moyen. Le changement minéralogique intervenant dans le Boulonnais à la fin du Cénomaniens

inférieur apparaît donc contemporain d'une augmentation du taux de sédimentation dans le Boulonnais par rapport au Pays de Caux. Cette augmentation du taux de sédimentation est probablement la conséquence d'un accroissement des apports terrigènes (illite et kaolinite) mais dans ce cas il faut aussi admettre un développement de la production biocarbonatée puisque le changement minéralogique se produit alors que les craies s'enrichissent en carbonates.

	DOMAINES EMERGES	BOULONNAIS	PAYS DE CAUX
Cénomaniens moyen et supérieur	Erosion active	- Diminution des proportions de smectite - Augmentation des apports d'illite et de kaolinite - Augmentation relative du taux de sédimentation? - Augmentation de la subsidence?	- Accroissement des proportions de smectite - Authigenèse de smectite - Diminution relative du taux de sédimentation? - élévation du haut-fond du Pays de Caux
		DEBUT DE L'INSTABILITE	
Cénomaniens inférieur	Erosion superficielle de sols à smectites	Sédimentation argileuse essentiellement smectitique	
			- Authigenèse modérée de smectites latées

Tableau II: Hypothèse sur les principales modalités de la sédimentation argileuse dans le Boulonnais et le Pays de Caux au cours du Cénomaniens.

Table II: Hypothetical features controlling the clay mineral sedimentation in the Boulonnais and Pays de Caux during the Cenomanian.

Les minéraux argileux des craies du Cénomaniens sont probablement issus des massifs hercyniens émergés (Ardenne, Massif Londres-Brabant, Massif armoricain, voire Massif Central) (fig. 7) ou de leur couverture pédologique. Dans un contexte de très haut niveau marin, la surface des ces massifs devait être assez réduite, ce qui s'accorde avec la très faible quantité d'apports terrigènes. On peut également envisager des apports plus lointains dont l'origine ne peut être précisée pour l'instant. Dans le Boulonnais, l'augmentation des proportions d'illite et de kaolinite aux dépens des smectites à la fin du Cénomaniens inférieur traduit une importante reprise d'érosion vraisemblablement consécutive d'une période d'instabilité (épirogenèse par exemple) affectant les massifs anciens bordant le Bassin de Paris.

La contribution du massif armoricain est probablement faible. Ce massif pouvait potentiellement fournir de la kaolinite puisque les faciès littoraux du Cénomaniens inférieur et moyen de la région du Mans se caractérisent par l'abondance de ce minéral (Juignet, 1974). L'axe du Merlerault (fig. 7) a pu jouer au Cénomaniens un rôle de barrière entre le bassin mancelien et le bassin normand (Mégny, 1980) ou, plus vraisemblablement, le Pays de Caux en position de haut-fond était protégé des apports d'illite et de kaolinite, minéraux qui sédimentent habituellement à faibles distances des rivages.

L'instabilité qui affecte les massifs émergés semble modérée puisqu'elle ne se marque pas dans la lithologie

notamment dans le Boulonnais; son écho sédimentaire n'est enregistré que par la fraction argileuse du sédiment. Cette période d'instabilité est vraisemblablement responsable aussi de l'élévation du haut-fond Bray-Caux (fig. 7) alors protégé des apports détritiques (illite et kaolinite). Au cours de l'ensemble du Cénomaniens, la sédimentation crayeuse en Haute-Normandie est influencée par le jeu de déformations du fond sous la forme de rides ou de hauts-fonds (Juignet, 1980). Au Cénomaniens inférieur, c'est surtout la ride du Bray qui est marquée alors qu'au Cénomaniens moyen et supérieur, la zone haute se déplace vers le Sud au niveau de la ride de Rouen (fig. 7) (Juignet, 1980).

La période d'instabilité qui a donc débuté à la fin du Cénomaniens inférieur se poursuit au niveau du Boulonnais jusque dans le Turonien moyen encore riche en illite et kaolinite (Deconinck *et al.*, 1989).

V.- CONCLUSIONS

Les différences importantes dans la composition des cortèges argileux des craies cénomaniennes du Boulonnais et du Pays de Caux semblent résulter d'une période d'instabilité affectant les massifs hercyniens émergés bordant le Bassin de Paris. Cette instabilité débute à la fin du Cénomaniens inférieur. Elle est responsable d'une subsidence accrue dans le Boulonnais et d'une reprise d'érosion sur les domaines émergés conduisant à une

sédimentation argileuse dominée par l'illite et la kaolinite. Au même moment, cette instabilité provoque une élévation du haut-fond Bray-Caux alors protégé des apports détritiques et où les faibles taux de sédimentation permettent l'authigenèse de smectites lattées. L'ensemble de cette évolution résumée sur le tableau II montre qu'un même

événement conduit à des cortèges argileux très différents dont la constitution est principalement conditionnée par le contrôle structural des paléomorphologies sous-marines.

Contribution C.N.R.S. - I.N.S.U. - D.B.T., n° 249, thème: Messages sédimentaires.

BIBLIOGRAPHIE

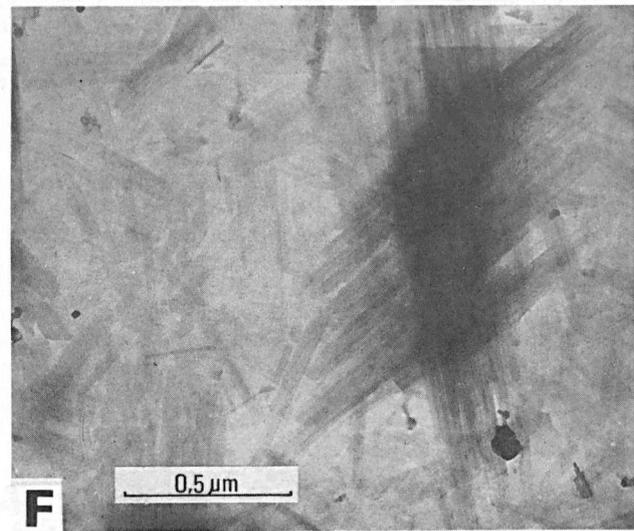
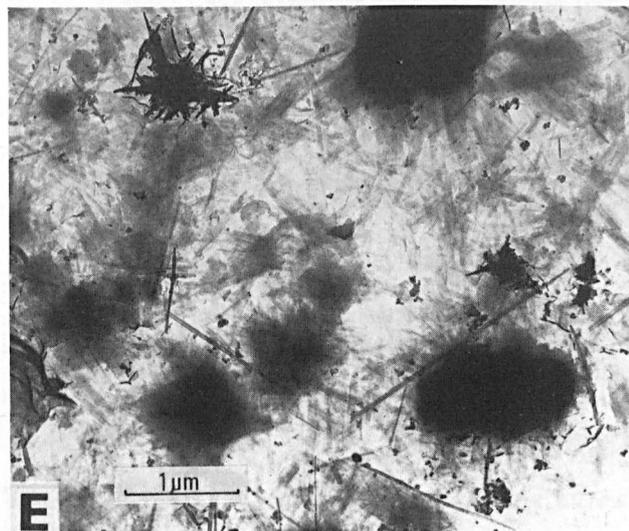
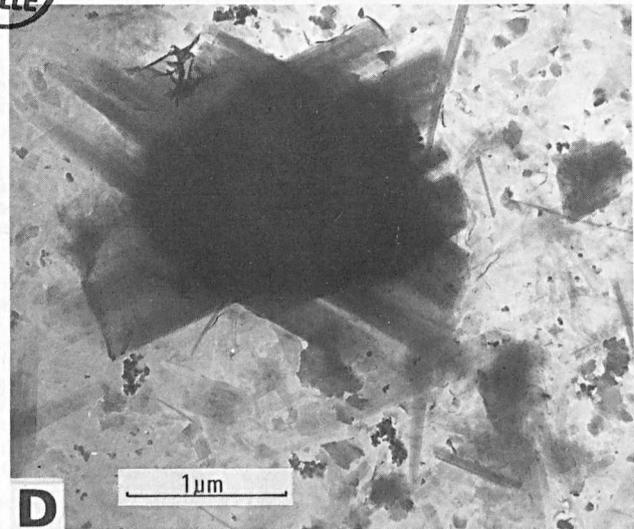
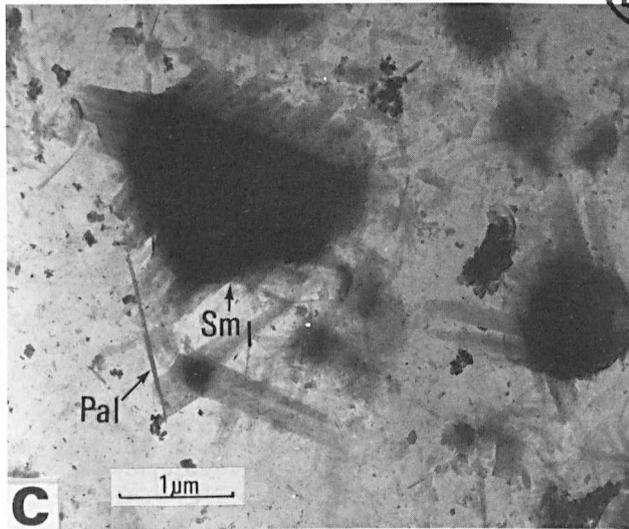
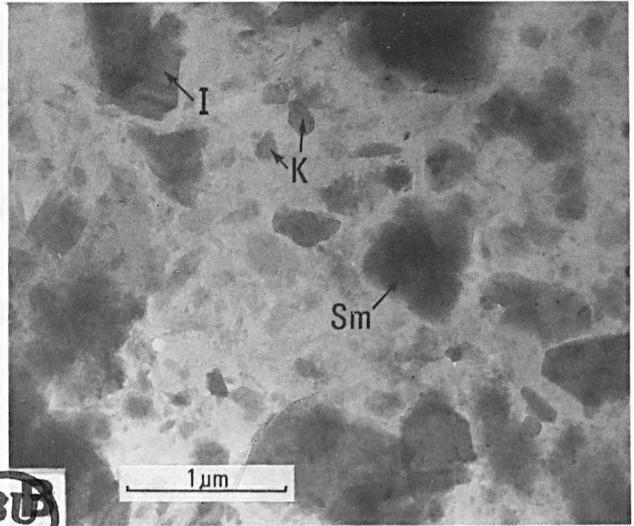
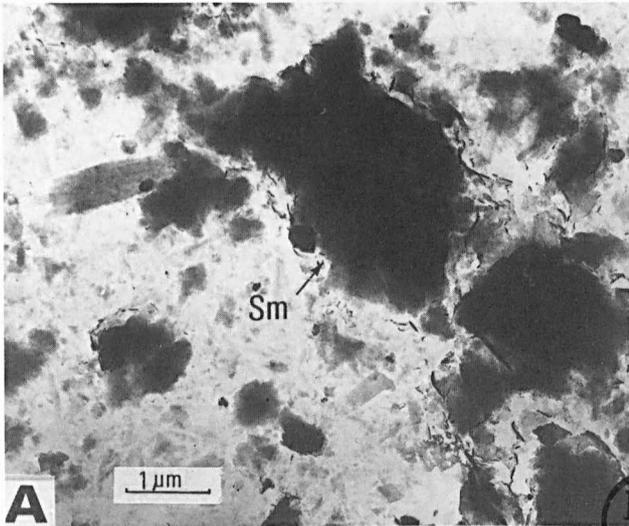
- AMEDRO F. (1986).- Biostratigraphie des craies du Boulonnais par les ammonites.- *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, CV, p. 159-167.
- AMEDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1990).- Caractères et stratigraphie des craies cénomaniennes traversées par le tunnel sous la Manche (Pas de Calais).- In Duffaut & Margron P.: Le tunnel sous la Manche: géologie et géotechnique. *Presses Ecole Nat. Ponts et Chaussées*, p. 57-63.
- BOLES J.R. & WISE W.S. (1978).- Nature and origin of deep-sea clinoptilolite. In: L.B. SAND & F.A. MUMPTON Eds., *Natural zeolites*.- p. 235 - 243.
- BOUQUILLON A. (1987).- Influences continentales et marines dans les sédiments cénozoïques de l'Océan Indien nord-oriental. *Thèse Univ., Lille*, 176, 270 p.
- BROWN G., CATT J.A. & WEIR A.H. (1969).- Zeolites of the clinoptilolite-heulandite type in sediments of south-east England.- *Min. Mag.*, 37, n° 288, p. 480 - 488.
- CHAMLEY H. (1989).- *Clay sedimentology*.- Springer Verlag, Berlin, 623 p.
- CHAMLEY H., DECONINCK J.F. & MILLOT G. (1990).- Sur l'abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés lors des périodes de haut niveau marin du Jurassique supérieur au Paléogène. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 311, II, p. 1529-1536.
- COLLOQUE SUR LE CENOMANIEN (1978).- *Géol. Médit.*, V, 1, 225 p.
- COSGROVE M.E. & PAPA VASSILIOU C.T. (1979).- Clinoptilolite in DSDP sediments of the Indian ocean (Site 223, Leg 23): its stability conditions and estimation of its free energy.- *Mar. Geol.*, Amsterdam, 33, p. 77 - 84.
- DECOMMER H. (1981).- Etude palynoplantologique et cadre sédimentologique du Jurassique et du Crétacé du Nord de la France.- *Thèse 3ème cycle*, Lille, n° 904, 232 p.
- DECOMMER H. & CHAMLEY H. (1981).- Environnements mésozoïques du Nord de la France, d'après les données des argiles et du palynoplancton.- *C. R. Acad. Sci., Paris*, 293, II, p. 695-698.
- DECONINCK J.F., AMEDRO F., DESPRAIRIES A., JUIGNET P. & ROBASZYNSKI F. (1991).- Niveaux repères de bentonites d'origine volcanique dans les craies du Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 312, II, p. 897-903.
- DECONINCK J.F., HOLTZAPFFEL T., ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (1989).- Données minéralogiques, géochimiques et biologiques comparées dans les craies cénomaniennes à santonniennes du Boulonnais.- *Geobios*, Lyon, Mém. sp. 11, p. 179-188.
- DESPRAIRIES A. (1983).- Relation entre le paramètre b des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments.- *Clay minerals*, 18, p. 165-175.
- HOLTZAPFFEL T. (1985).- Les minéraux argileux: Préparation, analyse diffractométrique et détermination.- *Soc. géol. Nord Publ.*, Lille, 12, 136 p.
- HOLTZAPFFEL T., BONNOT-COURTOIS C., CHAMLEY H. & CLAUER N. (1985).- Héritage et diagenèse de smectites du domaine sédimentaire nord-atlantique (Crétacé-Paléogène).- *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), 1, p. 23-32.
- HOLTZAPFFEL T. & CHAMLEY H. (1986).- Les smectites lattées du domaine atlantique depuis le Jurassique supérieur: gisement et signification.- *Clay minerals*, 21, p. 133-148.
- JEANS C. V. (1968).- The origin of the montmorillonite of the european chalk with special reference to the Lower Chalk of England.- *Clay minerals*, 7, p. 311-329.
- JEANS C. V. (1978).- Silicifications and associated clay assemblages in the Cretaceous marine sediments of southern England.- *Clay minerals*, 13, p. 101-126.
- JEANS C.V., MERRIMAN R.J., MITCHELL J.G. & BLAND D.J. (1982).- Volcanic clays in the Cretaceous of Southern England and Northern Ireland.- *Clay minerals*, 17, p. 105-156.
- JUIGNET P. (1974).- La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaire. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens.- *Thèse Univ. Caen*, 810 p.
- JUIGNET P. (1980).- Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif Armoricaire. *Cretaceous Research*, 1, p. 341-357.
- JUIGNET P. & KENNEDY W.J. (1976).- Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du Nord-Ouest de la France (Normandie) et du Sud de l'Angleterre.- *Bull. Soc. géol. Normandie*, Le Havre, LXIII/2, 193 p.
- JUIGNET P. & LOUAIL J. (1987).- La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du Massif armoricaire. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, p. 31-45.
- JUIGNET P. & POMEROL B. (1975).- La clinoptilolite dans le Crétacé supérieur du Bassin de Paris.- *Bull. inf. géol. Bass. Paris*, 12/2, p. 25-34.
- KASTNER M. & STONECIPHER S.A. (1978).- Zeolites in pelagic sediments of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans. In: L.B. SAND & F.A. MUMPTON Eds., *Natural zeolites*.- p. 199-220.
- KENNEDY W.J. (1984).- Ammonites faunas and the standard Zones of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites.- *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33, p. 147-161.
- LOUAIL J. (1979).- Origine et signification des zéolites dans les dépôts cénomaniens de la bordure Sud-Est du Massif Armoricaire.- *Clay minerals*, 14, p. 67-85.
- LOUAIL J. (1984).- La transgression crétacée au Sud du Massif armoricaire. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou, Crétacé supérieur de Vendée.- *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 29, 333 p.
- MEGNIEN C. (1980).- Synthèse géologique du Bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. B.R.G.M.* n° 101, 466 p.
- MILLOT G., CAMEZ T. & BONTE A. (1957).- Sur la montmorillonite dans les craies.- *Bull. Serv. Carte géol. Als-Lorr.*, 10/2, p. 25-26.
- MORGAN-JONES M. (1977).- Mineralogy of the non-carbonate material from the chalk of Berkshire and Oxfordshire, England.- *Clay minerals*, 12, p. 331-343.

- NATHAN Y. & FLEXER A. (1977).- Clinoptilolite, paragenesis and stratigraphy.- *Sedimentology*, 24, p. 845-855.
- PACEY N.R. (1984).- Bentonites in the chalks of Central Eastern England and their relation to the opening of the Northeast Atlantic. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 67, p. 48-60.
- POLLASTRO R.M. (1981).- Authigenic kaolinite and associated pyrite in chalk of the Cretaceous Niobrara formation, Eastern Colorado. *J. Sed. Petrol.*, 51, p. 553-562.
- POMEROL B. (1976).- Géochimie des craies du cap d'Antifer (Haute-Normandie).- *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), XVIII, 4, p. 1051-1060.
- POMEROL B. (1984).- Géochimie des craies du Bassin de Paris. Utilisation des éléments traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie et en paléocéanographie. *Mém. Sc. Terre Univ. Curie*, Paris, n° 84-21. 531 p.
- POMEROL B. & AUBRY M.P. (1977).- Relation between western European chalks and opening of the North Atlantic.- *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 47/3, p. 1027-1035.
- RAD U. Von & RÖSCH H. (1972).- Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments.- *Int. Rep. D.S.D.P.*, XIV, p. 727-751.
- RAD U. Von & RÖSCH H. (1972).- Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the central atlantic: *In: Hsü K.J. & Jenkyns H.C. Eds.*, Pelagic sediments: on land and under the sea.- *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, p. 327-347.
- REYNOLDS R.C. (1980).- Interstratified clay minerals. *In G.W. BRINDLEY & G. BROWN Eds.*, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification.- p. 249-303, Mineralogical Society, London.
- ROBASZYNSKI F. & AMEDRO F. (coord.) & FOUCHER J. C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F. MANIVIT H. & SORNAY J. (1980).- Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques: Foraminifères, Nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes.- *Rev. micropal.*, Paris, 22/4, p. 195-321.
- SCHOLLE P.A. (1974).- Diagenesis of Upper Cretaceous chalks from England, Northern Ireland and the North Sea: *In: Hsü K.J. & Jenkyns H.C. Eds.*, Pelagic sediments: on land and under the sea.- *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 1, p. 177-210.
- STEINBERG M., HOLTZAPFFEL T. & RAUTUREAU M. (1987).- Characterization of overgrowth structures formed around individual clay particles during early diagenesis.- *Clays clay miner.*, 35/3, p. 189-195.
- WEIR A. H. & CATT J. A. (1965).- The mineralogy of some Upper Chalk samples from the Arundel area, Sussex.- *Clay minerals* 6, 97, p. 97-110.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE III

Microscopie électronique à transmission *Transmission electron micrographs*

- Fig. A.- Cap Blanc-Nez, Cénomaniens inférieur, Zone à *Mantelliceras cantianum*. Fraction argileuse essentiellement constituée de smectites floconneuses (Sm).
- Fig. C & D.- St Jouin/Cap d'Antifer, Cénomaniens inférieur, Zone à *Mantelliceras saxbii*. Une proportion importante de particules apparaît lattée (Sml). Noter la présence de quelques fibres de palygorskite (Pal).
- Fig. A.- Cap Blanc-Nez section, Lower Cenomanian, *Mantelliceras cantianum* Zone. Clay fraction composed of flaky smectites displaying blurred outlines (Sm).
- Fig. C & D.- St Jouin/Cap d'Antifer section, Lower Cenomanian, *Mantelliceras saxbii* Zone. Abundant lathed smectite (Sml) associated with some palygorskite fibers (Pal).
- Fig. B.- Cap Blanc-Nez, Cénomaniens moyen, Zone à *Acanthoceras jukesbrowni*. Fraction argileuse constituée de smectites floconneuses (Sm) associées à de l'illite (I) et à des particules de kaolinite (K) sub-hexagonales de petites tailles.
- Fig. E et F.- St Jouin/Cap d'Antifer, Cénomaniens moyen, Zone à *Acanthoceras jukesbrowni*. Fraction argileuse constituée essentiellement de smectites lattées associées à quelques fibres de palygorskite.
- Fig. B.- Cap Blanc-Nez section, Middle Cenomanian, *Acanthoceras jukesbrowni*. Clay fraction composed of flaky smectites (Sm) associated with well-edged illite (I) and small hexagons of kaolinite (K).
- Fig. E & F.- St Jouin/Cap d'Antifer section, Middle Cenomanian, *Acanthoceras jukesbrowni* Zone. The clay fraction is mainly composed of authigenic lathed smectite.



BU
LILLE



LES VERTEBRES DU DEVONNIEN INFÉRIEUR D'ARVILLE ET DE NONCEVEUX (BELGIQUE)

Lower Devonian vertebrates from Arville and Nonceveux, Belgium

par A. BLIECK (*) et D. GOÛJET (**),

(Planches IV et V)

Résumé.— L'ichthyofaune d'un site fossilifère du Dévonien inférieur de l'Ardenne Belge, Arville (partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert) comprend des Hétérostracés (*Althaspis leachi*, *Weigeltaspis* sp.), des Ostéostracés indéterminés, des Thélodontes (*Turinia pagei*, *T. polita*, *Nikolivia* sp. 1, *N.* sp. 2), des Chondrichthyens (*Leonodus* cf. *L. carlsi*), des Placodermes (*Actinolepididae* gen. et sp. indet.) et des Acanthodiens (*Ischnacanthidae* gen. et sp. indet.). Cet assemblage est représentatif du Lochkovien. Il est corrélié biostratigraphiquement au "Dittonien" de Grande-Bretagne, à la Formation de Pernes en Artois (France), à la Formation de Nogueras en Celtibérie et ses équivalents de la Chaîne Cantabrique (Espagne).

Les restes d'Hétérostracés du gisement de Nonceveux, à proximité du Massif de Stavelot (base des grès du Bois d'Ausse), sont révisés en *Rhinopteraspis crouchi* ?. Par corrélation à la biozonation du Dévonien inférieur de l'Ardenne fondée sur les spores, Nonceveux est stratigraphiquement plus récent qu'Arville. Ceci amène à conclure au recouvrement partiel possible des répartitions stratigraphiques de *R. crouchi* et d'*A. leachi*, deux espèces-index du Dévonien inférieur siliciclastique d'Europe.

L'assemblage faunique d'Arville présente à la fois des taxons euraméricains et gondwans et n'est donc pas en désaccord avec l'hypothèse d'une proximité géographique des blocs continentaux correspondants au Dévonien inférieur.

Abstract.— *Arville is a Lower Devonian fossiliferous locality of the Belgian Ardenne Massif (lower Saint-Hubert Formation). Its ichthyofauna includes heterostracans (Althaspis leachi, Weigeltaspis sp.), undetermined osteostracans, thelodonts (Turinia pagei, T. polita, Nikolivia sp. 1, N. sp. 2), chondrichthyans (Leonodus cf. L. carlsi), placoderms (Actinolepididae gen. et sp. indet.), and acanthodians (Ischnacanthidae gen. et sp. indet.). This assemblage is Lochkovian in age. It is biostratigraphically correlated to the "Dittonian" of Great Britain, the Pernes Formation of Artois (France), the Nogueras Formation of Celtiberia and its equivalents in the Cantabrian Chain (Spain).*

The heterostracan remains from Nonceveux, in the vicinity of the Stavelot Massif (lowermost Bois d'Ausse Sandstones) are revised under Rhinopteraspis crouchi ?. When correlated by means of spores within the Lower Devonian of Ardenne, Nonceveux is younger than Arville. This leads to consider a possible partial overlap of the stratigraphical distributions of R. crouchi and A. leachi, both being index-species of the siliciclastic Lower Devonian of Europe.

The fish assemblage of Arville includes both euramerican and gondwanan taxa, which is not in disagreement with the hypothesis of a geographical proximity of the corresponding continents in Early Devonian times.

I. - INTRODUCTION

D'une façon générale, les Vertébrés sont rares dans le Dévonien inférieur entre la Manche et le Rhin. La révision systématique du groupe dominant les assemblages fossiles, à savoir les Hétérostracés (Ptéraspides et autres), a cependant conduit l'un de nous à une révision biostratigraphique et paléobiogéographique de l'ensemble

Artois-Ardenne (Blieck, 1982a). Cette synthèse était intégrée à celle qui fut proposée en même temps pour le domaine nord-atlantique (Blieck, 1982b).

En Artois-Ardenne pourtant, les lacunes dans la documentation stratigraphique des Vertébrés sont nombreuses. C'est pourquoi toute nouvelle découverte sur le terrain ou dans les anciennes collections paléontologiques est la bienvenue.

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, Sciences de la Terre, URA 1365 du CNRS, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Muséum National d'Histoire Naturelle, Institut de Paléontologie, URA 12 du CNRS, 8 rue Buffon, F-75005 Paris.

Note présentée le 14 Mars 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1991.

Il se trouve que les collections du Musée de Géologie de Lille (salle Gosselet) ont fourni récemment du matériel (Blieck & Janvier, 1989) et qu'un site de Haute Ardenne, Arville, a également livré un assemblage assez complet de Vertébrés (Godefroid *et al.*, 1982). C'est le matériel d'Arville qui fait l'objet du présent article. Cependant, au cours de son élaboration, un problème de corrélation stratigraphique s'est posé et a nécessité la révision des spécimens de Nonceveux (localité 19 *in* Blieck, 1982a).

Nous voulons également signaler l'existence d'autres sites fossilifères susceptibles de livrer des Vertébrés déterminables ; ces sites n'ont pas été notés en 1982 (a, b) ou viennent seulement d'être découverts (c) :

a) Dans le sondage de Coulonvillers (Somme, France), Bouroz (1960, p. 110) signale "cf. *Pteraspis crouchi*" entre -435,80 et -448,30 m ("Gedinnien inférieur").

b) Du sondage profond de Bolland (Province de Liège, Belgique ; Graulich, 1975) a été décrit le Placoderme *Bollandaspis woschmidti*, provenant de -1408,30 m (post-zone W *in* Steemans, 1986, fig. 102 donc Praguien supérieur ou Emsien ; Emsien inférieur *in* Schmidt, 1976). Le Dévonien inférieur du sondage de Bolland, épais d'environ 1450 m, renfermait néanmoins d'autres "débris de poissons" vers -1872,30 m (limite Lochkovien/Praguien), -1981,45 m (Lochkovien supérieur), -2545,25 et -2590,10 m (Lochkovien inférieur) (Graulich, 1975, p. 31, 32, 36 ; Steemans, 1986).

c) Les Schistes de Chooz (Emsien) de la rue Carnot, à Vireux (Ardenne, France), ont livré lors d'une sortie de terrain (I. Cibaj, P. Gerrienne, A. Blieck) quelques fragments osseux d'un Vertébré indéterminé (la Formation de Chooz vient d'être révisée par Godefroid & Stainier, 1988).

Ces données, ajoutées au fait que des spécimens inédits de Wihéries (localité 8 *in* Blieck, 1982a) viennent d'être retrouvés dans les collections de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) et transmis par C. Dupuis, laissent augurer d'autres résultats à venir.

II. - CADRE STRATIGRAPHIQUE

1) Le site d'Arville

Il s'agit de la première localité de la Formation de Saint-Hubert à avoir livré des Vertébrés hors de la zone métamorphique de Haute-Ardenne, à l'est du Massif de Rocroi (Meilliez, 1989, fig. 98). L'assemblage ichthyologique est assez fourni. Il comprend à la fois des macrorestes d'Hétérostracés et de Placodermes et des microrestes parmi lesquels dominent les écailles de Thélodontes et les restes d'Acanthodiens. Dans l'ensemble, ils sont plutôt mal conservés, ayant subi une très forte recristallisation. L'altération est particulièrement nette sur la plupart des écailles d'Acanthodiens mais peut aussi bien affecter tout aussi profondément les écailles de Thélodontes.

Les essais à l'acide formique s'étant avérés très décevants, c'est à l'aiguille montée que les pièces osseuses ont été dégagées. La liste faunique s'établit comme suit : *Althaspis leachi* (espèce-index du Lochkovien supérieur), *A. leachi* ?, *Weigeltaspis* sp., Osteostraci gen. et sp. indet., *Turinia pagei* (espèce-index du Lochkovien), *T.*

polita, *Nikolivia* sp. 1 et sp. 2, *Leonodus* cf. *L. carlsi*, Actinolepididae gen. et sp. indet., Ischnacanthidae gen. et sp. indet.

Néanmoins il manque *Europrotaspis*, associé à *A. leachi* dans le "Dittonien" de Grande-Bretagne (Blieck, 1984). On peut faire remarquer que jusqu'à présent le genre *Europrotaspis*, fondé sur *E. crenulata* White (1961), n'a pas été récolté en Artois-Ardenne : seul est décrit *E. ? wiheriesiensis* (Brotzen, 1936) de Wihéries et, peut-être, de Paliseul et Mande-Saint-Etienne (Belgique, loc. 8, 27, 32 *in* Blieck, 1982a). Ce point sera examiné au cours de la révision du matériel de Wihéries.

A Arville, le niveau à Vertébrés était situé environ 4 m au-dessus d'un niveau à spores ("top M zone" *in* Godefroid *et al.*, 1982 ; révisé en "phylozone Si, sous-zone Siβ", Lochkovien, *in* Steemans, 1986, 1989b). L'ensemble provient de l'ancienne carrière au sud d'Arville, entre Saint-Hubert et Poix-Saint-Hubert, et a été extrait de la partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert ("Gedinnien supérieur" G2b en terminologie ardennaise). Structuralement l'affleurement appartient à l'Unité de Saint-Hubert *sensu* Beugnies (1985, fig. 1), au nord de la faille de Vencimont (cf. Blieck *et al.*, 1988, fig. 9F ; Meilliez, 1989, fig. 98). Dans cette partie de l'Ardenne, le Dévonien inférieur est épais de 3000 à 3500 m (Steeemans, 1986, fig. 120-126 ; 1989a, fig. 7-11 ; 1989b, fig. 120-126 ; Meilliez, 1989, fig. 101 B-C).

2) Le site de Nonceveux

Ce gisement de Vertébrés a une histoire un peu confuse. Il a été signalé en premier par Raynaud (1942) "le long d'un sentier, qui remonte la vallée du ruisseau de Vieille Chera suivant une petite crête, séparant cette vallée de celle du ruisseau du Ninglinspo", affluent de l'Amblève, à l'est de Remouchamps, province de Liège, en bordure NW du Massif de Stavelot (Blieck, 1982a, loc. 19, fig 1 et p. 14). Raynaud (*ibid.*, p. 87) cite *Zosterophyllum fertile*, *Modiolopsis corneti*, *M. cf. ekpempousa*, *Pteraspis dunensis*, *Pteraspis rotunda* et des débris de Gigantostracés dans les niveaux 3-3' de la coupe. White (1956, p. 4) signale : "All the specimens that I have seen belong to either *R. leachi* or to *Protaspis* sp.", mais ceux-ci n'ont pas été figurés. Les seuls spécimens de Nonceveux que l'un de nous a vus dans les collections de l'Université de Liège (n° 5403 et 5405) sont notés "*Pteraspis dunensis* (F. Roemer), Siegénien inférieur, Nonceveux (Vieux Chéra)" et ont été enregistrés en 1946 par R. Roncart. Ils correspondent fort probablement au gîte de Raynaud, et ont été attribués à *Rhinopteraspis crouchi* (Blieck & Jahnke, 1980, p. 374 ; Steemans, 1981, p. 43 ; Blieck, 1982a, p. 14), révisé ici en *R. crouchi* ?.

Enfin, Steemans (1986, 1989b) a retrouvé un spécimen "au-dessus de la confluence des ruisseaux du Vieux Chéra et du Ninglinspo", dans les premières couches des grès du Bois d'Ausse à *Zosterophyllum fertile* (*ibid.*, fig. 12 et p. 54 : échantillon Zo daté de la biozone MN, phylozone G, au-dessus de la phylozone Siβ) : ce site correspond probablement aussi à celui de Raynaud.

Notons qu'il s'agit ici du "Gedinnien supérieur" et non du "Siegénien inférieur" (*sensu* Asselberghs, 1946 ; voir Steemans, 1981, p. 43) et que le site est situé à la base des grès du Bois d'Ausse et non au sommet des grès de l'Assise de Fooz (Blieck, 1982a, p. 14).

III. - SYSTEMATIQUE

HETEROSTRACI Lankester, 1868

Ordre PTERASPIDIFORMES Berg, 1940
 Famille PTERASPIDIDAE Claypole, 1885

Genre *ALTHASPIS* Zych, 1931

ALTHASPIS LEACHI (White, 1938)

MATERIEL : Spécimens de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Département de Paléontologie, à Bruxelles (IRSNB) n° P 5091-5091a (bouclier dorsal incomplet en moule interne et sa contre-empreinte) et P 5094-5094a (rostre incomplet). Arville (fig. 1).

MESURES : Etant donné l'état de conservation du matériel, seules les deux mesures du rostre sont évaluées sur P 5091a (A, fig. 1) : laR \approx 35 mm, LoR \approx 92 mm. Ceci fournit un rapport laR/LoR = 0,38, légèrement inférieur à celui qui avait été calculé par Blicek & Jahnke (1980, Tab. 1 : laR/LoR = 0,40-0,44). Il semble qu'on puisse attribuer cette différence à l'état incomplet du spécimen. En outre, on compte 10 ou 11 rides de dentine par mm à la surface du fragment d'os conservé sur le spécimen P 5094 (C, fig. 1).

Description et discussion

C'est la forme des deux plaques rostrales, associée à la morphologie de la ceinture orbitopinéale (B, fig. 1), qui fonde la détermination taxonomique des spécimens P 5091 et 5094. La plaque rostrale est plus longue que large, triangulaire, à bords latéraux rectilignes ou légèrement concaves (mais ce dernier point est difficile à évaluer parce que les bords sont érodés dans la moitié postérieure de la plaque de P 5091-5091a ainsi que sur P 5094-5094a). La ceinture orbitopinéale est de type continu, avec les processus médians des plaques orbitaires longs et étroits (B, fig. 1). Leur contact avec la plaque pinéale n'est pas très clair mais semble peu différent de celui qui a été décrit sur *A. leachi* par White (1938, fig. 4a : "*Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis* (Roemer) var. *leachi*" ; 1960, fig. 1 et Pl. I : 1 : "*Pteraspis (Althaspis) vimiensis*") et par Blicek (1977, Pl. LIV : 1-2 : "*Althaspis vimiensis* White") : il est rectiligne ou légèrement sinueux. La plaque pinéale forme un V très ouvert. Le canal pinéal n'est pas observable parce que l'os, à cet endroit, n'est pas conservé. La taille de P 5091-5091a (voir laR et LoR ci-dessus) est très proche de celle des *A. leachi* de Swanlake Bay (locus typicus) et Mitcheldean en Grande-Bretagne (White, 1938 ; Allen *et al.*, 1968) ainsi que de celle des spécimens de Wihéries, en Belgique (Leriche, 1925, Pl. II-III : "*Pteraspis dunensis*, F. Roemer") (cf. Blicek, 1984, fig. 9, points 1-10).

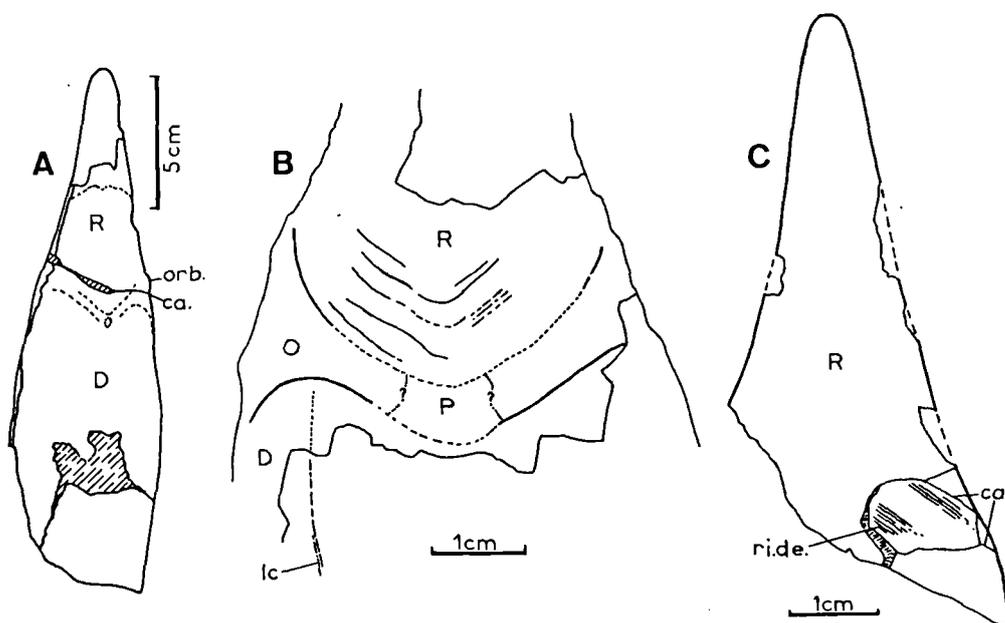


Fig. 1. - *Althaspis leachi* (White, 1938), Arville, partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert, Lochkovien. Spécimens IRSNB.
 A.- n° P 5091, moulage interne naturel d'un bouclier dorsal incomplet (zones érodées ou cassées en hachures) ;
 B.- contre-empreinte n° P 5091a, détail de la région orbitopinéale en moule naturel externe, vue interne (viscérale) ;
 C.- n° P 5094, empreinte d'un rostre incomplet en vue ventrale.
 Abréviations : ca- cassures, D- disque dorsal, lc- trace de la ligne latérale (canal) principale, O- plaque orbitaire, orb- orbite, P- plaque pinéale, R- plaque rostrale, ri.de- rides de dentine.

Fig. 1. - *Althaspis leachi* (White, 1938), Arville, lower Saint-Hubert Formation, Lochkovian. IRSNB specimens.
 A.- n° P 5091, natural inner mould of an incomplete dorsal shield (altered and broken regions are hatched) ;
 B.- counterpart n° P 5091a, detailed orbitopinéal belt, outer natural mould in internal, visceral view ;
 C.- n° P 5094, impression of an incomplete rostrum in ventral view.
 Abbreviations : ca- breaks, D- dorsal disc, lc- track of the main lateral line (canal), O- orbital plate, orb- orbit, P- pineal plate, R- rostral plate, ri.de- dentine ridges.

L'état de conservation et la taille du spécimen P 5091 (A-B, fig. 1) évoquent particulièrement ceux du spécimen récolté à Carlsbourg en Belgique, décrit par Fraipont (1908 : "*Pteraspis Dewalquei*", synonyme d'*A. leachi* ; Blicek, 1982a, loc. 26) et provenant lui aussi de la Formation de Saint-Hubert. Ils sont également très proches de ceux des spécimens de Paliseul, Belgique (Asselberghs, 1955 : "*Pteraspis dunensis*"; en fait *A. leachi* ; Blicek, 1982a, loc. 27, située à 4 km au NE de Carlsbourg mais en faciès "schistes aimantifères") bien que le rostre de P 5091-5091a soit un peu plus long (LoR \approx 92 mm contre 70-80 mm environ sur *A. leachi* de Paliseul ; Blicek, 1984, fig. 9, points 11-12).

ALTHASPIS LEACHI (White, 1938) ?

MATERIEL : Plusieurs fragments osseux, provenant de la même surface de banc que les deux pièces précédentes, semblent appartenir à *A. leachi*. Nous en décrivons deux, les spécimens IRSNB n° P 5092 et 5093. Arville (fig. 2).

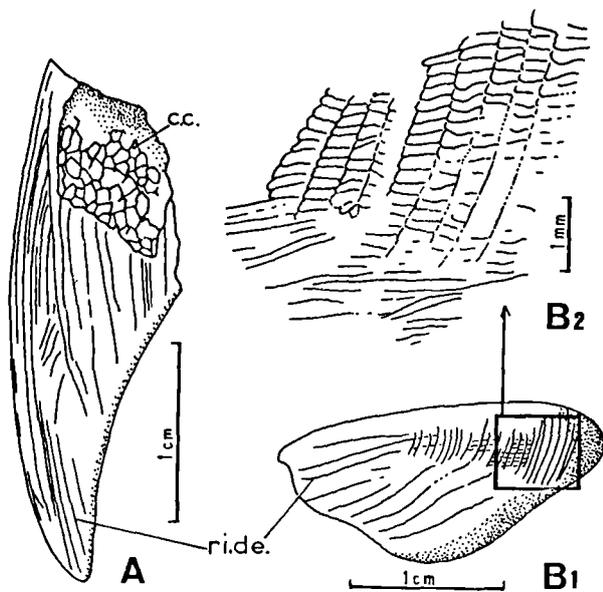


Fig. 2. - *Althaspis leachi* ?, Arville, partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert, Lochkovien. Spécimens IRSNB.
A.- n° P 5093, pointe postérieure d'une plaque cornuale ;
B.- n° P 5092, écaille faîtière (B1) avec le détail du tracé des rides de dentine de la partie antérieure (B2) ;
Abréviations : c.c.- couche cancellaire de l'os, ri.de.- rides de dentine.

Fig. 2. - *Althaspis leachi* ?, Arville, lower Saint-Hubert Formation, Lochkovian. IRSNB specimens.
A.- n° P 5093, posterior hook of a cornual plate ;
B.- n° P 5092, ridge scale (B1) with detail of the dentine ridges pattern on its anterior part (B2).
Abbreviations : c.c.- cancellous layer of the bone, ri.de.- dentine ridges.

Description et discussion

P 5092 (B, fig. 2) est une grosse écaille faîtière comme celle d'*A. leachi* de Swanlake Bay (White, 1938, fig. 8).

Longue de 2 cm et massive, elle est couverte de rides de dentine moyennement larges (environ 8 par mm). Ces rides se résolvent, à l'avant de l'écaille, en rangées de petits éléments juxtaposés, perpendiculaires à l'alignement des rides, mais parallèles à l'allongement antéropostérieur de l'écaille, donc parallèles au sens d'écoulement de l'eau sur l'écaille (B2, fig. 2 ; voir aussi White, 1938, fig. 8). Ceci est classique sur les écailles de Ptéraspides.

P 5093 (A, fig. 2) est une pointe postérieure de plaque cornuale. Crochue et couverte de rides de dentine (environ 11 par mm), cette pointe est inhabituellement longue (entre 2 et 3 cm) pour *A. leachi*. White (1956, fig. 5-6 ; 1960, fig. 3-4) a décrit deux cornuales d'*A. leachi* : la première sur le spécimen de Carlsbourg ("*Pteraspis Dewalquei*" Fraipont, 1908), la seconde sur un spécimen de Swanlake Bay ("*Pteraspis (Rhinopteraspis) dunensis* (Roemer) var. *leachi*" White, 1938, fig. 1 ; "*P. (Rhinopteraspis) leachi*" White, 1956, fig. 6 ; "*Pteraspis (Cynripteraspis) leachi*" White, 1960, fig. 4). Cependant, la plaque cornuale droite du spécimen de Carlsbourg (n° 5045, collections de l'Université de Liège, Laboratoire de Paléontologie) est incomplète, cassée. Il est donc difficile d'en préciser exactement la longueur et la forme. Celle du spécimen de Swanlake Bay (P 18044, collections du Natural History Museum, Department of Palaeontology, London) a une pointe postérieure courte. Même si la cornuale de Carlsbourg est plus longue que celle de Swanlake Bay, ceci paraît insuffisant pour distinguer deux espèces comme l'avait fait White (1956, p. 6 ; 1960, p. 13-14) (Blicek, 1980, p. 30 ; Blicek & Jahnke, 1980, p. 374). Cette différence semble à mettre au compte de la variabilité intraspécifique. Par conséquent, le spécimen P 5093 (A, fig. 2) pourrait fort bien correspondre à une cornuale d'*A. leachi*, plus longue que de coutume. Mais cette pièce est séparée de son bouclier dorsal : un doute subsiste donc.

Genre *RHINOPTERASPIS* Jaekel, 1919

RHINOPTERASPIS CROUCHI (Lankester, 1868) ?

MATERIEL : Spécimens de l'Université de Liège, Laboratoire de Paléontologie (Paléobotanique-Paléopalynologie-Micropaléontologie) (ULLP) n° 5403a (plaque rostrale incomplète) ; 5403b-c (disque ventral légèrement écrasé latéralement et érodé sur les côtés, et sa contre-empreinte) ; 5405a-b (disque dorsal incomplet et sa contre-empreinte) ; 5405 bis (petit disque dorsal incomplet - échantillon Zo in Steemans, 1986, 1989b). Nonceveux (fig. 3).

Description et discussion

Comme on l'a vu précédemment (p. 68), le matériel de Nonceveux a été récolté en deux fois. Il est constitué de plaques osseuses assez altérées et dissociées. Leur examen avait amené l'un de nous à les attribuer à *R. crouchi* (Blicek, 1982a, p. 14). Leur ré-examen à la suite de la révision des Ptéraspides (Blicek, 1984) conduit à émettre un doute au moins sur l'attribution spécifique. Le rostre n° 5403a (A, fig. 3), bien qu'incomplet, est très proche de certains des rostres figurés par White (1973, fig. 22 et 26-30 : *Pteraspis (Belgicaspis) crouchi* LANK.) et Goujet & Blicek [1979, Pl. XXIII : 2, 5 : *Belgicaspis crouchi* (Lankester)] : la lamelle dorsale est triangulaire, à bords rectilignes ou concaves avec des zones de croissance

successives où les rides de dentine sont de direction sécante d'une zone à l'autre ("chevrons" in Blicek, 1980, fig. 5-6) (voir aussi Lankester, 1868, Pl. III : 5-6, Pl. VI : 8). Les deux disques dorsaux et le disque ventral (B-D, fig. 3) sont d'assez petite taille (LoD = 30-45 mm environ ; LoV = 55 mm environ) comme certains de ceux qui ont été figurés par White (1973, fig. 2-8 et 16-19). Le disque dorsal n° 5405 bis présente dans sa partie antérieure gauche quelques anomalies de croissance, matérialisées par des rides de dentine en volutes (ri.de.vo., D, fig. 3), non parallèles à l'ensemble des autres rides. La ceinture orbitopinéale n'est pas préservée, le rostre est incomplet: certains éléments de diagnose définitifs font donc défaut. C'est pour cette raison que nous émettons un doute sur l'attribution spécifique des spécimens (*R. crouchi* ?). Enfin, leur taille assez petite, la faible épaisseur des plaques et le fait qu'elles soient dissociées semblent indiquer qu'il s'agit d'individus non adultes.

Description et discussion

Deux tessères isolées ont été recueillies. Elles portent un tubercule à contour "en feuille de chêne" caractéristique de certains Hétérostracés (les Traquairaspidoformes notamment). La mieux conservée des deux (Pl. IV, fig. 1) montre une morphologie assez proche de celle des tubercules décrits chez *Weigeltaspis alta* (Ørvig, 1961, fig. 1) des couches du Dniestr de Podolie ("Dittonien") en Ukraine, U.R.S.S. L'apex du tubercule n'est pas placé au centre mais à l'extrémité la plus large à l'avant de la tessère. La principale différence réside dans l'absence, sur le tubercule d'Arville, des stries fines qui, dans l'espèce de référence, divergent à partir de l'apex et se continuent dans les digitations latérales. A cet égard, on a une situation qui évoque également *Weigeltaspis godmani* ou *W. heintzi* Tarlo (1964, Pl. IV : 5-7) à moins que, comme pour les autres microrestes, la striation initiale de la couronne n'ait été détruite par la fossilisation comme en témoigne l'altération de sa surface.

Ordre et famille *incertae sedis*

Genre *WEIGELTASPIS* Brotzen, 1933

WEIGELTASPIS sp.

(Pl. IV, fig. 1)

MATERIEL : Deux tessères isolées dont une est figurée (IRSNB n° P 5095). Arville.

OSTEOSTRACI Lankester, 1868

OSTEOSTRACI gen. et sp. indet.

(Pl. IV, fig. 2)

MATERIEL : Deux fragments d'os dermique dont l'un est figuré (IRSNB n° P 5096). Arville.

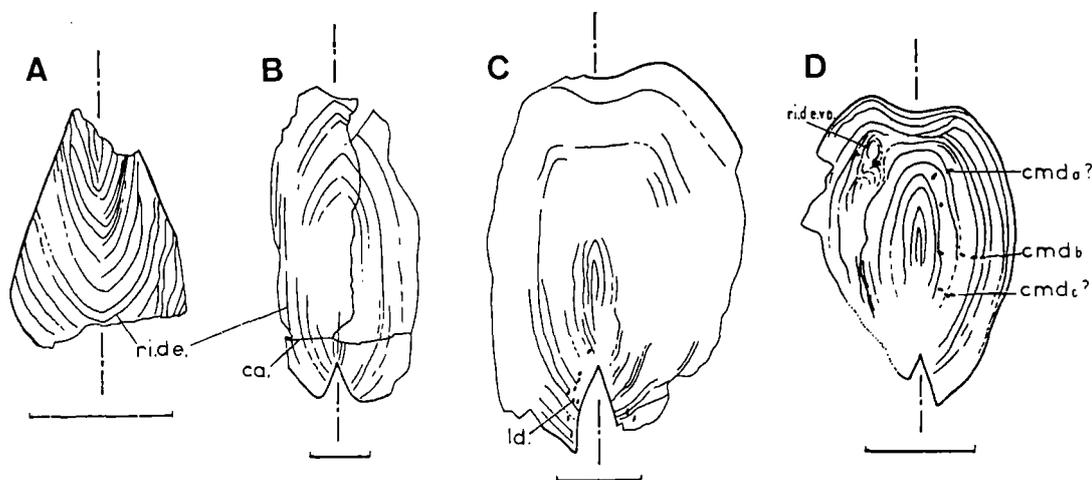


Fig. 3. - *Rhinopteraspis crouchi* ?, Nonceveux, base des grès du Bois d'Ausse, Lochkovien. Spécimens ULLP. Dessins à la chambre claire en immersion dans l'alcool. Les traits plus épais correspondent aux bords naturels de chaque plaque. Chaque trait-échelle représente 1 cm.

A.- n° 5403a, lamelle dorsale d'une plaque rostrale, face dorsale ;

B.- n° 5403c, moule externe naturel d'un disque ventral ;

C.- n° 5405b, moule externe naturel d'un disque dorsal ;

D.- n° 5405 bis, petit disque dorsal, face dorsale (échantillon Zo de Steemans, 1986, 1989b).

Abréviations : ca- cassure ; cmd_{a-c}- commissures transversales du système des canaux de la ligne latérale ; ld- canal médiodorsal, partie postérieure ; ri.de- tracé de quelques rides de dentine ; ri.de.vo- rides de dentine en volutes.

Fig. 3. - *Rhinopteraspis crouchi* ?, Nonceveux, lowermost Bois d'Ausse Sandstone Formation, Lochkovian. ULLP specimens. Camera lucida drawings with specimens immersed in alcohol. Thicker strokes are for natural edges of the plates. Each scale-bar equals 1 cm.

A.- n° 5403a, dorsal lamina of a rostral plate, in dorsal view ;

B.- n° 5403c, natural external mould of a ventral disc ;

C.- n° 5405b, natural external mould of a dorsal disc ;

D.- n° 5405 bis, small dorsal disc, dorsal side (sample Zo of Steemans, 1986, 1989b).

Abbreviations : ca- dentine ridges ; cmd_{a-c}- transverse commissures of the lateral line canal system ; ld- median dorsal canal, posterior part ; ri.de- dentine ridges ; ri.de.vo- convoluted dentine ridges.

Description et discussion

Les deux fragments d'os dermique se composent d'une base spongieuse sur laquelle repose une couche externe très perforée, parsemée de tubercules légèrement allongés et disposés sans ordre apparent. Il s'agit de fragments de squelette dermique d'Ostéostracé. Il n'est cependant pas possible de définir, au sein du groupe, à quel taxon ce type d'ornementation peut appartenir car il s'agit, chez les Ostéostracés, d'une structure que l'on retrouve chez des formes qui phylogénétiquement ne sont pas étroitement apparentées.

THELODONTI Jaekel, 1911

Famille TURINIIDAE Obruchev, 1964

Genre *TURINIA* Traquair, 1896

TURINIA PAGEI (Powrie, 1870)

(Pl. IV, fig. 3-8)

MATERIEL : Une dizaine d'écaïlles ont été récoltées en préparant le matériel d'Arville ; nous en avons retenu six, les spécimens IRSNB n° P 5097-5102.

Description et discussion

Les écaïlles de *Turinia pagei* d'Arville ne se différencient pas morphologiquement des formes classiques de la Bordure Galloise (Turner, 1973) ou des blocs erratiques d'Allemagne du Nord (Gross, 1967). Nous avons pu distinguer des écaïlles lancéolées classiquement interprétées comme écaïlles des flancs (Pl. IV, fig. 6-8) ; d'autres, à la couronne plus ou moins arrondie et portant des crénelures latérales (Pl. IV, fig. 3-5), correspondent à des écaïlles de la zone de transition (Gross, 1967, pl. 7, fig. 6-7 ; Karatajute-Talimaa, 1978, pl. 33, fig. 5). Les conditions de fossilisation expliquent probablement l'absence dans notre échantillon des petites écaïlles lancéolées fréquemment rencontrées dans les assemblages d'écaïlles de *T. pagei*. Une exception peut toutefois être notée : une petite écaïlle à couronne assez allongée, mais usée, est attribuée avec doute à *T. pagei* (Pl. IV, fig. 9 ; spécimen IRSNB n° P 5103).

TURINIA POLITA Karatajute-Talimaa, 1978

(Pl. IV, fig. 10-12)

MATERIEL : Cette espèce est représentée par deux écaïlles IRSNB n° P 5104-5105. Arville.

Description et discussion

De dimensions grossièrement équivalentes à celles de *T. pagei*, ces écaïlles montrent la morphologie caractéristique de la bordure de la couronne de *T. polita* (Pl. IV, fig. 10-12) : dans les écaïlles de transition, on n'observe pas de crénelures régulières, mais, comme sur les exemplaires types du Dévonien inférieur de Podolie (Karatajute-Talimaa, 1978), la couronne, à face supérieure légèrement bombée, est délimitée par un bord aigu qui souligne le collet profondément marqué.

Cette espèce, dont la réalité avait été mise en doute, semble être néanmoins une bonne espèce. Décrite en premier lieu dans le "Dittonien" d'U.R.S.S. (Lettonie, Volynie, Podolie : *op. cit.*), elle a été mise en évidence en Artois (Formation de Pernes : Goujet & Blicek, 1979).

Famille NIKOLIVIIDAE Karatajute-Talimaa, 1978

Genre *NIKOLIVIA* Karatajute-Talimaa, 1978

NIKOLIVIA sp. 1

(Pl. IV, fig. 13)

MATERIEL : Trois écaïlles dont une est figurée (IRSNB n° P 5106). Arville.

Description et discussion

Une des écaïlles (Pl. IV, fig. 13) présente une couronne plate, très allongée, et une base peu importante en volume, tout à fait comparable à ce qui existe chez certaines écaïlles de *Nikolivia gutta* à couronne très basse (Karatajute-Talimaa, 1978, fig. 3-4). Les proportions de la couronne diffèrent assez nettement de celles qui sont rencontrées dans l'espèce de référence mais l'échantillon disponible est trop limité pour justifier la création d'un nouveau taxon.

NIKOLIVIA sp. 2

(Pl. IV, fig. 14-16)

MATERIEL : Trois écaïlles IRSNB n° P 5107-5109. Arville.

Description et discussion

Assez grandes, trois écaïlles présentent également les caractéristiques rencontrées chez *Nikolivia*. Elles ont une couronne assez massive, trilobée vers sa marge antérieure. Les proportions et la robustesse de la couronne ainsi que la morphologie de la base sont proches de celles qui sont observées sur *Nikolivia elongata*. Elles en diffèrent principalement par la sculpture de la couronne: les carènes longitudinales qui partent des lobes antérieurs y sont peu marquées (Pl. IV, fig. 16) voire absentes (Pl. IV, fig. 14) peut-être du fait de la conservation très imparfaite du matériel. Comme pour l'autre écaïlle rapportée à *Nikolivia*, l'échantillon est trop réduit pour que l'on puisse affirmer qu'il s'agit bien d'un nouveau taxon.

CHONDRICHTHYES Huxley, 1880

Sous-classe ELASMOBRANCHII Bonaparte, 1838

Ordre XENACANTHIDA Gliknan, 1964

Famille *incertae sedis*

Genre *LEONODUS* Mader, 1986

LEONODUS cf. *L. CARLSI* Mader, 1986

(Pl. V, fig. 1-2)

MATERIEL : Deux fragments dentaires IRSNB n° P 5110-5111. Arville.

Description et discussion

Leonodus carlsi, décrit à partir de matériel très abondant d'Espagne (Mader, 1986), correspond à des dents dipodontes caractéristiques par leur aspect en "tête de chèvre". Le matériel d'Arville a livré deux fragments qui peuvent être rapportés à ce genre mais qui sont trop altérés pour que l'on puisse les attribuer sans ambiguïté à la même espèce. Le premier (Pl. V, fig. 1) est une dent dont les cuspides sont brisées et la base incomplète ; néanmoins les proportions de la base des cuspides et leur mode d'insertion sur la base osseuse sont très caractéristiques de *Leonodus*. Sur le second exemplaire (Pl. V, fig. 2), l'une des cuspides est conservée presque complètement. Elle montre la costulation caractéristique de ce type de dent (Mader, 1986, pl. 5) mais on ne peut pas savoir si les crêtes convergent

en chevron vers la pointe comme sur *L. carlsi*. La base osseuse est incomplète à l'avant.

PLACODERMI McCoy, 1848

Ordre ARTHRODIRA Woodward, 1891

Sous-ordre ACTINOLEPINA Miles, 1973

Famille ACTINOLEPIDIDAE Gross, 1940 (emend. Goujet, 1984)

Genre et espèce indét.

MATERIEL : Partie latérale droite de toit crânien (IRSNB n° P 5112) et plaque supérogathale postérieure (n° P 5113). Arville (fig. 4).

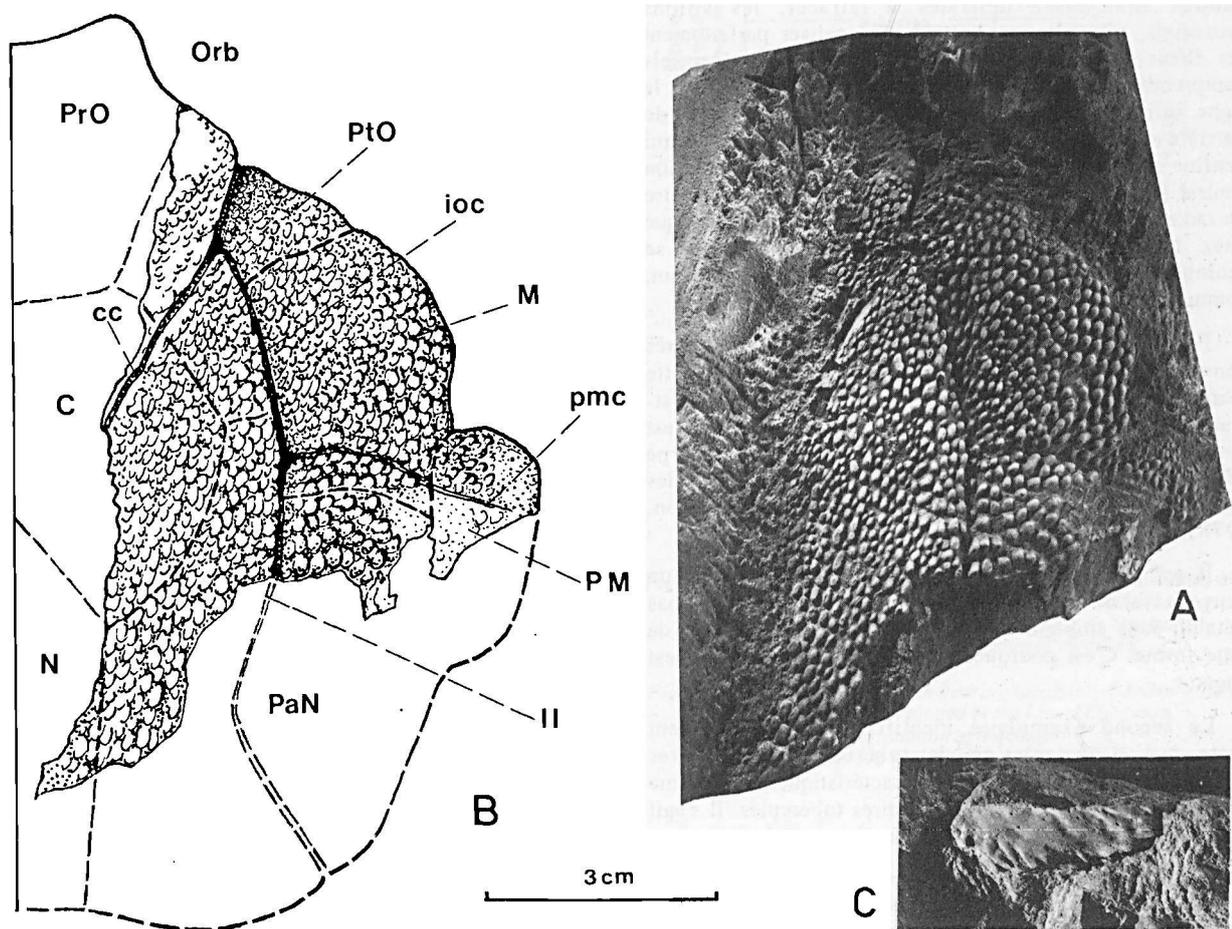


Fig. 4. - Actinolepididae gen. et sp. indet., Arville, partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert, Lochkovien. Spécimens IRSNB.

- A.- fragment crânien n° P 5112 ;
- B.- schéma d'interprétation ;
- C.- plaque supérogathale postérieure n° P 5113.

Abréviations : C- plaque centrale, cc- ligne sensorielle centrale, ioc- ligne sensorielle infra-orbitaire, l- ligne latérale principale de la tête, M- plaque marginale, N- plaque nuchale, orb- orbite, PaN- plaque paranuchale, PM- plaque post-marginale, pmc- ligne sensorielle post-marginale, PrO- plaque pré-orbitaire, PtO- plaque post-orbitaire.

Fig. 4. - Actinolepididae gen. et sp. indet., Arville, lower Saint-Hubert Formation, Lochkovian. IRSNB specimens.

- A.- skull roof fragment n° P 5112 ;
 - B.- its interpretation ;
 - C.- posterior supragathal plate n° P 5113.
- Abbreviations : C- central plate, cc- central sensory line, ioc- infraorbital sensory line, ll- main lateral line of the head, M- marginal plate, N- nuchal plate, orb- orbit, PaN- paranuchal plate, PM- postmarginal plate, pmc- postmarginal sensory line, PrO- preorbital plate, PtO- postorbital plate.

Description et discussion

Le matériel de Placodermes découvert à Arville est dans l'ensemble très fragmentaire et se compose principalement de restes isolés de plaques osseuses. Pour la plupart d'entre eux, ils portent une ornementation de gros tubercules d'un diamètre de l'ordre de 1 à 1,5 mm, émoussés et légèrement allongés, qui évoquent ceux de "*Kujdanowiaspis*" *zychi* (Stensiö, 1945, fig. 10). Quelques fragments montrent cependant une ornementation plus fine de tubercules plus disséminés portant chacun une couronne finement striée qui rappelle ce qui a été décrit chez *Phlyctaenius* (Gross, 1957, pl. 6 : 5-7) et *Dicksonosteus* (Goujet, 1984, pl. 14 : 2).

L'élément le plus important (A-B, fig. 4) est un fragment correspondant à la partie latérale droite d'un toit crânien formant l'arrière de la plaque post-orbitaire (PtO) et l'angle postéro-latéral de l'orbite, la plaque marginale (M), une grande part de la plaque post-marginale (PM), la moitié latérale de la plaque centrale (C) et la marge antérieure de la plaque paranuchale (PaN). Même si les sutures sont assez délicates à retracer, les sillons sensoriels, très nets, permettent de localiser parfaitement les éléments conservés. Le réseau des sillons sensoriels comprend : la ligne latérale céphalique (ll) prolongée par la ligne infra-orbitaire (ioc) sur laquelle se branchent, de l'arrière vers l'avant, le sillon post-marginal (pmc) qui conflue au centre de la plaque marginale, puis le sillon central (cc) qui rencontre la ligne infra-orbitaire au centre de radiation de la plaque post-orbitaire, situation classique chez les Placodermes. La ligne centrale semble se prolonger jusqu'au centre de la plaque du même nom, comme chez *Kujdanowiaspis*.

Parmi les détails notables, on remarquera la bordure très convexe de la région post-orbitaire et l'encoche nette marquant la zone de recouvrement de la plaque post-marginale par la submarginale. Cet aspect du contour est couramment présent sur les toits crâniens de type "*Kujdanowiaspis*" mais se rencontre également dans les formes nord-américaines comme *Aethaspis* (Denison, 1978).

Il est probable que nous sommes en présence d'un nouveau taxon mais l'état du matériel ne permet pas d'établir sans ambiguïté les caractéristiques distinctives de cette forme. C'est pourquoi une nomenclature ouverte est retenue.

Le second exemplaire identifiable anatomiquement porte une ornementation de tubercules triangulaires disposés en rangées parallèles, caractéristiques de la lame post-branchiale de tous les Arthrodires tuberculés. Il s'agit vraisemblablement d'un fragment de plaque intérolatérale.

Une troisième plaque isolée assez importante (C, fig. 4) se présente avec une base assez haute et porte à sa marge une série de tubercules denticulés lisses. Par sa forme générale qui évoque le supérogathal postérieur décrit chez *Cocosteus*, et bien que nous ne disposions que de peu d'information sur les plaques dentaires des Actinolepididae, il se pourrait qu'il s'agisse d'une telle plaque. Cette interprétation demande cependant à être confirmée par la découverte d'un tel élément en place sur un Actinolépide.

ACANTHODII Owen, 1846

Ordre ISCHNACANTHIDA Berg, 1940

Famille ISCHNACANTHIDAE Woodward, 1891

Genre et espèce indéterminés.

(Pl. V, fig. 3-8)

MATÉRIEL : Une dizaine d'écaillés dont quatre parmi les mieux conservées sont figurées (IRSNB n° P 5116-5119) ; une spirale dentaire (n° P 5114) et une mâchoire incomplète (n° P 5115).

Description et discussion

Les restes d'Acanthodiens sont dans l'ensemble beaucoup plus fragiles que les autres micro-éléments. Ils ne sont cependant pas rares dans l'assemblage d'Arville mais difficiles à isoler et à identifier du fait de leur fragilité. Sur une dizaine d'écaillés recueillies, seules quatre ont été figurées. En revanche deux fragments de mâchoires ont été isolés.

Le premier (Pl. V, fig. 3) est une spirale dentaire pratiquement complète d'Ischnacanthidé. Elle se distingue peu morphologiquement des spirales dentaires de *Gomphonchus* (Gross, 1957, pl. 1). Comme sur celles-ci, les dents sont carénées sur toute leur longueur.

Le second est un fragment de l'extrémité postérieure d'une mâchoire inférieure avec deux dents (Pl. V, fig. 4). Il s'agit aussi d'un élément caractéristique d'Ischnacanthidé avec des dents aplaties et réunies par un feston osseux. Cette morphologie est comparable à celles qui ont été décrites par Ørving (1973) sur *Ischnacanthus gracilis*.

Les écaillés sont moins aisées à attribuer. Est figurée une écaille de la tête portant une couronne à relief complexe (Pl. V, fig. 5). Les écaillés du corps ont des proportions qui rappellent celles de *Gomphonchus* (Turner *et al.*, 1981, fig. 14C) mais aussi de certains Acanthodidae comme *Cheiracanthus latus* (Denison, 1979, fig. 31 A-C). Ces proportions sont toutefois assez générales pour les Acanthodiens. Une écaille des flancs (Pl. V, fig. 6) montre l'ornementation coronale formée de côtes peu nombreuses, assez fortes, en dépit de l'érosion évidente de la surface. Une autre écaille est également figurée en vue coronale (Pl. V, fig. 8) mais la couche superficielle de la couronne a été complètement détruite, laissant apparaître sur son pourtour des zones concentriques correspondant aux étapes de croissance de la couronne. Cette image permet d'apprécier le degré très important de destruction subi par certaines de ces écaillés.

IV. - COMMENTAIRES SUR L'ÂGE DES GISEMENTS

Deux ensembles de données sont utilisés pour déterminer l'âge des deux sites: les Vertébrés eux-mêmes et les spores. Les Vertébrés d'Arville correspondent à des taxons connus dans la région des Brown Cleve Hills de l'ouest de l'Angleterre. L'association *Althaspis leachi* + *Turinia pagei* met Arville en relation avec la partie inférieure de la biozone à *A. leachi*, redéfinie par Blicek & Janvier (1989, p. 154), dans la partie supérieure du Groupe de Ditton ("Dittonien supérieur", données originales in Ball & Dineley, 1961, Table I ; White, 1961 ; Turner, 1973, fig. 9). La même association se trouve à la base des Schistes et Grès de Vimy, partie supérieure de la Formation de Pernes en Artois (France ; *op. cit.*).

En Ardenne, le site d'Arville est situé dans la partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert, classiquement

attribuée au "Gedinnien supérieur" (Godefroid, 1982, p. 118-119). Néanmoins c'est de l'étude des spores par Steemans (1986, 1989 a-b) que proviennent la datation la plus précise et la corrélation à l'échelle internationale du Dévonien : le banc 15 d'Arville, 4 m sous le banc 19 à Vertébrés, a livré un assemblage de spores de la biozone MN (zone d'Oppel), phylozone Si β , corrélée au Lochkovien supérieur (fig. 5). La datation par spores du gisement de Nonceveux ainsi que du sondage de Vimy 1971 (dénommé "Liévin") en France, amenait Steemans à envisager un recouvrement partiel des répartitions stratigraphiques des espèces *Rhinopteraspis crouchi* et *Althaspis leachi* (zone à *leachi* + *crouchi* in Streel et al., 1987, fig. 4). Ceci a été contesté par Blicek & Janvier (1989, p. 147 et suiv.) notamment parce qu'on n'a jamais récolté *crouchi* et *leachi* ensemble, malgré les incertitudes de localisation stratigraphique tant en Angleterre qu'en Artois. Les arguments avancés n'ont pas convaincu Steemans (in Blicek & Janvier, 1989, p. 148 et 151). La description du matériel d'Arville et de Nonceveux nous donne l'occasion de poursuivre le débat.

En effet l'échantillon "Liévin" de Steemans (1986, 1989b) provient de deux niveaux du sondage de Vimy 1971 (à -277,65 m, et -274,75 ou 280,50 m ; Steemans, 1989b, p. 70 et 232 : phylozone Si β) mais "il n'est pas possible de préciser où se situent ces échantillons dans la Formation de Pernes". Rappelons que la Formation de Pernes est redéfinie par Racheboeuf ed. (1986, notamment fig. 6-7) : elle constitue la partie supérieure, siliciclastique, du Groupe de Liévin d'âge Pridoli-Lochkovien, et regroupe ce qu'il était convenu d'appeler "Schistes et Grès de Pernes" et "Schistes et Grès de Vimy" (Blicek & Janvier, 1989, fig. 3). Au sondage de Vimy 1971, la base de la Formation de Pernes est à environ 65 m au-dessus de la base de la Formation de Liévin, elle-même rencontrée à -664,50 m. La base de la Formation de Pernes est donc à environ -600 m de profondeur (Racheboeuf ed., 1986, fig. 6-7). Or aux puits Vimy 1 et 1bis, situés à proximité immédiate du sondage de Vimy 1971, la base de la Formation de Pernes est à -622 m (base des "Schistes et Grès de Pernes" : Blicek & Janvier, 1989, fig. 3 d'après les logs originaux des Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais, transmis par M. J. Chalard). Dans ces puits, la cote -275 -280 m correspond à la partie supérieure de la Formation de Pernes, c'est-à-dire à la biozone à *A. leachi* des "Schistes et Grès de Vimy". Dans ces conditions, eu égard à la proximité géographique du sondage et des puits, il nous semble que les échantillons prélevés à -277,65 m et -274,75 ou 280,50 m dans le sondage de Vimy 1971 doivent être attribués à la biozone à *leachi* plutôt qu'à la biozone à *crouchi*. Ces échantillons ne peuvent donc pas être utilisés pour argumenter un recouvrement stratigraphique, même partiel, entre *R. crouchi* et *A. leachi*.

Autrement dit, c'est la datation palynologique de Nonceveux et Arville qui amène Steemans (*ibid.*) à émettre l'hypothèse que *R. crouchi* n'avait pas disparu quand *A. leachi* existait déjà (fig. 5). La révision du Ptéraspide de Nonceveux (*R. crouchi* ?) ne permet pas de réfuter cette hypothèse. Le même problème concerne les espèces *A. leachi* et *R. dunensis* à la base du Praguien (fig. 5) ; il devrait être résolu par une révision des faunes du "Siegenien" d'Allemagne (voir Blicek & Janvier, 1989).

En ce qui concerne Arville, un élément original de corrélation est fourni par *Leonodus*. Ces dents de Chondrichthyens à la morphologie bicuspidée caractéristique ont été découvertes et décrites par Mader (1986)

dans le Lochkovien-Praguien d'Espagne du nord et du nord-est (provinces de León, Palencia - Chaîne Cantabrique - et de Saragosse - Celtibérie), associées à une faune franchement marine dans des niveaux riches en Brachiopodes. Le lieu-type de l'espèce *L. carlsi* est situé à Maripló, dans la province de Saragosse, au sein de la Formation de Nogueras (d2a β , "Gedinnien supérieur" : Mader, 1986, p. 33). Ceci renforce donc l'âge lochkovien fourni tant par les Agnathes (*Althaspis*, *Turinia*) que par les spores.

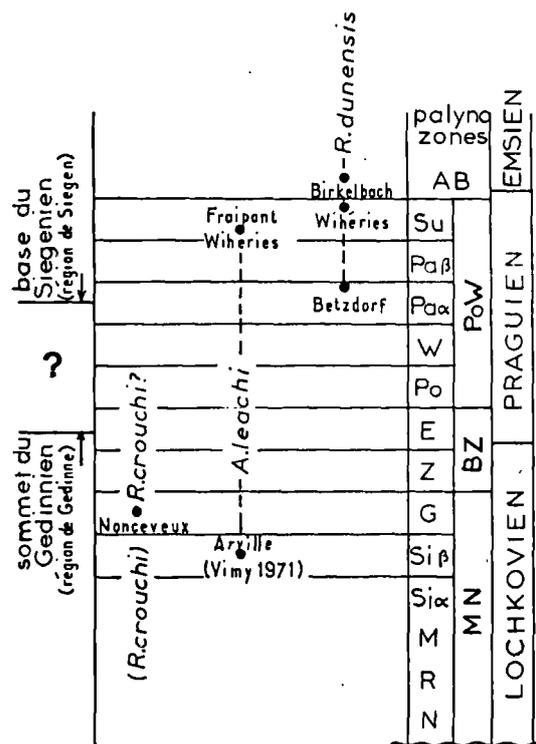


Fig. 5 - Emplacement des sites à Hétérostracés Pteraspidiformes de l'Ardenne et des régions limitrophes par rapport à l'échelle palynostratigraphique du Dévonien inférieur de Steemans (1989b, fig. 135 et 220, légèrement modifié).

Fig. 5. - Pteraspid heterostracan-bearing localities of Ardenne and neighbouring regions, plotted in the Lower Devonian spore-zonation of Steemans (1989b, fig. 135 and 220, slightly modified).

V. - CONCLUSION

Si les sites à Vertébrés sont rares dans le Dévonien entre la Manche et le Rhin, quelques uns offrent néanmoins un assemblage fossile assez diversifié. Arville est de ceux-là avec au moins 11 taxons reconnus. Certains correspondent à des espèces-index du Dévonien inférieur (*Althaspis leachi*, *Turinia pagei*), d'autres à des espèces renforçant la corrélation au Lochkovien (*Turinia polita*, *Leonodus* cf. *L. carlsi*). L'échantillon de microrestes ("ichthyolites" : dents et écailles) attribués à des Acanthodiens Ischnacanthidae indéterminés peut fort bien provenir d'espèces différentes. Aucune espèce nouvelle n'est décrite. Cependant il faut noter l'association d'éléments fauniques typiques de la province euraméricaine ("cephalaspid province" *sensu* Young, 1990), à savoir *Althaspis* et les Actinolepididae (ichthyofaciès II *sensu*

Blieck, 1982b), et d'un élément de la marge nord-ouest du Gondwana, *Leonodus*. Ce genre provient en effet d'Espagne (ichthyofaciès III *sensu* Blieck, 1982b) donc de ce qu'il était convenu d'appeler Armorica, un ensemble d'unités tectonostratigraphiques ("terrane") désormais rattachées au Gondwana (Morzadec *et al.*, 1988 ; Robardet *et al.*, 1990 ; Scotese & McKerrow, 1990). Cette association n'est donc pas en défaveur d'une proximité géographique des blocs continentaux Euramerica et Gondwana au moins au Dévonien inférieur.

Remerciements. - L'étude du matériel d'Arville n'a été possible que grâce à nos collègues P. Sartenaer et P. Bultynck du Département de Paléontologie de l'Institut des Sciences Naturelles de Belgique à Bruxelles, qui nous ont autorisés à l'emprunter. D. Nolf nous a également aidés au moment du débitage et de l'emprunt des pièces. Celles-ci avaient été extraites de la carrière d'Arville en 1982 et 1985 par MM. P. Stainier, G. Wouters et Clerbout. Les clichés photographiques des planches et de la figure 4 ont été réalisés par S. Laroche et L. Merlette (Paris). F. Meilliez et I. Cibaj (Villeneuve d'Ascq) nous ont fourni les renseignements concernant quelques sites prometteurs (p. 2). P. Steemans (Liège) a donné des précisions sur le site de Nonceveux dont le matériel fossile a été emprunté grâce à l'obligeance de P. Simonet (Liège).

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L., TARLO L.B. Halstead & TURNER S. (1968). - Dittonian ostracoderm fauna from the Brownstones of Wilderness Quarry, Mitcheldean, Gloucestershire. *Proc. Geol. Soc. London*, 1649, 141-153.
- ASSELBERGHS E. (1946). - L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 14, 598 pp., 10 pl., 1 carte.
- ASSELBERGHS E. (1955). - Découverte de *Pteraspis dunensis* dans le Gédinnien supérieur de Paliseul. *Bull. Acad. Roy. Belg. (Classe Sci.)*, 5^e sér., 41 (2) [1955-9], 937-943.
- BALL H.W. & DINELEY D.L. (1961). - The Old Red Sandstone of Brown Clee Hill and the adjacent area, I : stratigraphy. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, 5 (7), 177-242.
- BEUGNIES A. (1985). - Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 104 (2), 87-95.
- BLIECK A. (1977). - A propos d'*Althaspis vimienensis* White (Vertébrés, Agnathes, Hétérostracés) du Dévonien inférieur de Vimy-Fresnoy (France, P.-de-C.) : essai sur la répartition géographique et stratigraphique du genre *Althaspis*. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 97 (2), 115-122.
- BLIECK A. (1980). - Le genre *Rhinopteraspis* Jaekel (Vertébrés, Hétérostracés) du Dévonien inférieur : systématique, morphologie, répartition. *Bull. Mus. natn. Hist. nat.*, 4^e sér., 2, C (1), 25-47.
- BLIECK A. (1982a). - Les Hétérostracés (Vertébrés, Agnathes) du Dévonien inférieur du Nord de la France et du Sud de la Belgique (Artois-Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105 (1), 9-23.
- BLIECK A. (1982b). - Les grandes lignes de la biogéographie des Hétérostracés du Silurien supérieur-Dévonien inférieur dans le domaine nord-atlantique. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 38, 283-316.
- BLIECK A. (1984). - Les Hétérostracés Pteraspidoformes, Agnathes du Silurien-Dévonien du Continent nord-atlantique et des blocs avoisinants : révision systématique, phylogénie, biostratigraphie, biogéographie. *Cah. Paléont.*, CNRS édit., Paris, 200 pp., 81 fig.
- BLIECK A., BRICE D., FEIST R., GUILLOT F., MAJESTEMENJOULAS C. & MEILLIEZ F. (1988). - The Devonian of France and Belgium. In : McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds., *Devonian of the World* (Proc. II Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1987), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 14, 1, 359-400.
- BLIECK A. & JAHNKE H. (1980). - Pteraspiden (Vertebrata, Heterostraci) aus den Unteren Siegener Schichten und ihre stratigraphischen Konsequenzen. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 159 (3), 360-378.
- BLIECK A. & JANVIER P. (1989). - Vertébrés Agnathes du Dévonien inférieur de l'Artois (Pas-de-Calais, France) : implications biostratigraphiques. *Ann. Paléont. (Vert.-Invert.)*, 75 (3), 125-167.
- BOUROZ A. (1960). - La structure du Paléozoïque du Nord de la France au Sud de la Grande Faille du Midi. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 80 (2), 101-112.
- BROTZEN F. (1936). - Beiträge zur Vertebratenfauna des westpodolischen Silurs und Devons. I : *Protaspis arnelli* n.sp. und *Brachipteraspis* n.gen. *latissima* ZYCH. *Kungl. Svensk. Vetenskapsakad. Ark. Zool.*, 28, A (22), 1-52.
- DENISON R. (1978). - Placodermi. In : SCHULTZE H.-P. ed., *Handbook of Paleichthyology*, G. Fischer Verlag, Stuttgart & New York, vol. 2, 128 pp., 94 fig.
- DENISON R. (1979). - Acanthodii. In : SCHULTZE H.-P. ed., *Handbook of Paleichthyology*, G. Fischer Verlag, Stuttgart & New York, vol. 5, 62 pp., 35 fig.
- FRAIPONT C. (1908). - Description d'un nouveau *Pteraspis* du Gédinnien Belge et note sur un remarquable bouclier ventral de *Pteraspis crouchi* (Lank.) des Schistes Taunusiens. *Ann. Soc. Géol. Belg., Mém.*, 35, 3-5.
- GODEFROID J. (1982). - Gedinnian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. Historical subdivisions and brachiopod biostratigraphy. A synopsis. In : ZIEGLER W. & WERNER R. eds., *On Devonian stratigraphy and palaeontology of the Ardenno-Rhenish Mountains and related Devonian matters*. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 55, 97-134.
- GODEFROID J. & STAINIER P. (1988). - Les Formations de Vireux et de Chooz (Emsien inférieur et moyen) au bord sud du Synclinorium de Dinant entre les villages d'Olloy-sur-Viroin (Belgique) à l'ouest et de Chooz (France) à l'est. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., Sci. Terre*, 58, 95-173.
- GODEFROID J., STAINIER P. & STEEMANS P. (1982). - Gedinnian and Siegenian lithostratigraphy and biostratigraphy of Belgium. In : PLODOWSKI G., WERNER R. & ZIEGLER W. eds., *Field meeting on Lower and Lower Middle Devonian stages in the Ardenno-Rhenish type area. Guidebook*. I.U.G.S./S.D.S. publ., 3-79.
- GOUJET D. (1984). - Les Poissons Placodermes du Spitsberg : Arthroires Dolichothoraci de la Formation de Wood Bay (Dévonien inférieur). *Cah. Paléont.*, C.N.R.S. édit., Paris, 284 pp., 114 fig., 30 pl.
- GOUJET D. & BLIECK A. (1979). - Les Vertébrés de l'Assise des Schistes et Grès de Pernes (Dévonien du Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 98 (4), 263-278.
- GRAULICH J.-M. (1975). - Le sondage de Bolland. *Serv. Géol. Belg., Prof. Pap.*, 9, 38 pp., 1 pl.

- GROSS W. (1957). - Mundzähne und Hautzähne der Acanthodier und Arthrodiren. *Palaeontographica* A, 109 (1-2), 1-40.
- GROSS W. (1967). - Über Thelodontier Schuppen. *Palaeontographica* A, 127, 1-67.
- KARATAJUTE-TALIMAA V.N. (1978). - Telodonty Silura i Devona SSSR i Spitsbergena [Silurian and Devonian thelodonts of the USSR and Spitsbergen]. Mokslas, Vilnius, 334 pp., 42 fig., 55 pl. [En Russe].
- LANKESTER E.R. (1868). - The fishes of the Old Red Sandstone of Britain. Part I - The Cephalaspidae. *Palaeontographical Soc. Monogr.*, London, 62 pp., 14 pl. [1868-70].
- LERICHE M. (1925). - Note complémentaire sur le "Pteraspis" de Wihéries (*P. dunensis* F. Roemer). *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol.*, 34, 75-84.
- MADER H. (1986). - Schuppen und Zähne von Acanthodier und Elasmobranchiern aus dem Unter-Devon Spaniens (Pisces). *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 28, 59 pp., 18 fig., 1 tab., 7 pl.
- MEILLIEZ F. (1989). - Importance de l'évènement calédonien dans l'allochtone ardennais ; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la Chaîne Varisque. Thèse Doct. Etat Sci. Univ. Maine, Le Mans, 518 pp. [ronéotypée].
- MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., RACHEBOEUF P. & WEYANT M. (1988). - Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican Massif (western France). In : McMILLAN N.J., EMBRY A.F. & GLASS D.J. eds., *Devonian of the World (Proc. II Intern. Symp. Devonian System, Calgary, 1987)*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 14, I, 401-420.
- ØRVIG T. (1961). - Notes on some early representatives of the Drepanaspida (Pteraspidomorphi, Heterostraci). *Ark. Zool.*, 2, 12 (33), 515-535.
- ØRVIG T. (1973). - Acanthodian dentition and its bearing on the relationships of the group. *Palaeontographica* A, 143 (1-6), 119-150.
- RACHEBOEUF P.R. ed. (1986). - Le Groupe de Liévin : Pridoli-Lochkovien de l'Artois (N France). Sédimentologie - paléontologie - stratigraphie. *Coll. Biostratigr. Paléoz.*, Univ. Bret. Occid. édit., Brest, 3, 215 pp., 40 fig., 37 pl.
- RAYNAUD J. (1942). - Un nouveau gîte fossilifère dans le Dévonien inférieur des environs de Nonceveux (Bordure orientale du bassin de Dinant). *Ann. Soc. Géol. Belg., Bull.*, 65, 84-87.
- ROBARDET M., PARIS F. & RACHEBOEUF P.R. (1990). - Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. In : MCKERROW W.S. & SCOTSESE C.R. eds., *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (Symp. Oxford, 1988)*. *Geol. Soc., London, Mem.*, 12, 411-419.
- SCHMIDT W. (1976). - Der Rest eines actinolepididen Placodermen (Pisces) aus der Bohrung Bolland (Emsium, Belgien). *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belg.*, 14, 23 pp.
- SCOTSESE C.R. & MCKERROW W.S. (1990). - Revised world maps and introduction. In : MCKERROW W.S. & SCOTSESE C.R. eds., *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (Symp. Oxford, 1988)*. *Geol. Soc., London, Mem.*, 12, 1-21.
- STEEMANS P. (1981). - Etude stratigraphique des spores dans les couches de transition "Gedinnien-Stegenien" à Nonceveux et à Spa (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 104, 41-59.
- STEEMANS P. (1986). - Palynostratigraphie de l'Eodévionien. Thèse Doct. Sci. (Sci. géol. minéral.) Univ. Liège, 2 vol., 408 pp., 47 pl. [ronéotypée].
- STEEMANS P. (1989a). - Paléogéographie de l'Eodévionien ardennais et des régions limitrophes. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 112 (1), 103-119.
- STEEMANS P. (1989b). - Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'ouest de l'Europe. *Mém. Expl. Cartes Géol. Min. Belg.*, 27, 453 pp., 221 fig., 47 pl.
- STENSIÖ E. (1945). - On the head of certain Arthrodires. II: On the cranium and cervical joint of the Dolichothoraci (Acanthaspida). *Kungl. Svensk. Vetenskapskad. Handl.*, ser. 3, 22 (1), 1-70.
- STREEL M., HIGGS K., LOBOZIAK S., RIEGEL W. & STEEMANS P. (1987). - Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne-Rhenish regions. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 50, 211-229.
- TARLO L.B. Halstead (1964). - Psammosteiformes (Agnatha) - A review with descriptions of new material from the Lower Devonian of Poland. I: General part. *Palaeontol. Polonica*, 13, 1-15.
- TURNER S. (1973). - Siluro-Devonian thelodonts from the Welsh Borderland. *Jl. Geol. Soc.*, 129 (6), 557-584.
- TURNER S., JONES P.J. & DRAPER J.J. (1981). - Early Devonian thelodonts (Agnatha) from the Toko Syncline, western Queensland, and a review of other Australian discoveries. *Bur. Min. Res. Jl. Austral. Geol. Geoph.*, 6, 51-69.
- WHITE E.I. (1938). - New Pteraspids from South Wales. *Quart. Jl. Geol. Soc.*, 94, 85-115.
- WHITE E.I. (1956). - Preliminary note on the range of pteraspids in western Europe. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 32 (10), 1-10.
- WHITE E.I. (1960). - Notes on pteraspids from Artois and the Ardenne. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg.*, 36 (1), 1-16.
- WHITE E.I. (1961). - The Old Red Sandstone of Brown Clee Hill and the adjacent area. II : Palaeontology. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, 5 (7), 243-310.
- WHITE E.I. (1973). - Form and growth in *Belgicaspis* (Heterostraci). *Palaeontographica* A, 143 (1-6), 11-24.
- YOUNG G.C. (1990). - Devonian vertebrate distribution patterns and cladistic analysis of palaeogeographic hypotheses. In : MCKERROW W.S. & SCOTSESE C.R. eds., *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (Symp. Oxford, 1988)*. *Geol. Soc. London, Mem.* 12, 243-255.

EXPLICATIONS DES PLANCHES

PLANCHE IV. - Microrestes de Vertébrés d'Arville (Belgique), partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert, Lochkovien.
Spécimens de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique.
Chaque trait-échelle représente 1 mm.

PLATE IV. - Vertebrate microremains from Arville (Belgium), lower Saint-Hubert Formation, Lochkovian.
Specimens of the Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique.
Each scale-bar equals 1 mm.

- Fig. 1. - *Weigeltaspis* sp., tessère isolée, vue de la couronne (n° P 5095).
- Fig. 1. - *Weigeltaspis* sp., isolated tessera, coronal view, n° P 5095.
- Fig. 2. - *Osteostraci* gen. et sp. indet., fragment d'os dermique ornementé, vue externe (n° P 5096).
- Fig. 2. - *Osteostraci* gen. et sp. indet., ornamented fragmentary dermal bone, external view, n° P 5096.
- Fig. 3-8. - *Turinia pagei*, écailles isolées.
- Fig. 3-8. - *Turinia pagei*, isolated scales.
- 3-5. - Écailles de transition, vues latérales (avant à droite, n° P 5097-5099).
- 3-5. - Transitional scales, lateral view (fore tip at right, n° P 5097-5099).
6. - Écaille des flancs n° P 5100, vue latérale (avant à droite).
6. - Flank scale n° P 5100, lateral view (fore tip at right).
- 7-8. - Écailles des flancs n° P 5101-5102, en vue verticale de 3/4 (7 : avant à gauche) et vue externe de la couronne (8 : avant de l'écaille à droite, avec le mucron caractéristique des Thélodontes).
- 7-8. - Flank scales n° P 5101-5102, in 3/4 vertical view (7 : fore at left) and external view of the crown (8 : fore at right, with the mucron typical for thelodonts).
- Fig. 9. - *T. pagei* ?, écaille possible d'un repli natatoire, n° P 5103, vue de la couronne (avant à gauche).
- Fig. 9. - *T. pagei* ?, possible scale of a fin (pinnal scale, n° P 5103), coronal view (fore at left).
- Fig. 10-12. - *Turinia polita*, écailles de transition isolées (avant à gauche).
- Fig. 10-12. - *Turinia polita*, isolated transitional scales (fore at left).
- 10-11. - Même spécimen n° P 5104, vues verticale de 3/4 (10) et latérale (11).
- 10-11. - Same specimen n° P 5104, 3/4 vertical (10) and lateral (11) views.
12. - Vue latérale, n° P 5105.
12. - Lateral view, n° P 5105.
- Fig. 13. - *Nikolivia* sp. 1. écaille isolée (avant à gauche), vue de la couronne, n° P 5106.
- Fig. 13. - *Nikolivia* sp. 1. isolated scale (fore at left), coronal view, n° P 5106.

Fig. 14-16. - *Nikolivia* sp. 2, écailles isolées.

Fig. 14-16. - *Nikolivia* sp. 2, isolated scales.

14. - Vue de la couronne (avant à droite, n° P 5107).
14. - Coronal view (fore at right, n° P 5107).
15. - Vue latérale (avant à droite, n° P 5108).
15. - Lateral view (fore at right, n° P 5108).
16. - Vue de la couronne (avant à gauche, n° P 5109).
16. - Coronal view (fore at left, n° P 5109).

PLANCHE V - Microrestes de Vertébrés d'Arville (Belgique), partie inférieure de la Formation de Saint-Hubert, Lochkovien.
Spécimens de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique.
Chaque trait-échelle représente 1 mm.

PLATE V - Vertebrate microremains from Arville (Belgium), lower Saint-Hubert Formation, Lochkovian.
Specimens of the Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique.
Each scale-bar equals 1 mm.

Fig. 1-2. - *Leonodus* cf. *L. carlsi*, dents fragmentaires isolées.

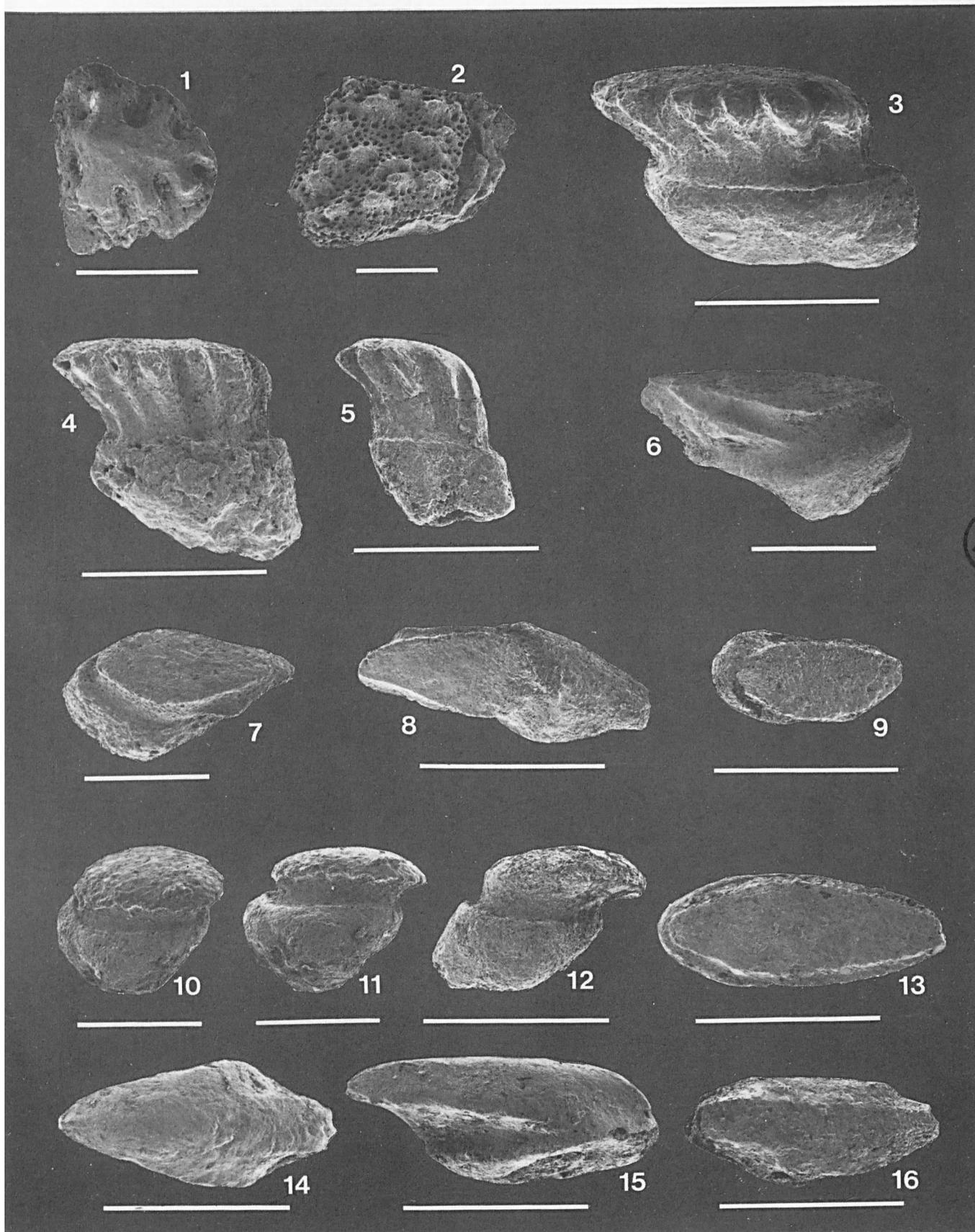
Fig. 1-2. - *Leonodus* cf. *L. carlsi*, isolated fragmented teeth.

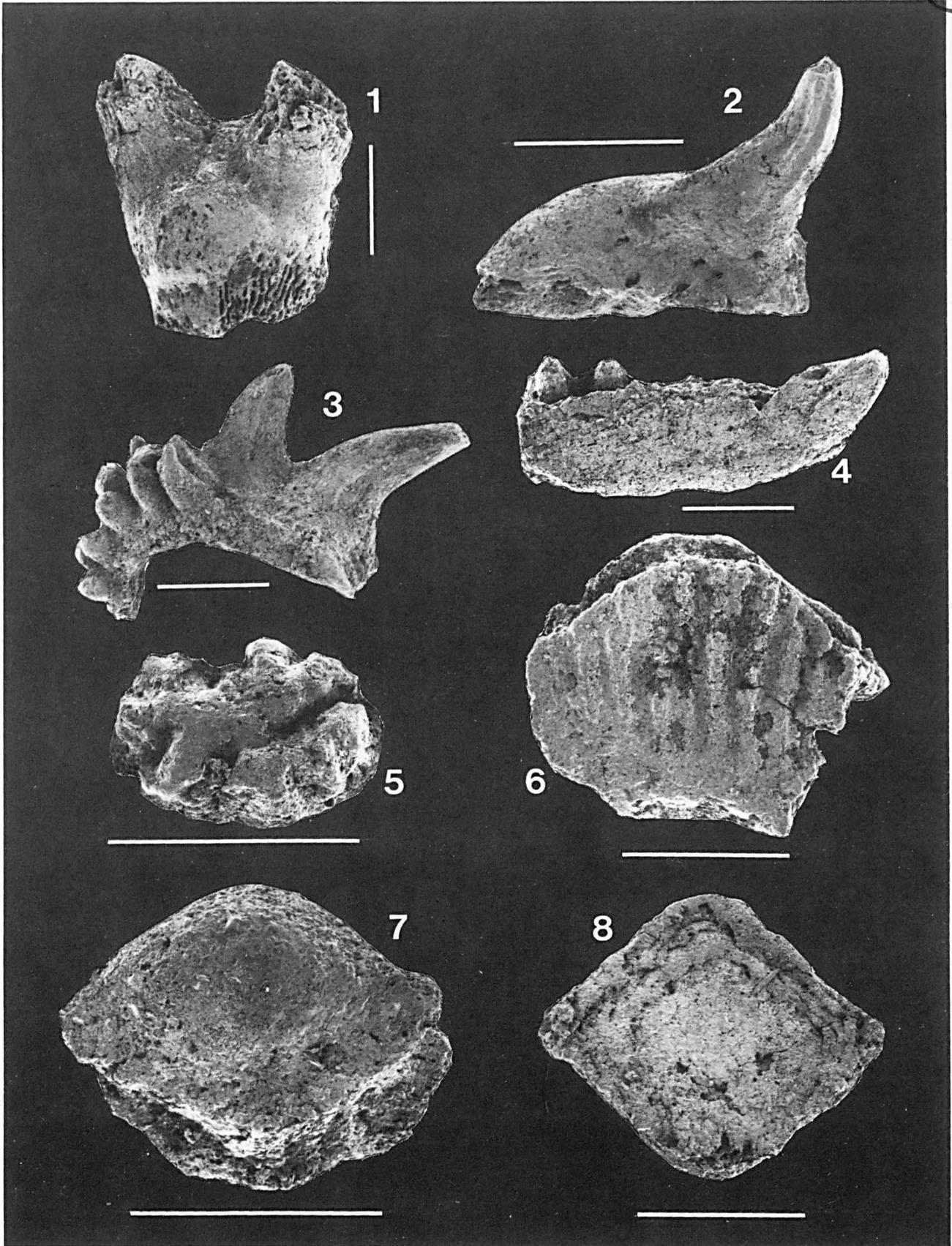
1. - Vue de face, n° P 5110.
1. - Front view, n° P 5110.
2. - Vue latérale, n° P 5111.
2. - Lateral view, n° P 5111.

Fig. 3-8. - *Ischnacanthidae* gen. et sp. indet.

Fig. 3-8. - *Ischnacanthidae* gen. et sp. indet.

3. - Spirale dentaire, vue latérale, n° P 5114.
3. - Tooth whorl, lateral view, n° P 5114.
4. - Fragment postérieur de mâchoire inférieure, n° P 5115.
4. - Posterior part of a lower jaw, n° P 5115.
5. - Écaille de la tête, vue externe de la couronne, n° P 5116.
5. - Head scale, coronal view, n° P 5116.
- 6-7. - Écailles des flancs, vue de la couronne (6 : l'avant est en haut, n° P 5117), vue de la base (7 : l'avant est en haut, n° P 5118).
- 6-7. - Flank scales, coronal view (6 : fore tip at top, n° P 5117), and basal view (7 : fore tip at top, n° P 5118).
8. - Écaille des flancs, n° P 5119, vue de la couronne abrasée laissant apparaître les zones d'accroissement.
8. - Flank scale, n° P 5119, view of the worn crown showing zones of growth.





RHIZOLITHES DU CARBONIFERE MOYEN DANS LE BASSIN DE BECHAR (SAHARA ALGERIEN)

Middle Carboniferous rhizoliths from the Bechar Basin (Algerian Sahara)

par Jacques PONCET (*)

(Planche VI)

Résumé.- Dans le Carbonifère moyen (Bashkirien) du bassin de Béchar un niveau argilo-gréseux a livré des rhizolithes. La bonne conservation de ces derniers a permis de mettre en évidence des remplissages de moules de racines (et/ou radicelles) par de la calcite sparitique. Ces remplissages, partiellement silicifiés, contiennent des restes de tissus ayant appartenus aux racines. Autour de ces remplissages s'ordonnent des lamines concentriques de microsparite et de micrite d'origine purement physico-chimique mises en place lors de la décomposition des racines. Certaines de ces lamines englobent des restes de tissus végétaux qui dérivent également des racines. Quelques cristaux de quartz de néogénèse en baguettes bipyramidées recoupent ces lamines. Ces remplissages de moules de racines dénotent la présence de végétaux qui se sont développés dans une plaine d'inondation en relation avec des chenaux, mis en place lors de mouvements épirogéniques contemporains de la sédimentation marine.

Abstract.- *Rhizoliths are present in a shaly-sandstone Middle Carboniferous in age located in the Béchar basin. Their good preservation enables to recognize root casts made of sparry calcite. These root casts partly silicified contain calcified cells from the roots. Concentric laminae of micritic and microspar calcite are present around the root casts. They result from a purely physico-chemical precipitation during the decay of the roots. In these laminae calcified cells and euhedral authigenic quartz may be seen. Root casts prove the presence of plants which grew in a flood plain linked with erosional channels. Erosional channels result from a regional epeirogeny contemporaneous with the marine sedimentation.*

I. - INTRODUCTION

Klappa (1980) a créé le terme de "rhizolith" pour désigner des structures organosédimentaires produites par des racines de végétaux supérieurs.

Dans la littérature géologique, les rhizolithes (terme français) ont surtout été mentionnés ou décrits dans les formations récentes où ils apparaissent, le plus souvent, à l'état dégagé. Dans les formations anciennes, leur identification est beaucoup plus difficile car ils sont généralement emprisonnés dans le matériel encaissant et, de plus, ils ont été le siège de phénomènes diagénétiques.

C'est pourquoi, la découverte, dans le bassin de Béchar de rhizolithes d'âge carbonifère moyen, totalement dégagés, est doublement intéressante. C'est là d'une part, un exemple encore rare de rhizolithes paléozoïques, et, d'autre part, un matériel de choix pour entreprendre une étude

morphologique et microscopique sur des rhizolithes orientés.

Cette note fait donc état des résultats de cette étude à partir desquels sont dégagés les divers processus, tant génétiques que diagénétiques, qui ont abouti à la fossilisation de ces rhizolithes.

II. - LOCALISATION GEOGRAPHIQUE ET POSITION STRATIGRAPHIQUE

Les rhizolithes proviennent du Djebel Oum el Graf situé dans le bassin de Béchar (fig. 1). Ils ont été découverts par Y. Lemosquet dans la coupe de la Chebket Kouabi. Ils appartiennent au Membre supérieur de la formation Hassi Kerma (Bashkirien supérieur) (Lemosquet & Lys, 1971), et sont localisés dans un niveau argilo-gréseux. Ce niveau forme un talus sur lequel ces rhizolithes ont été récoltés entièrement dégagés grâce à l'érosion éolienne.

(*)Université de Caen, 14032 Caen Cédex, France.

Note présentée le 14 Mars 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N., le 6 Février 1991.

III. - CONTEXTE SEDIMENTOLOGIQUE

Le Carbonifère du bassin de Béchar (série namuro-bashkiriennne) est représenté par des sédiments carbonatés de plate-forme interrompus, et en partie érodés par des chenaux de ravinement (Lemosquet & Pareyn, 1975). Ces chenaux, remblayés par des grès à végétaux, résultent de mouvements épirogéniques contemporains de la

sédimentation marine. Tous les ravinements sont nivelés par des reprises de la sédimentation marine carbonatée.

Comme dans le Membre supérieur de la formation Hassi Kerma les chenaux sont plus étalés que dans la formation Tagnana sous-jacente, ils devaient alimenter en détritiques fins, au delà des levées, des plaines d'inondation (cuvettes de décantation). Le niveau argilo-gréseux, qui recèle les rhizolithes, résulte vraisemblablement d'une sédimentation en plaine d'inondation.

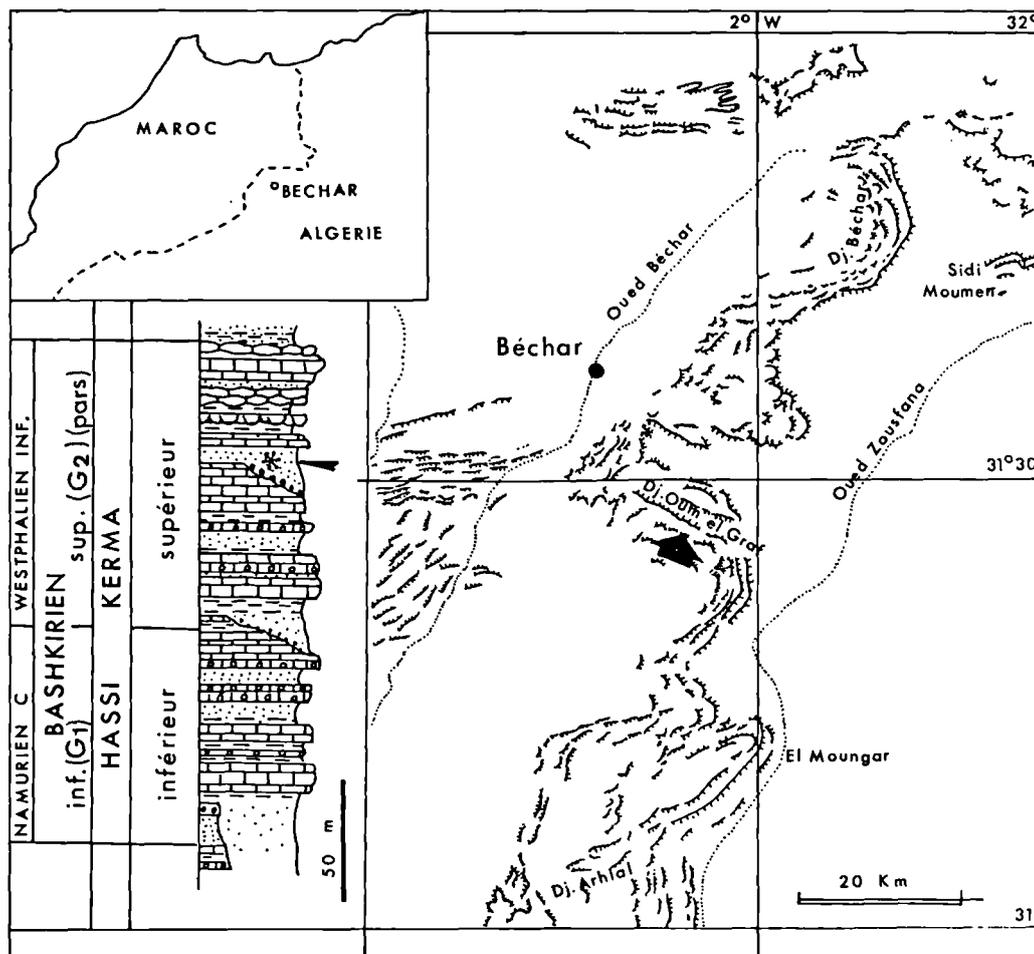


Fig. 1.- Carte de localisation de la coupe de la Chebket Kouabi (flèche grosse), et log de la formation Hassi Kerma. L'astérisque indique la position des rhizolithes. Redessiné d'après document Lemosquet Y., Lys M. et Weyant (1981)

Fig. 1.- Location map of the Chebket Kouabi section (solid arrow) and log of Hassi Kerma formation. Asterisk indicates position of the rhizoliths in the section.

IV. - ETUDE DES RHIZOLITHES

1) Description

Les rhizolithes (fig. 2) de couleur brun-sombre ont été recueillis sur le talus argilo-gréseux sous forme de petits tronçons grossièrement cylindriques, dont les longueurs oscillent entre 4 et 8,5 cm. Leur diamètre est compris entre 1 et 3,5 cm. Leur surface présente de petites excroissances ainsi que des vermiculations sculptées par l'érosion

éolienne. En fait, ces sculptures ne sont pas présentes sur toute la surface, mais seulement sur les portions qui ont été exposées au vent chargé de particules.

Si la forme générale des tronçons est rectiligne, certains peuvent toutefois apparaître arqués, alors que d'autres montrent des torsions axiales.

Des plages irrégulières, ou sub-circulaires, de calcite sont visibles sur les sections transversales. Leur diamètre n'excède pas 1,5 mm, et il est le plus souvent inférieur au

millimètre. L'érosion différentielle fait ressortir autour de ces plages calcitiques un agencement concentrique de la masse carbonatée des rhizolithes.

2) Microstructure des rhizolithes

A partir des rhizolithes dégagés du sédiment encaissant, il a été possible de tailler des lames minces orientées orthogonalement et parallèlement à leur axe longitudinal. Leur examen a permis de reconnaître les microstructures décrites ci-après (Pl. VI, fig. 1 à 6).

a) Remplissages calcitiques de tubes.

Sur les lames minces, les plages calcitiques, déjà reconnues sur les sections des tronçons de rhizolithes, se révèlent être les sections transversales de tubes remplis de calcite sparitique. Ces sections sont plus ou moins déformées, et leur axe est parallèle à celui des rhizolithes. Sous le microscope, elles apparaissent occupées par de la calcite sparitique dont la taille des cristaux croît de la périphérie vers le centre. Selon les plages, ces cristaux peuvent être limpides ou chargés d'impuretés. Il n'est pas rare d'observer, au sein du remplissage de calcite, une couronne de cristaux

teintés en brun-clair. Cette coloration peut également affecter les cristaux situés au centre des remplissages calcitiques. Vers le centre des plages, les "enfacial junctions" sont assez nombreuses. Avec l'augmentation centripète de la taille des cristaux, elles dénotent le comblement d'un vide (Bathurst, 1971).

A la périphérie des remplissages de calcite, des débris de tissus composés de cellules aux parois micritisées sont assez fréquemment enchâssés dans la calcite. Les cellules se voient particulièrement bien en lumière réfléchie. Des traînées de pyrite ("sooty pyrite") s'observent également soit à la périphérie, soit disséminées au sein des remplissages calcitiques. Cette pyrite a parfois subi une oxydation en limonite. Les remplissages calcitiques renferment également des fragments allongés de fines lamines micritiques sombres et de lamines plus claires microsparitiques. Des petits grains de quartz anguleux sont présents dans quelques remplissages calcitiques. Ils sont souvent accompagnés de silts vadoses carbonatés. Des plages silicifiées se développent dans certains remplissages calcitiques. Ces plages, faites de quartzine, englobent des cristaux de calcite résiduels et indiquent par là une épigénéisation de la calcite par la silice.

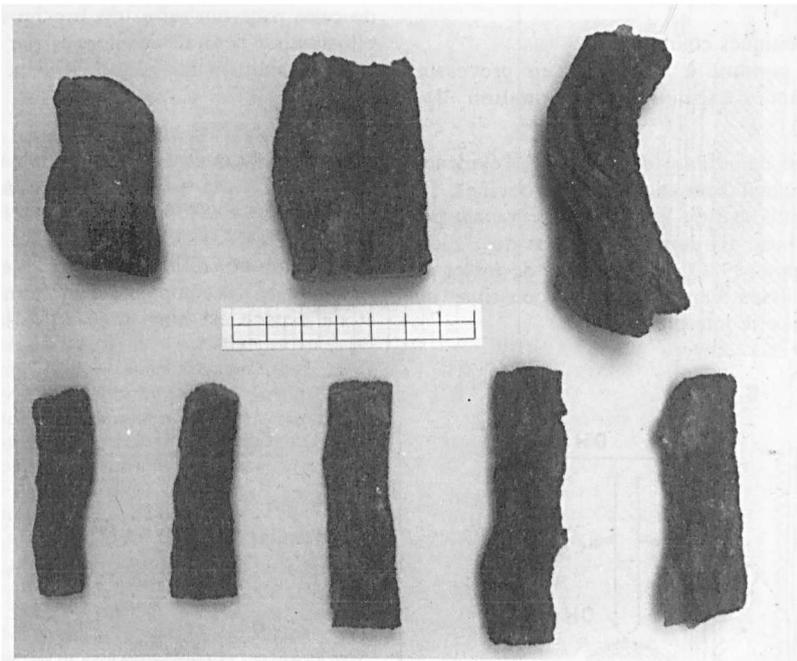


Fig. 2. - Tronçons de rhizolithes. Coupe de la Chebket Kouabi, bassin de Béchar (Sahara algérien). Echelle centimétrique.

Fig. 2. - Portions of rhizoliths. Chebket Kouabi Section, Béchar basin (Algerian Sahara). Scale in cm.

b) Lamines.

- Autour des remplissages calcitiques s'ordonnent des lamines qui présentent différents aspects. Ce sont des :

- Lamines sombres, micritiques, sans doute encore riches en matière organique. Elles sont fréquemment soulignées par des traînées de pyrite.

- Lamines composées de microsparite, colorées par un pigment brun-clair.

- Lamines de microsparite claire.

Les épaisseurs de ces lamines sont variables (0,040 à 0,057 mm). Des fragments de tissus identiques à ceux contenus dans les remplissages calcitiques sont dispersés dans ces lamines. Quelques quartz automorphes bipyramidés ont été rencontrés dans ces lamines qu'ils recoupent à l'emporte-pièce.

Ces lamines recèlent également des amas de petits granules de micrite très sombre. Certains de ces granules semblent alignés et forment comme des petites chaînes disposées plus ou moins parallèlement aux lamines. Ces

granules rappellent les amas de pellets décrits par Wright et al. (1988) dans des calcaires zonaires biogénétiques carbonifères du Sud du Pays de Galles.

Toutes les lamines observées moulent étroitement les remplissages calcitiques et reproduisent leurs contours souvent déformés.

c) *Plages calcitiques courbes.*

- Sur les sections transversales, les groupes de lamines qui entourent les remplissages calcitiques, quoique tassées les unes contre les autres, peuvent ménager des plages courbes occupées par de la calcite sparitique. La taille des cristaux de calcite augmente vers le plan médian de ces plages. Les stades de croissance des cristaux sont parfois soulignés par un liseré de limonite. De telles plages existent également au sein de la masse des lamines; elles offrent alors parfois une structure réticulée.

3) **Interprétation de la microstructure**

L'étude de la microstructure des rhizolithes a montré qu'ils étaient composés par les trois microstructures suivantes:

- remplissages calcitiques de tubes ;
- lamine ;
- plages calcitiques courbes

dont l'interprétation conduit à envisager un processus génétique qui permet d'expliquer la formation des rhizolithes.

a) *Les remplissages calcitiques de tubes.*- A l'évidence ces remplissages marquent l'emplacement des racines. Ils correspondent au remplissage de l'espace laissé vacant par la disparition des racines. Ils sont l'équivalent des "root-casts" définis par Klappa (1980). La présence de restes de tissus végétaux enchâssés dans la calcite constitue un argument en faveur de cette interprétation.

b) *Les lamines concentriques* .- Elles entourent les remplissages calcitiques des moules de racines, et ne montrent aucune trace d'activité organique à l'exception de débris de tissus végétaux englobés dans leur masse. Ceci conduit à les regarder comme issues d'un phénomène purement physico-chimique.

c) *Les plages calcitiques courbes* .- Elles sont localisées entre les masses des lamines concentriques aux remplissages calcitiques des moules de racines, et sont interprétées comme des méats comblés par de la calcite sparitique. Les plages calcitiques courbes, présentes dans la masse des lamines, sont regardées comme des déchirures, des craquelures qui ont affecté les lamines lors du tassement sous l'effet du sédiment encaissant.

V. - **PROCESSUS GENETIQUE DES RHIZOLITHES**

Les racines enfoncées dans le sédiment y puisent l'eau et les sels minéraux nécessaires à la vie de la plante (fig. 3). Les racines rejettent du CO₂, des ions H⁺ (Gray & Williams, 1971), et elles exsudent des acides organiques (Johnson, 1967). Une zone au pH bas s'établit alors autour des racines, zone qui empêche le dépôt de carbonates. Toutefois, au delà de cette zone qui reste très proche de la racine, une faible cimentation peut se développer par suite de la circulation d'eau notamment chargée en CO₃Ca.

A la mort des racines (fig. 3), la zone au pH bas va disparaître, puis être remplacée par une zone au pH qui va s'élever. Ce pH s'élève à la suite de la libération de protéines et de sucres par la racine qui se décompose (Klappa, 1980). Cette zone est alors le siège d'une cimentation de ses éléments (fig. 3 et 4). La décomposition de la racine s'accompagne d'une diminution de son volume, et un espace est ainsi créé entre la zone cimentée et la

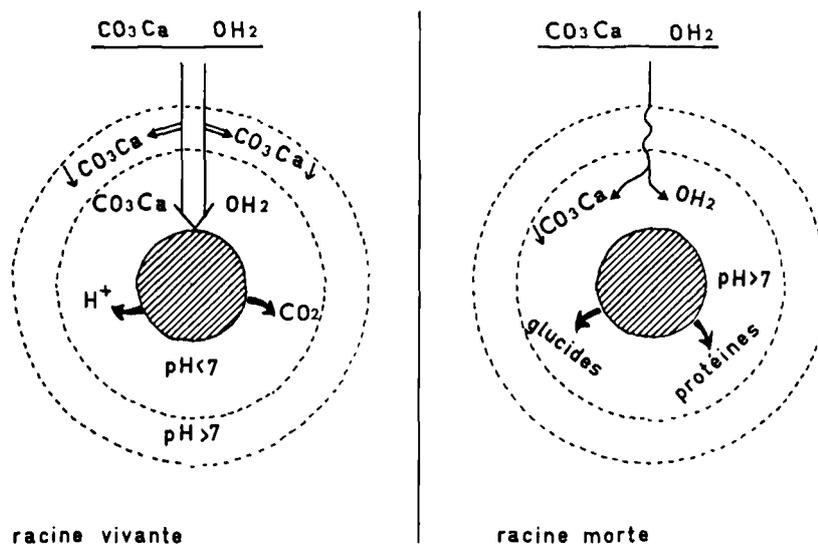


Fig. 3.- Diagramme illustrant les processus physico-chimiques qui s'établissent au niveau d'une racine vivante, et au niveau d'une racine morte.

Fig. 3. - Schematic diagram summarizing the physico-chemical processes in the surrounding of a living root and in the surrounding of a dead root.

Fig. 4.- Interprétation schématique de la genèse d'un rhizolithe

Fig. 4.- A schematic interpretation of the genesis of a rhizolith

1. Racine (ou radicelle) vivante

La racine (a) entretient autour d'elle une zone au pH bas (b). Au delà de cette zone le pH s'élève et les particules sédimentaires sont cimentées par du CO_3Ca (c).

1. Living root (or root-hair)

Root (a) increases acidity in its surrounding environment (b). Beyond this zone the pH rises and the sedimentary particles are cemented by CO_3Ca (c).

2. Racine morte

La zone (b) au pH bas a disparu. Elle est maintenant incluse dans la zone (c). La nécrose de la racine amène une diminution de son volume qui laisse un espace libre entre la racine et la zone (c). Dans cet espace (d) la décomposition de la racine introduit des protéines et des sucres qui augmentent l'alcalinité. Cet espace sert de drain pour l'eau riche en carbonate de calcium.

2. Dead root

The zone (b) with low pH around the root has disappeared. It is now incorporated in the zone (c). Decay of the root leads to a decrease of its volume. It results a free space (d) between the root and the zone (c). In this space proteins and sugars are delivered by the decaying root. They increase the alkalinity. This space is used by percolating water more or less saturated with calcium carbonate.

3. Le volume de la racine continue à diminuer. Dans l'espace (d) servant de drain, le CO_3Ca dissous dans l'eau va cycliquement cristalliser et donner des lamines concentriques (e) à la racine en voie de disparition.

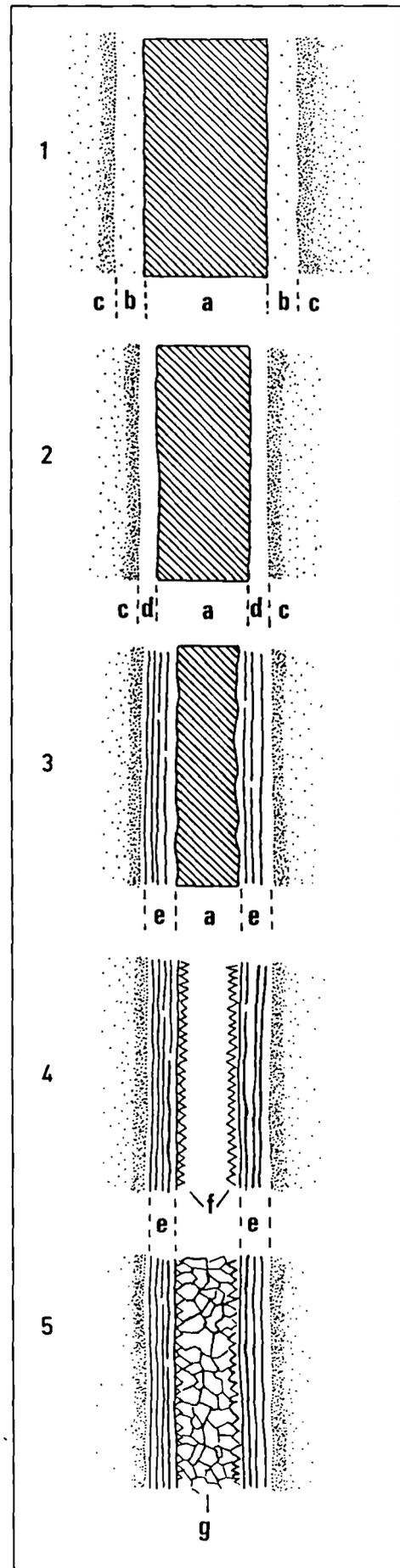
3. The root continues to decrease in volume. In the space (d) used as a drain CO_3Ca dissolved in water precipitates cyclically and builds concentric laminae surrounding the root.

4. La racine a totalement disparu et laisse un vide qui sert de conduit à une eau toujours riche en CO_3Ca dissous. Des petits cristaux de calcite (f) se forment à partir de la dernière lamine servant de substrat. Ces petits cristaux ont leur plus grand axe orienté perpendiculairement à la surface de la lamina.

4. The root has decayed completely leaving a tubule used by percolating CO_3Ca -bearing waters. Small calcite crystals (f) nucleate on last built lamina with their great axis normal to the surface of the lamina.

5. Stade final : le dernier emplacement occupé par la racine est totalement comblé par de la calcite sparitique (g), et forme un moule de calcite limité par des lamines concentriques.

5. Space leaved by root is wholly occupied by spar-calcite (g) which produces a root-cast surrounded by concentric laminae.



racine. Dans cet espace, au pH qui peut être élevé, les carbonates vont cristalliser sous forme de lamines concentriques à la racine en voie de destruction. Suivant les conditions physico-chimiques, ce sont les lamines micritiques ou microsparitiques qui vont se développer. Leur teinte est due à un apport variable en matière organique. La décomposition de la racine libère des fragments de tissus qui vont être incorporés dans la masse des lamines.

Quand les tissus de la racine ont presque totalement disparu, le vide qu'ils laissent peut fonctionner comme un conduit pour la circulation d'eau. Dans le cas présent, cette eau, riche en CO_3Ca dissous, a induit la cristallisation de petits cristaux sur la paroi de la lamine entourant le conduit. Puis, la circulation d'eau continuant, des cristaux de plus en plus grands ont fini par combler le vide laissé par la racine. Des phénomènes de tassement, couplés avec la résorption de la racine, ont déformé les lamines et les ont parfois brisées en fragments de taille variable. Ces fragments ont ensuite été incorporés à la calcite de remplissage du moule de la racine. L'eau qui circulait entraînait des restes de tissus végétaux, des petits grains de quartz, et des silts vadoses qui se retrouvent dans la calcite sparitique du remplissage du moule de la racine. Cette eau était plus ou moins chargée en matière organique qui, à certaines périodes, teintait les cristaux de calcite (couronne brune). La présence de traces de pyrite, tant dans les lamines que dans la calcite de remplissage des moules de racines dénote un milieu réducteur. Par contre, dans les plages calcitiques courbes les liserés de limonite indiquent un milieu oxydant.

Diagenèse : Il semble bien qu'après ces divers stades de calcification, les conditions physico-chimiques du paléomilieu, où croissaient ces végétaux, se soient modifiées. Elles auraient permis à la silice de se substituer partiellement à la calcite des remplissages des moules de racine, ou, plus rarement de cristalliser dans les lamines.

VI. - COMPARAISON AVEC D'AUTRES RHIZOLITHES D'AGE CARBONIFERE

Si les rhizolithes, comme il l'est mentionné dans l'introduction, ont surtout été signalés dans les formations

récentes, ils ont également été décrits dans des formations carbonifères. Wright *et al.* (1988) ont réalisé une étude détaillée de rhizolithes associés à des paléosols dans le Carbonifère inférieur du Pays de Galles (région de Miskin). Les microstructures qu'ils décrivent (fig. 3, a-c) sont très semblables à celles qui sont illustrées à partir des rhizolithes de la coupe de la Chebket Kouabi.

Dans le Pennsylvanien supérieur du Nouveau Mexique (Holder Formation), Goldstein (1988) rapporte la présence de rhizolithes associés à des paléosols. Là encore, les microstructures liées aux rhizolithes (fig. 9E, 13 D et E) sont pratiquement identiques avec les figures de la planche VI. Cet auteur signale également la présence de "glaebules" (fig. 9E) rassemblés en cocons, et il les compare aux péloïdes d'origine fécale localisés dans les croûtes calcaires décrites par Calvet & Julia (1983). Ces "glaebules" sont morphologiquement très proches des péloïdes observés dans les rhizolithes de la formation Hassi Kerma (coupe de la Chebket Kouabi).

VII. - CONCLUSION : LE PAYSAGE SEDIMENTAIRE

La présence de rhizolithes dans la coupe de la Chebket Kouabi (Niveau Hassi Kerma supérieur) s'inscrit dans un contexte sédimentaire dont il est possible de restituer le paysage.

Des chenaux de ravinement, assez étalés, ont creusé leurs lits dans une plaine littorale gagnée sur une plate-forme carbonatée partiellement exondée. Des cours d'eau, qui drainaient l'arrière pays, amenaient des sédiments plus ou moins grossiers qu'ils abandonnaient dans leurs lits, ou avec lesquels ils édifiaient des levées. En période de crue, des ruptures se produisaient dans les levées, et permettaient l'inondation de plaines dans lesquelles se faisait une décantation de sédiments fins argilo-sableux. Ces plaines inondables devaient être colonisées par des végétaux supérieurs dont seule la trace demeure sous forme de rhizolithes. L'abondance des rhizolithes, sur le talus où ils ont été recueillis, dénote un peuplement qui devait être assez dense.

BIBLIOGRAPHIE

- Bathurst R.G.C. (1971).- Carbonates sediments and their diagenesis. Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- Calvet F. & Julia R. (1963).- Pisoids in the caliche profiles of Tarragona (N.E. Spain). In : Coated Grains (Ed. T. Peryt), p. 456-473, Springer Verlag, New-York.
- Goldstein R.H. (1988).- Paleosols of Late Pennsylvanian cyclic strata, New Mexico. *Sedimentology*, Oxford, 35, 5, p. 777-803.
- Gray T.R.G. & Williams S.T. (1971).- Soils microorganisms, Oliver & Boyd, Edinburgh, 240 p.
- Johnson D.L. (1967).- Caliche on the Channel Islands. *Miner. Inf. Calif. Div. Mines Geol.*, 20, p. 151-158.
- Klappa C.F. (1980).- Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, Oxford, 27, 6, p. 613-629.
- Lemosquet Y. & Lys M. (1971).- Attribution au Bashkirien supérieur de la série de l'Oued el Hamar (Djebel Béchar, Sud Oranais, Algérie). *C. R. Ac. Sci.*, Paris, 272, D, 24, p. 3001-3004.
- Lemosquet Y. & Pareyn Cl. (1975).- Karst et chenaux de ravinement dans le Carbonifère marin du bassin de Béchar et de ses bordures (Sud-Oranais, Algérie). 3ème RAST, Montpellier, p. 230.
- Wright V.P., Platt N.H. & Wimbledon W.A. (1988).- Biogenetic laminar calcretes: evidence of calcified root-mat horizons in paleosols. *Sedimentology*, Oxford, 35, 4, p. 603-620.

EXPLICATIONS DE LA PLANCHE VI

Fig. 1.- Section transversale d'un moule de calcite sparitique d'une racine (ou radicelle) (A). Sur la moitié gauche, les lamines micritiques et microsparitiques concentriques à la racine sont peu déformées, alors que sur la moitié droite elles sont très déformées par la compaction. Echelle : 0,2 mm.

Fig. 1.- Transverse section through a rhizolith showing the sheath of micritic and microspar calcite laminae around the root-cast (A). In the left zone laminae are weakly deformed by compaction. Scale bar: 0,2 mm.

Fig. 2.- Cellules provenant du tissu de la racine (flèche). Echelle : 0,2 mm.

Fig. 2.- Preserved cells from the root (arrow). Scale bar : 0,2 mm.

Fig. 3.- Section longitudinale partielle du moule de calcite sparitique d'une racine (A). A droite, les lamines micritiques et microsparitiques concentriques au moule de la racine sont bien visibles. Dans le moule de la racine présence de fragments de lamines (flèche) qui se sont effondrés lors de la compaction. Echelle : 0,2 mm.

Fig. 3.- Longitudinal section of a root-cast which consists of sparry calcite (A) with surrounding micritic and microspar calcite well developed in the left part. In the root-cast collapsed fragments of laminae are present (arrow). Their presence is due to compaction. In the left part laminae show a deformation which results from compaction. Scale bar : 0,2 mm.

Fig. 4.- Amas de péloïdes de micrite. Echelle : 0,2 mm.

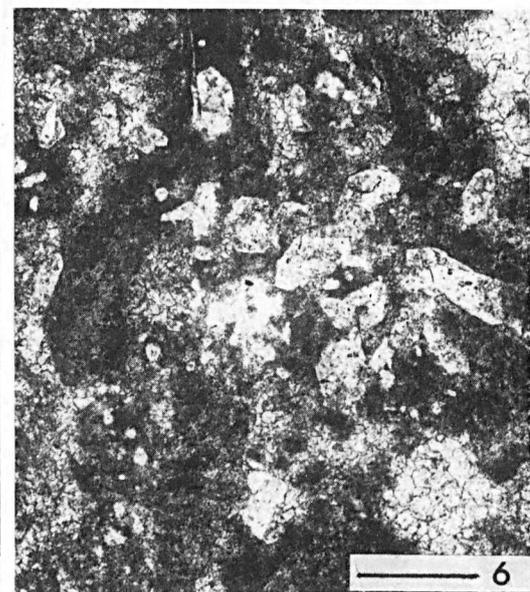
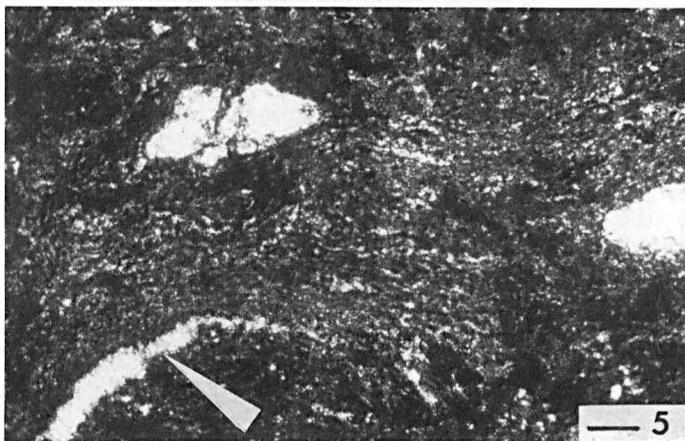
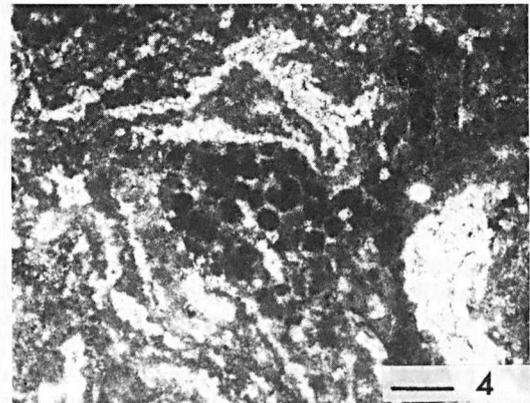
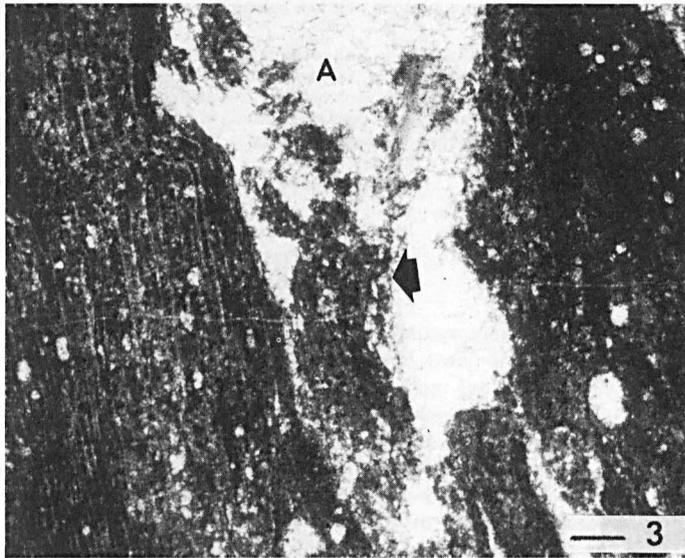
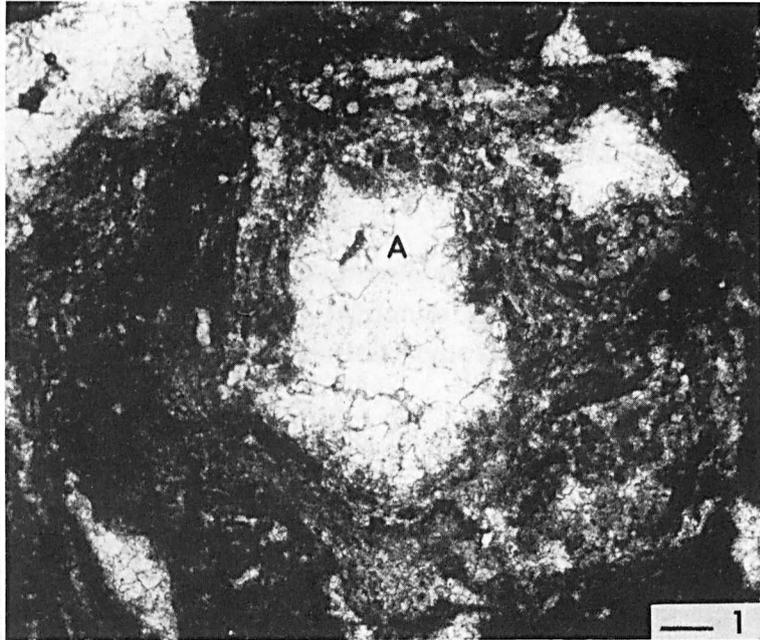
Fig. 4.- Cluster of micritic peloids. Scale bar : 0,2 mm.

Fig. 5.- Lamines micritiques et microsparitiques affectées par une lame de sparite calcitique courbe (flèche). Echelle : 0,2 mm.

Fig. 5.- Micritic and microsparitic calcite laminae partly interrupted by an arcuate blade of sparry calcite (arrow). Scale bar : 0,2 mm.

Fig. 6.- Cristaux de quartz idiomorphes. Echelle : 0,2 mm.

Fig. 6.- Euhedral quartz. Scale bar : 0,2 mm.



LES CORPS MAGMATIQUES PALEOZOIQUES DE LA ZONE EXTERNE NORD- VARISQUE (ARDENNE ET REGIONS VOISINES) : DISTRIBUTION, TYPOLOGIE ET IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

Paleozoic magmatic bodies in the North-Variscan external zone (Ardenne and neighbouring regions) : distribution, typology and geodynamic implications

par Olivier GOFFETTE (*)

Résumé. - Dans la zone externe nord-varisque, les caractères géochimiques et le contexte structural des corps magmatiques paléozoïques montrent une évolution géodynamique complexe. Durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien, l'association, dans l'ensemble ardenno-brabançon d'un magmatisme calco-alcalin et d'un magmatisme tholéiitique suggère un contexte de marge continentale active, liée à la fermeture d'une zone océanique septentrionale. Au cours du Dévono-Dinantien, le magmatisme tholéiitique ou alcalin du SW de l'Angleterre, du Massif Schisteux Rhénan et de l'Ardenne indique un épisode d'extension intracontinentale. Une situation de marge passive en bordure d'une ou plusieurs aires plus méridionales à croûte océanique ou continentale amincie est envisagée.

Abstract. - Age, nature and distribution of Paleozoic magmatic bodies from the external Variscan foldbelt of NW Europe are reviewed. Geochemical and structural features reflect a complex geodynamic evolution. From Ordovician to Silurian times, tholeiitic and calc-alkalic magmatic association from Brabant and Ardenne suggest an active continental margin setting in relation with the closure of a northern oceanic area. During Devonian and Dinantian times, tholeiitic and alkalic magmatism from SW England, the Rheinische Schiefergebirge and Ardenne indicate an intracontinental stretching event. A passive continental margin setting on the northern edge of one or more oceanic or ensialic areas, can be proposed.

I. - INTRODUCTION

L'évolution tectono-sédimentaire de l'ensemble ardennais (Ardenne et Brabant s.s.) comprend trois épisodes principaux : la convergence calédonienne, dont les effets et l'âge (Ordovicien supérieur à Dévonien inférieur) varient localement, structure le substratum observable ; à partir du Silurien terminal un épisode extensif varisque construit la marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Meilliez, 1989a) ; pendant le Carbonifère supérieur, le raccourcissement varisque s'exprime par une structuration à dominante tangentielle (Meilliez et Mansy, 1990). Pour mieux préciser le contexte géodynamique et le calendrier de cette évolution ainsi que les rapports entre l'ensemble ardennais et les régions voisines de la zone externe varisque, la caractérisation pétrologique et structurale des témoins magmatiques apporte des informations complémentaires des données tectoniques et sédimentologiques.

Le but de cet article est de présenter un bilan des résultats acquis depuis une décennie sur les témoins magmatiques de la zone externe nord-varisque entre le SW de l'Angleterre et le Massif du Harz en Allemagne (fig. 1), en précisant plus particulièrement la place et la signification du magmatisme ardennais.

La nature, la répartition et les caractères pétrologiques des différents épisodes magmatiques seront définis pour deux périodes principales, le Cambrien, l'Ordovicien et le Silurien d'une part, le Dévono-Dinantien d'autre part, qui correspondent respectivement à l'épisode calédonien et à l'extension varisque. L'utilité du magmatisme comme critère d'évolution géodynamique de la zone externe nord-varisque sera ensuite discutée.

II. - AGE ET DISTRIBUTION DU MAGMATISME DE LA ZONE EXTERNE

1) Cambrien, Ordovicien et Silurien

Les séries sédimentaires d'âge paléozoïque inférieur ne sont connues que dans l'ensemble ardennais (fig. 1), dont elles constituent le substratum. Elles affleurent dans le Parautochtone Brabançon (Massif du Brabant), dans la Bande Condrusienne (au mur de la Faille du Midi) et dans l'Allochtone Ardennais (massifs de Rocroi, Givonne, Serpont et Stavelot). Dans ces trois régions, les séries contiennent des témoins d'activité magmatique.

(*) Université des Sci. et Tech. de Lille, Lab. de Dynamique Sédimentaire et Structurale, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex.
Note présentée le 9 mai 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 février 1991.

a) *Le Brabant*

Des séries sédimentaires pratiquement complètes du Cambrien inférieur au Silurien inclus affleurent dans le Brabant. Les corps magmatiques sont localisés au Sud du Brabant et dessinent un alignement Est-Ouest, concave vers le Nord (A, fig. 2). Il s'agit essentiellement de roches pyroclastiques de composition rhyolitique ou dacitique et de rares coulées de laves andésitiques ou rhyolitiques (André, 1983). Les datations paléontologiques des sédiments intercalés montrent que l'activité magmatique est plus ancienne à l'Ouest, où elle est d'âge Caradoc à Ashgill, qu'à l'Est du Brabant, où l'âge est silurien (coulées basiques Llandoverly d'Hozémont, laves en coussins de Voroux-Goreux). Le magmatisme se termine au Wenlock (Denayer et Mortelmans, 1954 ; Corin, 1965).

Outre ces formations volcaniques, quelques intrusions hypabyssales sont connues. Elles sont notamment représentées par le complexe de métadiorite quartzique de Lessines, formé d'une succession de sills, dont l'âge d'intrusion est de 419 ± 13 Ma (Rb-Sr roche totale ; André et Deutsch, 1984) et par le neck de Quenast, formé également de métadiorite quartzique, qui a livré un âge de mise en place à 433 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon ; André et Deutsch, 1984).

Le magmatisme brabançon, qui couvre donc l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, est postérieur à la tectogenèse qui a affecté la Bande Condruisienne et l'Ardenne au Caradoc ("phase ardennaise" selon la terminologie de Waterlot, 1945 et Michot, 1980) et antérieur à la tectogenèse d'âge dévonien inférieur qui a structuré le Brabant ("phase condruso-brabançonne" définie par Fourmarier, 1931 ; Waterlot, 1945 ; Michot, 1980).

b) *La Bande Condruisienne*

Les témoins magmatiques de la Bande Condruisienne, c'est-à-dire de l'empilement d'écaillés qui constitue le mur de la Faille du Midi (Meilliez, 1989a), restent encore mal caractérisés en raison de conditions d'affleurement particulièrement médiocres.

Il s'agit d'un volcanisme acide représenté par des coulées de rhyolite, des tuffs et des cinérites (Denaeyer et Mortelmans, 1954, Corin, 1965). Ce volcanisme est connu depuis le Llandeilo (rhyolite du Piroy) jusqu'au Llandoverly supérieur (formation de Neuville-sous-Huy).

c) *La Haute-Ardenne*

En Haute-Ardenne, un enregistrement sédimentaire pratiquement continu est connu depuis le Cambrien supérieur jusqu'à l'Ordovicien moyen. A la période Ordovicien supérieur - Silurien correspond un hiatus sédimentaire lié à la tectogenèse calédonienne.

Dans le Massif de Stavelot, le magmatisme est représenté par des laves sous-aquatiques, présentes dans trois niveaux de la série sédimentaire (A, fig. 2). Quelques coulées de laves ont été signalées à titre préliminaire par Geukens (1976) dans la partie moyenne des Couches de Revin (RV3) à Francorchamps (centre du Massif de Stavelot). L'activité magmatique semble plus importante à la fin du Cambrien (partie supérieure des Couches de Revin, RV5) et au début de l'Ordovicien (partie inférieure des Couches de Salm, Sm1, Trémadoc ? ; Lamens et Geukens, 1984). Elle est représentée par des coulées de rhyolite et de dacite (Geukens, 1976 ; Daneels et Vogel, 1978) et par les formations volcano-sédimentaires dénommées "Venn porphyres" au NE du Massif de Stavelot (région de Lammersdorf). Des formations rhyolitiques ont été également reconnues dans la partie moyenne des Couches de Salm (Sm2, Arenig ; Lamens et Geukens, 1984). Quelques intrusions hypabyssales de diabase (Challes, Trô Maret) se sont mises en place dans le Cambro-Ordovicien. Leur âge reste pour l'instant indéterminé.

En bordure NE du Massif de Rocroi (région de Willerzie ; A, fig. 2) les premiers niveaux de la couverture, d'âge anté-dévonien basal (Roche *et al.*, 1986), remanient des débris issus du démantèlement d'un appareil volcanique acide (Beugnies, 1969 ; Dumont et Hanon, 1975). L'âge précis de ce volcanisme anté-dévonien basal n'est pas connu.

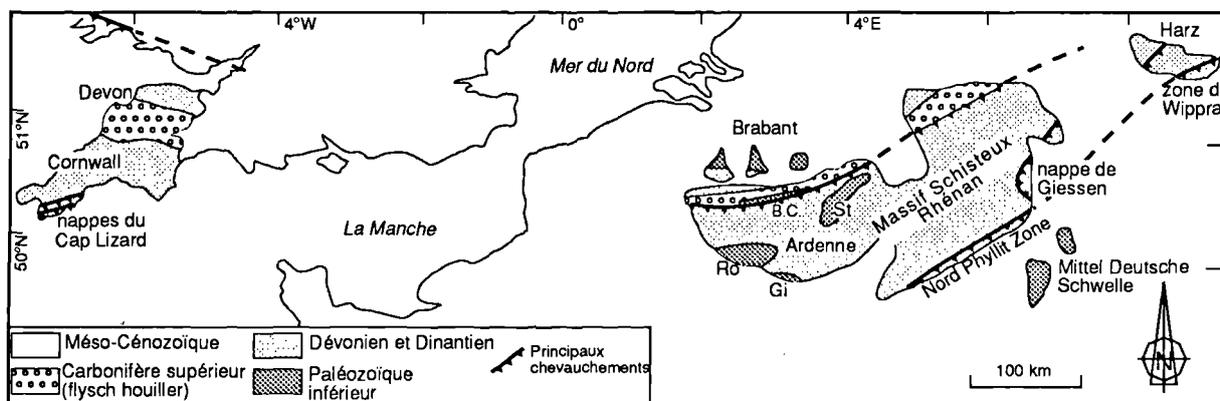


Fig. 1. - Esquisse structurale de la zone externe de la chaîne varisque, du Sud-Ouest de l'Angleterre au Massif du Harz ; localisation des principaux massifs paléozoïques (d'après Matte, 1986, modifié).
Ro, Gi et St : massifs cambro-ordoviciens de Rocroi, Givonne et Stavelot. BC : Bande Condruisienne.

Fig. 1. - Structural sketch map of the Variscan external zone between SW England and the Harz Mountains ; location of the main Paleozoic Massifs (from Matte, 1986, modified). See abbreviations in the french legend.

b) *Le Massif Schisteux Rhénan*

D'Ouest en Est, la *Nord Phyllit Zone* affleure dans le Hunsrück, le Taunus (Massif Schisteux Rhénan et dans la Zone de Wippra (SE du Harz). Récemment, des âges U-Pb sur zircon ont montré l'existence d'une activité volcanique acide (rhyolites et rhyodacites) d'âge ordovicien supérieur à silurien dans le Sud du Taunus. Il s'agit du "Serizitgneis" de Fischbacher Kopf daté à 426+14/-15 Ma, et du "Felsokeratophyr" de Dachsbad daté à 433+9/-7 Ma (Sommermann *et al.*, 1990). Dans les autres segments de la *Nord Phyllit Zone*, l'âge des métavolcanites reste très mal connu.

2) **Dévonien et Dinantien**

Les séries sédimentaires du Dévonien et du Dinantien constituent une couverture qui affleure largement dans la zone externe de l'orogène varisque. Ces séries contiennent d'importants appareils volcaniques ou intrusifs dans le Sud-Ouest de l'Angleterre, dans le Massif Schisteux Rhénan et le Harz. Entre ces deux ensembles, l'Ardenne a connu à cette époque une activité magmatique volumétriquement moins importante.

a) *Le Sud-Ouest de l'Angleterre*

Des témoins d'activité magmatique sont connus tant dans les unités parautochtones (Cornouailles, Devon) que dans les unités allochtones (nappes du Cap Lizard, Sud de la Cornouailles) (B, fig. 2) du SW de l'Angleterre (Floyd, 1982, 1983). L'activité magmatique débute au Dévonien

inférieur, connaît son intensité maximale durant le Dévonien supérieur et le Dinantien. Dans le détail, on constate que le magmatisme est plus ancien au Sud et à l'Ouest de la Cornouailles (Dévonien inférieur et moyen) que dans le Devon et au Nord de la Cornouailles (Dévonien moyen et supérieur, Dinantien).

Au sein des nappes du Lizard, le complexe du Cap Lizard représente un segment d'ophiolite obducté, dont l'âge de formation serait dévonien moyen à supérieur (isochrone Sm-Nd à 375±34 Ma ; Davies, 1984). Cet âge se confond avec celui du métamorphisme des gneiss de Kennack, 369±12 Ma (Rb-Sr sur roche totale ; Styles et Rundle, 1984) qui serait lié à la mise en place tectonique du complexe du Lizard. L'obduction suivrait donc de près la formation de l'ophiolite.

Dans les unités parautochtones, on observe des coulées de laves et des intrusions hypabyssales accompagnées par une sédimentation grésopéltitique. Il s'agit d'un magmatisme bimodal associant des basaltes plus ou moins spilitisés à des kéraatophyres.

b) *Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz*

Le magmatisme du Massif Schisteux Rhénan (MSR) et du Harz, étudié en détail par Wedepohl *et al.* (1983) présente de nombreuses similitudes avec celui du SW de l'Angleterre. Dans les unités parautochtones, le magmatisme, essentiellement effusif, est associé à une sédimentation détritico épaisse. A l'affleurement, les volcanites se répartissent en deux grands ensembles (B, fig. 2) :

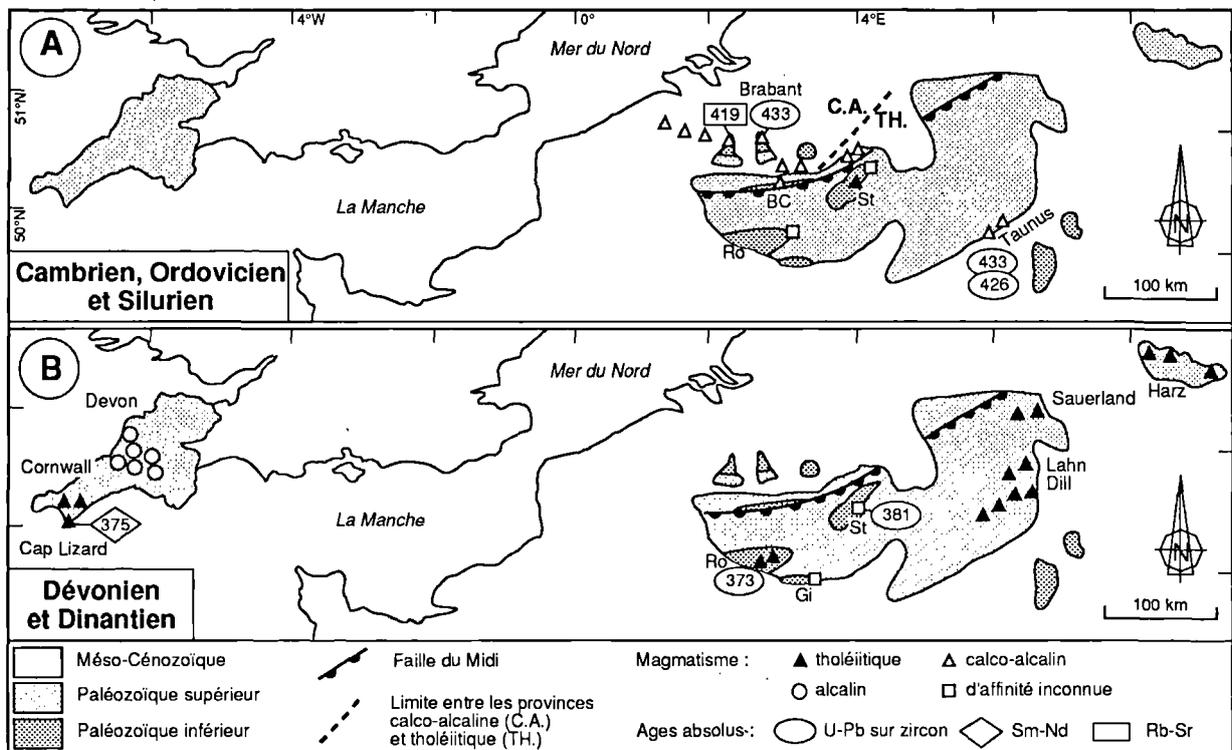


Fig. 2. - Répartition et nature du magmatisme dans la zone externe de l'orogène varisque, du Cambrien au Silurien (A), et au Dévono-Dinantien (B). Ro, Gi et St : massifs cambro-ordoviciens de Rocroi, Givonne et Stavelot. BC : Bande Condruisienne.

Fig. 2. - Location and nature of magmatism within the Variscan external zone from Cambrian to Silurian time (A) and during Devonian and Dinantian time (B). See abbreviations in the french legend.

- Le Sauerland (Nord du MSR) auquel on peut rattacher le Nord du Massif du Harz. Les volcanites s'y distribuent suivant un alignement WSW-ESE.

- Les synclinaux de la Lahn et de la Dill (Sud du MSR) dans lesquels les volcanites sont disposés suivant une direction SW-NE.

Dans ces deux ensembles, les alignements de volcanites coïncident avec les fractures qui contrôlent la sédimentation dévono-dinantienne. La première activité connue débute au Dévonien inférieur dans le Sauerland et le SW du Harz. Il s'agit d'un volcanisme à dominante acide représenté par des tuffs et des rhyolites alcalines altérées en kératophyres à quartz, associés à quelques spilites. Le volcanisme cesse dans cette région au Dévonien moyen. Elle est relayée par un accroissement de l'activité volcanique de la Lahn et la Dill, qui culmine au Dévonien moyen et se poursuit jusqu'au Dinantien inclus. Ce magmatisme est essentiellement basique avec des basaltites plus ou moins spilitisés associés à quelques kératophyres à quartz.

Les unités allochtones (nappes de Giessen dans le SE du MSR, nappe de la Werra au S du Harz) contiennent à leur base des basaltes sous-marins associés à des séries sédimentaires pélagiques d'âge est dévono-dinantien à moyen (Platen *et al.*, 1989).

c) La Haute-Ardenne

Dans l'ensemble ardennais, les témoins d'une activité magmatique dévono-dinantienne sont rares. Ils sont représentés par des intrusions mises en place soit en bordure, soit à l'intérieur des massifs cambro-ordoviciens.

Les intrusions "tonalites" du Nord-Est du Massif de Stavelot (la Helle, Lammersdorf ; B, fig. 2) sont à rapporter vraisemblablement à cette époque. La "tonalite" de la Helle s'est mise en place au cours du Dévonien moyen (âge U-Pb de 381 ± 8 Ma ; Kramm et Bühl, 1985).

Dans la partie méridionale du Massif de Rocroi, un essaim de filons de diabase et de microgranite contemporains s'est mis en place après la tectogenèse calédonienne, probablement d'âge Caradoc, et avant le raccourcissement varisque (Meilliez, 1981 ; Goffette, 1990). Récemment, un âge U-Pb sur zircon de $373 \pm 8 / -9$ Ma a montré que l'intrusion s'est produite au cours du Dévonien moyen à supérieur (Goffette *et al.*, 1991).

Au Sud-Est du Massif de Givonne, le dyke de kersantite de Munro (B, fig. 2) s'est mis en place dans les premiers sédiments de la couverture dévono-dinantienne (Beugnies, 1960). Son âge précis n'est pas connu.

III. - CARACTÈRES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DU MAGMATISME. INTERPRÉTATION GEOTECTONIQUE

1) Cambrien, Ordovicien et Silurien

a) Le Brabant et la Bande Condrusienne

Les caractères géochimiques du magmatisme brabançon ont conduit André *et al.* (1986) à distinguer deux provinces : le NW du Brabant, dont les corps magmatiques forment une lignée calco-alcaline et le SE du Brabant, auquel pourrait être associé le massif de Stavelot (A, fig. 2),

dont les intrusions basiques présentent des affinités avec les tholéiites de bassin arrière-arc ensialique. Cette association spatiale caractériserait le fonctionnement durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, d'une zone de subduction plongeant vers le SE, qui devrait être localisée au NW du Brabant actuel. Dans ce contexte, la province calco-alcaline serait le témoin d'un ancien arc, tandis que la province tholéiitique correspondrait au développement d'un bassin arrière-arc intracontinental. André (1983) et André *et al.* (1986) rattachent le magmatisme de la Bande Condrusienne à la province tholéiitique brabançonne (A, fig. 2).

b) La Haute-Ardenne

En l'absence d'études pétrographiques et géochimiques précises, les volcanites cambro-ordoviciennes du Massif de Stavelot restent pour l'instant mal caractérisés. Le volcanisme cambrien et ordovicien inférieur est associé à une sédimentation grésopélique active de bassin s'approfondissant vers le Sud (Lamens, 1986).

c) Le Massif Schisteux Rhénan

Les métavolcanites acides de la Nord Phyllit Zone et les quelques basaltes qui leur sont associés présentent des caractères géochimiques qui suggèrent une origine en contexte d'arc insulaire ou de marge continentale active (Meisl, 1990). Toutefois, comme il n'existe pour l'instant aucun indice d'événement tectono-métamorphique pouvant s'accorder avec ce modèle, celui-ci reste largement hypothétique (Franke, 1990).

2) Dévonien et Dinantien

a) La Haute-Ardenne

La mise en place au Dévonien moyen à supérieur des filons magmatiques du Massif de Rocroi (B, fig. 2) est postérieure à la reprise de sédimentation marine, au passage Silurien-Dévonien (Steevens, 1989), qui marque l'initiation en contexte extensif de la marge méridionale du Continent des Vieux Grès Rouges (Meilliez, 1989a). L'orientation WSW-ESE du système filonien est parallèle aux fractures qui contrôlent la sédimentation éodévono-dinantienne (Meilliez, 1989b). Par ailleurs, les caractères chimiques des diabases suggèrent une parenté avec les tholéiites intracontinentales (André *et al.*, 1986). Le magmatisme de Rocroi pourrait alors correspondre à une pic de l'activité extensive, qui a donc perduré en Ardenne méridionale au moins jusqu'au Dévonien moyen à supérieur (Goffette *et al.*, 1991).

b) Le SW de l'Angleterre

Dans les unités parautochtones, le magmatisme le plus ancien, d'âge dévono-dinantien inférieur, est représenté par des tholéiites de type rift intracontinental, localisées au Sud de la Cornouailles. Au Dévonien supérieur, il s'exprime par des tholéiites de rift intracontinental au sud de la Cornouailles et par des basaltes alcalins au Nord de la Cornouailles et du Devon. Au cours du Dinantien, seuls des basaltes alcalins sont connus dans le Nord de la Cornouailles et du Devon (Floyd, 1982) (B, fig. 2). Cette organisation spatiale indiquerait la formation d'un rift intracontinental au Dévonien, dont l'axe serait situé au Sud de la Cornouailles et dont la bordure septentrionale serait représentée par le Nord de la Cornouailles et du Devon

(Floyd, 1982). Vers le Sud, l'extension a pu atteindre au Dévonien moyen à supérieur le stade de l'océanisation dont témoigne l'ophiolite du Cap Lizard (Floyd, 1983). Son obduction se serait produite au Dévonien supérieur (Styles et Rundle, 1984).

c) *Le Massif Schisteux Rhénan et le Harz*

Les rhyolites et les trachytes alcalines du Dévonien inférieur marqueraient les premiers stades d'évolution d'un rift intracontinental. Les spilites d'âge dévonien moyen à dinantien du Sauerland et du Harz ont des caractères géochimiques proches des tholéïtes intracontinentales alors que celles des synclinaux de la Lahn et de la Dill présentent une affinité avec les basaltes de rides médio-océaniques enrichis (E-MORB) (Wedepohl *et al.*, 1983 ; Schmincke et Sunkel, 1987). Ces E-MORB pourraient caractériser un degré de fusion partielle du manteau plus élevé, associé à une extension plus marquée au Sud qu'au Nord du Massif Schisteux Rhénan. Le magmatisme tholéïtique du Massif Schisteux Rhénan et du Harz accompagnerait, comme celui du SW de l'Angleterre, la formation au cours du Dévonien et du Dinantien, d'un bassin sédimentaire par extension intracontinentale sans aboutir à une océanisation. Il est à noter que le magmatisme ne représente que 1,6% du volume total de la puissante accumulation clastique dévono-dinantienne. Toutefois, la mise en place de magmas de type MORB en contexte intracontinental devrait être accompagnée d'une contamination chimique lors de la traversée de la croûte. L'absence de tels caractères suggère que l'activité magmatique a pu aboutir à l'océanisation (Wedepohl, 1990).

Dans les unités allochtones, les metabasaltes des nappes de Giesen (MSR) et de la Werra (Harz) présentent les caractères chimiques des N-MORB. Ils sont recouverts par des séries sédimentaires pélagiques condensées. Comme ces nappes s'enracinent probablement au Sud de la *Nord Phyllit Zone*, Platen *et al.* (1989) et Wedepohl (1990) suggèrent l'ouverture au cours du Dévonien, d'une zone océanique entre le Sud du Massif Schisteux Rhénan et la *Mittel Deutsche Schwelle* (fig. 1).

IV. - DISCUSSION

Reportés dans un diagramme synthétique (fig. 3), les caractères principaux du magmatisme de la zone externe depuis le Cambrien jusqu'au Dinantien permettent de différencier deux grandes périodes d'activité magmatique :

- l'Ordovicien supérieur et le Silurien durant lesquels le Brabant connaît un magmatisme tholéïtique de type bassin arrière-arc et un magmatisme calco-alcalin ;

- le Dévono-Dinantien au cours duquel un magmatisme tholéïtique de type rift intracontinental ou alcalin est actif en Angleterre et en Allemagne, ainsi qu'en Ardenne.

Dans ce qui suit, les caractères principaux de chacune de ces deux périodes seront confrontés aux données tectono-sédimentaires pour essayer de dégager les grands traits de l'évolution géodynamique de la zone externe nord-varisque au cours du Paléozoïque.

1) *Ordovicien supérieur et Silurien*

La polarité magmatique mise en évidence dans l'ensemble Ardenne-Brabant (André, 1983 ; André *et al.*, 1986) et interprétée comme témoin d'une zone de subduction à pendage sud, montre un contexte général de type

convergent au cours de l'Ordovicien Supérieur et du Silurien. Les quelques données disponibles sur la *Nord Phyllit Zone* s'accordent avec cette hypothèse.

Les données paléomagnétiques ont conduit Perroud *et al.* (1984) à proposer un schéma d'évolution général selon lequel un ensemble continental, baptisé *Armorica* (Van der Voo, 1983) se serait détaché du Gondwana à la fin de l'Ordovicien (A, fig. 4). L'*Armorica* aurait ensuite subi une rapide dérive vers le Nord avec deux conséquences :

- la création d'un océan, appelé "Proto-Thétys" ou encore "Océan Rhéique" entre l'*Armorica* et le Gondwana (B, fig. 4) ;

- la fermeture d'une zone océanique, appelée "Océan Médio-Européen" ou "Mer de Tornquist" (Cocks et Fortey, 1982), séparant initialement l'ensemble *Armorica-Gondwana* de la Baltica.

Au cours du Silurien et du Dévonien inférieur, après la fermeture de l'Océan Médio-européen, une collision *Armorica-Baltica*, à laquelle s'est ajouté une collision *Laurentia-Baltica*, auraient conduit à la formation des Appalaches et des Caledonides, et à la réunion des trois ensembles continentaux en un seul, le Continent des Vieux Grès Rouges (VGR).

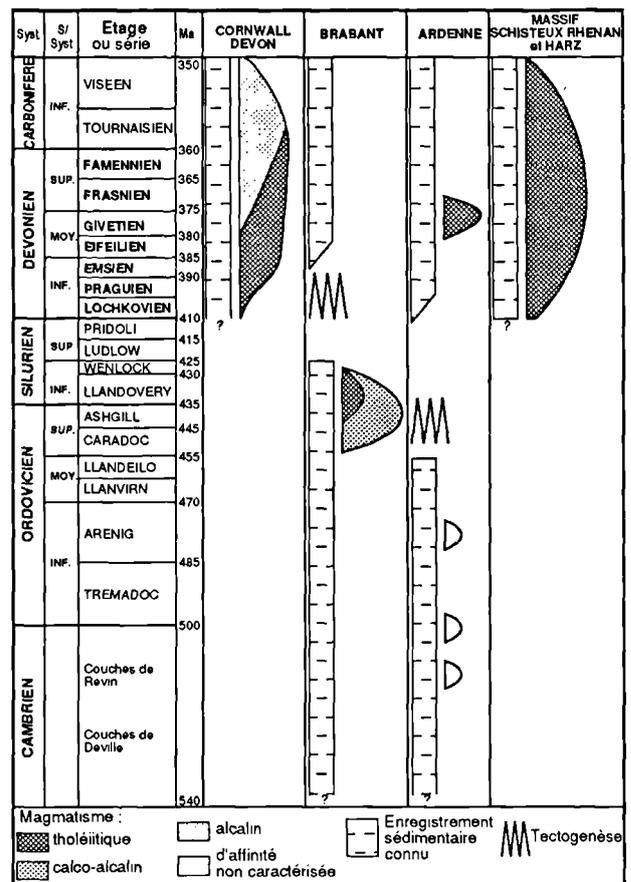


Fig. 3. - Age et nature du magmatisme de la zone externe de l'orogène varisque. Pour chaque épisode magmatique, la largeur du figuré est, en première approximation, proportionnelle au volume des émissions reconnues. Calibration numérique de l'échelle stratigraphique d'après Odin & Odin (1990).

Fig. 3. - Age, intensity and nature of magmatic events in the Variscan external zone of Europe. Numeric calibration of the stratigraphic scale from Odin & Odin (1990).

Le modèle de subduction proposé par André *et al.* (1986) est compatible avec le schéma général de Perroud *et al.* (1984). Selon cette hypothèse, l'Ardenne et le Brabant se situeraient au Nord de la plaque Armorica, en contexte de marge active, le NW du Brabant étant en situation d'arc et le SE du Brabant et l'Ardenne en situation de bassin arrière-arc. Dans ce cas, la tectogenèse devrait être plus tardive en Ardenne que dans le Brabant. Or, les données structurales montrent que la tectogenèse calédonienne est plus précoce en Ardenne où elle se produit à partir du Caradoc (Waterlot, 1945 ; Michot, 1980) sans schistosité associée (Meilliez, 1989a), et plus tardive dans le Brabant où elle est encadrée par le Silurien terminal et le Dévonien moyen (Michot, 1980 ; André *et al.*, 1981) et associée à une schistogenèse et un métamorphisme de faible degré. Il y a donc apparemment antagonisme entre les données magmatiques et les données structurales.

La découverte d'appareils magmatiques ordovico-siluriens rapportés à des dispositifs du type arc insulaire-bassin arrière-arc au Sud du Massif Armoricain (Carpenter *et al.*, 1982 ; Thiéblemont et Cabanis, 1986), dans le Pays de Galles (Campbell *et al.*, 1988 ; Kokelaar, 1988) s'accorde mal avec l'image d'une plaque Armorica unitaire. L'Armorica correspondrait plutôt à un ensemble de micro-blocs continentaux séparés par des zones à croûte amincie, certaines d'entre elles évoluant à un moment donné en régime divergent, d'autres en régime convergent. L'Ardenne et le Brabant pourraient alors représenter deux domaines crustaux différenciés à partir de la marge nord de l'Armorica, ultérieurement rapprochés lors du raccourcissement calédonien, dans des conditions structurales qui restent à préciser.

2) Dévonien et Dinantien

Dans le schéma d'évolution générale de Perroud *et al.* (1984), cette époque correspond à la fermeture progressive de la Proto-Thétys séparant le continent des VGR du Gondwana (B, fig. 4).

Dans les unités parautochtones du SW de l'Angleterre et de l'Allemagne, la répartition spatiale et temporelle de l'activité magmatique montre une extension plus intense au Dévonien moyen qu'au Dévonien supérieur et au Dinantien, et plus marquée au Sud qu'au Nord de ces régions. La sédimentation détritifique épaisse associée présente les caractères d'une série de marge (voir par exemple Bluck *et al.*, 1988 ; Engel *et al.*, 1983). L'ensemble de ces données suggère un contexte général de marge continentale passive en extension. Dans les unités allochtones, la présence de MORB et d'un segment d'ophiolite (complexe du Cap Lizard) associés à une sédimentation pélagique témoigneraient d'une ouverture océanique au Sud des marges continentales de l'Angleterre et de l'Allemagne.

Selon Bébien *et al.* (1977), Floyd (1982) et Leeder (1982), le magmatisme dévono-dinantien de la zone externe, à caractère tholéiitique ou alcalin, caractériserait le développement d'une série de bassins arrière-arc associés à une vaste zone de subduction de pendage nord située au Sud de la zone Moldanubienne (A, fig. 5). Le SW de l'Angleterre et le Massif Schisteux Rhénan représenteraient les marges septentrionales de deux de ces bassins.

Plus récemment, un schéma d'évolution géotectonique différent a été proposé par Holder et Leveridge (1986) et Franke *et al.* (1989). Ces auteurs, constatant la ressemblance entre la distribution du magmatisme et les caractères des séries sédimentaires dévono-dinantiennes du Massif Schisteux Rhénan d'une part et du SW de l'Angleterre d'autre part, proposent une connexion de type "cylindrique" entre ces deux régions. Cette continuité se marquerait au cours du Dévonien par le développement en régime extensif d'une vaste zone s'étendant depuis l'Angleterre jusqu'à l'Allemagne, à croûte continentale amincie dans sa partie septentrionale, et à croûte océanique dans sa partie méridionale.

La période d'océanisation serait limitée au Dévonien inférieur puisqu'à partir du Dévonien moyen, les basaltes d'affinité océanique des unités allochtones sont recouverts

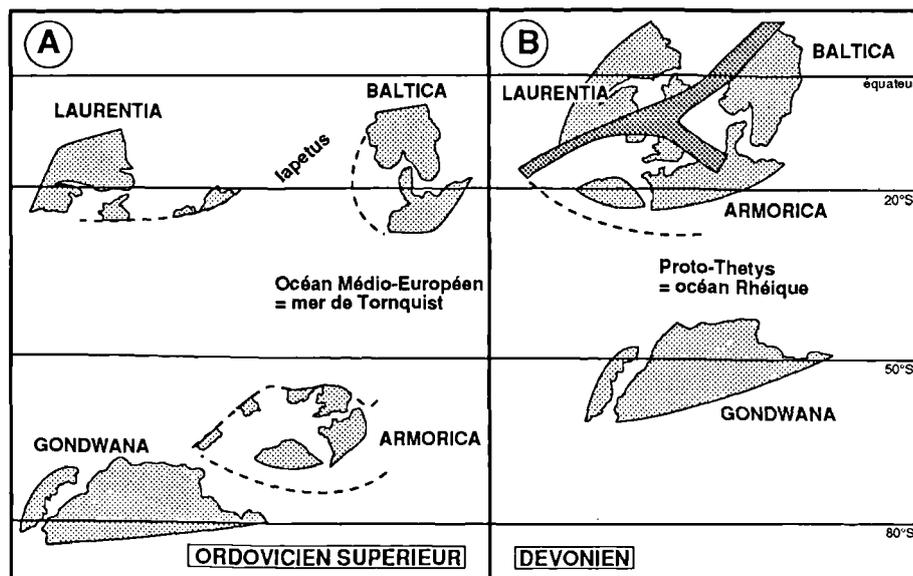


Fig. 4. - Reconstructions paléogéographiques à l'Ordovicien supérieur (A) et au Dévonien (B), à partir des données paléomagnétiques (d'après Perroud *et al.*, 1984). En gris clair : principaux ensembles continentaux. En gris foncé : zones de collisions entre plaques.

Fig. 4. - Upper Ordovician (A) and Devonian (B) paleogeographical reconstruction tentative deduced from paleomagnetic results (from Perroud *et al.*, 1984). Light grey : main continental plates. Dark grey : plate collision belts.

par un flysch formé de clastes issus du démantèlement d'un arc situé plus au Sud (Floyd et Leveridge, 1987). Cet arc serait associé à une zone de subduction plongeant vers le Sud et s'étendant depuis l'Angleterre jusqu'à l'Allemagne (Holder et Leveridge, 1986) (B, fig. 5). Le fonctionnement de cette zone de subduction marquerait donc le passage au Dévonien moyen d'un régime divergent à un régime de convergence. Cette hypothèse cylindriste nécessite le fonctionnement dextre, à partir du Carbonifère supérieur, d'un grand accident crustal "Bristol Channel-Pays de Bray" dont le décrochement doit être supérieur à plusieurs centaines de kilomètres.

Plus généralement, les corps magmatiques dévoniens témoigneraient de l'ouverture puis de la fermeture d'une zone océanique, séparant initialement deux ensembles continentaux, le premier, septentrional, incluant la zone externe varisque et son avant-pays (Continent des VGR), et le second, méridional, comprenant les Vosges méridionales, le Nord du Massif Central et du Massif Armoricain (Matte, 1986). La suture correspondant à cette fermeture pourrait être représentée par l'ophiolite du Cap Lizard et par l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Ce modèle, qui se fonde sur les similitudes magmatiques et sédimentaires du SW de l'Angleterre et du Massif Schisteux Rhénan ne rend toutefois pas compte des données relatives à l'ensemble Ardenne-Brabant. En Ardenne et dans le Massif Schisteux Rhénan, la répartition des faciès sédimentaires et la distribution du magmatisme montrent que l'extension dévono-carbonifère est contrôlée par un système de fractures, dont l'orientation dominante est SW-NE. Vers l'Ouest, dans le Brabant et le NW de la France, la direction dominante des fractures, WNW-ESE, est différente (Meilliez, 1989a). A l'échelle de la Manche au Rhin, la structuration extensive varisque n'est donc pas cylindrique. Par ailleurs, l'ophiolite du Cap Lizard représenterait l'ouverture d'un petit bassin de type pull-apart, situé dans une zone de relai entre des fractures E-W fonctionnant en tension dextre E-W (Badham, 1982 ; Sanderson, 1984).

Plutôt que de proposer l'image d'une unique zone océanique bordant au Sud le Massif Schisteux Rhénan, l'Ardenne et le SW de l'Angleterre, il semble donc préférable d'envisager plusieurs bassins d'extension limitée, à croûte continentale amincie ou à croûte océanique. Ces bassins s'étageraient d'Ouest en Est dans des zones de relai entre des décrochements majeurs. L'ophiolite du Cap Lizard, les MORB de la nappe de Giessen seraient les témoins de deux bassins principaux à croûte océanique. L'essai filonien du Massif de Rocroi représenterait un domaine plus restreint, à croûte continentale amincie. Le nombre, les limites de ces bassins et leur cinématique restent à décrypter.

Dans ce contexte, la zone externe, et en particulier l'ensemble ardennais, occupe une situation charnière dans l'orogène varisque. Pendant l'Ordovicien et le Silurien, elle occupe vraisemblablement une position en *bordure nord* d'un bloc continental d'affinité périgondwanienne. Elle fonctionne en marge passive puis active, liée à la fermeture d'une zone océanique septentrionale, l'Océan Médio-Européen. C'est l'événement calédonien qui donne naissance au Continent des Vieux Grès Rouges. Au cours du Dévonien et d'une partie du Dinantien, la cinématique de la zone externe s'inverse puisqu'elle subit l'extension varisque en contexte de marge passive, en *bordure sud* du Continent des Vieux Grès Rouges. L'extension conduirait à la formation d'une série de domaines méridionaux à croûte continentale amincie ou océanique, étagés d'Ouest en Est. Les domaines océaniques sont refermés, puis la marge est progressivement inversée lors du raccourcissement carbonifère. Cette évolution paléozoïque complexe, qui reste hypothétique, pose donc le problème du nombre et de la localisation des blocs continentaux, et en corollaire celui de la dimension et de l'évolution des zones océaniques.

Remerciements. - Je remercie vivement MM. L. André, C. Lefèvre et F. Meilliez dont les nombreuses remarques ont largement contribué à la mise au point de cet article.

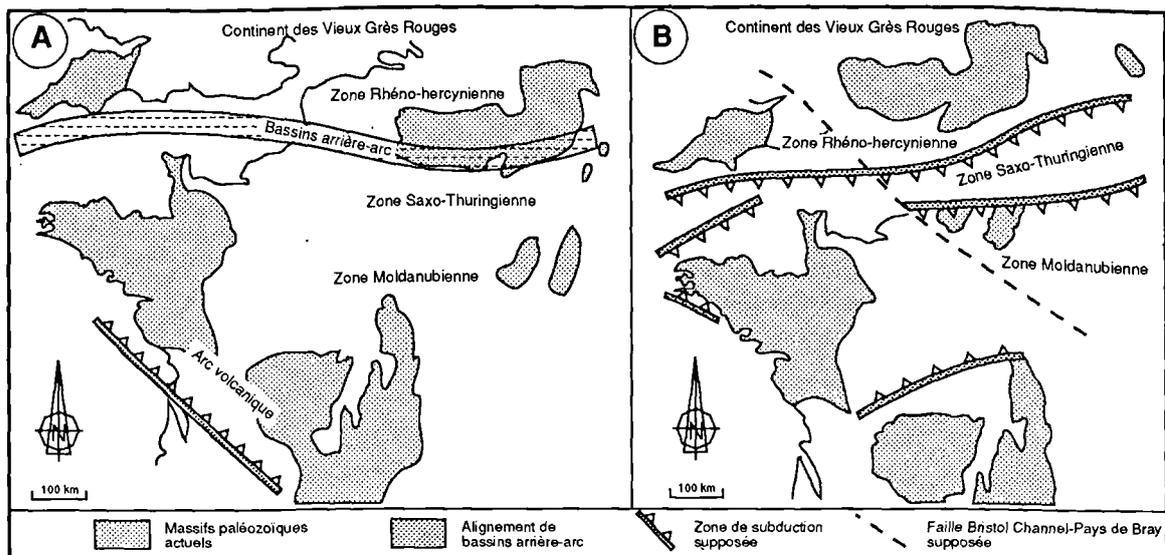


Fig. 5. - Hypothèses de reconstitution géodynamique de l'Europe occidentale au cours du Dévonien, à partir des données structurales et magmatiques. A : d'après Leeder (1982), simplifié. La zone externe de l'orogène varisque correspondrait à la marge septentrionale d'une série de bassins arrière-arc étagés d'Ouest en Est. B : d'après Holder et Leveridge (1986), simplifié. La zone externe serait la marge continentale passive d'une vaste aire océanique méridionale.

Fig. 5. - Geodynamic reconstruction tentatives of Western Europe during Devonian time, from the structural and magmatic data. A : after Leeder (1982), simplified. The external Variscan zone would correspond to the northern margin of a back-arc basins series, lined up from West to East. B : after Holder and Leveridge (1986), simplified. The external zone could be the passive margin of a southern oceanic area.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDRE L. (1983).- Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant (Belgique).- *Thèse*, inédite, Univ. Libre Bruxelles, 422 p..
- ANDRE L. & DEUTSCH S. (1984).- Les porphyres de Quenast et de Lessines : géochronologie, géochimie isotopique et contribution au problème de l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant (Belgique).- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 93, f. 4, p. 375-384.
- ANDRE L., DEUTSCH S. & MICHOT J. (1981).- Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon.- *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 104, p. 241-253.
- ANDRE L., HERTOGEN J. & DEUTSCH S. (1986).- Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe.- *Geology*, v. 14, p. 879-882.
- BADHAM J.P.N. (1982).- Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 493-504.
- BEBIEN J., ROCCI G., FLOYD P.A., JUTEAU T. & SAGON J.P. (1977).- Le volcanisme dévono-dinantien élément déterminant dans la reconstitution du cadre géotectonique de l'Europe moyenne varisque.- in "La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale", Coll. interne C.N.R.S., Rennes, n° 243, p. 275-291.
- BEUGNIES A. (1960).- Le Massif cambrien de Givonne.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 83, 39 p..
- BEUGNIES A. (1963).- Le Massif cambrien de Rocroi.- *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n°270, 155 p..
- BEUGNIES A. (1969).- Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie.- *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol.*, t. 77, f. 2-3, p. 311-329.
- BLUCK B.J., HAUGHTON P.D.W. & HOUSE M. (1988).- Devonian of England, Wales and Scotland. in "Devonian of the World", Mac Millan N.J., Embry A.P. & Glass D.J. éd., Can. Soc. Petrol. Geol., mém. 14, v.1, p. 305-324.
- CAMPBELL S.D.G., HOWELLS M.F., SMITH M. & REEDMAN A.J. (1988).- A Caradoc failed-rift within the Ordovician marginal basin of Wales.- *Geol. Mag.*, v. 125, f. 3, p. 257-266.
- CARPENTER M.S.N., PEUCAT J.J. & PIVETTE B. (1982).- Geochemical and geochronological characteristics of Palaeozoic volcanism in the Saint-Georges-sur-Loire synclinorium (S Armorican Massif). Evidence for Pre-hercynian tectonic evolution.- *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, n° 1-2, p. 63-79.
- COCKS L.R.M. & FORTEY R.A. (1982).- Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 465-478.
- CORIN F. (1965).- Atlas des roches éruptives de Belgique.- *Mem. Expl. Cartes géol. min. Belgique*, n°4, 190 p.
- DANEELS P. & VOGEL D.E. (1978).- Acid igneous rocks of the Stavelot Massif, a case of pre-hercynian weathering.- *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 87, p. 215-223.
- DAVIES G.R. (1984).- Isotopic evolution of the Lizard Complex.- *J. geol. Soc. London*, v. 141, p. 3-14.
- DENAËYER M.E. & MORTELMANS G. (1954).- Les roches éruptives.- in "Prodrome d'une description géologique de la Belgique", Soc. géol. Belgique éd., p. 747-792.
- DUMONT P. & HANON M. (1975).- Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie (Ardennes belges).- *Ass. fr. pour l'Avanc. des Sci.*, Actes 94ème Cong., 6 p..
- ENGEL W., FRANKE W. & LANGENSTRASSEN F. (1983).- Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the Mid-European Variscides - Essay of an interpretation.- in "Intracontinental fold belts", Martin H. et Eder F.W. éd., Springer Verlag, p. 9-41.
- FLOYD P.A. (1982).- Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 505-520.
- FLOYD P.A. (1983).- Composition and petrogenesis of the Lizard complex and pre-orogenic basaltic rocks in Southwest England.- in "The Variscan fold belt in the British Isles", P.L. Hancock éd., p. 130-152.
- FLOYD P.A. & LEVERIDGE B.E. (1987).- Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall : framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones.- *J. geol. Soc. London*, v. 144, p. 531-542.
- FOURMARIER P. (1931).- Les plissements calédoniens et les plissements hercyniens en Belgique.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 54, p. 365-384.
- FRANKE W. (1990).- Rhenohercynian Basin and Mid-German Crystalline Rise. An introduction.- in "Mid-German Crystalline Rise and Rheinische Schiefergebirge", Franke W. coord., field guide, IGCP n°233 conference, Göttingen-Giessen, p. 1-15.
- FRANKE W., FLOYD P.A., HOLDER M. & LEVERIDGE B. (1989).- The Rhenohercynian Ocean revisited.- *Terra Abstracts*, EUG V, p. 365.
- GEUKENS F. (1976).- L'âge des roches éruptives dans le massif de Stavelot.- *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 99, p. 615-618.
- GOFFETTE O. (1990).- Déformations calédonienne et varisque dans le Massif de Rocroi : intérêt des filons magmatiques.- *Bull. Soc. Hist. nat. Ardennes*, t. 79, p. 34-42.
- GOFFETTE O., LIEGEOIS J.P. & ANDRE L. (1991).- Age U-Pb sur zircon dévonian moyen à supérieur du magmatisme bimodal du Massif de Rocroi (Ardenne, France) : implications géodynamiques.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, sous presse.
- HOLDER M.T. & LEVERIDGE B.E. (1986).- Correlation of the Rhenohercynian Variscides.- *J. geol. Soc. London*, v. 143, p. 141-147.
- KOKELAAR P. (1988).- Tectonic control of Ordovician arc and marginal basin volcanism in Wales.- *J. geol. Soc. London*, v. 145, p. 759-775.
- KRAMM U. & BUHL (1985).- U-Pb dating of the Hill Tonalite, Venn-Stavelot Massif, Ardennes.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, v. 171, f. 1-3, p. 329-337.
- LAMENS J. (1986).- Depositional history of Salmian (Lower Ordovician) sediments in Belgium.- *Aard. Meded.*, v.3, p. 125-138.
- LAMENS J. & GEUKENS F. (1984).- Volcanic activity in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium.- *Meded. Kron. Acad. Wet.*, v.46, n°4, p. 3-13.
- LEEDER M.R. (1982).- Upper Palaeozoic basins of the British Isles. Caledonide inheritance versus Hercynian plate margin processes.- *J. geol. Soc. London*, v. 139, p. 479-491.
- MATTE P. (1986).- La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 2, n° 1, p. 9-24.
- MEILLIEZ F. (1981).- Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardennes).- *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, f. 3, p. 101-104.
- MEILLIEZ F. (1989a).- Importance de l'événement calédonien dans l'Allochtonne ardennais ; essai sur une cinématique paléozoïque de l'Ardenne dans la chaîne varisque.- *Thèse Doct. d'Etat*, inédite, Univ. du Maine, Le Mans, 518 p.
- MEILLIEZ F. (1989b).- Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonian, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne).- *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 107, p. 281-296.
- MEILLIEZ F. & MANSY J.L. (1990).- Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène : le Dévono-Carbonifère de l'Ardenne.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t.6, p. 177-188.
- MEISL S. (1990).- Metavolcanic rocks in the "Northern Phyllite Zone" at the southern margin of the Rhenohercynian belt.- in "Mid-German Crystalline Rise and Rheinische Schiefergebirge", Franke W. coord., field guide, IGCP n°233 conference, Göttingen-Giessen, p. 25-42.

- MICHOT P. (1980).- Belgique, introduction à la géologie générale.- 26ème C.G.I., Paris, G16, livret-guide exc. 211A, 576 p..
- ODIN G.S. & ODIN C. (1990).- Echelle numérique des temps géologiques. Mise à jour 1990.- *Géochronique*, n°35, p. 12-21.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET (1984).- Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data.- *Geology*, v. 12, p. 579-582.
- PLATEN K., EMMERMANN R. & FRANKE W. (1989).- Devonian Morb-type metabasalts from the Rhenohercynian zone in Germany.- *Terra Abstracts*, EUG V, p. 365;
- ROCHE M., SABIR M., STEEMANS P. & VANGUESTAINE M. (1986).- Palynologie du sondage et de la région de Willerzie.- *Aard. Meded.*, v. 3, p. 149-190.
- SANDERSON D.J. (1984).- Structural variations across the northern margin of the Variscides in NW Europe.- in "Variscan tectonics of the North Atlantic Region", Hutton D.H.W. & Sanderson D.J. eds., *Geol. Soc. London sp. publ.* n°14, p. 149-165.
- SCHMINCKE H.U. & SUNKEL G. (1987).- Carboniferous submarine volcanism at Herborn seelbach (Lahn-Dill area, Germany). - *Geol. Rund.*, v. 76, p. 709-734.
- SOMMERMANN A.E., MEISL S. & TODT W. (1990).- U-Pb-Alter von Zirkonen aus Metavulkaniten des Südaunus.- *Fort. Miner.*, v. 68.
- STEEMANS P. (1989).- Paléogéographie de l'Eodévonien ardennais et des régions limitrophes.- *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 112, p. 103-119.
- STYLES M.T. & RUNDLE C.C. (1984).- The Rb-Sr isochron age of the Kennack Gneiss and its bearing on the age of the Lizard Complex, Cornwall.- *J. geol. Soc. London*, v. 141, p. 15-19.
- THIEBLEMONT D. & CABANIS B. (1986).- Découverte d'une association de volcanites d'arc et de basaltes de type "MORB" dans la formation paléo-volcanique silurienne de la Meilleraie, Vendée, France.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 302, série 2, p. 641-646.
- VAN DER VOO R. (1983).- Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent.- *Tectonophysics*, v. 91, p. 271-283
- WATERLOT G. (1945).- L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), t. 15, p. 3-44.
- WEDEPOHL K.H. (1990).- Geochemical and petrological indicators for plate tectonic processes during the formation of the Rhenohercynian belt.- in "Mid-German Crystalline Rise and Rheinische Schiefergebirge", Franke W. coord., field guide, IGCP n°233 conference, Göttingen-Giessen, p. 17-24.
- WEDEPOHL K.H., MEYER K. et MUECKE G.K. (1983).- Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian belt of Northwestern Germany.- in "Intracontinental fold belts", Martin H. et Eder F.W. eds., Springer Verlag, p. 231-256.

TENEUR EN BORE DES ILLITES DE LA SERIE PALEOZOIQUE DE L'ARDENNE. PALEOSALINITE, MILIEUX DE DEPOT ET INFLUENCE DE L'AGRADATION METAMORPHIQUE

Boron Content of Illites from Paleozoic succession of Ardenne. Paleosalinity, depositional environments and metamorphic agradation

par Jacques BEAUCHAMP(*)

Résumé. - La teneur en bore des illites isolées des faciès argileux peut apporter des précisions sur la salinité du milieu de dépôt, compte-tenu d'un certain nombre de précautions méthodologiques. La méthode retenue appliquée aux séries détritiques du Paléozoïque inférieur et moyen de l'Ardenne apporte des données complémentaires sur les fluctuations marines du Dévonien tout en confirmant le caractère littoral de la sédimentation du Dévonien inférieur. L'agradation des illites est généralement accompagnée d'une diminution des teneurs en bore.

Abstract. - *Paleosalinities in depositional environments can be determined by boron content evaluation in clay-rich sediments. An appropriate method is defined. By this mean, marine fluctuations during Devonian are precised in the Ardenne. Increase of illite cristallinity is generally associated with lower boron content.*

I. - INTRODUCTION

Il est communément admis que la teneur en bore des argiles est fonction de la salinité du milieu de dépôt. Parmi les minéraux argileux, ce sont les illites qui fixent le mieux le bore. Il est donc recommandé d'isoler et de doser les illites (BOHOR et GLUSKOTER, 1973). Les sédiments argileux riches en illites se prêteront bien à l'opération.

Lors du passage du sédiment à la roche, le problème se pose de savoir si les transformations diagénétiques modifient ou non la teneur initiale en bore. L'idée première est que la recristallisation (agradation) des réseaux cristallins puisse être accompagnée d'une certaine mobilité des ions bore. Pour répondre à cette question, il suffit de choisir une série sédimentaire détritique comprenant des termes d'évolution diagénétique différente et dont le milieu de dépôt est déterminé.

La série paléozoïque de l'Ardenne offre une bonne opportunité. Sa stratigraphie est bien connue (WATERLOT *et al.*, 1973). Les termes argileux sont nombreux. La base de la série est épizonale alors que les formations dévoniennes sont généralement moins transformées. De plus, les milieux de dépôt sont maintenant bien déterminés grâce notamment aux travaux de MEILLIEZ (1983) et CIBAJ (1989) pour le Dévonien détritique, PREAT et BOULVAIN (1988) pour les formations carbonatées du Dévonien-Dinantien (voir in HERBOSCH, 1988).

Le but final de cet article est donc de chercher à connaître l'influence de la diagénèse sur la teneur originelle

des illites en bore en prenant comme matériel d'étude les faciès détritiques du Cambrien et du Dévonien de l'Ardenne. Nous serons amenés à déterminer la teneur en bore des illites, la paléosalinité et le milieu de dépôt correspondant pour chacun des faciès étudiés et à vérifier ainsi les conclusions des études sédimentologiques antérieures.

II. - METHODOLOGIE

1) Fixation du bore

De nombreux travaux ont montré que le bore se fixait sur les minéraux argileux (voir en particulier BOHOR et GLUSKOTER, 1973; CULA, 1987). Ces derniers adsorbent le bore en temps qu'ion échangeable. C'est l'illite qui en fixe le plus (FREDERICKSON et REYNOLDS, 1960). La fixation dans l'illite se fait en 2 temps:

- adsorption à la surface des feuillets: cette liaison est rapide mais réversible;

- incorporation du bore dans les feuillets: le bore se substitue aux ions aluminium ou silicium des couches tétraédriques; ce remplacement est un phénomène lent mais irréversible.

La quantité de bore contenue dans les eaux de surface est fonction de leur salinité : la quantité de bore fixée dans les argiles est proportionnelle à la salinité du milieu de dépôt (FREDERICKSON et REYNOLDS, 1960; COUCH, 1971).

* Université de Picardie, Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Littorale, 33, rue St Leu, 80090 AMIENS cedex. Note présentée le 7 novembre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 février 1991.

En eaux marines, la quantité de bore prélevée par un minéral argileux donné est une fonction linéaire de la salinité.

L'usage du bore comme indicateur de paléosalinité a fait néanmoins l'objet de nombreuses controverses; certaines roches fournissent des résultats peu cohérents. La raison principale tient au grand nombre de facteurs intervenant sur la fixation du bore, à la technique de préparation des argiles et à l'interprétation des résultats.

Les principaux paramètres qui interviennent sur la fixation du bore ont été recensés notamment par JAROUSSE (1978) et CULA (1987). Outre la nature minéralogique de l'argile et la salinité de l'eau, ce sont:

- la granulométrie de l'argile, c'est à dire sa surface d'adsorption: plus les particules argileuses sont petites, plus elles adsorbent le bore.
- le temps de contact des particules avec la solution: la fixation est plus importante quand le temps de contact est long.
- la température: l'incorporation du bore croît avec la température.
- le pH de l'eau: le pH basique est plus favorable.
- la composition ionique de l'eau; en particulier la diminution de la concentration en ions bicarbonates solubles lors de la précipitation des carbonates favorise la fixation du bore.

2) Mobilité du bore

Les travaux ont étudié pour la plupart la fixation du bore dans les sédiments; la possible mobilité de l'élément pendant les phénomènes de diagénèse et d'altération a été souvent plus ou moins occultée.

a) Altération

Le bore est lessivé pendant l'altération, tout comme le potassium des réseaux phylliteux. Une muscovite en cours d'altération perdra son bore en même temps que son potassium. D'autre part la fixation du bore est d'autant plus grande que le réseau cristallin comporte plus d'irrégularités (COUCH, 1971). Une illite dégradée fera de même mais les imperfections plus nombreuses du réseau cristallin permettront de reprendre les ions bore du milieu de dépôt: ainsi, bien que la fixation du bore dans les feuillettes illitiques soit forte, le minéral pourra perdre une partie de son bore pendant l'altération puis rétablir son équilibre en ajustant sa teneur avec celle du milieu ambiant par nouvelle absorption. Cette redistribution du bore demande un certain temps: des illites primitivement riches en bore, par exemple celles issues de sédiments marins, peuvent être resédimentées rapidement en eau douce sans que l'altération et le temps de contact avec le milieu soit suffisant pour permettre un ré-équilibre des teneurs.

b) Diagénèse

La diagénèse peut recristalliser les minéraux argileux détritiques (agradation) et en néoformer d'autres. La teneur en bore des minéraux néoformés sera fonction de la teneur des solutions interstitielles et non du milieu de dépôt: il faudra donc les éliminer dans toute détermination de paléosalinité. Quant à l'agradation, qui produit une meilleure cristallinité du réseau cristallin, on pourra s'attendre à une perte de bore consécutive à la diminution du nombre des défauts cristallins, à moins que les solutions interstitielles soient suffisamment riches en bore pour produire l'effet inverse.

c) Conclusion

Les modifications diagénétiques apparaissent donc comme autant de causes d'erreur dans l'interprétation du milieu de dépôt. Une solution consiste à doser les minéraux prélevés dans des roches argileuses où les percolations sont faibles: au cours de la diagénèse, le bore peut être redistribué parmi les minéraux argileux sans nouvel apport. Il faudra en revanche éviter d'utiliser des grès ou d'autres roches perméables qui peuvent être traversés par des solutions salines concentrées.

3) Interprétation des résultats

Les illites enregistrent donc la plus haute salinité du milieu de sédimentation rencontré, à condition que le temps de contact soit suffisant. Leur teneur peut diminuer par la suite lors de l'altération superficielle par dégradation des réseaux cristallins et lessivage. Le rôle de la diagénèse est ambigu, la perméabilité de la roche intervient: dans une roche argileuse la possibilité d'apport de bore par les eaux interstitielles paraît faible. L'indice de cristallinité de l'illite sera utile pour évaluer l'intensité des transformations diagénétiques.

La valeur chiffrée de la teneur en bore d'une roche isolée est en elle-même peu significative. Il faudra connaître l'origine des illites et leur état de cristallinité avant d'interpréter le résultat. Dans une série sédimentaire, les variations des teneurs sont les plus significatives. En règle générale, les teneurs faibles indiquent des illites nouvellement formées et déposées en milieu peu ou pas salé (fluviate, lacustre...). Les teneurs fortes sont celles d'illites qui, à un moment ou à un autre de leur histoire, ont été déposées en milieu salé (mer, lagune, sebkha...)

Les teneurs en bore caractéristiques des milieux salés ou d'eau douce varient selon les auteurs. Certains ont proposés des valeurs pour la roche totale, d'autres pour le cortège argileux total: ces deux méthodes sont peu fiables, nous l'avons vu. Nous retiendrons les valeurs fournies pour les illites isolées. Même dans ce dernier cas, des incertitudes subsistent quant à la granulométrie de la fraction illitique et sa cristallinité rarement précisées par les auteurs. Compte-tenu des travaux antérieurs (FREDERICKSON et REYNOLDS, 1960; BOHOR et GLUSKOTER, 1973; PORTHAULT, 1978; JAROUSSE, 1978; MOSSER, 1980; CULA, 1987; BEAUCHAMP, 1989), les valeurs suivantes sont retenues pour des illites de taille inférieure à 1 µm ayant subi une diagénèse modérée:

- < 150 ppm de bore: eau douce
- 200-300 ppm : milieu marin
- > 400 ppm : milieu sursalé.

4) Préparation et dosage

La procédure est inspirée des travaux de BOHOR et GLUSKOTER (1973) et STEWARD et PARKER (1979); elle comprend 3 étapes:

- séparation de la phase argileuse
- isolement des illites
- dosage spectrophotométrique du bore.

a) Séparation de la phase argileuse

On utilise des récipients en polyéthylène et des produits exempts de bore pour éviter toute contamination.

Les échantillons à dominance argileuse sont grossièrement broyés à la main puis désagrégés dans l'eau sous l'action des ultra-sons. On évite tout broyage qui puisse pulvériser les minéraux indésirables, en particulier la muscovite et la tourmaline. On isole ensuite par décantation la phase inférieure à 1 µm: cette taille permet d'éliminer les cristaux de muscovite et en partie de kaolinite. L'assemblage argileux est ensuite déterminé par diffractométrie RX. (a, fig.1)

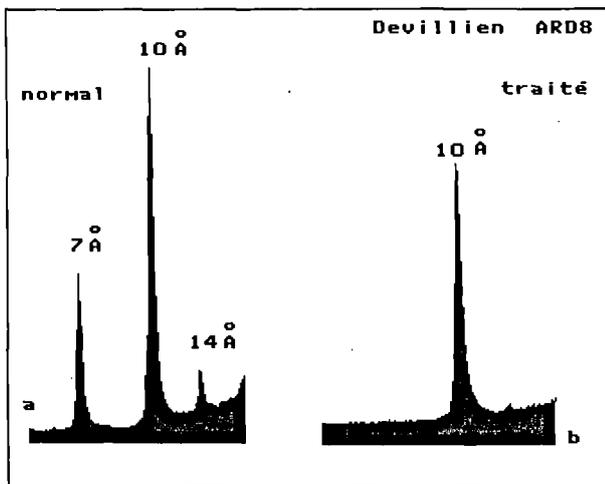


Fig. 1. - Cortège argileux déterminé par Diffraction RX:
 - (a) avant traitement, illite + chlorite
 - (b) après traitement, illite surtout
 (Cambrien, Ardoises de Fumay)

Fig. 1. - Clay minerals assemblages according to X Rays Diffraction.
 (a) illite and chlorite before thermal and chemical treatment; (b) predominant illite after treatment.

b) Isolement des illites

L'isolement des illites est nécessaire dans le cas d'assemblages argileux plurispécifiques. L'illite est stabilisée par saturation aux ions potassium. Les autres minéraux sont détruits par voie thermique et chimique (fig. 2). Le chauffage à 500 °C permet également d'oxyder la matière organique éventuelle; si cette dernière est en grande quantité, un traitement à l'eau oxygénée est conseillé. La potasse détruit les smectites et fournit les ions potassium nécessaire à la stabilisation de l'illite. La chlorite est détruite à l'acide chlorhydrique. Pour ces deux dernières manipulations, une température de 70°C fournie par une étuve s'est révélée suffisante.

Après rinçage à l'eau déminéralisée, la phase argileuse est analysée en diffractométrie RX. Plutôt que de risquer une dégradation des réseaux d'illite par un traitement trop poussé, on considèrera que l'isolement de l'illite est satisfaisant quand les pics des autres minéraux représenteront moins de 20% en surface sur le diffractogramme (b, fig. 1)

Ces manipulations augmentent les possibilités de pollution accidentelle. On évitera donc cette phase dans la mesure du possible: les assemblages riches en illite seront dosés directement sans isolement des illites. L'expérience montre que pour des assemblages à chlorite et interstratifiés où l'illite représente au moins 80% du total (proportion donnée par le rapport des aires des pics), les teneurs en bore ne sont inférieures que de 10 % à celles des illites isolées.

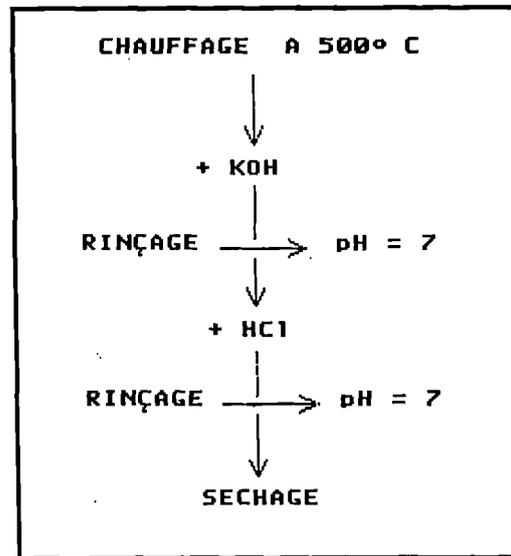


Fig. 2. - Méthode de destruction des minéraux argileux autres que l'illite.

Fig. 2. - Destruction of clay minerals illite excepted.

c) Dosage du bore

La méthode colorimétrique mise au point par STANTON et McDONALD (1966) et modifiée par STEWARD et PARKER (1989) est utilisée avec quelques variantes. Les réseaux cristallins sont détruits par attaque acide (H2SO4 + HF à chaud). On ajoute au liquide obtenu une solution de bleu de méthylène. Le bore forme avec le bleu de méthylène un complexe coloré qui est transféré dans un solvant organique (dichloroéthane). L'intensité de la coloration est comparée à celles de solutions de borates titrées à l'aide d'un spectrophotomètre réglé à 650 µm.

III. - LA SERIE SEDIMENTAIRE CAMBRIENNE A DEVONIENNE DE L' ARDENNE

1) Situation

La partie inférieure de la série sédimentaire paléozoïque de l'Ardenne a été échantillonnée le long de la vallée de la Meuse, entre Charleville-Mézières et Givet: Cambrien du Massif de Rocroi et série détritique dévonienne écaillée du flanc nord dont la disposition structurale a été récemment précisée (RAOULT et MEILLIEZ, 1985; MEILLIEZ et MANSY, 1990). Les faciès calcaires dévoniens ont été prélevés pour comparaison dans la région de Couvin et Philippeville (Beauchâteau, Boussus), (fig. 3).

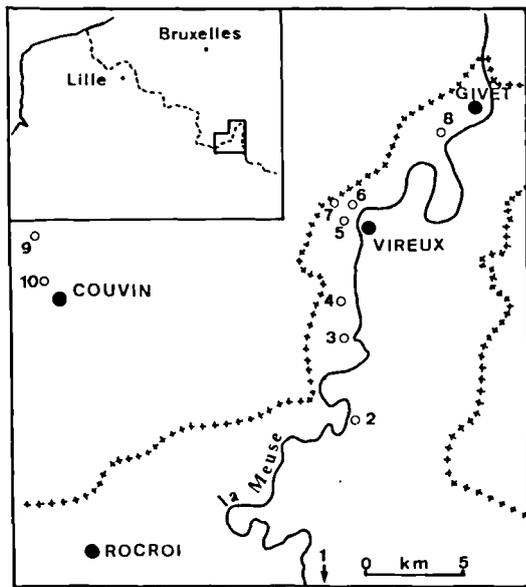


Fig. 3. - Localisation des points d'échantillonnage.

Fig. 3. - Sampling location.

(1) Bogny; (2) Fumay; (3) Fépin; (4) Montigny sur Meuse; (5) Vireux-Molhain (Grès de Vireux); (6) Vireux-Molhain (Schistes de Chooz); (7) Vireux-Molhain (Couvinien); (8) Calcaires de Givet; (9) Boussus en Fagne; (10) Couvinien de Couvin
Beauchâteau (Frasnien) est à 12 Km au nord de Boussus.

2) Disposition stratigraphique

La colonne stratigraphique adoptée est celle établie par BEUGNIES (1963), WATERLOT *et al.* (1973), WATERLOT (1974), légèrement modifiée et précisée par MEILLIEZ (1983), MILHAU *et al.* (1987).

Le Cambrien est une série monotone à dominance schisteuse de bassin marin. Le Devillien comprend des schistes et phyllades à bancs de quartzites; il est daté du Cambrien inférieur (VANGUESTAINE, 1985). Le Revinien est constitué dans l'ensemble de quartzites noirs et schistes noirs qui ont subi un métamorphisme épizonal d'âge hercynien dans la région étudiée; il est daté du Cambrien supérieur (VANGUESTAINE, 1985).

Le Dévonien est transgressif et discordant sur le Cambrien. Le Dévonien inférieur est détritique; il comporte des shales, des siltites et des grès. Un niveau conglomératique discontinu repose sur le Cambrien sous-jacent. Les faciès carbonatés de plate-forme dominant dans le Dévonien moyen et supérieur non détaillés dans ce travail (Tab. I).

3) Teneur en bore et milieux de dépôt

Les résultats des analyses sont consignés dans le tableau I. La cristallinité de l'illite a été mesurée sur agrégats orientés selon une procédure de routine conforme à celle employée notamment par J.P. SAGON, du Laboratoire de Pétrologie de Paris VI, qui a fourni les échantillons de référence. La limite épizone-anchizone se situe vers

2,5 mm, la limite anchizone-diagénèse vers 3,1 mm (largeur du pic à mi-hauteur).

PALEOZOIQUE - ARDENNES			
Minéraux argileux			
Cristallinité de l'illite			
Teneur en Bore de l'illite			
	Min. Argil.	Ic	Bore (ppm)
FRASNIEN			
ARD 24	I,Sm	8	250, 290
ARD 23	I,Sm,C	6	185
GIVETIEN			
ARD 21	I,C	4	320
EIFELIEN (=Couvinien)			
ARD 42	I,K,C	3,5	180
ARD 41	I,K,C	4	140
EMSIEN			
*Grauwacke de Hierge			
ARD 40	I,C,K	4,2	180
*Schistes de Chooz			
ARD 10	I,C,K	5	210, >500
ARD 20	I,C	6	270
ARD 19	I,C	5,3	160
ARD 39	I,K,C	6	>500
*Grès de Vireux			
ARD 18	I,C	4,5	265
ARD 17	I,C	4,4	160
ARD 16	I,C	4,6	160
ARD 15	I,K,C	4,4	120
ARD 38	I,K,C	3,7	155
SIEGENIEN			
*Grauwacke de Montigny			
ARD 37	I,K,C	2,6	150
GEDINNIEN			
* Schistes de St Hubert			
ARD 36	I,K,C	2,7	160
ARD 35	I,C,K	3,2	130
*Schistes d'Oignies			
ARD 34	I,K,C	2,7	165
ARD 33	I,C,K	3,5	150
ARD 32	I,C,K	2,5	430
* Schistes de Mondrepuis			
ARD 31	I,C,K	2,5	>500
ARD 30	I,C,K	2,3	315
*Formation de Fépin			
ARD 9	I	3	90
ARD 14	I,(K)	3,2	135
CAMBRIEN SUP. (=Revinien)			
ARD 7	I,C	3,2	180
ARD 6	I,C	2,4	
CAMBRIEN INF. (=Devillien)			
ARD 8	I,C	2,2	180
LIEUX DE PRELEVEMENT			
Boussus (Belgique)	: ARD 24		
Beauchâteau (Belgique)	: ARD 23		
Givet	: ARD 21		
Vireux-Molhain	: ARD 10, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 39, 40, 41, 42		
Montigny/Meuse	: ARD 34, 35, 36, 37, 38		
Fépin	: ARD 9, 14, 30, 31, 32, 33		
Bogny	: ARD 6, 7		
Fumay	: ARD 8		

Tabl. I. - Cortèges argileux et teneurs en bore.

Tabl. I. - Clay assemblages and Boron contents.
Légende : Ic: Indice de cristallinité; I: illite; C: chlorite; Sm: smectite; K: kaolinite

a) Les séries cambriennes

Les séries épimétamorphiques devilliennes et reviniennes comprennent des faciès qui sont peu propices à l'extraction des illites. Deux formations se sont prêtées au traitement. Les "Ardoises de Fumay" comme les "Phyllades à chloritoïde de Bogny" ont une teneur moyenne de

180 ppm. Ces 2 formations marines épizonales présentent la même déplétion légère en bore par rapport aux teneurs généralement mesurées dans les sédiments de milieu marin. En supposant que la salinité des mers cambriennes était la même que celle des époques ultérieures, on en déduit que l'agradation des illites est accompagnée d'une légère mobilité et perte du bore contenu dans les feuillettes (fig. 4).

b) Les séries dévoniennes

Le Dévonien inférieur se présente sous forme de faciès détritiques discordants sur le Cambrien.

L'épaisseur et la description des faciès sont données d'après les travaux de WATERLOT *et al.* (1974), MEILLIEZ (1983, 1989) et MILHAU *et al.* (1989). Seules les formations ayant fourni des illites en quantité suffisante seront étudiées (fig. 4).

- Formation de Fépin (0 à 50 m) (MEILLIEZ, 1983)

Le faciès gréseux de l'"Arkose d'Haybes" montre de grandes structures de progradation de type deltaïque. Il est constitué de grains de quartz et de feldspaths liés par une phase silico-argileuse à base d'illite avec de la kaolinite. L'illite est agradée, son indice de cristallinité relève de l'anchizone; sa teneur en bore est faible, mais n'est pas nécessairement représentative de la teneur originelle, la contamination diagénétique étant possible dans ce matériau gréseux; elle est néanmoins tout à fait compatible avec un milieu deltaïque.

Dans la partie supérieure sont intercalées des lentilles de schistes noirs. Ce sont des argiles anchizonales riches en matière organique et localement pauvres en bore; elles ont livré des lingules, des mérostomes et des fragments de bois flotté (WATERLOT *et al.*, 1973). Ces lentilles argileuses peuvent représenter des dépôts de marécages en plaine deltaïque.

Le poudingue basal de Fépin reposant sur le Cambrien correspond vraisemblablement à des témoins d'alluvions fluviales respectées ou remaniées par la transgression.

Les teneurs en bore confirment donc les conclusions de MEILLIEZ (1983) qui interprète la Formation de Fépin comme le résultat d'une sédimentation alluviale intercalée d'influences marines.

- Schistes de Mondrepuis (200-250 m)

Ce sont des schistes gréseux de couleur grise à noirâtre, jaunâtre à l'altération, dont le cortège argileux comprend, outre l'illite, la chlorite et la kaolinite. Les oxydes de fer sont abondants. L'illite est bien cristallisée, de type épizonal; la faune y est marine. Selon MILHAU *et al.* (1989), cette formation constitue le premier niveau franchement marin de la série transgressive dévoniennes. Néanmoins, les teneurs en bore mesurées sont fortes et peuvent dépasser 500 ppm. Les schistes de Mondrepuis pourraient représenter un dépôt vaseux de milieu marin confiné avec sursalure locale (fond de golfe par exemple).

- Schistes et Grès d'Oignies (400 m)

Ils font suite aux précédents mais s'en distinguent par leur couleur rouge. En fait, la base de la formation montre une alternance de bancs gris-verdâtres et rouges. Le cortège argileux ne varie pas. La teneur en bore est forte à la base,

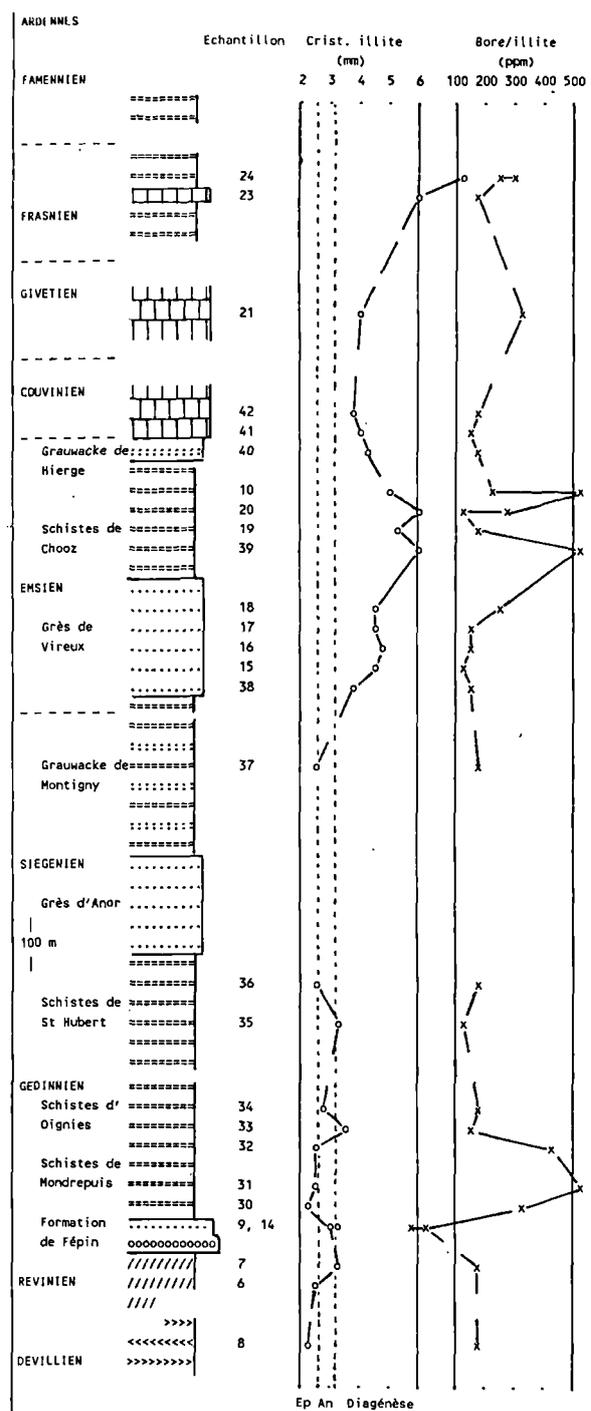


Fig. 4. - Variation de la cristallinité de l'illite et de la teneur en bore dans la série cambro-dévonienne de l'Ardenne.
Légende : Ep: épizone; An: anchizone.

Fig. 4. - Illite crystallinities and Boron contents variations in the Cambrian-Devonian series of the Ardennes.

elle diminue vers le sommet et avoisine 150 ppm. Cette formation correspond au passage de la sursalure aux conditions de salinité normale pour un milieu littoral, compte tenu de l'état de cristallinité de l'illite. Nous

rejoignons partiellement les conclusions de WATERLOT *et al.* (1973) qui les considèrent comme le "dépôt vaseux de mer très peu profonde alternant avec des dépôts littoraux" mais en insistant sur les indices de sursalure de la base.

- Schistes verts de Saint-Hubert (600 m)

Ils font suite sans hiatus à la formation d'Oignies. Le cortège argileux est semblable, seule la couleur générale change, bien que des récurrences de passées rougeâtres soient observées. Les auteurs y ont décrit la même faune marine appauvrie. Les teneurs en bore y sont faibles et proches de 150 ppm comme au sommet de la formation précédente; il s'agit de dépôts de vasières littorales avec tendance à la sous-salure (apport d'eau douce continentale?).

L'ensemble des 3 formations à dominance argileuse (Formations de Mondrepuis, Oignies et St Hubert) représente un dépôt de vaseuse littorale avec confinement et sursalure dans sa partie inférieure et indice de sous-salure au sommet. Pour une cristallinité de l'illite variant entre l'épizone et l'anchizone, les teneurs en bore sont égales ou légèrement supérieures à 150 ppm dans les sédiments de milieux marins littoraux.

- Grès d'Anor (450 m)

La mauvaise qualité des affleurements n'a pas permis d'échantillonner les minces intercalations argileuses. La granulométrie grossière de ce dépôt est en faveur de la proximité des apports détritiques continentaux (delta?) et explique la tendance à la sous-salure décelée dans la formation sous-jacente.

- Grauwacke de Montigny/Meuse (600 m)

Les faciès y sont variés et comprennent notamment quelques lentilles de calcaire à crinoïdes et des accumulations de coquilles plus ou moins décalcifiées à l'affleurement. Les bioturbations sont abondantes dans les niveaux fins. Les teneurs en bore restent voisines de 150 ppm: il s'agit là de dépôts littoraux de plage ou de plate-forme qui annoncent la formation suivante.

- Grès de Vireux (550 m)

Cette épaisse formation gréseuse comprend des intercalations schisteuses dans lesquelles ont été effectués les prélèvements. Les corps gréseux montrent des figures de courant bidirectionnelles et des figures d'émersion propres aux milieux tidaux (CIBAJ, 1989).

Les schistes sont gris, la cristallinité de l'illite est moins bonne que précédemment: elle relève de la zone de diagénèse avancée. Les teneurs en bore sont faibles et comprises entre 120 et 160 ppm: les transformations diagénétiques sont ici trop modestes pour invoquer une perte de bore. Les intercalations schisteuses sont interprétées comme des dépôts argileux de milieux calmes peu salés; les marais maritimes sous-salés et réducteurs, riches en peuplements végétaux, fournissent un modèle possible. La teneur en bore des illites augmente au sommet de la formation et annonce le passage aux Schistes de Chooz.

- Schistes de Chooz (350 m)

C'est une alternance de bancs gréseux et schisteux rougeâtres. Les teneurs en bore des niveaux schisteux varient de 160 à plus de 500 ppm: on peut penser à des

argiles de lagunes côtières ou de fond de baie soumises à exondation et forte évaporation sous climat de type tropical: ces conditions expliquent les variations de salinité et les oxydations. Des variations de teneur en bore assez similaires ont été mesurées dans les Vieux Grès Rouges d'Ecosse (STEWART et PARKER, 1979).

- Grauwacke de Hierge (300 m)

L'apparition des premiers niveaux légèrement carbonatés s'accompagne d'une meilleure cristallisation des illites tandis que leur teneur en bore diminue.

- Les formations calcaires

Ces formations littorales ont été échantillonnées uniquement pour comparaison avec les formations détritiques sous-jacentes.

La base de l'Eifelien (Couvinien) montre les mêmes caractères que la formation précédente: teneur relativement faible pour un dépôt littoral qui peut être mis en relation avec une meilleure cristallinité de l'illite dont la cause n'est pas connue.

Les fines intercalations marneuses des calcaires du Givétien n'ont pas fourni suffisamment d'illite pour permettre un dosage fiable; la seule valeur obtenue indique une salinité marine. Les faciès marneux des récifs du Frasnien en revanche montrent des illites dégradées à teneurs marines normales

IV. - CONCLUSION

1) Milieux de dépôt des formations du Paléozoïque inférieur et moyen de l'Ardenne.

L'analyse comparée de la cristallinité et de la teneur en bore des illites aboutit à proposer pour le dépôt de chaque formation des paléosalinités qui dans l'ensemble confirment et précisent les conclusions tirées de la texture, la structure et le biofaciès.

La transgression du Dévonien sur le socle cambrien est illustrée par des faciès détritiques de type deltaïque et de salinité faible. Elle se poursuit pendant tout le Dévonien inférieur par des pulsations sans jamais atteindre des profondeurs importantes: les milieux restent littoraux, localement sur-ou sous-salés et l'apport déritique issu du continent demeure prédominant. Les faciès rouges du Gédinnien et de l'Emsien sont interprétés comme des dépôts de milieux tidaux oxydants et localement sursalés.

L'installation des milieux de plate-forme carbonatée à partir du Dévonien moyen s'accompagne de teneurs en bore voisines de 200-300 ppm caractéristiques des dépôts marins.

La cristallinité de l'illite diminue dans l'ensemble de la base au sommet de la série corrélativement à la profondeur de l'enfouissement et de la distance à la zone métamorphique du Massif de Rocroi située au sud (BEUGNIES, 1963). Le Cambrien se situe dans l'épizone-anchizone; le Dévonien inférieur est dans l'ensemble anchizone; à partir de l'Emsien, on passe de l'anchizone à la zone de diagénèse. Néanmoins l'augmentation de cristallinité observée à la partie inférieure des formations

calcaires reste à expliquer (changement des apports illitiques? effet local du métamorphisme hercynien?).

2) Cristallinité et teneur en bore des illites

Si on excepte les fortes valeurs, voisines de 500 ppm, associées à des phénomènes de confinement, les teneurs en bore des illites des formations marines littorales de l'Ardenne apparaissent plus faibles que les valeurs admises communément (> 200 ppm). Plusieurs interprétations peuvent interférer.

(1) Dépôt de milieux littoraux présentant des sous-salures temporaires et locales: marais maritimes, deltas. C'est le cas de la Formation de Fépin, des Schistes de Saint Hubert.

(2) Transformation diagénétique et métamorphisme du sédiment révélé par la cristallinité de l'illite. Les formations marines épizonales du Cambrien montrent un déficit en bore associé à une cristallinité élevée alors que des teneurs >200 ppm sont mesurées dans les formations de plate-forme du Frasnien à illites très ouvertes.

Le bore fixé dans les illites est donc remobilisé en partie au cours des phénomènes de réorganisation des feuillettes du métamorphisme commençant. Il faudra évaluer le degré de transformation diagénétique du sédiment avant d'interpréter les valeurs fournies par le dosage du bore. Les limites adoptées pour différencier un dépôt d'eau douce d'un dépôt d'eau salée devront être choisies en conséquence.

De plus, l'origine du stock d'illite héritée est également à prendre en considération. Certaines provinces sources fournissent au milieu de sédimentation des illites plus riches en bore que d'autres. Par exemple, dans le Haut Atlas marocain, les illites peu recristallisées des formations littorales triasiques présentent des teneurs en bore fortes comprises entre 300 et 400 ppm. Ce phénomène d'héritage rend difficile la comparaison de séries détritiques dont l'approvisionnement en illites est différent; il limite la généralisation de cette méthode géochimique dans la caractérisation des milieux de sédimentation.

Remerciements

Merci à Alain PIQUE dans son rôle de rapporteur bienveillant et efficace.

BIBLIOGRAPHIE

- BEAUCHAMP J. (1989) - Teneur en bore et paléosalinité; discussion, application aux séries rouges azoïques. 2ème congr. Fr. sédim., Paris, *Mém. ASF n° 8*, p. 21-22.
- BEUGNIES A. (1963) - Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 270, 155 p.
- BOHOR B.F. et GLUSKOTER H.J. (1973) - Boron in illite as indicator of paleosalinity of Illinois coals. *J. Sedim. Petrol.*, 43, p. 945-956.
- CIBAJ I. (1989) - Sedimentary structures and their paleogeographical significance of "Grès de Vireux" Formation (Lower Emsian, Ardennes). 2ème congr. Franç. Sédim., Paris, *Mém. ASF n° 8*, résumé p. 69-70.
- COUCH E.L. (1971) - Calculation of Paleosalinities from Boron and Clay Mineral Data. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 55, p. 1829-1837.
- CULA P. (1987) - Les grès de la sétrie inférieure du Trias ardéchois. Thèse 3ème cycle, Dijon, 246 p.
- FREDERICKSON A.F. et REYNOLDS R.C. (1960) - Geochemical methode for determining paleosalinity. Clays and Clay Minerals, *Proc. 8th Nat. Conf.*, Pergamon Press, Oxford, p. 203-213.
- HERBOSCH A. (1988) - Excursion guide-book. IAS 9th Europ. Reg. Meet., Leuven, Belg. Geol. Surv., 286 p.
- JAROUSSE J. (1978) - Contribution au problème de l'identification d'anciennes séries évaporitiques dans les ensembles métamorphiques. Approche principalement géochimique. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon, 232 p.
- MEILLIEZ F. (1983) - La formation de Fépin (Gédinnien de l'Ardenne): un marqueur régional lithostratigraphique et structural. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, 103, p. 37-53.
- MEILLIEZ F. (1989) - Tectonique distensive et sédimentation à la base du Dévonien, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 107, p. 281-285.
- MEILLIEZ F. et MANSY J.L. (1990) - Déformation pelliculaire différenciée dans une série lithologique hétérogène: le Dévono Carbonifère de l'Ardenne. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, p. 177-188.
- MILHAU B., BRICE D. et MEILLIEZ F. (1987) - Une coupe partielle de la Formation de Mondrepuis dans la Vallée de la Hulle, en bordure NE du Massif de Rocroi (Ardenne). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 107, p. 271-280.
- MOSSER C. (1980) - Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Thèse Doct. CNRS, Sci. Géol., Strasbourg, *Mém.* 63, 229 p.
- PORHAULT B. (1978) - Géochimie et environnement sédimentaire. Exemples d'application dans l'étude du Crétacé du Bassin Rhodanien. Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H.S. 4, p. 361-392.
- PREAT A. et BOULVAIN F. (1988) - Middle and upper Devonian carbonate platform evolution in Dinant and Namur Basins (Belgium, France). in HERBOSCH A. (ed.), IAS 9th Europ. Reg. Meet. Leuven, Excu. guidebook p. 1-25.
- RAOULT J.F. et MEILLIEZ F. (1985) - Commentaire sur une coupe structurale de l'Ardenne selon le méridien de Dinant. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 105, p. 97-109.
- STANTON R.E. et McDONALD A.J. (1966) - The colorimetric determination of boron in soils, sediments and rocks with methylene blue. *Analyst*, 91, p. 775-778.
- STEWART A.D. et PARKER A. (1979) - Palaeosalinity and environmental interpretation of red beds from the late Precambrian ("Torridonian") of Scotland. *Sedim. Geol.*, 22, p. 229-241.
- VANGUESTAINE M. (1985) - Progrès récents de la stratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien de l'Ardenne, d'Irlande, d'Angleterre, du Pays de Galles et de Terre Neuve orientale. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 105, p. 65-76.
- WATERLOT G., BEUGNIES A., BONTE A., CHARLET J.M. et CORSIN P. (1973) - Ardenne. Guide Géol. Région., Masson.
- WATERLOT G. (1974) - Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (Ardenne et Boulonnais). In Géologie de la France. J. DEBELMAS (ed.), 1, p. 42-58.

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. ...	336,00 F
n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F
n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F
Tome IV , n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
Tome VI , n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F
n° 2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune silurodévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	336,00 F
n° 3. — V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	156,00 F
Tome VII , n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F
Tome VIII , n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F
Tome IX , n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F
n° 2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
Tome X , n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F
Tome XII , — D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F
Tome XIII , — P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F
Tome XIV , — G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F
Tome XV , — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F
Tome XVI , — A. BOUROZ <i>et al.</i> , <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1)	85,00 F
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4)	100,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3)	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1)	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4)	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1)	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2)	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3)	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2)	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2)	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4)	125,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavroto-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>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Thétyss</i>	180,00 F
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>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormeica des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — G. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
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. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales). Evolution tectono-métamorphique. Exemple d'un amincissement crustal polyphasé</i>	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude conceptuelle, fonctionnelle et organique d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Notion et carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i> ..	150,00 F

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 1 (2^{me} série)

1991

Fascicule 2

	pages
Jean-François DECONINCK, Francis AMEDRO, Armelle FIOLET-PIETTE, Pierre JUIGNET, Maurice RENARD et Francis ROBASYNSKI. — Contrôle Paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomanién du Boulonnais et du Pays de Caux	57
A. BLIECK et D. GOUJET. — Les <u>Vertébrés</u> du <u>Dévonien inférieur</u> d'Arville et de Nonceveux (<u>Belgique</u>)	67
Jacques PONCET. — Rhizolithes du Carbonifère moyen dans le Bassin de Béchar (Sahara algérien)	79
Olivier GOFFETTE. — Les corps magmatiques paléozoïques de la zone externe nord-varisque (Ardenne et régions voisines) : distribution, typologie et implications géodynamiques	87
Jacques BEAUCHAMP. — Teneur en bore des illites de la série paléozoïque de l'Ardenne. Paléosalinité, milieux de dépôt et influence de l'agradation métamorphique	97

© 1991 *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'auteur.

Imprimé en France (Printed en France)