

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

30 SEP. 1987

LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR CONTINENTAL

ANNALES

Tome CVI (1986) 2^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DE :
SOCIÉTÉ NATIONALE DES PÉTROLES D'AQUITAINE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
C. N. R. S. (R. C. P. 642)

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1987

SOCIETE GEOLOGIQUE 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 cotisation 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 simill 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}-1-1987)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques ⁽²⁾	30,00 F	140,00 FT.T.C.	170,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	30,00 F	155,00 FT.T.C.	185,00 F

Abonnement des non-membres: FRANCE: 315,00 F H.T. — ETRANGER: 370,00 F

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes 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)	190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI)	255,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV	300,00 F H.T.
Tome CVI	350,00 F H.T.

TABLES GENERALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXI à XL) - Table 4 (Tome XLI à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à XCV)	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

LE PALÉOZOÏQUE SUPÉRIEUR CONTINENTAL

ANNALES

Tome CVI (1986) 2^{me} trimestre

VOLUME PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS DE :
SOCIÉTÉ NATIONALE DES PÉTROLES D'AQUITAINE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
C. N. R. S. (R. C. P. 642)

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1987

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1986 —

<i>Président</i>	M. M. WATERLOT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. THIEBAULT
<i>Vice-Présidents</i>	M. I. GODFRIAUX
	M. P. CELET
<i>Conseillers</i>	M. V. PRUDHOMME
	M. A. DALINVAL
	M. J. CHARVET
	M. H. CHAMLEY
	M. C. DUPUIS
	M. B. MISTIAEN
<i>Secrétaire</i>	M. A. BLIECK
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Directeur de la Publication</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Bibliothécaire</i>	M ^{lle} S. CRASQUIN

COMITE D'ORGANISATION SCIENTIFIQUE DU COLLOQUE :

Jean-Jacques CHATEAUNEUF
Louis COUREL
Paule CORSIN
Jeanne DOUBINGER
Jean-Pierre GELARD
Jean-Pierre LAVEINE
Pierre VETTER

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE 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 4140 et 4132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Avant-propos

par LOUIS COUREL

Les dix-huit articles réunis dans ce mémoire ont été présentés lors d'une séance spécialisée de la Société Géologique du Nord tenue à Lille les 5 et 6 Novembre 1986, organisée par la S.G.N. et la R.C.P. 642 du C.N.R.S. : " Genèse des accumulations de charbon dans les bassins houillers limniques ".

Le mémoire commence par une introduction synthétique sur la paléogéographie de l'Europe de la fin du Westphalien à l'Autunien.

Des articles permettent ensuite de dresser un bilan des progrès récents et des difficultés rencontrées dans les datations biostratigraphiques : palynologie, macroflores, ostracodes, vertébrés, en reliant les associations floristiques et faunistiques aux paléomilieux de dépôt et aux variations climatiques et géographiques.

Une série de contributions traite enfin de la dynamique des bassins dans leur cadre structural, à partir de l'étude du remplissage lui-même et de ses contraintes compressives ou distensives ou à l'échelle régionale en discutant de la géométrie des bassins, de leur répartition dans l'espace et dans le temps et de leurs rapports avec le magmatisme.

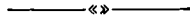
Ces articles représentent l'essentiel des communications présentées à Lille qui témoignent du renouveau en France des études sur les bassins houillers et le Permien continental. Les résultats présentés au colloque et les discussions animées ont souligné la nécessité d'approfondir les travaux en cours dans deux directions :

— nécessité d'une chronologie bien établie pour servir de cadre historique dans les domaines de la sédimentation (dynamique du remplissage des bassins, paléoclimatologie), de la structure (position des bassins dans la chaîne hercynienne), du magmatisme ;

— travaux indispensables à la frontière entre pétrographie du charbon et paléomilieux sédimentaires et floristiques et à la frontière entre pétrographie du charbon (paléogéothermie) et structure, prenant en compte les circulations de fluides en rapport avec les caractéristiques tectoniques.

L'intérêt que manifeste la profession minière pour les études sur les bassins houillers s'est notamment traduit par le soutien financier qu'ont apporté le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine à la parution de ce mémoire.

Qu'ils trouvent ici l'expression de mes vifs remerciements.



L'Europe, de la fin du Westphalien à l'Autunien

Europe during late Westphalian and Autunian

par Eva PAPROTH (*)

Résumé. — Le temps du Westphalien terminal à l'Autunien est marqué par les dernières phases de l'orogène varisque ou hercynien et par la réorganisation subséquente du cadre dynamique afin de commencer le (mésozoïque) Wilson cycle de la tectonique de plaques. Ces variations se marquent très nettement par le développement paléogéographique.

Abstract. — In central Europe, the late Westphalian to Autunian is marked by the last manifestations of the variscan or hercynian orogen and by the succeeding re-organization of the dynamic framework for the beginning of the (mesozoic) plate tectonic Wilson cycle. These changes are clearly marked in the palaeogeographic development.

I. — LE CADRE

Le temps compris entre la fin du Westphalien et l'Autunien est difficile à définir exactement. Les unités stratigraphiques Westphalien D, Stéphaniens et Autuniens sont définies en milieu continental par des restes de plantes, des insectes, des conchostracés et des traces de tétrapodes; l'apparition et disparition de ces fossiles dépendent fortement des influences de faciès ou de l'environnement de leurs habitats. Il est évident que les fossiles continentaux sont encore plus sensibles aux influences de milieu que les fossiles marins. Par suite, la corrélation des différentes subdivisions biostratigraphiques du Westphalien à l'Autunien laisse beaucoup à désirer (Bless *et al.*, 1977, p. 107; Holub et Kozur, 1981). Il n'est pas possible d'éclaircir ce problème ici. L'échelle des esquisses paléogéographiques figurées (fig. 2 à 5) est si petite et le cadre du thème est si grand que l'on peut accepter peut-être ces inexactitudes, à condition qu'on prenne conscience de leur existence.

“L'Europe” du Carbonifère et de l'Autunien devait être circonscrite: par les Calédonides au nord, les Variscides (= Hercynides) au sud, la grande plate-forme (Est-) Européenne ou Russe, et le tectogène de l'Oural à l'est.

Au Carbonifère, la plate-forme protérozoïque européenne était limitée par le tectogène varisque (= Hercynien) à l'ouest et par le tectogène de l'Oural à l'est (Pegrum, 1984). Le linéament Tornquist ou Tornquist-

Teisseire séparait la grande région stable de la plate-forme qui n'est que subdivisée ou déformée par des synclises et des anticlises, d'une région à l'ouest qui est assez fracturée et dont les lambeaux sont plus mobiles. Cette région borde le tectogène varisque. La limite entre plate-forme et tectogène est particulièrement mobile et d'une allure complexe (fig. 1).

Durant son évolution, le domaine varisque était soumis à une pression s'exerçant depuis la plaque gondwana au sud jusqu'à la plate-forme “Old Red” au nord. En même temps, les zones internes du tectogène s'élevaient de plus en plus. Ces deux mouvements ont enfin provoqué dans le tectogène la formation des grabens intramontagneux qui sont, en général, plus âgés dans les zones internes que dans les parties plus externes (Vetter, 1986).

Le tectogène varisque est regardé comme une déformation de la croûte, une forme de fragilité de celle-ci constituée par une croûte mince et par des hautes températures; malgré plusieurs tentatives (Lorenz et Nicholls, 1984), on n'a pas encore réussi à appliquer l'hypothèse de la tectonique des plaques, tectonique valable après le Paléozoïque, au tectogène varisque (Zwart, 1976).

Un moment critique a été atteint au Westphalien moyen, approximativement vers la base du Westphalien C; à ce moment-là, la plus grande épaisseur des dépôts sédimentaires s'était déplacée depuis l'avant-fosse (située sur la plate-forme) jusqu'au tectogène.

(*) Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, De-Greif-Str. 195, D-415 Krefeld (Rép. Féd. Allemagne).

L'épaisseur de l'ensemble Westphalien A et B dépasse 2 000 m sur la plate-forme en Westphalie; dans le bassin intra-montagneux de la Haute-Silésie, les puissances maximales atteignent 1 500 m.

Au *Westphalien C*, les plus grandes puissances approchent 1 000 m sur la plate-forme (Pays de Galles, 1 075 m; Westphalie, 900 m). Cette épaisseur est dépassée dans le bassin intra-montagneux Sarre-Lorraine (1 300 m).

Au *Westphalien D*, les épaisseurs diminuaient de plus en plus sur la plate-forme (500 m maximum en Westphalie et dans la Campine), et s'accroissaient de plus en plus dans les bassins intra-montagneux (1 400 m dans le bassin Sarre-Lorraine).

Au *Stéphanien*, les épaisseurs des sédiments terrigènes ne dépassaient pas quelques centaines de mètres sur la plate-forme, pendant que les bassins intra-montagneux en recevaient 1 500 à 2 000 m (1 500 m dans le bassin Sarre-Lorraine).

Dans le domaine sédimentaire d'Europe centrale et occidentale, ce même moment critique est marqué aussi par l'influence marine. Durant le Dévonien et le Carbonifère inférieur, il existait une connexion marine à travers l'Europe en direction plus ou moins est-ouest. Au Namurien, la connexion est était interrompue, la connexion ouest par l'Irlande et le Pays de Galles persistait plus longtemps; mais cette connexion devenait de plus en plus épisodique et faible. Elle se terminait par des incursions de courte durée qui ont produit des

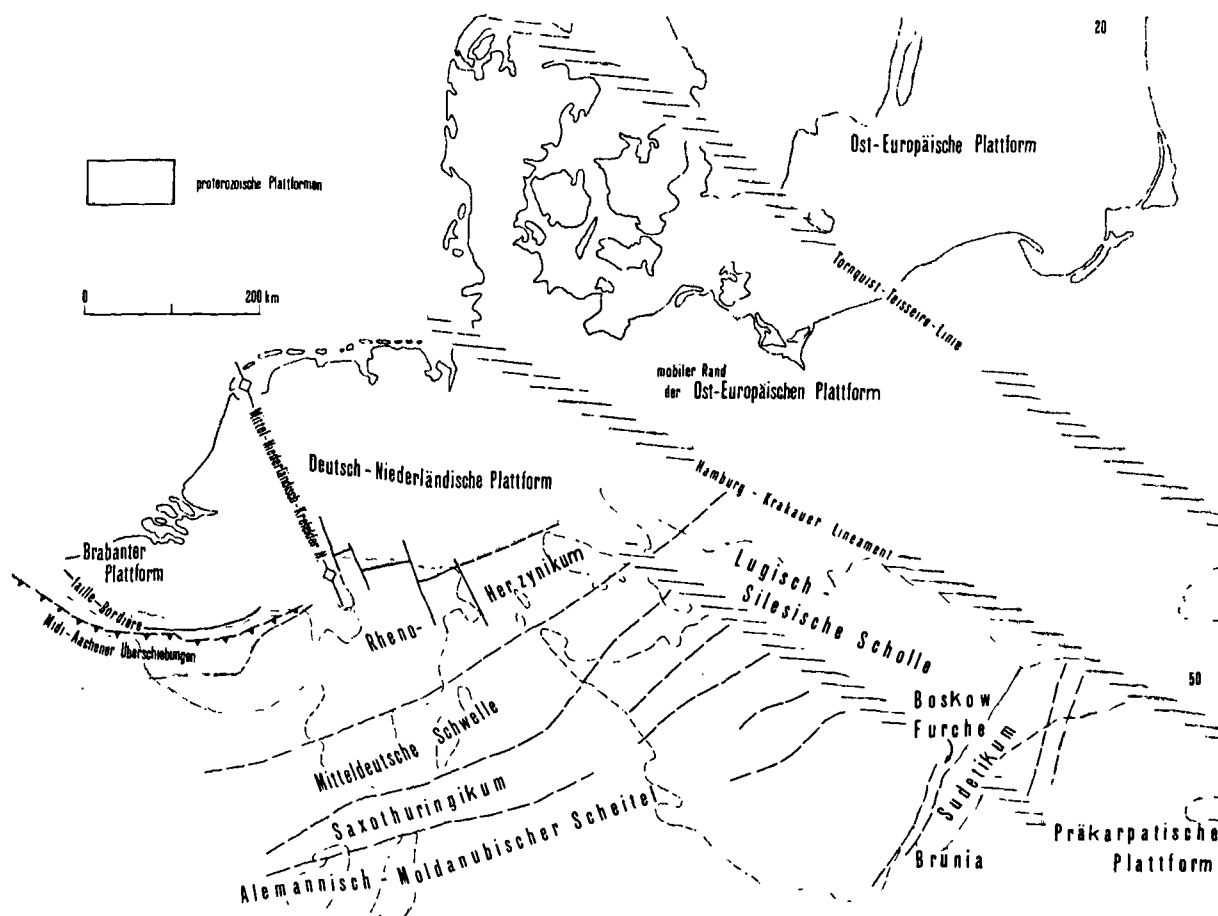


Fig. 1. — Esquisse schématique structurale de la limite entre plate-forme prévarisque et tectogène varisque en Europe Centrale.

Fig. 1. — Structural diagram of the boundary between antevariscan platform and variscan tectogenes in central Europe.

“ horizons ” ou “ niveaux marins ”. Dès le Westphalien C, il n’y avait presque plus d’incursions marines. Cela indique que l’Europe occidentale et centrale s’était érigée au-dessus du niveau de la mer, sans doute suite au soulèvement du tectogène varisque dans son ensemble, à ce stade déjà très avancé de la collision Gondwana-Laurussia.

L’esquisse (fig. 2) montre l’Europe lors de la durée de temps correspondant à la transgression globale du Moscovien qui a laissé quelques restes de calcaires à fusulinides dans le graben d’Oslo ; elle n’a pas influencé le bassin houiller (Bergström *et al.*, 1985). Le Paléozoïque supérieur ouest-européen était, dès ce temps-là, surtout continental. La Mer Arctique au nord joignait la mer Téthys au sud par le bassin (très peu profond) de Moscou dont le bassin Donez-Pripyat était un golfe particulier. La transgression en Europe Centrale venant du nord, au Permien supérieur, n’était qu’un accident régional de peu de durée.

II. — PALEOGEOGRAPHIE

Au *Stéphanien* (fig. 3), la fin du cycle varisque s’est annoncée par une sorte de répit : la sédimentation s’est bornée presque uniquement à la région varisque. Les couches de charbon sont limitées à cette région, vraisemblablement aussi pour des raisons climatiques.

L’influence du climat sur les sédiments d’une région est et était grande : pensons seulement aux évaporites (carbonates, chlorures...), aux roches rouges, aux moraines, etc... La distribution récente des climats démontre que la position de l’Equateur, déterminée par la rotation terrestre, est assez nettement observable, mais que les circonstances régionales (et locales) jouent un rôle très important : la distribution des continents, les directions des courants de mer, la largeur des continents, la distribution et la hauteur des montagnes. Au passé géologique, les difficultés se multiplient, suite au manque de faits mesurables. Même les mesures paléomagnétiques qui sont naturellement bornées par un métamorphisme donnent des résultats discutables (Boucot et Gray, 1983). Vis-à-vis de ces difficultés, il n’est cependant pas exclu de reconstruire le cadre climatique d’une région à l’aide de marqueurs surtout biologiques (Heckel et Witzke, 1979 ; Bless *et al.*, 1984, 1987).

La dérive de l’Europe vers le Nord durant le Dévonien et le Carbonifère est ainsi reconstruite. Venant du tropique du Capricorne, l’Europe avait passé l’équateur vraisemblablement au Namurien-Westphalien, pour s’approcher du tropique du Cancer au Permien-Triasique. Au Namurien-Westphalien, les pluies tropicales quotidiennes avaient permis une flore exubérante. Mais au Stéphanien, le climat était devenu de plus en plus sec durant le Carbonifère supérieur. C’est seulement dans les montagnes que les courants d’air ascendants ont produit des condensations atmosphériques nécessaires à la vie des plantes. Le manque d’eau, comme

moyen de transport, a peut-être empêché — au moins en partie — des accumulations importantes de sédiments sur la plate-forme.

Au *Permien inférieur* (fig. 4), la situation était changée fondamentalement. Ce changement était caractérisé par une activité volcanique considérable dans les montagnes varisques ainsi que sur la plate-forme septentrionale. Les volcanites étaient connues depuis très longtemps compte tenu du grand nombre d’affleurements. Mais leurs puissances énormes et leur grande distribution sur la plate-forme ont été reconnues seulement lors de l’exploration pour les hydrocarbures (Plein, 1978 ; Eckardt, 1979) : en Europe Centrale, l’intercalation de volcanites acides et basiques surpassa 2 000 m de puissance et couvre une surface d’environ 180 000 km². La distribution des épaisseurs de cette couverture témoigne d’une relation avec les linéaments de direction NW, parallèles aux directions limitant la plate-forme (Est-) Européenne et perpendiculaires à cette direction (fig. 6).

La formation de la couverture volcanique et sub-volcanique a vraisemblablement pris peu de temps. Vers la fin de l’activité volcanique, la morphologie de toute la région était assez égalisée, parce qu’on ne connaît pas le moindre indice d’un paysage volcanique à relief prononcé, malgré l’existence d’un grand nombre d’affleurements. Cela veut dire que les puissances des volcanites étaient compensées par la subsidence (Plein, 1978, p. 74-75).

Les volcanites sont recouvertes de sédiments continentaux (Plein, 1978, p. 76-83). Sur la plate-forme, deux grands bassins, l’un centré dans la Mer du Nord méridionale, l’autre en Pologne septentrionale, sont séparés par un seuil à sédimentation réduite allant jusque dans la région où les volcanites ont leurs plus grandes puissances. Les deux bassins ont reçu plus de 1 200 m de détritiques qui ont été transportés à partir du Sud de la région varisque. Il y avait un lac salé avec des puissances considérables de halite (fig. 4).

Au *Permien*, le point de sédimentation maximum était, évidemment, situé en dehors de la région varisque. Il s’était localisé de nouveau, comme au Silésien inférieur, sur la plate-forme, mais il avait évité les régions à sédimentation maximum du Carbonifère (l’avant-fosse sub-varisque). Les points de sédimentation maximum du Permien sont en partie déterminés par des directions NW-SE qui marquent le bord SW de la plate-forme (Est-) Européenne. Mais une autre direction devenait importante : la direction N-S qui marque l’activité de rift Arctique-Nord-Atlantique.

III. — CONCLUSIONS

Le Stéphanien est véritablement la partie la plus jeune du cycle varisque. Il termine le développement varisque : les mouvements verticaux qui engendraient

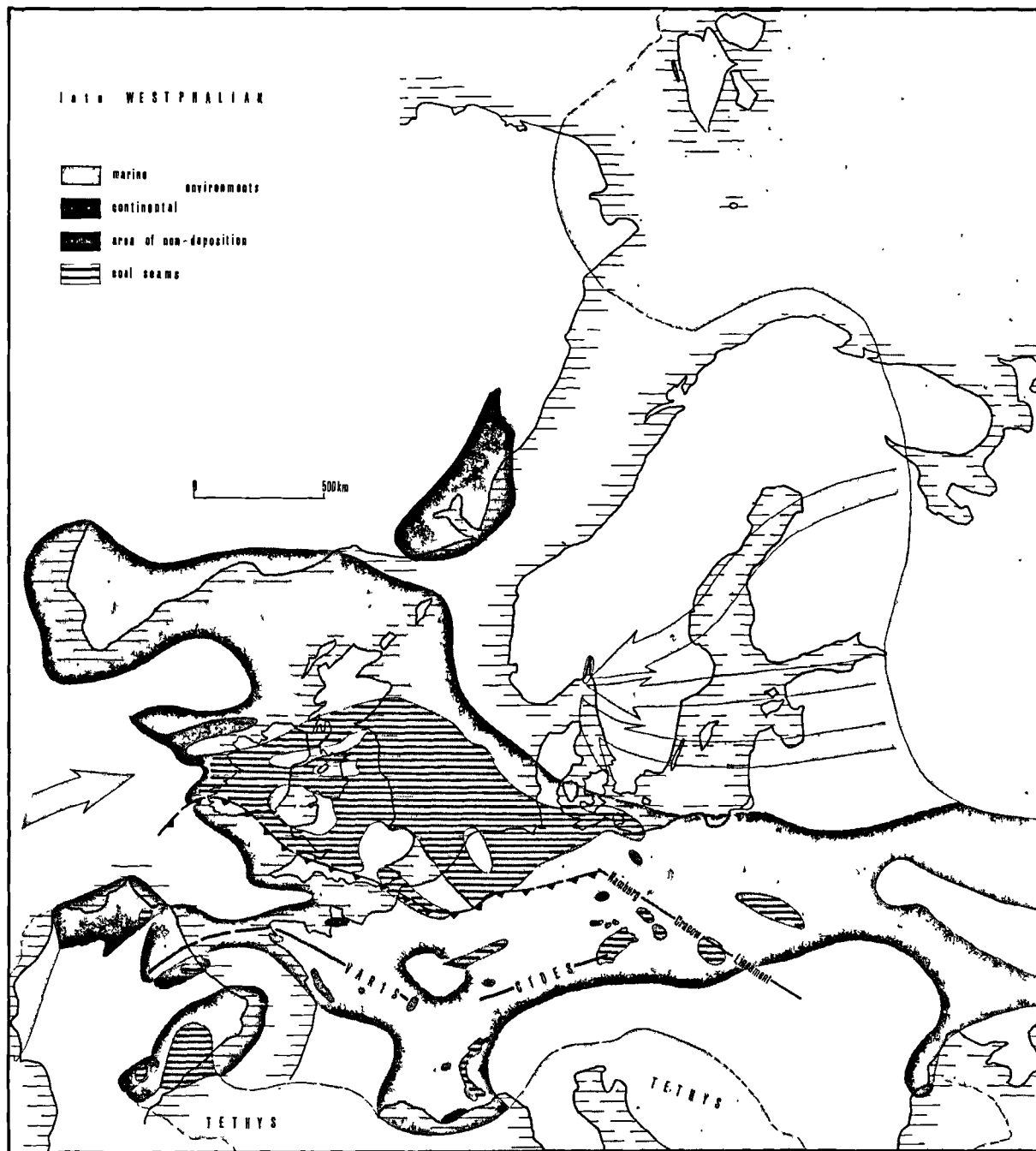


Fig. 2. — Esquisse paléogéographique du Westphalien supérieur (approximativement Westphalien D).
(D'après Lemos de Sousa et Oliveira, 1983; Martinez Diaz, 1983; Jubitz, sous presse).

Fig. 2. — Paleogeographic outline of upper Westphalian (approximately Westphalian D).

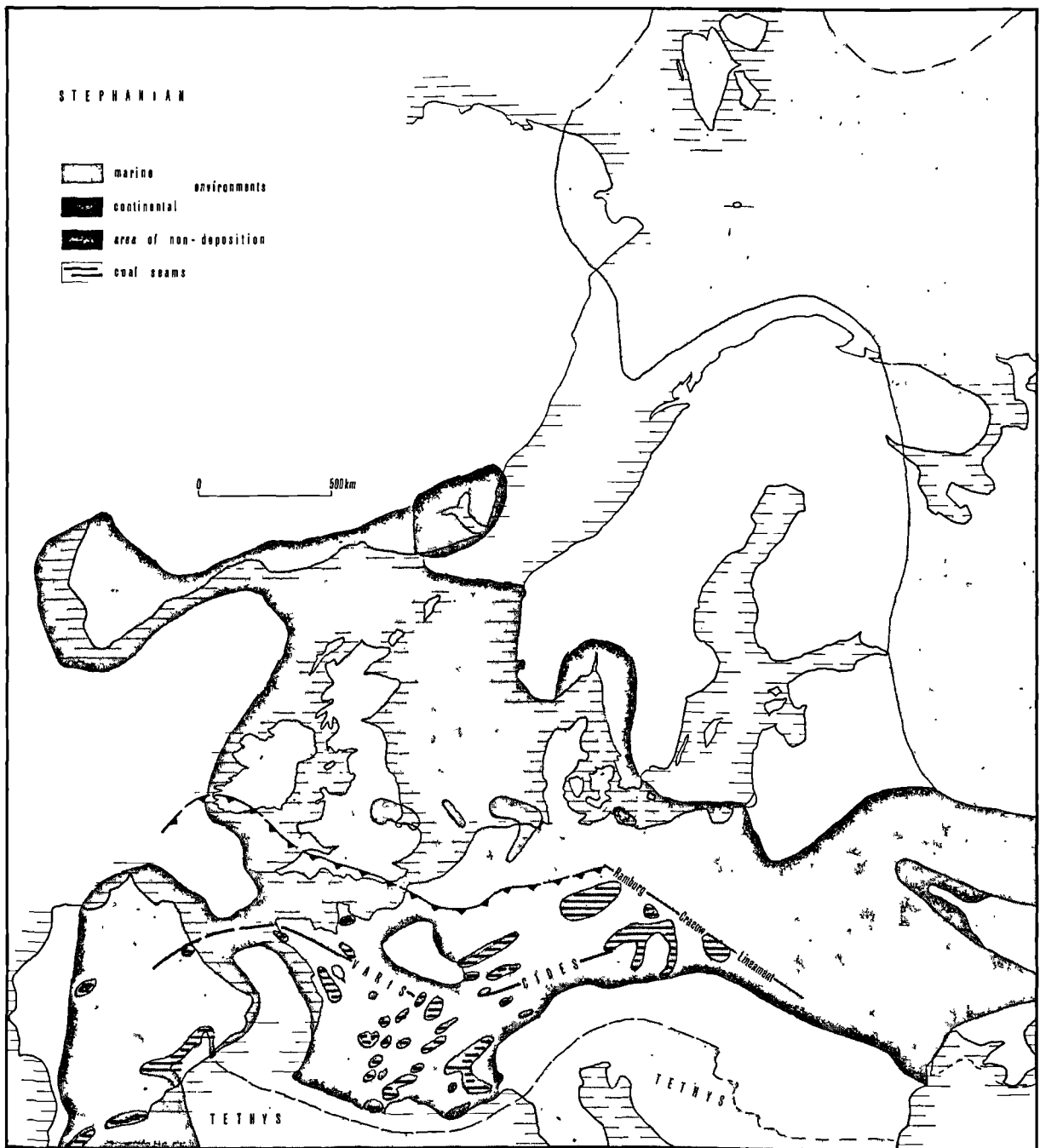


Fig. 3. — Esquisse paléogéographique du Stéphanien.
(Surtout d'après Bless *et al.*, 1981 ; Lemos de Sousa et Oliveira, 1983 ; Martinez Diaz, 1983 ; Vetter, 1986).

Fig. 3. — *Stephanian paleogeographic outline.*

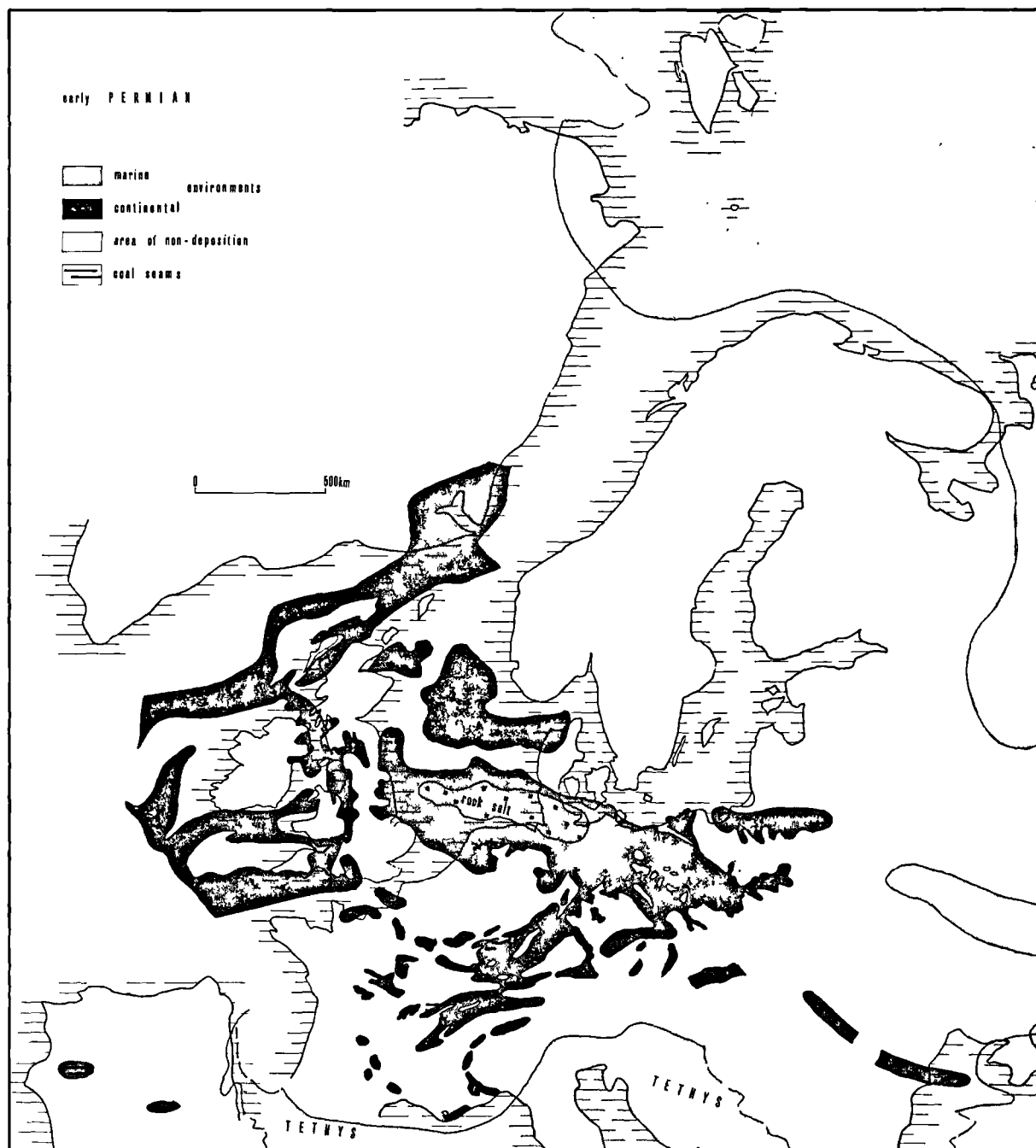


Fig. 4. — Esquisse paléogéographique du Permien inférieur (approximativement Rotliegendes, Autunien, Assélien). (Surtout d'après Ziegler, 1982 ; Vinogradov, 1969 ; Lemos de Sousa et Oliveira, 1983 ; Martinez Diaz, 1983 ; Vetter, 1986).

Fig. 4. — Lower Permian paleogeographic outline.

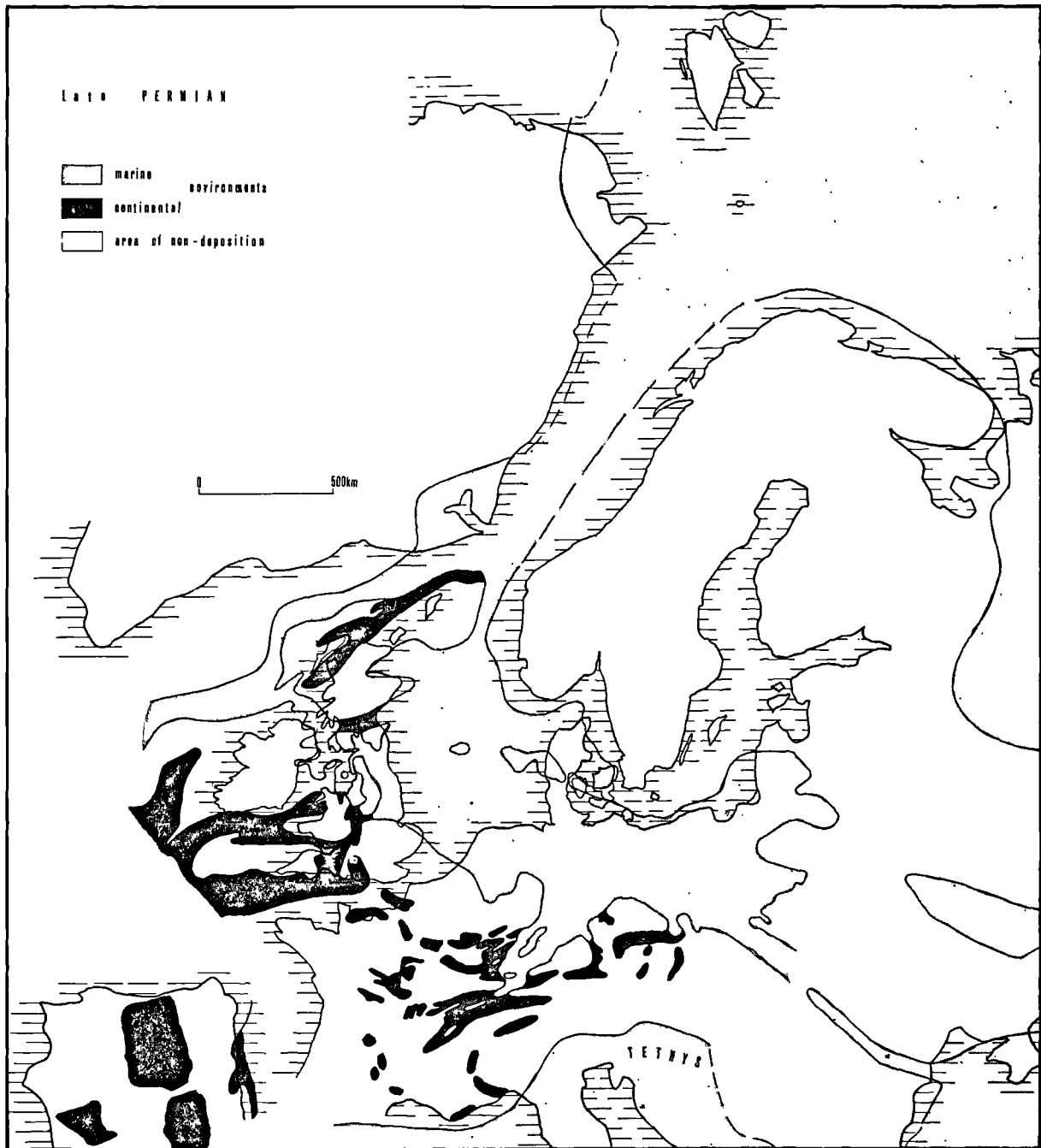


Fig. 5. — Esquisse paléogéographique du Permien supérieur.
(Surtout d'après Ziegler, 1982 ; Vinogradov, 1969 ; Lemos de Sousa et Oliveira, 1983 ; Martinez Diaz, 1983 ; Vetter, 1986).

Fig. 5. — Upper Permian paleogeographic outline.

l'érosion et la sédimentation étaient essentiellement restreints au tectogène. Après le Stéphanien, les *grands* points de sédimentation maximum se situaient en dehors de l'aire varisque, les *grands* mouvements verticaux jouaient sur la plate-forme.

Au Permien inférieur, l'Europe occidentale et centrale était soumise à un changement radical du cadre dynamique. Cette réorganisation était une procédure vraisemblablement de courte durée. Sur la plate-forme et dans les montagnes varisques, cette période était marquée par un paroxysme volcanique. Le cadre tectonique et paléogéographique des temps mésozoïques était bâti à ce moment (Plein, 1978, p. 83). La phase si courte de réorganisation fondamentale a été déterminée par :

— l'affaiblissement des contraintes N-S varisques liées à la collision de la plaque gondwane,

— par le renforcement important des contraintes E-O liées au rifting Arctique-Nord-Atlantique et à la séparation de la plaque nord-américaine.

Le remplacement du cadre dynamique "Dévono-Carbonifère" (varisque) par le cadre dynamique "Mésozoïque" a été provoqué par des mouvements de plaques, et dépendait donc d'un phénomène global. D'un autre côté, il est remarquable que la paléogéographie d'une grande partie de l'Europe ne reflétait pas seulement les grandes contraintes, mais était déterminée, dans le cadre donné, par la tectonique régionale : l'émersion de l'Europe occidentale et centrale au cours du Carbonifère, la régression marine, n'étaient pas du tout touchées par le mouvement global transgressif durant le Moscovien (à peu près Westphalien), une des plus grandes transgressions de l'histoire géologique. Et la transgression mi-permienne, si importante en Europe septentrionale et centrale (Ziegler, 1982, Pl. 15), n'était que la conséquence d'un approfondissement accéléré régional.

Remerciements. — L'auteur remercie M^{me} A. Pelhâte, du Laboratoire de Géologie de l'Université du Maine, pour l'aide apportée à la rédaction en Français.

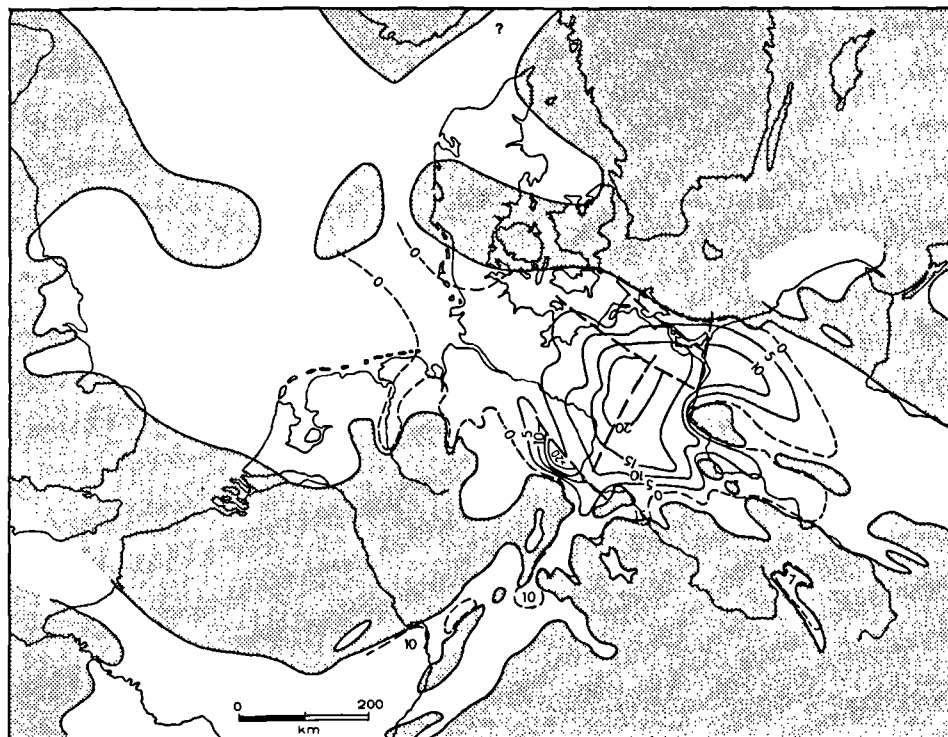


Fig. 6. — Distribution et épaisseur du "Rotliegend Volcanique" (Plein, 1978, Abb. 3).

Fig. 6. — Outcrop and thickness of Volcanic Rotliegend.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BERGSTRÖM J., BLESS M.J.M. et PAPROTH E. (1985). — The Marine Knabberud Limestone in the Oslo Graben. Possible Implications for the Model of Silesian Palaeogeography. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 136, p. 181-194. Hannover.
- 2) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., GRAULICH J. et PAPROTH E. (1977). — Paleogeography of Upper Westphalian deposits in NW Europe with reference to the Westphalian C North of the mobile Variscan belt. *Mededel. Rijks geol. Dienst*, n. s., vol. 28, Nr. 5, p. 101-147. Heerlen.
- 3) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. et PAPROTH E. (1984). — Migration of facies belts as a response to continental drift during the late Devonian and Carboniferous. *Bull. Soc. belge Geol.*, 93, p. 189-195. Bruxelles.
- 4) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J. et PAPROTH E. (1987). — Fossil assemblages and depositional environments: limits to stratigraphical correlations. In Miller J., Adams A.E. et Wright V.P. (eds): European Dinantian Environments. J. Wiley et Sons. p. 61-73. Chichester.
- 5) BLESS M.J.M., PAPROTH E. et WOLF M. (1981). Interdependence of basin development and coal formation in the West European Carboniferous. *Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, 10, p. 535-553. Pau.
- 6) BOUCOT A.J. et GRAY J. (1983). — A Paleozoic Pangaea. *Science*, 222, p. 571-581.
- 7) ECKARDT F.J. (1979). — Der permische Vulkanismus Mitteleuropas. *Geol. Jb.*, vol. D 35, p. 3-83. Hannover.
- 8) HECKEL P.H. et WITZKE B.J. (1979). — Devonian world palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. *Spec. Papers Palaeontol.*, 23, p. 99-123. London.
- 9) HOLUB V. et KOZUR H. (1981). — Die Korrelation des Rotliegenden Europas. *Geol. Paläontol. Mitt. Innsbruck*, vol. 11, p. 195-242. Innsbruck.
- 10) JUBITZ K.B. (ed.) (sous presse). — Lithological-palaeogeographical map Westphalian A/B. I.G.C.P. Project 86 "East European platform (S.W. border)". Berlin .
- 11) LEMOS DE SOUSA M.J. et OLIVEIRA J.T. (1983). The Carboniferous of Portugal. *Mem. Servicos geol. Portugal*, N° 29, p. 1-211. Lisboa.
- 12) LORENZ V. et NICHOLLS I.A. (1984). — Plate and intraplate processes of hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonoph.*, 107, p. 25-56. Amsterdam.
- 13) MARTINEZ DIAZ C. (coordin.) (1983). — Carbonífero y Permico de Espana. *Instituto geol. y miner. Espana (Ministero Ind. y Energia)*, p. 1-501. Madrid.
- 14) PEGRUM R.M. (1984). — Structural development of of the southwestern margin of the Russian-Fennoscandian Platform. *Petroleum Geol. North European Margin*, Norwegian Petroleum Soc. (Graham et Trotman), p. 359-369.
- 15) PLEIN E. (1978). — Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken. *Z. dt. geol. Ges.*, vol. 129, p. 71-97. Hannover.
- 16) VETTER P. (1986). — Les Formations limniques du Carbonifère supérieur et de l'Autunien en France. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n. s., n° 149, p. 7-14. Paris.
- 17) VINOGRADOV A.P. (ed.) (1969). — Atlas of the lithological-palaeogeographical maps of the USSR, vol. II, 65 pl. (Acad. Sci. USSR) Moskva.
- 18) ZIEGLER P.A. (1982). — Geological Atlas of Western and Central Europe. Texte and enclosures. Shell Intern. Petroleum Maatsch. B.V. s'Gravenhage.
- 19) ZWART H.J. (1976). — Regional metamorphism in the Variscan orogeny of Europe. *Nova acta Leopoldina*, n. F., Nr 224, 45, p. 361-367. Halle (Saale).

«»

La flore du bassin houiller du Nord de la France Biostratigraphie et méthodologie

The Fossil Flora of the Northern France coalfield Biostratigraphy and Methodology

par Jean-Pierre LAVEINE (*)

avec la collaboration technique de Anne-Marie CANDILIER

Résumé. — La succession des associations végétales carbonifères du bassin houiller du Nord s'étage du Namurien au Westphalien D inférieur. L'abondance, la grande extension géographique, la qualité des documents récoltés avec précision et, par voie de conséquence, la finesse de définition des "événements" reconnus dans le bassin du Nord permettent de le poser comme modèle de référence. Les comparaisons qui peuvent lui être faites induisent de nombreuses questions méthodologiques dans les domaines où il peut être fait appel aux données paléobotaniques, que ce soit sur les plans systématique, évolutif, biostratigraphique et paléogéographique.

Abstract. — *The succession of Carboniferous plant assemblages in Northern France coalfield extends from Namurian up to Lower Westphalian D. The abundance, the wide geographic range, the quality of the data very precisely collected and, consequently, the accuracy of the succession of recognized biostratigraphic events settles that scheme as a reference model. The comparisons that can be made to this model involve numerous methodological questions in the various fields where paleobotanical data may be of some usefulness, i.e. on the systematic, evolutionary, biostratigraphic and paleogeographic levels.*

I. — INTRODUCTION

La succession des associations végétales et la stratigraphie générale du bassin houiller du Nord ont été progressivement reconnues grâce au travail enthousiaste, durant plus d'un siècle, de toute une communauté de chercheurs appartenant à des organismes divers : Académie des Sciences, Universités de Lille, Charbonnages de France, Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais, Bureau de Recherches Géologiques et Minières qui, les uns après les autres, ont patiemment rassemblé les données géologiques. Ces documents, auxquels viennent s'ajouter les informations recueillies ces dernières années tant au niveau des corrélations régionales qu'internationales, ont permis de préciser les subdivisions stratigraphiques générales (tabl. I) et de réaliser une synthèse biostratigraphique s'étageant du Namurien au Westphalien D inférieur (tabl. II).

L'échelle biostratigraphique établie dans le bassin houiller du Nord, par sa finesse, peut servir de test de comparaison, non seulement pour les corrélations stratigraphiques interrégionales, mais aussi pour aborder des questions méthodologiques fondamentales relatives tant à la systématique et à l'évolution qu'à la distribution spatiale des espèces, avec leurs retombées en particulier dans le domaine paléogéographique.

II. — BIOSTRATIGRAPHIE DU BASSIN HOULLER DU NORD

1) Aperçu général.

Les principales données sont rassemblées sur le tableau II où sont indiquées les espèces les plus significatives pour la reconnaissance des différentes subdivisions. Les espèces retenues y sont classées selon l'ordre

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres-Artois, U.F.R. Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique, GRECO 7 du C.N.R.S., 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France).

STRATIGRAPHIE						
DU TERRAIN HOUILLER DU NORD DE LA FRANCE						
CHRONO-STRATIGRAPHIE	DESIGNATIONS LOCALES		Principaux repères pétrographiques ou faunistiques	Notation littérale de R. Zeiller (1888)		
WESTPHALIEN	WESTPHALIEN D	Faisceau d'Edouard (130 à 260 m)	Tonstein Valence Poudingue d'Edouard Tonstein Ulric	C ₂		
		Tonstein Ulric				
	WESTPHALIEN C	ASSISE DE BRUAY	Faisceau de Du Souich (200 à 250 m)	Tonstein Talence	C ₁	
			Tonstein Talence	Tonstein Prudence		
			Faisceau d'Ernestine (220 à 360 m)	Tonstein Patrice		
			Tonstein Patrice	Tonstein Maxence Maurice Lucie Laurence		
	WESTPHALIEN B	ASSISE D'ANZIN	Faisceau de Six-Sillons (200 à 620 m)	Hermance Florence Espérance Constance Basilic	B ₃	
			Niveau marin de Rimbert	Viterbe		
			Faisceau de Pouilleuse (100 à 350 m)			B ₂
			Niveau marin de Wingles	Grès d'Elisa		
WESTPHALIEN A	ASSISE DE VICOIGNE	Faisceau de Meunière (130 à 370 m)	Tonstein Malherbe Tonstein Faidherbe Tonstein Danube	B ₁		
		Niveau marin de Poissonnière	Tonstein Colombe Grès de Poissonnière			
		Faisceau de Chandeleur (90 à 240 m)	Tonstein Julia	A ₂		
		Tonstein Graziella Faisceau de Modeste (30 à 180 m)	Tonstein Graziella Tonstein Fabiola			
NAMURIEN	NAM. N B C	Niveau marin de la passée de Laure Faisceau d'Olympe (15 à 90 m)	Position présumée du niveau à <i>Agastrioceras subcretatum</i>	A ₁		
		Faisceau de Marie (45 à 340 m)	ZONES DE CONIATITES G ₁ R ₂ R ₁ H ₂ H ₁ E			
	NAM. A	ASSISE DE BRUILLE	Base du niveau marin à <i>Hudsonoceras proteum</i> Faisceau de St Georges (12 à 220 m) Base du niveau marin à <i>Homonoceras beyrichianum</i> Faisceau stérile (8 à 140 m)			
DINANTIEN	Calcaire carbonifère					

Tableau I. — Principales subdivisions stratigraphiques du terrain houiller du Nord de la France.

Table I. — Main stratigraphic subdivisions of the Northern French Carboniferous sequence.

NAMURIEN			WESTPHALIEN						CHRONOSTRATIGRAPHIE				
Nam. A	Nam. B	N. C	Westphalien A		Westphalien B		Westphalien C		Westphalien D				
A. DE BRULLÉ	ASSISE DE FLINES		ASSISE DE VICOIGNE		ASSISE D'ANZIN		ASSISE DE BRUAY						
F. de St Georges	F. de Marie	Olympe	F. de Modeste	F. de Chan-deleur	F. de Meun-tere	F. de Poul-leuse	Six-Sillons	F. de Ernes-tine	R. d' Souich	F. de Du	F. d' Edouard		
F. de St Georges	F. de Marie	Olympe	F. de Modeste	F. de Chan-deleur	F. de Meun-tere	F. de Poul-leuse	Six-Sillons	F. de Ernes-tine	R. d' Souich	F. de Du	F. d' Edouard	DESIGNATIONS LOCALES	
													Lepidodendron aculeatum
													Pinakodendron ohmanni
													Sigillaria elegans
													Sigillaria mamillaris
													Sigillaria rugosa
													Sigillaria tessellata
													Annularia radiata
													Annularia sphenophylloides
													Annularia stellata
													Sphenophyllum cuneifolium
													Sphenophyllum emarginatum
													Sphenophyllum majus
													Sphenophyllum myriophyllum
													Sphenophyllum tenerimum
													Pecopteris (Senft.) aspera
													Pecopteris (Zeill.) avoldensis
													Pecopteris (Aster.) miltoni
													Pecopteris (Senft.) pennaeformis
													Pecopteris volkmanni
													Corynepteris (Sphen.) coralloides
													Crossotheca (Sphen.) crepini
													Discopteris (Sphen.) occidentalis
													Discopteris (Sphen.) opulenta
													Sphenopteris laurenti
													Lyginopteris hoeninghausi
													Eusphenopteris hollandica
													Eusphenopteris neuropteroides
													Eusphenopteris nummularia
													Eusphenopteris striata
													Fortopteris latifolia
													Karinopteris acuta
													Karinopteris daviesi
													Karinopteris dersoncourtii
													Mariopteris muricata
													Mariopteris nervosa
													Mariopteris sauveuri
													Alethopteris bertrandi
													Alethopteris corsini
													Alethopteris davreuxi
													Alethopteris densinervosa
													Alethopteris grandini
													Alethopteris grandinioides
													Alethopteris lonchitica
													Alethopteris valida
													Lonchopteris rugosa
													Neuralethopteris jongmansii
													Neuralethopteris larischi
													Neuralethopteris rectinervis
													Neuralethopteris schlehani
													Neuropteris bourouzi
													Neuropteris chaldardi
													Neuropteris dussarti
													Neuropteris heterophylla
													Neuropteris loshi
													Neuropteris morini
													Neuropteris obliqua
													Neuropteris ovata
													Neuropteris rarinervis
													Neuropteris scheuchzeri
													Neuropteris tenuifolia
													Neuropteris semireticulata
													Reticulopteris munsteri
													Margaritopteris conwayi
													Palaeoewichselia defrancei
													Paripteris gigantea
													Paripteris linguaefolia
													Paripteris pseudogigantea
													Linopteris neuropteroides
													Linopteris obliqua
													Linopteris regliezi
													Linopteris subbrongniarti

BIOSTRATIGRAPHIE DU TERRAIN HOUILIER DU NORD DE LA FRANCE

Tableau II. — Extensions verticales des principales espèces-guides du terrain houiller du Nord de la France.
 Table II. — Stratigraphical ranges of the main fossil plants guide species of Northern France Coalfield.

systématique suivant : Lépidophytes, Arthropytes, Filicophytes, Ptéridospermaphytes. Si, au sein des genres polyspécifiques, les espèces sont présentées par ordre alphabétique (à une exception près : *Neuropteris semireticulata* Josten en raison de ses relations étroites avec le genre *Reticulopteris* Gothan), les genres, quand c'était possible, sont présentés selon leurs affinités présumées. C'est ainsi que, pour des raisons évidentes, au moins pour les spécialistes, le genre *Paripteris* Gothan voisine avec le genre *Linopteris* Presl.

Il convient également d'attirer l'attention sur le fait que, pour des raisons de place et aussi de manque de finesse, au moins en l'état actuel de nos connaissances, pour la définition des entités stratigraphiques, des groupes paléobotaniques extrêmement importants par leur abondance, tels les Calamites et les Cordaïtes, n'apparaissent pas sur le tableau II. Celui-ci ne peut donc prétendre donner une idée complète du couvert végétal au Carbonifère, il vise simplement à présenter, de manière aussi précise que possible, la distribution des principales espèces-guides utilisées à des fins biostratigraphiques dans le bassin houiller du Nord de la France.

2) Principaux repères biostratigraphiques.

Comme il en va pour tout tableau biostratigraphique, l'examen du tableau II montre que l'on pourrait, dans l'absolu, tracer un trait de subdivision stratigraphique aux limites inférieure et supérieure de chaque biozone. Ceci impliquerait que l'on soit dans la position de pouvoir récolter en tout point, et en abondance, des fossiles des espèces prises en compte. Comme c'est loin d'être le cas, il est évident que, dans la pratique, le nombre des subdivisions est plus réduit, les subdivisions étant fondées sur un ensemble d'espèces parmi celles qui se sont révélées, à l'usage, être relativement fréquentes et montrer en outre, soit une extension verticale restreinte ou encore soit un début, soit une fin de biozone bien marqués et pouvant servir de niveau-repère.

Douze faisceaux de veines, regroupés en cinq assises locales et s'étageant du Namurien A au Westphalien D inférieur ont été ainsi, au fil des recherches successives, progressivement définis. Il serait fastidieux d'examiner le contenu paléobotanique de chacune de ces subdivisions, ceci pouvant être apprécié par un examen attentif du tableau II. Seuls seront soulignés quelques points essentiels, dans l'ordre ascendant.

Pour le Namurien, divisé en trois faisceaux, il est clair que le premier (Faisceau Stérile) mérite bien son nom au point de vue paléobotanique. Il ne peut en effet être différencié que sur le critère d'absence, toujours difficile à manier.

Dans le Faisceau de Saint-Georges coexistent essentiellement quatre espèces : *Sigillaria elegans* Brongniart, *Sphenophyllum tenerrimum* Ettingshausen, *Pecopteris aspera* Brongniart et *Neuraethopteris larishi* (Susta), mais toutes ces espèces se rencontrent encore réguliè-

rement dans le Faisceau de Marie sus-jacent si bien qu'il faut, ici encore, utiliser le critère d'absence, en l'occurrence l'absence des espèces apparaissant dans le Faisceau de Marie, comme par exemple *Eusphenopteris hollandica* (Gothan et Jongmans) et *Neuraethopteris schlehani* (Stur).

Comme on peut s'en rendre compte à l'examen du tableau II, dès la partie supérieure du Faisceau de Marie, c'est-à-dire vers la limite Namurien B - Namurien C, la flore du bassin du Nord, comme pour l'ensemble de la province euramérienne, devient beaucoup plus diversifiée et la reconnaissance des subdivisions devient donc plus aisée. Quelques repères, parfois déjà reconnus depuis longtemps, sont particulièrement nets. La limite entre les assises de Vicoigne et d'Anzin, qui est aussi la limite entre Westphalien A et Westphalien B, avec l'horizon marin de Poissonnière (Niveau marin de Quaregnon en Belgique, Katharina en Allemagne) voit l'extinction d'un certain nombre d'espèces marquantes : *Pinakodendron ohmanni* Weiss, *Sigillaria elegans* Brongniart, *Lyginopteris hoeninghausi* (Brongniart), *Karinopteris acuta* (Brongniart), *Neuraethopteris schlehani* (Stur), alors qu'un certain nombre d'espèces sont particulièrement abondantes de part et d'autre de cette limite : *Karinopteris daviesi* (Kidston), *Lonchopteris rugosa* Brongniart, *Neuropteris loshi* Brongniart, *Linopteris neuropteroides* (Gutbier).

Une autre zone repère se situe vers le haut de la partie médiane du Faisceau de Six Sillons, au niveau des tonsteins Maxence-Maurice-Luce (tableau I). Cette limite était celle proposée par Zeiller (1888) pour limite de ses zones de flore B/C. A partir de ce niveau, entre autres données visibles sur le tableau II, on note une très grande abondance pratiquement jusqu'au sommet du terrain houiller du Nord de la France de *Linopteris subbrongniarti* Grand'Eury.

Enfin, un dernier point mérite d'être souligné dans cette partie biostratigraphique. Il concerne l'apparition de l'espèce *Neuropteris ovata* Hoffmann à la limite des Faisceaux d'Ernestine et de Du Souich déterminant par là, et confirmé par d'autres données (Laveine, 1977 ; Laveine *et al.*, 1977), l'existence de niveaux d'âge westphalien D inférieur dans le bassin houiller. Les Faisceaux de Du Souich et Edouard appartenant à cet étage.

III. — IMPLICATIONS METHODOLOGIQUES

L'abondance, la grande extension régionale, la qualité des documents récoltés avec précision depuis plus d'un siècle et demi et, par voie de conséquence, la finesse de définition des événements biostratigraphiques reconnus dans le bassin du Nord permettent de poser ce dernier comme modèle de référence.

Ce rôle, avec les comparaisons que cela entraîne, induit de nombreux commentaires méthodologiques dans les domaines variés où il peut être fait appel aux données paléobotaniques, que ce soit sur les plans

biostratigraphique, systématique, paléogéographique et évolutif, qui sont d'ailleurs toujours intimement liés. Si certains points évoqués ci-après vont apparaître comme des évidences à beaucoup, ces évidences restent malheureusement assez souvent au niveau du discours ; dans les faits on note encore fréquemment des manquements aux "règles" qu'infèrent ces évidences.

1) Sur le plan biostratigraphique.

a) Le choix d'une limite stratigraphique est un acte arbitraire donc conventionnel. Dès lors, le plus grand mérite d'une limite est d'abord sa stabilité. L'intérêt des biostratigraphes, quel que soit leur domaine d'étude, est de respecter les limites et de s'en accommoder.

Il est en effet illusoire d'espérer que des limites stratigraphiques fondées sur des arguments d'ordre différent vont automatiquement coïncider.

Par exemple, l'observation du tableau I montre que les limites Westphalien A/B et Westphalien B/C sont des repères lithostratigraphiques mâtinés de biostratigraphie. Repères lithostratigraphiques parce que marins, de faible épaisseur, intercalés dans de puissantes stam-pes continentales ; mâtinés de biostratigraphie car il y a certes des éléments faunistiques associés, toutefois nul ne peut préciser à quelle hauteur de la biozone des espèces concernées on se trouve puisque, au travers de ces niveaux marins, on n'a qu'un bref coup d'œil sur une histoire biologique probablement beaucoup plus longue.

Toutefois, l'extension spatiale de ces niveaux marins en Europe occidentale a été telle qu'ils ont été choisis non seulement comme limites internationales, mais aussi comme limites entre les assises locales de Vicoigne/Anzin et Anzin/Bruay. La comparaison avec la colonne droite du tableau I ou avec le tableau II montre qu'il n'y a pas, et c'est normal, une adéquation totale entre ces niveaux marins et la distribution des espèces paléobotaniques.

b) Les limites de l'échelle internationale ne peuvent être altérées pour des raisons de commodités locales.

Un exemple très net, bien commenté par Chalard (1960), concerne la position de la limite Namurien/Westphalien.

Fondé sur un argument biostratigraphique, à savoir le début de la biozone de la goniatite *Agastrioceras subcrenatum* (Schlotheim), le niveau correspondant n'a pu être découvert dans le bassin houiller du Nord et l'Assise de Flines, au sein de laquelle se situe ce niveau, a été limitée au sommet, d'abord au niveau des "Grès de Flines" puis, plus tard, au niveau marin de la Passée de Laure, plus haut encore dans la série stratigraphique. Parfois, abusivement, l'Assise de Flines a été assimilée au Namurien supérieur (par exemple, dans Corsin, 1932, Pl. B). Cette manière de procéder, plus fréquente qu'on le croit, est à proscrire. La position d'une limite stratigraphique définie et

acceptée internationalement n'a pas à varier en fonction des nécessités cartographiques locales, variables selon les bassins.

c) Pour le choix de limites biostratigraphiques générales doivent être prises essentiellement en compte les extensions verticales des espèces et, préférentiellement, leur niveau d'apparition, avec les nuances qui s'imposent.

En paléobotanique l'expérience montre que lors de sa différenciation dans un bassin un taxon semble étendre rapidement son aire de distribution (on verra par après qu'il convient de nuancer cette observation dès que l'on s'adresse à des aires beaucoup plus vastes).

Sauf cas particulier [par exemple, les extinctions brutales de *Neuraethopteris schlehani* (Stur) ou de *Lyginopteris hoeninghausi* (Brongniart) avec l'invasion marine de Poissonnière, avec une certaine connotation "catastrophiste", car on peut se demander si cette disparition brusque, alors que ces espèces étaient jusque-là relativement abondantes, n'est pas liée à un habitat en zone très basse, supprimé brusquement par la variation de niveau marin] le niveau d'extinction d'une espèce quelconque est beaucoup moins utilisable en pratique du fait qu'une espèce sur le déclin est de moins en moins abondante.

Enfin, s'il est évident que la notion de fréquence peut être utilisée pour des corrélations rapprochées [par exemple, dans certains secteurs de Bruay, *Reticulopteris münsteri* (Eichwald) était particulièrement abondante au toit de la 23^e veine, dans le Faisceau de Six Sillons] il est hors de question de fonder sur de tels repères éminemment locaux le choix de limites à vocation interrégionale.

2) Sur le plan systématique.

Les implications biostratigraphiques et autres supposent bien évidemment une approche aussi précise que possible de la définition des espèces et de leur éventail de variabilité morphologique. L'une des difficultés majeures auxquelles se heurte la paléobotanique est l'état toujours fragmentaire des fossiles. Pour pallier cet inconvénient, il faut essayer de récolter des échantillons en grand nombre et de la plus grande taille possible. Il faut sur ce point remercier la Direction des Houillères du Nord dont les responsables ont, de tout temps, favorisé le travail des chercheurs et n'ont jamais hésité à mettre en œuvre des moyens lourds pour remonter au jour des spécimens remarquables. Grâce à cette politique, les collections relatives au bassin du Nord peuvent s'enorgueillir de renfermer un certain nombre de spécimens parmi les plus beaux du monde, très importants sur le plan systématique et pour analyser les relations de parenté entre genres et espèces. C'est grâce à des échantillons de grande taille qu'ont pu ainsi être mises en évidence les différences dans l'architecture de la fronde des Neuroptéridées par exemple, ou encore qu'a pu être établie clairement

l'appartenance systématique réelle de diverses espèces. Ainsi *Pecopteris vedrinei* Dalinval s'est révélée, grâce à la récolte d'un très beau spécimen, être non pas une fougère mais une ptéridospermée à intégrer dans le genre *Margaritopteris* Gothan et plus précisément à mettre en synonymie avec *Margaritopteris conwayi* (Lindley et Hutton). De nombreux autres exemples pourraient encore être cités et un certain nombre de données sont toujours inédites et seront publiées dans un futur proche.

En outre, les échantillons de grande taille permettent de mieux se rendre compte qu'il existe en général une assez grande variation morphologique intraspécifique au niveau des caractères limbaires, avec pour conséquence de nombreux phénomènes de convergence entre taxons différents dès lors que l'on ne dispose que d'échantillons de taille réduite. En conséquence, tout biostratigraphe ne devrait signaler la présence d'un taxon en dehors de l'extension verticale ou spatiale déjà reconnue qu'à la condition expresse d'en fournir la preuve indubitable par la présentation d'échantillons réunissant les caractères distinctifs nécessaires à une bonne identification.

Cette exigence de rigueur systématique est fondamentale, quelle qu'en puisse être l'application, par exemple paléogéographique.

3) Sur le plan paléogéographique.

De nos jours la paléobotanique, comme la plupart des autres disciplines géologiques, doit aussi être "globale", mais elle ne pourra l'être que dans la mesure où les déterminations systématiques seront fiables d'une part et, d'autre part, que les données stratigraphiques seront vérifiées de manière pluridisciplinaire, afin d'éviter les raisonnements circulaires.

Ce n'est qu'à ces conditions que pourront être expliquées les désynchronies entre échelles biostratigraphiques fondées sur des groupes différents et que pourront être mis en évidence éventuellement les phénomènes d'extension géographique ("migrations") avec leurs conséquences pour les corrélations stratigraphiques générales, ceci pouvant parfois remettre en cause certains schémas évolutifs paraissant pourtant bien établis. Ce n'est qu'à ces conditions donc que pourront être justifiés les apports de la paléobotanique aux reconstitutions paléogéographiques et à la connaissance des liaisons continentales au cours des temps, en particulier au cours du Paléozoïque supérieur.

Les quelques exemples suivants vont permettre d'illustrer ces propos. L'espèce *Paripteris gigantea* (Sternberg) se rencontre ("fait son apparition") dans le bassin du Nord à partir du Namurien B moyen, et il en est de même dans les autres bassins houillers d'Europe occidentale. Or cette espèce serait récoltée en Chine du Nord et Chine du Sud dès le Viséen. De la même façon, le genre *Linopteris* Presl débute dans la partie inférieure du Westphalien A dans le

bassin du Nord alors que ce genre existerait sur la marge occidentale du craton sino-coréen dès le Namurien inférieur.

En Chine du Sud, les spécimens déterminés *P. gigantea* (Sternberg) sont très douteux et les quelques pinnules présentées ici ou là pourraient appartenir, entre autres, au genre *Cardiopteridium* Nathorst. Par contre, les spécimens en provenance du Namurien supérieur (et peut-être du Westphalien inférieur) sont incontestables.

Incontestables également sont les déterminations de *P. gigantea* (Sternberg) et *Linopteris* Presl provenant de Chine du Nord. Quant à l'âge, respectivement Viséen et Namurien inférieur, il serait définitivement établi, d'après nos collègues chinois, compte tenu des *Goniatites* et *Conodontes* existant dans les niveaux intercalés.

On se trouverait donc là en présence d'une désynchronie notable entre échelles fondées sur la macroflore d'une part et sur les *Goniatites* et *Conodontes* d'autre part. Selon le poids que l'on accorde à l'une ou l'autre, on aboutit bien évidemment à des conclusions différentes. Ou bien les niveaux "d'apparition" de *P. gigantea* (Sternberg) et *Linopteris* (Presl) seraient synchrones en Europe et en Chine et dans ce cas il y aurait un décalage dans les assemblages correspondants de *Goniatites* et de *Conodontes*, avec pour conclusion que les strates datées Viséen et Namurien en Chine seraient en fait respectivement d'âge Namurien et Westphalien. Dans le cas contraire, les niveaux "d'apparition" de *P. gigantea* (Sternberg) et *Linopteris* Presl ne seraient pas synchrones entre Europe et Chine, et l'apparition de ces deux taxons en Chine serait donc bien respectivement d'âge Viséen et Namurien.

Il est clair que seules des recherches approfondies et pluridisciplinaires permettront d'évaluer à sa juste mesure cette divergence mais si l'on accepte pour l'instant le second terme de l'alternative, cela induit que les récoltes de *P. gigantea* (Sternberg) dans les bassins d'Europe occidentale systématiquement au Namurien B supérieur ne représenteraient pas le niveau d'apparition de l'espèce, mais seulement l'âge de son implantation dans ces bassins. Il y aurait eu en fait apparition réelle en Chine puis extension géographique progressive de l'espèce en direction de l'Europe, le même raisonnement, avec un certain décalage dans le temps, pouvant être tenu pour le genre *Linopteris* Presl.

On voit là toutes les conséquences qui en découleraient non seulement sur le plan paléogéographique, par exemple pour préciser les étapes chronologiques et spatiales de cette extension, mais aussi pour les applications biostratigraphiques puisque dès lors les "apparitions" par exemple de *P. gigantea* dans les divers bassins ne pourraient plus être considérées comme synchrones; ce qui serait vrai pour une espèce pourrait dès lors l'être pour toutes et pas obligatoirement dans le même sens. De tels diachronismes pourraient également avoir des conséquences sur le plan

évolutif puisqu'il faut être sûr de la chronologie pour interpréter correctement le sens des modifications évolutives.

4) Sur le plan évolutif.

Si l'on prend, à titre d'exemple, l'évolution foliaire dans le genre *Sphenophyllum* Koenig on constate, dans le bassin du Nord de même que dans les autres bassins d'Europe occidentale, que les formes anciennes ont des feuilles très laciniées (par exemple *Sph. tenerimum* Ettingshausen, du Dinantien et Namurien) qui ont tendance à devenir de plus en plus entières au fur et à mesure que l'on s'adresse à des espèces plus récentes (par exemple *Sph. emarginatum* Brongniart, du Westphalien supérieur-Stéphanien, *Sph. thoni* Mahr, du Stéphanien-Permien), l'espèce la plus ancienne en Europe semblant être *Sph. subtenerrimum* Nathorst, du Dévonien supérieur.

Or ici encore on trouve en Chine, dès le Dévonien supérieur, à côté du *Sphenophyllum pseudotenerimum* Sze, espèce à feuilles très laciniées, au moins une espèce à feuilles entières de très grande taille, *Sphenophyllum megalofolium* Wu, dont les feuilles peuvent atteindre 8 cm de long et 6 cm de large vers l'extrémité distale. Ici encore il conviendra d'être absolument sûr de l'âge et il conviendra ensuite d'analyser clairement les données au point de vue systématique, d'autant que les feuilles isolées de *Sph. megalofolium* Wu ressemblent à s'y méprendre à des feuilles récoltées dans le Dévonien par ailleurs et attribuées au genre *Platyphyllum* Dawson.

Quoi qu'il en soit, des *Sphenophyllum* à larges feuilles entières existent au moins aussi tôt que les formes à petites feuilles laciniées et des recherches approfondies sont nécessaires ici encore pour préciser certaines modalités évolutives au sein du genre *Sphenophyllum* Koenig.

IV. — CONCLUSION

Comme on peut le constater par ces quelques exemples, limités et rapidement brossés, la paléobotanique dans son ensemble a tout à gagner à atteindre une dimension globale. Toutefois ceci ne sera réellement valable et bénéfique que dans la mesure où aura été fait le travail de base préalable, c'est-à-dire disposer de séries continues où les événements biostratigraphiques auront été très précisément calés. Sur ce plan, on peut dire que l'œuvre réalisée par toute une communauté de chercheurs dans le bassin du Nord constitue un modèle de référence qui permettra sans aucun doute de progresser encore par ailleurs et, pour rappeler une phrase de P. Pruvost (*in* Danzé-Corsin, 1953, préface) relative aux documents fossiles rassemblés dans le bassin du Nord : *leur valeur deviendra inestimable, le jour, heureusement lointain encore, où le dernier mineur de charbon remontera à la surface après avoir épuisé la dernière veine de son gisement. Ce jour-là, en effet, il abandonnera au fond, définitivement ensevelies, les sources profondes où les hommes pouvaient, grâce à son cheminement souterrain, aller directement étancher leur soif de connaître.*

BIBLIOGRAPHIE (*)

- 1) BECQ-GIRAUDON J.F. (1983). — Synthèse structurale et paléogéographique du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. B.R.G.M.*, n° 123, 67 p., 17 fig.
- 2) CHALARD J. (1960). — Contribution à l'étude du Namurien du bassin houiller du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. Top. Sout. H.B.N.P.C.*, III, Stratigraphie, 1^{er} fasc., 2 vol. ; texte : 299 p., 30 fig., Pl. A-L ; atlas : Pl. I-LXVI.
- 3) CORSIN P. (1932). — Guide paléontologique dans le terrain houiller du Nord de la France. *Travaux et Mémoires de l'Université de Lille*, Albums : Fasc. n° 5, 44 p., 16 fig., Pl. A-C, Pl. I-XL.
- 4) CORSIN P. et CORSIN Paule (1970). — Un siècle et demi de Paléobotanique dans le Nord de la France. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XC, 4, p. 223-252, Pl. XIX-XXVII.
- 5) DANZE-CORSIN P. (1953). — Contribution à l'étude des Mariopteridées. Les *Mariopteris* du Nord de la France. *Et. Géol. Atl. Top. Sout. H.B.N.P.C.* I. Flore fossile, 1^{er} fasc., 269 p., 43 fig.
- 6) LAVEINE J.P. (1977). — Report on the Westphalian D. *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*, Tchécoslovaquie, 1973, p. 71-84, Pl. I-II, tabl. A-D.
- 7) LAVEINE J.P., COQUEL R. et LOBOZIAK S. (1977). — Phylogénie générale des Calliptéridiacées (Pteridospermopsida). *Géobios.*, n° 10, fasc. 6, p. 757-847, 16 fig., 26 pl.
- 8) ZEILLER R. (1886-1888). — Flore fossile du bassin houiller de Valenciennes. *Et. Gîtes Min. France*, 2 vol. Atlas : Pl. I-XCIV ; texte : 731 p.

(*) Il serait impossible, compte tenu du volume imparti, de citer toute la bibliographie relative au bassin houiller du Nord. On en trouvera une liste exhaustive dans Corsin et Corsin, 1970. Outre cet ouvrage, il ne sera donné ici que les références appelées dans le texte plus quelques titres de base ayant traité de manière approfondie de la paléobotanique stratigraphique du Nord de la France.

Mise en évidence de manifestations de flores à caractères autuniens dans les dépôts stéphanien de la région de Lucenay-lès-Aix (bassin de Decize, Nièvre, France)

Identification of flora with autunian characteristics in stephanian deposits in the Lucenay-lès-Aix region (Decize basin, Nièvre, France)

par D. PRIMEY et G. FARJANEL (*)

Résumé. — L'étude présentée est consacrée aux flores fossiles (macroflore et microflore) collectées dans plusieurs sondages exécutés par le B.R.G.M. dans la partie sud du bassin de Decize (France).

L'inventaire paléobotanique rassemble un cortège relativement diversifié qui conduit à rapporter la série productive reconnue sous la couverture tertiaire au Stéphanien B-C et à l'Autuno-Stéphanien.

L'analyse palynologique a permis de mettre en évidence des incursions de flores à caractères autuniens dans des dépôts attribués au Stéphanien terminal sur la base de l'étude paléobotanique.

Ces observations montrent que dans le bassin de Decize, comme dans les bassins carbonifères voisins, les cortèges floristiques "stéphanien" et "autuniens" ont coexisté pendant la phase terminale du Stéphanien.

Abstract. — *The study presents fossil flora (macroflora and microflora) collected in several drill holes put down in the southern part of the Decize Basin by the B.R.G.M. The paleobotanical inventory shows a relatively varied group which can be assigned to productive rocks under the Tertiary cover, known as Stephanian B-C and Autunian-Stephanian.*

Palynological analysis identified incursions of flora with Autunian characteristics in deposits attributed to late Stephanian on the basis of paleobotanical studies. These investigations show that in the Decize basin, as in neighbouring Carboniferous basins, groups of Stephanian and Autunian flora have coexisted during the final phase of the Stephanian.

I. — INTRODUCTION

Dans le cadre de l'inventaire des ressources nationales de charbon, le B.R.G.M. a exécuté, ces dernières années, plusieurs sondages de reconnaissance dans la région de Lucenay-lès-Aix, au sud de Decize (fig. 1).

Après avoir traversé la couverture tertiaire, ces ouvrages ont recoupé des dépôts stéphanien inexplorés

jusqu'alors. Ces dépôts représentent le prolongement méridional des dépôts de même âge depuis longtemps connus à l'affleurement et par sondages aux environs de La Machine (Grangeon, Feys et Greber, 1968).

La série reconnue grâce à ces sondages a fait l'objet d'une étude paléobotanique et palynologique. Ce sont les résultats de cette étude qui sont rapportés ici.

(*) Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique national, Département Géologie, B.P. 6009, 45060 Orléans cedex.

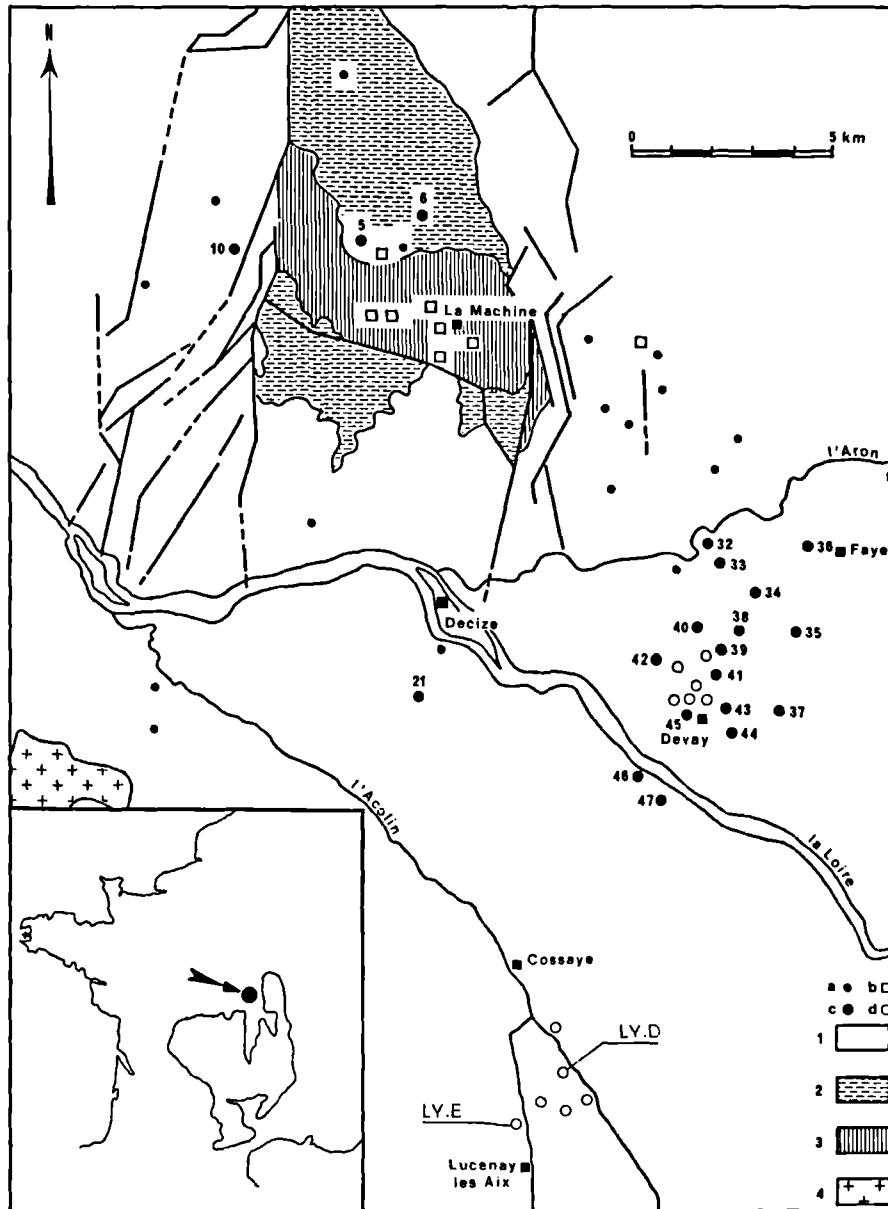


Fig. 1. — Localisation des sondages.

a. Ancien sondage. — b. Ancien puits. — c. Sondage C.d.F. — d. Sondage B.R.G.M.
 1, Post-Permien. — 2, Permien. — 3, Carbonifère. — 4, Socle cristallin.

Fig. 1. — Location of drill holes.

a, Old drill hole. — b, Old wells. — c, Drill hole C.d.F. — d, B.R.G.M. drill hole.
 1, post-Permian. — 2, Permian. — 3, Carboniferous. — 4, Crystalline basement.

II. — PRESENTATION DE LA SERIE LITHOLOGIQUE

Le bassin houiller de Lucenay-lès-Aix renferme des couches de charbon très épaisses dont la genèse est directement liée à une activité tectonique synsédimentaire de type distensif (Donsimoni, 1985).

Le Stéphaniens est représenté par une série détritico et phytogénique d'une puissance connue de l'ordre de 700 m. Cette série renferme six couches de charbon principales et se compose de trois unités lithologiques notées, de bas en haut, A, B, C.

La coupe la plus complète dont on dispose actuellement est donnée par les sondages LY.E et LY.D (*). Le premier a recoupé le tiers inférieur de la série; le second offre une coupe des deux-tiers supérieurs (fig. 2). Ces deux ouvrages ont été choisis ici comme sondages de référence.

— *L'unité A* : elle renferme la sixième et la cinquième couche. Les dépôts détritiques sont des pélites grises ou noires et des grès feldspatho-lithiques généralement très grossiers, très riches en orthose et toujours encombrés de matrice argileuse.

— *L'unité B* : elle comprend la quatrième et la troisième couche. La stampe stérile localisée entre la cinquième et la quatrième couche débute vers le bas par un puissant horizon d'argilites laminées noires et de siltites rubanées grises, riches en coprolites et écailles de poissons. Elle se poursuit vers le haut par des grès quartzo-feldspathiques gris blanchâtre, à intercalations pélitiques. La stampe située entre la quatrième et la troisième couche est constituée d'argilites rubanées gris clair à sa partie inférieure, de grès "nougat" (grès à éléments hétérométriques épars et matrice argilo-silto-charbonneuse) à sa partie supérieure.

— *L'unité C* : elle renferme la deuxième et la première couche, mais la première couche, d'extension réduite, n'a pas été recoupée par le sondage LY.D décrit ici. Les dépôts détritiques sont des arkoses grossières riches en orthose, des grès silto-argileux quartzo-feldspathiques et des pélites homogènes et compactes. Les grès et les pélites sont gris, gris foncé ou gris verdâtre dans les deux-tiers inférieurs de l'unité, puis bariolés rouge-vert ou chocolat dans le tiers supérieur à l'approche du Tertiaire.

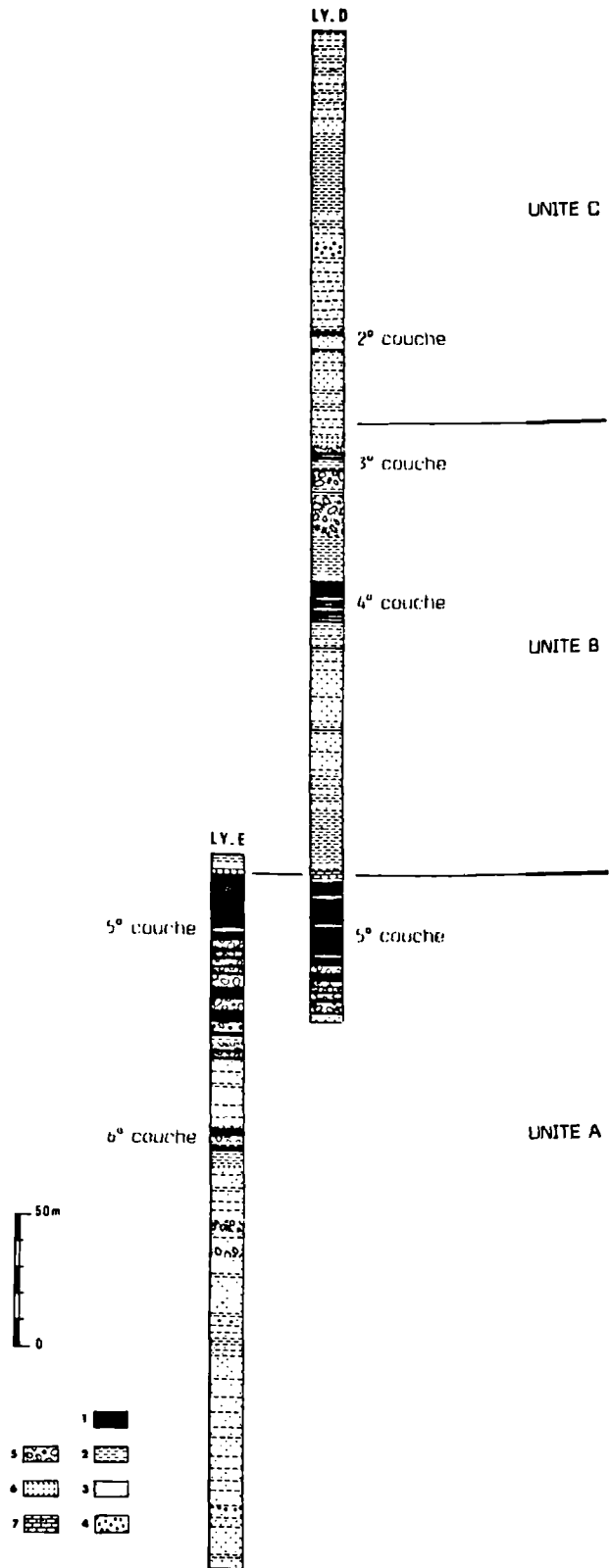
(*) La localisation des sondages cités est donnée en annexe.

Fig. 2. — Coupe lithologique du Stéphaniens de la région de Lucenay-lès-Aix (sondages LY.E et LY.D).

1, Charbon. — 2, Pélite. — 3, Grès. — 4, Conglomérat. — 5, Grès "nougat". — 6, Cinérite. — 7, Carbonate.

Fig. 2. — Rock column of the Stephanian in the Lucenay-lès-Aix region (drill holes LY.E and LY.D).

1, Coal. — 2, Micaceous siltstone. — 3, Sandstone. — 4, Conglomerate. — 5, "Nougat" sandstone. — 6, Cine-rite. — 7, Carbonate.



III. — ETUDE PALEOBOTANIQUE

Au total, 48 taxons ont été recensés à partir des récoltes faites niveau par niveau dans six sondages (LY.B, LY.D, LY.E, LY.F, LY.G. et LY.H).

La composition floristique de chaque unité lithologique est donnée dans le tableau I.

1) Macroflore de l'unité A.

Les récoltes proviennent principalement du toit de la sixième couche, du mur et des intercalaires de la cinquième couche, c'est-à-dire de la partie supérieure de l'unité A. Peu d'empreintes ont été récoltées dans les dépôts détritiques profonds ; les macrorestes végétaux n'ont probablement pas trouvé, dans ces niveaux, des conditions favorables à une bonne fossilisation.

La macroflore de l'unité A comprend 42 taxons. Considérée dans son ensemble, elle rassemble les principaux groupes végétaux qui composent habituellement la flore houillère stéphanienne. Elle se caractérise par la variété des Sphénophytes, des Pécoptéridées et des Ptéridospermaphytes, par la rareté des Lycophytes et des Sphénoptéridées. Le groupe des Ptéridospermaphytes est le mieux représenté.

2) Macroflore de l'unité B.

Les récoltes proviennent, pour la plupart, de l'environnement immédiat de la quatrième couche (mur et toit), du mur et des intercalaires de la troisième couche. Les argilites laminées et les siltites rubanées qui coiffent la cinquième couche se sont révélées très pauvres en empreintes. Elles n'ont livré que de rares débris de *Pecopteris* souvent fructifiés et pyritisés, quelques fragments de pennes d'*Odontopteris* à feuillage opulent (*O. osmundaeformis* et *O. subcrenulata*), quelques pinnules isolées de *Linopteris*, et enfin, des Cordaites le plus souvent en amas.

Comparée à la flore de l'unité sous-jacente, la macroflore de l'unité B paraît peu différente. Elle présente néanmoins une certaine originalité. Le cortège des Filicinées et des Ptéridospermaphytes est sensiblement moins fourni. Parmi ce dernier groupe, on notera la rareté des *Neuropteris* et l'absence remarquable des *Odontopteris* à petites pinnules : *O. reichi* et *O. minor*. Ces deux espèces présentes dans l'unité A, semblent avoir cédé le pas, dans l'unité B, aux formes à feuillage opulent : *O. osmundaeformis* et *O. subcrenulata*. Dans les argilites rubanées situées au toit de la quatrième couche, cette dernière espèce abonde à tel point que l'on pourrait parler, pour ce niveau, de "zone à *O. subcrenulata*". D'autre part, dans cette flore se détachent *Ernestiodendron filiciforme* et *Walchia* sp. Ces coniférales accompagnent *Odontopteris subcrenulata* dans le toit de la quatrième couche.

Macroflore	Unité A	Unité B	Unité C
<i>Sigillariophyllum</i>	P	P	P
<i>Stigmaria</i>			
<i>ficoides</i> BRONG.	P	P	
<i>Sphenophyllum</i>			
<i>angustifolium</i> GOEP.	P	P	
<i>oblongifolium</i> UNGER	P	P	P
<i>Asterophyllites</i>			
<i>equisetiformis</i> BRONG.	A	A	P
<i>longifolius</i> BRONG.	P	P	
<i>Annularia</i>			
<i>sphenophylloides</i> GUTB.	TA	TA	A
<i>stellata</i> WOOD	A	A	A
<i>Calamites</i>			
<i>cisti</i> BRONG.	P	A	
<i>cruciatus</i> STERNB.	P	P	
<i>suckowi</i> BRONG.		P	
<i>Calamostachys</i>	P	P	
<i>Pecopteris</i>			
<i>biotii</i> BRONG.	P	P	
<i>candolliana</i> BRONG.	P	P	
<i>clintoni</i> WHITE	P		
<i>cyathea</i> SCHLOT.	A	A	P
<i>daubreei</i> ZEIL.	P		
<i>densifolia</i> GOEP.		P	
<i>feminaeformis</i> STERZ.	P	P	P
<i>hemitelioides</i> BRONG.	A	A	P
<i>lepidorachis</i> BRONG.	P		
<i>plumosa-dentata</i> CORS.	P	P	P
<i>polymorpha</i> BRONG.	A	A	P
<i>unita</i> BRONG.	P		
<i>Sphenopteris</i>			
<i>gutbieri</i> GOEP.	P		
<i>leptophylla</i> BUNB.	P		
sp.	P		
<i>Alethopteris</i>			
<i>zelleri</i> WAG.	A	A	P
<i>Callipteridium</i>			
<i>costei</i> ZEIL.	P	P	
<i>gigas</i> GUTB.	P		
<i>pteridium</i> SCHLOT.	P	P	
<i>Neuropteris</i>			
<i>cordata</i> BRONG.	P	P	
<i>planchardi</i> ZEIL.	P		
<i>praedentata</i> GOTH.	P		
<i>Linopteris</i>			
<i>brongniarti</i> GUTB.	A	A	
<i>Reticulopteris</i>			
<i>germari</i> GIEB.	P	P	
<i>Odontopteris</i>			
<i>minor</i> BRONG.	P		
<i>osmundaeformis</i> SCHLOT.		P	
<i>reichi</i> GUTB.	A		
<i>subcrenulata</i> ROST.		TA	A
<i>Lescuropteris</i>			
<i>genuina</i> REMY	P	P	
<i>Pseudomariopteris</i>			
<i>busqueti</i> ZEIL.	P		
<i>ribeyroni</i> ZEIL.	P	P	
<i>Dicksonites</i>			
<i>sterzeli</i> ZEIL.	P	P	P
<i>Cordaites</i>	P	A	P
<i>Ernestiodendron</i>			
<i>filiciforme</i> FLOR.		P	
<i>Walchia</i>			
sp.		P	
<i>Dicranophyllum</i>			
<i>gallicum</i> GR.EURY	P		

Tableau I. — Inventaire de la macroflore.
P : présent. — A : abondant. — TA : très abondant.

Table I. — Inventory of macroflora.
P : present. — A : abundant. — TA : very abundant

3) Macroflore de l'unité C.

Malgré les recherches effectuées, l'unité C n'a livré que 14 taxons. A la lecture du tableau de répartition, on remarque que la flore ne comprend aucun élément original. Elle se compose essentiellement de Sphéno-phytes et de Pécoptéridées très banales, et de quelques Ptéridospermaphytes. Ce dernier groupe est particulièrement peu représenté : l'absence de formes stéphanien-nes typiques connues dans les unités sous-jacentes, telles que les *Callipteridium*, les *Neuropteris*, les *Lino-pteris* et les *Pseudomariopteris*, mérite d'être soulignée.

4) Commentaire stratigraphique.

La flore de l'unité A et celle de l'unité B présentent de nombreux points communs avec la flore récoltée dans la partie supérieure du bassin de Saint-Etienne : assise de Saint-Etienne (sous-zone supérieure de Dou-binger, 1979) et assise d'Avaize (Bouroz et Doubinger, 1977 ; Doubinger, 1979). En effet, la plupart des espèces recensées dans ces deux unités sont représen-tées dans l'assise de Saint-Etienne et/ou dans l'assise d'Avaize. En conséquence, les unités A et B peuvent être rattachées au Stéphanien B - C.

La flore de l'unité C, pauvre en espèces et en échantillons, ne présente pas les caractères d'une flore stéphanienne classique. Par ailleurs, cette flore ne comporte aucun élément typiquement autunien. Elle semble dériver des flores antérieures par simple appau-vrissement et, dans une certaine mesure, peut être comparée à la flore récoltée dans le faisceau de Bellevue du bassin de Saint-Etienne (Bouroz et Dou-binger, 1977 ; Doubinger, 1979). Ainsi, faute d'argu-ments paléobotaniques, on ne peut qu'opter pour un âge autuno-stéphanien (de Maistre, 1963) ou stéphanien D (Bouroz et Doubinger, 1977) en ce qui concerne l'unité C.

IV. — ETUDE PALYNOLOGIQUE

De nombreuses investigations ont été menées ces dernières années par Primey, Farjanel et Fauconnier (1984). Vingt et un sondages ont été analysés. L'étude palynologique présentée ici ne concerne que les son-dages LY.E et LY.D choisis initialement comme ouvrages de référence. Au total, 54 échantillons (stériles et charbons) ont été étudiés. Ils se répartissent de la manière suivante :

sondage LY.E : 20 éch. ; stériles : 16, charbons : 4,
sondage LY.D : 34 éch. ; stériles : 19, charbons : 15.

Les échantillons, traités selon les méthodes palyno-logiques classiques, ont livré une microflore abondante et généralement bien conservée. Pour chacun d'entre eux, un comptage de 250 spores et grains de pollen a été réalisé afin de calculer les pourcentages relatifs des

genres (ou groupes de genres) représentés. Les résul-tats obtenus ont servi à l'établissement de diagrammes de fréquence (fig. 3 et 4). Ces histogrammes permettent d'apprécier l'évolution verticale qualitative et quanti-tative de la microflore dans les deux sondages étudiés.

1) Les différentes associations palynologiques observées.

Deux associations palynologiques nettement diffé-rentes se relaient dans les deux sondages étudiés.

a) Dans la première association (I) prédominent les spores trilètes et monolètes, en particulier les genres *Calamospora*, *Laevigatosporites*, *Thymospora* et *Spino-sporites*. Les pollens monosaccates du genre *Florinites* peuvent être également bien représentés. Cette asso-ciation est la plus fréquente. Elle s'observe dans tous les charbons et dans la plupart des stériles, notamment dans les stériles prélevés sous la sixième couche, entre la sixième et la cinquième couche, entre la cinquième et la quatrième couche et, enfin, à proximité de la deuxième couche.

b) Dans la deuxième association (II), les spores trilètes et monolètes et les pollens monosaccates du genre *Florinites* sont généralement peu exprimés. En revanche, les pollens monosaccates du genre *Potoniei-sporites* sont bien représentés. Les disaccates et les pollens polyplacates du genre *Vittatina* peuvent égale-ment prédominer. Cette association s'observe dans le mur immédiat de la sixième couche (échantillons 10 et 11, fig. 3), dans le toit de la quatrième couche (éch. 19 à 21, fig. 4), dans un intercalaire de la troi-sième couche (éch. 24, fig. 4) et enfin, dans un stérile prélevé entre la troisième et la deuxième couche (éch. 29, fig. 4).

2) Commentaire stratigraphique et paléoécologique.

L'association I correspond au cortège palynologique classique des formations houillères de la fin du Carbo-nifère (Liabeuf, Doubinger et Alpern, 1967 ; Clayton *et al.*, 1977). Si l'on se réfère à la zonation palyno-logique de Clayton *et al.* (1977), les trois unités litho-logiques de la série de Lucenay-lès-Aix sont à inclure dans la zone N.BM (sommet du Stéphanien B et Stéphanien C-D). En prenant pour référence la zona-tion de Liabeuf et Alpern (1969), les charbons de Lucenay-lès-Aix sont à placer dans les zones II et III (Stéphanien B-C et Autuno-Stéphanien).

Composée de spores de Cryptogames vasculaires et de pollens de Cordaitales, l'association I représente une végétation essentiellement hygrophile.

L'association II est classiquement considérée comme autunienne (Doubinger, 1974). Constituée essentielle-ment de pollens de Ptéridospermaphytes et de Conifé-rales, elle représente une végétation mésophile, voire xérophile.

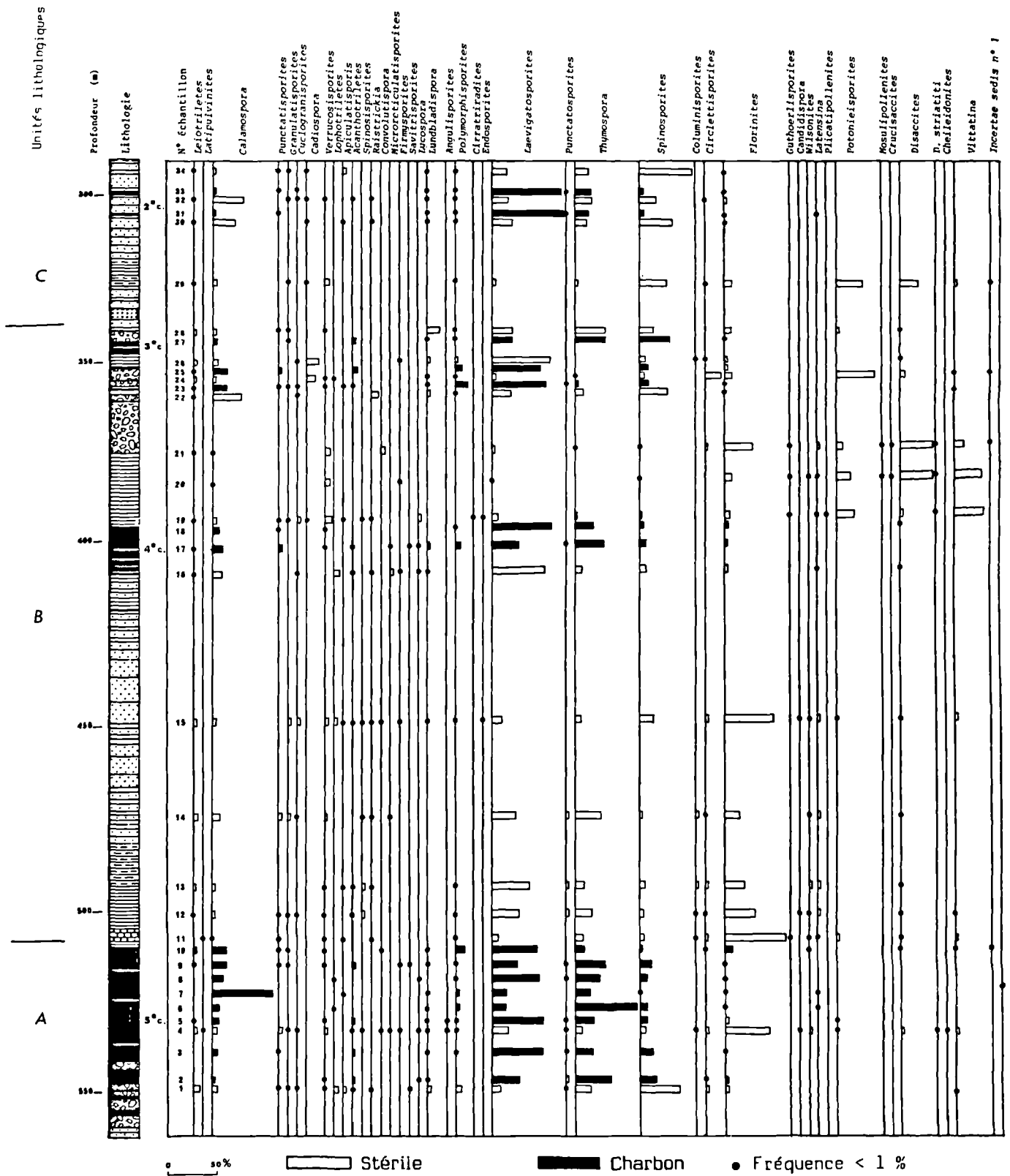


Fig. 4. — Sondage LY.D : diagramme palynologique.

Fig. 4. — LY.D drill hole : palynological diagram.

V. — CONCLUSIONS

Au vu des résultats obtenus, on constate donc la présence de cortèges palynologiques “ stéphaniens ” et “ autuniens ” dans les trois unités lithologiques composant la série de Lucenay-lès-Aix. Comme la macroflore des unités A et B a un cachet incontestablement stéphaniens et, d'autre part, comme les manifestations de la microflore “ autunienne ” s'observent de façon très fugace au sein de ces deux unités, il résulte de cette étude que, dans le bassin de Decize, les flores hygrophiles “ stéphaniennes ” et méso-xérophiles “ autuniennes ” ont coexisté dès la fin du Stéphanien. De telles observations ont déjà été signalées dans d'autres bassins stéphaniens français, notamment à Blanzey-

Montceau (Doubinger et Langiaux, 1982), à Saint-Etienne, à Decizeville et dans les Cévennes (Broutin *et al.*, 1986).

ANNEXE

Localisation des sondages cités dans le texte :

- LY.B : x = 687,875, y = 2191,825
- LY.D : x = 688,660, y = 2192,425
- LY.E : x = 687,750, y = 2191,625
- LY.F : x = 688,720, y = 2191,620
- LY.G : x = 688,170, y = 2193,425
- LY.H : x = 689,443, y = 2191,823

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUROZ A., DOUBINGER J. (1977). — Report on the stephanian-autunian boundary and on the contents of upper Stephanian and Autunian in their stratotypes. Symp. Carbon. Strat., Ostrava 1973, *Prague Geol. Survey*, p. 147-169, 1 fig.
- 2) BROUTIN J., DOUBINGER J., LANGIAUX J., PRIMEY D. (1986). — Importance de la coexistence de flores à caractères stéphaniens et autuniens dans les bassins limniques d'Europe occidentale. *Mém. S.G.F.*, Paris, n° 149, p. 15-25, 5 fig., 2 pl.
- 3) CLAYTON G., COQUEL R., DOUBINGER J., GUEINN K.J., LOBOZIAK S., OWEN B., STREEL M. (1977). — Carboniferous miospores of western Europe : illustration and zonation. *Meded. Rijk. Geol. Dienst*, vol. 29, 71 p., 2 tabl., 25 pl.
- 4) DONSIMONI M. (1985). — Le gisement houiller de Decize-Devay (Nièvre, France) : Influence d'une tectonique synsédimentaire sur la genèse d'une couche épaisse. *C.R. X^e Congrès Int. Géol. Strat. Carbon.*, Madrid, 1983, vol. 3, p. 333-341.
- 5) DOUBINGER J. (1974). — Etudes palynologiques dans l'Autunien. *Rev. Palaeobot. Palyno.*, vol. 17, p. 21-38, 6 tabl., 3 pl.
- 6) DOUBINGER J. (1979). — Aperçu général des flores du Stéphanien B, C et D (?) dans les bassins houillers de la France. *C.R. 8^e Congrès Intern. Strat. Géol. Carbon.*, Moscou, 1975, vol. 3, p. 141-147, 2 fig.
- 7) DOUBINGER J., LANGIAUX J. (1982). — Un faux problème : la limite Stéphanien-Autunien. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, n° 5, p. 395-398.
- 8) GRANGEON M., FEYS R., GREBER C. (1968). — Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre). *Bull. B.R.G.M.*, sér. 2, sect. 1, n° 1, p. 43-108. 34 fig., 8 pl., 1 carte h.-t.
- 9) LIABEUF J.J., ALPERN B. (1969). — Etude palynologique du bassin houiller de Saint-Etienne, stratotype du Stéphanien. *C.R. 6^e Congrès Int. Strat. Géol. Carb.*, Sheffield, 1967, p. 155-169, 3 fig., 2 tabl., 5 pl.
- 10) LIABEUF J.J., DOUBINGER J., ALPERN B. (1967). — Caractères palynologiques des charbons du Stéphanien de quelques gisements français. *Rev. Micropal.*, vol. 10, n° 1, p. 3-14, 10 fig.
- 11) MAISTRE J. de (1963). — Description géologique du bassin houiller de la Loire. *Rev. Ind. Min.*, 45, 7-8. 59 p., 22 fig.
- 12) PRIMEY D., FARJANEL G., FAUCONNIER D. (1984). — Le gisement autuno-stéphaniens de Lucenay-lès-Aix (Nièvre) ; résultats des études paléobotaniques et palynologiques. In : *Princip. résult. scient. et techn. du Service Géol. National pour 1984*. B.R.G.M., p. 246-247, 1 fig.

Les associations sporopolliniques du Permien continental du bassin de Lodève (Hérault, France) :

caractérisation de l'Autunien supérieur, du "Saxonien" et du Thuringien

Continental Permian spore and pollen associations in the Lodève basin
(Hérault, France) :

characterization of the Upper Autunian, "Saxonian" and Thuringian

par Jeanne DOUBINGER (*), Bernadette ODIN (**) et Georges CONRAD (**)

(Planches III et IV)

Résumé. — La série continentale du bassin permien de Lodève-Gabian-Neffiès contient, dans sa partie inférieure, de nombreuses "couches" riches en matière organique, traversées par les sondages carottés de la COGEMA qui ont livré des pollen et des spores.

Les associations reconnues se répartissent dans les trois premières des cinq formations que compte la série permienne.

— L'association LO1 caractérise le Permien gris. Elle renferme une microflore tout à fait semblable à celles qui ont été décrites dans d'autres bassins du Massif Central : assise de Surmoulin du Bassin d'Autun, bassin de l'Aumance, bassin de Brive et que nous attribuons à l'Autunien supérieur. Les *Potonieisporites* sont nettement prédominants : il s'agit des grains de pollen de *Walchia (Lebachia)*, puis viennent les Bisaccates et les *Vittatina*, le pourcentage des spores est assez faible (1 %).

On envisage l'existence d'une lacune entre le Stéphaniens et l'Autunien supérieur. Cette lacune correspond dans ce bassin, à une période de structuration des dépôts houillers et à une discordance de la série permienne.

— L'association LO2 caractérise le Permien gris et rouge. Par rapport au Permien gris, on note une diminution assez importante des *Potonieisporites* qui est compensée par une augmentation notable des Bisaccates ; les *Vittatina* restent stables. L'importance de *Nuskoisporites klausii*, pollen des conifères du genre permien *Ortiseia*, mérite d'être soulignée. Par l'ensemble de ces caractères, en particulier par la présence d'*Hamiapollenites saccatus* et l'apparition des *Lueckisporites*, l'association LO2 est très proche de celles décrites aux U.S.A. dans la "Wellington formation". Selon les auteurs, cette formation est rattachée au Léonardien ou à l'Artinskien supérieur, ce qui correspond toujours à du Permien inférieur postérieur à l'Autunien classique qui est attribué à l'Assélien-Sakmarien. Ceci justifie notre attribution au "Saxonien".

On observe que l'apparition de cette nouvelle flore précède de peu celle de la couleur rouge dans les sédiments, ce qui traduit déjà une légère aridification du climat dans un contexte qui reste lacustre.

— L'association LO3 apparaît au sommet de la formation 2 et se développe à la base de la formation 3 qui correspond à un dépôt détritique rouge, de plaine d'inondation. Le spectre sporo-pollinique montre la nette régression des *Potonieisporites* remplacés par les Bisaccates, tandis que les spores représentent 2,5 %.

Cette association renferme des formes thuringiennes, en particulier *Lueckisporites globosus*, que l'on trouve dans les Zechstein 1. La formation 3 correspond à la base du Permien rouge. Elle est ravinée par la formation 4, deltaïque, dont le conglomérat basal scelle une paléosurface intrapermienne (limite Autunien-Saxonien de la carte de Lodève au 1/50.000).

(*) Institut de Géologie, Université Louis Pasteur de Strasbourg, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

(**) Laboratoire de Sédimentologie, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, Université d'Aix-Marseille III, 13397 Marseille Cedex 13.

Abstract. — *The continental series of the Lodève-Gabian-Neffiès Permian basin contains in its lower section numerous "layers" rich in organic material which have revealed spores and pollen.*

The recognized associations are distributed in the first three of the five Permian series formations.

— *The LO1 association characterizes grey Permian. It contains a microflora similar to that found in other Massif Central basins and which we associate with the Upper Autunian.*

There seems to be a gap between the Stephanian and the Upper Autunian. This gap correspond in this particular basin to a structurization period of carbon deposits and an unconformity in the Permian series.

— *The LO2 association characterizes grey and red Permian. Through a consideration of all of its characteristics, the LO2 association closely resembles the associations included in what is called "the Wellington formation" in the U.S.A. Depending on the authors, this formation is placed in the Leonardian or Upper Artinskian, which still corresponds to the Lower Permian and is after the traditional Autunian. This justifies our placing of it in the "Saxonian".*

— *The LO3 association appears at the top of Formation 2 and develops at the bottom of Formation 3, which corresponds to a red detritic deposit from flooded plains.*

This association includes the Thuringian forms which are found in Zechstein 1. Formation 3 corresponds to the bottom of red Permian. Ravines are formed in it by the deltaic Formation 4, whose basal conglomerat seals an intra-Permian paleosurface.

INTRODUCTION

La série continentale du bassin de Lodève-Gabian-Neffiès traversée par les sondages carottés de la COGEMA, contient dans sa partie inférieure, de nombreuses "couches" riches en matière organique qui ont livré des pollen et des spores. Les investigations ont porté sur 55 échantillons dont une quarantaine ont livré des éléments identifiables à des degrés divers, les comptages ayant été réalisés sur 27 échantillons renfermant une microflore riche et bien conservée. Le lien entre la matière organique dans les sédiments et la préservation de la microflore font que nos investigations fructueuses ne dépassent pas les dernières couches grises dans la formation 3 qui constitue la base du Permien rouge (= Autunien rouge de Lodève au 1/50.000).

A la base du Permien gris, l'oblitération partielle de la microflore par les phénomènes diagénétiques (pyrite, carbonates) n'a pas permis d'identifier les pollen au-dessous de la couche 49 à Lodève et 51 à Gabian-Neffiès.

Les associations reconnues se répartissent dans les trois premières des cinq formations que compte la série permienne (Odin *et al.*, 1986). Les deux dernières formations se développent dans le Permien rouge à partir d'un conglomérat qui marque la limite conventionnelle Autunien-Saxonien (Lodève au 1/50.000).

L'analyse séquentielle des trois premières formations permet de caractériser les environnements sédimentaires suivants (Odin, 1986) :

1° *A la base, la Formation 1, d'Usclas-St-Privat, discordante sur le socle cambrien ou sur le Stéphanien, est fluviodeltaïque, avec une évolution globalement positive, conglomérat à la base et apparition progressive des "couches" et des détritiques fins.*

2° *La Formation 2, des Tuilières-Loiras, se caractérise par le développement des "couches" et la finesse des*

éléments détritiques (siltites, argilites). Elle constitue une formation lacustre composée de trois membres où l'on observe la croissance puis la régression des "couches". Les membres lacustres sont séparés par des épisodes détritiques et le dernier membre constitue le Permien gris et rouge.

3° *On entre dans le Permien rouge avec la Formation 3, du Viala qui correspond à un dépôt de plaine d'inondation contenant les derniers niveaux gris riches en pollen. Le haut de cette formation est raviné par la Formation 4, de Rabejac dont le conglomérat basal, légèrement discordant, scelle une paléosurface intra-permienne.*

I. — LES ASSOCIATIONS SPORO-POLLINIQUES

L'étude du contenu sporo-pollinique des "couches" analysées permet de distinguer trois associations (Odin *et al.*, 1986) dont la plus récente (LO3) est mieux définie à la suite d'investigations plus serrées (fig. 1).

1° *A la base, l'association LO1 a été reconnue entre la "couche" 49 à Lodève et 51 à Gabian-Neffiès, dans la formation 1 et la "couche" 19 qui se place vers le sommet du deuxième membre lacustre de la formation 2. Elle comprend les espèces suivantes :*

Calamospora sp., Leiotriletes sp., Lunbladisporea sp., Knoxisporites cf. globosus Shwartsman, 1976, Laevigatosporites vulgaris (Ibrahim) Alpern et Doubinger, 1973, Nuskoisporites sp., Florinites mediapudens (Loose) Potonié et Kremp, 1956, Florinites luberae Samoilovich, 1953, Wilsonites vesicatus Kosanke, 1950, Potonieisporites novicus Bhardwaj, 1954, Potonieisporites bhardwaji Remy et Remy, 1961, Pityosporites communis Tschudy et Kosanke, 1966, Vesicaspora schemeli Klaus, 1963, Gardenasporites heisseli Klaus, 1963, Gardenasporites leonardi Klaus, 1963, Protohaploxylinus jacobii (Jansonius) Hart, 1964, Hamiapollenites perisporites (Jizba) Tschudy et Kosanke, 1966, Vittatina costabilis Wilson, 1962, Vittatina ovalis Klaus, 1963, Schopfpollenites ellipsoides (Ibrahim) Potonié et Kremp, 1956, Cycadopites sp.

2° L'association LO2 apparaît avec la "couche" 17 dans le Permien gris, au sommet du deuxième membre lacustre de la formation 2, et se développe jusqu'à la "couche" 0 dans tout le Permien gris et rouge, alternant, constituant le troisième membre lacustre de la formation 2. On y a reconnu :

Calamospora breviradiata Kosanke, 1950, *Leiotriletes adnatus* (Kosanke) Potonić et Kremp, 1956, *Laevigato-*

sporites sp., *Nuskosporites klausii* Grebe, 1957, *Florinites luberae* Samoïlovich, 1953, *Potonieisporites novicus* Bhardwaj, 1954, *Potonieisporites simplex* Wilson, 1962, *Wilsonites ephemerus* Tschudy et Kosanke, 1986, *Mosulipollenites* sp., *Alisporites* sp., *Vesicaspora schemeli* Klaus, 1963, *Gardensporites heisseli* Klaus, 1963, *Illinites tectus* Clarke, 1965, *Hamiapollenites saccatus* Wilson, 1962, *Lueckisporites singhii* Balme, 1970, *Protohaploxylinus jacobii* (Jansonius) Hart, 1964, *Protohaploxylinus sewardi* (Virkki) Hart, 1964,

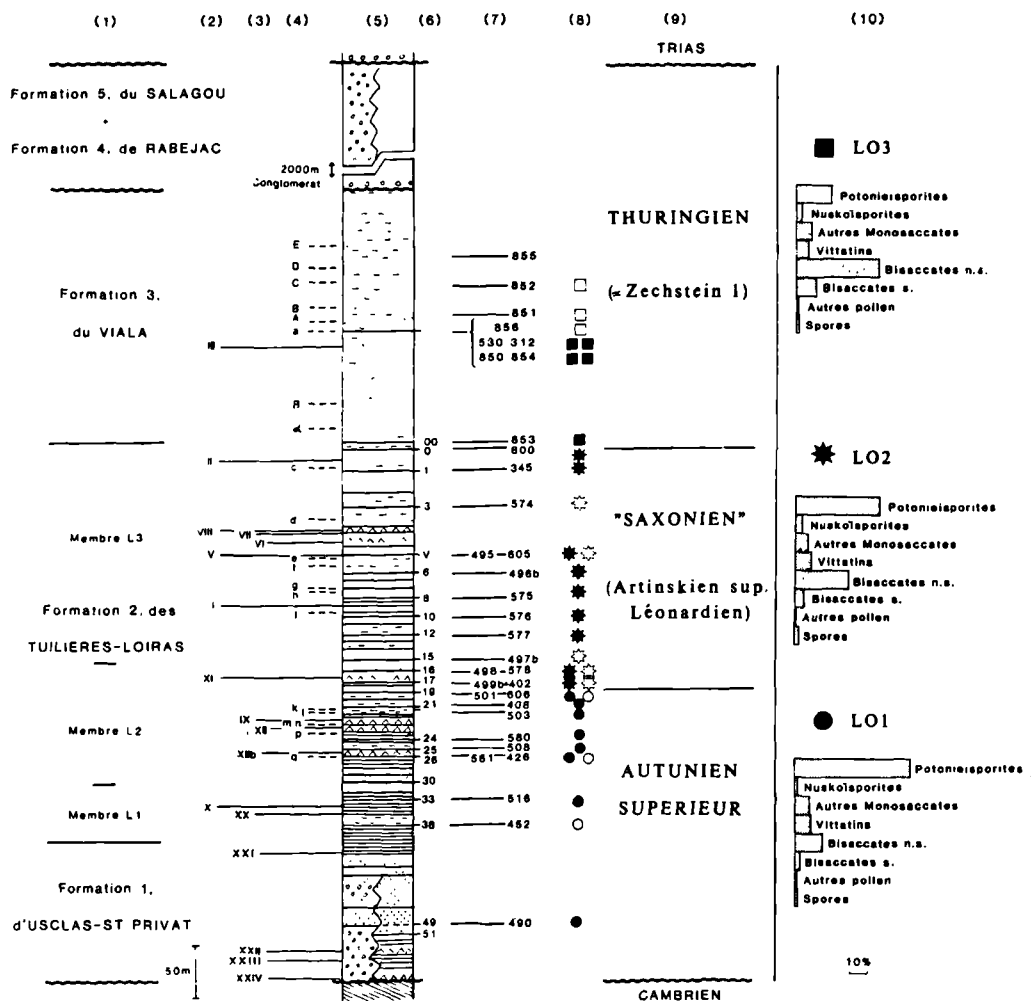


Fig. 1. — Identification des trois associations sporo-polliniques (LO1, LO2, LO3) dans la série permienne de Lodève. (1), Formations sédimentaires. — (2), Cinérites : repères majeurs. — (3), Cinérites : autres repères. — (4), Horizons et "couches" repères, accessoires. — (5), Coupe lithologique synthétique. — (6), Couches riches en matière organique ("couches"). — (7) Numéros d'échantillons. — (8), résidus sporo-polliniques identifiés et comptés. — (9), Stratigraphie. — (10), Associations sporo-polliniques.

Fig. 1. — Identification of three spore-pollen assemblages (LO1, LO2, LO3) from the Permian of Lodève. (1). Sedimentary beds. — (2), Cinerites : major marks. — (3), Cinerites : other marks. — (4), Horizons and accessory key beds. — (5), Synthetic lithologic section. — (6), Organic matter rich beds (= "couches"). — (7), Sample numbers. — (8), Identified and counted spore-pollens. — (9), Stratigraphy. — (10) Spore-pollen assemblages.

Vittatina costabilis Wilson, 1962, *Vittatina ovalis* Klaus, 1963, *Costapollenites ellipticus* Tschudy et Kosanke, 1966, *Cycadopites* sp.

3° L'association LO3 apparaît avec la "couche 00" tout à fait au sommet de la formation 2 et se trouve conservée dans la base de la formation 3 jusqu'au-dessus du repère lithologique a. Elle regroupe les formes suivantes :

Calamospora sp., *Leiotriletes adnatus* (Kosanke) Potonié et Kremp, 1956, *Cyclogranisporites* sp., *Lundbladispota* sp., *Laevigatosporites vulgaris* (Ibrahim) Alpern et Doubinger, 1973, *Nuskoisporites klausii* Grebe, 1957, *Florinites luberae* Samoïlovich, 1953, *Florinites* sp., *Potoniopsis novicus* Bhardwaj, 1954, *Potoniopsis simplex* Wilson, 1962, *Alisporites* sp., *Vesicaspora schemeli* Klaus, 1963, *Vesicaspora ovatus* Balme, 1970, *Illinites tectus* Clarke, 1965, *Hamiapollenites insolitus* (Bhardwaj et Salujha) Balme, 1970, *Lueckisporites singhii* Balme, 1970, *Lueckisporites globosus* Klaus, 1963, *Protohaploxypinus* sp., *Protohaploxypinus limpidus* (Balme et Hennely) Balme, 1970, *Vittatina costabilis* Wilson, 1962, *Vittatina angulistriata* Klaus, 1963, *Taeniaesporites* sp.

La composition des associations LO2 et LO3 est donnée par la liste des espèces dont certaines sont figurées (Pl. III et IV) et leurs caractères apparaissent par le regroupement et l'abondance relative des divers pollen, Monosaccates, Bisaccates, Polyplicates et des spores (fig. 2).

II. — INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE

1) L'association LO1, Autunien supérieur.

Cette association renferme une microflore tout à fait semblable à celles qui ont été décrites dans d'autres bassins du Massif Central français : assise de Surmoulin du Bassin d'Autun, Bassins de l'Aumance, de Blanzys-Montceau, de Brive, et qui ont été attribuées à l'Autunien supérieur (Doubinger, 1974).

Il faut noter que la base de la série permienne de Lodève n'a pas encore pu être datée puisque au-dessous de la "couche" 51, les couches du Permien gris contiennent des spores et des pollen mal conservés et donc indéterminables dans le sondage Gabian 2 (GBN 2). Sur 24 m de ce Permien gris basal, on rencontre trois "couches" stériles au-dessus de "l'assise du Ponsard" (?) rouge et conglomératique également stérile, qui a une puissance de 27 m; enfin, une "couche stéphanienne" (?) encore stérile qui marque la fin du sondage. De la "couche" 51 à la "couche" 17, c'est l'association LO1 qui est représentée.

Cet épisode massivement dominé par les pollen de Gymnospermes *Potoniopsis* spp. (60 % provenant de Conifères Walchiaceae), est vraisemblablement postérieur à la période stéphanienne (Stéphanien B-C, D?) durant laquelle les flores stéphaniennes hygrophiles et les flores autuniennes méso-xérophiles coexistaient et se

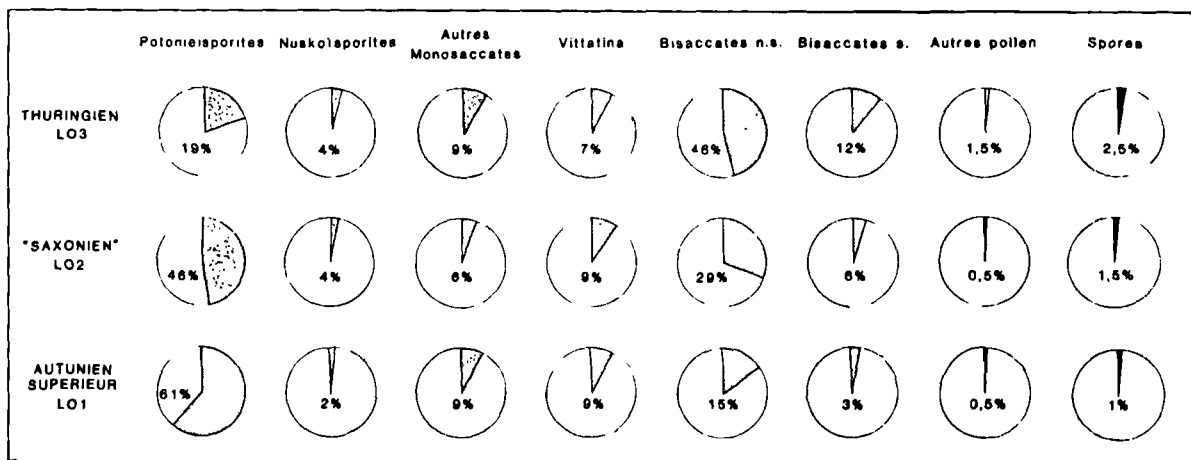


Fig. 2. — Evolution des groupes et genres de pollen identifiés dans la série permienne de Lodève et pourcentage des spores. Les *Potoniopsisporites* diminuent fortement de l'Autunien supérieur au Thuringien tandis que les Bisaccates se développent largement. Le secteur du cercle tréflé (pollen) ou noir (spores) et le chiffre, indiquent la valeur moyenne de l'ensemble des échantillons de l'association considérée [voir fig. 1 - (8)].

Fig. 2. — Spore percentages and evolution of the pollen groups and genera from the Permian of Lodève. The *Potoniopsisporites* strongly decrease from the upper Autunian to the Thuringian whereas the Bisaccate pollen strongly increase. The stippled (pollen) and black (spores) part of the circle and the included percentage correspond to the mean value taken from all the samples of the assemblage under consideration [see fig. 1 - (8)].

retrouvent alternativement dans les sédiments (Broutin *et al.*, 1986).

En s'appuyant sur un ensemble de données recueillies à Lodève et à Gabian-Neffiès, on peut raisonnablement envisager l'existence d'une lacune entre le Stéphanien et l'Autunien supérieur. Cette lacune correspond dans ce bassin, à une période de structuration des dépôts houillers et à la réalisation d'une paléosurface marquée à la fois par la discordance entre les assises stéphanien et autuniennes et les dépôts conglomératiques rouges, peut-être équivalents à l'assise du Ponsard ?

2) L'association LO2, équivalent du Saxonien.

L'association LO2 a été isolée dans le Permien gris et rouge ; c'est la mieux conservée des trois associations. Par rapport à l'association du Permien gris, on note une diminution assez importante des pollen du genre *Potoniaesporites* qui est compensée par une augmentation notable des Bisaccates ; les *Vittatina* restent stables. L'importance relative des pollen monosaccates *Nuskoisporites klausii* provenant probablement du genre de Conifère permien *Ortiseia* (Clement-Westerhof, 1984), mérite d'être soulignée. Par l'ensemble de ces caractères ainsi que par la présence non négligeable d'*Hamiapollenites saccatus* et la timide apparition des *Lueckisporites* avec *L. singhii*, la microflore LO2 est très proche de celles décrites aux U.S.A. dans la Wellington formation. Selon les auteurs, cette formation se situe soit dans le Léonardien (Jizba, 1962 ; Shaffer, 1964 ; Hedlund, 1965 ; Bond, 1968), soit dans l'Artinskien supérieur (Kozur, 1980), ce qui correspond à du Permien inférieur postérieur à l'Autunien classique qui est attribué à l'Assélien-Sakmarien.

Au Gabon, dans la série d'Agoula, Jardiné (1974) mentionne le développement important des pollen du genre *Hamiapollenites* (15 %) uniquement dans la partie inférieure du membre Koumiki, qu'il rapporte à l'Artinskien-Koungourien, donc au sommet du Permien inférieur.

Dans la partie inférieure du Saxonien du Bassin de Sarre-Nahe (R.F.A.), Visscher *et al.* (1974), puis Boy et Hartung (1983) ont décrit des assemblages où prédominent les grains de pollen du genre *Potoniaesporites* ; ce type de microflore présente donc encore des affinités autuniennes.

A Lodève, l'apparition de l'association LO2 précède de peu celle de la couleur rouge dans les sédiments, ce qui traduit déjà une certaine aridification du climat dans un contexte qui reste lacustre.

3) L'association LO3, Thuringien.

L'association LO3 apparaît au sommet de la formation 2 et se développe à la base de la formation 3 qui correspond à un dépôt détritique rouge de plaine d'inondation. Le spectre pollinique montre la nette régression des *Potoniaesporites* relayés par les Bis-

cates, avec des formes striées et des *Vittatina* ; les spores représentent environ 2-3 %. Cette association renferme aussi des formes thuringiennes, notamment *Lueckisporites globosus* que l'on trouve dans le Zechstein I.

On peut rapprocher cette association de celle décrite par Schaarschmidt (1980) dans le prolongement du Bassin de Sarre-Nahe, dans la Wetterau (R.F.A.) où la limite entre les faciès saxoniens et thuringiens est bien visible. Le niveau fossilifère concerné provient d'un sondage, près de Hungen, entre 100 et 200 m sous la base du Thuringien, dans la partie supérieure du Saxonien. La microflore déterminée comprend encore de nombreux pollens de *Potoniaesporites* (35 %), des bisaccates du complexe *Limitisporites-Jugasporites*, des bisaccates striés (18 %), des *Vittatina* (23 %) ainsi que des formes thuringiennes, en particulier *Lueckisporites virkkiae*, *Corisaccites* sp. Pour Schaarschmidt, cette association indiquerait la partie inférieure du Permien supérieur : Ufimien à Kazanien.

L'association LO3 de Lodève semble aussi voisine de celle décrite par Visscher *et al.* (1974) dans la formation de Léouvé, au sommet de la formation permienne du Dôme de Barrot, attribuée au Thuringien inférieur et à celle des assises volcano-sédimentaires de l'Estérel également décrite par Visscher (1968).

La formation 3, qui a livré l'association LO3, correspond à la base du Permien rouge. Elle est ravinée par la formation 4 deltaïque dont le conglomérat basal scelle une paléosurface intrapermienne (= limite Autunien-Saxonien de la carte de Lodève au 1/50.000).

Entre la "couche 00" et le niveau a, riche en matière organique (fig. 1), la microflore est homogène dans sa composition ; plus haut dans la coupe, à 60 m au-dessus du repère a, un autre niveau gris se distingue par un enrichissement en spores trilètes (environ 15 %). Il s'agit sans doute là d'un phénomène de "récurrence" (Broutin *et al.*, 1986) dû à un retour passager et sans doute localisé, d'une végétation plus hygrophile (palustre) de caractère stéphanien.

CONCLUSION

L'étude palynologique réalisée dans le bassin de Lodève a donc permis de décrire deux associations nouvelles :

— l'une, correspondant à l'apparition de la couleur rouge dans les sédiments, est supra-autunienne et signalée pour la première fois en Europe occidentale ;

— l'autre, précédant la discordance classiquement admise comme limite Autunien/Saxonien, présente de nettes affinités thuringiennes.

Des études complémentaires actuellement en cours permettront sans doute d'affiner ces observations, notamment en ce qui concerne la valeur chronostratigraphique ou paléoécologique des associations sporo-polliniques.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOND T.A. (1968). — Permian palynological assemblage from the Wellington Formation, Kay County Oklahoma. *Pollen spores*, t. 10, n° 2, p. 385-393.
- 2) BROUTIN J., DOUBINGER J., LANGIAUX J. et PRIMEY D. (1986). — Conséquences de la coexistence de flores à caractères stéphanien et autunien dans les bassins limniques d'Europe occidentale. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, n° 149, p. 15-25.
- 3) BOY J. et HARTKOPF C. (1983). — Paläontologie des Saarpfälzischen Rotliegenden. *Paläontol. Gesellschaft : Excursion C*, 85 p.
- 4) CLEMENT-WESTERHOF J.A. (1984). — Aspects of Permian Palaeobotany and Palynology. IV : The Conifer *Ortiseia* Florin from the Val Gardena Formation of the Dolomite and the Vincentian Alps (Italy) with special reference to a revised concept of the *Walchia-ceae* (Goepfert) Schimper. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 41, p. 55-166, 23 pl.
- 5) DOUBINGER J. (1974). — Etudes palynologiques dans l'Autunien. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, n° 17, p. 21-38.
- 6) HENDLUND R.W. (1965). — Palynological assemblage from the Permian Wellington Formation, Noble County, Oklahoma. *Okla. Geol. Notes*, n° 25, p. 236-241.
- 7) JARDINE S. (1974). — Microflores des formations du Gabon attribuées au Karroo. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 17, p. 75-112.
- 8) JIZBA K.M.M. (1962). — Late Paleozoic bisaccate pollen from the United States Midcontinent area. *J. Paleontol.*, vol. 36, n° 5, p. 871-887.
- 9) KOZUR H. (1980). — Beiträge zur Stratigraphie des Perms. Teil III. (2) : Zur Korrelation der überwiegend Kontinentalen Ablagerungen des obersten Karbons und Perms von Mittel- und Westeuropa. *Freib. Forsch.*, C 348, p. 69-172.
- 10) ODIN B. (1986). — Les formations permienne du bassin de Lodève (Autunien supérieur à Thuringien) : stratigraphie, minéralogie, paléoenvironnements, corrélations. Thèse de Doctorat en Sciences, Université Aix-Marseille III, 392 p.
- 11) ODIN B., DOUBINGER J. et CONRAD G. (1986). — Attribution des formations détritiques rouges, du Permien du Sud de la France au Thuringien, d'après l'étude du bassin de Lodève : implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques. *C.R. Ac. Sc.*, (II), t. 302, n° 16, p. 1015-1020.
- 12) SCHAARSCHMIDT F. (1980). — Pollen Flora and vegetation at the end of Lower Permian. *Proc. IV Int. Palynol. Conf. Lucknow (1976-1977)*, 2, p. 750-752.
- 13) SCHAFFER B.L. (1964). — Stratigraphic and paleoecological significance of plant microfossils in Permian evaporites of Kansas. In A.T. Cross (Rédacteur), *Palynology in Oil Exploration, a Symposium*. Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Spec. Publ., 11, p. 97-115.
- 14) VISSCHER H. (1968). — On the Thuringian age of the Upper Paleozoic sedimentary and volcanic deposits of the Estérel (Southern France). *Rev. Paleobot. Palynol.*, t. 6, n° 1, p. 71-83.
- 15) VISSCHER H., HUDDLESTON SLATTER-OFFERHAUS M.G. et WONG T.E. (1974). — Palynological assemblages from "Saxonian" deposits of the Saar-Nahe Basin (Germany) and the Dôme de Barrot (France). An approach to chronostratigraphy. *Rev. Paleobot. Palynol.*, n° 17, p. 39-56.

* * *

EXPLICATION DES PLANCHES

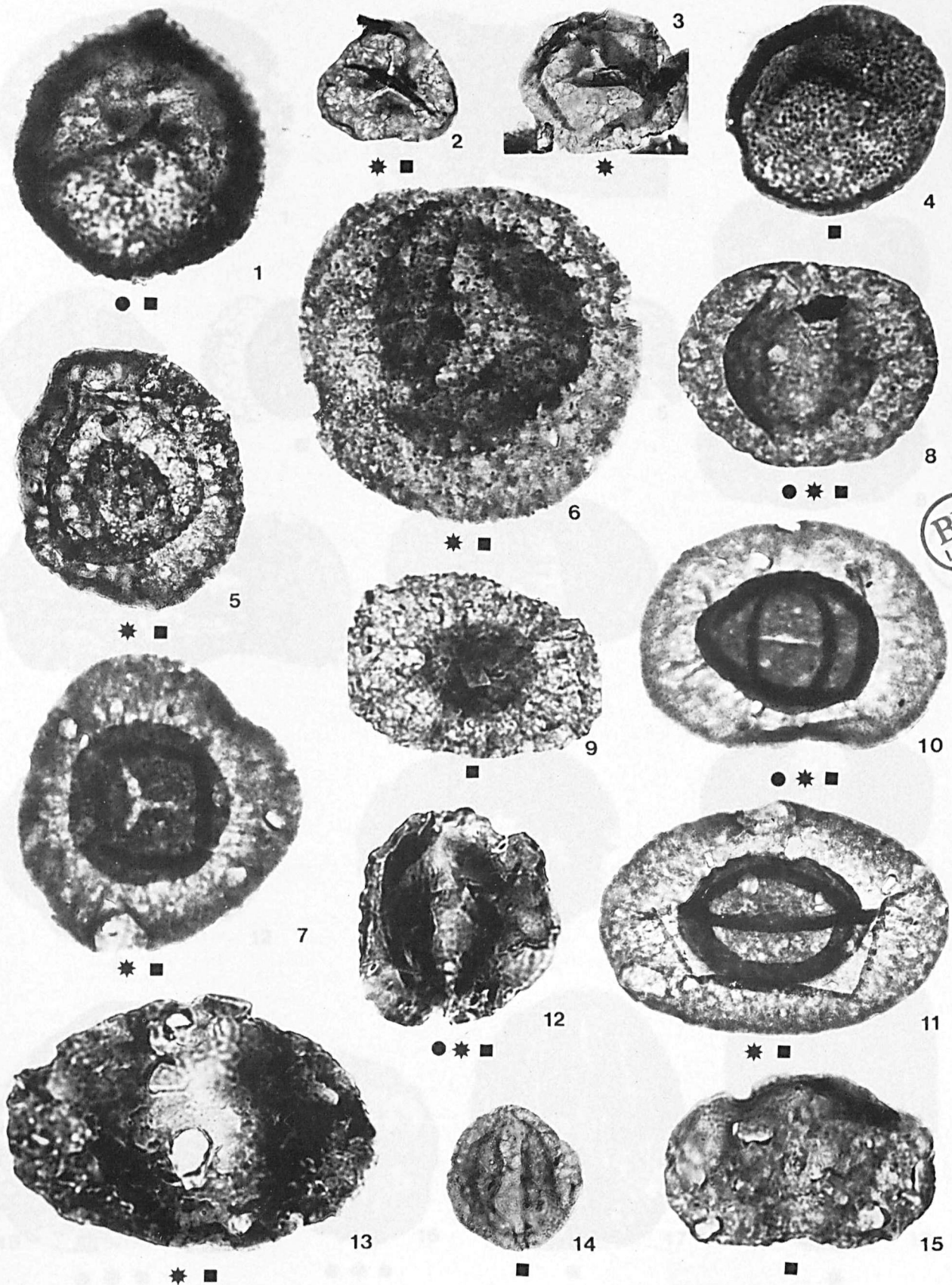
PLANCHE III

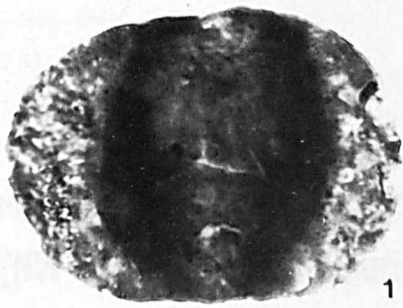
- Fig. 1. — *Lundbladispora* sp. (LO1-LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 2. — *Leiotriletes adnatus* (Kosanke) Potonié et Kremp (LO2-LO3). Gr. = 500.
Fig. 3. — *Calamospora breviradiata* Kosanke (LO2). Gr. = 500.
Fig. 4. — *Cyclogranisporites* sp. (LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 5 à 7. — *Nuskoisporites klausii* Grebe (LO2-LO3).
5. - Gr. = 500.
6. - Gr. = 1.000.
7. - Gr. = 500.
Fig. 8. — *Florinites luberae* Samoïlovich (LO1-LO2-LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 9. — *Florinites* sp. (LO3). Gr. = 500.
Fig. 10. — *Potonieisporites novicus* Bhardwaj (LO1-LO2-LO3). Gr. = 500.
Fig. 11. — *Potonieisporites simplex* Wilson (LO2-LO3). Gr. = 500.
Fig. 12. — *Vesicaspora schemeli* Klaus (LO1-LO2-LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 13. — *Alisporites* sp. (LO2-LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 14. — *Vesicaspora ovatus* Balme (LO3). Gr. = 500.
Fig. 15. — *Pityosporites communis* Tschudy et Kosanke (LO1). Gr. = 1.000.

PLANCHE IV

- Fig. 1. — *Illinites tectus* Clarke (LO2-LO3) Gr. = 1.000.
Fig. 2. — *Gardenasporites heisseli* Klaus (LO1-LO2). Gr. = 500.
Fig. 3. — *Protohaploxypinus limpidus* (Balme et Henny) Balme (LO3). Gr. = 500.
Fig. 4. — *Protohaploxypinus* sp. (LO3). Gr. = 500.
Fig. 5 et 9. — *Hamiapollenites saccatus* Wilson (LO2). Gr. = 500.
Fig. 6 à 8. — *Hamiapollenites insolitus* (Bhardwaj et Salujha) Balme (LO3). Gr. = 500.
Fig. 10. — *Protohaploxypinus sewardi* (Virkki) Hart (LO2). Gr. = 500.
Fig. 11. — *Taeniaesporites* sp. (LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 12 et 13. — *Lueckisporites singhii* Balme (LO2-LO3). Gr. = 500.
Fig. 14. — *Lueckisporites globosus* Klaus (LO3). Gr. = 500.
Fig. 15 et 16. — *Vittatina costabilis* Wilson (LO1-LO2-LO3).
15. - Gr. = 1.000.
16. - Gr. = 500.
Fig. 17. — *Vittatina angulistriata* Klaus (LO3). Gr. = 1.000.
Fig. 18. — *Costapollenites ellipticus* Tschudy et Kosanke (LO2). Gr. = 1.000.

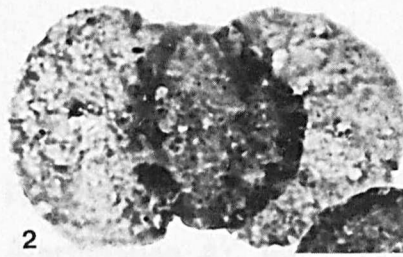
————«»————





1

★ ■



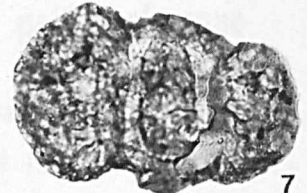
2

● ★



6

■



7

■



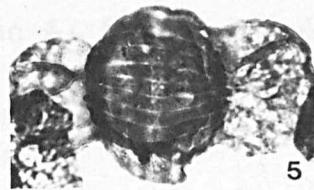
3

■



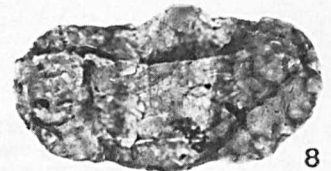
4

■



5

★



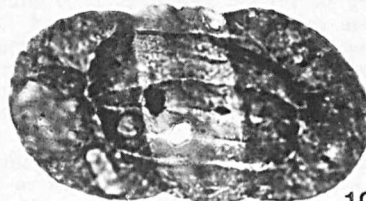
8

■



11

■



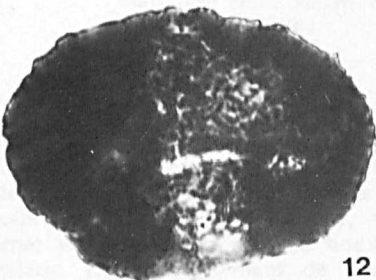
10

★



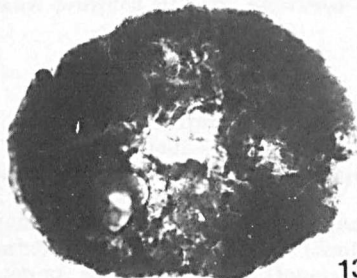
9

★



12

★ ■



13

★ ■



14

■



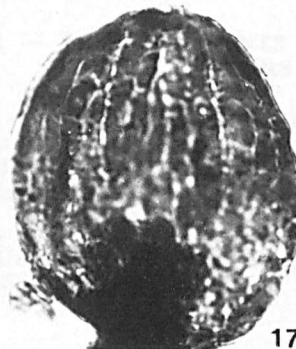
15

● ★ ■



16

● ★ ■



17

■



18

★

Association floristique et faunique rencontrée dans les coal balls de la mine Rosario (NW de l'Espagne, Namurien C - Westphalien A). Interprétation paléoécologique

Floral-faunal association in the coal balls of the Rosario mine (NW Spain, Namurian C - Westphalian A). Palaeoecological interpretation

par Sophie BECKARY (*)

(Planche V)

Résumé. — Dans le gisement de la mine Rosario ont été récoltés des coal balls mixtes (faune et flore conservées); la microfaune et la microflore ont permis de dater précisément ce gisement: sommet du Namurien C - base du Westphalien A. Un inventaire de la flore minéralisée est proposé pour la première fois en Espagne. La comparaison du cortège floristique avec ceux des autres gisements européens de même âge suggère des conditions locales bien spécifiques. L'examen des textures des coal balls apporte des indications supplémentaires quant à l'environnement: un modèle deltaïque peut être envisagé.

Abstract. — *Outcrop of Rosario mine probably belongs to the basal part of the San Emiliano Formation. This mine provided us with mixed coal balls (plant and animal remains) Microfauna and microflora give an Upper Namurian C - Lower Westphalian A age. A survey of the structurally preserved flora of Spain is drawn up for the first time. It appears, unlike other european coal ball sites of Westphalian A age dominated by Lycopods, that Pteridosperms are here the most abundant. So, the Rosario mine locality was probably subjected to local influences during Namurian C and Westphalian A times. Spanish coal balls also show varied textures which provided us with additional informations: a deltaic model is suggested.*

INTRODUCTION

Les coal balls, concrétions de carbonates de calcium et de magnésium riches en fossiles végétaux dont la structure cellulaire est conservée, sont fréquents au sommet de certaines veines de houille du Carbonifère supérieur. Le seul gisement de coal balls connu en Espagne est celui de la mine Rosario, à Truébano (Gomez de Llarena et Arango, 1946, 1948; Beckary et Laveine, 1985; Beckary, en cours). Truébano se situe à 4 km environ au SSO de San Emiliano (fig. 1), localité-type de la formation du même nom. Le gisement de Rosario appartient très probablement à la base de cette formation, définie en 1964 par Brouwer et Van Ginkel et réétudiée par Bowman (1979, 1982, 1985) et Carballeira *et al.* (1985). Le mur de la veine, schisto-gréseux, et son toit calcaire renferment une

microfaune et une microflore d'âge Namurien C supérieur - Westphalien A inférieur, comme les assemblages faunique et floristique rencontrés dans les coal balls. La présence de restes animaux marins dans les coal balls est connue dans quelques autres gisements, par exemple en Angleterre (Scott, 1906, Pl. 7, fig. 5), en U.R.S.S. (bassin du Donets, Snigirevskaya, 1972) et aux U.S.A. (Mamay et Yochelson, 1962).

I. — LES DIFFERENTS TYPES DE COAL BALLS ET LEURS TEXTURES

Trois principaux types de coal balls ont été rencontrés dans ce gisement. Les textures sont liées à l'aspect de la matière organique (débris végétaux) et/ou au mode de précipitation des carbonates.

(*) Laboratoire de Paléobotanique, Sciences de la Terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex - GRECO 7 Biostratigraphie du Paléozoïque associé au C.N.R.S.

1) Les coal balls mixtes.

Ils contiennent en proportions très variables, des restes végétaux et animaux, parfois visibles sur la surface externe des coal balls (Pl. V, fig. 1). Ce type de coal balls est le seul qui soit intéressant sur le plan de la Paléobotanique. Deux catégories ont été différenciées :

1° Les débris végétaux et animaux forment un mélange homogène : ils ont été fossilisés en même temps.

2° Les restes animaux sont concentrés dans des zones bien précises (zones de boue bioclastique) formant généralement une gangue plus ou moins continue autour d'une zone centrale riche en débris végétaux (Pl. V, fig. 2). Ceci peut traduire un phénomène de remaniement.

Remarques sur l'état de conservation de la matière organique :

Les débris végétaux sont plus ou moins bien conservés (Pl. V, fig. 3 à 5) et peuvent montrer différents types d'altération :

- altération en " chou-fleur " (Pl. V, fig. 4) ou concentrique (Pl. V, fig. 5) ;
- carbonisation de la matière organique, les végétaux sont alors conservés sous forme d'empreintes (cas rare) ;
- effets de l'interaction entre animaux et végétaux : de grandes plages de bois secondaire sont parfois criblées de cavités remplies de coprolites (Pl. V, fig. 8).

Deux sortes de textures sont parfois rencontrées dans ce type de coal balls :

- coal balls bizonés (Pl. V, fig. 6) : on observe une zone sombre et une zone claire ; dans cette dernière, la matière organique est souvent mieux conservée. Cette texture semblerait liée à une vitesse différentielle de la précipitation des carbonates ;
- les débris végétaux peuvent être lités (Pl. V, fig. 7).

2) Les coal balls fauniques.

Ils ne contiennent que des fossiles animaux mais sont cependant très riches en matière organique " amorphe ". Cette catégorie de coal balls ne montre pas de texture spéciale.

3) Autres coal balls.

Cette dernière catégorie rassemble tous les coal balls dans lesquels les restes fossiles, végétaux ou animaux, sont très rares et à peine identifiables, ou absents. Plusieurs textures apparaissent :

- les débris végétaux sont finement hachés (de l'ordre du mm à quelques mm) ;
- la matière organique forme une boue plus ou moins homogène ; on peut parfois observer des cernes concentriques alternativement clairs et sombres : ce phénomène est probablement lié à des variations dans la vitesse de précipitation des carbonates (Pl. V, fig. 9) ;
- la matière organique est préférentiellement concentrée dans des éléments bien limités sphériques à ellipsoïdaux, de l'ordre de 1 à 5 mm, pouvant contenir quelques débris cellulaires ; une origine biologique (bioturbation) ou mécanique (transport par exemple) pourrait être envisagée.

II. — LA FAUNE

1) La macrofaune.

Elle est abondante et variée dans les coal balls et le toit de la veine : Spongiaires (spicules), Bryozoaires, Brachiopodes, Gastéropodes, Lamellibranches, Goniatites et Crinoïdes. Plus rares sont les Trilobites et les Holothuries (sclérites). L'étude détaillée de ces différents groupes n'a pas encore été réalisée.

2) La microfaune.

Elle est identique dans le mur, le toit et les coal balls et a été soit étudiée en lames minces, soit extraite selon la technique de l'acétolyse adaptée par Crasquin (1984). Elle est dominée par deux groupes majeurs : Foraminifères (dét. Vachard, Paris) et Ostracodes (dét. Lethiers, Paris). L'étude des Foraminifères a révélé la présence de l'espèce *Pseudostaffella compressa*, analogue à *P. praegorski* (Donets, U.R.S.S.) caractéristique de la zone C^b₂a : Yeadonien, sommet du Namurien C. Le cortège ostracodique (tabl. I) indique une fourchette d'âge plus large que les Foraminifères : Viséen supérieur/Namurien à Westphalien.

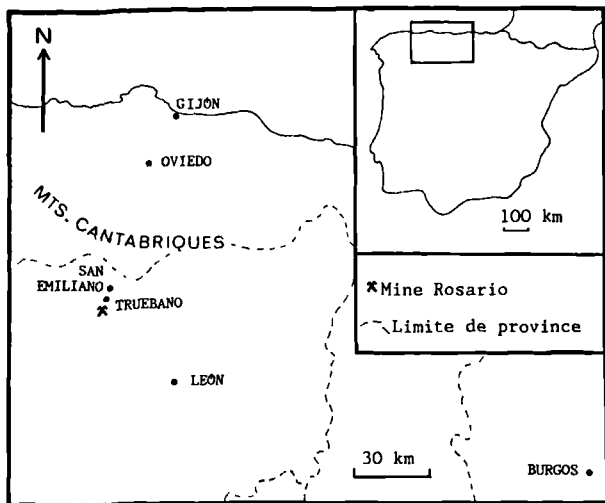


Fig. 1. — Localisation de la mine Rosario.

Fig. 1. — Location of the Rosario mine.

La diversité de la microfaune témoigne d'une salinité normale dans des eaux bien oxygénées. Le milieu de vie devait correspondre à la zone de battement des marées.

III. — LA FLORE

1) La microflore.

Deux principaux groupes ont été étudiés :

a) *Algues et pseudo-Algues* (dét. Vachard) : l'assemblage est identique dans le mur, le toit et les coal balls. Parmi les pseudo-Algues, le genre *Donezella*, fréquent dans la Formation San Emiliano (Bowman, 1979), a été rencontré. Les Algues sont variées : *Dasycladales*, Algues bleues, rouges et brunes.

b) *Spores et pollens* (dét. Candilier et Loboziak, Lille) : seuls le mur et le toit ont donné des résultats satisfaisants. L'assemblage rencontré (tabl. I) suggère un âge westphalien A et comprend des spores de Lycophytes (*Lycospora*), d'Arthropytes et de Filicophytes, des grains de pollen de Ptéridospermaphytes (*Schopfipollenites*) et de Cordaïtophytes (*Florinites*).

Tous les autres assemblages palynologiques du Westphalien A sont caractérisés par une nette dominance des microspores du type *Lycospora* et une très faible proportion de grains de pollen. L'abondance relative des différents taxons n'a pas pu être établie pour le gisement de Rosario, en raison de la pauvreté du matériel conservé. Cependant, le fait que des grains de pollen aient été récoltés dans une faible quantité de matériel pourrait être un argument en faveur de leur abondance et ainsi différencier le gisement de Rosario de ceux de même âge.

2) La macroflore.

Cette macroflore a été étudiée selon la méthode classique des "peel sections" (Joy *et al.*, 1956) et déterminée par Fairon-Demaret (Liège) et moi-même. Le mur de la veine contient quelques débris flottés non identifiables. Tous les végétaux sont caractérisés par un état très fragmentaire, les débris les plus longs dépassant rarement 10 cm : ceci est dû aux conditions de transport avant la fossilisation. Les principaux groupes végétaux connus au Carbonifère supérieur sont représentés (tabl. I) : Lycophytes, Arthropytes, Filicophytes, Ptéridospermaphytes et Cordaïtophytes. L'inventaire (tableau I), établi d'après l'examen de 230 coal balls, est loin d'être exhaustif puisqu'il s'agit de la première étude de ce genre réalisée en Espagne. Le comptage de toutes les structures rencontrées a permis d'établir l'importance relative des cinq grands groupes végétaux (fig. 2) : les Ptéridospermaphytes sont largement dominantes. Par contre, dans les autres gisements européens de même âge, la macroflore est toujours dominée par les Lycophytes, la proportion de Ptéridospermaphytes étant comprise entre 0 et 27 %

seulement ; les Cordaïtophytes sont généralement très rares et les Marattiales souvent absentes, contrairement au site de Rosario.

3) Remarques.

Les données de la microflore et de la macroflore sont concordantes : l'assemblage floristique rencontré dans le gisement de Rosario montre des caractéristiques tout à fait originales, probablement imputables à des conditions paléocéologiques locales.

CONCLUSIONS : INTERPRETATION DES RESULTATS

La présence de fossiles animaux intimement mélangés aux restes végétaux suggère une fossilisation dans un milieu soumis à des influences marines et continentales. Un modèle deltaïque pourrait éventuellement expliquer la diversité des textures des coal balls. Dans certains bras du delta, l'apport abondant et permanent de débris végétaux a pu permettre un enfouissement rapide et donc la préservation de ces débris (absence d'oxydation), puis leur perminéralisation. Quelques coal balls ont pu être déplacés précocement et "s'enduire" de boue marine. Les oscillations du niveau de la mer ont pu provoquer l'accélération ou le freinage de la précipitation des carbo-

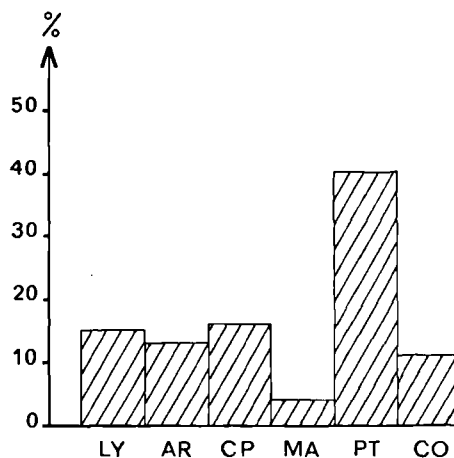


Fig. 2. — Proportions relatives des principaux groupes végétaux dans le gisement Rosario.

LY, Lycophytes. — AR, Arthropytes. — Filicophytes : CP, Coenopteridales. — MA, Marattiales. — Gymnospermes : PT, Ptéridospermaphytes. — CO, Cordaïtophytes.

Fig. 2. — Relative proportions of major plant groups in Rosario outcrop.

LY, *Lycopsidea*. — AR, *Sphenopsida*. — Filicopsida : CP, *Coenopteridales*. — MA, *Marattiales*. — Gymnosperms : PT, *Pteridospermales*. — CO, *Cordaïtales*.

MICROFAUNE	MACROFLORE
<p>OSTRACODES</p> <p><i>Neokloedenella</i> cf. <i>secunda</i> CRONEIS & BRISTOL <i>Neokloedenella ovulella</i> CORYELL & ROZANSKY <i>Kloedenellidae</i> sp.</p> <p><i>Monoceratina</i> cf. <i>bradfieldi</i> COOPER <i>Hollinellidae</i> sp. <i>Coryellina</i> sp.</p> <p><i>Shleesha</i> cf. <i>rothi</i> GEIS <i>Shleesha</i> cf. <i>pingoides</i> (CRONEIS & GALE) <i>Kegelites</i> ? sp. A in REQUADT <i>et al.</i> <i>Kirkbya</i> cf. <i>fossula</i> CRONEIS & BRISTOL <i>Kirkbya</i> cf. <i>aequalis</i> CRONEIS & FUNKHOUSER</p> <p><i>Paraparohites</i> n. sp. A <i>Paraparohites</i> ? n. sp. B <i>Paraparohites</i> cf. <i>distortus</i> CORYELL & ROZANSKI <i>Chamishaella carbonaria</i> (HALL) in SOHN <i>Shishaella</i> cf. <i>cyclopea</i> (GIRTY) <i>Shemonaella</i> cf. <i>dutroii</i> SOHN <i>Shivaella</i> cf. <i>armstrongiana</i> (JONES & KIRKBY) <i>Microcoelonella</i> aff. <i>symetrica</i> SCOTT <i>Microcoelonella</i> aff. <i>scanta</i> CORYELL & SOHN <i>Samarella</i> cf. <i>scapularia</i> CRASQUIN</p> <p><i>Seminolites</i> cf. <i>elongatus</i> CORYELL <i>Waylandella</i> cf. <i>regularis</i> COOPER <i>Waylandella</i> ? sp. <i>Healdianella</i> ? n. sp. A <i>"Healdiacypris"</i> cf. <i>subtriangularis</i> CORYELL & ROZANSKI <i>Bythocypris quadrata</i> COOPER <i>Microcheilinella</i> aff. <i>unispinosa</i> COOPER <i>Microcheilinella</i> cf. <i>distortus</i> GEIS <i>Basslerella firma</i> KELLETT <i>Basslerella rostrata</i> (KNIGHT) <i>Basslerella</i> ? <i>parallela</i> COOPER</p> <p><i>Acratia</i> ? sp. A <i>Saumella</i> n. sp. A</p> <p><i>Fabalicypriis</i> sp. <i>sensu</i> SANCHEZ DE POSADA <i>Bairdiacypris</i> cf. <i>acuminata</i> COOPER <i>"Bythocypris"</i> cf. <i>ovata</i> COOPER <i>"Bythocypris"</i> aff. <i>croneisi</i> CORYELL & ROZANSKI</p> <p><i>Bairdia</i> aff. <i>monstrabilis</i> COOPER <i>Bairdia</i> ? sp. in REQUADT <i>et al.</i> <i>Bairdia compacta</i> GEIS <i>Bairdia</i> aff. <i>osorioni</i> CRONEIS & GALE <i>Bairdia</i> cf. <i>pennata</i> CORYELL & SAMPLE <i>Bairdia</i> cf. <i>accuminata</i> COOPER</p>	<p>LYCOPHYTES</p> <p>.racines <i>Stigmara ficoides</i> (STERNBERG) BRONGNIART <i>Stigmara</i> sp.</p> <p>.feuilles <i>Lepidophylloides</i> sp. <i>Sigillariopsis</i> sp.</p> <p>.fructifications <i>Lepidocarpon</i> aff. <i>lomaxii</i> SCOTT</p> <p>ARTHROPHYTES</p> <p>.axes aériens <i>Arthropytis</i> sp. <i>Sphenophyllum</i> sp.</p> <p>.racines <i>Astromylon</i> sp.</p> <p>.feuilles <i>Calamites</i> aff. <i>rectangularis</i> ANDERSON</p> <p>FILICOPHYTES</p> <p>.tiges <i>Psalixochlaena cylindrica</i> (WILLIAMSON) HOLDEN</p> <p>.rachis isolés <i>Clepsydropsis</i> aff. <i>leclercqii</i> GALTIER <i>Clepsydropsis</i> sp. <i>Ectapteris scottii</i> P. BERTRAND <i>Ectapteroides incertae sedis</i> <i>Ankyropteris</i> sp. <i>Botryopteris ramosa</i> (WILLIAMSON) SCOTT <i>B.</i> aff. <i>tridentata</i> (FELIX) SCOTT <i>B. hirsuta</i> (WILLIAMSON) SCOTT <i>B.</i> aff. <i>hirsuta</i> (WILLIAMSON) SCOTT <i>Botryopteris</i> sp. <i>Anachoropteris williamsonii</i> KOOPMANS <i>A. gillottii</i> CORSIN <i>A.</i> aff. <i>gillottii</i> CORSIN <i>Anachoropteris</i> sp. <i>Tubaculis</i> sp. <i>Psalixochlaena cylindrica</i> (WILLIAMSON) HOLDEN</p> <p>MARATTIALES</p> <p>.tiges <i>Pearonius</i> sp.</p> <p>.rachis isolés <i>Stippitopteris</i> sp.</p>
<p>MICROFLORE</p> <p><i>Planisporites spinulistratus</i> (LOOSE) IBRAHIM <i>Raistrickia</i> cf. <i>saetosa</i> <i>Lycospora pusilla</i> (IBRAHIM) SOMERS <i>Lycospora rotunda</i> (BHARADWAJ) SOMERS <i>Lycospora noctuina</i> BUTTERWORTH & WILLIAMS <i>Craspispora kosankei</i> (POTONIE & KREMP) SMITH & BUTTERWORTH <i>Triquitrites brandsonii</i> WILSON & HOFFMEISTER <i>Triquitrites</i> cf. <i>brandsonii</i> <i>Triquitrites</i> cf. <i>sinani</i> <i>Triquitrites</i> cf. <i>sculptilis</i> <i>Laevigatosporites vulgaris</i> (IBRAHIM) ALPERN & DOUBINGER <i>Florinites pellucidus</i> (WILSON & COE) WILSON <i>Florinites pumicosus</i> (IBRAHIM) SCHOPF, WILSON & BENTALL <i>Florinites</i> sp. <i>Schopfpollenites</i> sp.</p>	<p>PTERIDOSPERMAPHYTES</p> <p>.tiges <i>Heterangium</i> sp. <i>Medullosa</i> aff. <i>anglica</i> SCOTT</p> <p>.rachis isolés <i>Lyginorachis</i> sp. <i>Myeloxylon</i> sp.</p> <p>.fructifications <i>Pachytesta</i> sp.</p> <p>CORDAITOPHYTES</p> <p>.tiges <i>Mesozydon</i> sp. <i>Artisia</i> sp.</p> <p>.racines <i>Amyelon</i> sp.</p> <p>.fructifications <i>Nitrospermum</i> sp.</p>

Tableau I. — Liste des espèces rencontrées dans le gisement Rosario. Microfaune (Ostracodes) et Flore. Wagner et Bowman (1983) ont précisé quelques données sur l'assemblage paléontologique caractérisant la Formation San Emiliano.

Table. I. — List of species occurring in Rosario outcrop. Microfauna (Ostracoda) and Flora. Wagner and Bowman (1983) have given precise details about palaeontological records from the San Emiliano Formation.

nates : apport plus ou moins important d'ions Ca^{++} et Mg^{++} .

D'après Phillips et Peppers (1984) et Phillips *et al.* (1985), la dominance des Lycophytes dans une forêt marécageuse est généralement associée à un rapport élevé axes aériens/racines dans la tourbe fossile, lui-même caractéristique d'un climat humide ; ce rapport semble plus faible dans les coal balls de Rosario que dans ceux des autres gisements européens de même âge. D'après les mêmes auteurs, les conditions requises par les Lycophytes des forêts carbonifères sont : eau douce et climat très humide, alors que les Marattiales et plus particulièrement les Ptéridospermaphytes sont florissantes sous un climat plus sec, comme les Cordaïtophytes ; de plus, ces dernières s'adaptent facilement à un environnement saumâtre (Cridland, 1964 ; Phillips *et al.*, 1985).

Ainsi, l'analyse du cortège floristique des coal balls de Rosario peut conduire aux hypothèses suivantes :

— il est possible que la région de Rosario ait été soumise à un microclimat assez sec à la limite Namurien C/Westphalien A ;

— les eaux du marais qui alimentait le delta (ou la zone de dépôt) en débris végétaux devaient probablement être saumâtres.

Un autre phénomène est, peut-être, également intervenu : en effet, les larges troncs des Lycophytes arborescents étaient creux et donc étaient plus fragiles que ceux des Ptéridospermaphytes. Par conséquent, l'abondance de ces derniers dans les coal balls espagnols pourrait simplement ou également résulter d'un transport sélectif.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BECKARY S. — Les végétaux carbonifères à structure conservée du gisement de Truébano, Province de León, Espagne. Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Techniques de Lille (en cours de publication).
- 2) BECKARY S. et LAVEINE J.P. (1985). — Découverte du genre *Medullosa* Cotta dans le Carbonifère du NW de l'Espagne, Province de León. *C.R. 10^e Congr. carb.*, Madrid, 1983, 2, p. 141-154, Pl. I-IV.
- 3) BOWMAN M.B.J. (1979). — The depositional environments of a limestone unit from the San Emiliano Formation (Namurian-Westphalian), Cantabrian Mts., NW Spain. *Sedimentary Geology*, 24, p. 25-43.
- 4) BOWMAN M.B.J. (1982). — The stratigraphy of the San Emiliano Formation and its relationships to other Namurian-Westphalian sequences in the Cantabrian Mts., NW Spain. *Trab. Geol.*, Oviedo, 12, p. 23-35.
- 5) BOWMAN M.B.J. (1985). — The sedimentology and palaeogeographic setting of late Namurian-Westphalian A basin-fill successions in the San Emiliano and Carmenes areas of NW León, Cantabrian Mts, NW Spain. *An. Fac. Ciènc.*, Porto, 64, p. 117-169.
- 6) BROUWER A. et VAN GINKEL A.C. (1964). — La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques. *C.R. 5^e Congr. carb.*, Paris, 1963, I, p. 307-319.
- 7) CARBALLEIRA J., CORRALES I., VALLADARES I., NAVAL A., RUIZ F., LORENZO S., MARTINEZ-CHACON M.L., MENDEZ C., SANCHEZ DE POSADA L.C., TRUYOLS J. (1985). — Aportaciones al conocimiento de la Estratigrafía de la Formación San Emiliano (Carbonífero, Cordillera Cantábrica) en su área-tipo. *C.R. 10^e Congr. carb.*, Madrid, 1983, 1, p. 345-362, Pl. I-V.
- 8) CRASQUIN S. (1984). — Ostracodes du Dinantien. Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie (France, Belgique, Canada), t. I et II, Thèse de 3^e Cycle, Lille, inédit, p. 1-238, Pl. 1-23.
- 9) CRIDLAND A.A. (1964). — *Amyelon* in American coal balls. *Palaeontology*, 7, (2), p. 186-209, Pl. 33-37.
- 10) GOMEZ DE LLARENA J. et ARANGO C. (1946). — Las "tacanas" (coal balls) de la mina "Rosario" de Truébano (León). *Notas y comunicaciones del I.G.M.E.*, Madrid, 16, p. 215-236.
- 11) GOMEZ DE LLARENA J. et ARANGO C. (1948). — Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León). *Boletín del I.G.M.E.*, Madrid, 61, p. 79-206.
- 12) JOY K.W., WILLIS A.T. et LACEY W.S. (1956). — A rapid cellulose peel technique in Botany. *Ann. of Bot.*, Londres, N.S., 20, p. 635-637.
- 13) MAMAY S.H. et YOCHELSON E.L. (1962). — Occurrence and significance of marine animal remains in american coal balls. *U.S. Geological Society, Prof. Paper*, 354-1, Washington, p. 193-224, Pl. 26-34.
- 14) PHILLIPS T.L. et PEPPERS R.A. (1984). — Changing patterns of Pennsylvanian coal-swamp vegetation and implications of climatic control on coal occurrence. *Int. J. Coal Geol.*, 3, (3), p. 205-255.
- 15) PHILLIPS T.L., PEPPERS R.A. et DIMICHELE W.A. (1985). — Stratigraphic and interregional changes in Pennsylvanian coal- swamp vegetation : Environmental inferences, in T.L. Phillips and C.B. Cecil (Editors), *Palaeoclimatic Controls on Coal Resources of the Pennsylvanian System of North America. Int. J. Coal Geol.*, 5, (1-2), p. 43-109.
- 16) SCOTT D.H. (1906). — On *Sutcliffia insignis*, a new Type of *Medulloseae* from the Lower Coal-Measures. *Trans. Linn. Soc.*, Londres, sér. 2, vol. VII, part 4, p. 45-68, Pl. 7-10.
- 17) SNIGIREVSKAYA N.S. (1972). — Studies of coal balls of the Donets basin. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, Amsterdam, 14, p. 197-204, Pl. I-II.
- 18) WAGNER R.H. et BOWMAN M.B.J. (1983). — The position of the Bashkirian-Moscovian boundary in West European chronostratigraphy. *Newsl. Stratigr.*, Berlin-Stuttgart, 12, (3), p. 132-161.

EXPLICATION DE LA PLANCHE V (*)

EXPLANATION OF THE PLATE V (*)

Fig. 1. — Fragment de tige de Cordaïte visible à la surface du coal ball (flèche blanche).

Fig. 1. — *Cordaïtes stem fragment on the coal ball surface (white arrow).*

Fig. 2. — Coal ball mixte hétérogène.

Fig. 2. — *Heterogenous mixed coal ball.*

Fig. 3 à 6. — Etat de conservation des débris végétaux.

Fig. 3 to 6. — *Condition of plant remains preservation.*

3. - Bonne conservation : observer le détail cellulaire.

3. - *Good preservation : note the cellular detail.*

4. - Altération en "chou-fleur".

4. - *"Cauliflowers" degradation.*

5. - Altération concentrique.

5. - *Concentric degradation.*

6. - Coal ball bizoné.

6. - *Bizoned coal ball.*

Fig. 7. — Litage des débris végétaux.

Fig. 7. — *Bedding of the plant remains.*

Fig. 8. — Coprolites à l'intérieur d'une plage de bois secondaire.

Fig. 8. — *Coprolites within a secondary wood area.*

Fig. 9. — Coal ball plurizoné.

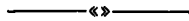
Fig. 9. — *Plurizoned coal ball.*

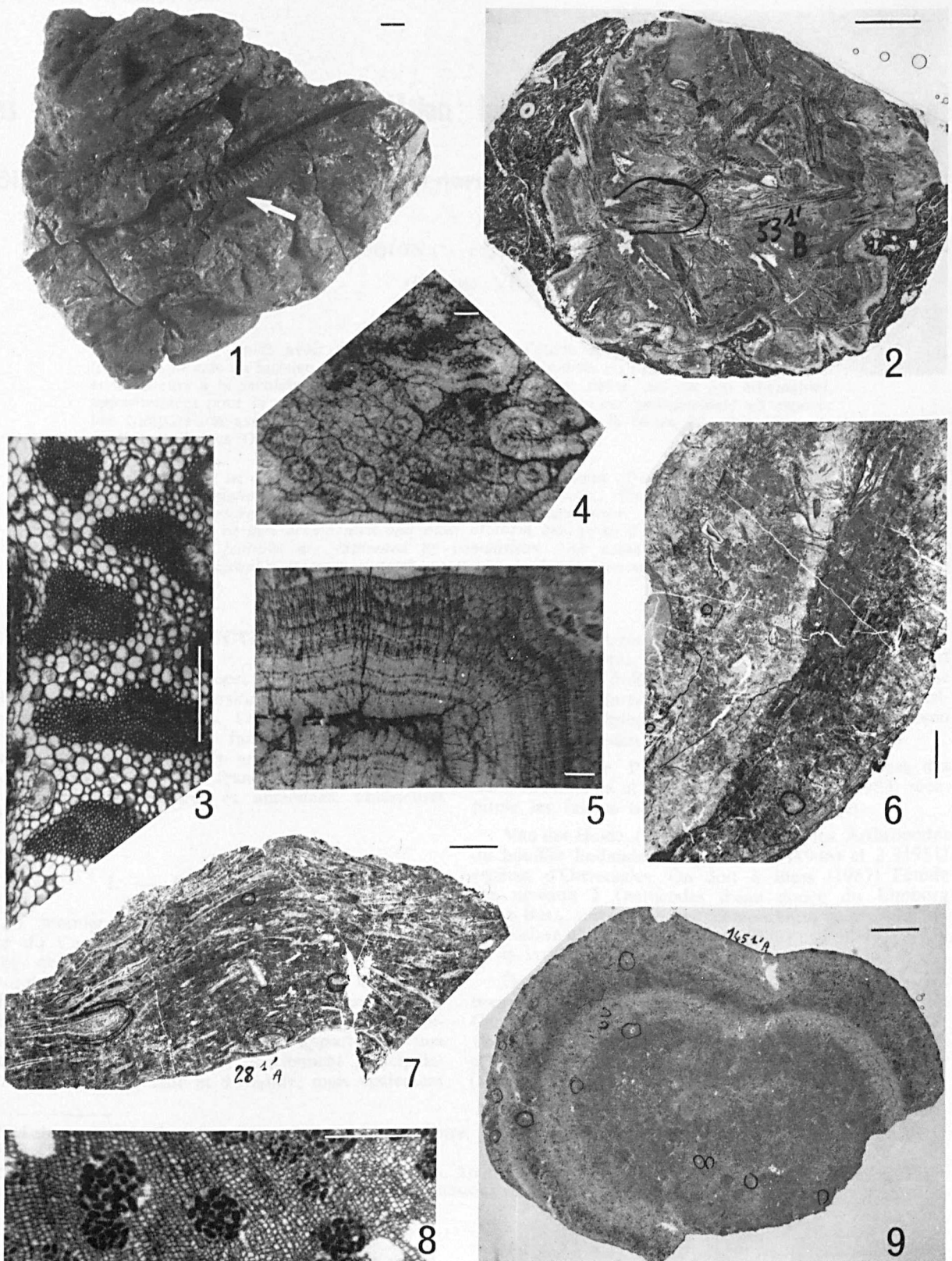
(*) Echelle : trait noir = 1 cm ; trait blanc = 0,5 mm.

(*) Scale : black line = 1 cm ; white line = 0,5 mm.

Remarque : Les cercles noirs apparaissant sur les fig. 2, 6, 7 et 9 ont été dessinés à l'encre.

Remark : Black circles on fig. 2, 6, 7 and 9 have been drawn in ink.





Les Ostracodes continentaux du Silésien : bilan général et perspectives en France

Silesian continental ostracodes : general evaluation and prospects in France

par Sylvie CRASQUIN (*) et Francis LETHIERS (**)

(Planche VI)

Résumé. — Après avoir dressé l'historique sur l'étude des Ostracodes d'eau douce à travers le monde au Silésien, il apparaît que les travaux réalisés en France sont fragmentaires et antérieurs à la seconde guerre mondiale. Ces Ostracodes, petits, peu ou pas ornementés, appartiennent pour la plupart aux *Carbonitacea* Sohn, 1985. Leur paléoécologie est exposée par comparaison avec les formes actuelles et en rapport avec le faciès. L'intérêt biostratigraphique de ces Ostracodes est montré à partir d'exemples.

Abstract. — In a first time we give a chronological account of researchs on continental Ostracodes throughout the world during Upper Carboniferous. The last studies in France were realized before the second world war and were fragmentary. Continental Ostracodes are small, little or non ornamented and most of them belong to *Carbonitacea* Sohn, 1985. Paleoeological features are explained by comparison with actual forms and by facies study. Biostratigraphic interest of fresh water Ostracodes is demonstrated from examples.

INTRODUCTION

Les Ostracodes d'eau douce, probablement apparus au Dévonien, se sont diversifiés au Carbonifère et existent encore de nos jours. Les sédiments limniques du Silésien contiennent une faune abondante de ces petits crustacés dont l'intérêt géologique est reconnu. Ceux des bassins houillers français n'ont fait l'objet que d'études fragmentaires et anciennes, antérieures à 1935.

I. — HISTORIQUE

Les premiers travaux sur les Ostracodes d'eau douce du Carbonifère supérieur sont dus à Jones et Kirkby, qui débutèrent en 1870 une série de publications qui s'échelonnèrent jusqu'au début du XX^e siècle et dont les références sont reportées dans l'index bibliographique de Bassler et Kellett (1934). Les nombreuses espèces qu'ils ont décrites, appartenant aux genres *Candona* et *Carbonita*, proviennent principalement de Grande-Bretagne et d'Irlande, mais également

de Nouvelle Ecosse (Canada). Wright (1930) et Latham (1932) redécrivent quelques formes du Lancashire et d'Ecosse, puis Pollard (1966) reprend l'étude précise d'espèces des genres *Carbonita* et *Geisina* dans le West-phalien de la région de Newcastle. En 1970, Anderson publie une révision générale du genre *Carbonita*.

En Belgique, Pruvost (1930) décrit 6 espèces des schistes houillers et Bless in Paproth *et al.* (1983) récapitule les faibles connaissances sur ce sujet.

Van der Heide (1946, 1951) étudie les Arthropodes du houiller hollandais et y décrit 2 (1946) et 3 (1951) espèces d'Ostracodes. On doit à Bless (1967) l'étude des niveaux à Ostracodes d'eau douce du Limburg (Pays-Bas), suivie par une comparaison avec ceux du Lancashire en Grande-Bretagne (Bless et Pollard, 1973), où la systématique des *Carbonita* est reprise.

Dans le Carbonifère supérieur allemand, de nombreux auteurs ont signalé ou décrit des espèces de *Carbonitacea* principalement. Citons : Kummerow (1939, 1949, 1953), Bartenstein (1950), Kremp (1951), Kremp et Johst (1952), Kremp et Grebe (1955) et Vangerow (1957, 1970).

(*) Laboratoire de Paléobotanique, Sciences de la Terre, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex et GRECO CNRS 130007 Biostratigraphie du Paléozoïque.

(**) Laboratoire de Géologie des Bassins sédimentaires, Tour 14-15, 4^e étage, Université P. et M. Curie, 4, Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 et GRECO CNRS 130007 Biostratigraphie du Paléozoïque.

En Espagne du Nord, Bless (1966) découvre une espèce de *Carbonita* dans le Westphalien supérieur.

Aux U.S.A., les travaux sur les Ostracodes d'eau douce du Pennsylvanien ont débuté avec Knight (1928), Upson (1933), Kellett (1935), Scott *et al.* (1941, 1943, 1944), et Cooper (1946). Seules les publications de Scott (1944) et Scott et Summerson (1943) sont exclusivement consacrées aux Ostracodes d'eau douce des Appalaches. Dans ces deux études, trois genres ont été érigés : *Hilboldtina*, *Gutschickia* et *Pruvostina*. Sohn (1976, 1977a, b) entreprend l'étude des muscles adducteurs des *Carbonitidae* et du genre *Darwinula* sur un matériel pennsylvanien de Virginie occidentale. En 1985, cet auteur érige la superfamille *Carbonitacea*.

Au Canada, quelques espèces sont signalées par Jones et Kirkby (1889) puis par Dawson (1897) en Nouvelle Ecosse et Copeland (1957) décrit plusieurs espèces des genres *Carbonita*, *Hilboldtina*, *Candona* et *Gutschickia* dans le Carbonifère supérieur des Provinces maritimes (Nouvelle Ecosse, Nouveau Brunswick et Ile du Prince Edward).

Bien que comptant de nombreux bassins houillers, la France n'a suscité que peu d'études sur ces Ostracodes limniques. A la faveur d'une silicification exceptionnelle, Brongniart (1876) décrit un nouveau genre et une nouvelle espèce : *Palaeocypris edwardsii* dont les appendices sont fossilisés. Pruvost (1911, 1919) décrit 5 espèces des genres *Carbonita* et *Cypridina* dans le Bassin houiller du Nord-Pas-de-Calais. Deux espèces de *Carbonita* sont figurées par Corsin (1932) dans le guide paléontologique du terrain houiller du Nord de la France. Dans son mémoire sur la faune continentale du houiller sarro-lorrain, G. Waterlot (1934) cite les genres *Candona*, *Carbonita* et regroupe plusieurs espèces sous la dénomination *Carbonita fabulina*. Depuis, l'étude de ces crustacés n'a pas été reprise en France.

II. — CARACTERES DE LA FAUNE

Les Ostracodes des schistes houillers sont généralement de petite taille (1 mm ou moins de longueur), de forme ovoïdale et à test souvent très fin (Pl. VI, fig. 3). L'ornementation est souvent absente ou faible, sans sillon marqué, parfois très finement réticulée ou striée. Une morphologie voisine existe chez les espèces actuelles d'eau douce. La charnière est simple, de type adonte et l'empreinte du muscle adducteur est formée d'un agrégat de petites taches musculaires dont l'arrangement est caractéristique des familles (fig. 1).

Les Ostracodes limniques du Silésien appartiennent principalement à la superfamille *Carbonitacea* Sohn, 1985, famille *Carbonitidae* Swain, 1976 avec les genres : *Carbonita* Strand, 1928, *Gutschickia* Scott, 1944, *Hilboldtina* Scott et Summerson, 1943, *Palaeocypris* Brongniart, 1876, *Pruvostina* Scott et Summerson, 1943 et *Whipplella* Holland, 1934. La révision systématique de cette famille est nécessaire : des synonymies

génériques sont à prévoir. La superfamille *Darwinulacea* Brady et Norman, 1889, famille *Darwinulidae* Brady et Norman, 1889, ne contient que le genre *Darwinula* Brady et Robertson, 1885, au Carbonifère terminal : elle comportera de nombreuses espèces au Permien et se poursuit jusqu'aujourd'hui. La place du genre *Candona* Baird, 1845, au Paléozoïque supérieur reste à préciser. Les espèces du genre *Cypridina* Milne-Edwards, 1840, citées par les anciens auteurs, ont donné lieu au nouveau genre *Radiocypridina* Bless, 1973b, lui-même mis en synonymie avec *Eocypridina* Kesling et Ploch, 1960, par Sohn en 1977d.

La conservation est malheureusement peu satisfaisante dans les schistes houillers. L'extraction est souvent

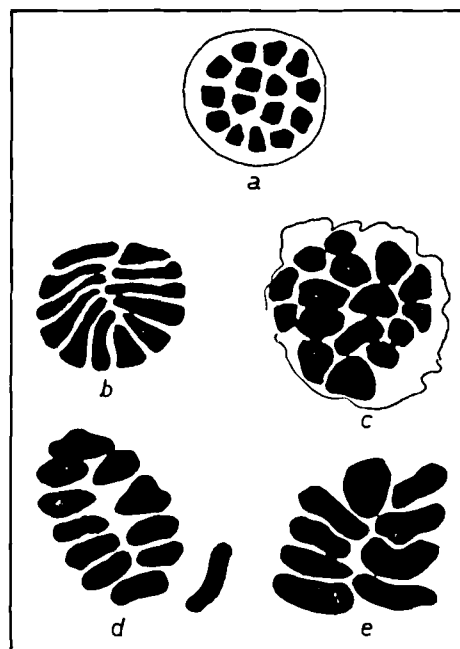


Fig. 1. — Empreintes du muscle adducteur chez quelques genres d'eau douce du Paléozoïque supérieur (d'après Sohn, 1977b).

- a : *Carbonita* Strand, 1928, Carbonifère supérieur.
- b : *Darwinula* Brady et Robertson, 1885, Carbonifère terminal.
- c : *Gutschickia* Scott, 1944, Pennsylvanien.
- d : *Whipplella* Holland, 1934, Permien.
- e : *Suchonella* Spizharski 1937, Permien.

Fig. 1. — Adductor muscle attachment scars of fresh water genera identified in the Upper Paleozoic (after Sohn, 1977b).

- a : *Carbonita* Strand, 1928, Upper Carboniferous.
- b : *Darwinula* Brady and Robertson, 1885, Late Carboniferous.
- c : *Gutschickia* Scott, 1944, Pennsylvanian.
- d : *Whipplella* Holland, 1934, Permian.
- e : *Suchonella* Spizharsky, 1937, Permian.

impossible et les études doivent s'effectuer sur les surfaces de délitages. Si la fossilisation du test se rencontre parfois, les individus sont souvent à l'état d'empreintes ou de moules internes, voire déformés. Ces caractéristiques expliquent le peu d'empressement des auteurs à les étudier. Néanmoins, un examen approfondi montre que les morphologies de détail variées, les empreintes du muscle adducteur et l'ornementation observée au microscope électronique à balayage constituent de bons caractères distinctifs.

III. — PALEOECOLOGIE

1) Les Ostracodes actuels d'eau douce (petites mares, cours d'eau, lacs) sont relativement mieux connus et peuvent servir de références dans les interprétations paléoécologiques. Il s'agit de carapaces peu ornementées principalement de la famille *Cyprididae* qui se

diversifie à partir du Tertiaire, mais également des familles *Darwinulidae* et *Limnocytheridae* dont la morphologie rappelle celle de leurs homologues paléozoïques; d'ailleurs le genre *Darwinula* persiste toujours. Il existe actuellement plus de mille espèces de *Cyprididae* à large répartition géographique, parfois intercontinentale, ce caractère devenant plus commun au niveau générique (McKenzie, 1971). Ceci s'explique par des formes de résistance des œufs pouvant être transportés selon diverses voies (Sohn et Kornicker, 1979). Les cas de reproduction parthénogénétiques sont classiques chez les Ostracodes d'eau douce, ainsi que le polymorphisme intraspécifique (Sylvester-Bradley, 1976). La nourriture est essentiellement constituée de détritits végétaux, protozoaires et bactéries (Benson in Moore, 1961).

2) Les *Carbonitidae* du Silésien affectionnaient les substrats boueux, argileux plus ou moins silteux et carbonés, c'est-à-dire riches en particules organiques

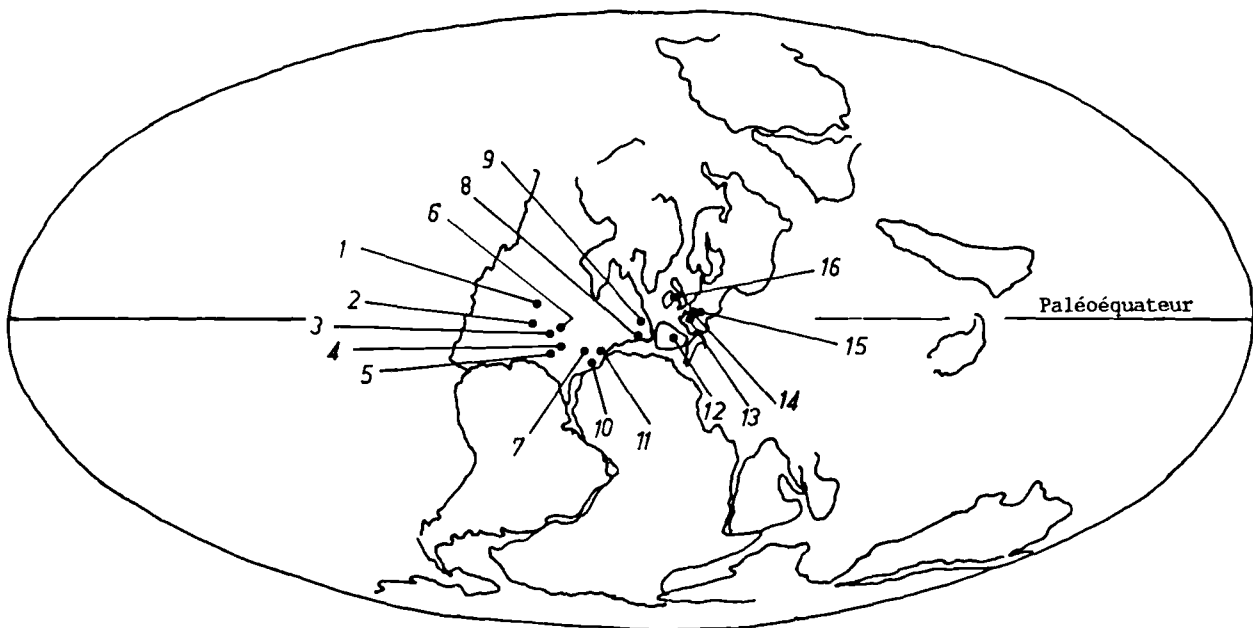


Fig. 2. — Répartition mondiale des gisements connus d'Ostracodes silésiens d'eau douce. Reconstitution palinspastique d'après Scotese (1984).

Fig. 2. — World repartition of Silesian fresh water Ostracodes deposits. Palinspastic map after Scotese (1984). 1, Nebraska (Upson, 1933). — 2, Kansas (Kellett, 1935). — 3, Missouri (Knight, 1928). — 4, Kentucky (Scott et Summerson, 1943). — 5, Tennessee (Scott et Summerson, 1943). — 6, Illinois (Scott, 1944; Cooper, 1946). — 7, Virginie occidentale - *West Virginia* (Scott, 1944; Sohn, 1985). — 8, Nouvelle Ecosse - *Nova Scotia* (Jones et Kirkby, 1889; Dawson, 1897). — 9, Provinces maritimes - *Maritimes Provinces* (Copeland, 1957). — 10, Virginie - *Virginia* (Sohn, 1985). — 11, Pennsylvanie - *Pennsylvania* (Scott, 1944). — 12, Espagne - *Spain* (Bless, 1966, 1970). 13, France (Pruvost, 1911, 1919; Waterlot, 1934). — 14, Belgique/Pays-Bas - *Belgium/The Netherlands* (Pruvost, 1930; Bless, 1967, 1970, 1973; Bless et Pollard, 1973). — 15, Allemagne - *Deutschland* (Münster, 1830; Jones et Jones et Kirkby, 1862 à 1904; Wright, 1930; Latham, 1932; Pollard, 1966; Anderson, 1970).

et à faible Eh à cette époque. Des *Carbonita* ont été observés en association sur les feuillages filicoïdes et sur des rameaux de *Lepidodendron* (Jones, Kirkby et Young, 1899) mais le mode de vie fouisseur semble avoir été général pour les *Carbonitidae* d'après l'observation de formes actuelles voisines et l'analyse morphofonctionnelle (Sohn, 1985). Les valves fines peuvent s'agglomérer en "pile de soucoupe", caractère taphonomique classique en eau douce animée de faibles courants (Young, 1896).

Les associations rencontrées avec ces Ostracodes correspondent à la faune classique des schistes houillers : écailles de poissons, lamellibranches, myriapodes et blattoïdes. La distribution mondiale des *Carbonitidae* au Carbonifère supérieur (Scott et Summerson, 1943) rend ce groupe précieux pour les corrélations en domaine continental (fig. 2). Certaines espèces semblent adaptées aux paléoenvironnements saumâtres, telles celles regroupées dans le genre "*Geisina*" pouvant caractériser le milieu deltaïque (Bless, 1971). Sohn (1977c) a même décrit une espèce de *Paraparchitidae* (*Paraparchites mazonensis*) dans le Westphalien continental de l'Illinois.

IV. — INTERET BIOSTRATIGRAPHIQUE

En considérant les déterminations spécifiques réalisées jusqu'ici comme exactes, il s'avère que plusieurs espèces présentent des répartitions circumglobales. A titre d'exemple, *Carbonita evelinae* (Jones, 1870) a été décrite dans le Carbonifère supérieur du Pays de Galles et retrouvée au Tennessee (U.S.A.) par Scott et Summerson (1943), dans l'Illinois (U.S.A.) par Cooper (1946), dans les Provinces maritimes (Canada) par Copeland (1957) et dans les régions de Durham et Northumberland (Grande-Bretagne) par Pollard (1966).

Des tableaux de répartition stratigraphique établis par Bless (1967, 1973a) indiquent déjà que les étages du Silésien sont caractérisés par divers assemblages d'Ostracodes continentaux.

Nous pensons améliorer cette situation après une révision systématique qui sera facilitée par la présence, dans les collections du Laboratoire de Paléobotanique et Biostratigraphique du Paléozoïque de Lille, du très beau matériel de Pruvost et de G. Waterlot, ainsi que de nombreux échantillons provenant des Houillères du Bassin Nord - Pas-de-Calais.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANDERSON F.W. (1970). — Carboniferous Ostracoda. The genus *Carbonita* Strand. *Bull. Geol. Survey of Great Britain*, n° 32, p. 69-121, 1 fig., Pl. 12-19.
- 2) BARTENSTEIN H. (1950). — Micropaleontological Research in European Upper Carboniferous Stratigraphy. *Geol. Mag.*, n° 87, p. 253-260, 1 pl., 2 fig.
- 3) BASSLER R.S. et KELLETT B. (1934). — Bibliographic index of Paleozoic Ostracoda. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.*, 1, 500 p., 24 fig.
- 4) BENSON R. (1961). — Ecology of Ostracodes assemblages in Moore R.C. Ed. *Treatise of invertebrate paleontology*, part Q, Arthropoda 3, *Geol. Soc. of America, Univ. of Kansas Press*, p. Q56-Q57.
- 5) BLESS M.J.M. (1966). — *Carbonita agnes* (Jones) from the coal-mine "Sabero", León (Spain). *Notas y Comuns. Inst. Geol. y Minero de España*, 90, p. 93-97, 1 pl., 1 fig.
- 6) BLESS M.J.M. (1967). — Ostracodes aus dem Limburg Karbon (Niederlande). *Freiberger Forschungshefte*, C213, p. 159-169, 2 pl., 1 tabl.
- 7) BLESS M.J.M. (1970). — Environments of some Upper Carboniferous Coal-basins (Asturias, Spain ; Limburg, Netherlands). *C.R. 6° Congrès Géol. Strat. Carbonifère*, Sheffield, 1967, II, p. 503-516, 10 fig.
- 8) BLESS M.J.M. (1971). — Palökologische Untersuchungen im Westfal von Nordspanien und Nordwesteuropa unter besonderer Berücksichtigung der Ostracoden. *Freiberger Forsch. H.*, C267, p. 113-121, 4 pl.
- 9) BLESS M.J.M. (1973a). — Derzeitiger Stand der Kenntnisse über die Ostracoden-Stratigraphie. *Freib. Forsch. H.*, C282, p. 5-21, 8 pl., 1 tabl.
- 10) BLESS M.J.M. (1973b). — *Radiocypridina*, a new Cypridinid ostracode genus from the Upper Carboniferous. *Rev. Española Micropaleontología*, 5, 2, p. 247-252, 1 fig.
- 11) BLESS M.J.M. et POLLARD J.E. (1973). — Paleogeology and Ostracode faunas of Westphalian Ostracode Bands. *Meded. Rijks Geol. Dienst., N.S.*, 24, p. 21-53, 11 fig., 5 pl., 14 tabl.
- 12) BRONGNIART C. (1876). — Note sur un nouveau genre d'Entomostracé fossile provenant du Terrain Carbonifère des environs de Saint-Etienne (*Palaeocypris edwardsii*). *Ann. Sci. Géol.*, 7, p. 49-56, 1 pl.
- 13) COOPER C.L. (1946). — Pennsylvanian Ostracodes of Illinois. *Bull. Geol. Surv. Illinois*, 70, p. 1-177, 35 fig., 21 pl.
- 14) COPELAND M.J. (1957). — The Arthropod fauna of the Upper Carboniferous rocks of the Maritime Provinces. *Mem. Geol. Surv. Can.*, 286, p. 1-110, 21 pl., 2 fig.
- 15) CORSIN P. (1932). — Guide paléontologique dans le terrain houiller du Nord de la France. *Trav. Mém. Univ. Lille*, 5, p. 1-44, 40 pl., 16 fig., 3 pl. h-t.
- 16) DAWSON W. (1897). — Note on the bivalve shells of the Coal-Measures of Nova Scotia. *Can. Rec. of Sci.*, vol. 6, p. 117-143.

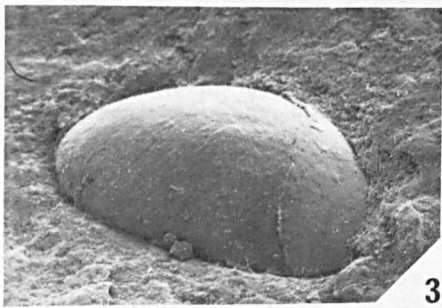
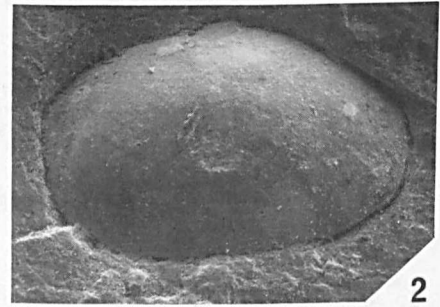
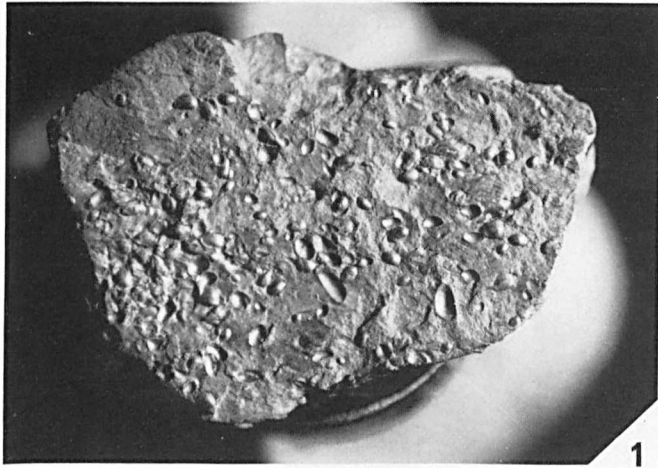
- 17) JONES T.R. (1870). — On bivalved Entomostraca from Coal-Measures of South Wales. *Geol. Mag.*, 7, p. 218-219, Pl. 9, fig. 4-10.
- 18) JONES T.R. et KIRKBY J.W. (1889). — On some Ostracoda from the Mabou Coalfield, Inverness Country, Cape Breton (Nova Scotia). *Geol. Mag.*, n.s., dec. 3, 6, p. 269-271, 4 fig.
- 19) JONES T.R., KIRKBY J.W. et YOUNG J. (1899). — On *Carbonia*, its horizons and conditions of occurrence in Scotland, specially in Fife. *Edimburg Geol. Soc.*, 7, p. 420-442.
- 20) KELLETT B. (1935). — Ostracodes from the Upper Pennsylvanian and Lower Permian strata of Kansas. III. *Bairdiidae* (concluded), *Cytherellidae*, *Cypridinidae*, *Entomoconchidae*, *Cytheridae* and *Cyprididae*. *J. Paleont.*, 9, p. 132-166.
- 21) KNIGHT J.B. (1928). — Some Pennsylvanian Ostracodes from the Henrietta Formation of Eastern Missouri. Part. 1 : *J. Paleont.*, 2, 3, p. 229-267, Pl. 30-34 ; Part 2 : 2, 4, p. 318-336, Pl. 43-44.
- 22) KREMP G. (1951). — Foraminifera und Ostracoden-Horizonte im produktiven Karbon des Ruhrgebietes. *Glückauf*, 87, p. 596-600.
- 23) KREMP G. et GREBE H. (1955). — Beschreibung und Stratigraphischer Wert einiger Ostracodenformen aus dem Ruhrkarbon. *Geol. Jahrb.*, 71, p. 145-170, 1 pl., 5 fig., 1 tabl.
- 24) KREMP G. et JOHST W. (1952). — Einige Mikrofossilien des Oberkarbons und Verfahren zur Gewinnung von Schlifflen solcher oft sehr harter objekte. *Geol. Jahrb.*, 66, p. 151-164, 3 pl.
- 25) KUMMEROW E. (1939). — Die Ostracoden und Phyllopoden des deutschen Unterkarbons. *Abh. preuss. Geol. Landesanst.*, N.F., 194, p. 1-107, 7 pl., 20 fig.
- 26) KUMMEROW E. (1949). — Über einige Süswasser-Ostracoden des Ruhrkohlengebietes. *Neues Jahr. f. Min. Monatshefte*, Abt. B, 1-3, p. 45-59, 1 fig., 2 pl.
- 27) KUMMEROW E. (1953). — Über oberkarbonische und devonische Ostracoden in Deutschland und in der Volkrepublik Polen. *Bei. z. Geologie*, 7, p. 1-75, 7 pl.
- 28) LATHAM M.H. (1932). — Scottish Carboniferous Ostracoda. *Trans. Roy. Soc. Edimb.*, 57, 2, p. 351-395, 25 fig.
- 29) MCKENZIE K.G. (1971). — Palaeozoogeography of freshwater Ostracoda. *Bull. centre Rech. Pau - SNPA*, 5 suppl., p. 207-237, 2 pl., 8 fig., 2 tabl.
- 30) MUNSTER G. (1830). — On some fossil species of *Cypris* and *Cythere*. *Neues Jahrb.*, p. 65.
- 31) PAPROTH E., DUSAR M., BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., DELMER A., FAIRON-DEMARET M., HOULLEBERGHS E., LALOUX M., PIERART P., SOMERS Y., STREEL M., THOREZ J. et TRICOT J. (1983). — Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium, a review. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. 106, p. 241-283, 1 pl., 12 fig., 6 tabl.
- 32) POLLARD J.E. (1966). — A non-marine Ostracod fauna from Coal measures of Durham and Northumberland. *Palaeontology*, 9, p. 667-697, 10 fig., 4 tabl.
- 33) PRUVOST P. (1911). — Note sur les Entomostracés bivalves du terrain houiller du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XL, p. 60-80, 2 fig., 2 pl.
- 34) PRUVOST P. (1919). — La faune continentale du terrain houiller du Nord de la France. *Mém. Carte géol. France*, 2^e partie, les Crustacés, p. 35-69, Pl. 24, fig. 13-16.
- 35) PRUVOST P. (1930). — La faune continentale du terrain houiller de la Belgique. *Mém. Mus. roy. Hist. Nat. Belgique*, 44, p. 105-284, 14 pl., 13 fig.
- 36) SCOTSESE C.R. (1984). — An introduction to this volume : Palaeozoic paleomagnetism and the assembly of Pangea in V 12, *Geodynamics series*, A.G.U., p. 1-10, 10 fig.
- 37) SCOTT H.W. (1944). — Permian and Pennsylvanian fresh-water Ostracodes. *J. Paleont.*, 18, 2, p. 141-147, 2 pl., 1 fig.
- 38) SCOTT H.W. et BORGER H.D. (1941). — Pennsylvanian Ostracodes from Lawrence county, Illinois. *J. Paleont.*, 15, p. 354-358, 2 pl.
- 39) SCOTT H.W. et SUMMERSON C.H. (1943). — Non-marine Ostracoda from the Lower Pennsylvanian in the Southern Appalachians, and their bearing on intercontinental correlations. *Ann. J. Sci.*, 24, 11, p. 653-675, 1 fig. 2 pl.
- 40) SOHN I.G. (1976). — Antiquity of the Adductor Muscle Attachment scar in *Darwinula* Brady et Robertson, 1885. *Abh. Verh. naturwiss. Ver. Hamburg*, (N/F), 18/19 (suppl.), p. 305-308, 3 pl., 1 tabl.
- 41) SOHN I.G. (1977a). — Late Mississippian and early Pennsylvanian Ostracoda from Northern Arkansas, a preliminary survey. *Oklahoma Geol. Surv. Guide book*, 18, p. 149-159.
- 42) SOHN I.G. (1977b). — Muscle scars of Late Paleozoic fresh water Ostracodes from West Virginia. *U.S. Geol. Surv. J. Research*, 5, 1, p. 135-141, 1 fig., 2 pl.
- 43) SOHN I.G. (1977c). — *Paraparchites maronensis* n. sp. (ostracoda) from Middle Pennsylvanian Ironstone concretions of Illinois. *Fieldiana : Geology*, 37, p. 43-59, 10 fig.
- 44) SOHN I.G. (1977d). — Radiate shell structures in Paleozoic Myodocopid and Palaeocopid Ostracodes are epigenic. *U.S. Geol. Surv. J. Research*, 5, 1, p. 125-133, 2 fig.
- 45) SOHN I.G. (1985). — Latest Mississippian (Namurian A) non-marine Ostracodes from West Virginia and Virginia. *J. Paleont.*, 59, 2, p. 446-460, 6 fig., 2 tabl.
- 46) SOHN I.G. et KORNICKER L.S. (1979). — Viability of freeze-dried eggs of the freshwater *Heterocypris incongruens*. *Proc. of VII Intern. Symp. on Ostracodes, Serbian Geol. Soc. Beograd*, p. 1-3, 1 pl., 1 tabl.
- 47) SYLVESTER-BRADLEY P.C. (1961). — Superfamily *Cypridinacea* Baird, 1850 in Moore ed., *Treatise of invertebrate Paleontology*, part Q, *Geol. Soc. of America, Univ. of Kansas Press*, p. Q397-Q404.

- 48) SYLVESTER-BRADLEY P.C. (1976). — Speciation Patterns in Ostracoda. *Abh. Verh. naturwiss. Ver. Hamburg*, (N/F) 18/19 (suppl.), p. 29-37, 2 fig., 2 tabl.
- 49) UPSON M.C. (1933). — The Ostracoda of the Big Blue Series in Nebraska. *Bull. Nebraska Geol. Surv.*, 8, p. 1-54, 5 pl.
- 50) VANDER HEIDE S. (1946). — Stratigraphie et paléo-écologie du terrain houiller du Peel. *Meded. Geol. Stichting*, série C 4, 3, 4, p. 9-49, 1 pl., 2 fig., 2 tabl.
- 51) VANDER HEIDE S. (1951). — Les Arthropodes du terrain houiller du Limburg méridional (excepté les scorpions et les insectes). *Meded. Geol. stichting*, série C 4, 3, 5. Les Ostracodes et les Phyllopoques, p. 14-26, Pl. I.
- 52) VANGEROW E.F. (1957). — Mikropaläontologische Untersuchungen in der Kohlscheider-Schichten im Wurmrevier bei Aachen. *Geol. Jb.*, 73, p. 457-506, 5 pl., 15 fig., 3 tabl.
- 53) VANGEROW E.F. (1970). — Die Ostracoden des West deutschen oberkarbons. *Palaeontographica A*, 134, p. 133-152, 1 pl., 17 fig., 1 tabl.
- 54) WATERLOT G. (1934). — Etude de la faune continentale du terrain houiller Sarro-Lorrain. *Etude des gîtes min. France*, 317 p., 25 pl., 66 fig.
- 55) WEHRLI H. (1938). — In P. Kukuk. *Geologie des Niederrheinisch-Westphälischen Steinkohlengbietes*, Berlin, p. 128-129, 4 fig.
- 56) WRIGHT W.R. (1930). — Additions to the Fauna of Lancashire Coal-Measures. *Mem. Proc. Manchester Lit. Phil. Soc.*, 74, p. 41-51.
- 57) YOUNG J. (1896). — Notes on the Ostracoda found in lacustrine or fresh-water strata of the Campsie District, which alternate with the lower beds of the Carboniferous marine Limestone series. *Geol. Soc. Glasgow, Tr.*, 10, p. 334-336.

EXPLICATION DE LA PLANCHE VI

EXPLANATION OF THE PLATE VI

- Fig. 1. — Vue d'ensemble d'un fragment de schiste houiller provenant de la fosse n° 6 de Bruay. Collection P. Pruvost. Les moules d'Ostracodes apparaissent en relief ou en creux. Les fig. 2 à 7 représentent, en vue latérale, des individus de cet échantillon.
- Fig. 1. — *Sample of carboniferous shale from Bruay (Pas-de-Calais, Pit n° 6). P. Pruvost Collection. Ostracode molds are in relief or in hollowness. Fig. 2 to 7 are specimens lateral views from this sample.*
- Fig. 2. — *Carbonita cf. fabulina* (Jones et Kirkby, 1867). Moule interne de valve droite (en relief).
- Fig. 2. — *Carbonita cf. fabulina* (Jones and Kirkby, 1867). *Internal mold of right valve (in relief).*
- Fig. 3. — *Carbonita cf. bairdioides* Jones et Kirkby, 1879. Moule interne de valve gauche. On peut observer un fragment de test au bord postérieur, sur la droite du cliché (en relief).
- Fig. 3. — *Carbonita cf. bairdioides* Jones and Kirkby, 1879. *Internald mold of left valve. We can see on the posterior border (on the right of the picture) a bit of the shell (in relief).*
- Fig. 4. — *Carbonita sp. 1.* Contre-empreinte de moule externe. Surface lisse (en relief).
- Fig. 4. — *Carbonita sp. 1.* *Counterpart of external mold. Smooth surface (in relief).*
- Fig. 5. — *Pruvostina aff. wanlessi* Scott et Summerson, 1943. Contre-empreinte de moule externe. Surface ponctuée. L'ornementation semble s'organiser de manière concentrique (en relief).
- Fig. 5. — *Pruvostina aff. wanlessi* Scott and Summerson, 1943. *Counterpart of external mold. Punctate surface. Punctate pattern seems to be concentric (in relief).*
- Fig. 6. — *Carbonita cf. salteriana* (Jones et Kirkby, 1879). Empreinte de moule externe de valve droite. Surface finement ponctuée (en creux).
- Fig. 6. — *Carbonita cf. salteriana* (Jones and Kirkby, 1879). *Print of a right valve external mold. Delicately reticulate surface (in hollowness).*
- Fig. 7. — Exemple d'empilement en "pile de soucoupe" observable à la faveur d'une fracture (en relief).
- Fig. 7. — *Example of "saucer stack" by means of a fracture (in relief).*
- Fig. 8. — "*Candona*" cf. *planidorsata* Cooper, 1946. Valve gauche d'individu isolé. Stéphaniens terminal. Sud de Najac (Aveyron). COUL 222.
- Fig. 8. — "*Candona*" cf. *planidorsata* Cooper, 1946. *Left valve of isolated specimen. Late Stephanian. South of Najac (Aveyron). COUL 222.*



1 cm

1

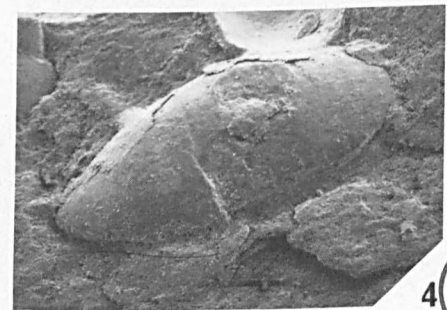
100μ
2-3-4

300μ
5

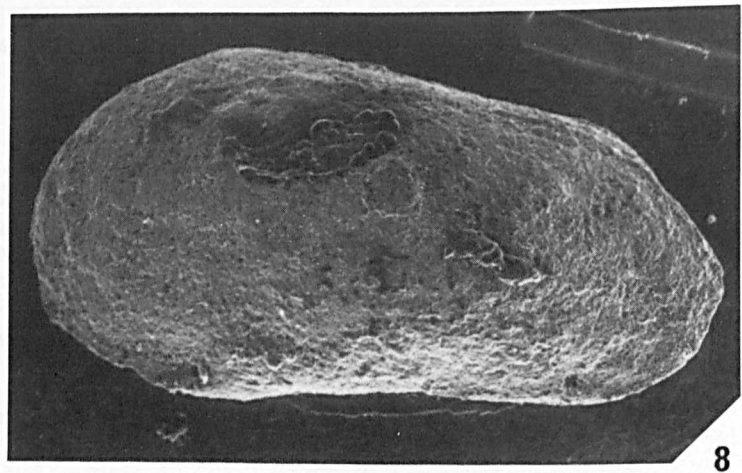
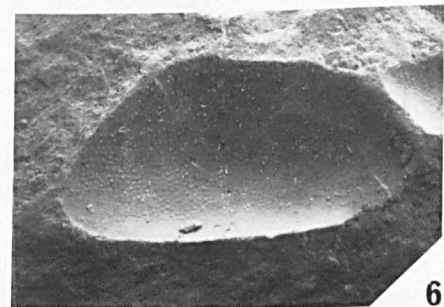
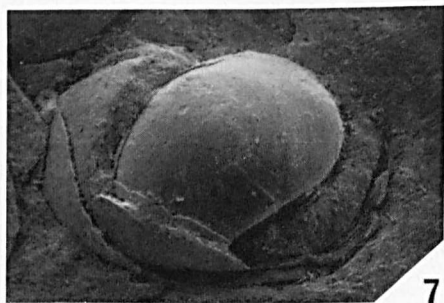
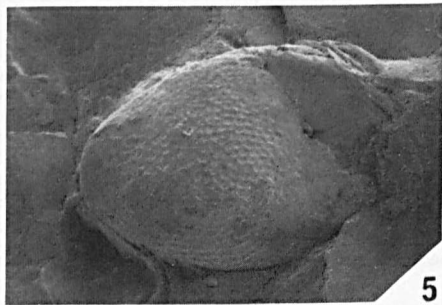
200μ
6

200μ
7

200μ
8



B
LI



Vertébrés des bassins stéphanien et autunien du Massif Central Français ; paléobiogéographie et paléoenvironnements

Vertebrates of Stephanian and Autunian basins in French "Massif Central" ; paleobiogeography and paleoenvironments

par Daniel HEYLER (*)

Résumé. — La répartition géographique des Vertébrés du Permo-Carbonifère du Massif Central montre des affinités très fortes entre les Bassins du Nord du Massif Central — et surtout entre ceux d'Autun et de Montceau-les-Mines — qui ont en commun de nombreux Poissons Actinoptérygiens et, notamment, les Paramblyptéroides et les Aeuelliformes. Ces derniers sont présents aussi dans l'Allier (Bourbon et Buxières) et, vers le Sud, jusqu'à Decazeville. Par contre, on ne trouve aucune de ces formes à Lodève, alors qu'on les trouve en Sarre et en Bohême (cette dernière région possédant même une espèce commune avec Autun).

Les Poissons, mais aussi des Amphibiens, et plus encore les traces de Tétrapodes, nous donnent de nombreuses indications sur l'importance et les limites des étendues d'eau, la nature de cette eau, les climats de ces régions aux époques considérées, ainsi que quelques renseignements d'ordre sédimentologique. Là encore, le Bassin de Lodève se distingue nettement des autres par une diminution de l'eau, présente encore, mais sous forme de lacs sans doute peu profonds et à niveau variable, recevant des pluies sous forme de grains orageux de courte durée.

Enfin, les petites larves d'Amphibiens sont les meilleurs indicateurs d'eau douce dans la mesure où la métamorphose des Amphibiens actuels n'est connue qu'en eau douce.

Abstract. — *The vertebrate geographical distribution in the Massif Central during Permo-Carboniferous times shows very close relationships between the northern basins — mainly those of Autun and Montceau-les-Mines — which share many Actinopterygian fishes, especially the Paramblypteriformes and the Aeuelliformes. The latter occur also at Bourbon and Buxières and southward as far as Decazeville. On the contrary none of these forms is found at Lodève whereas they are found in Sarre, and in Bohemia which shares at least one species with the basin of Autun.*

The Fishes also the Amphibians, moreover the footprints of Tetrapods, yield many informations concerning the extend and the boundaries of the water, the nature of that water, the paleoclimate, also some indications about sedimentology. On these matters also, Lodève differs from the other basins on the fact that water is still present but reduced into probably shallow lakes with and variable level receiving rain as short stormy showers.

Lastly the small amphibian larvae are the best indicators for freshwater since the metamorphosis of Amphibians is observed only in freshwater nowadays.

INTRODUCTION

Avant d'aborder notre sujet, il n'est pas inutile de rappeler quelques éléments permettant de mieux poser les problèmes.

La Biogéographie — qu'elle soit ou non "paléo" — est l'étude de la répartition géographique des espè-

ces ou des groupes d'espèces formant les unités de notre systématique. Il est donc évident qu'elle est fondamentalement influencée par la définition et la détermination des espèces et aussi par nos conceptions des regroupement d'espèces en genres, familles, ordre, etc... Elle n'est fiable que si elle est basée sur des spécimens correctement déterminés.

(*) Institut de Paléontologie, M.N.H.N., 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

Il convient donc de retenir que :

— seule l'espèce actuelle correspond à une réalité ; elle est définie par l'interfécondité des êtres qui la composent ;

— les divers groupements des systématiciens sont une vue de l'esprit ; ce sont des " tiroirs " indispensables pour manier les millions d'espèces vivantes et fossiles et pour interpréter leurs ressemblances, leurs éventuelles parentés et le degré de celles-ci ; mais ils sont subjectifs et d'ailleurs constamment remis en cause ;

— l'espèce paléontologique est *toujours* basée sur la morphologie, faute de savoir ce qui en était de l'interfécondité des animaux fossiles ;

— la répartition géographique d'une espèce a toute chance d'être moins large que celle de tout regroupement d'ordre supérieur (genre, famille, ordre) ; il est évident que cette répartition perd de son intérêt au fur et à mesure qu'on monte dans la hiérarchie de ces regroupements. Par exemple, la répartition d'une classe n'a généralement aucune signification.

Nous considérerons donc ici comme seule vraiment significative la répartition des espèces ou, à la rigueur, des genres, en rappelant que pour les Vertébrés carbonifères et permien, la détermination spécifique est un problème toujours difficile (et parfois impossible) à résoudre. Il faut à ce sujet regretter la tendance qui prédomine depuis une décennie, à privilégier tout ce qui n'est pas étude morphologique, dédaigneusement baptisée " paléontologie traditionnelle ". C'est méconnaître l'importance de l'aspect biologique, et surtout des déterminations des fossiles, sur lesquelles repose pourtant tout le reste.

Deux exemples illustreront ce que nous venons de dire.

Le premier est tiré de l'article de Whitehead : " The synonymy of *Albula vulpes* " (*Cybiurn*, vol. 10, n° 3, 1986, p. 211-230). Jusqu'à ces dernières années, on ne reconnaissait qu'une seule espèce d'Albulidae, *Albula vulpes*, de très large répartition (toute la zone intertropicale). Il s'agit en réalité d'un ensemble hétérogène comprenant de nombreux taxons, chacun ayant une répartition beaucoup plus limitée.

Inversement, Jegu et Levègue (*Cybiurn*, vol. 8, n° 1, 1984, p. 45-58) montrent que plusieurs taxons tombent en synonymie avec *Labes parvus* (Cyprinidae), Poisson d'eau douce d'Afrique occidentale. De ce fait, des " espèces ", qui semblaient chacune propre à une région d'Afrique occidentale, sont une seule et même espèce, dont l'aire de répartition s'étend du Sénégal au Zaïre.

Ces problèmes se retrouvent évidemment dans le cas des faunes fossiles, amplifiés par de plus grandes difficultés de détermination.

Terminons avec une dernière remarque d'ordre biologique. Si une espèce de Poisson est trouvée dans deux bassins hydrographiques (actuels ou fossiles) séparés, il est évident qu'elle a une origine antérieure commune : il y a eu vicariance ou migration. Une évolution parallèle à partir de deux souches différentes, aboutissant à une espèce unique, est absolument exclue. Ceci constitue le fondement de la Biogéographie et de la Paléobiogéographie. Des espèces communes à plusieurs bassins impliquent qu'il y ait eu antérieurement communication, sous une forme ou sous une autre, entre leurs lieux de vie.

I. — REPARTITION GEOGRAPHIQUE DES VERTEBRES PERMO-CARBONIFERES DU MASSIF CENTRAL

Dans l'état actuel de nos connaissances, tous les grands groupes de Vertébrés existant à l'époque sont représentés, à l'exception des Agnathes et peut-être des Crossoptérygiens. Nous n'envisagerons pas ici un fragment de mâchoire, trouvé à Decazeville, dont la structure dentaire ne permet même pas une attribution certaine à un Crossoptérygien puisqu'elle existe aussi chez les Stégocéphales. Quant aux Dipneustes, on n'en connaît qu'un seul spécimen, *Megapleuron rochei*, provenant de l'Autunien inférieur (faisceau d'Igornay) du Bassin d'Autun. Malgré une révision de Schultze (1977), ce spécimen est en trop mauvais état pour préciser ses affinités.

Nous passerons sous silence les documents paléontologiques provenant de nombreux bassins du Massif Central, du Nord de la France, de Belgique, etc..., dès lors qu'ils n'étaient constitués que d'écailles isolées ou de fragments trop incomplets du corps ou du crâne. La structure externe des écailles isolées ne permet que très rarement leur rattachement à une forme précise, surtout si elles sont trouvées hors des couches où cette forme est connue. Mais peut-être pourrait-on progresser en ce domaine par des études histologiques systématiques des écailles provenant de toutes les " couches à Poissons " du Massif Central.

Nous allons envisager successivement les répartitions paléogéographiques des Poissons, vivant exclusivement dans l'eau, et des Tétrapodes, animaux plus ou moins libérés du milieu aquatique.

A) POISSONS

1) Les Acanthodiens.

Ils sont représentés par des Acanthodidae dans la plupart des bassins du Massif Central : Autun, Montceau-les-Mines, Bourbon l'Archambault, Buxières-les-Mines, Decazeville (dans la série de Lassalle), Saint-Etienne (faisceau des Lites), Brive, Lodève (avec une forme plus grosse, et sans doute différente de celle des autres bassins, dans les schistes noirs des Tuilières et dans le début des couches rouges). Il s'agit généralement de fragments isolés : écailles et épines de nageoires, lisses, caractéristiques des " *Acanthodes* ". Mais une détermination plus précise n'est possible que pour les spécimens de Bourbon, plus complets, attribuables au genre *Acanthodes* et même à une espèce voisine d'*A. bronni*, de la Sarre.

La répartition du " genre " dans le Massif Central n'a aucune signification puisqu'on le trouve partout dans le monde (Continent Nord Atlantique, Asie, Australie), pendant tout le Carbonifère et jusqu'à la fin de l'Autunien (*).

(*) Et même jusqu'à la base du Permien supérieur en Chine (Poplin et Wang, sous presse).

2) Les Elasmobranches.

Ils sont essentiellement représentés, dans le Stéphanien et l'Autunien du Massif Central, par les Xénacanthiformes (= Pleuracanthiformes). Le genre *Expleuracanthus* (?) était connu depuis longtemps dans les Bassins d'Autun et de Commentry. Il a été retrouvé dans la plupart des bassins, sans que l'on puisse préciser le degré de parenté des spécimens de ces diverses régions. Nous avons récemment mis en évidence la présence d'un *Orthacanthus* dans l'Autunien de Buxières-les-Mines (Heyler et Debriette, 1986). Ces "genres" imprécis existent dans tout le continent Nord-Atlantique; mais nous manquons d'études récentes sur le matériel des autres bassins européens et, de plus, les fossiles connus ne permettent pas souvent une détermination au niveau spécifique. Toutefois, une forme paraît propre au Stéphanien du Bassin de Commentry (Heyler et Poplin, étude en cours). Un Elasmobranch appartenant à un autre groupe, d'affinités imprécises, a été découvert dans l'assise de Muse du Bassin d'Autun (Heyler et Poplin, 1982).

3) Les Actinoptérygiens.

Avec les Actinoptérygiens, nous arrivons au groupe le plus intéressant. Nombreux et variés, souvent assez bien conservés, grâce à une sorte d'émail recouvrant leurs écailles (Ørvig, 1957) et les os dermiques du crâne, ces Poissons ont évolué plus, et plus vite, que les autres. Alors que de nombreux Arthropodes, les Elasmobranches et les Dipneustes, n'ont que très peu changé du Carbonifère à nos jours, les *Palaeonisciformes*, qui dominent les eaux du Carbonifère et du Permien, avaient déjà presque disparu à la fin du Trias. Un groupe, abondant dans le Massif Central, les *Aeduelliformes*, semble préparer dès le Stéphanien, le renouvellement de cette nappe primitive, puisqu'il présente déjà plusieurs caractères importants de la nappe "holostéenne" (triasique et jurassique) qui lui succèdera. Ainsi, beaucoup moins "conservateurs", ces animaux présentent un grand intérêt à de nombreux égards. Encore faut-il qu'ils soient correctement déterminés et situés dans la systématique.

a) Les *Aeduelliformes*.

Ils étaient jusqu'à maintenant considérés comme un cas exemplaire d'endémisme (Heyler, 1969): espèce propre à chaque bassin dans le Massif Central français, le groupe lui-même étant propre à cette région. Or ce groupe, découvert il y a cinquante ans dans l'Autunien d'Autun (couche de Muse), étudié seulement vingt-cinq ans plus tard et retrouvé à Autun (de la base jusqu'à la grande couche de Surmoulin) et dans beaucoup de bassins du Massif Central (Bourbon l'Archambault, Decazeville, Buxières-les-Mines, et dans le Stéphanien de Montceau-les-Mines) vient d'être retrouvé aujourd'hui dans d'autres régions du monde (notamment en Bohême: Stamberg, comm. pers.). Ceci montre que les conclusions stratigraphiques et

paléobiogéographiques doivent être constamment remises à jour.

Ce groupe est inconnu dans le Bassin de Lodève.

b) Les *Paramblyptéridiformes*.

C'est un autre groupe très répandu dans le Massif Central (Stéphanien et Autunien) qui confirme de façon plus nette les affinités entre certaines formes de Bohême et du Massif Central: Stamberg (1982, 1986) a découvert dans l'Autunien des Monts des Géants, des os d'un *Paramblyptéridae* absolument identiques à ceux connus à Igornay (Autunien inférieur du Bassin d'Autun). Ici la similitude au niveau spécifique ne fait aucun doute. Une autre forme est peut-être commune à Autun et à la Bohême (*P. aff. rohani*). Le groupe existe aussi en Sarre, avec des formes un peu différentes. Par contre, il est jusqu'ici inconnu en Grande-Bretagne et en Amérique du Nord. Dans le Massif Central, il a été trouvé dans le Stéphanien des bassins d'Autun (Veuvrotte-Epinac), de Montceau et de Commentry, et dans toutes les assises de l'Autunien d'Autun, mais jamais à Lodève.

Avec la nappe des *Paramblyptéridés* s'impose à nous une homogénéité très forte des faunes de Poissons actinoptérygiens des bassins du Nord du Massif Central, de la Bohême et, dans une moindre mesure, de la Sarre (peut-être seulement parce que ce groupe y a été moins bien étudié).

c) Autres *Actinoptérygiens*.

Bien que moins répandus, ils apportent aussi des éléments intéressants.

1° Le genre *Platysella* Heyler et Poplin, 1983 (de Lally, dans le Bassin d'Autun, Heyler et Pacaud, 1978), a été retrouvé à Montceau (première couche de l'Assise de Montceau, d'après M. Descus, l'inventeur du spécimen). Sa particularité est une ressemblance, à notre avis par convergence, au groupe certainement hétérogène nommé jusqu'ici "Platysomidés": hauteur extrêmement forte du corps. Il s'agit en fait d'un *Aeduelliforme*.

2° De même, la ressemblance entre un spécimen des schistes de Montceau (N° 451/452, cf. Heyler, 1980, Pl. IV) et une forme d'Igornay (Autunien inférieur du Bassin d'Autun, Heyler, 1969, fig. 146 et Pl. XLVI), nommée *Igornella comblei*, est assez frappante pour suggérer une espèce unique, commune aux deux bassins.

3° Un autre animal ("forme B" de Heyler, 1980) permet aussi un rapprochement paléobiogéographique, mais moins précis: c'est un Poisson des nodules du Stéphanien de Montceau (Collections du M.N.H.N., cf. Heyler, 1980, Pl. II, fig. 2); ce spécimen présente beaucoup de points communs avec une espèce anglaise: *robisoni*, rangée par Hibbert (1835) et aussi par Agassiz (1833-1843) dans *Palaeoniscus*, puis par

Traquair (1877a et b) dans le genre *Elonichthys*, mais provenant du Carbonifère inférieur.

4° Enfin, un genre de Bohême, *Scelotophorus* (Stamberg, 1983), évoque fortement le genre *Charleuxia* du Bassin d'Autun. Il provient pourtant du Bassin de Pilsen (Carbonifère) qui montre par ailleurs peu d'affinités avec les bassins français.

5° Il faut aussi considérer les absences significatives dans les bassins français : tandis que les Aeduelliformes apparaissent jusqu'à l'an dernier comme un groupe propre au Massif Central, les Haplolépiformes y sont absents. Or, ils existent en Bohême (Pilsen ; Stamberg, 1978), en Grande-Bretagne et en Amérique du Nord (notamment à Mazon Creek) avec un genre commun : *Pyritocephalus*. Il semble assez douteux qu'on le trouve un jour dans le Massif Central tant les bassins de cette région ont été fouillés depuis un siècle et tant les Haplolépiformes sont faciles à distinguer grâce à leurs caractères très particuliers.

6° Rappelons au passage, une fois encore, que les anciens "genres" (du XIX^e siècle) *Palaeoniscus* et *Amblypterus* n'ont plus du tout le sens très large qu'on leur donnait. Le "genre" *Palaeoniscus* a contenu plus de quatre-vingts espèces ! Ainsi compris, il existait évidemment partout, et du Westphalien au Trias. Rappelons donc, une fois encore, que tous les "*Palaeoniscus*" signalés dans le Massif Central n'en sont pas, bien que cités encore par de récents traités de Géologie... Une forme très rare de Bourbon l'Archambault (Heyler, 1976) peut, avec doute, être rattachée au genre, tel qu'il est conçu actuellement (Aldinger, 1937), et dont l'espèce-type est *P. freieslebeni* du Permien supérieur d'Allemagne centrale et d'Angleterre. Un spécimen de Montceau est peut-être une forme voisine (Heyler et Poplin, 1983).

Quant au genre *Amblypterus*, au sens exact du terme [c'est-à-dire agasszien (*)], il est représenté par *A. lateralis* (= *A. latus*), forme exclusivement sarroise. Dans le Massif Central et en Bohême, il est devenu le genre *Paramblypterus*, peut-être d'ailleurs synonyme.

B) TETRAPODES

Sauf les petites formes aquatiques à branchies, les Tétrapodes ne permettent — dans l'état actuel de nos connaissances — aucune conclusion tant stratigraphique que paléobiogéographique. Les fossiles sont rares et le plus souvent très incomplets ; les études sont anciennes (cas des formes de Bohême) ou insuffisantes ; enfin, l'anatomie très homogène au sein des grands groupes rend difficile le choix de caractères significatifs sur le plan phylogénétique.

(*) L'animal figuré par Gardiner (1963) sous le nom d'*Amblypterus latus* est une forme très différente du type (que n'avait pas vu cet auteur). J'ai proposé pour cette forme sarroise le nom de *Gardinerichthys latus* (Gupta, Heyler et Janvier, 1978).

1) Amphibiens.

a) Les Branchiosaures.

Les petits Amphibiens réunis sous le nom de *Branchiosaures* posent des problèmes de détermination et d'interprétation (Heyler, 1957 et 1985). Les plus petits sont des larves à branchies, donc à vie aquatique. Certains peuvent être des larves de gros Rachitomes.

Ils existent dans le Stéphanien de Commentry et de Montceau, et dans l'Autunien d'Autun, de Bourbon, de Montceau (sondage de Ryon) et peut-être de Lodève (Doubinger et Heyler, 1975). *Branchiosaurus petrolei* semble propre à Autun tandis que *Br. amblystomus* est aussi connu en Sarre. Les Branchiosaures de Bohême n'ont pas été étudiés récemment (**). Il est impossible de savoir à quel niveau se situent les affinités entre les formes des divers bassins, dans la mesure où certaines déterminations sont douteuses. Par contre, les divers caractères, et surtout la structure vertébrale, en font un groupe homogène.

b) Les Discosauriscidés.

Trouvés dans le Bassin de Bourbon l'Archambault (Heyler, 1969), ils semblent jusqu'ici absents dans tous les autres bassins du Massif Central. Ils sont connus en Bohême par des formes voisines sans qu'on puisse préciser le degré des affinités.

c) Les Lépospondyles.

Les formes du Massif Central n'ont été longtemps connues que par un seul genre (?) nommé *Sauravus* par Thevenin (1906), trouvé au toit de la première couche de la carrière Sainte-Hélène (Blanzay-Montceau) et retrouvé (s'il s'agit bien du même genre) dans le Bassin d'Autun (couche des Télots, Thevenin, 1910). L'absence des caractères crâniens, fondamentaux pour une diagnose, rend ces déterminations hypothétiques.

D'autres Lépospondyles ont été recueillis dans le Bassin de Montceau : *Sauropleura longicaudata* Langiaux, Parriat et Sotty (1974), *Scincosaurus spinosus* Civet (1982). Ils n'ont fait l'objet que de notes préliminaires succinctes, et les diagnoses sont trop incomplètes pour préciser leurs affinités avec les formes de Sarre et de Bohême (elles-mêmes insuffisamment étudiées).

d) Les Rachitomes.

Ils ne sont représentés avec certitude dans le Massif Central qu'à Autun, par le genre *Actinodon*, et à Lodève, où il existe un genre non déterminable plus ou moins proche de l'*Eryops* américain et d'*Actinodon*.

(**) Des travaux sont en cours sur le matériel de Bohême (Klembara et Zajic). On peut en attendre des éléments de solution, surtout après ceux de Boy sur les Branchiosaures (et assimilés) de la Sarre.

2) Reptiles.

Les Reptiles sont trop rares, leurs restes trop fragmentaires (et donc souvent mal déterminés) pour apporter des éléments paléobiogéographiques intéressants. Les trois genres connus à Autun appartiennent à deux sous-ordres distincts de l'ordre des Pélycosaures, dont la répartition géographique est très vaste. Dire, par exemple, qu'on trouve en Bohême des Ophiacodontidés (dans lesquels on range le *Stereorachis* d'Autun) n'a guère de signification. Attribuer, comme l'a fait Thevenin (1910), au genre *Stereorachis* un fragment de mâchoire isolé recueilli dans l'Autunien du Jura (Moissey), risque de conduire à des hypothèses fausses sur la répartition géographique de ce genre. Je considère personnellement les genres *Callibrachion* et *Haptodus*, d'Autun, comme distincts (Heyler, 1969). Mais Romer, dans son Traité, ne conserve que le genre *Haptodus* dans lequel il regroupe non seulement *Callibrachion*, mais de nombreux autres genres d'Europe. C'est dire les incertitudes qui règnent ici dans la systématique.

Un représentant d'une autre famille de Pélycosaures a été découvert beaucoup plus récemment dans le Saxonien de Rodez : *Clasea rutena* Sigogneau et Russell, 1974. La famille des Caséidés n'était jusque-là connue qu'en Amérique du Nord et en Russie.

A Lodève, des restes osseux peuvent probablement être attribués aussi à un Pélycosaure. Un autre Reptile, *Aphelosaurus* (des schistes autuniens noirs qui contiennent aussi des Acanthodiens et des Actinoptérygiens), est tout à fait différent puisqu'il appartient à un autre grand phylum ; son rapprochement avec une forme du Permien inférieur du Texas n'a pas de signification précise.

C) TAPHONOMIE. QUELQUES REMARQUES

La taphonomie devrait fournir l'essentiel des données paléoécologiques, stratigraphiques et paléobiogéographiques. On ne peut donc que regretter l'absence d'études taphonomiques anciennes car de nombreuses informations dont les fossiles en place étaient porteurs ont ainsi été perdues. La situation est plus grave encore pour tous les fossiles disparus par destruction, ou dissimulés dans des "collections" privées auxquelles personne n'a accès. Le Bassin d'Autun, prospecté et fouillé depuis un siècle au hasard des affleurements et des exploitations minières, a fourni de nombreux fossiles dont l'étiquette — même dans nos grands Musées — ne porte parfois que la mention très insuffisante : "Autun". Pour les mêmes raisons, les magnifiques fossiles en nodules du gisement de Mazon Creek (aux U.S.A.), pourtant souvent mieux conservés que ceux de Montceau, ne nous apportent pas autant d'informations.

Les travaux sur Montceau sont en cours. Par exemple, dans l'étude des Scorpions (Vachon et Heyler, 1985), nous avons pu noter que, dans le même mètre carré qui contenait les deux spécimens de *Buthiscorpius*, il y avait aussi un Arthropleuridé, un Syncaride et des fragments de Végétaux. C'est la preuve qu'il y a eu un léger transport puisque des fossiles terrestres et

aquatiques sont ainsi mélangés. Les Branchiosaures ont été trouvés en grand nombre dans une couche très restreinte en épaisseur et en surface. Les nodules de Montceau se sont formés autour des cadavres enfouis dans la vase plus ou moins immédiatement après la mort de l'animal : car, non enfouis, ils se seraient disloqués en quelques jours. Bien repérés au cours de fouilles récentes (par le groupe GAMA, des Amis du Muséum d'Autun), ils pourront apporter de nombreux éléments intéressants. Une première étude dans ce sens a été faite par Couvrat-Desvergnès (1981).

On peut tout de même faire quelques remarques d'ordre taphonomique, sur d'autres bassins, et d'abord une d'ordre général. Dans le gisement éocène du Monte Bolca (Italie), des Poissons sont fossilisés obliquement dans l'épaisseur du sédiment : ceci implique un enfouissement brutal et une quantité importante de sédiments déposée en très peu de temps. Un tel phénomène n'a jamais été observé dans les bassins que nous connaissons ; dans les schistes, les fossiles sont aplatis, parallèlement au litage.

Dans les Bassins d'Autun (couche de Muse) et de Bourbon, les Aeuellidés sont accumulés en très grand nombre dans des couches minces (quelques centimètres). Une plaque de schiste de Muse de 30 × 30 cm environ contient plus de 20 spécimens, parfois même accolés par le flanc : il y a absence de sédiment entre deux cadavres. Ce sont incontestablement des cas de mort en masse plus probablement dus à l'assèchement qu'à la pollution de l'eau. La surface de ces mares résiduelles semble réduite.

Un "bone beds" près de Lodève semble avoir une signification identique. Mais dans ce cas, il y a eu accumulation par transport des os de petits Tétrapodes (Amphibiens et/ou Reptiles) après désagrégation des squelettes, dans une mare où des courants les ont entraînés.

Dans la mince couche à Aeuellidés de l'assise de Muse, ceux-ci sont souvent "entiers", extrêmement bien conservés (donc sans transport) et très serrés les uns près des autres. Au contraire, dans la couche à Poissons de Surmoulin, les os sont complètement isolés et disséminés (sauf parfois des "tables crâniennes" particulièrement solides) ; il y a donc eu dislocation, puis transport, après la mort des animaux. Enfin, dans la couche des Télots, les fossiles sont peu nombreux, assez bien conservés, disséminés dans de grandes épaisseurs de sédiment. Trois types différents de fossilisation des Actinoptérygiens sont ainsi connus dans trois assises successives du Bassin d'Autun. Dans le premier et le troisième cas, il est évident que les couches schisteuses contenant de nombreux Poissons "entiers", assez bien conservés, représentent des épisodes de dépôts en eaux relativement calmes, sans transports des cadavres, et donc sans courants importants. J'ai constaté d'ailleurs qu'il n'y a pas de direction privilégiée des corps fossilisés dans les couches prospectées depuis 1960, tant à Bourbon qu'à Autun.

II. — VERTEBRES ET RECONSTITUTION DES MILIEUX. ELEMENTS PALEOECOLOGIQUES

La reconstitution d'un "milieu fossile" est le résultat d'une étude générale, pluridisciplinaire. En ce domaine, la Paléontologie apporte beaucoup, mais pas tout. Les Vertébrés, seuls envisagés ici, apportent leur pierre à l'édifice, ni plus, ni moins.

Les Acanthodiens, de taille modérée (10 à 25 cm), sauf à Lodève (jusqu'à 40-45 cm) et peut-être à Brive, sont généralement réputés d'eau douce. Néanmoins, leur présence ne fournit pas un argument décisif en faveur d'un tel milieu; Dunkle et Mamay (1956) envisagent déjà, comme Romer, que les Acanthodiens puissent ne pas être tous dulçaquicoles; on connaît maintenant avec certitude des Acanthodiens dévonien dans des dépôts marins (par exemple au Maroc; Lelièvre, comm. pers).

Ils étaient la proie de Poissons à dents fortes (certains Palaeonisciformes et des Elasmobranches); le B.M.N.H. conserve un spécimen d' "*Elonichthys*" mort en avalant un *Acanthodes* trop gros pour lui! Kner (1868) signale un *Acanthodes* dont la cavité abdominale montre des Esthéries. On peut penser que les Esthéries, abondantes dans de nombreuses couches du Massif Central, ont été la proie des Acanthodiens, qui pouvaient aussi peut-être se nourrir de Syncarides ou de très petits Poissons.

Les Xénacanthiformes sont généralement réputés comme étant des sortes de petits "Requins" des eaux douces de cette époque, en tout cas les plus gros prédateurs de ces biotopes. Certains de ces animaux dépassaient 1,50 m de long (notamment à Buxières-les-Mines) et devaient exiger au moins quelques mètres d'eau au minimum pour une vie normale. Leurs œufs spiralés sont fréquents dans les schistes d'Autun et de Montceau.

Quant aux Actinoptérygiens de cette époque, comme ceux d'aujourd'hui, ils étaient marins ou d'eau douce selon les espèces, sans que des caractères distinctifs ne nous permettent de le voir sur les fossiles. C'est donc parce qu'ils montrent un endémisme relatif, et parce qu'ils sont recueillis avec des Branchiosaures, dans des couches qui sont, de surcroît, considérées comme lacustres par des géologues, que l'on est en droit de penser que les Aeduellidés et les Paramblyptéridés sont dulçaquicoles.

En ce qui concerne le Bassin de Montceau-les-Mines, il a été envisagé le cas des Syncarides, généralement marins jusqu'au Carbonifère, et dulçaquicoles aujourd'hui depuis le Trias. Si la mer était, à l'époque autuno-stéphaniennne, loin au Sud du Massif Central, ne peut-on admettre qu'il subsiste, longtemps après une régression marine, de petits bras de mer et, surtout, des lagunes saumâtres?

Par contre, les petites larves à branchies des Branchiosaures (ou Stégocéphales) apportent l'argument le plus solide en faveur d'un milieu d'eau douce, si l'on admet le raisonnement actualiste, puisque aucun Amphibien actuel ne se reproduit en eau de mer. De grands Stégocéphales triasiques étaient incontestablement marins: mais on peut penser qu'ils allaient pondre en eau douce.

Plus encore que les animaux fossiles eux-mêmes, leurs traces apportent de nombreux éléments permettant de reconstituer les milieux anciens. D'abord, à la différence des fossiles, elles sont toujours autochtones. D'autre part, les conditions rendant possible leur formation nous apportent de nombreux renseignements d'ordre sédimentologique et climatique, et sur la localisation précise des "plages" indiquant les bords des étendues d'eau.

Le Bassin de Lodève, pauvre en restes organiques fossiles, est d'une très grande richesse en traces diverses et surtout en pistes de Tétrapodes (Delage, 1912; F. et P. Ellenberger, 1959; Heyler et Lessertisseur, 1963 et travail en préparation; Gand et Haubold, 1984). Celles-ci sont si abondantes qu'elles prouvent, comme la diminution du nombre des Poissons, une surface (et probablement une épaisseur) d'eau plus réduite que dans le Nord du Massif Central. Amphibiens et Reptiles marchaient sur les nombreuses "plages fossiles", au bord des lacs ou lagunes, de surface réduite; les gouttes de pluies ("grains" orangeux de courte durée) ainsi que les bulles de gaz et les craquelures de dessiccation témoignent dans le même sens. Les pistes semblent indiquer une faune importante de Tétrapodes; mais les espèces n'y sont évidemment pas aussi nombreuses que peut le faire croire la variété des traces: celles-ci varient au cours de la croissance d'un animal, avec son allure (plus ou moins rapide), ainsi qu'en fonction de la nature et de la compacité du sédiment. Notons que les traces de très petits Tétrapodes (Branchiosaures?) ont été récemment trouvées dans deux couches du Bassin d'Autun (Heyler, 1984) et que de nombreuses empreintes de Tétrapodes ont été recueillies dans le Bassin de Montceau (l'abondante bibliographie depuis 1975 sur ce sujet sort du cadre de cet article; on la trouve dans Langiaux, 1983 et dans Gand, 1986).

CONCLUSIONS

Dans les domaines envisagés ici, il est impossible de tirer "une conclusion". Seul, l'examen de ce qu'apporte chaque groupe fossile est intéressant, mais constitué d'un grand nombre d'indices et de données, plutôt que d'un argument unique et définitif.

Nous nous sommes ici limités aux Vertébrés et essentiellement au Massif Central. Bien que les Invertébrés ne soient pas l'objet de cet article, il est utile de mentionner la similitude des conclusions que l'on

peut tirer des observations faites sur les Arthropodes et sur les Vertébrés après les premières études sur la Faune de Montceau et de nouvelles récoltes à Autun (Insectes et Syncarides).

En effet, comme pour les Vertébrés, on constate des "anomalies" dans la répartition de divers groupes. Par exemple, deux genres d'Euthycarinoïdes viennent de se révéler communs à Mazon Creek (U.S.A.) et à Montceau-les-Mines (avec des espèces voisines) alors qu'ils sont inconnus à Autun. Un nouveau genre de Syncaride a été découvert dans l'Autunien inférieur du Bassin d'Autun : *Uronectes*, ce qui montre à la fois une variété inattendue de ces animaux dans un bassin pourtant fouillé depuis longtemps, et des affinités avec la Sarre, tandis que *Palaeocaris*, découvert à Montceau, était connu en Bohême et reste inconnu à Autun.

Enfin, on pourrait comparer la révision récente de Schram (1984) sur la systématique des Syncarides et celle de Gardiner (1963) sur quelques Poissons Actinoptérygiens. Dans les deux cas, les conceptions sur les affinités entre diverses formes sont modifiées, et donc, celles que l'on peut avoir de leurs aires de répartition.

Ces anomalies apparentes sont en partie le résultat d'un ensemble complexe de nombreuses causes : insuffisance du nombre d'animaux ayant été fossilisés et, a fortiori, ayant pu être déterminés avec précision ;

réactions différentes des animaux en face des "barrières" géographiques ou climatologiques, mécanismes et vitesses variables de spéciation et d'évolution selon les groupes zoologiques. Il faut aussi avoir présent à l'esprit que les durées des étages paléozoïques sont considérables vis-à-vis de phénomènes biologiques : notre seul Autunien dure autant que le Néogène et le Quaternaire.

Une "anomalie", plus inexplicable, dans la répartition des Vertébrés, est constituée par le Bassin de Lodève. Certes, il faut tenir compte de la pauvreté de ce bassin en restes organiques fossilisés, ainsi que son âge "autunosaxonien" plus récent que "l'autunostéphanien" des bassins du Nord (*). Mais cela ne suffit pas à expliquer des différences aussi nettes de faune aquatique. Aucun des Poissons, pourtant trouvés à la base des formations autuniennes de ce bassin, n'appartient aux groupes qui ont dominé dans les bassins du "nord" du Massif Central (Decazeville compris) ; l'une des formes paraît même propre à Lodève (Heyler, 1977). Ainsi, le "nord" du Massif Central semble paléontologiquement plus éloigné de Lodève, pourtant situé seulement à 120 km de Decazeville, que de la Sarre et surtout de la Bohême.

(*) Le Stéphanien, présent à Graissessac, près de Lodève, est riche en plantes. Mais il n'a jamais fourni, à notre connaissance, le moindre reste de Vertébré.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AGASSIZ L. (1833-1843). — Recherches sur les Poissons fossiles. Neuchâtel.
- 2) ALDINGER H. (1937). — Permische Ganoidfische aus Ostgrönland. *Medd. Gronland*, 102, (3), p. 1-132.
- 3) CIVET C. (1982). — Etude d'un nouvel Amphibien fossile du Bassin houiller de Montceau-les-Mines : *Scincosaurus spinosus* nov. sp. *Rev. per. de "la Physiophile"*, 96, p. 81-87.
- 4) COUREL L., DEMATHIEU G. et HAUBOLD H. (1975). — Découverte d'une piste d'Amphibien dans le Carbonifère de Blanzay (Saône-et-Loire). *C.R. Ac. Sc.*, t. 227, p. 1229.
- 5) COUV RAT-DESVERGNES B. (1981). — Approche paléocéologique du Stéphanien à nodules de Blanzay (Saône-et-Loire). *Mus. Hist. Nat. Autun, Mémoire E.N.S.M.*, Paris, 95 p. (réédition).
- 6) DELAGE A. (1912). — Empreintes de pieds de grands quadrupèdes dans le Permien inférieur de l'Hérault. Montpellier, 49 p.
- 7) DOUBINGER J. et HEYLER D. (1975). — Nouveaux fossiles dans le Permien français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVII, 6, p. 1176-1180.
- 8) DUNKLE D.H. and MAMAY S.H. (1956). — An Acanthodian fish from the lower Permian of Texas. *Journ. of the Washington Acad. of Sci.*, 46, (10), p. 308-310.
- 9) ELLENBERGER F. et P. (1959). — Quelques pistes de Vertébrés du Permien inférieur de Lodève. *C.R. Ac. Sc.*, 248, p. 437.
- 10) GALL J.C. (1971). — Faunes et paysages du grès à *Voltzia* du Nord des Vosges. Essai paléocéologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 34, p. 1-318, Strasbourg.
- 11) GAND G. (1986). — Les traces de Vertébrés du Stéphanien de Montceau-les-Mines. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 117, p. 149-160.
- 12) GAND G. et HAUBOLD H. (1984). Traces de Vertébrés du Permien du Bassin de Saint-Affrique (Description, datation, comparaison avec celles du Bassin de Lodève). *Géol. Méd.*, XI, 4, p. 321-348.
- 13) GAND G. et SOTTY D. (1980). — Ichnologie : les traces de Vertébrés tétrapodes du Stéphanien de Blanzay-Montceau-les-Mines (France). *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 94, p. 77-92.

- 14) GARDINER B.G. (1963). — Certain Paleoniscoid Fishes and the evolution of the snout in Actinopterygians. *Bull. B.M.N.H.*, 8, (6), p. 257-325.
- 15) GUPTA V.J., HEYLER D., and JANVIER Ph. (1978). — A new actinopterygian Fish from the Lower Permian of Kashmir, India. *Bull. Ind. Geol. Assoc.*, 11, (2), p. 1-10.
- 16) HEYLER D. (1957). — Révision des *Branchiosaurus* de la région d'Autun. *Ann. Pal.*, 43, p. 47-111.
- 17) HEYLER D. (1969). — Vertébrés de l'Autunien de France. *Cah. Pal. C.N.R.S.*, p. 1-255.
- 18) HEYLER D. (1976). — Nouveau Poisson fossile dans l'Autunien de Bourbon l'Archambault. *Rev. Sci. Bourbonnais*, p. 41-48.
- 19) HEYLER D. (1977). — Découvertes ichthyologiques dans le Permien de Lodève; une nouvelle structure dentaire. *Géol. Méd.*, IV, (3), p. 189-204.
- 20) HEYLER D. (1980). — Les Vertébrés du Stéphanien de Montceau-les-Mines (Saône-et-Loire). *Soc. Hist. Nat. Autun*, 94, p. 53-75.
- 21) HEYLER D. (1984). — *Margennipes pansioti* n. g., n. sp., empreinte d'un Vertébré tétrapode dans l'Autunien supérieur du Bassin d'Autun. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, n° 111, p. 27-36.
- 22) HEYLER D. (1984). — Faune fossile du Permien de l'Allier. *Rev. Sci. Bourbonnais*, p. 103-122.
- 23) HEYLER D. (1985). — "Branchiosaures" du Stéphanien de Montceau-les-Mines (Saône-et-Loire). *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 116, p. 115-140.
- 24) HEYLER D. et DEBRIETTE P. (1986). — Sur les Xénacanthiformes (Poissons, Elasmobranches), à la lumière de découvertes récentes dans le Permo-Carbonifère de France. *Congrès nat. des Soc. Sav., 1986, Sciences*, fasc. I, p. 89-109.
- 25) HEYLER D. et LESSERTISSEUR J. (1963). — Pistes de Tétrapodes permien dans la région de Lodève (Hérault). *Mém. M.N.H.N., Sér. C, Sci. de la Terre*, XI, (2), p. 125-221.
- 26) HEYLER D. et POPLIN C. (1982). — Sur quelques neurocrânes d'Elasmobranches du Permien du Bassin d'Autun (Saône-et-Loire). *Ann. Pal.*, 68, (1), p. 15-32.
- 27) HEYLER D. et POPLIN C. (1983). — Actinoptérygiens du Stéphanien de Montceau-le-Mines (Saône-et-Loire, France). *Paleovertebrata*, Montpellier, 13, (3), p. 33-50.
- 28) HEYLER D. et PACAUD G. (1978). — Nouveautés paléontologiques et géologiques dans l'Autunien du Bassin d'Autun. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 85, p. 12-23.
- 29) KNER R. (1868). — Uber *Chonchopoma gadiforme* und *Acanthodes* aus dem Rothliegenden (der untern Dyas) von Lebach bei Sarrebrücken in Rheinprussen. *S.B. Akad. Wiss. Math. Naturv. Wien*, (57), Abt. I, p. 278-305.
- 30) LANGIAUX J. (1983). — Inventaire des restes organiques et des traces de vie dans les formations sommitales productives du Bassin de Blanzly-Montceau. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 8, p. 31-41.
- 31) LANGIAUX J., PARRIAT H. et SOTTY D. (1974). — Faune fossile du Bassin de Blanzly-Montceau. *Rev. pér. de "la Physiophile"*, 80, p. 55-67.
- 32) ØRVIG T. (1957). — Palaeohistological notes. *Ark. Zool.*, 10, (2), p. 481-490.
- 33) SIGOGNEAU-RUSSELL D. et RUSSELL D.E. (1974). — Etude du premier Caséidé (Reptile, *Pelycosauria*) d'Europe occidentale. *Bull. M.N.H.N.*, Paris, 3° sér., 230, p. 145-205.
- 34) SCHRAM F.R. (1984). — Fossil Syncardia. *Trans. of the San Diego Soc. of Nat. Hist.*, 20, (13), p. 189-246.
- 35) SCHULTZE H.P. (1966). — Morphologische histologische Untersuchungen an Schuppen mesozoischer Actinopterygier. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh*, 126, (3), p. 232-314.
- 36) SCHULTZE H.P. (1977). — *Megapleuron zangerli*. A new Dipnoan from the Pennsylvanian, Illinois. *Fieldiana, Geol.*, 33, (21), p. 375-396.
- 37) STAMBERG St. (1978). — New data on *Pyritocephalus sculptus* (Pisces) from the Carboniferous of the Plzen basin. *Pal. Konf.*, 1977, Univ. Karlova Praha, p. 275-288.
- 38) STAMBERG St. (1982). — Results of the paleontological research at locality Horni Kalna in the Krkonose piedmont basin. *Acta Mus. Regin.*, ser. A, Sci. Nat., 17, p. 5-21.
- 39) STAMBERG St. (1983). — Revision of the genus *Sceletophorus* (Actinopterygii) from the Carboniferous of the Plzen basin. *Acta Mus. Regin.*, ser. A, Sci. Nat., XVIII, p. 43-74.
- 40) STAMBERG St. (1986). — Poissons permo-carbonifères de Tchecoslovaquie. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 116, p. 99-113.
- 41) Table Ronde Internationale C.N.R.S. sur le gisement stéphanien de Montceau-les-Mines. Paris, 26-29 Juin 1984. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 1985, Vol. 114, 115, 116; 1986, Vol. 117.
- 42) THEVENIN A. (1906). — Amphibiens et Reptiles du terrain houiller de France. *Ann. Pal.*, I, p. 145-163.
- 43) THEVENIN A. (1910). — Les plus anciens quadrupèdes de France. *Ann. Pal.*, V, p. 1-64.
- 44) TRAQUAIR R.H. (1877a). — On the agassizian genera *Amblypterus*, *Palaeoniscus*,... *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 33.
- 45) TRAQUAIR R.H. (1877b). — The ganoid Fishes of the British Carboniferous formations. *Paleont. Soc. London*, 186 p.
- 46) Université de Dijon (R.C.P. du C.N.R.S.) (1982). — Le remplissage de bassins houillers limniques intrahercyniens: bassins de Blanzly-Montceau et de l'Aumance (Massif Central). *Mém. géol. Univ. Dijon*, (8), 1983.
- 47) VACHON M. et HEYLER D. (1985). — Description d'une nouvelle espèce de Scorpion: *Buthiscorpius pescei* (Stéphanien de Montceau-les-Mines, France). Remarques sur la classification des Scorpions (Arachnida) du Carbonifère. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun*, 113, p. 29-47.
- 48) VETTER D. (1971). — Le Carbonifère supérieur et le Permien du Massif Central. *Symposium Int. Iung. Plein-Air Serv. Ed.*, Clermont-Ferrand, p. 169-213.
- 49) WOODWARD A.S. (1891). — Catalogue of the Fossil Fishes in the Brit. Mus. Nat. Hist., Pt. II, p. 1-567.

Sedimentological evidence for Carboniferous and Early Permian palaeoclimates of Europe

Témoignage sédimentologique des paléoclimats du Carbonifère et du Permien inférieur en Europe

by B.M. BESLY (*)

Abstract. — The distribution of coals, red-beds, aeolianites and evaporites in the late Palaeozoic of Europe has been used as the basis for palaeoclimatic reconstruction. Critical examination of the sedimentology of such facies suggests that their palaeoclimatological implications may be ambiguous. Palaeoclimate may be better indicated by palaeohydraulic and mineralogical analysis of basin fills, and by the study of other climatically sensitive sedimentary rocks, notably carbonates and palaeosols. Palaeoclimate may also be deduced from phytogeographical studies of plants and palynomorphs. A summary is presented of sedimentological evidence for climates in the Carboniferous and early Permian in Europe. This evidence is considered in the light of current models for late Palaeozoic global climate.

Résumé. — La répartition de charbon, de faciès rouges, de sédiments éoliens et d'évaporites dans le Paléozoïque supérieur en Europe a servi de base pour la reconstruction du paléoclimat. Une inspection critique de la sédimentologie suggère que l'interprétation de ces faciès en tant qu'indicateurs de paléoclimat peut être équivoque. Le paléoclimat est mieux indiqué par les analyses de paléohydraulique et de minéralogie des séquences sédimentaires, et par d'autres roches sédimentaires, notamment les calcaires et les paléosols. Le paléoclimat peut être aussi étudié en considérant la phytogéographie des plantes et des palynomorphes. Les données sédimentologiques sur le paléoclimat sont résumées pour le Carbonifère et le Permien inférieur en Europe. Ces données sont revues du point de vue des modèles courants du paléoclimat global du Paléozoïque supérieur.

I. — INTRODUCTION

The late Palaeozoic sediments of Western Europe contain a variety of rock types that in the past have been used in reconstructions of the palaeoclimate. Principal among these are coals, evaporites, aeolian sediments and red beds (e.g. Bless *et al.*, 1984). In previous studies (e.g. Bless *et al.*, *op. cit.*) it has been assumed that the preponderance of red beds and the local occurrence of evaporites in the Devonian can be equated with an arid or semi-arid palaeoclimate. Similarly, the occurrence of coal deposits is taken to indicate a predominantly humid Carboniferous palaeoclimate. Other studies of palaeoclimate have been made using palynological and palaeobotanic techniques (van der Zwan, 1981; van der Zwan *et al.*, 1985; Raymond, 1985). So far neither these, nor sedimentological studies have been made in detail for the whole of the late Palaeozoic, nor have the geographically and strati-

graphically scattered results obtained by the various methods been synthesised.

Hedemann and Teichmüller (1971) suggested that late Palaeozoic climates changed by the orderly progression of climatic belts across Europe. Their argument was based on the supposedly diachronous onset of red bed occurrence in the Westphalian and Stephanian. Bless *et al.* (*op. cit.*) reported that this diachronism extends throughout the late Devonian and Carboniferous over the whole of the eastern margin of the "Old Red Sandstone continent", and infer that the principal control on late Palaeozoic climate change was the progressive northward drift of this area. Northward continental drift is also inferred by van der Zwan *et al.* (*op. cit.*), but they argue that the associated climatic change (in the Lower Carboniferous) is not linked to change in palaeolatitude in a simple way.

(*) Department of Geology, University of Keele, Staffordshire, ST5 5BG, U.K.

This paper discusses the use of sedimentary rocks as indicators of palaeoclimate and presents case histories from supposedly climatically sensitive Carboniferous and Early Permian sequences. The evidence for northward drift and its likely influence on palaeoclimate are reviewed. Finally other possible controls on palaeoclimate are identified.

II. — SEDIMENTARY ROCKS AS PALAEOCLIMATE INDICATORS

Reconstructions of palaeoclimate based on supposedly sensitive sedimentary facies all presuppose that there exists a thorough sedimentological understanding of the facies' genesis which can be linked unambiguously to climatic controls. In many instances such a supposition is insecure. The possible failings of four popular climatically significant rock types are reviewed here, after which further possible climatically significant sediments are discussed.

1) Evaporites.

The preservation of evaporites signifies that, at the time of deposition, the rate of dissolution and removal during any wet season was less than the rate of evaporation and precipitation during dry seasons. Evaporite formation depends largely on the relative humidity of the atmosphere. Although evaporite forming conditions are most commonly encountered in hot arid low latitude zones, evaporites can form in cold, high latitude deserts given sufficient aridity (e.g. Takla Makan desert, Mongolia: McKee, 1979).

2) Aeolianites.

Large aeolian sand seas are at present limited to arid deserts, which develop in both hot and cold climates in a wide latitudinal range. Smaller developments of aeolian dunes are common in coastal settings at all latitudes and in periglacial environments. The preservation potential of aeolian facies is low in temperate zones, owing to the high likelihood of reworking by water or by biogenic processes. It is likely, however, that aeolian processes were more widespread prior to the extensive colonization and stabilization of the land surface by plants.

3) Coals.

Although coals have traditionally been regarded as indicators of humid palaeoclimate, McCabe (1984) makes it clear that peat formation depends only on the existence of a terrestrial environment with a permanent water table, and that, in itself, coal has little climatic significance. Hallam (1984) distinguishes "minor" and "major" coal deposits, using the relative abundance of coal in a sequence as an indicator

of organic productivity and thus of climate. A more rigorous approach to the climatic significance of coal is found in the "geochemical coal model" of Donaldson *et al.* (1985) and Cecil *et al.* (1985). These authors relate chemical and mineralogical properties of coals to the pH and degree of degradation of the plant material at the time of peat formation, which may in turn be related to the prevailing climate. Climatic patterns may also be inferred from palaeobotanic and palynological studies (e.g. Phillips *et al.*, 1985; Harvey and Dillon, 1985).

4) Red beds.

The palaeoclimatic interpretation of red-beds has a long and controversial history. Red-beds have long been regarded to imply aridity in the Devonian, Late Carboniferous and Permian in Europe. This view is now untenable, as detailed sedimentological studies have shown that distinctive red-bed facies have been formed under climates ranging from humid tropical to arid (see below). It is now generally agreed that red-beds form under any conditions that allow early diagenesis in an oxidative environment, and that such conditions are not climate specific (e.g. Pye, 1983).

III. — FURTHER POSSIBLE INDICATORS OF PALAEOCLIMATE

More precise indications of palaeoclimate can be deduced from specific sedimentological analyses. Such approaches are most fruitful in continental sequences, but may also be of some value in marine facies. Most of these techniques are used by Schutter and Heckel (1985) in their analysis of the Missourian (Westphalian D) climate of the Midcontinent USA.

Sedimentological approaches can be divided into two groups: those that relate to the climate at the site of deposition ("*in situ*" indicators); and those which reflect the climate in the catchment areas feeding the sedimentary basin.

1) Palaeosols.

The most powerful *in situ* palaeoclimate indicator is the nature of palaeosols contained within continental sediments. The chemistry and morphology of soil profiles is extremely sensitive to temperature and humidity, and thus reflects climate. The use of calcretes and laterites in palaeoclimate studies is well known (e.g. van Houten, 1982), and has proved valuable in the European Carboniferous in distinguishing between red-bed facies deposited under contrasting climatic conditions. Sophisticated climatic reconstructions have also been made using podzols (Retallack, 1977), vertic soils (Schutter and Heckel, 1985) and karsts (Wright, 1980, 1984).

2) Carbonates in continental deposits.

Donaldson *et al.* (1985) suggest that the occurrence of fresh water limestones in alluvial sequences may indicate conditions of groundwater alkalinity caused by strong evaporation, and may thus represent the existence of a seasonal palaeoclimate. This argument is one of several used to support the view that a change from a humid tropical to a seasonal sub-tropical climate took place in the Late Pennsylvanian of the Appalachian Basin.

3) Nature of shallow marine carbonates.

The generation of marine carbonates in rock forming quantities is generally held to be characteristic of the tropical and sub-tropical belts. Carbonates dominated by carbonate mud indicate a warm climate, in which fine grained carbonate is readily preserved, rather than dissolved as small particles tend to be in cold water (Lees, 1975). The presence of abundant oolite indicates a warm and relatively dry climate, modern ooids forming near the more saline end of the range normal marine salinities (Lees, *op. cit.*).

4) Mineralogy.

The clay mineralogy of sediments, particularly of alluvial and coastal deposits which have not undergone marine reworking, may reflect either the nature of intrabasinal weathering processes, or the weathering pattern of the catchment areas. Local *in situ* weathering may be expected to be identifiable within palaeosol profiles, while catchment area weathering should stamp its character on the clay mineral assemblage of the whole sequence. In either case the dominance of kaolinite indicates weathering under conditions of extreme leaching, while more varied clay mineral associations are found as a product of weathering under more arid conditions. The presence of free aluminium oxides (boehmite, diaspore) is of particular note, as these form only during ferallitic weathering under the most extreme conditions of high heat and humidity.

5) Reconstruction of alluvial systems.

Aspects of the palaeoclimate of fluvial catchment areas can be reconstructed by sedimentological and petrographic analysis of fluvial deposits. The location of the source area can be suggested by palaeocurrent analysis and by sediment petrography. Empirical relationships exist which relate measurable sedimentological parameters to channel size and style, and allow an order of magnitude estimate of the size of the catchment and of distance to the catchment area (Ethridge and Schumm, 1978). Sedimentary structures within channel deposits may sometimes be interpreted in terms of variation in flow regime and water depth, leading to the identification of seasonality in discharge patterns (e.g. Jones, 1977).

IV. — CARBONIFEROUS AND EARLY PERMIAN CLIMATES IN EUROPE

A comprehensive analysis of the features outlined above has yet to be undertaken for the European Carboniferous and Early Permian. However, some studies of individual stratigraphic units have been carried out. These give a broad picture of the nature of the climates, and on the prevailing rates of climatic change.

1) Early Carboniferous (Dinantian and Early Namurian).

Broad palaeoclimatic analyses of the Early Carboniferous have been carried out on the basis of phyto-geographic analyses of fossil plants (Raymond, 1985) and palynomorphs (van der Zwan, 1981; van der Zwan *et al.*, 1985). The palaeobotanic evidence shows a consistent trend towards warmer and wetter conditions throughout the Dinantian and Early Namurian. The palynological studies document the same long-term trend, but identify marked fluctuations, both at stage level and on a shorter timescale, superimposed on this trend (fig. 1). By identifying the frequency and occurrence of the microfloral elements in evaporite and coal-bearing lithofacies, van der Zwan *et al.* were able to relate palynologically derived climatic zones to precipitation. On this basis they defined four zones ranging from "humid" to "dry".

Palaeoclimatically significant sediments have yet to be extensively described from the European Early Carboniferous. Fairly arid conditions may be inferred during the Tournaisian from descriptions of the Cementstones in Scotland (Cameron and Stephenson, 1985) and of the Lower Border Group in Northern England (Leeder, 1974). The latter Group contains major deltaic progradation sequences, some locally sourced, and some sourced from large braided rivers draining a ? Caledonian hinterland. Although precipitation must have been pronounced in the catchments, the local climate at the depositional site was sufficiently dry to allow the formation of caliche. Comparison with recent caliches suggests rainfall of 400-600 mm and mean temperatures of 16-22°C (Goudie, 1973). The presence of minor gypsum and halite suggests that the climate was markedly seasonal, and allowed desiccation of shallow water lakes. In the same area of Northern England there is a marked increase in the occurrence of coal in the overlying Visean Scremerston Coal Group (? Arundian to Asbian). This might indicate the onset of a more humid climate, but does not mark a secular change. A generally dry climate is proposed for this period by van der Zwan *et al.*, which is supported by the presence of caliche in the overlying Lower Limestone Group (Gardiner, 1983), and by the geographically widespread occurrence of anhydritic sabkha facies in the Late Visean (Asbian to Brigantian) of north-west Ireland (West *et al.*, 1968) and in Belgium (St. Ghislain borehole - Bless *et al.*, 1980).

In southern England and Wales the Dinantian is almost entirely in a shallow marine carbonate facies, with widespread development of oolites. A few isolated occurrences of anhydrite are found in the Tournaisian of the Midlands (Llewellyn and Stabbins, 1970). The most detailed and informative studies

available are those of Wright (1980, 1982) on palaeosols intercalated in the carbonate sequence in the Arundian of South Wales. Here the Llanelly Formation contains three palaeosol complexes, and overlies a well developed palaeokarst (fig. 2). The palaeosols are caliches, the upper of which exhibits well developed vertic characteristics and shows a polyphase evolution into a hydromorphic gley overlain by a coal. The whole sequence rests on a palaeokarst which, by analogy with recent karst types, is interpreted to have been formed under humid conditions. Wright (1984) argues that this sequence represents a cyclical short term alternation between humid and sub-humid climatic conditions. The presence of vertisols suggests a strongly seasonal climate. Such climatic fluctuations lasted for periods of several thousand years, a time-scale compatible with the smallest scale of fluctuation observed in the palynological results of van der Zwan *et al.* (1985).

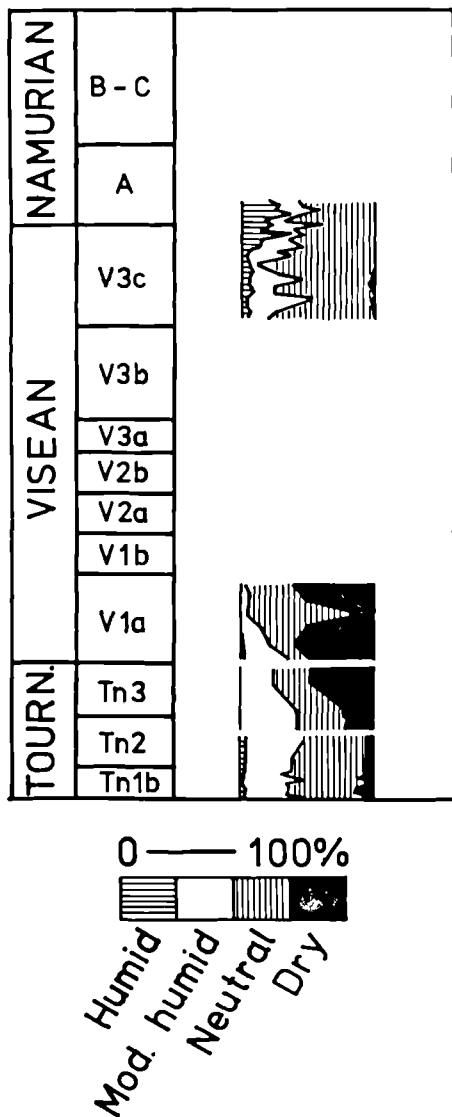


Fig. 1. — Fluctuation in climatically related microfloral assemblages in the British Isles Early Carboniferous. (After Van der Zwan *et al.*, 1985).

Fig. 1. — Variations des assemblages microfloristiques ayant rapport avec le paléoclimat dans le Carbonifère inférieur des Iles Britanniques (d'après Van der Zwan *et al.*, 1985).

2) Mid and Late Carboniferous (Early Namurian to Stephanian).

Much of this interval is represented in Europe by grey, coal-bearing alluvial plain and deltaic sediments which historically have been regarded as having formed in a humid, equatorial climatic environment.

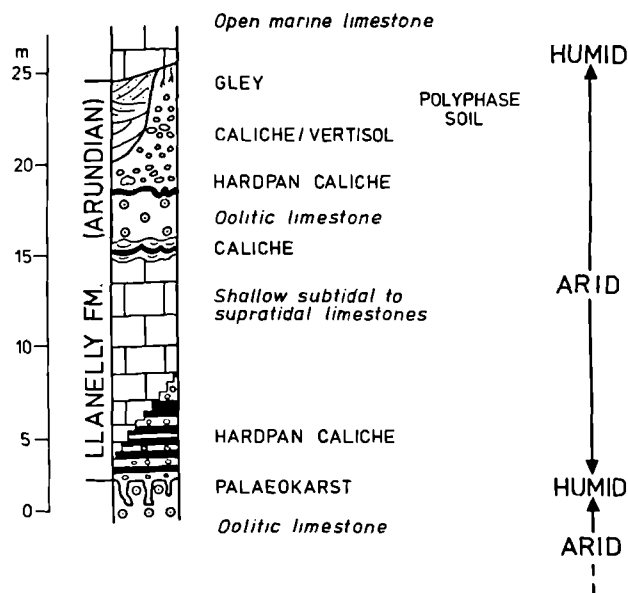


Fig. 2. — Alternation of palaeoclimatically significant sediments in the Arundian Llanelly Formation, South Wales, adapted from Wright (1980). For discussion, see text.

Fig. 2. — Alternance des sédiments significatifs du paléoclimat dans la Llanelly Formation (Arundien), Pays de Galles du Sud (d'après Wright, 1980).

Climatic changes heralding the onset of the Permian phase of aridity have been equated by many authors (e.g. Hedemann and Teichmüller, 1971) with the appearance of red-beds in the late Westphalian.

The palynological results of van der Zwan *et al.* (1985) do not suggest a significant climatic change in the latest Visean or earliest Namurian. However a major change in the style of sedimentation was brought about in the Early Namurian, with the arrival of major fluvial systems bringing huge volumes of clastic sediment into northern Europe from a northerly source area. The relative contribution of climatic and tectonic events to this clastic influx remains to be determined.

The low-lying, waterlogged nature of the deltaic sediments largely prevented the formation of climatically distinctive palaeosols (Besly and Felding, in press). Palaeoclimate indicators are thus rather rare in the Namurian and early Westphalian. A humid tropical climate may be inferred for northern catchment areas from the large scale of the fluvial systems feeding into the basin, and from the dominance of kaolinite in the fine grained sediments (Ashley and Pearson, 1979). A similar climate may be inferred within the depositional basin from the occurrence of highly leached boehmite and diaspore bearing flint clays in the late Namurian in Scotland (Monro *et al.*, 1983) and in the Westphalian in Germany (Burger and Stalder, 1966).

More compelling evidence for a humid equatorial climate is provided by palaeobotanic and palynological studies of coal palaeoecology (Phillips *et al.*, 1985). Generally humid conditions existed in both North America and Europe interrupted by drier phases in the early Westphalian and early Stephanian. The lack of growth rings in fossil woods is taken to indicate a lack of seasonality (Chaloner and Creber, 1973). Broadhurst *et al.* (1980) identified a seasonal element on the basis of mortality patterns in non-marine bivalves in an aggrading interdistributary bay sequence. In this case the discharge pattern inferred from the clastic sediments probably relates to a seasonal monsoonal climate in the catchment area to the north (Broadhurst, in press).

The diachronous appearance of red-beds in the late Westphalian and Stephanian has been interpreted by Hedemann and Teichmüller (1971) to result from the progressive southward migration of an arid climatic belt. The climatic significance of red-beds in the mid to late Westphalian of Central England has been studied by Besly (1986, in press) and Besly and Turner (1983, 1986). Three distinctive developments of red-bed facies are present :

- a) the Etruria Formation (Westphalian A to C) ;
- b) the Keele Formation (Westphalian D to Stephanian) ;
- c) the Enville and Clent Formations (later Stephanian to Autunian) (fig. 3).

The Etruria Formation consists of alluvial red-beds that spread into the English Central Province Basin from the south, producing a diachronous contact with the Productive Coal Measures opposite to that which would be expected if red-bed formation were controlled by a southward migration of climatic belts. The fine grained alluvium is composed of quartz, kaolinite and haematite, a "residual" composition indicating humid lateritic weathering in the source area. Humid tropical conditions are also implied by the presence of mature ferruginous and ferallitic palaeosols within the sediments. There are, however, sporadic occurrences of caliche from the mid Westphalian C onwards, suggesting short intervals of drier climate. Discharge patterns inferred from fluvial channel deposits imply a pronounced seasonal variation in rainfall.

In the Keele Formation the pattern of diachronism between red-beds and coal-bearing strata, and the detrital composition of the sandstones, suggest a northerly source area. The fluvial style of channel sand bodies implies that discharge, and thus precipitation, in the northern catchment were fairly constant. Palaeosols in the Formation are of both ferruginous and caliche type, and show an upward trend towards

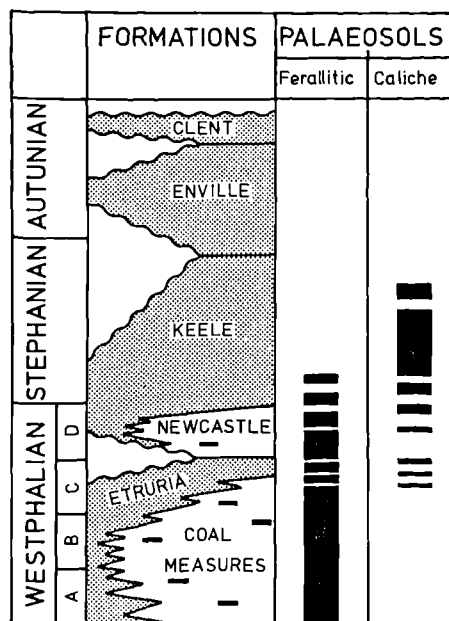


Fig. 3. — Stratigraphy of late Westphalian to Autunian red-beds (stippled) in Central England, showing stratigraphic distribution of palaeosol types.

Fig. 3. — Stratigraphie des formations rouges (pointillées) du Westphalien à l'Autunien inférieur en Angleterre centrale, représentant la répartition des types au palaeosol.

dominance of caliche, continuing the trend already seen in the underlying Etruria Formation (fig. 3). This alternation between palaeosol types suggests a superimposition of short term fluctuations on a longer term drying trend. The latter trend is also supported by an upward increase in freshwater limestones from mid Westphalian C times.

In the youngest red-bed formation in Central England, the Enville Formation, fluvial facies are dominated by ephemeral stream deposits, and no palaeosols are present. Conglomerates include abundant clasts of Dinantian limestone. These features indicate weathering and transport under conditions of pronounced aridity.

The climatic models for the deposition of red-beds in Central England are probably more or less applicable to the whole of the area to the north of the Rheno-Hercynian zone of the Variscan belt. The growth of these mountains, especially during the Westphalian D and Stephanian, was accompanied by the development of intramontane basins, with predominantly humid climates suggested by the development of abundant and very thick coal seams in the Stephanian of the Massif Central (Frère and Courel, 1984; Courel *et al.*, 1985) and the formation of ferallitic soils which are locally bauxitic (Bellenguez and Revel, 1986). Humid coal forming conditions also prevailed during the Stephanian in intramontane basins in the Spanish Pyrenees (Nagtegaal, 1969; Broutin and Gisbert, 1985), the Cantabrian Mountains (Heward, 1978), and Southern Spain and Portugal (Wagner, 1983, 1985).

3) Early Permian (Autunian and Saxonian).

The early Permian palaeoclimate has been summarised by Glennie (1983). To the north of the Variscan belt the drying trend established in the late Westphalian and Stephanian continued. In this area there is a marked hiatus between the Autunian and the Saxonian Upper Rotliegend. Deposition resumed by the establishment of a large aeolian sand sea passing laterally into halite salt pans, indicating extreme aridity.

In places within the Variscan belt continuous sequences of Stephanian to Saxonian age show a rapid transition from the humid conditions of the late Stephanian to drier conditions in the Autunian and Saxonian. In the Pyrenees detailed sedimentological studies show this transition to be marked by a predominance of red-beds, with an increase in lacustrine limestones and the development of caliche and vertic palaeosols (Broutin and Gisbert, 1985; Gisbert and Gascon, 1985). Broutin and Gisbert record a changing floral sequence in support of this climatic evolution. A similar sequence of climatic changes is described from central Bohemia by Skoček (1974) on the basis of identification of palaeosols, palaeohydraulic features, occurrence of lacustrine limestones, and various as-

pects of sediment mineralogy and texture. Superimposed on this secular decrease in humidity, he identified marked climatic fluctuations, with noticeably more arid phases during the Stephanian A and Stephanian C / Autunian, separated by a more humid Stephanian B.

Elsewhere in the Variscan belt the transition from grey to red sediments occurs at varying horizons. Coal seams are developed in the lower part of the Autunian (Autun : Feys and Greber, 1972; Aumance : Bonnion *et al.*, 1983; Saar Nahe : Falke, 1972). Some of these are thick, for instance in the Aumance basin, and imply continued conditions of high rainfall. Lacustrine limestones and laminites occur throughout the Autunian in these basins. In most of the French basins the upper part of the Autunian and the Saxonian consist of sand-dominated red-beds with little preserved fauna or flora. Both Feys and Greber (1972) and Feys (1976) point out that these sequences contain no direct evidence of aridity. It is of interest to note in this context that aeolian facies have rarely been recorded in the Early Permian of the intramontane basins of the Variscan belt. Thus, while there seems to have been considerable climatic diversity within this mountain belt during the Early Permian, it seems to have been consistently less arid than the area lying to the north west of the mountains.

V. — PALAEOCLIMATE MODELS

The development of climatically significant rock types and the presence of phytogeographically distinctive plant assemblages have led several workers to suggest large scale models for the palaeoclimatic evolution of Europe and North America during the late Palaeozoic. Two principal models exist. In the first climatic change is controlled solely by the northward drift of Euramerica through successive latitudinally controlled climate belts (e.g. Bless *et al.*, 1984). In the second, climatic change, while ultimately controlled by patterns of continental drift, occurred in response to changes in oceanic and atmospheric circulation and precipitation patterns controlled by the changing latitudinal and relative positions of large continental masses during the assembly of the Pangaeian supercontinent (Rowley *et al.*, 1985). The latter model may involve a component of northward continental drift, but does not demand it.

1) Northward drift models.

Uniform northward drift of the Euramerican area is assumed without question in the climatic model of Bless *et al.* (1984). Before accepting this assumption, the following points need to be clearly demonstrated :

- a) that northward drift did occur ;
- b) that it affected all parts of the area equally ;

c) that it occurred at a rate consistent with that of the inferred migration of climatically sensitive facies belts;

d) that the climatic belts were sufficiently well constrained in palaeolatitude.

The rate of northward drift assumed by Bless *et al.* is illustrated in fig. 4a. It compares well with the rate of climate belt migration inferred for the late Westphalian by Hedemann and Teichmüller (1971).

The relative merits of alternative palinspastic reconstructions of Eurasia during this period are discussed by van der Zwan (1981) and van der Zwan *et al.* (1985), who conclude that the least controversial reconstruction of continental behaviour currently available is that of Smith *et al.* (1981). This reconstruction is valuable in modelling palaeolatitude in that it is based solely on palaeomagnetic data, and thus may suffer less from subjective distortions. The rate of northward drift predicted in this model (fig. 4b) is only one third that required by Bless *et al.*, and is too slow to have acted as the sole control on climate belt migration. Other reconstructions (e.g. Dewey, 1982) also involve only slow rates of northward drift.

Further dangers inherent in the simplistic palaeolatitudinal modelling of climate become apparent if a palinspastic model is considered that does take into account palaeogeographical factors. For instance, in the reconstruction of Scotese *et al.* (1979) the component parts of present western Europe are widely separated in both latitude and longitude until near the end of the Variscan orogeny (fig. 4b). This is due partly to inferred large scale transcurrent fault movements and partly to the poorly constrained extent of closure of basins involved in the early phases of the Variscan orogeny. Again the palaeolatitudinal histories cannot be equated with the inferred rate of climate belt migration.

An acceptable model which invokes plate movement through a series of climatic belts must also carry the assumption that the boundaries of the climate belts were well constrained in palaeolatitude. A cursory glance at the climatic zonation of modern continents suggests that this is unlikely to have been the case. Robinson (1973) has discussed the distribution patterns of precipitation, which she regarded as more important than temperature in controlling sedimentary facies. As precipitation patterns are influenced by wind direction, climatic gradients exist between the east and west sides of continental areas, and precipitation belts are not parallel to latitude. Patterns of precipitation are further modified through the development of mountain ranges (Ziegler *et al.*, 1979 : fig. 5), and distortion is increased by the spatial distribution of the large continental masses. If there is a pronounced imbalance in landmass areas on each side of the geographical equator, as for instance is inferred in some reconstructions of the late Palaeozoic, differences in

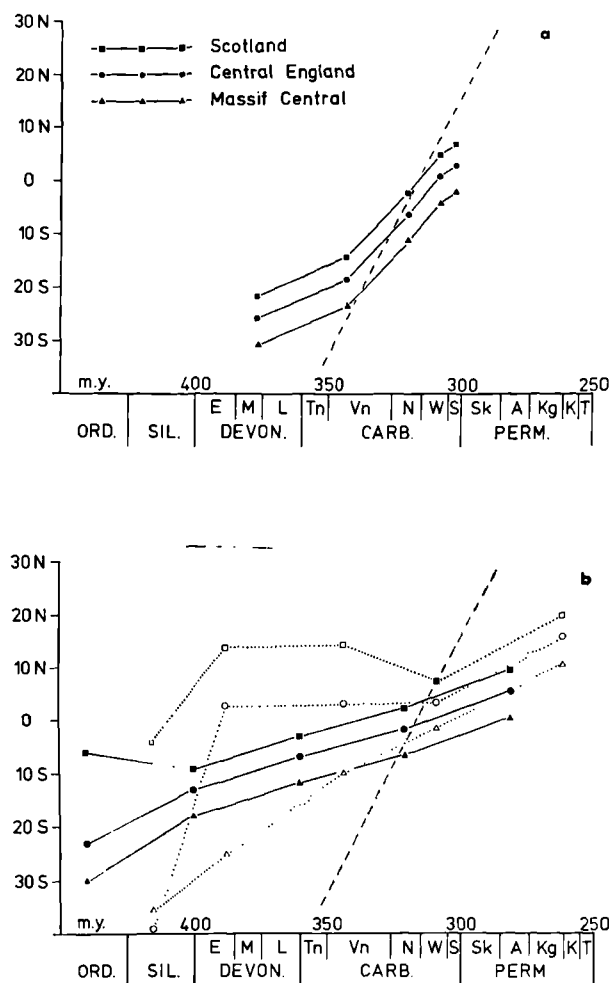


Fig. 4.

- a : Rates of northward continental drift illustrated for northwest Europe by Bless *et al.* (1984).
 b : Rates of northward continental drift illustrated for northwest Europe by Smith *et al.* (1981) (solid lines), and Scotese *et al.* (1979) (dotted lines).

Ages are from papers in Snelling (1985), modified in the light of results of Lippolt *et al.* (1984).

Fig. 4.

- a : Vitesses de la dérive continentale vers le nord suggérées par Bless *et al.* (1984). La ligne de tirets représente la vitesse de migration des zones climatiques de Hedemann et Teichmüller (1971).
 b : Vitesses de la dérive continentale de Smith *et al.*, 1981 (lignes pleines) et Scotese *et al.*, 1979 (lignes pointillées). Les âges ont été déterminés par Snelling (1985) et modifiés, pour le Carbonifère, d'après les résultats de Lippolt *et al.* (1984).

heat budget may cause the climatic equator to be shifted relative to the geographical equator (van der Zwan *et al.*, 1985). If large land areas are located at mid-latitude positions, a monsoonal circulation may be set up which, in certain continental configurations, may modify the climatic belt pattern. This point is further discussed in the following section.

In summary, models for late Palaeozoic climatic evolution which rely solely on northward continental drift through fixed palaeoclimatic belts are unacceptable: the required rate of drift is probably too large; and the constraints on the latitudinal position of climate belts too uncertain.

2) Theoretical approach to the reconstruction of climate.

Given the availability of reasonably reliable palaeogeographic reconstructions, it is possible to model the global distribution of high and low pressure, and to reconstruct the trajectories of wind systems. This allows a predictive model of palaeoclimate to be made against which geological observations can be tested. This has been carried out by Parrish (1982) and Rowley *et al.* (1985).

The latter authors identify a major control on Carboniferous to Permian climate to have been the changes in atmospheric circulation associated with the formation of Pangaea. The distribution of rainfall was affected by two principal factors. The first was the increasing symmetry of the very large land area

about the equator, which led to the gradual establishment of a monsoonal, highly seasonal climate over the whole of Pangaea. The second factor was the growth of mountain belts in the equatorial zone during the Variscan orogeny.

The causes of monsoonal circulation are discussed in detail by Parrish (1982). Land and sea have different thermal properties, land areas heating up and cooling down more quickly than sea areas. As a result large temperature and pressure anomalies can build up over continents. During the summer, when a continent is hot relative to surrounding seas, low pressure forms: during the winter, when the land is relatively cold, high pressure forms. These pressure cells may give rise to monsoonal wind systems which disrupt the normal latitudinally controlled wind patterns, particularly if a continental summer low pressure zone is located at mid-latitudes, in what is normally a belt of high pressure. In this case the disruption to circulation may be intense, even giving rise to air flow across the equator, between the two normally independent circulation systems of the two hemispheres.

Monsoonal circulation patterns may give rise to a marked seasonality in precipitation. In winter the continental high pressure area gives rise to winds that blow from land to sea, and are generally dry. In the summer, winds blow into the continental low. If these are sourced from an ocean, they are accompanied by heavy rainfall: if however, they are sourced from another continental area they also may be dry.

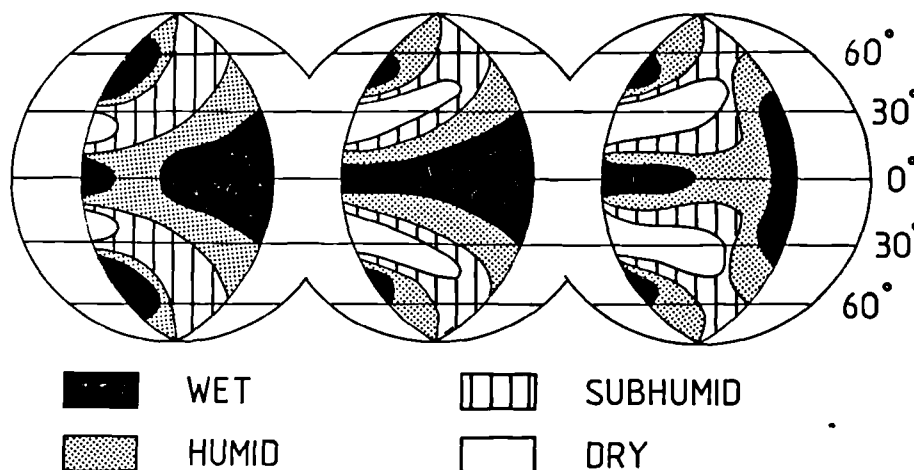


Fig. 5. — Theoretical patterns of precipitation belts on continental masses straddling the equator. In the centre is a flat continent; on the left a continent with a western coastal mountain range; on the right a continent with an eastern coastal mountain range. For discussion, see text. (After Robinson, 1973 and Ziegler *et al.*, 1979).

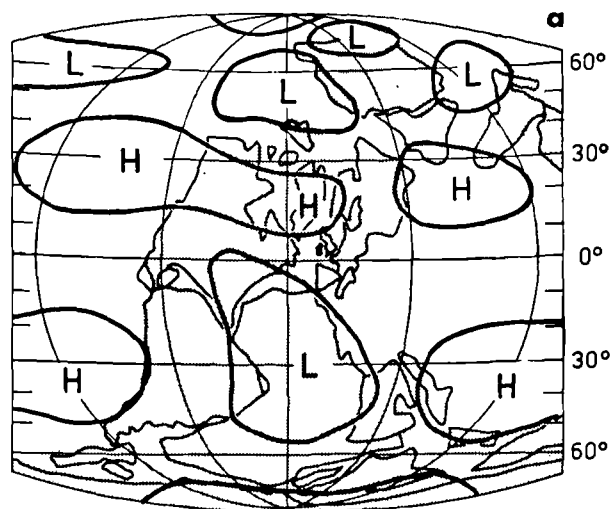
Fig. 5. — Modèles de zones de précipitation sur un continent disposé symétriquement autour de l'équateur. Au centre, il y a un continent plat; à gauche, un continent avec montagnes sur le littoral occidental; à droite, un continent avec montagnes sur le littoral oriental (d'après Robinson, 1973 et Ziegler *et al.*, 1979).

Rowley *et al.* propose the following model for the evolution of the Carboniferous climate. Monsoon conditions became established as the Euramerica and Gondwana landmasses came to occupy mid-latitude positions in the Carboniferous. Initially winds blowing into the Euramerican summer lows were sourced from the oceans between Euramerica and Gondwana, and to the east, giving rise to a wet summer season. As this ocean closed and the assembly of Pangaea proceeded, a large north-south elongated continental mass came to straddle the equator, in which a broad, non-seasonal equatorial humid belt was developed, with rainfall fed by the trade winds blowing over the eastern, Tethyan ocean. This belt developed during the Namurian, and existed until the late Westphalian, after which it was progressively disrupted. As the amalgamation of Pangaea proceeded, the disposition of continental areas around the equator became more symmetrical, and seasonal pressure contrasts more marked (fig. 6). Cross equatorial flow of air from the cold winter hemisphere to the warm summer hemisphere could occur during both northern and southern winters. The resulting dominance of cross equatorial flow of dry air severely distorted normal circulation patterns, and by the early Permian had effectively suppressed the equatorial humid belt of the continental area, giving rise to the aridity which characterised the Permian and Triassic of much of Pangaea over a wide range of palaeolatitude.

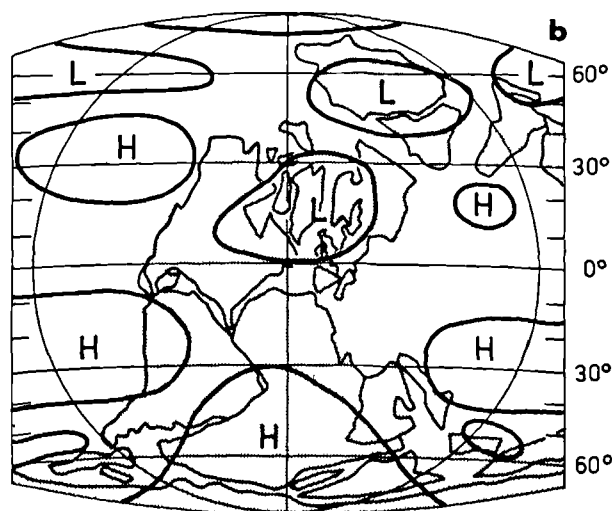
The effect of Variscan mountain building would have interacted with the growing monsoonal trend in a variety of ways. At a local level, the emerging mountain belts would have generated rain shadows which would have caused rapid changes in climate, especially in low latitude areas affected by westward blowing trade winds. Rowley *et al.* suggest that rapid phases of drying in the late Westphalian of the Appalachian Basin may have been caused by this effect. The growth of mountain belts in a near equatorial position would also have countered the development of the north-south monsoonal circulation, and encouraged the continued existence of a wet tropical zone in and to the windward of the mountains. The combination of the evolving monsoon system and mountain growth might thus be expected to produce a complex alternation of wetter and drier climates in the near equatorial region, superimposed on the general drying trend.

3) Effects of late Palaeozoic glaciation.

In addition to the climatic effects attributable to the evolution of the Pangaeon continent, the late Palaeozoic glaciation of Gondwana may be expected to have influenced global climate. This glaciation began during the latest Devonian (Caputo and Crowell, 1985) and continued until the Artinskian (mid Permian: Frakes, 1981). The effects on the climate of low latitude areas are discussed by Glennie (1983 :



WESTPHALIAN C/D
NORTHERN WINTER



WESTPHALIAN C/D -
NORTHERN SUMMER

Fig. 6. — Theoretical distribution of global pressure cells during late Westphalian. For discussion, see text. After Parrish (1982).

Fig. 6. — Répartition théorique des zones cycloniques pendant le Westphalien supérieur (d'après Parrish, 1982).

fig. 7), who argued that periods of glacial advance were accompanied by stronger global wind systems driven by extended areas of polar high pressure. Stronger wind systems would have compressed the latitudinal climatic belts towards the equator, resulting in a narrower tropical belt, and in periods of relatively greater aridity in low mid-latitudes. Equatorial temperatures may also have been significantly lowered.

Heckel (1986) recognises minor sedimentary cyclicity in the Stephanian of the US which he links to glacioeustatic sea level controls. The calculated duration of these cycles accords well with a Milankovic Cycle control on glacial advance and decay, supporting the idea of glacial controls on sedimentation in low latitudes. Similar minor cyclicity is widespread in the Mid to Late Carboniferous in Europe.

VI. — APPLICATION OF CLIMATIC MODELS TO THE EUROPEAN CARBONIFEROUS AND EARLY PERMIAN

The partial and uneven documentation of the stratigraphic occurrence of palaeoclimate indicators in the European late Palaeozoic makes it premature to attempt a complete reconstruction of the palaeoclimate. However, sufficient evidence exists to identify the broad evolution of the climate, and to identify considerable climatic variation between the basins in the foreland area to the north-west of the Variscan fold belt, and the basins within the fold belt.

In the foreland area, where the stratigraphic record is most complete, the early Carboniferous was characterised by a hot, sub-humid to arid climate, with strongly seasonal rainfall. During the Namurian and Westphalian uniformly hot and humid equatorial conditions were developed, although the climate was at times characterised by seasonal rainfall in the northern catchment area. From Westphalian D onwards there was a rapid change to sub-tropical conditions, and, by the Autunian, to conditions of extreme aridity.

From the late Westphalian onwards, the stratigraphic record in the intramontane basins overlaps with that of the foreland area, and marked contrasts in climate are apparent. In the Stephanian, equatorial conditions in the intramontane basins coexisted with a sub-tropical climate in Central England, while in the Autunian and Saxonian, conditions of intense aridity in the area to the north of the Variscan belt were not apparently developed in the sedimentary basins within the belt.

The changes in climate which took place during this period seem to have occurred relatively rapidly. Where climatic changes can be documented in continuous stratigraphic sections, superimposed minor fluctuations are present, implying that controls on climatic change operated on several timescales. Throughout,

the rates of climatic change were too rapid to have been simply the result of continental drift through latitudinally stable climatic belts.

The climatic models of Parrish (1982) and Rowley *et al.* (1985) accord reasonably well with the sedimentological data from Europe. The seasonal climate, inferred from sedimentological evidence, for the Early Carboniferous may be predicted from the atmospheric circulation maps of Parrish. A general long term drying trend, evident from the Westphalian to the Autunian, equates with the development of dry monsoonal conditions in Pangaea, with consequent disruption of the equatorial humid belt. The very rapid increase in aridity to the north-west of the Variscan mountains in late Westphalian and Stephanian times is synchronous with the localisation of major coal development within and to the windward of these mountains. This suggests that the contemporaneous, Asturian phase of mountain growth was accompanied by the development of a rain shadow in the Variscan

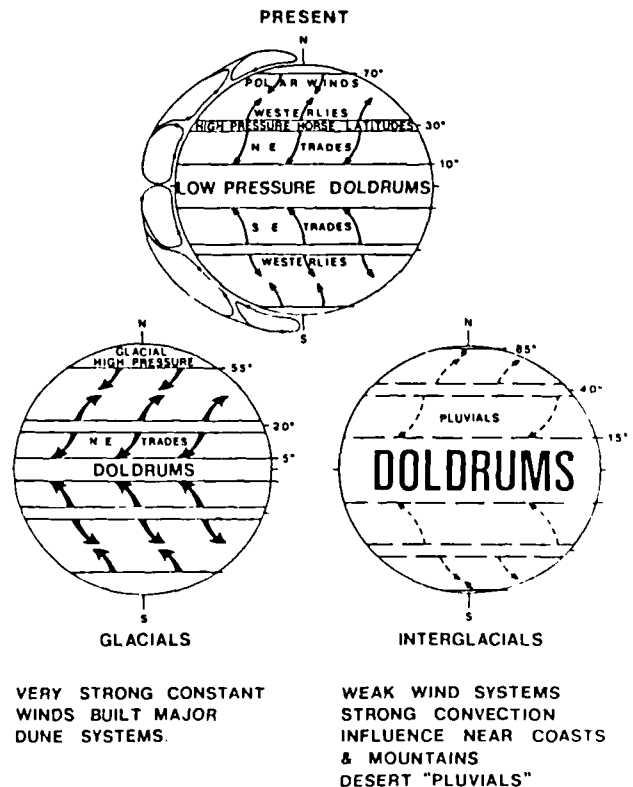


Fig. 7. — Effects on climate of polar glaciations. From Glennie (Elsevier, 1983).

Fig. 7. — Conséquences climatiques produites par la fluctuation des glaciations polaires (d'après Glennie, 1983).

foreland area. This persisted into the Early Permian, with development of extreme aridity in the lee of the mountains (Glennie, 1983).

Superimposed on broad trends in climate evolution are small scale fluctuations which are probably best explained in terms of the climatic control exerted by glacial advances and retreats (Glennie, 1983). As well as the inferred control on eustatic minor cyclicity in coastal plain deposits (Heckel, 1986), glacially induced climatic fluctuations might account for the alternation of palaeosols formed under contrasting climatic conditions in the Dinantian and late Westphalian (see above), for the small scale oscillation in climate related microfloral elements recorded by van der Zwan *et al.* (1985), and for a cyclical alternation between aeolian and fluvial activity in the Southern North Sea Rotliegend (P. Turner, pers. comm).

VII. — CONCLUSIONS

Sedimentological analysis of Carboniferous and Early Permian sequences in Europe allows a broad reconstruction to be made of the climatic evolution during this period. A major control over climatic change was effected by the Variscan orogeny, both through changes in atmospheric circulation brought

about by continental collision, and through the growth of a rain shadow on the lee side of the mountains.

It should be stressed that the reconstruction of palaeoclimate, both from models and from rocks, is still a very inexact art. There is an acute shortage of sedimentological and stratigraphic documentation of climatically sensitive rocks in the European Late Palaeozoic. The interpretation of the available data is hampered by the lack of information on the precipitation and temperature ranges in which are formed modern analogues to supposedly climatically sensitive ancient sediments. This is reflected in the inexact terms used to describe climate in this paper. Theoretical models of climate can only be drawn with a broad brush, and for very long time intervals. They rely on the accuracy of the palaeomagnetic data on which their palaeogeographies are based, which probably introduces significant errors in the positioning of the continents (Parrish, 1982, p. 753). Finally, it is not always possible to differentiate between the products of climatic, eustatic and tectonic events, any one of which may have exercised a dominant influence on sedimentary facies at a given locality.

Acknowledgements. — I would like to thank Brian Holdsworth, John Collinson, Ken Glennie, Mike Leeder and Paul Wright for their helpful comments on the manuscript.

REFERENCES

- 1) ASHLEY D.A., and PEARSON M.J. (1979). — Mineral distributions in sediments associated with the Alton Marine Band, near Penistone, South Yorkshire. In Martland M.M. and Farmer V.C. (Eds.), *Proc. 6th Int. Clay Conference, Developments in Sedimentology*, 27, p. 311-321, Elsevier, Amsterdam.
- 2) BELLENGUEZ G. et REVEL J.C. (1986). — Etude préliminaire d'une bauxite latéritique stéphanienne du Bassin de Decazeville. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 302, p. 131-134.
- 3) BESLY B.M. (1986). — Late Westphalian and Stephanian sedimentological and structural evolution of Central England. *Abstracts: Controls of Upper Carboniferous sedimentation, NW Europe*, p. 43-45. University of Keele (U.K.).
- 4) BESLY B.M. (In press). — Palaeogeographical implications of Late Westphalian to Autunian red-beds, Central England. In Besly B.M. and Kelling G. (Eds.), *Sedimentation in a synorogenic basin complex: the Upper Carboniferous of north-west Europe*. Blackie, Glasgow.
- 5) BESLY B.M. and FIELDING C.R. (In press). — Palaeosols in Westphalian coal-bearing and red-bed sequences, Central and Northern England. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
- 6) BESLY B.M. and TURNER P. (1983). — Origin of red-beds in a moist tropical climate (Etruria Formation, Upper Carboniferous, UK). In Wilson R.C.L. (Ed.), *Residual deposits. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.*, 11, p. 131-147.
- 7) BESLY B.M. and TURNER P. (1986). — Sedimentological evidence for climatic changes in the Late Carboniferous of Central England. *Abstracts: Controls of Upper Carboniferous sedimentation, NW Europe*, p. 71-73, University of Keele (U.K.).
- 8) BLESS M.J., BOUCKAERT J. and PAPROTH E. (1984). — Migration of climate belts as a response to continental drift during the Late Devonian and Carboniferous. *Bull. Soc. belge Géol.*, 93, p. 189-195.
- 9) BLESS M.J. *et al.* (1980). — Pre-Permian depositional environments around the Brabant Massif in Belgium, the Netherlands and Germany. *Sedim. Geol.*, 27, p. 1-81.
- 10) BONNION S., COUREL L., GELARD J.P. et PAQUETTE Y. (1983). — L'organisation des dépôts du charbon et de stériles dans le bassin de l'Aumance (Allier). *Mém. géol. Univ. Dijon*, 8, p. 87-97.
- 11) BROADHURST F.M. (In press). — Seasons and tides in the Westphalian. In Besly B.M. and Kelling G. (Eds.), *Sedimentation in a synorogenic basin complex the Upper Carboniferous of northwest Europe*. Blackie, Glasgow.

- 12) BROADHURST F.M., SIMPSON I.M. and HARDY P.G. (1980). — Seasonal sedimentation in the Upper Carboniferous of England. *J. Geol. Chicago*, 88, p. 639-651.
- 13) BROUTIN J. et GISBERT J. (1985). — Entorno palaeoclimatico y ambiental de la flora Stephano-Autunienne del Pirineo Catalan. *X Congr. Int. Estrat. y Geol. del Carbonifero*, Madrid 1983, C.R., 3, p. 53-80.
- 14) BURGER K. et STALDER G. (1966). — Uber das Vorkommen von Diaspor (Aluminium-hydroxid) in den Kaolin-Kohlentonsteinen des Ruhrkarbons. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 13, p. 997-1006.
- 15) CAMERON I.B. and STEPHENSON D. (1985). — *British Regional Geology: The Midland Valley of Scotland*. HMSO, London, 172 p.
- 16) CAPUTO M.V. and CROWELL J.C. (1985). — Migration of glacial centres across Gondwana during Palaeozoic era. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, p. 1020-1036.
- 17) CECIL C.B., STANTON R.W., NEUZIL S.G., DULONG F.T., RUPPERT L.F. and PIERCE B.S. (1985). — Palaeoclimate controls on Late Palaeozoic sedimentation and peat formation the Central Appalachian Basin (U.S.A.). *Int. J. Coal Geol.*, 5, p. 195-230.
- 18) CHALONER W.G. and CREBER G.T. (1973). — Growth rings in fossil wood as evidence for past climates. In Tarling D.H. and Runcorn S.K. (Eds.). *Implications of continental drift to the earth sciences*, 1, p. 425-437. Academic Press, London.
- 19) COUREL L., VALLE B. et BRANCHET M. (1985). — Le bassin houiller de Blanzey-Montceau : cadre géologique et structural, succession et dynamique des palaeoenvironnements. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun (France)*, 114, p. 7-26.
- 20) DEWEY J.F. (1982). — Plate tectonics and the evolution of the British Isles. *J. geol. Soc. London*, 139, p. 371-412.
- 21) DONALDSON A.C., RENTON J.J. and PRESLEY M.W. (1985). — Pennsylvanian deposystems and palaeoclimates of the Appalachians. *Int. J. Coal Geol.*, 5, p. 167-193.
- 22) ETHRIDGE F.G. and SCHUMM S.A. (1978). — Reconstructing palaeochannel morphologic and flow characteristics: methodology, limitations and assessment. In Miall A.D. (Ed.), *Fluvial sedimentology*. *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 5, p. 703-722.
- 23) FALKE H. (1972). — The continental Permian in North and South Germany. In Falke H. (Ed.), *Rotliegend: Essays on the European Lower Permian*, p. 43-113, Brill Leiden.
- 24) FEYS R. (1976). — Le Permien et la phase saaliennne dans le bassin de Brive (SE de la France). In Falke H. (Ed.), *The continental Permian of Central, West and South Europe*, p. 80-90, Riedel, Dodrecht.
- 25) FEYS R. et GREBER C. (1972). — L'Autunien et le Saxonien en France. In Falke H. (Ed.), *Rotliegend: Essays on European Lower Permian*, p. 114-136, Brill, Leiden.
- 26) FRAKES L.A. (1981). — Late Palaeozoic paleoclimatology. In McElhinny M.W. and Valencio D.A. (Eds). *Palaeoreconstruction of the continents*. American Geophysical Union/Geol. Soc. of America, Boulder, p. 39-44.
- 27) FRERE I. et COUREL L. (1984). — Place du charbon dans l'histoire du bassin houiller limnique stéphanien des Cévennes (Massif Central. France). *Abstracts 5° Congr. Europ. de Sédimentologie*, Marseille, p. 177.
- 28) GARDINER A. (1983). — *Sedimentology of the Scremerston Coal Group and Lower Limestone Group, Northumberland*. Unpublished Ph D. Thesis, University of Leeds (U.K.).
- 29) GISBERT J. and GASCON F. (1985). — Several morphologies of septaria structures in Stephano-Permian continental series (Spanish Pyrenees, Catalunya): relationship with vertic palaeosoils on volcanic ashes. *Abstracts: 6th European Reg. Mtg. Sedimentology, I.A.S. Lleida*, p. 180-183.
- 30) GLENNIE K.W. (1983). — Lower Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea area. In Brookfield M.E. and Ahlbrandt T.S. (Eds). *Eolian sediments and processes*, p. 521-541, Elsevier, Amsterdam.
- 31) GOUDIE A.S. (1973). — *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*. Clarendon Press, Oxford.
- 32) HALLAM A. (1984). — Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 47, p. 195-223.
- 33) HARVEY R.D. and DILLON J.W. (1985). — Maceral distributions in Illinois coals and their palaeoenvironmental implications. *Int. J. Coal Geol.*, 5, p. 141-165.
- 34) HECKEL J.H. (1986). — Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America. *Geology*, 14, p. 330-34.
- 35) HEDEMANN H.A. and TEICHMULLER R. (1971). — The palaeogeographical development of the Upper Carboniferous. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 19, p. 129-142.
- 36) HEWARD A.P. (1978). — Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25, p. 451-488.
- 37) JONES C.M. (1977). — The effects of varying discharge regimes on bed form sedimentary structures in modern rivers. *Geology*, 5, p. 567-570.
- 38) LEEDER M.R. (1974). — Lower Border Group (Tournaisian) fluvio-deltaic sedimentation and palaeogeography of the Northumberland Basin. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 40, p. 129-180.
- 39) LEES A. (1975). — Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Mar. Geol.*, 19, p. 159-198.
- 40) LIPPOLT H.J., HESS J.C. and BURGER K. (1984). — Isotopische Alter pyroklastischen Sanidinen aus Kaolin-Kohlentonsteinen als Korrelationsmarken für das Mitteleuropäische Oberkarbon. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 32, p. 119-150.

- 41) LLEWELLYN P.G. and STABBINS R. (1970). — The Hathern Anhydrite series. Lower Carboniferous, Leicestershire, England. *Trans. Inst. Min. Metall.* 79B, p. B1-B15.
- 42) McCABE P.J. (1984). — Depositional environments of coal. In: Rahmani R.A. and Flores R.M. (Eds.). *Sedimentology of Coal and Coal-bearing sequences. Spec. Pub. int. Ass. Sediment.* 7, p. 13-42.
- 43) McKEE E.D. (Ed.) (1979). — *A study of global sand seas.* U.S. Geological Survey, Prof. Pap. 1052, 429 p.
- 44) MONRO S.K., LOUGHNAN F.C. and WALKER M.C. (1983). — The Ayrshire Bauxitic Clay: an allochthonous deposit. In Wilson R.C.L. (Ed.). *Residual deposits.* *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 11, p. 47-58.
- 45) NAGTEGAAL P.J.C. (1969). — Sedimentology, palaeoclimatology and diagenesis of Post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 42, p. 143-238.
- 46) PARRISH J.T. (1982). — Upwelling and petroleum source beds with reference to the Palaeozoic. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 66, p. 750-774.
- 47) PHILLIPS T.L., PEPPERS R.A. and DIMICHELE W.A. (1985). — Stratigraphic and interregional changes in Pennsylvanian coal-swamp vegetation: environmental inferences. *Int. J. Coal Geol.*, 5, p. 43-109.
- 48) PYE K. (1980). — Red beds. In Goudie A.S. and Pye K. (Eds.). *Chemical sediments and geomorphology.* Academic Press, London, p. 227-263.
- 49) RAYMOND A. (1985). — Floral diversity, phytogeography, and climatic amelioration during the Early Carboniferous (Dinantian). *Palaeobiology*, 11, p. 293-309.
- 50) RETALLACK G.J. (1977). — Triassic palaeosols in the Upper Narrabeen Group of New South Wales II: classification and reconstruction. *J. Geol. Soc. Austr.*, 24, p. 19-36.
- 51) ROBINSON P.L. (1973). — Palaeoclimatology and continental drift. In: Tarling D.H. and Runcorn S.K. (Eds.). *Implications of continental drift to the earth sciences*, 1, p. 451-476, Academic Press, London.
- 52) ROWLEY D.B., RAYMOND A., PARRISH J.T., LOTTES A.L., SCOTESE C.R. et ZIEGLER A.M. (1985). — Carboniferous palaeogeographic, phytogeographic and palaeoclimatic reconstruction. *Int. J. Coal Geol.*, 5, p. 7-42.
- 53) SCHUTTER S.R. and HECKEL P.H. (1985). — Missourian (early late Pennsylvanian) climate in Mid-continent North America. *Int. J. Coal Geol.*, 5, p. 111-140.
- 54) SCOÇEK V. (1974). — Climate and diastrophism, the principal factors controlling Late Palaeozoic sedimentation in Central Bohemia. *Casopsis pro Mineralogii a Geologii*, 19, p. 27-46
- 55) SCOTESE C.R., BAMBACH R.K., BARTON C., VAN DER VOO R. and ZIEGLER A.M. (1979). — Palaeozoic base maps. *J. Geol. Chicago*, 87, p. 217-278.
- 56) SMITH A.G., HURLEY A.M. and BRIDEN J.C. (1981). — *Phanerozoic palaeocontinental world maps.* Cambridge University Press, 102 p.
- 57) SNELLING N.J. (Ed.) (1985). — *The chronology of the geological record.* *Geol. Soc. Lond., Memoir* 10, Blackwell, London, 343 p.
- 58) VAN DER ZWAN C.J. (1981). — Palynology, phytogeography and climate of the Lower Carboniferous. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 33, p. 279-316.
- 59) VAN DER ZWAN C.J., BOULTER M.C. and HUBBARD R.N. (1985). — Climatic change in the Lower Carboniferous in Euramerica, based on multivariate statistical analysis of palynological data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 52, p. 1-20.
- 60) VAN HOUTEN F.B. (1982). — Ancient soils and ancient climates. In: *Climate in Earth History (Studies in Geophysics).* American Geophysical Union, National Academy Press, Washington, p. 112-117.
- 61) WAGNER R.H. (1983). — Stratigraphy and fossil flora of the Upper Stephanian C of Buçaco, north of Coimbra (Portugal). In: Lemos de Souza M.J. (Ed.). *Contributions to the Carboniferous geology and palaeontology of the Iberian Peninsula*, p. 127-156 (Porto).
- 62) WAGNER R.H. (1985). — Upper Stephanian stratigraphy and palaeontology of the Puertollano Basin, Ciudad Real, Spain. *An. Fac. Ciênc. Porto. Suppl.* vol. 64 (1983), p. 171-231.
- 63) WEST I.M., BRANDON L. and SMITH M. (1968). — A tidal flat evaporitic facies in the Visean of Ireland. *J. sedim. Petrol.*, 38, p. 1079-1093.
- 64) WRIGHT V.P. (1980). — Climatic fluctuation in the Lower Carboniferous. *Naturwissenschaften*, 67, p. 252-253.
- 65) WRIGHT V.P. (1982). — Calcrete paleosols from the Lower Carboniferous Llanelly Formation, South Wales. *Sedim. Geol.*, 33, p. 1-33.
- 66) WRIGHT V.P. (1984). — Early Carboniferous terrestrial facies in South Wales: their palaeoclimatic and palaeoecological significance. *Proc. Geol. Ass.*, 95, p. 395.
- 67) ZIEGLER A.M., SCOTESE C.R., McKERROW W.S., JOHNSON M.E. and BAMBACH R.K. (1979). — Palaeozoic palaeogeography. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 7, p. 473-502.

**L'Autuno-Stéphanien de la région de Marrakech (Maroc).
Implications paléobotaniques et paléoclimatiques.
Comparaisons avec les régions limitrophes**

**The Autunian-Stephanian strata in the Marrakesh area (Morocco).
Paleobotanical and paleoclimatical consequences.
Comparison with surrounding regions**

par Jacques BEAUCHAMP (*), Jeanne DOUBINGER (**), Catherine ROY-DIAS (***)
et Jean-Paul SAGON (****)

Résumé. — Dans la région de Marrakech, sur le Carbonifère inférieur daté, reposent des formations détritiques avec une succession de couches grises et de couches rouges traduisant des alternances de milieu réducteur et oxydant. La kaolinite est omniprésente et témoigne d'un climat chaud et humide; toutefois, les signes d'une aridification sont localement révélés par l'existence de calcrètes. L'affleurement de l'Oued Zat a montré une flore hygrophile type "flore stéphanienne"; le gisement des Rhojdama a fourni une flore mésoxérophile type "flore autunienne". Le sondage OT 6 bis a révélé la coexistence des deux types de flores, témoins de leur milieu: l'une autochtone, hygrophile, de la plaine d'inondation, l'autre allochtone, mésoxérophile, de l'arrière-pays. Ces formations, rapportées à un "Autuno-Stéphanien", présentent certains points communs avec les bassins autuno-stéphanien d'Europe occidentale et méridionale. Enfin, au Maroc comme en Europe, il est impossible de fixer une limite précise au passage Carbonifère-Permien.

Abstract. — In the Marrakech area, red and grey clastics overlay the Lower Carboniferous strata. Kaolinite, considered as a wet and hot climate indicator, occurs everywhere, but occasional reworked calcrete levels suggest there were dryer conditions beyond. The Oued Zat exposures yielded a hygrophilous, "Stephanian" type, palaeoflora, the Rhojdama ones a mesoxerophilous, "Autunian" type, and the OT 6 bis drilling displayed a mixture of both types. The hygrophilous palaeoflora was autochthonous and grew in the piedmont alluvial plain, the mesoxerophilous one came from the upland. The Moroccan "Autuno-Stephanian" formations can be compared to those of Western and Central Europe: in these countries, the Carboniferous-Permian boundary is unclear.

I. — L'AUTUNO-STEPHANIEN

Le passage du Carbonifère au Permien en Euramérie, marqué par des changements climatiques, a vu le remplacement des flores hygrophiles des bassins houillers stéphanien par des cortèges mésoxérophiles à Gymnospermes du Permien (Lemoigne et Doubinger,

1984). Le cortège floristique du Stéphanien, étroitement lié aux zones marécageuses, est appelé "flore houillère" ou flore hygrophile, alors que l'association végétale de l'Autunien, flore d'arrière-pays ou "upland" des anglo-saxons (Chaloner, 1958), est considérée comme une flore plus "sèche" dite mésoxérophile.

(*) Département de Géologie, Université de Picardie, 80039 Amiens Cedex.

(**) Centre de Sédimentologie et Géochemie de la Surface, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

(***) Laboratoire de Paléobotanique et Evolution des Végétaux, 69622 Villeurbanne Cedex.

(****) Laboratoire de Pétrologie, Université Pierre et Marie Curie, 75230 Paris Cedex.

Dans le bassin houiller de Blanzly-Montceau, Doubinger et Langiaux (1982) ont observé, dans une série à flore caractéristique du Stéphanien B, des intercalations à macroflore (*Callipteris flabellifera*, *Lebachia* sp.) et microflore (*Potoniopsisporites*, *Disaccites*, *Vittatina*) typiquement autuniennes. Les auteurs envisagent, en conséquence, un synchronisme des flores hygrophiles et mésoxérophiles, entraînant l'inclusion d'un faciès "autunien" dans les formations terminales de l'étage stéphanien. De plus, ils pensent que vouloir traiter le problème des positions relatives du Stéphanien et de l'Autunien sous l'angle de la chronologie s'avère être en fait un "faux problème" car il s'agirait plutôt de relations faciès, flore, faune.

Des études pluridisciplinaires récentes (Broutin et Gisbert, 1985; Broutin *et al.*, 1984; Farjanel *et al.*, 1985; Langiaux, 1984) ont montré une telle interpénétration des flores hygrophiles "stéphanien" et mésoxérophiles "autunien" au sein d'une même unité lithologique, et donc la coexistence de ces deux types de flores, dans différents bassins limniques d'Europe occidentale.

La limite Stéphanien-Autunien, objet d'un débat presque centenaire, se trouve de ce fait remise en question, les deux flores ayant pu coexister pendant un temps variable jusqu'à l'installation définitive de la flore autunienne dans les aires occupées auparavant par les bassins houillers. Dans ce cadre, il n'est plus possible de s'appuyer uniquement sur la paléobotanique *sensu lato* sans tenir compte des données lithologiques sédimentologiques et structurales. C'est ce que nous avons essayé de faire dans ce travail. De plus, dans la région de Marrakech, les flores déterminées étant des deux types hygrophiles et mésoxérophiles, nous utiliserons le terme d'Autuno-Stéphanien pour désigner les formations où elles ont été rencontrées.

II. — LES GISEMENTS DE SURFACE

1) Rhojdama (Haut-Atlas de Demnate).

Roch (1939, p. 151) signale du Stéphanien en deux points : au Jebel Almezi et près de Tamesmate avec la présence de *Walchia* sp. et d'*Odontopteris dufrenoyi-obtusa* (déterminées par Bertrand). Horon (1952a), dans son rapport sur les affleurements autuno-stéphanien des Rhodjama, donne de nouveaux gisements avec des empreintes de *Walchia* (piste d'Asrif près du village d'Abadou et Ait Messaoud); Poterat (1983, fig. 2) donne une coupe d'Abadou. Un autre affleurement, en contrebas de l'école d'Iminogoug a livré une flore datée du Stéphanien D par Danzé-Corsin (communication orale dans Le Marrec et Taugourdeau-Lantz, 1982). Le Marrec (communication écrite) nous signale que les "Grès de Tamesmate" (grès à plantes) apparaissent sous les conglomérats et grès du Permo (?) - Trias ("Conglomérat d'Iminogoug" ou t_1) qui les recouvrent en discordance angulaire, et sur la formation

d'Igher n'Igherm (formation appartenant à la nappe des Ait Tamelil; Jenny et Le Marrec, 1980). C'est dans les Grès de Tamesmate que nous avons récolté une flore à *Lebachia*, *Callipteris* et *Cordaites*, association mésoxérophile (Doubinger et Roy-Dias, 1986).

2) Senhadja (Jebilet orientales).

Horon (1952b) signale dans l'Autuno-Stéphanien des Senhadja, des plantes déterminées par Prévost : un gisement avec *Caulopteris* et *Syringodendron* d'âge stéphanien inférieur et moyen, l'autre avec *Walchia* d'âge stéphanien supérieur. Huvelin (1977, p. 69) cite une liste de plantes déterminées par P. Corsin qui propose un âge westphalo-permien.

Beauchamp (1981) trouve au Bou-Zeggoum un bois fossile qu'il attribue "au genre compréhensif *Dadoxylon*". Une coupe du Jebel Bou-Zeggoum est donnée par Potherat (1983, fig. 1).

Dans une communication écrite, Le Marrec nous signale que la Formation des "Grès des Senhadja regroupe l'ensemble des terrains détritiques de couleur sombre qui reposent en discordance majeure sur les séries allochtones des Jebilet orientales. Ils débutent par des conglomérats grossiers et immatures et se poursuivent par plusieurs centaines de mètres de grès fins où s'intercalent tous les 20 à 40 mètres des barres chenalisées de grès moyens et de conglomérats intraformationnels, ainsi qu'un unique niveau de calcaire lacustre gris. Les empreintes de plantes sont fréquentes dans les grès mais rarement bien conservées". Au-dessus de ces grès reposent en discordance les Conglomérats et Grès d'Oulad Brahim (Permien?). Les mesures d'imbrications faites dans les conglomérats des Grès des Senhadja montrent à Guern Lahmar un transport moyen vers le SW avec une dispersion assez forte ($221^\circ \pm 57^\circ$). Les linéations de délit des grès associés donnent une direction moyenne compatible ENE-WSW. Les formations autuno-stéphanien des Jebilet orientales sont aisément corrélables avec celles du Haut Atlas (Le Marrec, *ibidem*): les Grès des Senhadja correspondent à ceux de Tamesmate, les Conglomérats d'Oulad Brahim à ceux d'Iminogoug.

3) Oued Zat - Ait Ziffa (Haut-Atlas de Marrakech).

Les terrains affleurent selon une bande orientée WSW-ENE, large de un kilomètre en moyenne, qui est parallèle à la bordure Nord du Haut Atlas et s'étend sur une vingtaine de kilomètres, depuis la vallée de l'Ourika jusqu'à celle de l'Oued Zat. Ils reposent en accordance sur les grès et shales datés du Viséen supérieur-Namurien. Ils sont limités au Nord par une faille d'âge atlasique qui tronque l'affleurement en biseau à proximité de la vallée de l'Ourika. A l'Est, en revanche, dans la région d'Arba Tighadwine, l'affleurement s'élargit; il est recouvert en discordance angulaire légère par des conglomérats rouges attribués au Permien (fig. 2).

La série lithostratigraphique a d'abord été étudiée par Clariond et Leca (1933) qui ont décrit trois coupes et les variations latérales de faciès. Néanmoins, l'épaisseur totale est sous-estimée. La formation "marneuse" (sic) rouge supérieure attribuée au Permo-Trias par ces auteurs appartient en fait au même ensemble stéphanien. La multiplicité des failles, l'abondance des éboulis et la rareté des niveaux repères rendent difficile l'établissement d'une coupe synthétique détaillée. L'épaisseur

totale est estimée à 400 m ; deux formations peuvent être distinguées, de la base au sommet :

a) *Siltites violacées à grès rouges ou jaunâtres et conglomérats violacés chenalisés* ; la matière organique est localement abondante dans les couches grésosiltiteuses sous forme de lits centimétriques ; les faciès grossiers sont abondants à la base ; les conglomérats se présentent en une à deux barres d'épaisseur très

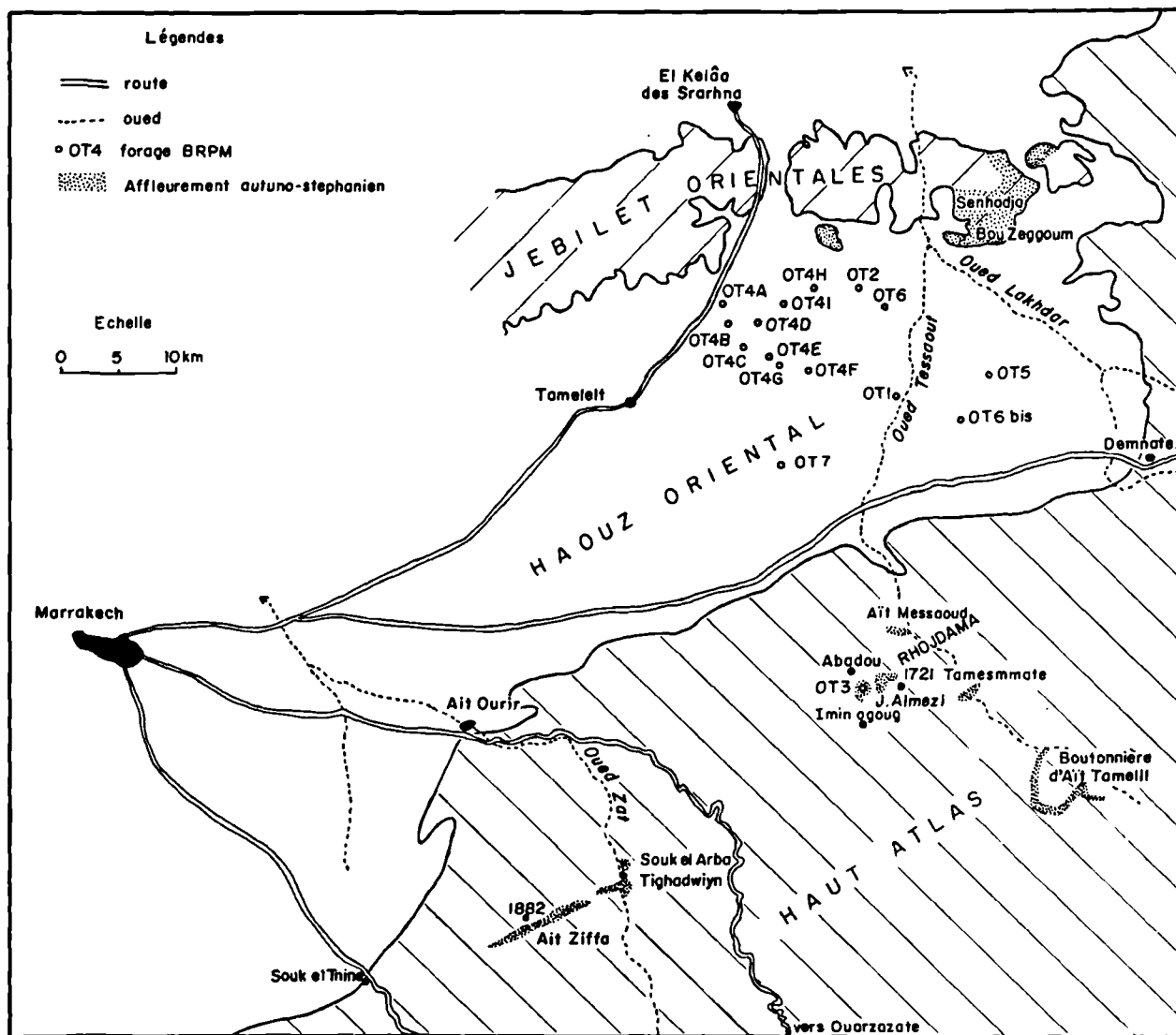


Fig. 1. — Localisation des affleurements d'Autuno-Stéphanien et des sondages de la région de Marrakech.

Fig. 1. — Autunian-Stephanian exposures and boreholes in the Marrakesh area.

variable (0,50 à 20 m). A Ait Ziffa, les lits charbonneux ont donné l'espoir d'une exploitation minière. L'épaisseur totale est environ de 200 m.

b) *Siltites rouge brique à taches et lits décolorés* intercalés de bancs décimétriques de grès violets, moyens et fins, à laminations parallèles; le sommet est érodé ou tronqué par la faille inverse limitante. A Al Bour, on peut voir la discordance angulaire des conglomérats permien sus-jacents caractérisés par leur couleur rouge et l'abondance des galets de vulcanites et des encroûtements carbonatés.

Une étude plus détaillée de ce gisement est entreprise actuellement par Essamoud (Université de Dijon).

Du point de vue sédimentologique, les conglomérats violacés sont pauvres en matrice; les galets sont très roulés, leur taille fréquente est décimétrique, mais on trouve des galets de 50 cm, ils sont quartzitiques. A proximité des grandes failles, ils présentent des cupules de dissolution (Tizi n'Ihrach). Les imbrications, nombreuses, indiquent un transport vers le Sud et le SSW. Les grès jaunâtres, verdâtres ou violets, sont de granulométrie variable; les figures de base de banc donnent un sens de transport moyen vers le SW. Certains sommets de bancs montrent des rides d'interférence développées. En lame mince, les grains sont anguleux et le ciment abondant; le quartz domine avec de la chlorite et peu de muscovite, les grains polycristallins sont des fragments de quartzites, de grès micacés et

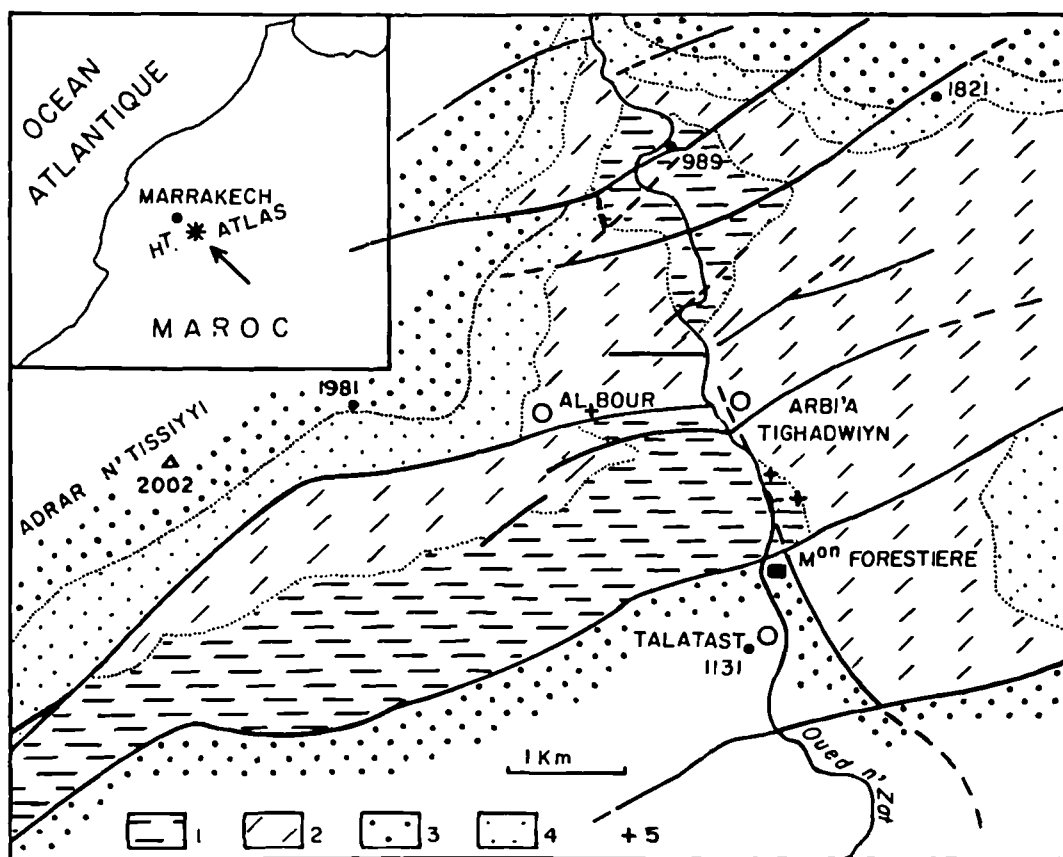


Fig. 2. — Schéma géologique de la région de l'Oued Zat (Haut Atlas de Marrakesh).
1, Viséen supérieur - Namurien. — 2, Stéphanién. — 3, Permien (?). — 4, Trias supérieur.
5, Gisements fossilifères stéphaniens.

Fig. 2. — Geological sketch of the Oued Zat area (High Atlas of Marrakesh).
1, Upper Visean - Namurian. — 2, Stephanian. — 3, Permian (?). — 4, Upper Triassic.
5, Stephanian plants location.

de schistes. Dans les faciès rouges, les grains sont recouverts d'une pellicule d'oxyde de fer. Le ciment est à base d'argile (kaolinite, illite) provenant de l'altération diagenétique des minéraux labiles. La diffractométrie RX confirme la présence de kaolinite (environ 20 %) et d'illite dégradée. Les siltites rouge sombre à violet sont riches en micas; elles sont laminées et présentent localement des traces décolorées interprétées comme celles de racines.

Le milieu de dépôt est fluviatile. Les barres conglomératiques jalonnent le trajet de chenaux de rivières en tresse tandis que les dépôts fins sont des limons d'inondation. Au sommet de la série, la pente était plus faible et la compétence moindre, les matériaux moins grossiers étaient déposés dans des chenaux divaguant dans une vaste plaine alluviale. Les débris végétaux transportés étaient accumulés localement. Les matériaux provenaient du Nord, c'est-à-dire de la chaîne hercynienne comprenant des grès micacés, des quartzites et des schistes paléozoïques; l'origine des galets doit être cherchée dans la destruction des quartzites ordoviciennes. Dans le bassin d'accumulation, le climat était chaud et relativement humide: il favorisait l'hydrolyse des ferromagnésiens et des feldspaths et la néoformation de kaolinite dans les sédiments nouvellement déposés.

Une liste de plantes fossiles déterminées par Bertrand a été donnée par Clarion et Leca (1933, p. 166): un âge stéphanien moyen est proposé. Cette paléoflore a été récemment étudiée et figurée (Doubinger et Roy-Dias, 1985): il s'agit de Stéphanien B-C.

III. — LES SONDAGES

1) Haouz oriental.

De nombreux sondages pour le charbon ont été entrepris par le B.R.P.M. (Bureau de Recherches et de Participation Minières) depuis les années 1950. Huvelin (1977, p. 70) en fait l'historique. Le sondage OT 1 (1950) a rencontré des formations datées du Stéphanien moyen à l'Autunien. La flore déterminée par Corsin est composée d'*Odontopteris*, *Neuropteris*, *Sphenophyllum* et de plusieurs espèces de *Walchia*. Les forages OT 4A, OT 4B, OT 4C, OT 4D n'ont pas rencontré de formations autuno-stéphaniennes et par conséquent situeraient la limite occidentale du bassin. Des empreintes de *Calamites* et de *Walchia* pour le sondage OT 4F et de *Walchia* pour le sondage OT 4G sont signalées par Horon (1952c). Chazan (1952), dans son rapport sur l'implantation de l'OT 6 (qui n'aurait pas été exécuté d'après Potherat, 1983) signale que le forage OT 5 (le plus oriental de tous), fait en 1950, a rencontré 300 m d'Autuno-Stéphanien; aucune paléoflore n'est signalée. Il y aurait donc un approfondissement et un épaissement des terrains houillers vers l'Est.

Plus récemment l'OT 6 bis (implanté en 1983, Desteucq et Potherat, 1984; Potherat et Desteucq, 1984) a fait l'objet d'une étude préliminaire (Beauchamp *et al.*, 1986). La paléoflore très diversifiée a permis de proposer un âge autuno-stéphanien. En décembre 1984, le sondage OT 7 était implanté plus à l'Ouest. L'Autuno-Stéphanien a été reconnu à — 380 m par chute de la calcimétrie, coupure aux Gamma Rays et apparition de la kaolinite. Les siltites rouges dominent; les niveaux gréseux et décolorés apparaissent au-delà de — 706 m. Deux ensembles peuvent être distingués:

- 380 à — 706,00 m: argiles et siltites rouges à taches de décoloration et remaniement de croûtes calcaires; quelques grès fins; structures de glissements dans les siltites vers — 685 m.
- 706 à — 901,50 m: siltites et argiles rouges avec cinq niveaux décimétriques riches en grès (fin, moyen ou grossier) rouges ou clairs, à litage plan ou entrecroisé. Les grès clairs ont des lamines riches en débris végétaux; structures de glissement dans les siltites et les grès; deux passées de graviers (0,45 m).

La base de la série n'a pas été atteinte. Des empreintes de plantes ont été recueillies dans les siltites rouges.

2) Haut-Atlas de Demnate.

Le forage OT 3 implanté près du village d'Abadou a rencontré 746 m d'Autuno-Stéphanien sans en atteindre la base. Lévêque (1961) donne la liste des plantes trouvées: *Calamites*, *Walchia*, *Odontopteris minor*, *Cyclopteris*, *Asterophyllites*, *Annularia cf. stellata*, *Pecopteris* et signale *Anthracomya prolifera* à — 279 m.

IV. — CARACTERES GENERAUX DE L'AUTUNO-STEPHANIE DE LA REGION DE MARRAKECH

1) Caractères minéralogiques.

L'analyse minéralogique des siltites autuno-stéphaniennes à l'aide de la diffractométrie des Rayons X, révèle que celles-ci renferment l'association quartz + illite + chlorite + kaolinite. De faibles quantités de calcite sont présentes sporadiquement. De l'hématite s'observe dans les faciès rouges tandis que la pyrite, accompagnée parfois de chalcopryrite, apparaît dans les niveaux gris-vert. L'absence de feldspath est remarquable. Elle peut être attribuée soit au fait que les roches mères soumises à l'érosion étaient non feldspathiques, soit plus vraisemblablement à l'existence de climats hydrolysants ayant entraîné l'altération des silicates dans les sédiments. L'existence de kaolinite appuie la seconde hypothèse. L'indice de cristallinité des illites

présente de fortes valeurs absolues aussi bien dans le sondage OT 6 bis que dans le sondage OT 7. Ce fait s'accorde avec une diagénèse peu importante et témoigne du faible enfouissement subi par les formations autuno-stéphaniennes.

2) Caractères paléobotaniques.

a) Oued Zat.

Dix-huit espèces sont figurées et décrites par Doubinger et Roy-Dias (1985). On note :

- la présence d'*Odontopteris*, en particulier des formes à grandes pinnules arrondies ;
- la fréquence et la diversité des *Pecopteris* ;
- la présence de *Sphenophyllum thoni*, *Sphenophyllum costae* ;
- la rareté des *Lebachia*.

Cette association paléofloristique de type hygrophile a permis de donner un âge stéphaniens supérieur B-C. Il est toutefois difficile de séparer Stéphanien B et Stéphanien C (Doubinger, 1979). Un des gisements a fourni des tiges d'*Odontopteris* en position verticale et des feuillages relativement bien conservés, ce qui implique que ces restes n'étaient pas loin de leur milieu de végétation. Un autre gisement a montré une association composée uniquement de *Calamites* et de *Cordaites*. Une étude palynologique n'a livré que de rares spores stéphaniennes peu caractéristiques.

b) Sondage OT 6 bis.

Quatorze espèces au moins seront décrites et figurées ultérieurement par Doubinger et Roy-Dias. On note :

- l'abondance et la diversité des *Lebachia* avec feuillage, cône, graines dans les siltites grises ;
- de nombreux pollens dont *Potonieisporites novicus* dans les siltites grises (l'étude en a été confiée à Sebban, au Laboratoire de Micropaléontologie de l'Université de Paris VI) ;
- la présence de feuillage de Calamitales (*Asterophyllites* et *Annularia*) et de Sphenophyllales dans les siltites grises ;
- plusieurs *Pecopteris* et *Odontopteris* dans les siltites rouges ;
- la présence de nombreuses Cordaitales ;
- l'absence de *Callipteris*.

Cette association où les deux types de flores (hygrophiles et mésoxérophiles) existent, nous permet d'attribuer aux formations concernées un âge autuno-stéphaniens sans pouvoir préciser une limite nette.

c) Sondage OT 7.

Le prélèvement fait au début du carottage (cote — 579 m) dans les siltites rouges a montré la présence

d'*Odontopteris dufresnoyi*, *Lebachia piniformis* et de Calamitales suggérant la présence d'Autuno-Stéphanien.

d) Rhojdama.

Cinq espèces récoltées dans les Grès de Tamesmate sont décrites et figurées par Doubinger et Roy-Dias (1986). On note la présence de *Callipteris conferta*, *Callipteris flabellifera*, *Lebachia piniformis*, *Lebachia hypnoides* et l'abondance de débris de Lebachiales, de Cordaitales. Cette association est du type mésoxérophile et correspond au faciès autunien classique. L'étude palynologique montre une prédominance nette de *Potonieisporites*, la présence de *Disaccites*, de *Vittatina* et de rares spores de Ptéridophytes.

e) Senhadja.

Nous n'avons pas récolté de macroflore mais la liste des plantes des Grès des Senhadja "westphalo-permiens" donnée par Huvelin (1977) montre une flore composée uniquement de Calamitales, de Cordaitales (graines et bois) mal conservées et sans caractères saillants. Cet assemblage de végétaux, capables de subir un long transport, ne reflète pas la zone de végétation. Une étude palynologique n'a pas donné de résultat.

3) Milieux de dépôt.

Les sédiments détritiques autuno-stéphaniens étudiés ici sont, dans leur ensemble, des dépôts de plaine alluviale de piedmont. Le réseau hydrographique était de sinuosité plus ou moins forte selon les niveaux et les lieux considérés mais l'écoulement vers le SW était général : il prenait naissance dans la chaîne hercynienne, à l'emplacement des Jebilet orientales ou plus à l'Est. Le climat était chaud ; sur les reliefs de l'arrière-pays, il était assez sec et la flore était du type mésoxérophile. Les pluies d'orage entraînaient une forte érosion des versants, les rivières en crue transportaient une grande charge détritique comprenant des végétaux ; parvenues dans la plaine, elles envahissaient leur lit majeur. A la fin de l'orage, la chute du débit provoquait la sédimentation rapide des matériaux et des débris ligneux allochtones issus de l'arrière-pays auxquels pouvaient s'adjoindre des végétaux autochtones. Cette forte accumulation de sédiments et de plantes formait un milieu réducteur où pouvait être conservée la matière organique : c'est l'origine des grès et siltites gris à plantes mésoxérophiles mêlées accessoirement d'hygrophytes. Sur la plaine d'inondation, qui restait plus humide que l'arrière-pays, une végétation hygrophile se développait. La sédimentation était faible et le milieu restait oxydant ; les débris de la flore autochtone étaient vite détruits, ne laissant que leurs empreintes : c'est l'origine des siltites rouges à empreintes de végétaux autochtones hygrophiles. La percolation ultérieure de solutions acides dans les alluvions hydrolysait les minéraux labiles en kaolinite.

V. — COMPARAISONS AVEC L'AUTUNO-STÉPHANIEN D'AUTRES RÉGIONS

1) Les autres régions du Maroc.

a) Le domaine mésétien.

Il renferme des molasses autuno-stéphaniennes datées par *Walchia piniformis* qui se sont accumulées dans de petits bassins lors des phases tardives de l'orogénèse hercynienne (Cailleux *et al.*, 1983). Le bassin de Khenifra comporte ainsi près de 1 000 m d'une série rouge argilo-grés-conglomératique avec des niveaux de lignite (Termier, 1936). Les couches de Bou-Achouch, au SSW de Meknès, beaucoup moins puissantes, renferment des conglomérats, des grès arkosiques et des pélites grises ainsi qu'un niveau de roche volcanique (andésite ?) associé à des niveaux à plantes figurés par Carpentier (1930). Le domaine mésétien est occupé en outre par des formations rouges azoïques, qui reposent en discordance majeure sur le socle (Cambrien à Viséen supérieur), et qui sont elles-mêmes recouvertes en discordance par le "Permio-Trias". Elles ont été rapportées au Westphalo-Autunien (Hoepffner *et al.*, 1972) ou au Westphalo-Permien (Huvelin, 1977). La découverte récente de *Walchia piniformis* dans le bassin de Tiddas (Lahrib, 1986 ; El Wartiti *et al.*, 1986) les date du Permien. Au Nord des Rehamna, les conglomérats de Mechra-ben-Abbou (Termier, 1936 ; Gigout, 1951, 1955) présentent une puissance de 2 000 m environ ; des laves sont intercalées à la partie supérieure. Dans les Jebilet occidentales, le conglomérat d'Oulad Maachou, puissant de plusieurs centaines de mètres, est composé d'éléments de grès ou de quartzites mal classés et réunis par un ciment pélitique. A une vingtaine de kilomètres à l'Est, dans le Jebel Bou Gader, les couches de Koudiat El Hamra comportent des conglomérats à éléments de socle (quartz, schistes) et des grès fins et siltites rouges contenant des encroûtements carbonatés qui suggèrent un climat sec. Des débris végétaux non déterminables sont associés à une minéralisation en malachite. Sur le socle nord-mésétien, les couches rouges des Chougrane, constituées d'argiles rouges, grès et conglomérats (300 à 400 m d'épaisseur minimale) sont rapportées à l'Autunien en raison d'analogie de faciès avec la série de Khenifra (Beaudet, 1969).

b) Le domaine haut atlasique.

Sur le versant nord du Haut Atlas de Marrakech, des empreintes de *Lebachia (Walchia) piniformis* ont été signalées par Greber et Proust (1958) à la base des séries rouges permo-triasiques de la vallée du Rerhaia, mais ce gisement n'a pu être retrouvé. C'est sur le versant sud du Haut Atlas, aux Ida-ou-Zal, que l'Autuno-Stéphaniien est le mieux développé. Il occupe à la périphérie du Souss un bassin limnique post-tectonique. L'épaisseur totale des couches atteint 1 200 m. La succession comporte à la base des conglomérats

avec quelques passées charbonneuses puis des grès alternant avec des "schistes" et des couches de houille. A cette assise productive succède une assise stérile renfermant des grès argileux. Cet ensemble, y compris les conglomérats de base, appartient au Stéphanien. La formation qui lui succède, rapportée à l'Autunien, comporte des grès rouges ou verts, des "schistes" bariolés, des niveaux de calcaires dolomitiques et des "schistes" noirs (Feys et Greber, 1963). La paléoflore a été étudiée et figurée par Jongmans (1950).

Au Maroc, les molasses autuno-stéphaniennes se sont généralement accumulées dans de petits bassins limniques installés après les phases majeures de l'orogénèse hercynienne. La subsidence, qui diffère d'un bassin à l'autre, n'a jamais été très forte : les dépôts dépassent rarement le millier de mètres d'épaisseur. Les faciès rouges dominant, sauf dans le bassin des Ida-ou-Zal : c'est du reste dans ce bassin que les couches charbonneuses sont les mieux développées.

2) L'Afrique du Nord.

En dehors du Maroc, l'Autuno-Stéphaniien existe au Sud de l'Algérie dans les bassins de Béchar et de Tindouf (Fabre, 1969, 1970 ; Michard, 1976). Le bassin de Béchar, qui renferme des couches de charbon, est occupé par un Westphalien marin avec toutefois des influences continentales. La série carbonifère, épaisse de 5 000 m, se termine par des couches rouges qui appartiennent à l'Autuno-Stéphaniien. Une étude palynologique détaillée, réalisée dans ces couches sommitales, a livré une microflore présentant, dans un ensemble de formes autuno-stéphaniennes euraméricaines, des éléments cathaysiens et gondwaniens (Doubinger et Fabre, 1983). L'ensemble est affecté de plis parfois serrés avec schistosité à l'opposé de l'Autuno-Stéphaniien marocain qui est resté faiblement déformé. Le bassin de Tindouf renferme une épaisse série argilo-gréseuse rouge avec débris de fougères (*Pecopteris*) d'âge stéphanien ou stéphano-autunien.

3) L'Europe occidentale et méridionale.

L'Autuno-Stéphaniien est présent dans de nombreux bassins limniques d'Europe, et plus rarement dans certains bassins paraliques. Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur aux travaux récents de Broutin (1981), Broutin et Gisbert (1985), Doubinger et Vetter (1985), Vetter (1984), Courel (1985), Gélard *et al.* (1984), Langiaux (1984).

CONCLUSIONS

Les formations autuno-stéphaniennes d'Europe méridionale et occidentale, principalement celles qui renferment des couches de charbon exploitables, diffèrent de celles du Maroc et en particulier de celles de la région de Marrakech pour les raisons suivantes :

— leur épaisseur est souvent beaucoup plus grande puisque celle-ci peut atteindre 4 000 ou 5 000 m dans les bassins les plus riches en charbon, alors qu'au Maroc, l'épaisseur ne dépasse pas 2 000 m ;

— les milieux de sédimentation étaient plutôt réducteurs au Stéphanien dans les bassins européens tandis qu'au Maroc les milieux oxydants étaient prépondérants ;

— en Europe méridionale et occidentale, les niveaux de charbon sont fréquents et parfois très puissants alors qu'ils sont rares et minces au Maroc.

Des analogies existent cependant entre les deux domaines :

— les bassins autuno-stéphaniens se sont installés après une phase majeure de plissement et les faciès sont surtout limniques ;

— des marques de climat chaud et humide (notamment la présence de kaolinite dans les sédiments)

existent avec des signes de climat plus secs (calcrètes, faciès rouges) ;

— la coexistence de flores " stéphaniennes " hygrophiles de milieu palustre et de flores " autuniennes " mésoxérophiles d'habitat plus sec confirme les données sédimentologiques relatives au climat ;

— le caractère euraméricain de ces flores, comme l'avait déjà souligné Jongmans (1953), est incontestable, du moins pour le versant nord du Haut Atlas ;

— enfin, en Europe occidentale et méridionale aussi bien qu'au Maroc, il est impossible de fixer une limite précise au passage Carbonifère-Permien.

Remerciements. — Nous remercions le B.R.P.M. qui nous a confié l'étude des sondages OT 6 bis et OT 7 et qui nous a permis d'accéder à ses documents. Nous remercions également A. Le Marrec qui nous a courtoisement confié les résultats de ses travaux inédits de la carte géologique de Demnate (sous presse).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BEAUDET G. (1969). — Le plateau central marocain et ses bordures. Etude géomorphologique. *Thèse lettres*, Paris, Impr. Inframar, Rabat, 478 p.
- 2) BEAUCHAMP J. (1981). — Structure et mode de silification de quelques bois fossiles. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 34, 1, p. 13-20, 1 pl.
- 3) BEAUCHAMP J., COURTINAT B., DESTEUCC C., FERRANDINI J., POTHERAT P., ROY-DIAS C. et SAGON J.P. (1986). — L'Autuno-Stéphanien du sondage OT 6 bis dans le Haouz oriental de Marrakech : études préliminaires. *Bull. Inst. Sci.*, Rabat, 9, p. 11-20.
- 4) BROUTIN J. (1981). — Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la zone d'Ossa-Morena (Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques. *Thèse Sci.*, Paris VI, 2 vol., 234 p., 64 pl.
- 5) BROUTIN J. et GISBERT J. (1985). — Entorno paleoclimático y ambiental de la flora stephano-autuniense del Pirineo catalán. *C.R. X^e Congr. Int. Carbonifère*, Madrid, 3, p. 53-66.
- 6) BROUTIN J., DOUBINGER J., LANGIAUX J. et PRIMEY D. (1984). — Conséquences de la coexistence de flores à caractères stéphaniens et autuniens dans les bassins limniques d'Europe occidentale. *Réun. extraord. Soc. Géol. France*, Dijon, mai 1984 (résumé).
- 7) CAILLEUX Y., GONORD H., LE GUERN M. et SAUVAGE M. (1983). — Taphrogénèse et magmatisme permien dans le Maroc central. *Bull. Fac. Sci. Marrakech*, n° sp., 1, p. 24-39.
- 8) CARPENTIER A. (1930). — La flore permienne de Bou Achouch (Maroc Central). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 7, 43 p., 12 pl.
- 9) CHALONER W.G. (1958). — The Carboniferous upland flora. *Geol. Mag.*, London, 95, 3, p. 261-262.
- 10) CHAZAN W. (1962). — Rapport d'implantation du sondage de recherche de charbon Oued Tessaout n° 6 (OT 6). *Rapp. inédit B.R.P.M.*, Rabat, 422-36, 8 p.
- 11) CLARION L. et LECA F. (1933). — Etudes sur le Stéphanien du versant Nord de l'Atlas de Marrakech. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 5, 3, p. 161-172.
- 12) COUREL L. (1985). — Charbons et lignites, perspectives actuelles. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, 8, 1, p. 1087-1098.
- 13) DESTEUCC C. et POTHERAT P. (1984). — Rapport de fin de sondage OT 6 bis (Haouz oriental). *Rapp. inédit D.B.S.*, Minist. Mines, Rabat, 76, 11 p.
- 14) DOUBINGER J. (1979). — Aperçu général des flores du Stéphanien B, C et D (?) dans les bassins houillers de la France. *C.R. 8^e Congr. Int. Strat. Géol. Carbon.*, Moscou, 3, p. 141-147.
- 15) DOUBINGER J. et LANGIAUX J. (1982). — Un faux problème : la limite Stéphanien-Autunien. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 294, 2, p. 395-398.
- 16) DOUBINGER J. et FABRE J. (1983). — Mise en évidence d'un Autunien à " flore mixte " dans le bassin de Béchar-Abadla (Sahara occidental algérien). *Pollens et Spores*, Paris, 25, 1, p. 91-116, 7 pl.
- 17) DOUBINGER J. et ROY-DIAS C. (1985). — La paléoflore du Stéphanien de l'Oued Zat (Haut Atlas de Marrakech - versant nord Maroc). *Geobios*, Lyon, 18, p. 573-586, 3 pl.

- 18) DOUBINGER J. et ROY-DIAS C. (1986). — La paléoflore autuno-stéphanienne de la région de Demnate (Est de Marrakech, Maroc). *Geobios*, Lyon, 19/6, p. 549-571, 5 pl.
- 19) DOUBINGER J. et VETTER P. (1985). — Le Stéphanien en France. *C.R. X^e Congr. Int. Carbon.*, Madrid, 1, p. 45-54.
- 20) EL WARTITI M., BROUTIN J. et FREYTET P. (1986). — Premières découvertes paléontologiques dans les séries rouges carbonatées permienes du bassin de Tiddas (Maroc Central). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 303, II, p. 263-268, 1 pl.
- 21) FABRE J. (1969). — Remarques sur la structure du Sahara occidental et central (à propos de la carte tectonique au 2 500 000^e, feuilles 13 et 14. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, Alger, 60, p. 43-73.
- 22) FABRE J. (1970). — Le Paléozoïque terminal à faciès rouge au Sahara central et occidental. *C.R. 6^e Congr. Int. Strat. Géol. Carbon.*, Sheffield, 2, p. 737-744.
- 23) FARJANEL G., FEYS R. et MARTEAU P. (1985). — Le Stéphanien et l'Autunien du bassin d'Autun (France). Nouvelles données stratigraphiques. *C.R. X^e Congr. Int. Carbonifère*, Madrid, 4, p. 487-492.
- 24) FEYS R. et GREBER C. (1963). — Le Stéphanien et l'Autunien du Sous dans les Ida ou Zal (Haut Atlas occidental, Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 22, 170, p. 19-35, 6 pl.
- 25) GELARD J.P., GROSLIER J., CASTAING C. et BONIJOLY D. (1984). — Structure et dynamique des bassins houillers limniques du Massif Central. *Réun. extraord. Soc. Géol. France*, Dijon, mai 1984 (résumé).
- 26) GIGOUT M. (1951). — Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 86, 507 p., 18 pl.
- 27) GIGOUT M. (1955). — Une phase prémonitoire hercynienne d'âge dévonien dans les Rehamna nord (Maroc occidental). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 240, p. 2249-2251.
- 28) GREBER C. et PROUST F. (1958). — Sur le Permien et le Trias dans le Haut Atlas occidental (Maroc). *C.R. somm. Soc. Géol. France*, Paris, 10, p. 210-212.
- 29) HOEPPFNER C., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A. (1972). — Nouvelles observations sur la stratigraphie du Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 275, D, p. 1737-1740.
- 30) HORON O. (1952a). — Les affleurements autuno-stéphanien des Rojdamas. *Rapport inédit B.R.P.M.*, Rabat, 422-30, 7 p.
- 31) HORON O. (1952b). — L'affleurement autuno-stéphanien des Senhadja. *Rapport inédit B.R.P.M.*, Rabat, 422-31, 3 p.
- 32) HORON O. (1952c). — Rapport provisoire sur les sondages de la plaine du Haouz, dits "Oued Tessaout n° 4" (OT 4). *Rapp. inédit B.R.P.M.*, Rabat, 422-35 4 p.
- 33) HUVELIN P. (1977). — Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 232 bis, 307 p.
- 34) JENNY J. et LE MARREC A. (1980). — Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamllil (Haut Atlas central, Maroc). *Eclogae Geol. Helv.*, Bâle, 73/3, p. 681-696.
- 35) JONGMANS W.J. (1953). — Les flores du Carbonifère de l'Afrique septentrionale. *19^e Congr. Géol. Int.*, Alger, II, 2, p. 49-64.
- 36) LANGIAUX J. (1984). — Flores et faunes des formations supérieures du Stéphanien de Blanzly-Montceau (Massif Central français). Stratigraphie et paléogéographie. *Thèse Sci.*, Strasbourg, 270 p., 7 pl.
- 37) LAHRIB M. (1986). — Sur la découverte d'une flore permienne dans le secteur de Sidi El Houssine (Tiddas, Maroc central). *Journ. Géol. et Min.*, Rabat, résumé 1 p.
- 38) LE MARREC A. (sous presse). — Notice de la carte géologique au 1/100 000 Demnate. *Serv. Carte Géol.*, Rabat.
- 39) LE MARREC A. et TAUGOURDEAU-LANTZ J. (1982). — Le Permo (?) - Trias du Haut Atlas de Demnate (Maroc). Lithostratigraphie et données palynologiques. *Sci. Géol. Bull*, Strasbourg, 35, 3, p. 147-155, 1 pl.
- 40) LEMOIGNE Y. et DOUBINGER J. (1984). — Réflexion sur la coexistence de flores hygrophiles, mésophiles et mésoxérophiles durant le Paléozoïque supérieur en Euramérie. *Geobios*, Lyon, 17, 3, p. 365-369.
- 41) LEVEQUE P. (1961). — Contribution à l'étude géologique et hydrologique de l'Atlas de Demnate (Maroc). *Thèse Sci*, Paris, 445 p.
- 42) MICHARD A. (1976). — Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 252, 408 p.
- 43) POTHERAT P. (1983). — Synthèse bibliographique sur le Carbonifère du Haouz oriental. *Rapp. inédit B.R.P.M.*, Rabat, 14 p.
- 44) POTHERAT P. et DESTEUCC C. (1984). — OT 6 bis, rapport de fin de sondage. Substance recherchée : charbon. *Rapp. inédit B.R.P.M.*, Rabat, 420-00, 12 p.
- 45) ROCH E. (1939). — Description géologique des montagnes à l'est de Marrakech. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, Rabat, 51, 438 p.
- 46) TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, 33, 4 tomes, 1566 p.
- 47) VETTER P. (1984). — Les formations limniques du Carbonifère supérieur et de l'Autunien. *Réun. extraord. Soc. Géol. France*, Dijon, mai 1984 (résumé).

Apport des associations floristiques dans la caractérisation des paléoenvironnements sédimentaires (Bassin du Nord - Pas-de-Calais)

Floral associations as a tool to characterize sedimentary paleoenvironments (Nord - Pas-de-Calais Coal Basin)

par D. MERCIER (*), I. COJAN (*), B. BEAUDOIN (*) et E. SALINAS ZUNIGA (*)

Résumé. — La distribution des flores fossiles à l'intérieur d'un bassin houiller n'a pas seulement une valeur stratigraphique, elle est également représentative des mécanismes sédimentaires et des environnements de dépôt dans lesquels ces éléments ont été conservés ; il apparaît donc tout à fait intéressant d'explorer les relations qui peuvent être préservées entre ces fossiles végétaux et le sédiment hôte.

Les données paléontologiques (flore + faune), provenant de deux jeux de sondages recoupant respectivement des séries d'âge Westphalien A-B (fosses d'Estevelles-Oignies) et Westphalien C (fosses de Drocourt), ont été étudiées au niveau spécifique suivant la méthode statistique d'analyse de correspondance. Les projections obtenues sont organisées de façon semblable et servent de base pour définir des associations ou groupements caractéristiques dont l'extension couvre le Westphalien du Bassin du Nord - Pas-de-Calais.

Bien que l'organisation du matériel original (communautés végétales) ait été altérée par les conditions de transport et de fossilisation, les associations, témoins de l'histoire du sédiment hôte, constituent un outil pour compléter la définition des faciès. L'analyse simultanée en volume des faciès et des associations conduit à une meilleure reconstitution des paléoenvironnements sédimentaires.

Abstract. — *Distribution of fossil floras within a coal basin not only yields a stratigraphic value, but a testimony of the sedimentary mechanisms and of the deposit environments the elements came upon. Developments of the investigations of the relations between the sediment and the fossil records are important to be conducted.*

Paleontological data (fauna and flora) from two sets of cores, one from a Westphalian A-B formation (Estevelles-Oignies mineworks), the other from a Westphalian C formation (Drocourt mineworks), have been compiled at a specific level, and the statistical method of correspondence analysis was then performed. For each set of data the obtained projections show a similar organization of the variables and enable to define associations or groups which cover the entire stratigraphic range of the Westphalian in the Nord - Pas-de-Calais Coal Basin.

Though the original living communities have been altered during transport and fossilization, the associations, testifying of the sediment history, are a helpful tool to elaborate a more complete description of the facies. This dynamics is also approached by detailed 3D analysis of both facies and associations leading to a better reconstruction of the sedimentary paleoenvironments.

INTRODUCTION

La distribution des flores fossiles à l'intérieur d'un bassin houiller n'a pas seulement une valeur stratigraphique, elle est également représentative des mécanismes sédimentaires et des environnements de dépôt dans lesquels ces éléments ont été transportés (Cojan, 1980).

Les relations existant entre les fossiles et le sédiment sont très intéressantes à analyser car elles sont un élément primordial du développement de la con-

naissance du fonctionnement du bassin. Ainsi, des positions particulières de certaines flores, hors de leur zone d'extension stratigraphique, ont été expliquées par le contrôle d'un environnement particulier (Courel *et al.*, 1983) ; par ailleurs, dans des bassins aux faciès présentant une variabilité importante, l'utilisation d'horizons marqueurs sur de grandes étendues n'est pas possible pour élaborer des corrélations fines (Schwarzacher, 1985), d'où l'importance de l'établissement des relations entre faciès lithologiques et débris fossiles (Scott, 1979).

(*) Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M. - Sédimentologie, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex.

Cette étude s'appuie sur deux jeux de données de sondages, l'un recoupant des séries d'âge Westphalien A-B et l'autre des séries d'âge Westphalien C. Le second ensemble a déjà fait l'objet d'une analyse concernant l'organisation des débris fossiles en associations floristiques et l'ébauche des relations de celles-ci avec le sédiment (Cojan, 1980).

Le traitement simultané de ces deux ensembles permet, d'une part, de tester la pérennité des associations sur des tranches stratigraphiques plus importantes et, d'autre part, à partir d'un ensemble numériquement plus important, d'analyser plus finement le parallèle entre l'organisation des associations et celle des sédiments.

I. — LES DONNEES

Pour chacun des jeux de sondages, tous les niveaux comportant des données paléontologiques ont été inventoriés et les mentions enregistrées au niveau spécifique en terme d'occurrence (espèces codées sous forme de quatre caractères : ex. ALDE = *Alethopteris decurrens*, Annexe 1).

Chronologiquement, les sondages concernant le Westphalien A-B s'étendent (*s.l.*) de la *Passée de Laure* au *Niveau de Poissonnière* et recoupent ainsi sur 250 m au maximum quasiment tout le Westphalien A et la base du Westphalien B (fig. 2, ①); ceux relatifs au Westphalien C interceptent les sédiments compris entre les Tonsteins *Constance* et *Prudence*, soit une épaisseur maximale de 750 m (fig. 2, ②).

Le premier ensemble (Westphalien A-B) comprend une centaine de sondages provenant des fosses 24 d'Estvelles et 9-10 d'Oignies (fig. 1, ①) (Mercier et Beaudoin, 1985) et a fourni 4 153 niveaux riches en matériel paléontologique, s'appuyant sur un thésaurus de 161 espèces. Le second jeu de données (Westphalien C) est formé de 12 sondages des fosses 2 de Drocourt (fig. 1, ②) et 4 422 niveaux y ont été dénombrés comprenant 221 espèces (Cojan, 1980).

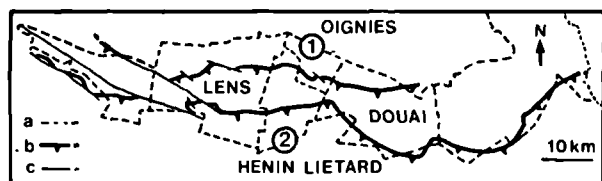


Fig. 1. — Le bassin du Nord-Pas-de-Calais. Localisation des secteurs étudiés : a, limites de sièges ; b, chevauchement ; c, faille.

Fig. 1. — Nord-Pas-de-Calais Coal Basin. Location of the studied area : a, limit of coalworks ; b, overthrust ; c, fault.

Les déterminations botaniques sont homogènes pour chaque ensemble. Dans le cas du groupe d'Hénin-Liétard (Westphalien C), elles proviennent de rapports signés Dupré et Chalard avec mention très fréquente de vérification Bouroz-Corsin. Dans le cas d'Oignies, les déterminations ont été réalisées par des élèves de Chalard. Les auteurs ont réalisé les synonymies.

Parmi toutes ces espèces enregistrées, un certain nombre ont des zones d'extension stratigraphique limitées et sont spécifiques de l'un ou l'autre jeu de données. Toutefois, lors des comparaisons des associations obtenues, le fonds commun représentera 70 % des espèces du Westphalien A-B et plus de 50 % de celles du Westphalien C, ce qui permettra d'identifier des termes communs et d'analyser les variations spécifiques au sein des genres.

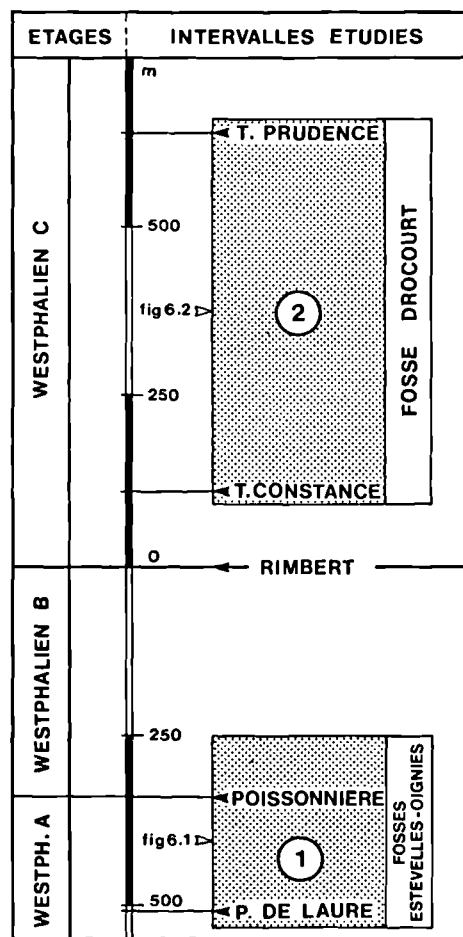


Fig. 2. — Intervalles stratigraphiques étudiés.

Fig. 2. — Studied stratigraphic intervals.

II. — LES ASSOCIATIONS FLORISTIQUES

L'ensemble des données paléontologiques est traité statistiquement en deux jeux séparés (Westphalien A-B et Westphalien C) par la méthode d'analyse de correspondance dont seuls les grands traits seront évoqués ici.

Le fichier servant au traitement statistique est issu du fichier original avec les modifications suivantes : les espèces dont la fréquence est inférieure au seuil de coupure choisi (ici 0,5 %) sont éliminées et transférées sous le terme générique (SP). Les niveaux sont alors regroupés suivant un pas de 1 m et l'information est toujours conservée en terme d'occurrence (0 : absent ; 1 : présent).

C'est à partir de ce fichier que le traitement par la méthode d'analyse de correspondance est effectué (Buzas, 1970 ; Jambu, 1979). Il permet d'accéder à une vision spatiale des relations entre les différentes variables par des projections sur les plans contenant le maximum d'informations. Dans un souci d'allègement, ne sont présentées ici que les projections sur le plan principal (axes 1-2) ; toutefois, dans l'établissement des associations, les projections sur au moins les quatre premiers axes (25 % de l'information) ainsi que les contributions relatives des différentes espèces, ont toujours été analysées.

Pour chacun des jeux de données, la première projection obtenue sur les plans 1-2 montre une structure analogue dans la position relative des variables (fig. 3). Le premier axe est essentiellement défini par un pôle excentré : la faune limnique, alors que le second est souligné par une distribution relativement homogène de la majorité des données floristiques.

Le premier axe peut être interprété comme définissant un critère de distance par rapport à un environnement limnique ; on enregistre alors les positions relatives suivantes : faune limnique (F, Δ) \rightarrow Lycopodiales + graines (L, \square) \rightarrow le reste de la flore.

Afin de pouvoir interpréter les positions respectives des différentes espèces contenues dans le nuage définissant l'axe 2, une seconde projection est effectuée en plaçant en éléments supplémentaires les points excentrés définissant l'axe 1 et ceux isolés (fig. 3). Ces éléments alors ne sont plus pris en compte dans le calcul des axes.

A partir de cette nouvelle projection (fig. 4), dans l'un et l'autre cas, les variables se répartissent en un nuage bien éclaté, ne présentant pas trop d'orientation préférentielle suivant un des quatre premiers axes.

De ces diagrammes, ressortent pour chacun des deux ensembles de données deux associations majeures : A, figurée par le symbole \blacktriangle et B par le symbole \ast (tableau I).

Dans l'association A, près des 2/3 des termes sont communs (ALDE, ALSP, ANST, ASLY, CRSP, PICO,

SMSA, SMSP, SSSP) ; quant aux autres, divers cas de figure sont observables :

- 1° certaines espèces sont absentes de l'un des diagrammes en raison de leur distribution stratigraphique [absence totale ou fréquence en dessous de la fréquence de coupure (ex. : ANSH, LPLA, NEFL, SMMA)] ;
- 2° d'autres sont nettement dans l'association sur l'un des diagrammes et ont une position marginale sur l'autre (ex. : PESP, PEPD) ;

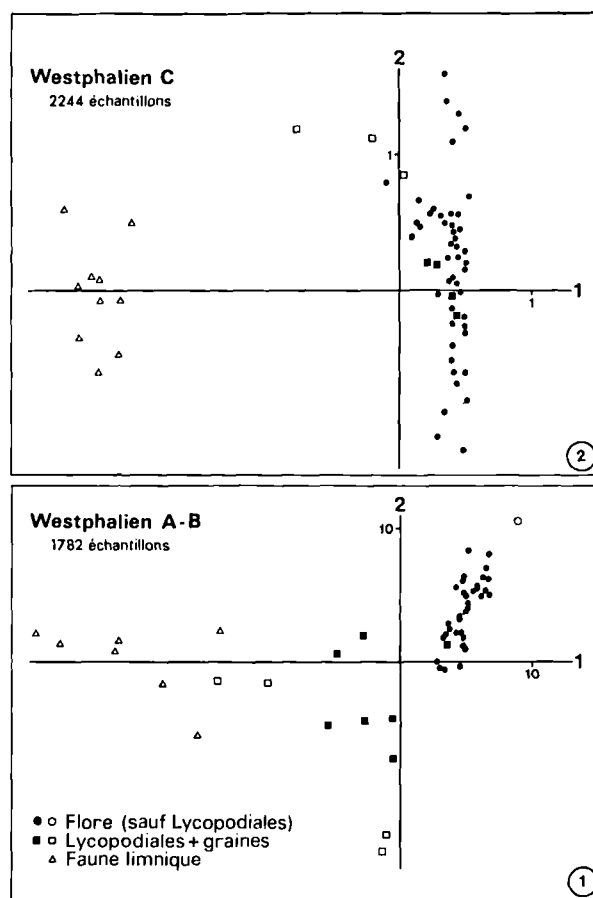


Fig. 3. — Projection de l'ensemble des variables sur le plan 1-2.

En noir : variables conservées dans la projection suivante. Evidé : variables placées en éléments supplémentaires.

Fig. 3. — Projection of the variables on plane 1-2. Black : variables kept for the next projection. Empty : variables set as supplementary elements on the next projection.

3° d'autres, enfin, ont des positions différentes qu'il est actuellement difficile d'expliquer.

Pour l'association B, environ la moitié des termes sont communs (CYSP, DINE, NEOB, NETE), mais il faut ajouter les *Mariopteris*, genre pour lequel on remarque dans les deux projections que toutes les espèces représentées appartiennent à la même association (Westphalien A-B = MA-AC, -DA, -DE, -MU; Westphalien C = MA-SA, -LA); il semblerait en être de même pour le genre *Diplotmema*, ce qui

monte le fonds commun à près de 2/3. Pour les autres espèces représentées dans l'association, on remarque des comportements analogues à ceux décrits pour l'association A.

En dehors de ces associations, il n'y a pas de groupement net qui se dégage. La position des *Calamites* (CASP) et *Cordaites* (COSP) doit être cependant mentionnée car ce sont les genres les plus fréquents et, bien qu'ils ne se rattachent à aucune structure précise, ils n'en occupent pas moins une position légèrement excentrée, qui ne peut être explicitée que par l'analyse des relations avec le sédiment.

Conclusion sur les associations.

L'analyse statistique de données paléontologiques provenant de deux ensembles de sondages, recoupant, l'un, le Westphalien A-B et l'autre, le Westphalien C, permet de comparer l'organisation des débris fossiles dans ces deux zones stratigraphiques et de proposer par transitivité pour l'ensemble de ce Westphalien A-B-C, l'organisation suivante (tabl. I) :

— distance croissante par rapport à un environnement limnique : (F) faune limnique → (L) Lycopodiales + graines → (A) Lycopodiales + graines → (B) Lycopodiales + graines → (C) Lycopodiales + graines → (D) Lycopodiales + graines → (E) Lycopodiales + graines → (F) faune limnique

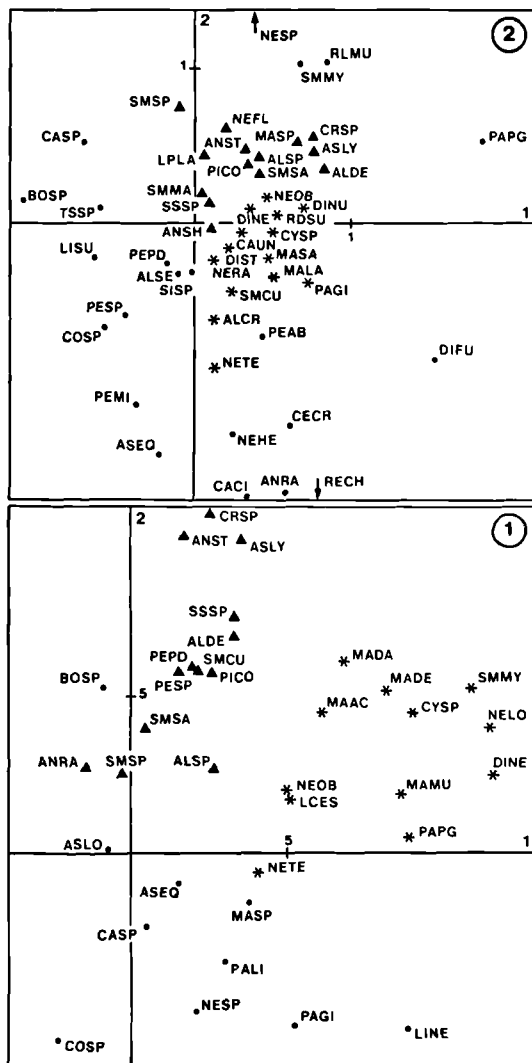


Fig. 4. — Projection des variables sur le plan 1-2 (sans les éléments supplémentaires).

Fig. 4. — Projection of the variables on plane 1-2 (without supplementary elements).

▲	ALDE	CRSP	ANSH - LPLA	②
	ALSP	PICO	MASP - NEFL	
	ANST	SMSA	SMMA	①
ASLY	SMSP	ANRA - PEPP		
*	CYSP	MA LA SA	ALCR - CAUN	②
	DINE	AC	DINU - DIST	
	NEOB	MA DA DE MU	NERA-RDSU-PAGI	①
	NETE		LCES - NELO	
□	LDSP		+	②
	LESP		-----	
	SGSP	CSWA - GRNE - MSPO		①
	SLAN	LSSP - ULSP		
△	FAUNE LIMNIQUE			
	F			

Tableau I. — Les associations du Westphalien.

Table I. — Westphalian associations.

— au sein de la flore restante, deux grandes associations pluri-spécifiques : (A) et (B).

La répartition spatio-temporelle de ces associations dans le sédiment (Cojan, Beaudoin, 1986) va maintenant être présentée.

III. — CARACTERISATION DES PALEOENVIRONNEMENTS DE DEPOT

La reconnaissance d'associations, dont la validité s'étend sur tout le Westphalien, nous autorise à comparer des exemples semblables pris dans des positions stratigraphiques différentes. Nous avons choisi deux exemples de corps gréseux chenalisants superposés à des faciès fins parfois riches en faune limnique. L'un provient du Westphalien A-B d'Oignies (sondage 24 440 sous la veine Béèle) et l'autre du Westphalien C d'Hénin-Liétard (sondage 3 077 sous la veine Geneviève). Afin de restituer le sédiment dans une configuration de dépôt, nous avons décompacté les sondages (Beaudoin *et al.*, 1984) en prenant comme surface de référence le toit du niveau sommital de la figure et porté alors les associations reconnues par la présence de leurs constituants (fig. 5).

Au-dessus de la veine inférieure se déposent, dans les deux cas, des schistes à faune limnique (F) d'extension limitée : latéralement, les schistes comportent par contre les associations A et B (fig. 6a, c) ; dans le cas ① (Westphalien A-B) s'y ajoutent de nombreux

débris ubiquistes provenant de l'association L et, sur la marge de la zone à faune limnique, des représentants de l'association B : ceci correspond à un milieu plus soumis aux phénomènes de transport.

Les deux chenaux qui s'installent dans ces aires de dépôt fort calmes sont de tailles assez différentes : une largeur de quelques centaines de mètres pour l'un et de près d'un kilomètre pour l'autre ; de même, une puissance allant de quelques mètres à près de 15 m (fig. 6b). Lors du comblement final du chenal, les associations préservées ne comportent plus de faune limnique et l'on remarque une distribution analogue des associations dans les deux exemples traités (fig. 6b) : si, à l'aplomb des bordures de chenal, des associations A, B, L se mêlent, à la verticale de ce dernier ne se retrouvent que les termes A, et surtout B (fig. 6c).

Depuis l'axe, on observe donc une organisation spatiale dans la répartition des associations floristiques : A et B ; A, B et L ; les termes de l'association F (faune limnique) sont ici absents. On retrouve sur de tels exemples la structure dégagée sur la fig. 3, et ceci nous conduit à formuler l'hypothèse d'une zone haute par rapport à l'environnement limnique ; ce qui est en bon accord avec les résultats sur les mécanismes de compaction de chenaux gréseux dans des milieux argileux (Kendall, 1918), ceux-ci prenant des formes de lentilles biconvexes, légèrement en relief par rapport aux sédiments fins déposés latéralement au même moment : cette zone haute serait ici le résultat des mécanismes de compaction différentielle, entraînant à son tour un contrôle de la répartition des associations dans les sédiments.

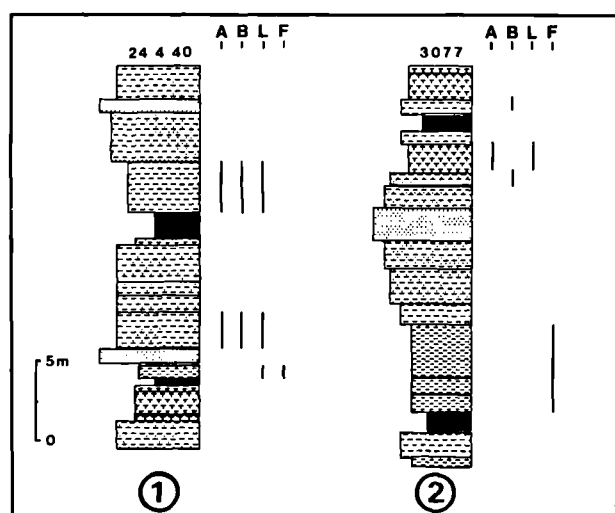


Fig. 5. — Répartition verticale des associations (faciès : noir = charbon, ponctué = grès, tiretés = schistes).

Fig. 5. — Vertical distribution of associations (faciès : black = coal, dots = sandstone, dashed lines = shale).

CONCLUSION

L'étude simultanée de deux jeux de données de sondage, recoupant respectivement le Westphalien A-B et le Westphalien C, a permis, à partir de méthodes statistiques (analyse de correspondance), d'étendre à l'ensemble de ce Westphalien A-B-C les associations mises en évidence dans le Westphalien C. Ces associations pérennes caractérisent l'organisation des débris fossiles (tabl. I) : distance croissante par rapport à un environnement limnique (F) → (L) → reste de la flore. Et au sein de ce dernier terme deux grandes associations plurispécifiques (A) et (B).

La distribution tridimensionnelle de ces associations a été présentée par deux exemples qui soulignent la cohérence spatio-temporelle de l'organisation des faciès (lithologie + association). Cette démarche prometteuse est actuellement appliquée à l'ensemble du Westphalien sur une aire beaucoup plus importante, et pourrait l'être à tout ensemble de données qui nous serait confié par des collègues stratigraphes.

Remerciements. — Le travail présenté ici a bénéficié de l'appui des Houillères du Bassin du Nord-Pas-de-Calais (H.B.N.P.C.).

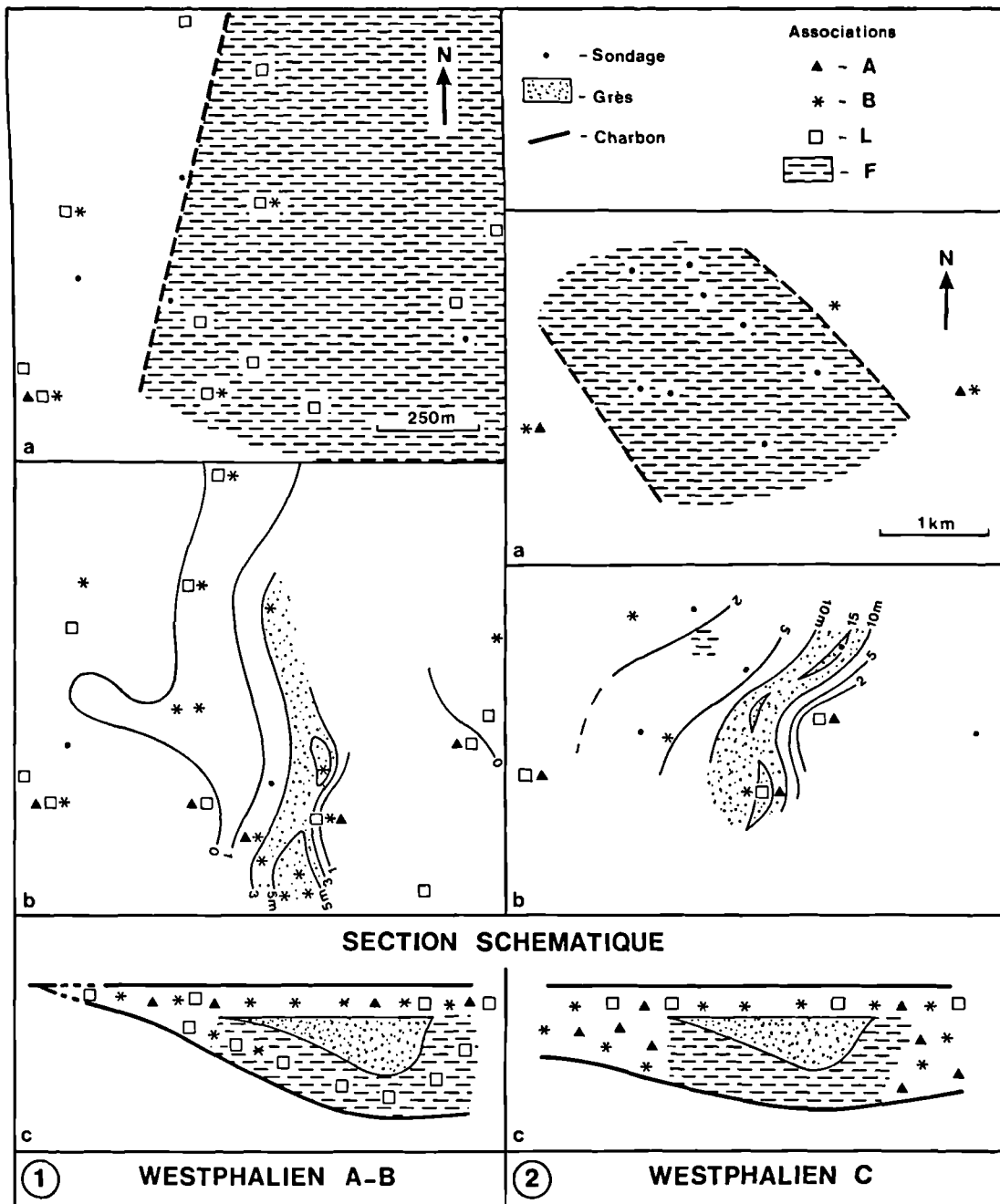


Fig. 6. — Exemple d'analyse tridimensionnelle. Répartition des associations : a, sous les grès ; b, sur les grès ; c, section schématique.

Fig. 6. — Example of 3D analysis. Distribution of the associations : a, before the sandstone deposit ; b, after the sandstone deposit ; c, schematic section.

ALCR	<i>Alethopteris</i>	<i>Corsini</i>	MALA	<i>Mariopteris</i>	<i>latifolia</i>
ALDE	"	<i>decurrens</i>	MAMU	"	<i>muricata</i>
ALSE	"	<i>Serli</i>	MASA	"	<i>Sauveuri</i>
ALSP	"	sp.	MASP	"	sp.
ANRA	<i>Annularia</i>	<i>radiata</i>	NEFL	<i>Neuropteris</i>	<i>flexuosa</i>
ANSH	"	<i>sphenophylloides</i>	NEHE	"	<i>heterophylla</i>
ANST	"	<i>stellata</i>	NELO	"	<i>Loshi</i>
ASEQ	<i>Asterophyllites</i>	<i>equisetiformis</i>	NEOB	"	<i>obliqua</i>
ASLO	"	<i>longifolius</i>	NERA	"	<i>rarinervis</i>
ASLY	"	<i>lycopodioides</i>	NESP	"	sp.
BOSP	<i>Bothodendron</i>	sp.	NETE	"	<i>tenuifolia</i>
CACI	<i>Calamites</i>	<i>cisti</i>	PAGI	<i>Paripteris</i> (<i>Neuropteris</i>)	<i>gigantea</i>
CASP	"	sp.	PALI	" (")	<i>linguaeifolia</i>
CAUN	"	<i>undulatus</i>	PAPG	" (")	<i>pseudogigantea</i>
CECR	<i>Crossotheca</i> (<i>Sphenopteris</i>)	<i>crepini</i>	PEAB	<i>Pecopteris</i>	<i>abbreviata</i>
COSP	<i>Cordaites</i>	sp.	PEMI	"	cf. <i>miltoni</i>
CRSP	<i>Alloiopteris</i> (<i>Corynepteris</i>)	sp.	PEPD	"	<i>plumosa-dentata</i>
CSWA	<i>Cantheliophorus</i>	<i>waldenburgensis</i>	PESP	"	sp.
CYSP	<i>Cyclopteris</i>	sp.	PICO	<i>Pinnularia</i>	<i>colummaris</i>
DIFU	<i>Diplothemema</i> (<i>Tetratmema</i>)	<i>furcatum</i>	RDSU	<i>Rhodea</i>	<i>subpetiolata</i>
DINE	"	(<i>Sphenopteris</i>) <i>neuropteroides</i>	RECH	<i>Renaultia</i> (<i>Sphenopteris</i>)	<i>chaerophylloides</i>
DINU	"	(") <i>nummularia</i>	RLMU	<i>Reticulopteris</i> (<i>Linopteris</i>)	<i>munsteri</i>
DIST	"	(") <i>striata</i>	SMCU	<i>Sphenophyllum</i>	<i>cuneifolium</i>
LCES	<i>Lonchopteris</i>	<i>Eschweiliana</i>	SMMA	"	<i>majus</i>
LINE	<i>Linopteris</i>	<i>neuropteroides</i>	SMMY	"	<i>myriophyllum</i>
LISU	"	<i>subbrongniarti</i>	SMSA	"	<i>saxifragaeifolium</i>
LPLA	<i>Lepidophyllum</i>	<i>lanceatum</i>	S MSP	"	sp.
MAAC	<i>Mariopteris</i>	<i>acuta</i>	SISP	<i>Sigillaria</i>	sp.
MADA	"	<i>Daviesi</i>	SSSP	<i>Sphenopteris</i>	sp.
MADE	"	<i>Dernoncourti</i>	TSSP	<i>Trigonocarpus</i>	sp.

Annexe I. — Codes paléontologiques.

Annexe I. — Paleontological codes.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BEAUDOIN B., FRIES G. et PINOTEAU B. (1984). — Calcul des coefficients de décompaction et estimation des paléo-recouvrements. *Doc. B.R.G.M.*, n° 81-11, Programme « Géologie Profonde de la France », th. 11, p. 77-89.
- 2) BIRKS H.J. (1985). — Recent and possible future mathematical developments in Quantitative palaeoecology. *Palaeogeography, climatology, ecology*, 50, p. 107-147.
- 3) BUZAS M. (1970). — On the quantification of biofacies. *Proc. North American Paleo. Conf.* (Chicago, 1969), p. 101-116.
- 4) COJAN I. (1980). — Approche paléocéologique de bassins carbonifères français. Thèse Doct. Ing. ENSMP, Paris. 178 p. + Annexes.
- 5) COJAN I., BEAUDOIN B. (1986). — Mise en évidence d'un contrôle paléocéologique des milieux de dépôt de bassins houillers français à partir de l'analyse de correspondance. *Bull. Soc. Nat. Elf-Aquitaine*, p. 349-363.
- 6) COUREL L., DOUBINGER J., GALL J.C., LANGIAUX J., PAQUETTE Y. et VETTER P. (1983). — Relations entre paléoenvironnements et associations végétales dans les bassins limniques carbonifères du Massif Central français. *X° Congr. Intern. Strat. et Géol. du Carb.*, Madrid, 1983, p. 7-16.
- 7) JAMBU M. (1979). — Classification automatique pour l'analyse des données. Vol. 1, Méthodes et algorithmes, 320 p.; Vol. 2, Logiciels, 400 p., Dunod, Ed., Paris.
- 8) KENDALL P. (1918). — On the splitting of coal seams by partings of dirt. *Midl. Inst. Min. Civil, Mech. Eng.*, LIV, p. 460-479.
- 9) MERCIER D., BEAUDOIN B. (1985). — Reconstitution sédimentaire de la veine de Pérus. H.B.N.P.C. - Fosse 24 d'Estevelles. *Rapport ENSMP - H.B.N.P.C.*, 32 p. + annexes 90 p. + pl. h.-t.
- 10) SCHWARZACHER W. (1985). — Lithostratigraphic Correlation and Sedimentation Models. Quantitative stratigraphy. *Reidel, Unesco*, p. 387-418.
- 11) SCOTT A.C. (1979). — The ecology of Coal Measure floras from northern Britain. *Proc. Geol. Ass.*, 90, 3, p. 97-116.

Fossés stéphano-permiens des Pyrénées : dynamique sédimentaire

Stephano-Permian troughs of Pyrenees : sedimentary dynamics

par Claude LUCAS (*)

Résumé. — L'analyse de la répartition et de la position stratigraphique des lithofaciès a permis, dans chacune des principales régions, du Pays Basque au Roussillon, de proposer un modèle géomorphologique pour chacun des bassins stéphano-permiens. Il s'agit d'abord de fossés d'effondrement dissymétriques, demi-grabens remplis de matériaux alluviaux continentaux, déposés à une latitude équatoriale mais sous des climats arides à semi-arides.

Abstract. — *The analysis of the distribution and the stratigraphic position of lithofacies has permitted, in each of the principal regions of Pays Basque to Roussillon, to propose a geomorphologic model for each of the basins in this area. These basins are trenches formed by and grabben half-grabben valley systems filled with continental alluvium materials, deposited in an equatorial latitude but under arid to semi-arid climates.*

I. — INTRODUCTION

A chaque stade de l'évolution des bassins pyrénéens, entre le Stéphanien et le Trias, on peut distinguer des accumulations sédimentaires latérales, glacis ou cônes, et des dépôts longitudinaux, d'axe principal de drainage. Une polarité méridionale apparaît dès le Permien ; elle sera mieux marquée ensuite au Trias.

Les bassins avaient des dimensions simplement kilométriques à décakilométrique et l'environnement structural varisque peut encore être déchiffré dans bien des cas. Les zones d'alimentation sont alors identifiables.

Des évolutions verticales et latérales de corps conglomératiques et gréseux et leurs relations avec d'autres dépôts ont été décrites dans les bassins stéphaniens (Gisbert, 1981 ; Cazetien, 1982) et dans les bassins à Grès Rouge (Lucas, 1977 à 1985 ; Gisbert, 1981).

Les types de lithofaciès peuvent être regroupés en deux catégories, inspirées de Steel (1974) :

— des dépôts latéraux de glacis et de cônes torrentiels faits de matériaux d'origine très proche et comportant des débris fragiles (lithofaciès A et B, fig. 2) ;

— des dépôts fluviaux longitudinaux faits de matériaux surtout siliceux en séquences plus ou moins répétées (lithofaciès C et D).

Les dépôts stéphaniens appartiennent essentiellement aux lithofaciès B et C ; ceux du Grès Rouge

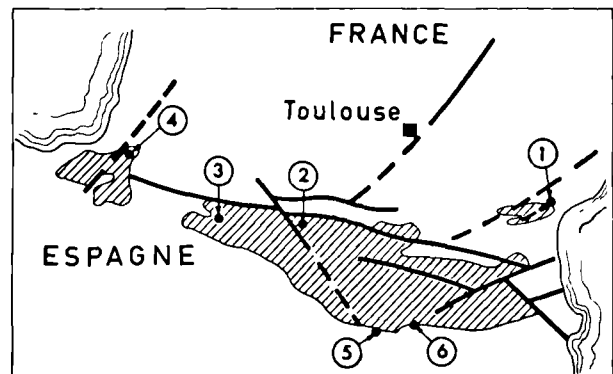


Fig. 1. — Principaux secteurs d'affleurements des terrains stéphaniens et permien des Pyrénées.

①, Corbières orientales. — ②, Aure. — ③, Aragon et Béarn. — ④, Pays Basque. — ⑤ et ⑥, Pyrénées de Lérida.

Fig. 1. — Principal sectors of field-outcrops in the Stephanian and Permian of the Pyrenees.

①, Eastern Corbières-region. — ②, Aure. — ③, Aragon and Bearn. — ④, Pays Basque. — ⑤ and ⑥, Pyrenees of Lérida.

(*) Département de Géologie, Pétrologie, Géologie Structurale et Tectonophysique, Université Paul Sabatier, 38, rue des Trente-Six-Ponts, 31400 Toulouse.

permien sont surtout des types A et D alors que dans le Trias dominant les types C et D (S.R.S., fig. 3).

II. — GEOMORPHOLOGIE DES BASSINS STEPHANO-AUTUNIENS

1) Versant nord des Pyrénées.

a) *Dans les Corbières orientales*, les petits fossés orientés NE-SW de Durban à Tuchan (Cazetien, 1982), moins riches que ceux de Catalogne, permettent cependant une reconstitution morpho-structurale étayée par des observations sédimentologiques, tectoniques et volcaniques.

Les remplissages sédimentaires du *Bassin de Ségure* en particulier présentent, avec leur encaissant d'une part et avec leur revêtement triasique d'autre part, des rapports géométriques très significatifs sur le plan géodynamique.

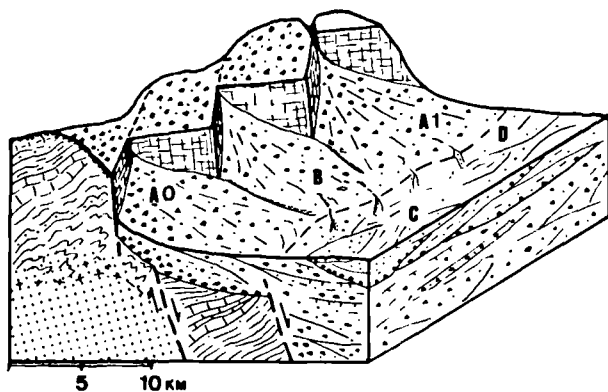


Fig. 2. — Modèle morphostructural de la répartition des lithofaciès. A et B sont des lithofaciès latéraux directement contrôlés par la tectonique des bords des fossés; Ao = cônes de débris; A1 = glacis et mesas; B = dépôts de torrents; C et D correspondent au drainage longitudinal, fluvial. La morphologie saillante (exagérée) du bord ouest du fossé est inspirée de celle qui fut obtenue expérimentalement. Dans le modèle réduit (fig. 4), on observe en effet la mise en place des cônes de débris à partir des intersections de failles conjuguées verticales.

Fig. 2. — Morphostructural model of the distribution of lithofacies. A and B are some lateral lithofacies directly controlled by the tectonic of the sides of the valleys; Ao = debris cones; A1 = slope and mesas; B = flood deposits; C and D correspond to longitudinal drainage, fluvial. The prominent morphology (exaggerated) of the western side of the valley is inspired from what could be obtained experimentally. In the reduced model (fig. 4) the placement of the debris cones can indeed be observed from the vertical conjugated fault intersections.

L'alignement des bassins entre Durban et Ségure, la fracturation synsédimentaire et la déformation du remplissage stéphanien dans ce dernier bassin s'expliquent par un cisaillement est-ouest senestre. Ce cisaillement principal fut responsable de l'ouverture d'une fracturation héritée, selon la direction NNE-SSW. Une telle similitude géométrique avec le modèle expérimental de Soula *et al.* (1979) avait déjà été obtenue pour le Fossé permien d'Aure (fig. 4); il y manquait cependant les plis transverses synsédimentaires observés à Ségure.

b) *A l'Ouest de la Chaîne, en Aragon et Béarn*, le volume des remplissages volcaniques et sédimentaires stéphanio-permiens est de dimensions bien supérieures à ceux des Corbières. L'organisation du bassin stéphanien proprement dit est étroitement liée à la morphologie et au dispositif structural de la caldeira d'Ossau et à son réseau filonien d'orientation NW-SE.

Comblée partiellement par des volcanites stéphaniennes issues de la caldeira, une dépression de largeur kilométrique, d'orientation NW-SE, se remplissait vers le Sud (Campo de Troya) de dépôts palustres à lacustres recevant des apports torrentiels.

Les niveaux sédimentaires (conglomérats, grès et pélites) renferment des intercalations de charbon contenant une flore du Stéphanien supérieur.

A l'intérieur même de la caldeira, on retrouve également dans les volcanites des intercalations de pélites charbonneuses renfermant une flore que Broutin a datée du Stéphanien supérieur (Bixel, 1984, fig. 5).

Dans les dépôts de transition avec la Formation rouge du Somport existent des carbonates localement pisolithiques (Pic d'Astu, La Raca, Pic d'Anayet) qui correspondraient à un paysage de playa. Nous les avons situés dans l'Autunien en raison de la présence à cette époque de faciès calcaires en de nombreux secteurs d'Europe du Sud-Ouest.

c) *Plus à l'Ouest, au Pays Basque*, l'intérêt du Stéphanien du Massif de La Rhune paraît limité par la qualité des affleurements et par leur position structurale qui ne permettent pas d'analyses comparables à celles qui ont été réalisées notamment en Catalogne.

Le passage à l'Unité Rouge Inférieure ne paraît pas s'accompagner de changements notables dans la morphologie des bassins. On remarque partout une aridification, à partir de la discrétion du drainage sur un pédiment qui devait être peu entaillé. A l'aval, sont accumulés sables et limons rouges à horizons dolomicritiques qui peuvent avoir été des dépôts de playas où les évaporites ont été épigénisées (à l'Ouest du secteur d'Ossau, en pays d'Aspe, il existe du gypse remobilisé entre les deux premières unités rouges). Les seuls paléocélements, peu organisés, se faisaient du

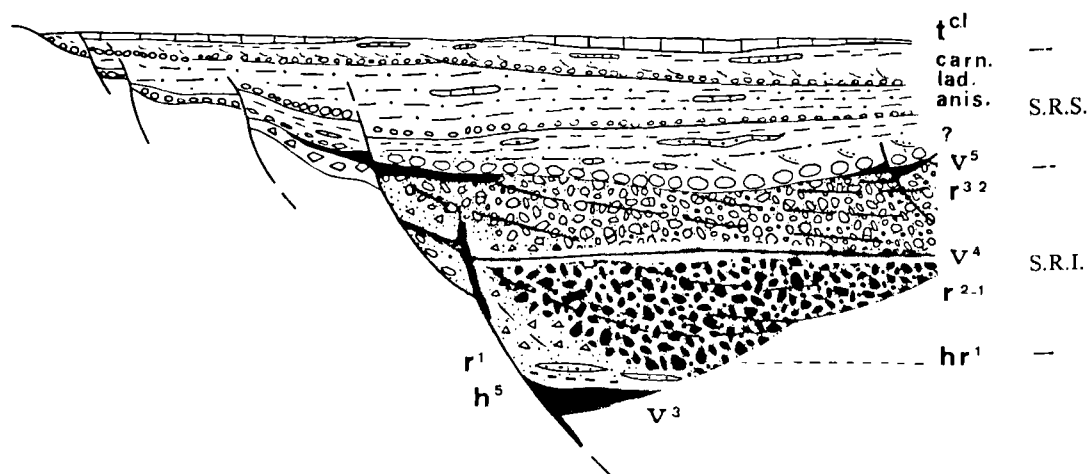


Fig. 3. — Succession stratigraphique synthétique des formations terrigènes post-varisques du versant nord des Pyrénées. Aucune coupe ne renferme la totalité des termes, ce qui contribue à souligner leur migration en fonction de l'extension des fossés.

t^{cl} : Trias carbonaté (ladinien, carnien), anisien ?. — S.R.S. = Série Rouge Supérieure. — V⁵ : volcanisme basaltique de La Rhune (5^e épisode F. Bixel, 1984). — S.R.I. = Série Rouge Inférieure (r³⁻² : Unité Rouge Supérieure, permienne, v⁴ : volcanisme d'Anayet, r²⁻¹ : Unité Rouge Inférieure, permienne). — hr¹ : Formations d'Astu-Moines, d'Aspin-Escale = Unité de Transition. — r¹ : Autunien gris. — h⁵ : Stéphanien supérieur.

Les fossés sont dissymétriques, on observe des migrations des dépôts-centres vers divers azimuts suivant les fossés et selon les périodes.

Fig. 3. — Synthetic stratigraphic succession of terrigenous formations of the Pyrenees northern slope. No cross-section can contain the totality of the members, contributing to emphasizing the migration in step with the expansion of the troughs. The valleys are asymmetric, the migration of the centers of deposits are observed in various azimuths following the valleys according to the periods.

Nord vers le Sud, orientation déjà apparente précédemment (secteur Ossau - Campo de Troya) et qui se retrouvera et se généralisera plus tard encore.

2) Bassins du versant sud en Catalogne.

En ce qui concerne cette région, les premières informations sédimentologiques furent apportées par Nagtegaal (1969). Pour les formations à charbon de la Province de Lérida, dans le secteur de Malpas notamment, deux données nous intéressent directement :

— la variabilité des successions lithologiques avec divers dépôts volcano-sédimentaires, qui s'explique par le cloisonnement des bassins de petites dimensions (kilométriques) ;

— l'orientation et le style des paléocourants à polarité nettement méridionale.

A partir de la transition avec la première formation rouge (Formation de Peranera), les lithofaciès traduisent des paysages arides.

De nouvelles précisions et de nouveaux détails des paléoenvironnements des bassins catalans ont été apportés par Gisbert (1984) avec l'appui paléobotanique de Broutin.

Ces auteurs donnent des images séduisantes des environnements sédimentaires et floristiques stéphano-autuniens et soulignent ici aussi l'ambiguïté que peut revêtir l'identification stratigraphique privée des données sédimentologiques. Bien des dépôts désignés " stéphaniens " et " autuniens " peuvent être synchrones ; ils correspondraient en fait à des situations plus aval ou plus amont dans le bassin.

En Catalogne toujours, le dispositif morpho-structural mis en évidence par les corps sédimentaires conduit à l'image de petits fossés asymétriques ayant des bords escarpés sub-méridiens à NE-SW.

La nature, la position des remplissages stéphaniens et autuniens montrent que les bassins des Pyrénées qui les contenaient étaient sous le contrôle du jeu de fractures sub-méridiennes. On commence à percevoir aussi, dans ces bassins de petites dimensions (kilomé-

triques), une répartition des dépôts qui permet de désigner amont, aval et bordures et d'appréhender ainsi leur morphologie, caractérisée par l'asymétrie.

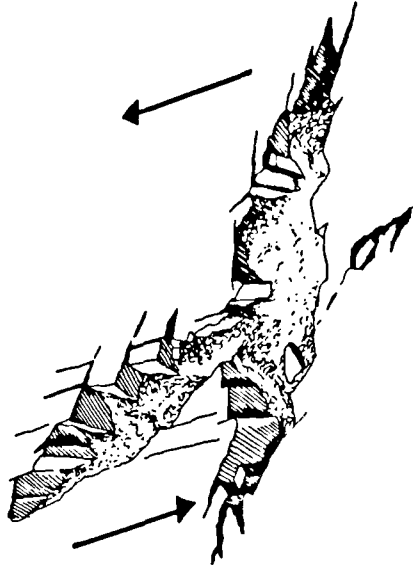


Fig. 4. — Bassins cruciformes obtenus expérimentalement dans un modèle réduit bi-couches par cisaillement simple senestre (dessin tiré de Soula, Lucas et Bessière, 1979).

Fig. 4. — Experimentally obtained cross-shaped basins. In a double-bed reduced model by simple sinistral shearing (diagram drawn from Soula et al., 1979).

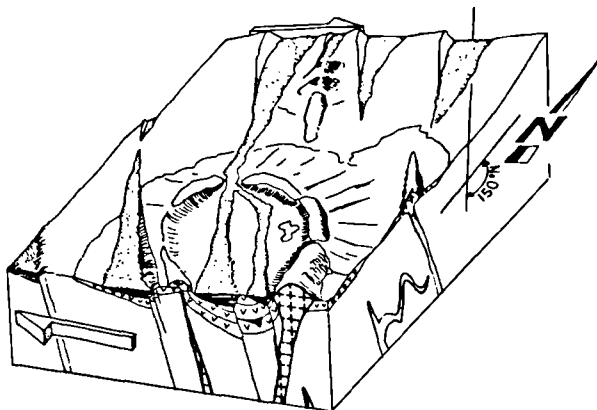


Fig. 5. — Reconstitution morphologique et structuro-magmatique du paysage stéphanien d'Ossau. (D'après Bixel, 1984).

Fig. 5. — Morphologic and structuro-magmatic reconstruction of the Ossau Stephanian landscape (after Bixel, 1984).

III. — GEOMORPHOLOGIE DES BASSINS PERMIENS

Les dépôts rouges, d'épaisseur kilométrique, couvrent une très longue époque au cours de laquelle nous n'avons que peu de repères chronologiques mais simplement des marqueurs dynamiques. Seuls les derniers dépôts (Série Rouge Supérieure, triasique) sont assez bien situés dans le temps, du Trias moyen à l'Hettan-gien, grâce à leurs microflores.

L'activité tectonique devient plus apparente et ses rapports avec les formes et les orientations des corps sédimentaires sont aussi mieux marqués. L'information apportée par le volcanisme (Bixel et Lucas, 1983 ; Bixel, 1984) et par l'expérimentation sur modèles réduits (Soula, 1984) permettent une interprétation sur la dynamique régionale.

1) Distribution régionale des faciès.

Un ordre amont-aval me paraît préférable à un ordre chronologique pour traiter des corps sédimentaires.

a) Dépôts de versants tectoniques, glacis d'accumulation.

Quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de dépôts bréchiques du lithofaciès AO (Coume Vieille) jalonnent des zones hautes. Les mieux conservés, atteignant 700 m d'épaisseur à l'Est des cols d'Aspin et de Beyrède (Pyrénées centrales), m'ont permis d'identifier là un Horst du Haut Adour. Cette formation de Coume Vieille est ainsi constituée et distribuée :

— On ne trouve pas trace de réseau hydrographique hiérarchisé ni même de rudiments de séquences, mais seulement des coulées éphémères de matériaux sablo-limoneux, à charge moindre, délimitant des prismes de débris, grossiers mais sans forte hétérométrie. Ce lithofaciès pourrait s'apparenter aux épandages de pédiments désertiques. Il semble qu'il existe seulement au versant nord des Pyrénées, et seulement en épaisseurs métriques, en deux autres secteurs où est reconnu le jeu tardi-varisque de la fracturation, par la mise en place de volcanites.

— Dans le Fossé d'Aure, de tels cônes de débris, mis en place avec un rapport eau/débris faible, restituent par la géométrie de leurs génératrices l'inclinaison vers l'Est du Glacis. Les données paléomagnétiques (Schott, 1985) ont permis d'identifier un champ permien, d'évaluer la pente de ce glacis (3 à 5°), confortant la différence morphologique entre ces dépôts et ceux de la Série Rouge Supérieure.

— Des dépôts comparables existent à l'Est, à *Baixas* (Pyrénées Orientales), et à l'Ouest sur le bord oriental du Fossé de *Bidarray* (Pyrénées Atlantiques). Les volcanites rhyolitiques de *Baixas*, associées aux brèches rouges, jalonnent une déchirure d'orientation Est-Ouest.

Unité par unité, ces accumulations terrigènes continentales se mirent sans doute en place par épisodes brefs, dès le Permien. Il est encore difficile d'interpréter les discontinuités qui s'y présentent.

b) *Dépôts de coulées boueuses, d'altiplanos.*

Avec les formations à brèches polygéniques de type A1 et A2 (Baralet, Camous, Bidarray) apparut une diminution sensible de la pente générale des glacis. L'étalement kilométrique de dépôts rarement ravinants, faits de matériaux aisément hydrolysables, évoque un environnement d'altiplanos. Entre les dépôts grossiers sont largement étalés aussi des grès et pélites argileux et des bancs carbonatés correspondant à des croûtes en dalles qui jalonnent arrêts ou ralentissements de l'étalement des débris. S'il ne paraît pas y avoir d'évidentes actions éoliennes, il est vraisemblable qu'elles ont existé là, dans une moindre mesure sans doute que dans les bassins homologues d'Allemagne et d'Angleterre. L'aridité est marquée, outre la brièveté des hydrolyses, par la présence de gypse dans le Fossé du haut Béarn.

Essentiellement endoréiques, à fonds plutôt plats sur des espaces de la dizaine de kilomètres, les bassins paraissent cependant, à ce stade de leur remplissage, avoir eu les sens principaux de drainage dirigés vers l'Est pour le Fossé d'Aure, vers l'Ouest et vers le Sud

pour le Fossé d'Aragon et Béarn, vers l'Est et vers le Sud pour le Fossé de Bidarray.

Le rapport entre l'épaisseur des bancs et le calibre des cailloutis ainsi que la proportion d'horizons à matériaux fins fournissent les critères de position amont-aval et niveau de comblement. On a remarqué en effet, en particulier dans les secteurs cités, que les dépôts bréchiques proches des bords de fossés sont massifs et renferment aussi les plus gros débris, notamment des calcaires du substratum local.

Dans le Fossé d'Aragon et Béarn, on voit donc se croiser deux directions d'allongement des fossés, la direction NNW-SSE du fossé stéphano-autunien d'Ossau est recoupée par une direction ENE-WSW. Les structures volcaniques donneront plus de précision à ce schéma.

Ces formations à cailloutis calcaires seraient caractéristiques de zones morphologiquement identiques à l'échelle de l'Europe occidentale. Elles impliquent, sur le plan dynamique et vraisemblablement aussi sur le plan chronologique, une certaine homogénéité des conditions (aridité, faible latitude, sont des caractères surtout permien). Des formations de ce type sont d'ailleurs encadrées dans le NW de la Sardaigne (Cala Viola, Gandin, 1978) par des épisodes volcaniques datés respectivement à 260 et 220-230 M.A.

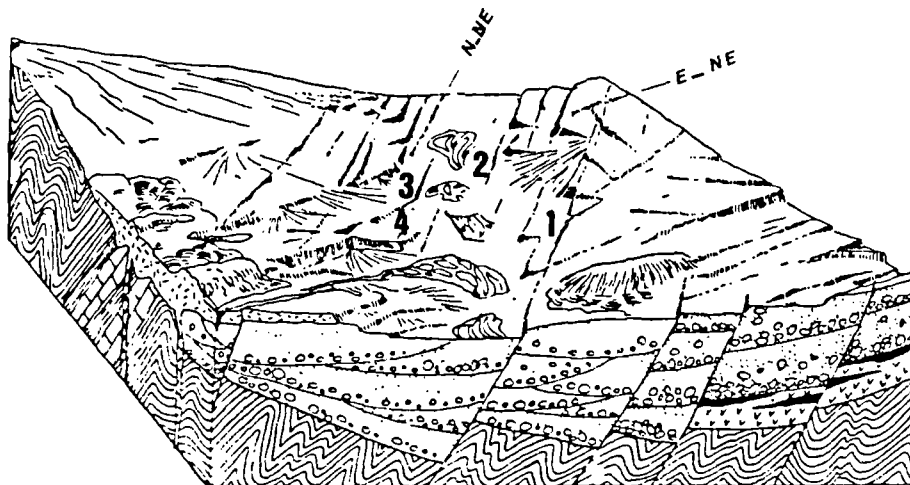


Fig. 6. — Modèle morpho-structural de bassin permien. tiré des données sédimentologiques et volcaniques du Haut-Béarn et du Haut-Aragon. L'extension de la fracturation permienne (1) déplace vers l'Ouest et vers le Sud les dépôts-centres des différentes formations rouges. Le réseau hydrographique, essentiellement endoréique (2) n'est pas encore très hiérarchisé. La progression du cisaillement majeur, senestre, superpose au bord autunien (escarpé du côté est et orienté NNE-SSW) une fracturation ENE-WSW (3) accompagnée de volcanisme (épisode Anayet) et de failles normales conjuguées (4) qui vont contrôler les nouveaux dépôts latéraux et le drainage principal qui s'organise à partir des connexions des branches du dispositif devenu cruciforme.

Fig. 6. — Permian basin morpho-structural model drawn from sedimentologic and volcanic data of the Haut Béarn and the Haut Aragon. The different red formations centers of deposition are displaced towards the West and the South.

Les dépôts à paraconglomérats, coulées boueuses, grès et pélites rouges des Formations de Baralet, Bidar-ray et Camous, marquent un net élargissement des bassins. Parfois seuls sur les marges, ils peuvent être (en Béarn) discordants sur la formation sus-jacente et cette discordance paraît être, grâce à la présence du volcanisme de type Anayet, un jalon de la "phase saalienne".

c) *Dépôts de torrents.*

Si, en volume, ces dépôts (lithofaciès B) sont peu importants, leur position dans les bassins est très significative de la proximité des pentes les plus fortes et du rôle de l'eau plus important que précédemment.

Ils contribuent en effet à jalonner la position des bordures de bassins. C'est ainsi qu'en Ossau on les observe seulement du côté est, du côté du relief volcanique d'Ossau ; dans le Fossé d'Aure ils précèdent aussi l'Unité Rouge Inférieure et sont du même côté (ouest) de ce fossé que les brèches sus-jacentes de Coume Vieille. Dans d'autres secteurs, de dimensions plus modestes, sur la Zone Axiale (Bordères Louron) et dans les Corbières, on les voit répandus et limités à partir de failles bordières des fossés.

Dans le Fossé d'Aure comme dans les Corbières, il en existe aussi dans le Trias et on remarque alors que l'asymétrie des bassins de cet âge est toujours sous contrôle tectonique et peut se superposer à celle des fossés permien. Un tel dispositif est également connu en Espagne (Ramos y Sopena, 1983).

d) *Dépôts de zones distales de cônes aplatis et dépôts fluviaux latéraux (Lithofaciès D).*

Une organisation séquentielle souvent peu différenciée allant de pélites et grès fins parfois peu argileux à des conglomérats boueux et des orthoconglomérats siliceux de faible calibre, peut être rencontrée aussi bien dans l'Unité Rouge Inférieure du Permien que dans la série triasique.

On rencontre de tels matériaux, étalés par des écoulements tractifs et aussi par des écoulements assez denses, en bordure de bassin avant l'activation tectonique majeure. On les rencontre aussi en aval dans les bassins où ils sont alors transgressifs, en fin d'activité et de comblement terrigène.

La Formation permienne du Somport, dans le bassin d'Aragon et Béarn, illustre le premier cas, ainsi que la Formation d'Aspin-Escale dans le Fossé d'Aure. On n'y perçoit pas toujours aisément la polarité du drainage si l'on ne dispose pas de zones d'affleurement favorables et comportant des termes latéraux. L'endoréisme déjà évoqué plus haut a eu souvent pour corollaire une sinuosité assez grande des écoulements et, si l'on ne dispose pas de corps latéraux à dominante conglomératique (ici des paraconglomérats) il n'est

guère possible de situer la géométrie des cloisons de bassins, ni la polarité du drainage.

Ces dépôts sont plus abondants dans les unités permien du versant espagnol. En haut Aragon, la Formation de la Pena de Marcanton se trouve à l'aval du Bassin permien d'Aragon et Béarn et, à une échelle régionale plus vaste, il semble bien que les dépôts du versant sud de la Chaîne soient plus distaux que ceux du versant nord.

Les lithofaciès fluviaux C (dépôts de rivières en tresses) et D (dépôts fluviaux latéraux et distaux), associés, constituent l'essentiel du faciès buntsandstein qui, dans notre région, est triasique. Les corps d'orthoconglomérats et de grès à stratifications obliques, d'âge ladinien à norien, matérialisent et jalonnent les drains principaux du paysage triasique.

A l'échelle régionale, la dispersion des paléocourants est faible ; en moyenne, les écoulements se faisaient vers le Sud-Ouest. Cette direction, apparue déjà avec des injections volcaniques permien, a donc un contrôle tectonique. Son rôle structural ultérieur dans la dynamique de l'édifice pyrénéen fut déjà souligné par plusieurs auteurs. Le contrôle tectonique de la distribution de corps sableux triasiques est aussi bien établi sur plusieurs continents (Blakey et Gubitosa, 1984).

e) *Horizons carbonatés dans les lithofaciès du Grès Rouge des Pyrénées.*

Plusieurs types génétiques d'accumulations carbonatées ont été identifiés dans les séries du Grès Rouge des Pyrénées ; on les rencontre en général dans presque tous les types de lithofaciès, à l'exception des plus proximaux. Ils peuvent aussi se superposer et interférer, ce qui rend douteuse l'interprétation si l'on n'a pas, alentour, de stades intermédiaires utilisables comme jalons.

Le type le plus répandu concerne les dépôts argilo-sableux : les carbonates s'y présentent sous forme de grumeaux ou nodules. Leur dimension est milli à centimétrique et ils sont le plus souvent disposés en lits d'épaisseur irrégulière, de quelques centimètres au plus.

Leur origine pédologique est largement reconnue et de nombreux auteurs en ont décrit dans des ensembles alluviaux, pas seulement rouges, d'âges différents (Esteban et Klappa, 1983, en donnent une riche illustration). Il s'agit alors de glaebules qui peuvent par coalescence former des encroûtements d'épaisseur décimétrique à métrique dont les appellations les plus courantes sont *caliche* et *calcrete*. On en retrouve fréquemment des débris remaniés dans les matériaux des séquences suivantes.

Leur nature est souvent dolomitique, mais on a pu voir, dans des formations homologues plus récentes (Bassin cénozoïque du Bierzo, Herail, 1983), qu'il s'agit d'une dolomitisation affectant des glaebules initialement calcitiques.

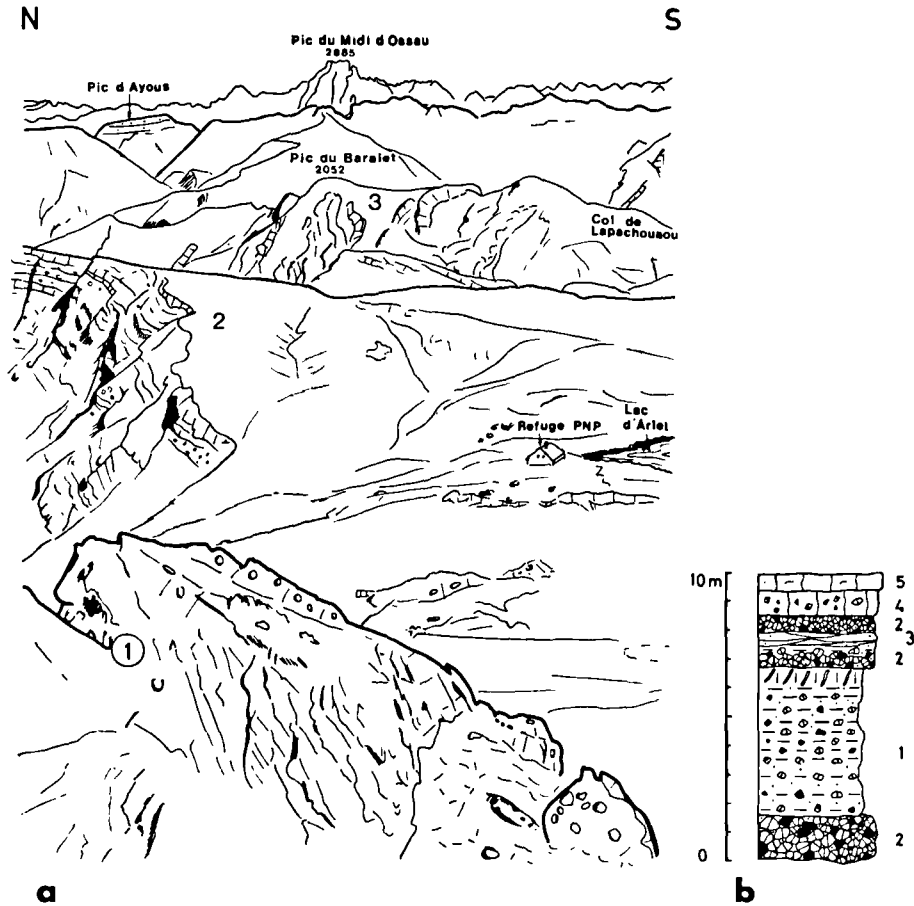


Fig. 7a. — Paysage des terrains permien de la haute vallée d'Aspe, depuis le Pic d'Aillary. (1) : para et orthoconglomérats du Baralet plus ou moins épigénisés et formant (2) d'épaisses croûtes en dalles. La déformation de ces terrains est telle (3) que le gypse des abords du Col de Lapachouaou est remobilisé et forme des bourrages indépendants de sa position initiale. Le Pic du Midi d'Ossau dresse à l'Est une partie du cauldron stéphannien déformé par la tectonique alpine.

Fig. 7b. — Composition des lithofaciès A1, A2, AB de la Formation du Baralet. Il n'y a pas de véritable organisation séquentielle des différents termes.

1, paraconglomérat à matrice développée, zones à carbonates remobilisés en bûches (tectonique alpine, linéation d'étiement). Parmi les débris, calcaires et quartzites dominant. — 2, orthoconglomérat, horizon crible, éléments de même composition que dans les paraconglomérats. Les limites des galets s'estompent : début d'épigénie calcaire. — 3, horizons sableux à graviers siliceux dominants, stratifications obliques. — 4, croûte carbonatée bréchique. — 5, croûte en dalle à structure nébuleuse.

Fig. 7. — Lithofaciès composition A1, A2, AB of the Baralet Formation. There is not true sequential organisation in the different members.

1, paraconglomerate to developed matrix, carbonaceous zones remobilized in blocks (alpine tectonic, elongation lineation). — 2, orthoconglomerate, sieve deposits. The pebble limits became blurred : beginning of epigenesis. — 3, sandy horizons to siliceous gravels dominating, oblique stratifications. — 4, carbonaceous-breccia crust. — 5, mature calcrete.

Une deuxième forme d'accumulation, toujours massive, donnant des couches ou dalles parfois métriques, est surtout d'origine épigénétique, à partir de dépôts conglomératiques et gréseux. Son identification, récente, a pu se faire grâce à l'observation de termes intermédiaires entre le dépôt initial (paraconglomérat pauvre en matrice et plus souvent orthoconglomérat déjà assez riche en galets calcaires) et le banc carbonaté qui était jusque-là interprété comme ayant une origine lacustre. Des exemples cénozoïques significatifs se rencontrent dans le Bassin d'Arques (Aude), et le Permien du Haut Béarn en présente également de spectaculaires à l'Ouest du Pic du Baralet (fig. 7a).

Les filaments et les grumeaux, caractérisant les caliches de faible maturité, sont associés à des limons et à des sables argileux dans les lithofaciès A2, B, C et surtout D où les litages d'épaisseur variable, quelquefois assez massifs, sont presque toujours perforés de galeries d'organismes, probablement des vers, dont l'activité peut arriver à effacer la stratification.

Les pisolites sont exceptionnelles. On ne les connaît qu'en Haut Béarn, où Mirouse (1959) les a décrites au Pic d'Astu, et en Haut Aragon, au pied de la paroi nord du Pic d'Anayet et à la Raca.

Elles sont resédimentées là, à proximité des *playas* d'origine, dans le paysage de flaques (Série grise autunostéphanienne) qui précède la Formation rouge du Somport.

Si j'attribue ces pisolites à un environnement sub-aérien et plus précisément pédologique, ce n'est pas seulement en raison de la convergence d'organisation avec les glaebules pisolitiques de caliches catalans

décrits par Esteban (1983, fig. 81) et avec les latérites et bauxites pisolitiques, mais surtout à partir de leur géochimie.

Celle-ci s'accorde bien en effet avec une exposition continentale en ce qui concerne les éléments en traces. Les concentrations en baryum, gallium, chrome, lanthane et vanadium sont nettement plus élevées que dans les roches gréséo-argileuses de faible maturité, rapidement arrivées et enfouies dans le bassin.

2) Modèle géomorphologique de bassin permien pyrénéen.

Les bassins permien du versant nord des Pyrénées ne comportent pas de dépôts fluviaux bien hiérarchisés, on n'y observe pas notamment de dispositifs permettant d'identifier des drains importants dans les paysages.

Bassins intramontagneux arides à sub-arides, ils avaient des dimensions de l'ordre de la centaine de kilomètres carrés et étaient encastrés dans le substratum varisque tronçonné par une fracturation encore active comme le montre bien le volcanisme.

Dans chacune des régions, les matériaux permien sont proximaux, surtout des dépôts latéraux de bassins qui vont s'agrandir au Trias et qui, seulement à cette époque, auront une organisation plus élaborée, à une échelle régionale plus vaste.

Il apparaît donc que le modèle proposé pour le Fossé de Bidarray en Pays Basque puisse être un modèle de base mettant en valeur contrôle tectonique, types et répartition des lithofaciès.

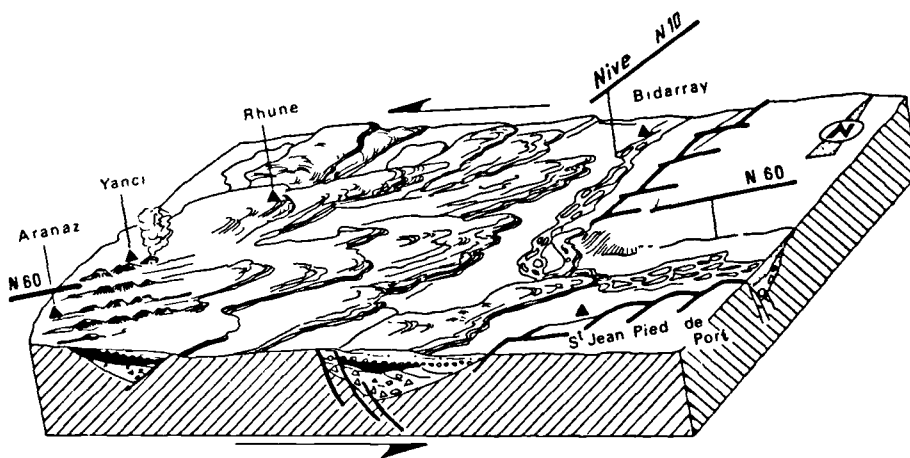


Fig. 8. — Reconstitution géomorphologique du Bassin Basque à l'aube du Trias (conception Bixel et Lucas, 1983).

Fig. 8. — Geomorphologic reconstruction of the Basque Basin to the beginning of the Trias (derived from Bixel and Lucas, 1983).

IV. — CONCLUSION

Un dispositif morphologique à *demi-grabens*, tel qu'il fut décrit par Herail (1983) dans le Cénozoïque des Monts de Leon comparé avec les bassins permien pyrénéens a permis de souligner des analogies sédimentologiques et structurales (Hérial et Lucas, 1983). On retiendra notamment la grande parenté des lithofaciès, leur géométrie et les rapports qu'ils ont avec le contexte structural hérité.

Pour ce qui est du cadre géodynamique régional, aux limites des plaques Europe et Ibérie, furent mises en évidence des directions de fracturation ou des paléomorphologies qui s'accordent, au-delà du Trias, au système que nous proposons. Les isopaches, notam-

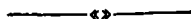
ment des bassins triasiques (Curnelle, 1983), puis la direction et la polarité des écoulements (Grignac, 1983) mirent en évidence de tels dispositifs jusque dans le Nord-Est aquitain. Le rôle morphologique des directions subméridiennes qu'abordait Delfaud (1972) à propos des bassins jurassiques de cette même région est sans doute un héritage varisque; l'histoire magmatique, sédimentologique et structurale des bassins stéphanopermiens des Pyrénées (Bixel et Lucas, 1986) fournissant le maillon complémentaire.

L'activité tectonique ne fut donc pas concentrée dans la zone-limite Ibérie-Europe ni au Stéphano-Permien, mais elle s'inscrit dans un cadre beaucoup plus vaste qui sera précisé par la localisation et l'extension des bassins mésozoïques.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BIXEL F. (1984). — Le volcanisme stéphanopermien des Pyrénées. Thèse Doct. Etat Sc., Univ. Toulouse III. 644 p.
- 2) BIXEL F., LUCAS C. (1983). — Magmatisme, tectonique et sédimentation dans les fossés stéphanopermiens des Pyrénées occidentales. *R.G.D.G.P.*, 24-4, p. 329-342.
- 3) BIXEL F., LUCAS C. (1986). — Approche géodynamique du Permien et du Trias des Pyrénées dans le cadre du Sud-Ouest européen. II^e Col. Perm. Trias. Iber., Seo de Urgell, 1985. *Cuad. Geol. Iberica* (sous presse).
- 4) BLAKEY R.C., GUBITOSA R. (1984). — Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedim Geology*, 38, 1-4, p. 51-86.
- 5) CAZETIEN R. (1982). — Le Stéphaniens des Corbières orientales. Thèse 3^e cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse.
- 6) CURNELLE R. (1983). — Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 7-1, p. 69-99.
- 7) DELFAUD J. (1972). — Remarques sur les directions sub-méridiennes en Aquitaine. *Bull. Soc. Lin. Bordeaux*, II-8, p. 163-167.
- 8) DENNY C.S. (1967). — Fans and pediments. *Am. Jour. Sc.*, 265-2, p. 81-105.
- 9) ELLOY R., THOMAS G. (1981). — Dynamique de la genèse des croûtes calcaires (calcretes) développées sur séries rouges pléistocènes en Algérie nord occidentale. Contexte géomorphologique et climatique. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 5/1, p. 53-112.
- 10) ESTEBAN M. (1976). — Vadose pisoliths and caliche. *A.A.P.G. Bull.*, 60, p. 2048-2057.
- 11) ESTEBAN M., KLAPPA C.F. (1983). — Carbonate depositional environments; subaerial exposure environment. *A.A.P.G.*, Memoir 33, p. 1-55.
- 12) GANDIN A. (1978). — Il Trias medio di Punta di Lavatoio (Alghero, Sardegna NW). *Mem. Soc. Geol. Italia*, 18, p. 3-13.
- 13) GISBERT J. (1981). — Estudio geologico-petrologico del estefaniense permico de la Sierra del Cadi (Pirineo de Lérida). Diagenesis y sedimentologia. Thèse Doct. Univ. Zaragoza, Dept. Petrologia. 313 p.
- 14) GISBERT J. (1984). — Les molasses post-hercyniennes dans le Haut-Urgell et la Cerdagne occidentale (Pyrénées catalanes, Espagne). *C.R. Ac. Sc., Paris*, 298, II-20, p. 883-888.
- 15) GLENNIE K.W. (1972). — Permian rotliedendes of Northwest Europe interpreted in light of modern deserts. *Sedimentation studies. A.A.P.G. Bull.*, 56-6, p. 1048-1071.
- 16) GRIGNAC C. (1983). — Contribution à l'étude des sédiments détritiques post-hercyniens de la bordure Sud-Ouest du Massif Central (France). Thèse 3^e Cycle, Univ. Toulouse III, 211 p.
- 17) HERAIL G. (1983). — Géomorphologie et géologie de l'or détritique. Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne (Monts de Leon, Bierzo). Thèse Doct. Etat, Univ. Toulouse Le Mirail, 507 p.
- 18) HERAIL G. (1984). — Les cônes de déjections, formes et sédiments. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8-1, p. 135-150.
- 19) HERAIL G., LUCAS C. (1983). — Dynamique comparée de deux bassins continentaux tardi-tectoniques: le bassin tertiaire du Bierzo (Leon, Espagne) et le bassin permien d'Aure (France). *R.G.D.G.P.*, 24-2, p. 117-128.

- 20) LAMARE P. (1931). — Sur l'existence du Permien dans les Pyrénées basques, entre la vallée de Baztan (Navarre espagnole) et la vallée de Baïgorry (Basse Navarre française). *C.R. somm. S.G.F.*, 16, p. 242-245.
- 21) LANG J. (1977). — Evolution géodynamique de bassins intramontagneux tertiaires d'Afghanistan central (Bamyan, Yakwalang et Vallée du Ghorband). *Mém. h.s. n° 8, Soc. Géol. France*, p. 107-115.
- 22) LUCAS C. (1985). — Le Grès Rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias. Thèse Sc. Univ. Toulouse III, 267 p.
- 23) LUCAS C., GISBERT J. (1981). — Eléments nouveaux pour l'évolution des paysages du Grès Rouge pyrénéen du Permien au Trias (sédimentation terrigène continentale). *C.R. 106^e Congr. Nat. Soc. Sav.*, Perpignan. *Bibl. Nat.*, Paris, 3, 1982, p. 351-362.
- 24) MIROUSE R. (1959). — Extension et relations des séries permiennes sur la feuille Urdos au 1/80.000. *Bull. Carte Géol. Fr.*, 257-LVI, p. 209-218.
- 25) NAGTEGAAL P.J. (1969). — Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geol. Med.*, 42, p. 143-238.
- 26) RAMOS A., SOPENA A. (1983). — Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *Spec. Publ. I.A.S.*, 6, Collinson and Levin, ed., p. 301-312.
- 27) RODINE J.D., JOHNSON A.M. (1976). — The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials to flow on gentle slope. *Sedimentology*, 23, p. 213-234.
- 28) SCHOTT J.J. (1985). — Paléomagnétisme des séries rouges du Permien, du Trias et du Crétacé inférieur dans les Chaînes pyrénéocantabriques et NW Ibérique. Implications géodynamiques. Thèse Doct. Sc. Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 382 p.
- 29) SOULA J.C. (1984). — Genèse de bassins sédimentaires en régime de cisaillement transcurrent : modèles expérimentaux et exemples géologiques. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 93-1/2, p. 83-104.
- 30) SOULA J.C., LUCAS C., BESSIERE G. (1979). — Genesis and evolution of permian and triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on older variscan structures : field evidence and experimental models. *Tectonophysics*, 58, p. 1-9.
- 31) STEEL R.J. (1974). — New Red Sandstone. Floodplain and Piedmont sedimentation in the Hebridean Province. Scotland. *Jour. Sedim. Petro.*, 44-2, p. 336-357.
- 32) VIRGILI C. (1983). — El Permico en Espana, Introduccion, consideraciones finales. *X^e Congr. Int. Estrat. Geol. del Carbonifero*, Madrid, IGME, p. 385-388 y 485-490.



Le Permien de la partie occidentale du Déroit de Rodez (France) : systèmes de dépôt, dynamique du bassin

The Permian series in the western part of the "Déroit de Rodez" (France) : depositional systems, basin dynamics

par Philippe BOURGES (*), Jean-Paul ROLANDO (*) et Pierre SOUQUET (*)

Résumé. — Quinze faciès sont distingués dans l'Autunien et le Grès Rouge (Saxonien ?) du Déroit de Rodez. Leur organisation séquentielle caractérise des environnements de cônes alluviaux, de cours fluviaux rectilignes ou en tresse, de deltas lacustres, de lacs, de marais et de playas. Le Déroit de Rodez correspond à une gouttière, à sédimentation alluviale, entre une zone d'érosion à l'Ouest et un domaine distal à l'Est. La sédimentation y est contrôlée par une tectonique de blocs basculés le long de failles N 110° E à N 140° E, à regard Sud.

Abstract. — The "New Red Sandstone" series from the "Déroit de Rodez" include two major stratigraphic units separated by an erosional surface: Autunian (paleontologically dated) and "Red Bed Complex" ("Complexe du Grès Rouge", undated, probably Saxonian). Fifteen facies are distinguished. They characterize the following depositional environments: alluvial fans, straight or braided rivers, lacustrine deltas, lakes, swamps and playas. The "Déroit de Rodez" corresponds to an alluvial gully between a western erosional area and an eastern distal zone. The alluvial sedimentation results from the filling of half-grabens located on tilted blocks.

Le Déroit de Rodez, dans le Nord du département de l'Aveyron, correspond à une aire sédimentaire peu déformée, comblée par des séries continentales du Permien, de nature essentiellement silico-clastique. Il fournit un exemple significatif d'évolution de bassin intracontinental. Il présente une situation favorable pour l'étude des relations entre tectonique et sédimentation alluviale.

I. — CADRE GEOLOGIQUE

Le Permien du Déroit de Rodez s'organise en un synclinorium d'axe globalement N 110° E, à faible plongement vers l'Est (fig. 1). Il est limité, au Nord et au Sud, par le socle hercynien métamorphique et, à l'Ouest, par le bassin houiller de Decazeville. Vers l'Est, il est recouvert en discordance par les formations mésozoïques des Grands Causses. Les contacts avec

le substratum se font par faille, au Nord (accident de Villecomtal), et sont normaux, à l'Ouest et au Sud. La cuvette synclinale est compliquée par la présence de plis secondaires, localisés dans sa partie nord, d'axe N 110° E à N 130° E et d'extension limitée. Deux familles principales de failles sont notées (fig. 1) : (1) N 90° à 110° E (failles de Villecomtal, de Marcillac, des Palanges, de Balzac) ; (2) N 130° à 140° E (failles de Nauviale, de Sébrazac, du Pas).

Le contenu sédimentaire du bassin permien de Rodez se subdivise en deux unités stratigraphiques séparées par une surface de discordance ["unconformity", (12)] ou une surface de concordance équivalente ("correlative conformity") (fig. 1) :

— l'unité inférieure (grise puis rouge), rapportée à l'Autunien, est composée de conglomérats, grès, pélites et dolomies. Elle est paléontologiquement datée dans ses couches de teinte grise ;

(*) Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie. Université Paul-Sabatier, 39, Allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex (France).

— l'unité supérieure (rouge), traditionnellement rapportée au Saxonien, est composée de conglomérats, grès et pélites. Elle n'est pas datée et elle est ici désignée sous le nom de "Complexe du Grès Rouge".

L'Autunien ne s'observe que localement sur les bordures ouest et sud du "Déroit". Le Grès Rouge, au contraire, affleure largement ; il constitue la majeure partie du remplissage sédimentaire.

II. — RAPPELS HISTORIQUES

La conception d'une unité inférieure, rapportée à l'Autunien, et d'une unité supérieure, ou Grès Rouge, attribuée au Saxonien, a été acquise progressivement. L'identification du Permien est due à Coquand (8) et la première cartographie du Déroit de Rodez a été réalisée par Boisse (2). Les travaux fondamentaux sont ceux de Boisse de Black (3) qui a distingué l'Autunien et le Saxonien. L'Autunien a été daté ultérieurement par la découverte d'Esthéries (17) tandis que le Grès

Rouge n'a fourni que plus tard encore des pistes et des squelettes de Pélycosaures Caséidés sans signification stratigraphique précise (16). Fuchs et Pinaud (10) ont signalé l'existence d'une surface de ravinement entre Autunien et Saxonien. Cariou, Fuchs et Scémama (6) et Fuchs (9) ont proposé la première reconstitution paléogéographique du Permien. Pour le Grès Rouge, ces auteurs invoquent la présence de gouttières subsidentes orientées NW-SE avec une pente vers le SE. Les observations de surface sont complétées par des données de sondages : O.R.T.A. [in Vetter (18)] ; C.E.A. [in Fuchs (9)].

La structure d'ensemble du bassin a été décrite par Vetter (18). Une analyse détaillée a été fournie par Santouil (15) qui a caractérisé plusieurs phases d'extension permienues. Rousset (14) a noté l'évolution polyphasée de l'accident de Villecomtal.

Des études récentes (thèses en cours de préparation : Ph. B. et J.P. R.) permettent de présenter ici des résultats nouveaux de nature sédimentologique.

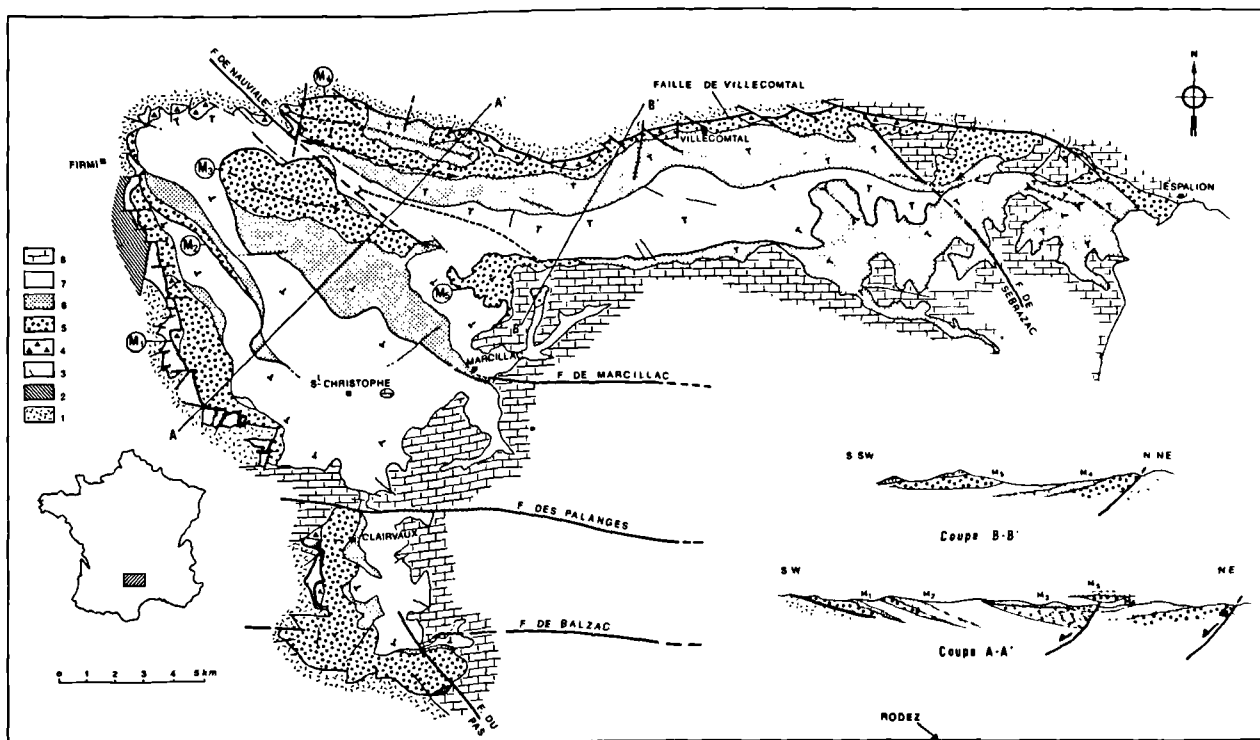


Fig. 1. — Esquisse géologique du Déroit de Rodez.

1, Socle hercynien non différencié. — 2, Stéphanien. — 3, Autunien. — 4 à 7, Complexe du Grès Rouge (4 : brèches, 5 : conglomérats, 6 : grès, 7 : pélites). — 8, Mésozoïque non différencié. — A A', B B' : Localisation des coupes.

Fig. 1. — Sketch map of the "Déroit de Rodez". Cross sections (A A', B B').

III. — ENVIRONNEMENTS DE DEPOT

Quinze faciès, au sens de Walker (19), sont définis dans le Permien (fig. 2). Douze d'entre eux peuvent être comparés aux faciès standards de Miall (11). Les associations de faciès permettent de caractériser des environnements de dépôt dont l'organisation a été précisée par la cartographie des corps sédimentaires et la mesure des paléocourants.

1) Autunien.

L'Autunien est classiquement découpé en trois formations (fig. 3), à savoir, de bas en haut :

- | | | |
|------------------|--|------------------|
| — Formation I, | grise, à dominante détritique et de granulométrie grossière. | } Autunien Gris |
| — Formation II, | sombre, carbonatée et pélitique. | |
| — Formation III, | rouge, à dominante détritique et de granulométrie fine. | } Autunien Rouge |

Les faciès sont décrits sur la fig. 2. Ils sont groupés en dix associations ou séquences illustrées sur la fig. 3 : conglomérats inorganisés (AF₁), conglomérats granoclassés (AF₂), grès laminés (AF₃), pélites et grès fins (AF₄), pélites noires (AF₅), dolomies (AF₆), grès et conglomérats à granoclassement inverse (AF₇), grès rouges granoclassés (AF₈), pélites bariolées (AF₉), carbonates (AF₁₀). Les matériaux remaniés sont pour l'essentiel du quartz et des micaschistes, associés à des dolomies, des roches volcaniques et des débris végétaux.

L'organisation séquentielle des faciès conduit à la distinction de quatre environnements de dépôt (fig. 3).

a) Cône alluvial.

La partie proximale est caractérisée par une accumulation conglomératique grossière (AF₁ et AF₂). Les dépôts de base (AF₁) sont inorganisés et résultent de coulées boueuses ("debris flows"). Ils sont progressivement remplacés par des sédiments mieux organisés (AF₂) de cours d'eau en tresse ("stream flows"). La partie distale comprend des grès de chenaux et de barres fluviales (AF₃) ainsi que des dépôts de débordement (AF₄). L'ensemble passe latéralement à des pélites lacustres (AF₅), ce qui indique une sédimentation de type "fan-delta". Les environnements de cônes ont été identifiés sur la bordure occidentale du "Déroit". Les meilleures coupes se localisent près de Firmi et à l'Ouest de Clairvaux (Lentou).

b) Milieu lacustre à palustre.

La sédimentation sous-aquatique se marque par le développement de pélites carbonées de décantation (AF₇) et l'apparition de carbonates (AF₈) chimiques à biochimiques (encroûtements algaires). Ce milieu a été reconnu à l'Ouest de Clairvaux et à Rodez, sur la bordure sud du "Déroit".

c) Delta lacustre.

Des séquences grés-conglomératiques, à granoclassement inverse (AF₇), ont été recoupées par les sondages carottés C.E.A. de La Tricherie et Saint-Martin (1985). Elles suggèrent une sédimentation deltaïque localisée témoignant du début du comblement d'une dépression lacustre.

d) Milieux fluviale et palustre.

Des grès de remplissage de chenaux rectilignes (AF₈) sont isolés dans une accumulation de pélites de plaine d'inondation (AF₉). Des carbonates d'origine palustre et pédogénétique (AF₁₀) sont observés localement. Ces environnements sont largement représentés dans les coupes des environs de Rodez (rocade, Arsac).

Les résultats de l'analyse des faciès s'accordent avec le découpage stratigraphique traditionnel de l'Autunien, de la manière suivante : des environnements de cônes de déjection et de "fan-deltas" lacustres caractérisent la Formation I, grise ; un milieu lacustre à palustre la Formation II, sombre ; un milieu fluviale et palustre la Formation III, rouge. Les deltas lacustres se situent dans la zone de transition entre les Formations II et III.

2) Complexe du Grès Rouge.

Cinq mégaséquences granodécroissantes hectométriques ont été distinguées et cartographiées (fig. 1). Les faciès sont décrits sur la fig. 2. Ils sont groupés en sept associations ou séquences, illustrées sur la fig. 4 : conglomérats inorganisés (A₁), conglomérats gréseux (A₂), conglomérats et grès granoclassés (A₃), grès en nappes (A_{4,1}), grès chenalisés (A_{4,2}), grès silteux et pélites (A₅), pélites et carbonates (A₆). Les éléments grossiers sont surtout des fragments de quartz et de micaschistes. Ils sont enrobés par de l'hématite, à l'origine d'une teinte rouge uniforme. Les associations de faciès caractérisent deux environnements de dépôt (fig. 4) :

a) Cône alluvial.

La partie proximale présente : 1) des conglomérats à matrice gréseuse, associés à des grès en couches lenticulaires (A₂), mis en place par des épandages en nappes ; 2) des séquences granodécroissantes de conglomérats gréseux (A₃), déposées dans des chenaux fluviales en tresse ("stream flow deposits") ; localement s'intercalent des conglomérats inorganisés (A₁), attribués à des coulées boueuses épisodiques ("debris flows"). La partie distale correspond à des aires d'épandages à dominante gréseuse (A_{4,1}), constituées par des dépôts en nappes ("sheet flow deposits"). Celles-ci sont suivies vers l'aval par un domaine à importante accumulation de pélites, à encroûtements carbonatés (A₆), qui suggère une sédimentation de playas. Les environnements de cône alluvial ont été identifiés sur les bordures du Déroit de Rodez (séquences M₁ et M₂
















FACIES DE MIALL	AUTRES FACIES	LITHOFACIES	STRUCTURES SEDIMENTAIRES	INTERPRETATION	ILLUSTRATION
Gms		Graviers et galets à matrice portante	Aucune	Dépôt de coulées de débris ou de coulées boueuses	
Gm		Conglomérats massifs ou faiblement lités	Stratification horizontale diffuse, imbrication	Barres longitudinales, dépôts résiduels	
Gt		Conglomérats stratifiés	Stratification oblique courbe	Remplissage de chenaux mineurs	
Gp		Conglomérats stratifiés	Stratification oblique plane	Barres transverses ou linguiformes	
St		Grès moyens à grossiers, parfois conglomératiques	Laminations obliques courbes solitaires (Théta) ou groupées (Pi)	Remplissage de chenaux mineurs et dunes (faible régime)	
Sp		Grès moyens à grossiers, parfois conglomératiques	Laminations obliques planes solitaires (Alpha) ou groupées (Omicron)	Barres transverses ou linguiformes (faible régime), sandwaves	
Sr		Grès, très fins à grossiers	Rides de tous types	Rides (faible régime)	
Sh		Grès très fins à grossiers, parfois conglomératiques	Lamination horizontale, linéation de courant	Écoulement plan, dépôt en nappes	
Sl		Grès fins et silts	Lamination oblique d'angle faible	Remplissage de dépressions, crevasses, antidunes	
Fl		Silts, pélites et grès	Lamination fine de géométrie variée, petites rides	Dépôt de débordement, d'inondation	
Fm		Silts, pélites	Structure massive, figures de dessiccation	Dépôt d'inondation, émergences	
Fr		Silts, pélites	Racines et terriers	Horizons pédologiques	
P		Carbonates	Encroûtements	Dépôt de flaques, calcrètes	
	Fh	Pélites	Lamination horizontale parfois niveaux carbonés	Boues lacustres de décantation	
	Pb	Dolomies, carbonates	Stromatolites, encroûtements algales	Dépôt lacustre à palustre, chimique à biochimique	

Fig. 2. — Analyse des faciès du Permien du Déroit de Rodez. Nomenclature inspirée de Miall (1978).

Fig. 2. — Facies analysis in the nonmarine Permian deposits from "Déroit de Rodez". Symbols and nomenclature according to Miall (1978).

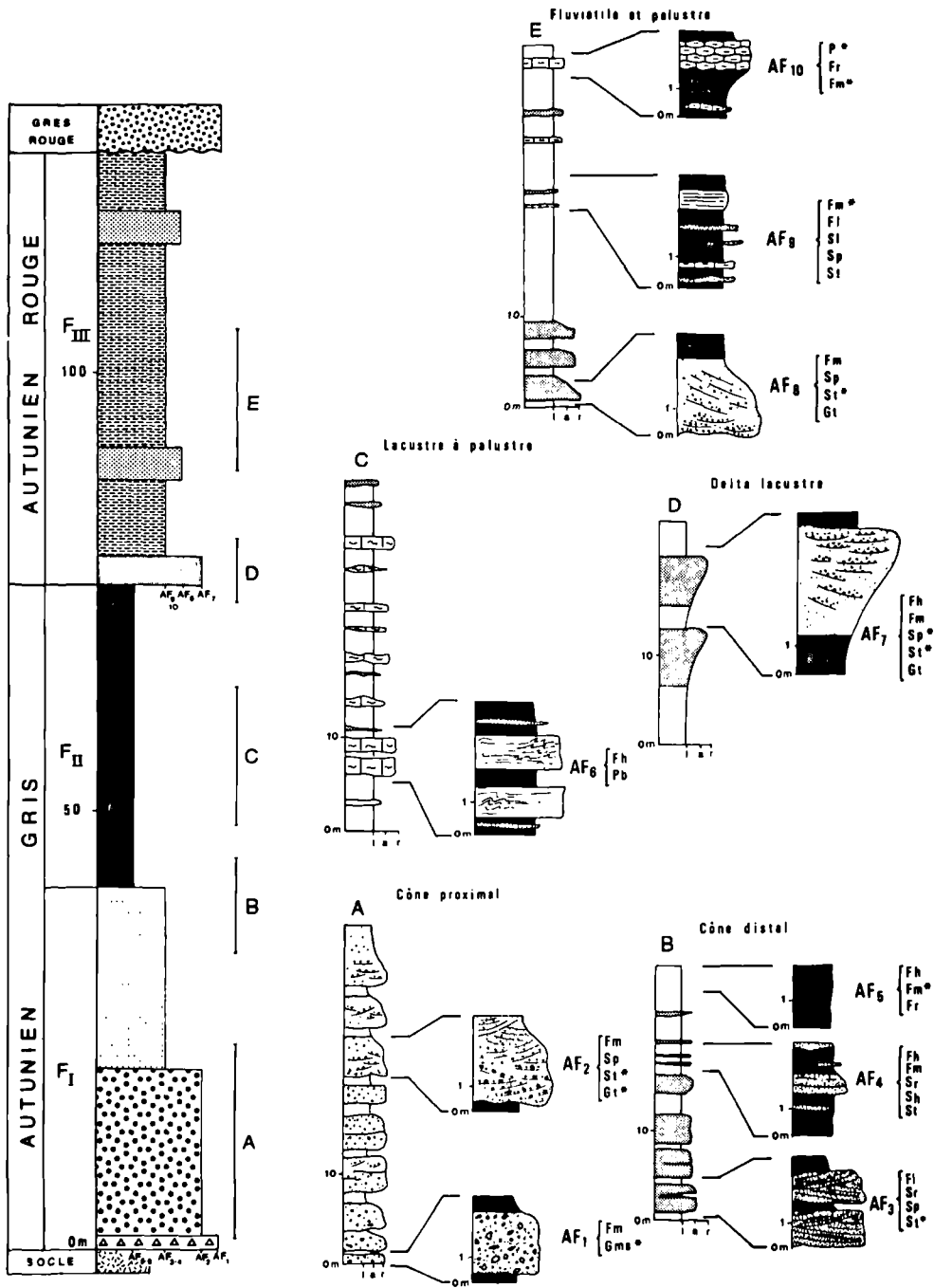


Fig. 3. — Coupe synthétique de l'Autunien du Déroit de Rodez.
 F_I à F_{III}: formations. — A à E: environnements de dépôt. — AF₁ à AF₁₀: associations ou séquences de faciès.

Fig. 3. — General log of the Autunian formations.

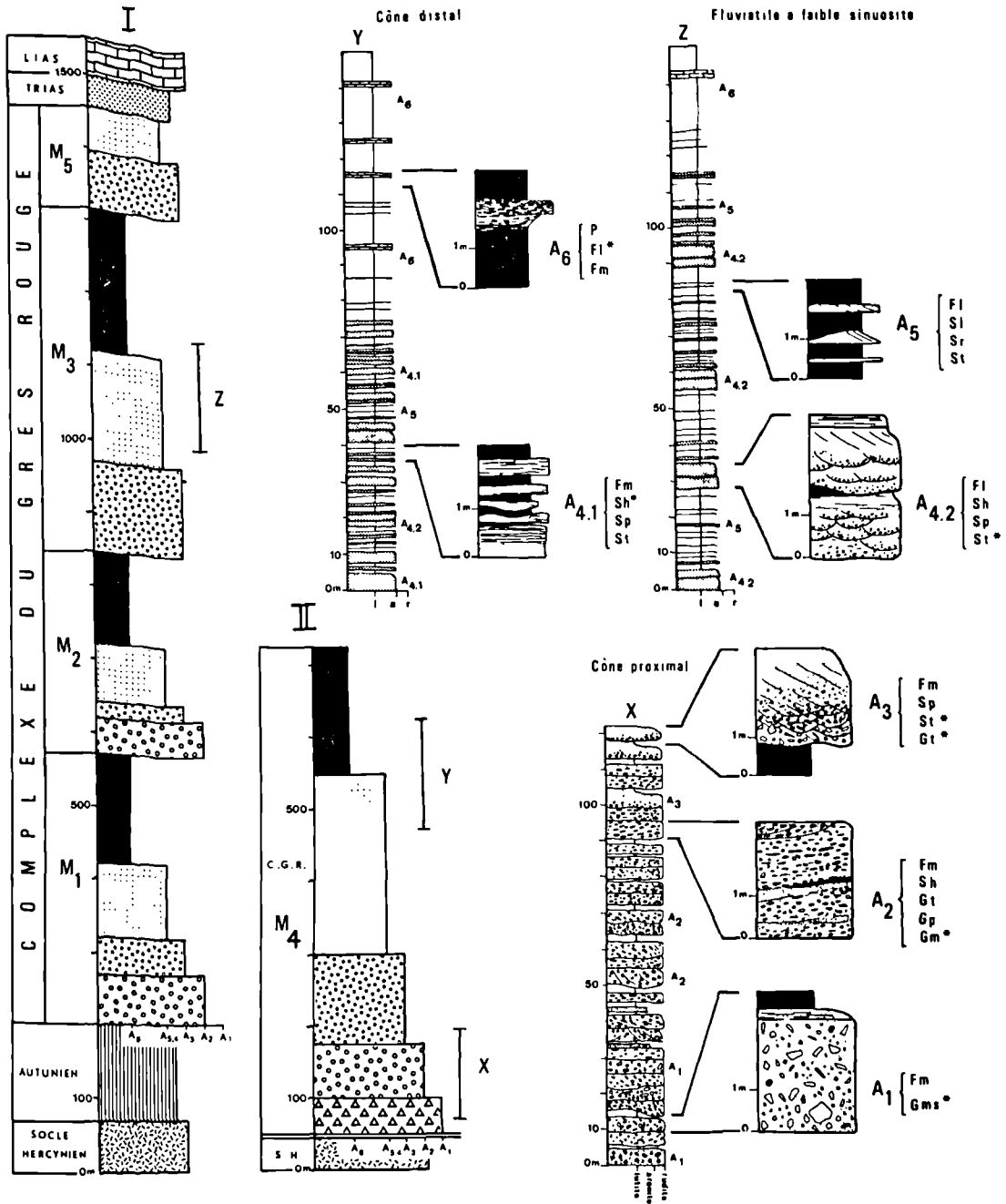


Fig. 4. — Coupe synthétique du Complexe du Grès Rouge du Déroit de Rodez. M₁ à M₅ : Mégaséquences. — X à Z : environnements de dépôt. — A₁ à A₆ : associations de faciès. Coupes I et II localisées sur la figure 7.

Fig. 4. — General log of the Red Bed Complex.

à l'Ouest ; M_4 au Nord). La sédimentation de playa s'étend largement sur l'ensemble du bassin. La coupe de Villecomtal (coupe II, fig. 4 et 7) illustre cette succession cône proximal - cône distal - playa.

b) Milieu fluvial à faible sinuosité.

Des corps gréseux fluviaux s'individualisent dans une puissante masse de pélites à encroûtements carbonatés (A_6) du faciès playa. Ils correspondent à de nombreux chenaux à base ravinante, remplis par des grès ($A_{4,2}$) qui passent latéralement à des grès et pélites de débordement (A_7). Le milieu fluvial à faible sinuosité s'individualise dans l'axe du bassin (méga-séquences M_3 et M_5). Une coupe type peut être observée au Sud-Ouest d'Espalion (Bessuéjols) dans la mégaséquence M_3 .

IV. — DYNAMIQUE DE DEPOT

1) Autunien.

La fig. 5 illustre les relations entre les faciès. On y reconnaît, au-dessus d'une surface d'érosion basale :

1° une séquence de rétrogradation (Autunien gris) où se succèdent des dépôts de cônes de déjection, de fan-deltas (Formation I) et de lac (Formation II) ;

2° une séquence de progradation (Autunien rouge) où se superposent des dépôts de delta lacustre puis de milieu fluvial et palustre (Formation III).

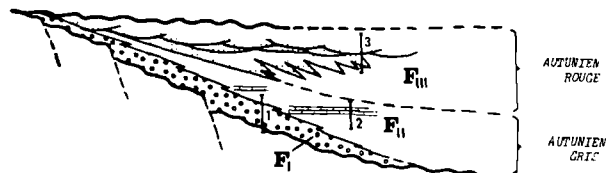


Fig. 5: — Schéma illustrant les relations entre les faciès dans un modèle de dépôt hypothétique pour l'Autunien du Déroit de Rodez. Explication dans le texte.

Coupes : 1, Lentou. — 2, Lentou et Rodez. — 3, Rodez et sondages de La Tricherie et Saint-Martin (C.E.A., 1985).

Fig. 5. — Scheme showing facies relations in an hypothetical depositional model for the Autunian formations in the "Déroit de Rodez".

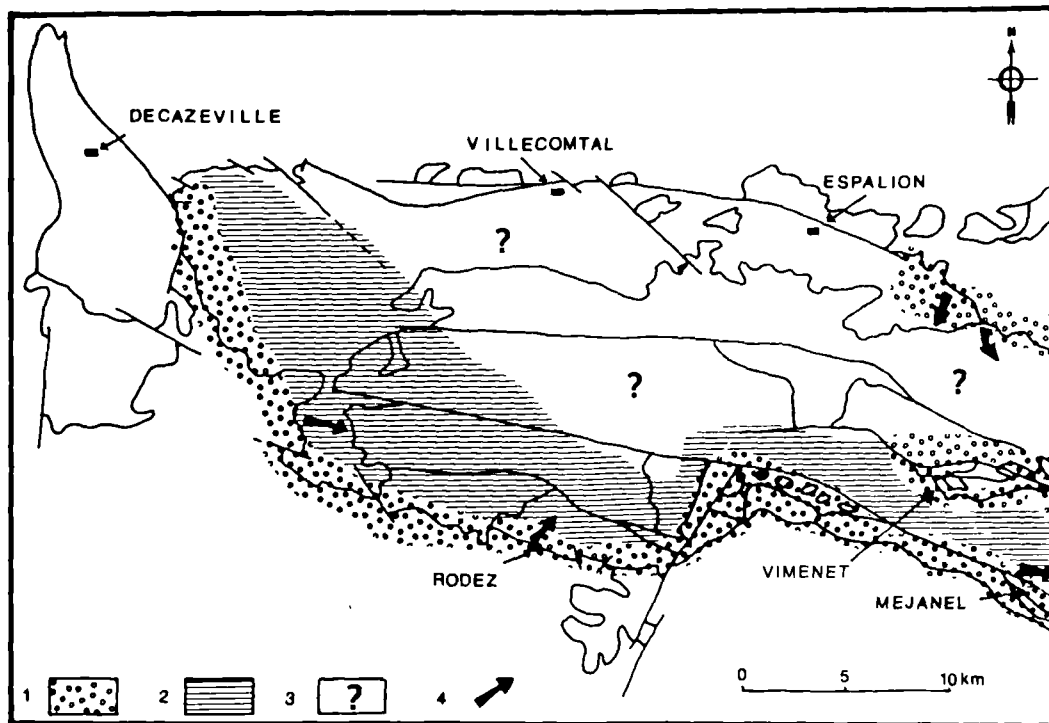


Fig. 6. — Schéma paléogéographique de l'Autunien Gris.

1, cônes d'alluvions. — 2, lacs. — 3, lacune d'observation. — 4, sens des paléocourants.

Fig. 6. — Paleogeographical scheme of the "Grey Autunian".

L'évolution verticale et horizontale des faciès traduit le démantèlement de reliefs, l'installation et l'extension rapide d'une sédimentation sous-aquatique puis, par comblement et aridité croissante, le développement de dépôts subaériens.

Un essai de reconstitution paléogéographique a été réalisé pour l'Autunien gris (fig. 6). Il permet de localiser :

— des zones hautes, sur les bordures et au centre du Déroit de Rodez (dôme de Vimenet) ; elles présentent une sédimentation à dominante de cônes d'alluvions ;

— des zones en dépression. Elles sont caractérisées par une sédimentation à dominante lacustre ou palustre qui tend à se développer à la fin de l'Autunien gris.

La série autunienne du Déroit de Rodez s'épaissit d'Ouest en Est (quelques mètres sur la bordure occidentale, jusqu'à 100 m à Rodez et plus de 200 m vers Méjanels), ce qui suggère une augmentation de la subsidence dans la même direction. Les transports sédimentaires, perpendiculaires aux bordures dans les faciès de cônes, s'infléchissent vers l'Est dans les faciès fluviaux. Pour le bassin autunien, on peut donc conclure à une orientation amont-aval, d'Ouest en Est.

2) Complexe du Grès Rouge.

Dans la répartition des cinq mégaséquences du Grès Rouge (fig. 1), on note une superposition régulière des séquences M₁, M₂ et M₃ entre la bordure ouest du " Déroit " et la faille de Nauviale (N 140° E).

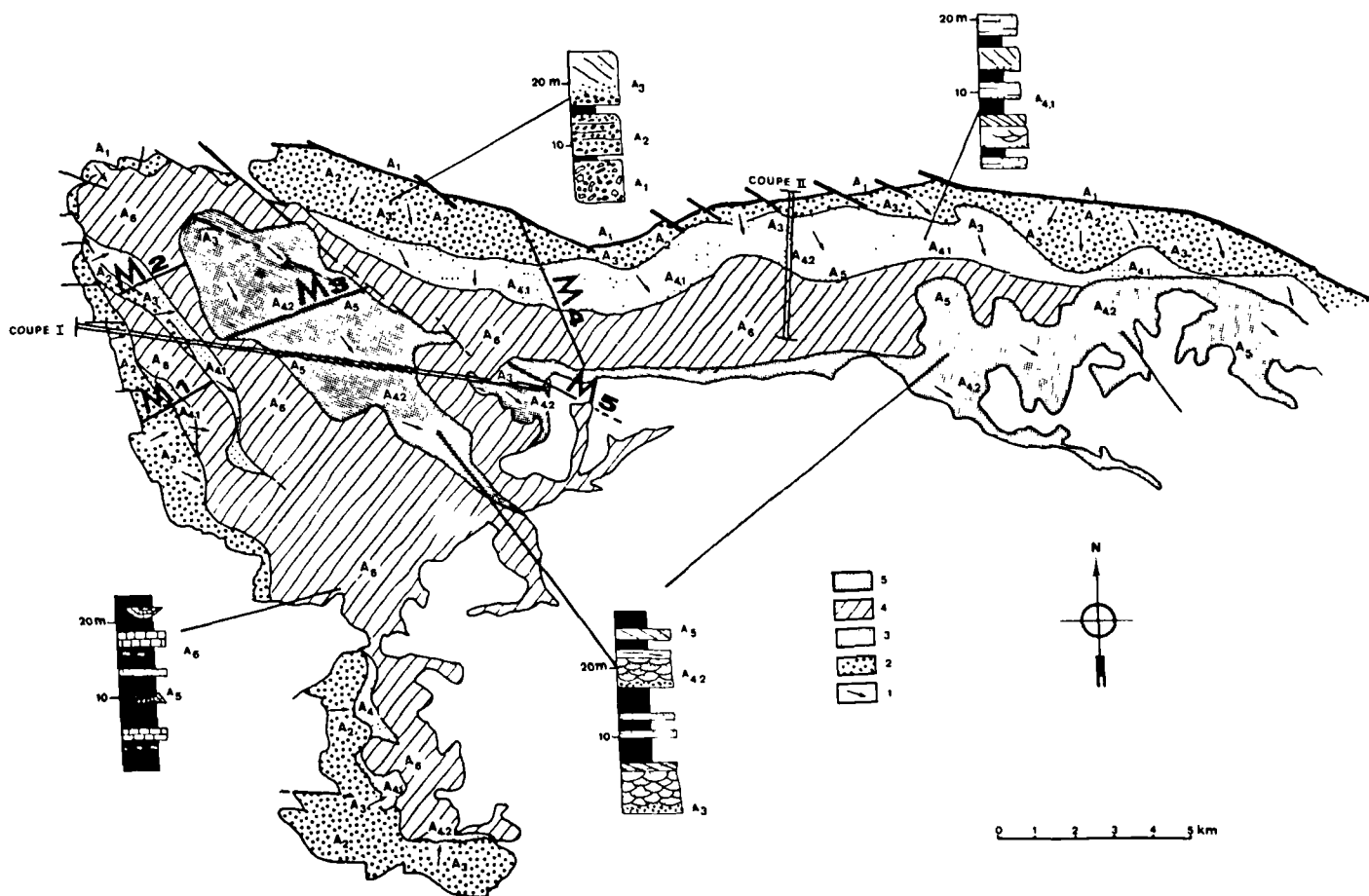


Fig. 7. — Associations de faciès et paléoenvironnements de dépôt du Grès Rouge. 1, sens des paléocourants. — 2, cônes proximaux (A₁, A₂, A₃). — 3 et 4, cônes distaux (3 : épandages gréseux, A_{4.1} dominant ; 4 : pélites de playas, A₆ dominant). — 5, cours d'eau rectilignes ou en tresse (A_{1.2} dominant). Les coupes I et II sont détaillées sur la figure 4.

Fig. 7. — Facies associations and depositional paleoenvironments of the Red Bed Complex.

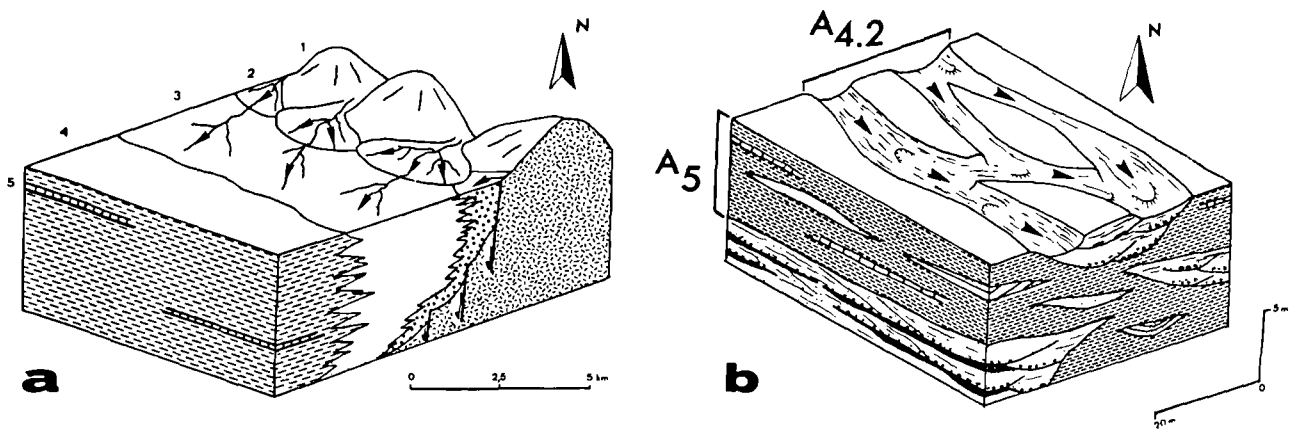


Fig. 8. — Essai de modélisation des systèmes de dépôt du Grès Rouge.

- a) système de dépôt transversal. 1, relief de bordure. — 2, cône proximal. — 3, cône distal. — 4, plaine alluviale, playa. — 5, paléosols, croûtes carbonatées associées.
- b) système de dépôt longitudinal (associations de faciès $A_{4.2}$ et A_5 dominantes).

Fig. 8. — *Depositional system models in the Red Bed Complex. a) transverse system. — b) longitudinal system.*

La séquence M_4 se localise entre cette faille et la bordure nord. La séquence M_5 recouvre à la fois les deux ensembles précédents et fossilise l'accident intermédiaire. La mise en place des mégaséquences d'échelle hectométrique paraît donc fortement influencée par la tectonique et par la morphologie du bassin. Ainsi, peuvent être distingués (fig. 7 et 8) :

— un système transversal de cône d'alluvions dont l'alimentation est liée à la proximité de la bordure occidentale (M_1 , M_2) ou à l'activité des failles bordières septentrionales (accident de Villecomtal d'orientation $N 90^\circ$ à $110^\circ E$, pour la mégaséquence M_4) ;

— un système longitudinal (M_3 , M_5) de rivières à cours rectiligne ou en tresse avec un écoulement vers le Sud-Est, parallèle aux failles $N 140^\circ E$ et à l'axe du bassin.

V. — CONCLUSION

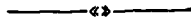
Le Déroit de Rodez correspond à une partie seulement d'un bassin de sédimentation permien ; les faciès, les environnements de dépôt et les sens d'écoulement indiquent une aire intermédiaire entre une zone d'érosion à l'Ouest et un domaine plus distal au Sud-Est. La sédimentation alluviale y est contrôlée par le jeu de failles normales, à regard sud à sud-ouest, séparant des blocs basculés d'échelle kilométrique (demi-grabens).

Remerciements. — Nous remercions le C.E.A. pour son aide matérielle, notamment en la personne de M. A. Durandau, qui a suivi et permis le développement des recherches ; M. P. Vetter, Géologue-Conseil C.E.A., qui est à l'origine de l'étude, pour son appui scientifique constant et efficace ; les Compagnies minières COGEMA et T.C.M., pour les informations qu'elles nous ont communiquées. Les dessins sont dus à M^{me} P. Eichène (C.N.R.S.), la dactylographie du manuscrit à M^{me} M. Filhastre.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALLEN J.R.L. (1963). — The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, p. 93-114.
- 2) BOISSE A. (1870). — Esquisse géologique du département de l'Aveyron. *Imp. Nat. Paris*, 409 p., 43 fig.
- 3) BOISSE de BLACK Y. (1933). — Le Déroit de Rodez et ses bordures cristallines. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVI, n° 188. 310 p., Paris.
- 4) BOURGES Ph. (1983). — Etude sédimentologique et structurale du Permien du Déroit de Rodez. Application à la recherche de gisements uranifères sous couverture. *Rapport interne C.E.A.*, n° 1, inédit, Paris.
- 5) BOURGES Ph. (1984). — *Rapports internes C.E.A.*, n° 2 et 3, inédits, Paris.
- 6) CARIOU L., FUCHS Y. et SCEMAMA C. (1967). — Introduction à l'étude des terrains permo-houillers du Déroit de Rodez. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), IX, p. 184-197, Paris.
- 7) Carte géologique de la France à 1/80.000 : Feuilles de Figeac (n° 195, 3° édition, 1971); Mende (n° 196, 2° édition, 1949); Rodez (n° 207, 3° édition, 1969); Séverac (n° 208, 2° édition, 1958). *B.R.G.M.*, Orléans.
- 8) COQUAND H. (1855). — Description géologique du terrain permien du département de l'Aveyron et de celui des environs de Lodève. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 2° série, t. XII, p. 128, Paris.
- 9) FUCHS Y. (1969). — Contribution à l'étude géologique, géochimique et métallogénique du Déroit de Rodez. *Thèse Doct. ès Sc. nat.*, Fac. Sciences Nancy, 245 p., 77 fig.
- 10) FUCHS Y. et PINAUD C. (1969). — Sur l'existence d'un ravinement entre Autunien et Saxonien dans le Déroit de Rodez et ses conséquences sur le comportement géochimique de certains éléments en trace (Cu, U). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XI, p. 459-469, Paris.
- 11) MIALL A.D. (1978). — Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. *In Fluvial Sedimentology*, A.D. Miall, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Mem. 5, p. 597-604.
- 12) MITCHUM R.M., Jr (1977). — Glossary of terms used in Seismic stratigraphy. *In Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. *A.A.P.G.*, Mem. 26, p. 205-212, Tulsa (U.S.A.).
- 13) ROLANDO J.P. (1986). — Etude sédimentologique et structurale du Permien du Bassin de Saint-Affrique et de la partie orientale du Déroit de Rodez. *Rapport interne C.E.A.*, inédit, Paris.
- 14) ROUSSET C. (1986). — Le cadre linéaire du SE de la France, à partir d'observations nouvelles sur son rôle dans la sédimentation tardi- et post-hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, p. 487-497, Paris.
- 15) SANTOUIL G. (1980). — Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triasique dans les bassins de Lodève, Saint-Affrique et Rodez (France, SE). *Thèse 3° Cycle Sc.*, Univ. Montpellier, 73 p.
- 16) SIGOGNEAU-RUSSEL D. et RUSSEL D.E. (1975). — Présence de Pélycosaures Caséidés dans le Permien français. *Colloque international C.N.R.S.*, n° 218, 4-9 juin 1973, Paris.
- 17) VETTER P. (1960). — Sur la flore autunienne du Déroit de Rodez. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), II, p. 693-694, Paris.
- 18) VETTER P. (1968). — Géologie et paléontologie des bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du Déroit de Rodez. *Thèse Doct. ès Sc. nat.*, Univ. Toulouse, 2 vol., 442 p. et 173 p., 52 pl. photo., 113 fig., 6 tabl., 1 annexe, 8 pl. h.t.
- 19) WALKER R.G. (1979). — Facies Models. *Geoscience Canada*, Reprint Series 1, 211 p.



Les bassins permien provençaux, témoins de l'orogénèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud-Est de la France

Permian basins of the Provence as proof of Hercynian and Alpidic orogeneses in Southern France

par Nadège TOUTIN-MORIN (*)

Résumé. — Dans le Sud de la France, l'orogénèse hercynienne a conduit à l'édification d'une cordillère entaillée par de petits bassins intra-montagneux. De grandes dislocations NS, conséquence de la phase sudète, marquent le début du Carbonifère; les petits bassins carbonifères installés le long de ces failles sont la répercussion probable de la phase asturienne. Des accidents EO leur succèdent; ils se manifestent dès le début du Permien et vont guider l'histoire du Permien provençal.

Pendant le Stéphanien et l'Autunien, un volcanisme calco-alcalin (premier cycle magmatique) se développe en Corse; il est très réduit en Provence. La discordance du Saxonien est matérialisée par une brèche de base et un épisode volcanique basique qui soulignent la phase saalienne.

Durant le Saxono-Thuringien, à la sédimentation de bassins intra-montagneux se superpose un fonctionnement en grabens distensifs. Les accidents des marges représentent alors des zones de faiblesse qui favorisent la montée des produits magmatiques alcalins du deuxième cycle.

En Provence, l'histoire du Paléozoïque supérieur continental, et en particulier du Permien, illustre les événements marquants du cycle hercynien. Cependant, le volcanisme alcalin qui se développe en régime distensif au Permien supérieur caractérise une zone de faiblesse de l'écorce terrestre: il représente sans doute déjà les prémices de l'orogénèse alpine.

Abstract. — *In south France, hercynian orogeny builds vigorous reliefs with little intermontane basins. The "sudète" phase gives big NS faults and little carboniferous basins with similar direction are produced by asturian phase. At the beginning of the Permian EW faults appear. They are predominant during all the Permian.*

During Stephanian and Autunian calc-alkaline volcanism (first cycle) is developed in Corsica but only traces are found in NW Estérel.

The saxonian discordance is materialised with basis breccia. The breccia and basic volcanism underline the saalian phase.

During Saxonian and Thuringian the sedimentation is govern by extensional grabens. Alkaline magmatic products go up along margins faults: this magmatic second cycle settles in overstretching crustal period.

In southern France, Permian is an instable period and upper Permian is probably the prelude of alpidic orogeny.

INTRODUCTION

L'orogénèse hercynienne est caractérisée par une succession de phases tectoniques dont les effets se répercutent dans l'histoire des bassins sédimentaires. En Provence, toutes les phases ne sont pas représentées avec la même intensité et leurs caractères sont assez différents de ce que l'on observe dans le centre et le nord de l'Europe, conférant à la région une certaine originalité, en particulier en raison du volcanisme qui s'y développe.

I. — L'HERITAGE DE L'OROGENESE HERCYNIE

1) Le cycle hercynien en Provence.

Le cycle hercynien se caractérise par une succession de cinq grandes phases orogéniques, étagées entre le Dévonien et le Trias (Aubouin *et al.*, 1968). En Provence, toutes les phases ne sont pas nettement reconnaissables, d'autant que le Dévonien n'y a pas été identifié; certaines se développent en plusieurs étapes

(*) Université de Nice. Géologie - Géochimie, UA 725, Parc Valrose, 06034 Nice Cedex.

tandis que d'autres sont très réduites. On peut les résumer de la manière suivante (tabl. I) :

1° Les massifs des Maures et du Tanneron, le dôme du Pradet et le massif de Six Fours appartiennent à la branche sud de la cordillère de l'Europe moyenne qui s'est mise en place à la fin du Carbonifère inférieur, au cours de la *phase sudète*, dans toute l'Europe de l'Ouest. De *grandes dislocations NS* apparaissent : accidents de la Moure, de Pennafort-Grimaud par exemple. La phase tectonique principale est anté-stéphanienne ; elle s'accompagne d'un métamorphisme général intense et de la mise en place de granites (Plan de la Tour et Rouet daté par Roubault *et al.* de 325 ± 10 MA) ; il en résulte une disposition des terrains en bandes NS (Aubouin *et al.*, 1963). Cette phase sudète est très marquée en Corse où elle correspond

à la mise en place du batholite corso-sarde entre le Viséen et le Westphalien, soit pendant environ 30 MA (Autran *et al.*, 1980).

2° Des effondrements se produisent dans la cordillère et de petits bassins carbonifères limniques s'installent le long de grandes fractures NS individualisées précédemment (bassins du Westphalien supérieur-Stéphanien inférieur du Reyran et du Plan de la Tour-Pennafort) : c'est l'écho probable de la *phase asturienne*. Un épisode de volcanisme basique dont il ne subsiste que de rares témoins ("andésites" du Reyran de Bordet, 1951) se produit à cette époque. Une phase compressive post-stéphanienne (nouvel écho de la phase asturienne) se manifeste par le *plissement* des synclinaux carbonifères formés lors de la phase asturienne précédente (Bordet, 1947 ; Aubouin *et al.*, 1963) et la mon-

Systèmes	Etages	Séries sédimentaires	Volcanisme		Directions accidents	Evènements	Phases tectoniques	
			acide	basique				
P E R M I E N	TRIAS inférieur	grès bigarrés				Discordance angulaire ou ravinement	← Palatine	
	Thuringien	argiles de comblement	acide	2 è	basique	E - O dominants ↓ grabens E - O	ravinement ravinement ravinement	
		succession séquences sédimentaires positives	ensemble A 7	cycle			ravinement	
	Saxonien	brèche de base	acide	alcalin	basique	E - O + N - S ↓ bassins ± E - O	ravinement	
Autunien	Formation sédimentaire de l'Avellan	galets de rhyolites		basique Avellan	horsts N - S mobiles - fossés ONO - ESE	Discordance angulaire	← Saalienne	
C A R B O N I F È R E	supérieur	séquences positives	cinérites p-μY tuffites	calco alcalin	basique	N - S dominants ↓ fossés NNE - SSO	Discordance angulaire ± ravinement	← post-Stéphanien Asturienne
	moyen					N - S		← anté-Stéphanien
	inférieur						métamorphisme + granite	← Sudète

Tableau I. — Tableau de corrélation des principaux événements permien dans le Sud-Est de la France.

Table I. — Correlation view of principal permian events in southern France.

tée de roches magmatiques acides (microgranite ou rhyolite du Plan de la Tour daté de 290 ± 10 MA par Roubault *et al.*, 1970).

3° On admet habituellement que la *phase saalienn*e se situe à la limite Autunien-Saxonien. En Provence, elle est soulignée par la *discordance* de la brèche de base qui, en général, commence la série permienne au Saxonien, l'existence de l'Autunien n'étant pas nettement établie. La Provence et la Corse vont ensuite être le siège d'un volcanisme intense, d'abord calco-alcalin (premier cycle), puis alcalin (deuxième cycle) : c'est à cette époque que se situent les grandes coulées acides datées de 270 ± 10 MA. Ce volcanisme s'accompagne de la mise en place de complexes annulaires particulièrement nombreux en Corse occidentale : d'importants mouvements de distension crustale existent pendant tout le Permien supérieur.

4° La dernière phase tectonique du cycle hercynien, la *phase palatine*, se situe entre le Permien et le Trias. Elle est très discrète dans la région puisque, le plus

souvent, seule une discordance de ravinement souligne la limite entre les deux systèmes ; des discordances angulaires existent localement sur les zones hautes : elles sont le témoin de mouvements tectoniques plus accentués (l'Escarayol).

2) Le paysage au début du Permien.

La chaîne hercynienne qui s'est édiflée peu à peu est une chaîne jeune au début du Permien. Les massifs cristallins et/ou cristallophylliens des Maures et du Tanneron qui la constituent sont soumis à une érosion intense pendant tout le Permien : le matériel détritique arraché à ces montagnes va se déposer dans les vallées et les petits bassins intra-montagneux qui l'entaillent (fig. 1). Des cônes de déjection, constitués par du matériel grossier, s'installent au pied des reliefs tandis que le matériel plus fin est entraîné vers le centre des bassins, loin vers l'Ouest (sondage Carcès 1, *in* Toutin, 1980), suivant des chenaux de direction EO dominante.

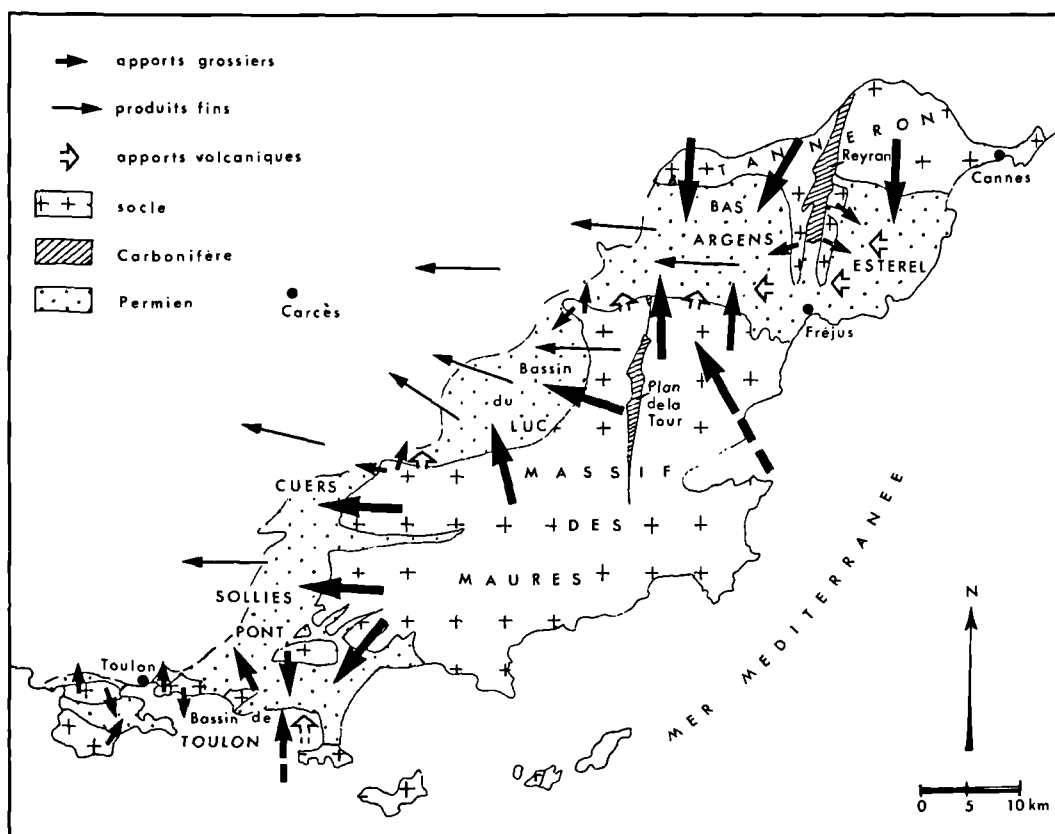


Fig. 1. — Les principales directions d'alimentation des bassins provençaux au Permien.

Fig. 1. — Principal feeding directions in Provence during Permian.

L'orientation générale de ces bassins est EO (Bordet, 1947; Toutin, 1980) et donc totalement nouvelle par rapport aux directions des accidents qui caractérisaient jusqu'alors la région : de *grandes failles EO* vont maintenant commander l'histoire de la Provence orientale tandis que l'activité des failles NS va se réduire.

II. — L'HISTOIRE TARDI-HERCYNIENNE

1) Arguments en faveur de l'existence de l'Autunien et de la phase saaliennne.

Dans la plupart des bassins permien provençaux, la série débute par des *brèches de démantèlement* discordantes sur le socle ou sur les terrains carbonifères. Ces niveaux sont considérés comme saxoniens par rapport aux terrains du Permien supérieur qui ont été datés du Thuringien grâce à la flore qu'ils contiennent; l'Autunien semble absent.

Cependant, au NO de l'Estérel, dans le mini graben de l'Avellan (d'orientation ONO-ESE), ces brèches et les couches qui leur font suite reposent en *discordance angulaire* sur la formation sous-jacente de l'Avellan, inclinée à 40° vers le Sud et elle-même discordante sur le Stéphanien du bassin du Reyran ou sur le socle gneissique du Tanneron. La formation de l'Avellan est constituée par une succession de niveaux sédimentaires dont les caractères lithologiques sont différents du Carbonifère (apparition de la couleur rouge ou verte) et du "Saxono-Thuringien" (présence de galets de rhyolite du premier cycle magmatique, passées silicifiées); elle est ravinée par un ensemble volcanique basique alcalin. Elle est sans doute le seul témoin de l'Autunien dans la région et la phase saaliennne est ici soulignée, d'une part par un épisode volcanique, d'autre part par la discordance du Saxonien sur les termes sous-jacents du Permien, du Carbonifère ou du socle (Toutin, 1980).

2) Evolution des bassins au cours du Permien.

Les grands accidents NS formés dès le Carbonifère guident le tracé de zones hautes qui isolent plus ou moins les différents bassins permien orientaux les uns des autres (double paléorelief du Reyran, seuil du Muy): celles-ci existent au début du Permien puisque les premières formations se réduisent à leur approche. Ces zones hautes sont modestes; elles fonctionnent en horsts qui empêchent le passage vers l'Ouest des produits — dont le matériel volcanique — originaires de l'Estérel. Leur activité cesse au cours du Permien supérieur, avant le dépôt des faciès fins de comblement des bassins.

Les failles EO se dessinent très tôt: elles permettent la montée des rhyolites et des ignimbrites de la base du Saxonien et guident le tracé de zones hautes entre les bassins occidentaux (seuil de Vidauban et de Pignans, paléorelief du Pradet).

Du jeu de ces accidents résulte un fonctionnement des bassins permien en *grabens distensifs*: les effondre-

ments successifs se traduisent par une succession de séquences sédimentaires qui débutent par des apports grossiers arrachés au socle ou repris aux formations précédentes et s'affinent progressivement. Ce phénomène est très net dans les bassins orientaux (Estérel et Bas-Argens, bassin le plus subsident de tous), moins marqué pour les bassins occidentaux (Luc, Cuers, Solliès Pont, Toulon) dont on ne connaît pas les limites à l'Ouest et au Sud-Ouest.

En même temps, la sédimentation de *type intra-montagneux* se poursuit et aux dépôts grossiers des bords s'oppose le matériel fin du centre. Au pied des reliefs, des cônes de déjection de type coulées boueuses continuent à s'édifier. Des cours d'eau parfois torrentiels descendent de ces reliefs; dans la plaine, ils deviennent méandriiformes et des lacs aux rives parfois marécageuses s'installent localement: tous les milieux de dépôts continentaux sont représentés (Toutin, 1980).

Peu à peu, les reliefs bordiers s'usent, les seuils cessent de fonctionner et les apports de matériel détritique s'estompent. Les dépôts argileux, de type plaine d'inondation ou éoliens, dominent: à la fin du cycle permien les bassins sont comblés, sauf l'Estérel où les édifices volcaniques construits durant le Permien supérieur subsistent et où des effondrements en caldeiras ont lieu jusqu'au début du Trias.

III. — LES PREMICES DE L'OROGENESE ALPINE

Le magmatisme du *Stéphanien* et de l'*Autunien* est représenté, dans le SE de la France, par des roches de caractère calco-alcalin (premier cycle magmatique), allant des andésites aux rhyolites. Il est bien développé en Corse mais ne subsiste qu'à l'état réduit en Provence (Plan de la Tour, Reyran, Avellan). Son intensité diminue peu à peu, sans doute à cause de la dissipation lente des anomalies thermiques formées en profondeur au cours de l'orogénèse hercynienne (Bébién *et al.*, 1980). Ce volcanisme calco-alcalin est un volcanisme compressif dont la naissance devrait se situer en bordure de craton; étant ici en domaine continental, seule une zone de discontinuité cratonique peut lui avoir donné naissance (Vellutini, 1977). Il appartient à l'histoire hercynienne.

Au Saxono-Thuringien, le volcanisme est à dominante alcaline (deuxième cycle magmatique) avec co-existence de magmas acides et basiques. Sa mise en place s'effectue en *période de distension crustale* (Vellutini, 1977; Bébién *et al.*, 1980) dans un système de bassins qui fonctionnent en grabens et sont limités par des accidents décrochants (Vinchon *et al.*, 1984). En Provence orientale, le régime de distension NS à NNO-SSE débute avec les termes de base du Saxonien: d'abord modeste lors du dépôt des brèches de démantèlement, il s'accélère ensuite (Baudemont, 1985). Dans cette région, l'épisode volcanique le plus développé a été daté de 270 ± 10 MA (Roubault *et al.*, 1970); dans les Alpes du Sud, l'activité magmatique se situe

entre 280 et 260 MA, donc à la même époque, et est elle aussi commandée par un régime distensif (Wopfner, 1984).

Les changements dans la composition chimique et minéralogique entre le volcanisme du Permien inférieur (calco-alcalin) et celui du Permien supérieur (alcalin) se retrouvent dans diverses régions des Alpes, dans les Pyrénées et en Afrique du Nord.

Les différences qui interviennent dans la nature du magmatisme, dans ses caractéristiques chimiques et dans le système de fonctionnement des bassins mettent en évidence un changement total après l'Autunien dans de nombreuses régions et permettent à divers auteurs de considérer les dépôts " saxono-thuringiens " comme des produits du stade initial de la formation de rifts (Fabre *et al.*, 1986, pour les Alpes occidentales et l'Afrique du Nord; Wopfner, 1984, pour les Alpes du Sud). Pour le SE de la France, Vellutini (1977) envisage l'existence d'une ride crustale entre les côtes provençales actuelles et le bloc corso-sarde permien.

Les effets de l'orogénèse hercynienne se sont donc fait sentir à plusieurs reprises au cours de l'histoire des bassins carbonifères et permien provençaux. Un certain nombre de faits ont marqué cette orogénèse au cours du Permien et lui sont directement liés : discordances, failles, magmatisme. Cependant, le développement d'un volcanisme alcalin au " Saxono-Thuringien " et sa mise en place dans un contexte tectonique distensif peuvent être considérés comme le

prélude d'une phase nouvelle : ils annoncent déjà l'ouverture de la Téthys et peut-être la dérive du bloc corso-sarde à l'Oligo-Miocène ; ils sont les prémices de l'orogénèse alpine, dans une zone de faiblesse de l'écorce terrestre, fragile dès le début du Permien et qui le restera jusqu'au Tertiaire.

CONCLUSIONS

Au cours de leur évolution, les bassins permien continentaux de la Provence orientale ont enregistré les événements qui ont marqué l'histoire hercynienne dans le Sud-Est de la France.

Les bassins fonctionnent d'abord en type intramontagneux auquel se superpose ensuite un système de grabens distensifs avant de se combler, à la fin du Permien. A ce remplissage sédimentaire s'ajoute un magmatisme intense : les changements dans sa composition et dans son mode de mise en place permettent d'opposer les événements du Carbonifère et du Permien inférieur (Autunien) à ceux du Permien supérieur (Saxonien et Thuringien).

La juxtaposition de tous ces faits permet donc de dire que, si le Permien reflète sans aucun doute les phases marquantes de l'orogénèse hercynienne, il annonce déjà, au " Saxono-Thuringien ", l'orogénèse alpine et est donc à double titre une période critique du Paléozoïque supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUBOUIN J. et MENNESSIER G. (1963). — Essai sur la structure de la Provence in Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot (1960 à 1963). *Soc. Géol. de France*, p. 45-98.
- 2) AUBOUIN J., BROUSSE R. et LEHMAN J.P. (1968). — Précis de Géologie. T. II : Paléontologie, Stratigraphie, 480 p. T. III : Tectonique, Morphologie, Globe terrestre, 549 p. Dunod, éd., Paris.
- 3) AUTRAN A. et LAMEYRE J. (1980). — Les massifs orientaux in Les granitoïdes de France, Evolutions géologiques de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, p. 76-81.
- 4) BAUDEMONT D. (1985). — Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectonosédimentaire permienne du Bassin du Luc. Thèse de Doct. de l'Université L. Pasteur, Strasbourg, 204 p., 115 fig.
- 5) BEBIEN J. et GAGNY C. (1980). — Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale in Evolutions géologiques de la France. *Mém. B.R.G.M.*, n° 107, p. 114-115.
- 6) BORDET P. (1947). — Sur les phases tectoniques de l'Estérel. *C.R. Ac. Sc.*, t. 225, p. 1345-1347.
- 7) BORDET P. (1951). — Etude géologique et pétrographique de l'Estérel. *Mém. carte géol. détaillée de la France*. Paris, Impr. Nat., 207 p.
- 8) FABRE J. et TANE J.L. (1986). — Le magmatisme permien dans la zone briançonnaise des Alpes occidentales et le Nord de l'Afrique : synchronisme, similitudes et différences. Journée " Volcanisme permien ", Paris, réunion Assoc. Géologues du Permien, 2 p.
- 9) ROUBAULT M., BORDET P., LEUTWEIN F., SONET J. et ZIMMERMANN J.L. (1970). — Ages absolus des formations cristallophylliennes des massifs des Maures et du Tanneron. *C.R. Ac. Sc.*, t. 271, n° 13, p. 1067-1070.
- 10) TOUTIN N. (1980). — Le Permien continental de la Provence orientale (France). Thèse Doct. ès Sciences, Université de Nice, 2 t., 594 p.
- 11) VELLUTINI P. (1977). — Le magmatisme permien de la Corse du Nord-Ouest. Thèse Doct. ès Sciences Université de Marseille, 317 p.
- 12) VINCHON Ch. et TOUTIN-MORIN N. (1984). — Corrélations régionales entre les différents ensembles permien du SE de la France. Définition de leur environnement de dépôt. 5^e Congr. europ. *Sédiment.*, Marseille, volume des résumés, p. 452-453.
- 13) WOPFNER H. (1984). — Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. *Geol. Rundschau*, Band 73, p. 259-277.

Ouverture et évolution structurale de quelques bassins houillers de directions orthogonales, dans le Massif Central français

Opening and structural evolution of some coal bearing basins presenting orthogonal directions in French Massif Central

par D. BONIJOLY (*) et C. CASTAING (*)

Résumé. — Le Massif Central français, comme d'ailleurs le socle hercynien dans son ensemble, comporte un certain nombre de bassins houillers limniques, disséminés sur toute sa surface et possédant souvent des caractéristiques et des orientations différentes.

La connaissance de leur contexte et de leur évolution tectonique permet de mieux comprendre la composante commune régissant l'évolution de ces bassins : à savoir le guide structural qui induit leur ouverture et leur histoire. Ce guide structural correspond au jeu des grands décrochements matérialisés par le Sillon houiller, le Sillon de Bert-Blanzy-Le Creusot, la faille d'Argentat, l'accident Sud armoricain, les failles de Graissessac et de Villefort, pour ne citer que les principaux. Le moteur du fonctionnement de ces structures correspond au régime tectonique compressif tardi-hercynien évoluant, depuis le tardi-Westphalien jusqu'au Stéphanien terminal, d'une direction N-S à une direction E-W (rotation anti-horaire de la direction principale de raccourcissement).

Dans ce continuum tectonique, la prise en compte de l'histoire tectono-sédimentaire de bassins subméridiens situés sur le Sillon houiller et du bassin E-W situé sur la faille de Graissessac, permet de mettre en évidence des différences dans leur création, leurs déformations et leurs rapports avec les sédiments de l'Autunien, période pendant laquelle s'installe un régime tectonique distensif N-S succédant à la compression E-W fini-stéphanienne.

L'histoire tectono-sédimentaire des bassins houillers et leur évolution jusqu'au Permien dans un continuum tectonique, contribue également à mieux comprendre le passage stratigraphique Autunien-Stéphanien sur lequel palynologues et paléobotanistes se sont longtemps interrogés.

Abstract. — *The French "Massif Central", as the whole hercynian basement, shows several coal bearing basins, scattered over his surface and often presenting different characteristics and orientations.*

The knowledge of their context and tectonic evolution warrant a better grasp of their common features, i.e. the structural guidance of their opening and following evolution. This structural guid is linked with the activity of great wrench faults such as Sillon houiller, Bert-Blanzy-Le Creusot and Argentat faults, South Armorican shear zone, Graissessac and Villefort faults, only to name the most important ones.

The activity of those structures are due to the late hercynian compression which, from late Westphalian to late Stephanian, turned gradually, and anticlockwise from N-S to E-W.

Within the frame of that tectonic continuum, the study of the tectonosedimentary evolution of submeridian basins located on the Sillon houiller, and of the E-W trending basins on the Graissessac fault, allows to describe differences in their creation, their deformation and their relations to the overlying Autunian deposits, as a consequence of the setting of a distensive tectonic context succeeding the E-W trending late Stephanian compression.

The basins linked with the Sillon houiller opened because of the senestral motion of the Sillon and display, in their early tectonic stages, sedimentary structures in accordance to this motions. The compressionnal stress, from a N-S direction, turns E-W and induces the first folds, whose direction are oblique to the overall direction of the Sillon houiller ("en echelon" folding), the sedimentation going on only locally. When, eventually the compression takes a definite E-W direction, the sedimentation stops altogether and folding is induced, accounting for the strong angular unconformity between Autunian and Stephanian layers.

The E-W trending Graissessac basin is linked with the dextral motion of the wrench fault which marks the Northern boundary of the Montagne Noire axial zone at Stephanian times. This great structure remained inactive during early Stephanian but became active at Middle Stephanian time as it is proved by the Stephanian deposits.

(*) B.R.G.M. SGN/GEO, Service de Géologie Structurale, B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex.

Here the sedimentation is entirely guided by the tectonic: the Stephanian deposits are strictly localized over verticalised and laminated basement blocks, heavily tectonised owing to the action of the wrench faults. During upper Stephanian and Autunian, the direction of the compression turns E-W and induces an extensional graben type basin. Permian deposits are unconformably overlying Stephanian deposits, the disconformity being low.

The tectosedimentary evolution of limnic coal bearing basins until Permian time is done within the frame of a tectonic continuum; this allows to better grasp the passage from Stephanian to Autunian, question on which palynologists and paleobotanists have been dwelling on for a long time.

I. — INTRODUCTION

Les bassins houillers limniques du Massif Central possèdent en commun un certain nombre de particularités telles que leurs formes allongées, leurs dimensions réduites, leurs séries sédimentaires souvent très puissantes et leur position sur ou à proximité des grands décrochements tardi-hercyniens (fig. 1). De ce fait, ils se différencient d'autres bassins tels que le Bassin Lorrain et, à plus forte raison, celui du Nord-Pas-de-Calais.

La particularité marquante de ces bassins réside dans leurs orientations qui varient de N-S à E-W. Cette répartition est expliquée par la préexistence dans le socle, d'un réseau d'accidents d'orientations variées, qui vont induire par leur jeu en décrochement (Arthaud et Matte, 1975; Crowell, 1974; Bonijoly et Castaing, 1984; Gelard *et al.*, 1986), une multitude de zones subsidentes piégeant la sédimentation houillère.

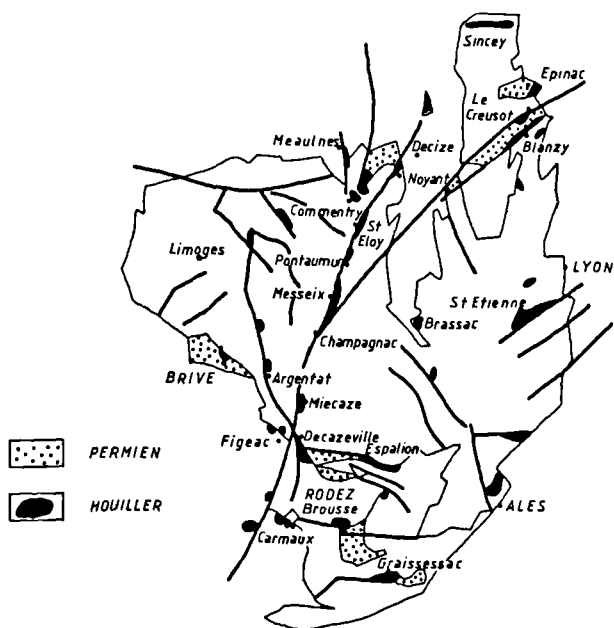


Fig. 1. — Localisation des principaux bassins carbonifères du Massif Central français.

Fig. 1. — Localization of the main Carboniferous basins of the French Massif Central.

Du fait de quelle tectonique des mécanismes distensifs peuvent-ils cohabiter sur des structures orthogonales ?

II. — RAPPEL DE L'ÉVOLUTION DES CONTRAINTES TECTONIQUES DANS LE MASSIF CENTRAL DU CARBONIFÈRE À L'AUTUNIEN (*)

L'évolution des déformations présentées dans ce chapitre est le résumé d'études effectuées par le BRGM sur les différents bassins stéphanien dans le cadre de l'Inventaire National des Ressources en Charbon.

a) *Strunien - Tournaisien - Viséen inférieur.*

La zone orogénique active se situe au niveau du Massif Central où des chevauchements intracrustaux se mettent en place. Les cisaillements armoricains dextres commencent à fonctionner; ils se poursuivent dans le Bassin Parisien par la Faille de la Marche fonctionnant en décrochement dextre (Lerouge *et al.*, 1984) puis senestre (Choukroune *et al.*, 1983), et par le cisaillement affectant les granites Saint-Gervais-l'Hermitage (Barbarin et Belin, 1982).

Pendant cette période, la direction de raccourcissement maximal évolue de NE-SW à NW-SE (Castaing *et al.*, 1984; Autran *et al.*, 1986). Ceci est en accord avec le changement de cinématique de convergence des plaques depuis le Dévonien; convergence à composante senestre s'inversant en dextre à partir du Carbonifère (Guillot et Autran, 1984).

b) *Viséen moyen-supérieur - Namurien.*

La confrontation des données pouvant nous renseigner sur les régimes tectoniques existant durant cette période paraît contradictoire en ce qui concerne les directions des raccourcissements: NW-SE ou NE-SW (Castaing *et al.*, 1984). Le fonctionnement dextre des cisaillements armoricains se poursuit au moins jusqu'à 315 MA et implique une direction de raccourcissement NW-SE se retrouvant au niveau du Massif Central dans la tectonique tangentielle des formations paléozoïques du Beaujolais méridional (sens de déplacement

(*) Il est important de préciser ici que c'est l'évolution ordinaire pour les auteurs de l'article (cf. commentaires).

NW, Gagny *et al.*, 1981), dans les plissements N 40° E du Viséen supérieur du Morvan (Delfour, comm. orale) et dans ceux de la phase de déformation D3 du secteur du Lot, plis orientés WNW-ENE (Pin, 1980-1981) et recoupés par le granite de la Margeride (323 MA). D'autres données, durant cette période, montrent une direction de raccourcissement NE-SW. Elles proviennent du granite de Saint-Sylvestre (326 MA) qui est traversé par un cisaillement ductile N 10° E dextre et dont l'encaissant est déformé en plis droits NW-SE, et du granite de Champ-Valmont qui présente un champ filonien N 20° E post-Viséen supérieur. Les deux régimes tectoniques compressifs NW-SE et NE-SW semblent se succéder avec tout d'abord le régime NW-SE puis le régime NE-SW.

c) *Westphalien.*

A cette époque cesse l'activité des cisaillements armoricains dextres fossilisés par les derniers granites évolués (Mortagne, Marche). Dans le Massif Central, le fonctionnement en cisaillement senestre de la faille de la Marche et le chevauchement de Chambon sont contemporains de leucogranites à 310 MA (Lerouge *et al.*, 1984 ; Choukroune *et al.*, 1983). Le jeu ductile senestre majeur du Sillon houiller est fossilisé par les granites d'Omps à 300 MA (Feybesse, 1981), de Meymac à 295 MA et de Montmarault ; celui de la faille de la Loire par le granite de Cérilly. Les régimes tectoniques compressifs en vigueur engendrent une compression NE-SW qui évolue vers une direction N-S au cours du Westphalien.

d) *Stéphanien A-B.*

Les études microtectoniques menées sur les bassins houillers du Massif Central (Bonijoly et Castaing, 1984) montrent que les grands accidents tels que le Sillon houiller, la faille de la Loire, la faille du Cher, les accidents sud-armoricains fonctionnent en décrochements sous l'effet d'une compression N-S (Stéphanien A, Stéphanien B) évoluant à NW-SE (Stéphanien B terminal). Il y a formation de bassins houillers le long de ces décrochements et les granites tardifs, comme ceux de Cérilly ou de Montmarault, présentent des phénomènes de cataclase liés à cette tectonique cassante. Le volcanisme associé à ces bassins est généralement de type acide.

e) *Stéphanien C.*

L'évolution des bassins houillers et les données microtectoniques acquises sur des sites miniers (Blès *et al.*, 1982 ; Valette, 1983) prouvent que la compression stéphanienne tourne en direction E-W durant le Stéphanien C. Cette tectonique compressive est à l'origine des plissements parfois très intenses des bassins stéphanien situés sur le Sillon houiller et des mouvements chevauchants d'Ouest en Est le long de cet accident.

f) *Autunien.*

On assiste, à partir de cette époque, aux dernières manifestations des régimes tectoniques compressifs hercyniens et tardi-hercyniens. Les mécanismes distensifs vont se généraliser jusqu'au Crétacé terminal à partir duquel le Massif Central et le Bassin Parisien vont subir les manifestations des orogènes pyrénéennes et alpines.

Durant l'Autunien, les données microtectoniques (Blès *et al.*, à paraître), les données minières acquises dans le bassin de l'Aumance et dans celui d'Autun (Bonnion, 1983 ; Paquette, 1980 ; Marteau, 1983) ainsi que les considérations paléogéographiques sont en accord pour admettre l'existence d'un régime tectonique distensif N-S.

III. — DYNAMIQUE DES ACCIDENTS, FORMATION ET EVOLUTION DES BASSINS HOUILLERS

A) EXEMPLE D'UN ACCIDENT SUBMERIDIEN : le Sillon houiller et ses bassins associés (Noyant, Saint-Eloy-les-Mines, Messeix, Decazeville).

Le Sillon houiller et ses prolongements sous le Bassin Parisien au niveau de l'anomalie magnétique ont été le siège de cisaillements ductiles au Westphalien, dont les témoins sont visibles dans les carottes de socle du Bassin Parisien (Castaing et Hottin, 1985) et dans la région de Laroquebrou (Feybesse, 1981). On peut admettre que l'essentiel du rejet d'une cinquantaine de kilomètres de la structure Sillon houiller - Anomalie magnétique du Bassin de Paris (Grolier et Letourneur, 1968 ; Weber, 1973) résulte de cette tectonique. Le cisaillement cassant, donnant la physionomie actuelle du Sillon houiller, débute dès le Stéphanien, en jeu senestre, créant ainsi des dépressions locales fortement subsidentes, du fait de mécanismes en "trans-tension", "pull-apart" et "extension" (Gélard *et al.*, 1986).

1) L'initiation des dépressions et le début de leur remplissage.

Sous l'effet du régime tectonique compressif N-S en vigueur depuis le début du Stéphanien, le fonctionnement senestre du Sillon houiller d'orientation moyenne N 20° E, provoque, du fait de ses courbures, des mécanismes en trans-tension. C'est ainsi que se créent les dépressions de Noyant, Saint-Eloy-les-Mines et Messeix (fig. 2).

Les mylonites du socle encadrant ces bassins houillers montrent à l'échelle décamétrique, outre la direction prépondérante N 20° E du Sillon lui-même, une fracturation compatible avec les systèmes de Riedel, formant des angles voisins de 15° et 75° sur le plan de cisaillement principal.

Dans les zones particulières que sont les zones d'inflexion du Sillon et dans lesquelles vont apparaître les mécanismes en transtension, ces réseaux de fractures obliques vont fonctionner en failles normales, individualisant ainsi des aires isosubsidentes qui piègent la sédimentation houillère datée du Stéphanien B (fig. 2A). Cette sédimentation est souvent précédée par un épisode volcanique.

Ces phénomènes sont bien visibles dans le bassin de Messeix (Robert, 1985 ; Gélard *et al.*, 1986) pour lequel les cartes d'isopaques montrent des gouttières d'accumulation ou des rides de non accumulation selon des directions compatibles avec un compartimentage du socle. Ce compartimentage peut être expliqué par une fracturation voisine des systèmes de Riedel induits par le cisaillement senestre général du Sillon houiller.

Le bassin de Decazeville (fig. 3) diffère des trois bassins précédents. Ce bassin est limité au Nord par une zone faillée importante d'orientation NW-SE (terminaison méridionale de la dislocation d'Argentat), à l'Est et à l'Ouest, par deux puissantes zones mylonitiques dont la plus importante (zone occidentale) représente le passage du Sillon houiller.

La compression N-S appliquée sur le canevas des failles bordières, entraîne la formation d'une gouttière orientée N-S par traction E-W induite, piégeant une sédimentation grossière constituant l'assise de Brayes (base du Stéphanien B) à laquelle succèdent d'importants épanchements volcaniques toujours disposés suivant un axe méridien (fig. 3A).

Il apparaît donc dans les quatre bassins étudiés, des variations d'épaisseur nettes et brutales des séries sédimentaires, montrant des axes sédimentaires obliques ou parallèles à la direction générale des bassins. Ceci confirme l'influence prépondérante de la tectonique sur la sédimentation.

2) L'évolution des bassins jusqu'à l'arrêt de la sédimentation.

La compression N-S, ayant induit l'initiation des dépressions à l'origine des futurs bassins de Noyant, Saint-Eloy-les-Mines, Messeix et Decazeville, tourne insensiblement et de manière antihoraire pour atteindre une direction NW-SE au Stéphanien B puis E-W au Stéphanien C (Bonijoly et Castaing, 1984). Cette évolu-

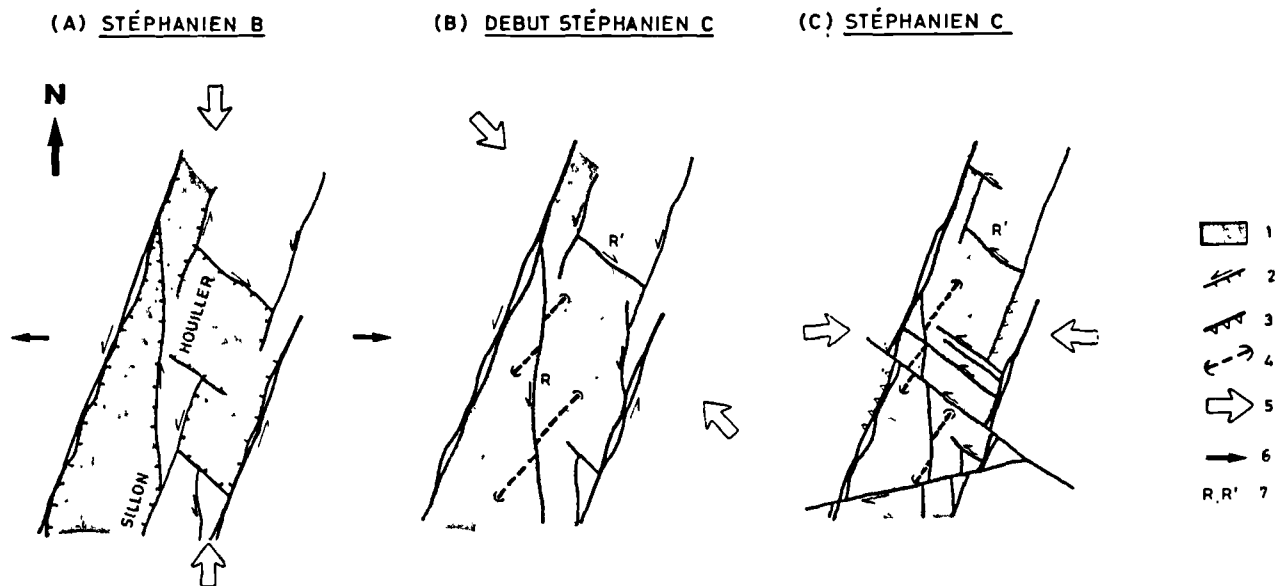


Fig. 2. — Evolution schématique commune des bassins du Sillon houiller : Noyant, Saint-Eloy-les-Mines et Messeix durant le Stéphanien.

1, dépôts houillers. — 2, décrochement et faille normale. — 3, faille inverse. — 4, plis. — 5, direction de la compression. — 6, distension locale. — 7, système de Riedel.

Fig. 2. — Identical schematic evolution of Sillon houiller basins : Noyant, Saint-Eloy-les-Mines and Messeix, during Stephanian times.

1, carboniferous deposits. — 2, strike-slip and dip-slip faults. — 3, reverse fault. — 4, folds. — 5, direction of the main compressional stress. — 6, local distension. — 7, Riedel system.

tion dans le régime tectonique va se répercuter sur la sédimentation des bassins.

En ce qui concerne les trois bassins situés sur le Sillon houiller (Noyant, Saint-Eloy-les-Mines et Messeix), le compartimentage NW-SE du socle amorcé par le jeu en cisaillement senestre du Sillon s'accroît dans les zones où la transtension est encore bien présente. Cette fracturation induite se trouve alors parallèle à la direction de compression et va subir une traction contrôlant la localisation de grabens d'extension. Par ailleurs, dans les zones où la transtension est remplacée par un début de rapprochement des lèvres du Sillon houiller, il y a arrêt de la sédimentation et plissement en échelon du remplissage houiller (fig. 2B). Ces structures plicatives (N 40° E) sont obliques sur l'axe du Sillon houiller (N 20° E) du fait de la persistance de la composante cisailante sénestre.

Lorsque la direction de la compression s'établit suivant un axe E-W au cours du Stéphanien C, il y a arrêt de la sédimentation (les dépôts du Stéphanien C ne sont jamais représentés dans ces bassins). Le serrage intense qui en résulte au niveau du Sillon houiller se répercute dans les bassins par des structures fortement redressées (couches voisines de la verticale), des struc-

tures diapiriques affectant les couches de charbon, des failles inverses induisant des contacts chevauchants entre le socle et le Houiller et des décalages du Sillon houiller suivant des directions conjuguées N 80° et N 130° E décrochantes (fig. 2C). La sédimentation de l'Autunien (bassin de l'Aumance) vient en discordance et cache ces structures dans le Nord du Sillon houiller (bassin de Noyant).

Si la genèse et l'évolution des bassins situés sur le Sillon houiller (structure importante mais simple du socle hercynien) résultent de mécanismes en transtension, celles du bassin de Decazeville, situé à la croisée du Sillon houiller et d'autres structures obliques sont plus complexes. Après la sédimentation grossière de l'assise de Brayes et les épanchements volcaniques (fig. 3A), conséquences probables des mécanismes de traction sur des structures subméridiennes (graben d'extension aux abords des grands décrochements; Dibblee, 1977), le bassin de Decazeville commence à fonctionner en bassin de type pull-apart.

Cette évolution résulte de la progression vers le Sud du horst de Lugan et vers le S-E des failles NW-SE. Le jeu en décrochement dextre des structures NW-SE se transmet au niveau des accidents N-S par

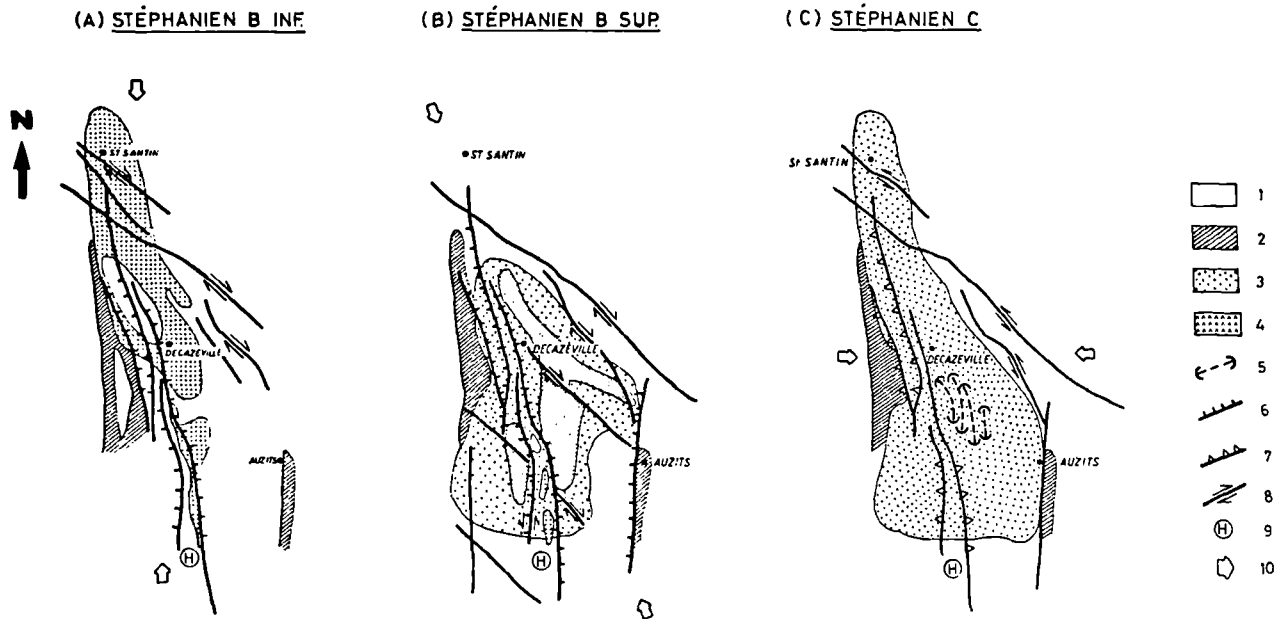


Fig. 3. — Evolution structurale du bassin de Decazeville pendant le Stéphanien (d'après Vetter, 1968, modifié).

Fig. 3. — Structural evolution of Decazeville basin during Stephanian times (according to Vetter, 1968, modified).

un jeu en effondrement. Elles délimitent ainsi des aires de sédimentation globalement losangiques piégeant les dépôts des assises d'Auzits, du Banel et de Campagnac (fig. 3B). La géométrie de ces assises est compatible avec le début de rotation en direction NW-SE de la direction de raccourcissement, permettant le fonctionnement des failles NW-SE en failles normales à composante dextre. Le fonctionnement en "pull-apart" vrai du bassin de Decazeville s'accomplit lors du dépôt de l'assise du Bourran. Ce changement dans la direction de compression est illustré par l'arrêt de tout épanchement volcanique le long des accidents N-S qui jouent alors en décrochements senestres, par l'abandon total des marges constituées par les zones mylonitiques méridiennes et par la localisation des dépôts au centre du bassin entre les failles NW-SE.

Au Stéphanien C (fig. 3C), la compression E-W resserre les marges du bassin. Elle est responsable des jeux inverses le long des accidents N-S, des plissements (N-S et NW-SE) et de la surrection du bassin avec érosion des dépôts les plus récents, avant la sédimentation discordante des grès de l'Autunien à l'Est.

B) EXEMPLE D'UN ACCIDENT E-W : la faille de Graissessac et son bassin associé.

1) Généralités.

Le bassin de Graissessac, de direction orthogonale à celle des bassins décrits précédemment, résulte d'événements tectono-sédimentaires contemporains des bassins subméridiens.

En effet, son contenu est daté par une flore abondante du Stéphanien moyen (Stéphanien B) assez élevé. Le remplissage est grés-conglomératique ou grésopélitique et quelques couches de charbon s'intercalent dans cette série détritique. On distingue classiquement deux zones isopiques séparées par un seuil : les cuvettes occidentales et orientales (Becq-Giraudon, 1972).

Le bassin de Graissessac se situe sur une zone tectonique tout à fait particulière correspondant à la limite entre la zone axiale et le versant nord de la Montagne Noire. Cette zone axiale forme un vaste bombement anticlinal d'axe E-W alors que les unités cambro-ordoviciennes du versant nord sont superposées en "nappes-écailles" par l'intermédiaire de contacts anormaux NE-SW. La limite entre ces deux domaines de socle est tectonique, orientée E-W, et constitue le trait structural majeur de la région le long duquel se dispose le bassin stéphanien. Ce grand accident, reconnu comme un décrochement tardi-hercynien majeur par Arthaud et Matte (1975), montre un jeu dextre important voisin d'une quinzaine de kilomètres (Donnot *et al.*, 1984). C'est ce jeu qui est responsable de la localisation et la genèse du bassin houiller (Arthaud *et al.*, 1977).

2) Initiation de la dépression et évolution du bassin.

Après les événements éohercyniens et hercyniens correspondant à la mise en place des nappes suivie par un épisode de plis droits et de décrochements ductiles, le bâti s'élève dans le niveau structural supérieur et la déformation devient cassante (Vernay, 1982).

a) Stéphanien A.

La compression N-S n'est pas individualisée dans cette zone et aucun dépôt houiller n'est présent.

b) Stéphanien B.

La compression N-S évoluant en direction NW-SE permet le jeu en décrochement dextre du faisceau d'accidents de Graissessac (fig. 4A, 4B). Ce jeu entraîne la déformation des unités du versant nord de la Montagne Noire qui sont laminées suivant une direction E-W, verticalisées et plissées contre ce décrochement. Le jeu décrochant se poursuit sur la faille majeure et ses satellites. Il induit deux zones subsidentes séparées par un seuil : la cuvette occidentale et la cuvette orientale.

La cuvette occidentale est localisée dans un sillon étroit situé entre l'accident du Péras et la faille de Graissessac. Les aires de dépôts s'installent préférentiellement sur des masses dolomitiques érodées et karstifiées alors que les hauts-fonds, constitués de lames verticales de grès ou d'alternances grés-carbonatées, sont limitées par des failles E-W.

Sédimentologiquement, les séries stéphanien sont constituées d'unités contrastées qui démontrent l'intense activité tectonique des hauts-fonds. Durant le dépôt des séries inférieures (Becq-Giraudon, 1972), l'activité de ces hauts-fonds semble assez faible (milieu fluviatile). Ensuite, elle s'intensifie pendant le dépôt des séries intermédiaires et le jeu en décrochement dextre de la faille du Péras permet l'apport de détritiques grossiers au classement inexistant. Il s'agit de coulées boueuses dans lesquelles s'intercale une série schisto-gréseuse. Les aires de sédimentation progressent vers le Sud et dépassent les hauts-fonds du Bessou et de la Salesse qui limitaient les séries inférieures. Enfin, lors du dépôt des séries supérieures, l'activité tectonique des hauts-fonds s'atténue, les aires de sédimentation progressent toujours vers le Sud jusqu'à atteindre la faille limite nord de la zone axiale et montrent une série houillère à couches d'antracite (couches de Plaisances-Pâbo).

La cuvette orientale se situe dans un contexte structural différent. Sa localisation est contrôlée par des failles disposées *en queue de cheval* qui permettent l'amortissement du décrochement important situé plus à l'Ouest. Ces accidents, dont l'orientation devient WNW-ESE, subissent alors une traction induite par la compression NW-SE (jeu normal-décrochant). Le long de ces accidents, l'activité tectonique est moindre et

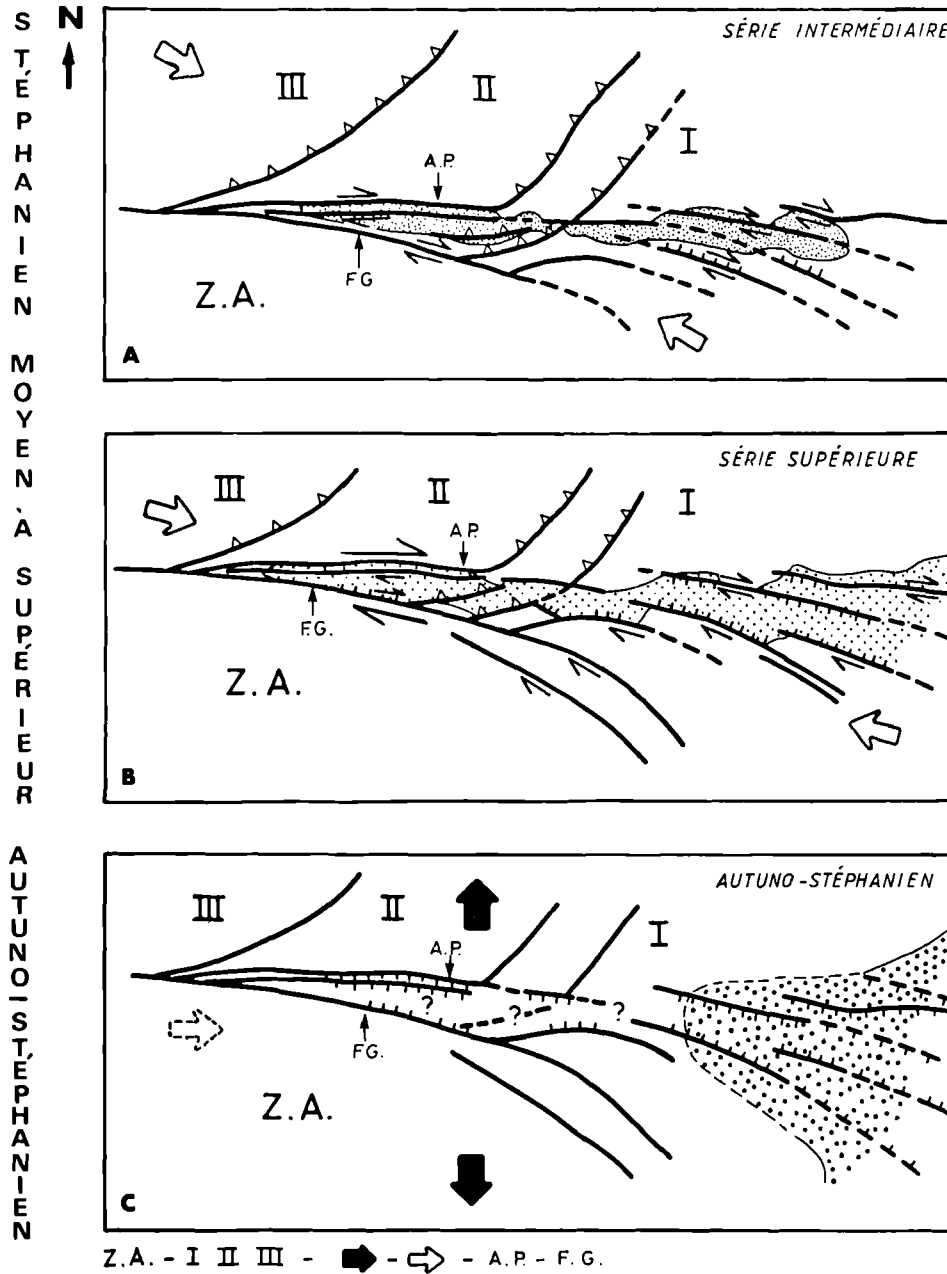


Fig. 4. — Evolution structurale du bassin de Graissessac pendant le Stéphanien. Z.A., zone axiale. — I, unité d'Avène-Mendic. — II, unité de Mélagues. — III, unité de Brusque. — Flèche noire : direction de la distension. — Flèche blanche : direction de la compression. — A.P., accident du Péras. F.G., faille de Graissessac.

Fig. 4. — Structural evolution of the Graissessac basin during Stephanian times. Z.A., Axial zone. — I, unit of Avène-Mendic. — II, unit of Mélagues. — III, unit of Brusque. — Black arrow : direction of the extensional stress. — White arrow : direction of the compressive stress. — A.P., fault of Péras. F.G., fault of Graissessac.

ce dispositif géométrique permet la subsidence de blocs plus importants qui entraîne des dépôts de plus faible énergie (milieu fluvio-lacustre). On ne retrouve pas les saccades de la cuvette occidentale et une série houillère se dépose avec de nombreuses couches de charbon épaisses et régulières.

Le modèle tectonique (fig. 4A, 4B) permet d'intégrer les différentes données sédimentologiques. Il permet d'expliquer le déplacement du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest des aires de sédimentation mais également l'affinement des dépôts détritiques d'Ouest en Est (Becq-Giraudon, 1972). La cuvette occidentale s'apparente à une véritable zone en tension dans laquelle se déposent des séries de haute énergie alors que la zone occidentale s'installe sur une zone où dominent les phénomènes d'effondrement résultant d'une traction induite par la compression NW-SE.

c) *Stéphanien C.*

La contrainte devient E-W, parallèle au bassin mais n'entraîne aucune subsidence datable de celui-ci.

d) *Autuno-Stéphanien.*

La relaxation progressive de cette contrainte permet l'établissement de la distension N-S permienne. Elle entraîne un effondrement du bassin et affecte toutes les failles E-W à WNW-ESE (fig. 4C). Cet événement est responsable de la légère discordance angulaire entre Stéphanien et Autunien, à la base duquel se produisent des ravinements.

C) LE PASSAGE STEPHANO-AUTUNNIEN : discordance ou continuité ?

La limite entre Stéphanien et Autunien constitue un sujet qui a fait couler beaucoup d'encre. Le développement de méthodes telles que la palynologie, la paléobotanique et la sédimentologie, a permis d'analyser en détail le passage entre ces deux étages. Au point de vue paléontologique, la coupure qui était décrite comme un changement radical de l'affinité des flores (flores hygrophyles stéphanien, flores méso à xérophyles autuniennes), n'a plus lieu d'être maintenue puisqu'il est démontré actuellement que ces flores coexistent dans la partie supérieure du Stéphanien. Il s'agit d'une transition qui dépend plus des conditions de dépôts que de l'apparition de nouvelles flores. Une conclusion importante des travaux menés par les paléobotanistes et palynologistes est " d'inclure le faciès Autunien dans les formations terminales de l'étage Stéphanien " (Doubinger et Langiaux, 1982).

D'un point de vue sédimentologique, cette limite varie également en fonction des lieux d'observation. Dans certains bassins, elle est nette et s'exprime par une discordance (Noyant, Decazeville, Carmaux) alors que, dans d'autres bassins, le passage paraît plus continu (Brive, Lucenay).

La discordance est très nette lorsque l'Autunien recouvre les bassins stéphanien qui ont été fortement plissés ou basculés lors de la dernière compression stéphanienne E-W. Ces bassins sont généralement orientés N-S ou N 20° E (Noyant, Decazeville, Carmaux). La discordance est faible ou le passage entre le Stéphanien et l'Autunien graduel (fig. 5) dans les bassins orientés E-W (Graissessac) qui ont commencé à fonctionner en grabens d'extension sous l'effet de cette compression E-W.

La distension autunienne serait donc hétérochrone à l'échelle du Massif Central et apparaîtrait comme l'expression d'une relaxation de la contrainte principale E-W fini-stéphanienne. Le passage entre la compression stéphanienne et la distension autunienne s'intègre ainsi dans un continuum tectonique particulièrement bien exprimé au niveau de bassins E-W stéphanien (fig. 5). Cette conclusion s'accorde avec les données des stratigraphes cités plus haut.

CONCLUSION

L'évolution dynamique des bassins houillers limniques du Massif Central au cours du Stéphanien s'éclaire à la lumière de la reconstitution des différents régimes tectoniques en vigueur lors de leur formation. La localisation de ces bassins d'orientations souvent perpendiculaires ainsi que la répartition des corps sédimentaires et des plages à charbon à l'intérieur de chacun d'eux attestent de l'existence d'un régime tectonique compressif durant tout le Stéphanien avec rotation antihoraire de la direction de compression qui, de N-S au Stéphanien inférieur, devient E-W au Stéphanien terminal.

Il est possible d'intégrer l'ensemble de ces données dans un contexte plus général permettant de mieux appréhender le processus d'une rotation des contraintes aussi rapide au cours d'une période aussi brève (10 MA). Le contexte géodynamique utilisé résulte des nombreux travaux effectués pour la reconstitution de la chaîne varisque et le schéma pris en compte est celui d'Arthaud et Matte (1977).

En postulant que :

— la région étudiée se situe dans une vaste zone de cisaillement reliant les Appalaches à l'Oural (Arthaud et Matte, 1977), chaînes actives jusqu'au Permien ;

— les grands décrochements qui structurent cette zone sont des accidents majeurs le long desquels se concentre l'essentiel de la déformation ;

— dans la région prise en compte, le passage Carbonifère inférieur et moyen - Carbonifère supérieur correspond au passage d'un niveau structural profond à moyen (déformation ductile) à un niveau structural supérieur (déformation cassante).

Il apparaît que la contrainte tectonique majeure s'appliquant aux limites du système et gardant une orientation constante durant au moins tout le Carbonifère moyen et supérieur puisse subir, dans la zone de cisaillement Appalaches-Oural, des déviations importantes de son orientation suivant le modèle classique d'Anderson (Anderson, 1951 ; Blès *et al.*, à paraître).

En ce qui concerne le Stéphanien, pendant lequel la déformation est cassante, le jeu des décrochements majeurs (faille d'Agadir, Biscaye...) entraîne une réorganisation progressive des régimes de contraintes à leur proximité (fig. 6).

La diminution de l'activité orogénique dans les deux chaînes Appalaches et Oural a pour conséquence une diminution du rejet des grands décrochements

durant la fin du Stéphanien et le début du Permien. Au niveau du Massif Central, la contrainte est donc de moins en moins déviée. De N-S elle devient E-W et correspond alors au régime tectonique existant aux limites du système.

Au Permien, la contrainte compressive décroît dans la zone de cisaillement et il apparaît alors, par relaxation, une distension N-S qui s'exprimera totalement au Permien supérieur durant lequel se constitue la véritable molasse hercynienne.

Remerciements. — Les auteurs remercient très sincèrement J.F. Becq-Giraudon qui a bien voulu relire et critiquer le manuscrit et M. Donnot pour ses avis éclairés sur la géologie du versant Nord de la Montagne Noire.

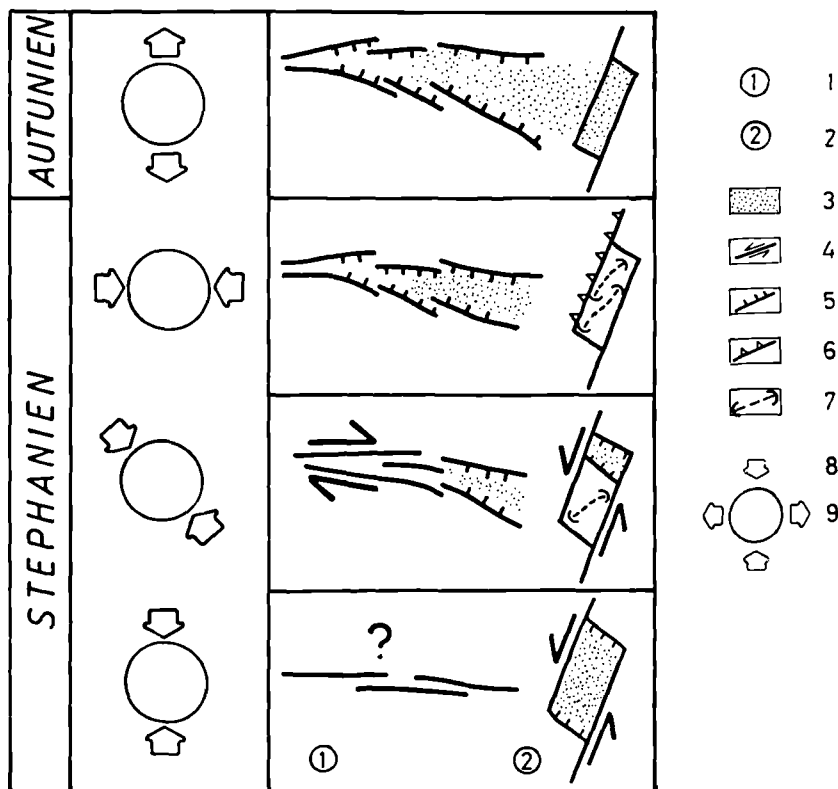


Fig. 5. — Modèle de formation et d'évolution de bassins houillers limniques sur des structures orthogonales. 1, structures E-W. — 2, structures subméridiennes. — 3, sédimentation. — 4, décrochements. — 5, failles normales. 6, failles inverses. — 7, plissements. — 8, direction de compression. — 9, direction de distension.

Fig. 5. — Formation and evolution model of limnic coal bearing basins along orthogonal structures. 1, E-W structures. — 2, submeridian structures. — 3, sediment deposits. — 4, strike-slip faults. — 5, dip-slip faults. 6, reverse faults. — 7, folds. — 8, direction of compression. — 9, direction of distension.

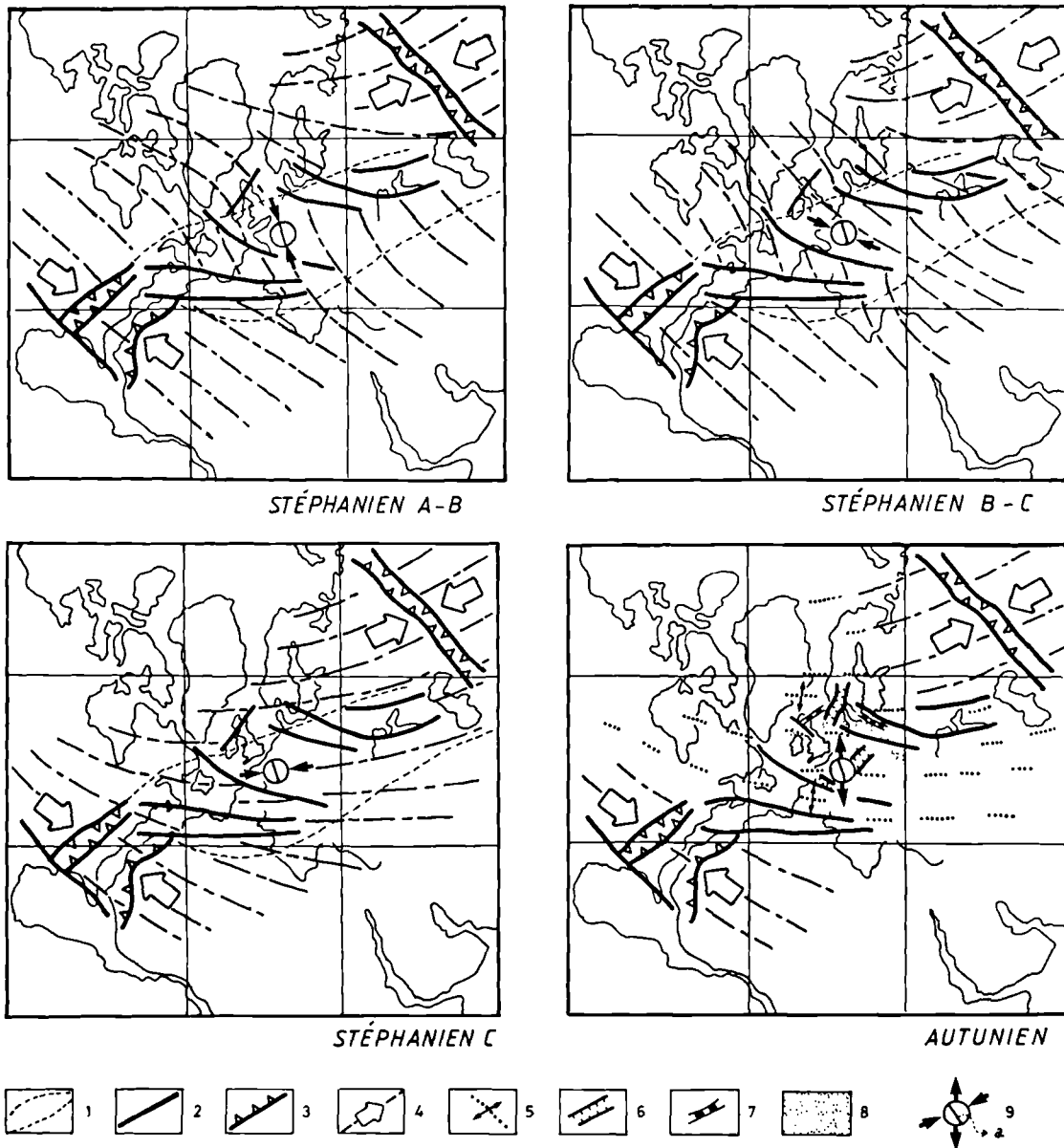


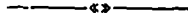
Fig. 6. — Contexte géodynamique du Massif Central français durant l'Autuno-Stéphanien. 1, zone de cisaillement Oural-Appalaches (Arthaud et Matte, 1977). — 2, décrochement. — 3, collision continentale. — 4, trajectoire des contraintes principales. — 5, zones en distension. — 6, graben. — 7, dyke. — 8, dépôts autunien. — 9, direction des contraintes au niveau du Massif Central par rapport au Nord géographique actuel (a).

Fig. 6. — Geodynamic context of the French Massif Central during Autuno-Stephanian times. 1, shear zone between Oural and Appalaches (Arthaud et Matte, 1977). — 2, strike-slip fault. — 3, continental collision. — 4, main stress trajectories. — 5, distensional zones. — 6, graben. — 7, dyke. — 8, Autunian deposits. — 9, direction of tectonic stress in the Massif Central in relation with the actual geographic North (a).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AUTRAN A., CASTAING C., DEBEGLIA N., GUILLEN A., WEBER C. (1986). — Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. II, n° 1, p. 125-141.
- 2) ANDERSON E.M. (1951). — The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edimbourg and London.
- 3) ARTHAUD F., MATTE P. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de corrélation des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, t. 25, n° 1-2, p. 139-171, 8 fig.
- 4) ARTHAUD F., MATTE P. (1977). — Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa : result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, n° 88, p. 1305-1320.
- 5) ARTHAUD F., MEGARD F., SEGURET M. (1977). — Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 1, n° 1. p. 147-188. 24 fig., 1 tabl.
- 6) BARBARIN B., BELIN J.M. (1982). — Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien "Saint-Gervais-L'Hermitage" (Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, t. 294. série II, p. 1377-1380.
- 7) BECQ-GIRAUDON J.F. (1984). — Contribution à l'étude géologique du Bassin houiller de Graissessac (Hérault). Thèse 3^e cycle. Orsay. 66 p., ronéo. 23 fig., 2 pl. h.t., 1 carte.
- 8) BECQ-GIRAUDON J.F. (1984). — Le bassin de Graissessac. in Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du B.R.G.M.*, n° 125 et n° 126, vol. 1. p. 45-46. vol. 2. Pl. S4.
- 9) BLES J.L., BONIJOLY D., GROS Y. (1982). — Apport de l'analyse structurale à la connaissance des gîtes filoniens. *Bull. B.R.G.M.*, (2), II, n° 4. p. 427-436.
- 10) BLES J.L., BONIJOLY D., CASTAING C., GROS Y. (à paraître). — Evolution des contraintes dans le Massif Central français depuis la fin de l'Hercynien.
- 11) BONIJOLY D., CASTAING C. (1983). — Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif Central français en régime compressif. In "Tectonique cassante en distension et coulissement". *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CIII, p. 187-199.
- 12) BONNION S. (1983). — Structuration du Bassin houiller de l'Aumance (Allier). Analyse structurale des dépôts de charbon et de stérile. Géophysique. Thèse de 3^e cycle. Dijon.
- 13) CASTAING C., HOTTIN A.M. (1985). — Apports de l'étude pétrostructurale des carottes de socle dans l'interprétation géodynamique de l'AMBP. Hypothèse d'un rift dévonien refermé au Carbonifère. Documents B.R.G.M., n° 95-2.
- 14) CHOUKROUNE P., GAPAIS D., MATTE Ph. (1983). — Tectonique hercynienne et déformation cisailante : la faille ductile senestre de la Marche (Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, t. 296, sér. II, p. 859-862.
- 15) CROWELL J.C. (1974). — Origin of late cenozoic basins in southern California. *Tectonics and Sedimentation*, p. 190-204. Edited by William P. Dickinson, Stanford University.
- 16) DELFOUR J., DISNARD P., LECUYER E., LEMIERE B., MOINE B., PIBOULE M., PICOT P., PLOQUIN A., TEGYEVY M. (1984). Etude du gîte de pyrite de Chizeuil (Saône-et-Loire) et son environnement volcano-sédimentaire dévonien et dinantien. Doc. B.R.G.M., n° 73.
- 17) DIBBLEE T.W. Jr (1977). — Strike slip tectonics of the San Andreas fault and its role in cenozoic basin evolution. In late Mesozoic-Cenozoic sediment. *Tectonics California. Short course. Bakerfield San Joaquin Geol. Soc.*, p. 26-38.
- 18) DONNOT M., GUERANGE B. (1978). — Le synclinal cambrien de Brusque. Implications stratigraphiques et structurales dans les monts de l'Est de Lacauque (Tarn, Aveyron, Hérault), versant Nord de la Montagne Noire. *Bull. B.R.G.M.* (2), sect. I. n° 4. p. 333-363, 4 fig., 2 pl. h.t.
- 19) DONNOT M. (1984). — In notice explicative de la feuille de Bédarieux à 1/50.000 par S. Bogdanoff, N. Donnot, F. Ellenberger. B.R.G.M., éd.
- 20) DOUBINGER J., LANGIAUX J. (1982). — Un faux problème : la limite Stéphaniens/Autunien. *C.R. Ac. Sc.*, t. 294. sér. II, p. 395-398.
- 21) FEYBESSE J.L. (1981). — Tectonique et microtectonique de la région de Laroquebrou. Rôle de la déformation ductile et évolution du Sillon houiller. Thèse 3^e cycle. Clermont-Ferrand.
- 22) GAGNY C., SIDER H., GODINOT A. (1981). — Mise en évidence d'une tectonique tangentielle sudète dans les formations paléozoïques du Beaujolais méridional (NE du Massif Central français). *C.R. Ac. Sc.*, t. 293. sect. II, p. 1007-1010.
- 23) GELARD J.P., CASTAING C., BONIJOLY D., GROLIER J. (1986). — Structure et dynamique des Bassins houillers limniques du Massif Central. *Mém. spécial. Soc. Géol. Fr.*, N.S., N° 149.
- 24) GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968). — L'évolution tectonique du grand Sillon houiller du Massif Central français. C.E. XXIII, Int. Géol. Congr., vol. 1, p. 107-116.
- 25) GUILLOT P.L., AUTRAN A. (1984). — L'évolution polyphasée siluro-carbonifère de l'orogène varisque en France. In Maroc et l'orogénèse paléozoïque. *Mém. Serv. Géol. du Maroc* (sous presse).
- 26) LEROUGE G. (1984). — Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du Sud du Bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle. Orléans.

- 27) LEROUGE G., QUENARDEL J.M., ROLIN P. (1984). — La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (N-W du Massif Central français). In Symposium "Le Maroc et l'orogénèse paléozoïque", P.I.C.G. n° 27, Rabat, août-septembre 1983. *Mém. Serv. Géol. du Maroc* (sous presse).
- 28) MARTEAU P. (1983). — Le bassin permo-carbonifère d'Autun. Stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Documents B.R.G.M., N° 64.
- 29) PAQUETTE Y. (1980). — Le bassin autunien de l'Aumance. Sédimentologie (charbons, cinérites), tectonique syndiagénétique. Thèse 3^e cycle, Dijon.
- 30) PIN C. (1980-1981). — Données microstructurales sur les terrains métamorphiques de la série du Lot. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 1, n° 4, p. 293-313.
- 31) ROBERT P. (1985). — Le Bassin stéphanien de Messeix-Singles (Puy-de-Dôme). Structuration, dynamique du remplissage, pétrographie (cinérites, argiles, anthracites). Thèse Dijon.
- 32) VALETTE C.O. (1983). — Karsts et filons à fluorine dans le faisceau synclinal du Morvan: le gisement d'Argentolle (Saône-et-Loire, France). Documents B.R.G.M., n° 58.
- 33) VALLE B. (1984). — Structuration du Bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphanien et place du charbon. Tectonique précoce et tardive. Thèse Dijon.
- 34) VERNAY P. (1982). — Contribution à l'étude tectonique et microtectonique du métallotecte: fractures tardi-hercyniennes dans le cas des filons de la Montagne Noire (Sud du Massif Central français). Thèse 3^e cycle, Univ. Montpellier (U.S.T.L.), 182 p.
- 35) VETTER P. (1968). — Géologie et paléontologie des Bassins houillers de Decazeville, de Figeac et du détroit de Rodez. Thèse Sci. Nat., 2 vol., 637 p. Imp. Moderne, Aurillac.
- 36) WEBER C. (1973). — Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M.*, sect. 2, n° 2, p. 219-343.



Arguments géophysiques pour une tectonique cassante en Campine (Belgique), active au Paléozoïque supérieur et réactivée depuis le Jurassique supérieur

Geophysical exploration in the Campine basin (Belgium) : elements for the recognition of multiphase structural deformation and strike-slip faulting

par J. BOUCKAERT (*) et M. DUSAR (*)

Résumé. — Afin d'estimer les réserves de charbon encore accessibles du gisement houiller de Campine et de connaître les structures géologiques, une campagne sismique accompagnée de forages a été menée dès 1979, au front nord des exploitations actuelles. L'interprétation des données a également permis de clarifier quelques problèmes paléogéographiques et tectoniques.

Les grès de Neeroeteren, d'âge westphalien D, constituent le dépôt terminal du gisement houiller de la Campine. Par ses caractéristiques pétrophysiques, il forme un réservoir potentiel d'hydrocarbures, surtout dans le Graben de Roermond. Son extension vers le nord-ouest est limitée par le soulèvement de roches d'âge westphalien plus ancien qui sont directement recouvertes par des roches du Permo-Trias. Sa capacité en tant que réservoir diminue aussi dans la même direction.

La déformation structurale du gisement houiller de la Campine est polyphasée mais son ampleur est faible. Le houiller campinois appartient à l'avant-pays varisque et est caractérisé par une tectonique de blocs à faible rejet. La structuration dominante s'est produite lors de la phase néo-cimmérienne par le soulèvement du Massif du Brabant et l'enfoncement du Graben de Roermond. Des déformations ultérieures ont surtout affecté le graben et sa bordure.

Il est suggéré que le linéament de Gruitrode correspond à une flexure synsédimentaire qui se serait transformée en un décrochement dextre lors de la déformation varisque. Ce décrochement, quoique de première importance en Campine, n'est sans doute pas un phénomène unique. Le linéament est à mettre en relation avec la faille bordière qui délimite la partie méridionale du Massif du Brabant.

Abstract. — *Prospection of the Campine coal mining basin by means of seismics and boreholes since 1979 was aimed at the evaluation of accessible coal reserves and their structural outline. Data obtained so far in the northeastern Campine also provide new insights in long existing paleogeographic and tectonic problems.*

The Westphalian D Neeroeteren sandstone constitutes the terminal deposit of the coal measures in the Campine. Its reservoir characteristics may be enhanced inside the Rur Valley Graben. Extension towards the north west is limited by the uplift of older Westphalian strata underneath the Permo-Triassic cover. The depositional environment probably rapidly changes in the same direction leading to a reduction in frequency and thickness of coarse grained sandstone beds.

Structural deformation of the coal measures has been recurrent though weak till recent times. Variscan deformation resulted in block faulting, even at small scale. The major structural characteristics of the Campine basin at the transition of an uplifted Brabant Massif and a downwarped Rur Valley Graben date from Late Cimmeric times. More recent deformation has little effect away from the graben-rim.

It is suggested that the Gruitrode lineament which acted as a flexure in Late Westphalian times constitutes an important albeit not unique variscan dextral strike slip fault linked with the border fault south of the Brabant Massif.

(*) Service géologique de Belgique, rue Jenner, 13, B 1040 Bruxelles.

I. — CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA CAMPINE

La Campine se situe au nord-est de la Belgique et se poursuit au-delà de la frontière avec les Pays-Bas. Le bassin de Campine dans son concept géologique coïncide pratiquement avec la région géographique et se poursuit également au-delà des frontières néerlandaise et allemande (fig. 1). Il est recouvert de sables pléistocènes d'origine glaciaire ou de graviers provenant du démantèlement des terrasses de la Meuse et du Rhin datant de la même époque.

Le bassin de Campine, situé au nord-est du Massif du Brabant, se caractérise essentiellement par l'enfoncement graduel des séries sédimentaires, allant du Dévonien au Néogène. Ces séries sédimentaires descendent en gradin vers le Graben du Rhin. Le bassin campinois et le Graben de Roermond constituent la partie occidentale du Graben du Rhin. D'un point de

vue stratigraphique, nous distinguerons trois grandes séries sédimentaires reposant en discordance les unes sur les autres et sur le soubassement calédonien du Massif du Brabant. La première série, d'âge dévono-carbonifère (épaisseur maximale 6 000 m), est surmontée par la seconde série, d'âge permien supérieur à jurassique inférieur (épaisseur maximale 1 500 m). La troisième série, d'allure subhorizontale et d'âge crétacé supérieur-tertiaire (épaisseur maximale 1 200 m), repose à la fois sur la première et la seconde série (fig. 2). La zone d'exploitation du houiller se situe à des profondeurs comprises entre 500 et 1 000 m.

II. — STRATIGRAPHIE ET STRUCTURE DU WESTPHALIEN

Le Westphalien de Campine est essentiellement formé de molasses qui se sont déposées dans des bassins paraliques d'avant-pays varisque. Son épaisseur

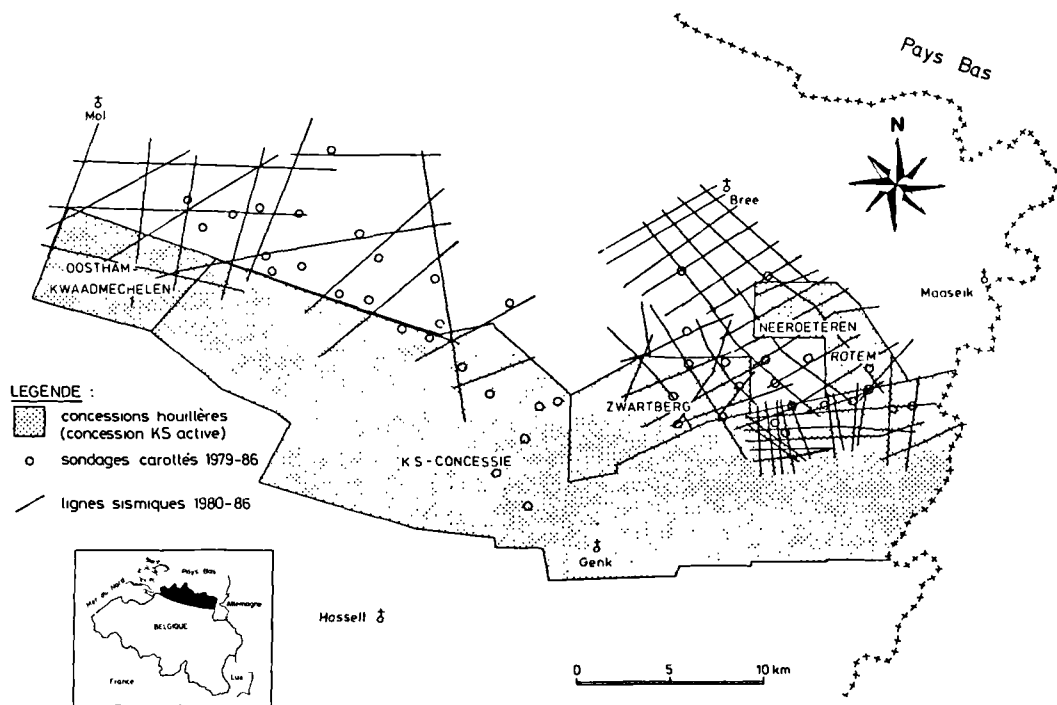


Fig. 1. — Localisation du gisement houiller exploité en Campine (K.S.) et de la campagne de prospection commencée en 1979. Deux zones distinctes d'exploration, l'une est située à l'est entre le front d'exploitation et le Graben de Roermond; l'autre est située à l'ouest. Une campagne sismique prévue en 1987, se fera dans la partie centrale et permettra de réaliser la liaison entre les deux zones.

Fig. 1. — Localisation of the coal mining concessions and of recent coal exploration in the Campine. Exploration for coal is concentrated in the eastern part of the Campine north of the mining area (K.S. concession) where Upper Carboniferous (Westphalian) coal measures have been preserved at mineable depths. It is carried out by the mining company K.S. and by the Belgian Geological Survey. Two distinct exploration areas can be recognised. A seismic survey planned for 1987 will fill the remaining gap.

totale peut atteindre 3 000 m. Ces sédiments déposés dans un environnement fluvio-deltaïque forment des séquences cycliques. Des invasions marines interrompent brusquement ces séquences et créent des mégaséquences d'environ 150 m. Outre les horizons marins, les tonstein d'origine volcanique (cinérites) constituent des niveaux repères et forment la base de la subdivision stratigraphique du Westphalien (fig. 2).

Les couches de houille dans le Westphalien sont très nombreuses, en moyenne une couche par stampe de 15 m. Leurs épaisseurs ne dépassent guère 2 à 3 m.

Les variations latérales sont telles, que sur les 62 couches exploitables du Westphalien A à C basal, seules 2 couches ont été exploitées en continu à travers les sept sièges d'extraction (actuellement réduits à deux sièges).

Généralement, les formations carbonifères présentent un faible pendage ($\sim 10^\circ$) d'azimut nord et sont déplacées par un réseau de failles normales à dominance NW-SE avec des directions conjuguées. Ce réseau de failles délimite ainsi les panneaux d'exploitation.

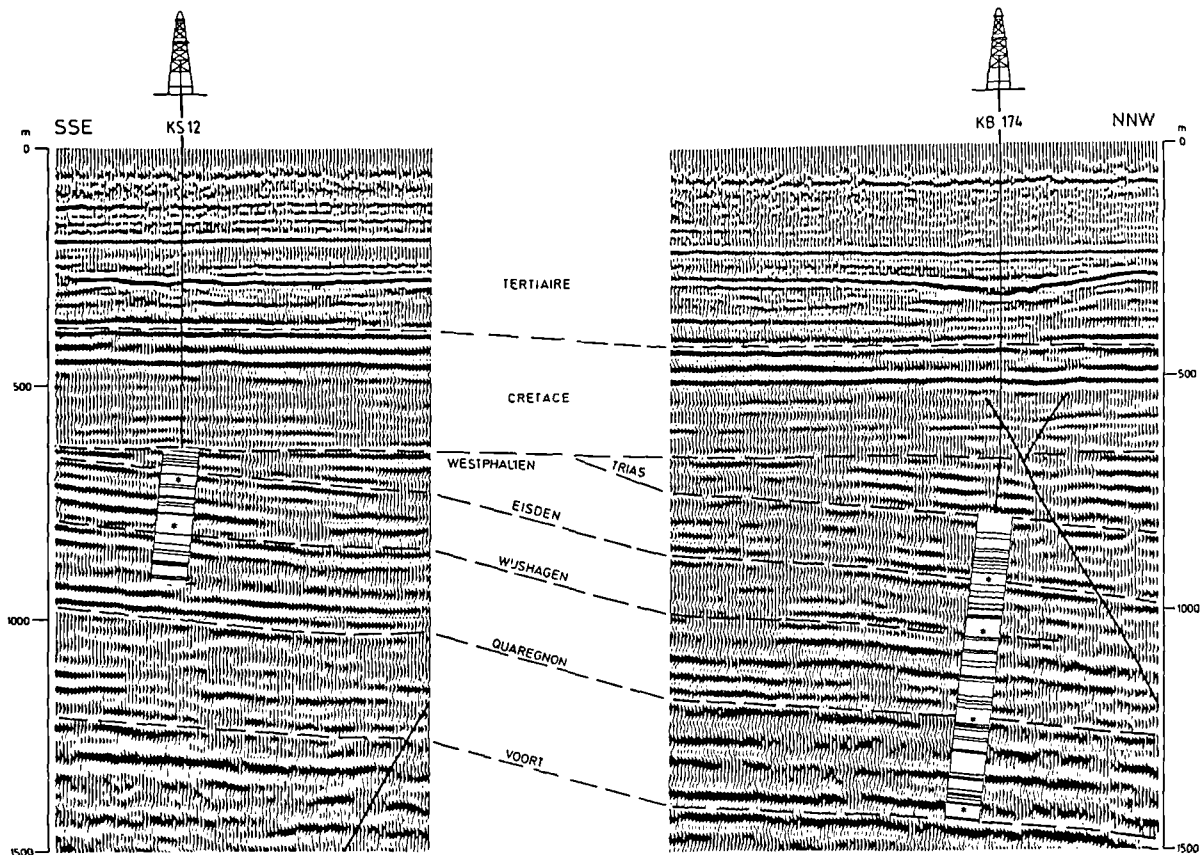


Fig. 2. — Profils sismiques avec interprétation stratigraphique (profondeur réelle). Une subdivision des séquences westphaliennes sur les profils sismiques est rendue possible par corrélation avec les sondages carottés (distance entre les deux sondages : 3 km). Dans le Westphalien, ce sont les niveaux repères tels que les horizons marins ou volcaniques qui servent à la subdivision stratigraphique (Quaregnon = limite Westphalien A/B). Deux discordances angulaires sont observables : la première, asturienne, faible entre le Trias et le Westphalien ; la seconde, néo-cimmerienne, plus importante, entre la couverture créacé-tertiaire et le Westphalien et le Trias.

Fig. 2. — A subdivision of Westphalian sequences on seismic sections is made possible by correlation with well dated boreholes. This allows the recognition and identification of marker horizons such as tonsteins or marine bands shown on the profile (Quaregnon = Westphalian A/B limit). Two unconformities can be observed : a weak asturian unconformity between Triassic and Westphalian, and a stronger neo-cimmerian unconformity between the Tertiary-Cretaceous cover and the Triassic or Westphalian.

III. — EXPLORATION EN COURS

En 1979 débute une campagne d'exploration pour la reconnaissance de l'extension du gisement houiller en dehors de la zone d'exploitation. Elle fut menée conjointement par les houillères " K.S. " et le Service géologique de Belgique. Elle comprend une prospection sismique par réflexion et des forages carottés dans le Westphalien. Cette campagne d'exploration permet à court terme, la préparation des travaux souterrains pour la continuité de la production et à long terme, l'inventaire des réserves non accessibles par les sièges d'extraction existants.

Jusqu'à présent, 50 forages ont traversé le Westphalien jusqu'à des profondeurs de 1 600 m et en moyenne, 500 m de carottes sont prélevées par sondage. Six campagnes sismiques ont été réalisées totalisant 550 km de profils sismiques et couvrant une surface de 320 kilomètres carrés (fig. 1).

IV. — STRATIGRAPHIE SISMIQUE

La stratigraphie sismique permet de reconnaître des grandes unités concordantes séparées par des événements structuraux propres aux bassins sédimentaires tels que les discordances.

Le repérage des mégaséquences du Westphalien sur les profils sismiques est rendu possible par corrélation avec les forages ou les niveaux repères tels que les horizons marins sont bien identifiés et datés (fig. 2). Cette corrélation est fondée sur des mesures de vitesse sismique et d'impédance acoustique en forage.

En ce qui concerne l'étude des morts-terrains sub-horizontaux, d'origine essentiellement marine, les limites entre les formations sont de parfaits réflecteurs qui peuvent être ainsi suivis de profil à profil sur de grandes distances. Des transgressions provoquent de légères discordances qui ne sont perceptibles que sur les profils sismiques qui ont été comprimés (réduction de l'échelle des distances et augmentation de l'échelle des hauteurs). Des perturbations locales comme le chenal rempli de sédiments éocènes (sondage 174 vers 300 m, fig. 2) sont rares mais remarquables. Elles sont probablement liées à des phénomènes de tectonique d'effondrement, le long de failles normales réactivées.

Le Westphalien est caractérisé par l'alternance de roches grésoschisteuses et de couches de houille. Ces dernières sont d'excellents réflecteurs sismiques parce que leur impédance acoustique est nettement différente de la roche encaissante. Chaque couche de houille peut être mise en évidence si la distance qui les sépare est importante, ce qui est rarement le cas en Campine (fig. 3, flèches). En effet, les couches de houille sont souvent très rapprochées et, de ce fait, un réflecteur traduit plutôt la présence d'un ensemble de couches. La qualité des réflecteurs est fortement influencée par la succession des puissances des couches de houille

au sein de ces ensembles : une augmentation des puissances vers le bas semble renforcer le signal sismique. La fréquence des réflecteurs, par contre, diminue avec la profondeur. Il est aussi évident que les variations latérales dans la composition des roches et dans l'épaisseur des couches de houille et leurs disparitions graduelles par érosion sous la couverture récente auront un effet négatif sur la continuité des réflecteurs et sur l'interprétation géologique. Nous avons également observé que lorsqu'un ensemble de couches est surmonté par un niveau à faune marine ou lacustre, le réflecteur est mieux mis en évidence que lorsque ce même ensemble est surmonté par un niveau à végétaux (fig. 2).

V. — EXTENSION DU GRES DE NEEROETEREN

Le sommet du Westphalien en Campine est formé par les grès de Neeroeteren d'âge Westphalien D. Stockmans et Willière, en 1975, ont identifié au sondage 117, *Neuropteris ovata* qui marque la limite entre le Westphalien C et D (fig. 3). Cette limite se situe à ~ 50 m sous la base du grès de Neeroeteren (Dusar et Houleberghs, 1981). Il est connu depuis 1944 (Renier, 1945) et est caractérisé par la répétition de grès grossiers de teinte claire, à composition subarkosique, avec des cristaux de kaolinite vermiculaire dans les pores interstitiels. La porosité (moy. 18 %) et la perméabilité (moy. 200 mdarcy) sont élevées et ces caractéristiques en font un réservoir potentiel d'hydrocarbures ou de fluides géothermiques. Le milieu de dépôt est de type plaine deltaïque supérieure, transitionnel entre un système fluvial à méandres et un système anastomosé. Les niveaux grossiers représentent des remblaiements de chenaux divaguants, peu profonds (Gullentops, Bolle et Wouters, 1987, sous presse). Vers le sud et le sud-est, le grès de Neeroeteren a été reconnu dans une zone assez restreinte (fig. 4) et disparaît graduellement par abrasion sous la couverture du Crétacé.

Vers le nord, sa composition et son extension sous la série permo-triasique restent encore inconnues mais les recherches sismiques apporteront ultérieurement d'importantes informations.

L'épaisseur maximale reconnue en sismique est de 450 m, ce qui reste bien en-dessous de l'épaisseur maximale reconnue au nord-ouest de l'Allemagne. Les corrélations avec les séquences allemandes se font par comparaison de diagraphies. Toutefois, elles ne sont pas aisées à faire pour deux raisons. La première est due à l'apparition précoce de grès grossiers en Allemagne, la seconde est liée au fait qu'il n'y a pas de concordance pour la limite Westphalien C/D entre les deux pays. En Allemagne, la limite est placée au toit de la veine de Dickenberg qui, en Campine, se situe à 75 m au-dessus de la base du grès de Neeroeteren et

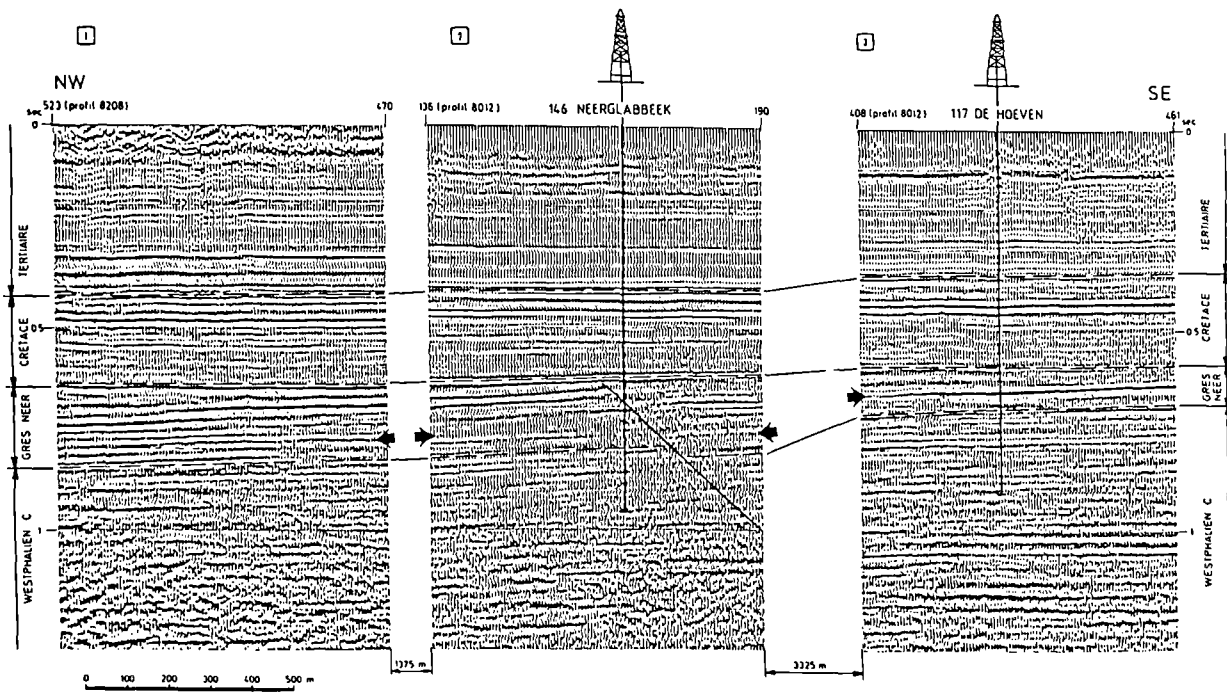


Fig. 3. — Profils sismiques à travers le grès de Nerooeteren (Westphalien D). Les flèches indiquent le toit de la veine de Dickenberg qui correspond à la base du Westphalien D en Allemagne. Le nombre de réflecteurs dans le grès de Nerooeteren augmente vers le nord-ouest.

Fig. 3. — Seismic sections in the Westphalian D Nerooeteren Sandstone indicate a progressive facies change towards the northwest characterised by a reduction in grain size and in bed thickness and by an increase in coal seams, resulting in more high-frequency reflections. Massive sandstones prevailing in the lower part of the Nerooeteren Sandstone result in low-frequency reflections in the southern part of the subcrop zone (parts 2 and 3). The overlying strong reflector (arrows) corresponds to an extensive and regular coal seam doublet equivalent to the Dickenberg seam at the base of the Westphalian D in Germany.

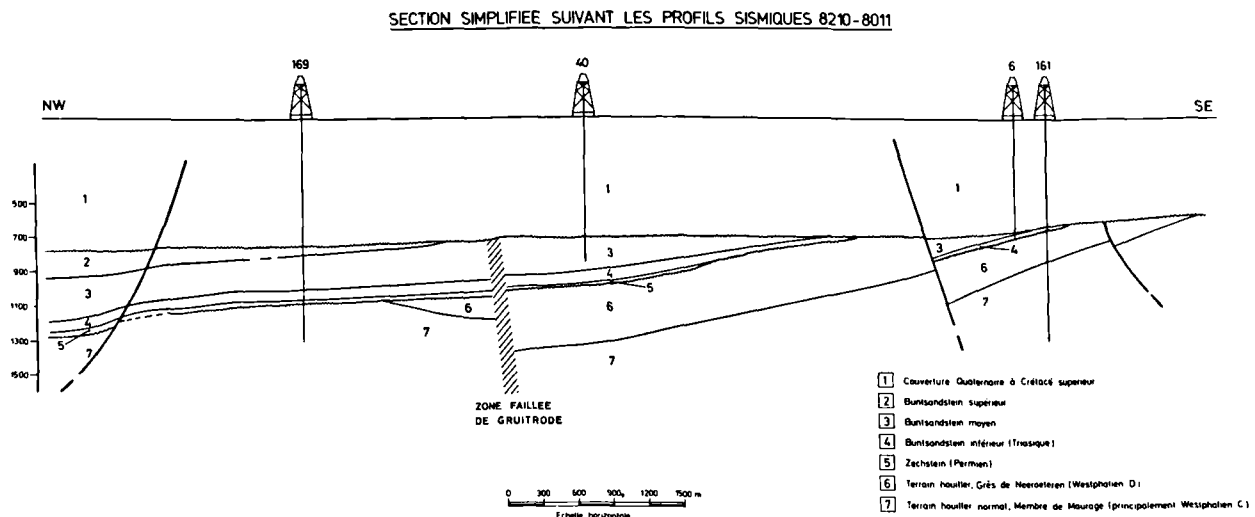


Fig. 4. — Coupe transversale NW-SE illustrant la complexité structurale du bassin de Campine.

Fig. 4. — Geological profile resulting from the interpretation of some NW-SE trending seismic lines from the 1980 and 1982 surveys in the north eastern Campine and revealing the complex structural history of the Campine basin. Unconformities at the base of the Upper Cretaceous and the Upper Permian (Zechstein) constitute the major structural boundaries. The Upper Carboniferous deposits (Westphalian C-D in this area) show gentle folding and faulting and vary considerably in coal reserves, facies distribution and coalification across the Gruitrode fault zone.

donc à ~ 125 m au-dessus de l'apparition de *Neuropteris ovata* (fig. 3, flèches). L'épaisseur totale du Westphalien D allemand est de 675 m (Bässler, Hoyer et Josten, 1971 ; Hedemann *et al.*, 1984).

En comparant les profils sismiques de la figure 3, nous remarquons un changement rapide de lithofaciès vers le nord. Il est caractérisé par une diminution d'épaisseur et une réduction granulométrique des séquences grossières qui vont de pair avec l'apparition de couches de houille, probablement minces (le nombre de réflecteurs augmente vers le nord). Vers le nord-ouest (fig. 4), le grès de Neeroeteren disparaît rapidement pour faire place à une flexure, déjà active lors de la sédimentation (cf. *infra*). Vers le nord-est, les réflecteurs attribués aux grès de Neeroeteren butent contre la faille de Heerlerheide et se poursuivent beaucoup plus profondément dans le Graben de Roermond, probablement sans changement de lithofaciès (fig. 5). Dans la zone explorée, la houillification du grès de Neeroeteren est faible mais son enfoncement dans le Graben de Roermond (le toit du houiller est descendu de 800 m) en fait un prospect d'hydrocarbures très attirant.

VI. — DEFORMATION CIMMERIENNE OU VARISQUE

L'allure générale du gisement houiller exploité en Campine consiste en plateaux inclinés de 10° à 15° vers le nord ou le nord-est, compartimentées par un réseau en bretelles de failles normales dont la direction principale est parallèle à la direction des strates. Le gisement est tronqué par une surface d'abrasion inclinée de 1° à 2° vers le nord, surmontée par la série sédimentaire d'âge crétacé supérieur-tertiaire. L'âge de la déformation du terrain houiller serait post-Westphalien à pré-Santonien (pré-Albien en Rhénanie) sans qu'il soit possible de préciser davantage.

Par contre, dans la zone de prospection située au front nord des exploitations, le houiller est d'abord recouvert par une série sédimentaire d'âge permotriassique, à jurassique inférieur dans le Graben de Roermond, à jurassique moyen au nord de la Rhénanie. Cette série sédimentaire, quoique légèrement discordante sur le Dévono-Carbonifère, présente des pendages similaires à celui-ci (fig. 2) et les failles majeures qui traversent le Dévono-Carbonifère, l'affectent également. Legrand (1961) avait déjà postulé un âge post-jurassique moyen à pré-albien et donc, néo-cimmerien pour la datation de la déformation. Cette phase tectonique serait responsable de l'allure monoclinale du houiller de Campine résultant du soulèvement du Massif du Brabant et de l'enfoncement du Graben de Roermond.

Mais Tys, en 1980, attire l'attention sur les différences considérables dans le niveau stratigraphique au toit du Westphalien sous la surface d'abrasion du

Permo-Trias et sur le fait que les failles présentent des rejets plus grands dans le Westphalien que dans le Permo-Trias. Les failles ont donc été sollicitées deux fois dans le Dévono-Carbonifère. Il conclut ainsi

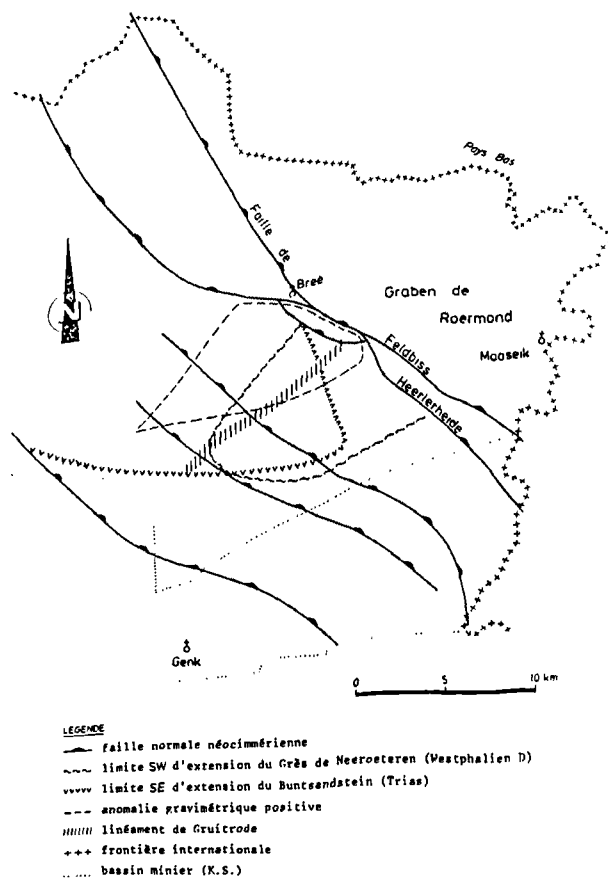


Fig. 5. — Schéma structural de la zone d'exploration. La déformation néo-cimmerienne, responsable du soulèvement du Massif du Brabant et de l'enfoncement du Graben de Roermond, a pour conséquence la création et/ou la réactivation d'un réseau de failles normales de direction générale NW-SE. Le linéament de Gruitrode correspond à une direction essentiellement varisque.

Fig. 5. — Structural outline of the exploration area in the north eastern Campine. The neo-cimmerian deformation is responsible for the uplift of the Brabant Massif to the south of the mining district (K.S.) and the downwarp of the Rur Valley (Roermond) graben to the north. The major faults are parallel to these large tectonic structures. The Gruitrode lineament constitutes a variscan dextral strike-slip fault not reactivated in neo-cimmerian times. It delimitates a gravimetric anomaly and separates the extension areas of the Triassic and the Westphalian D.

à une phase de déformation varisque, post-westphalienne à pré-Zechstein, probablement asturienne avant l'autre phase de déformation néo-cimmérienne. L'érosion varisque a eu pour effet de supprimer 1 000 m de couches à travers le linéament de Gruitrode (fig. 5).

La prospection sismique récente a mis en évidence des discordances angulaires, parfois considérables entre le Westphalien et le Permo-Trias (fig. 4). Elle a, en outre, confirmé le rejeu des failles. Une élimination des effets de la déformation néo-cimmérienne reconstituant ainsi l'allure tectonique varisque, montre la présence de blocs d'un ordre de grandeur kilométrique, bousculés, à pendage varié mais s'enfonçant souvent vers le sud en direction du Massif du Brabant et ondulés près du graben (fig. 4). La surface d'abrasion varisque est plane, alors que la surface d'abrasion néo-cimmérienne fait des bosses au-dessus du Bundsandstein inférieur, plus résistant (fig. 4, voir entre les sondages 6 et 161).

Les aires de préservation structurelle du grès de Neeroeteren (Westphalien D) et des séries permotriasiques ne se couvrent pas mais sont largement séparées suivant le linéament de Gruitrode (fig. 5).

Une inversion tectonique s'est manifestée dès la base de la séquence du Crétacé, s'est poursuivie jusqu'au Maestrichtien et a localement persisté jusqu'au Néogène. Cette inversion s'oppose ainsi à l'enfoncement graduel de la région campinoise durant le Tertiaire et qui a pour effet de neutraliser le rejet de telle sorte que la base du Crétacé se trouve bien souvent, au même niveau des deux côtés de la faille. L'effet de la déformation post-cimmérienne est important dans le Graben de Roermond (Rossa, 1987, sous presse) et son ampleur (200 m d'inversion à Bree : Bouckaert, Dusar et Van de Velde, 1981) diminue en s'éloignant du Graben.

VII. — DEFORMATION SYNSEDIMENTAIRE AU WESTPHALIEN : LE LINEAMENT DE GRUITRODE

Au Westphalien supérieur, l'environnement est formé de bassins paraliques situés sur des blocs tectoniques à subsidence variable comme il a été démontré à l'échelle régionale par Bless *et al.*, en 1977. A une échelle plus restreinte, le bassin campinois belge, des déductions similaires peuvent être faites. Les directions structurales qui délimitent les blocs tectoniques sont à chaque déformation réactivées. Elles ont une origine ancienne puisqu'elles affectent déjà le socle cambrosilurien du Massif du Brabant (Legrand, 1968).

La déformation varisque influence déjà la sédimentation au Westphalien. Ceci a pu être mis en évidence lors de la prospection. Une faille majeure d'origine varisque, de direction SW-NE passant par Gruitrode

oppose des unités tectoniques différentes : monoclinale au sud et anticlinale au nord (fig. 4). Une comparaison entre les sondages 169 (au nord de cette zone faillée, dit linéament de Gruitrode) et 161-168 (au sud de ce même linéament, fig. 4 et 5) apporte les informations suivantes.

— L'épaisseur de la même stampe Westphalien C supérieur passe de 320 m au sud du linéament à 180 m au nord du linéament. C'est la partie basale de la stampe qui accuse le plus la réduction. D'autres sondages proches du linéament, montrent également une réduction d'épaisseur au même niveau stratigraphique, mais de moindre importance. Cela indique des arrêts temporaires de la subsidence sur le bloc septentrional.

— La teneur en houille diminue du sud vers le nord, elle passe de 7,4 % à 6,1 % avec des valeurs intermédiaires pour les sondages proches du linéament.

— Le nombre de couches exploitables (*) diminue de façon encore plus spectaculaire, de 12-18 (soit une couche sur 4-5) au sud, il passe à 2 (soit une couche sur 12) au nord.

— Le toit des couches varie également, il est dominé à 70 % par des associations faunistiques au nord du linéament qui tombent à 45 % au sud. De plus, les grès fluviaux sont pratiquement défaut au nord du linéament.

Ce linéament délimite donc deux aires de subsidence différente pendant le Westphalien C. De ce fait, nous pouvons conclure que le linéament correspondait à une flexure synsédimentaire qui, par ailleurs, n'est guère reconnaissable en sismique.

Il est surprenant de constater que la houillification augmente sensiblement et graduellement vers le nord-ouest. La teneur en matières volatiles diminue de 5 % entre les sondages 161-168 et 169 (fig. 4) et ce, en direction d'une anomalie gravimétrique qui serait peut-être à l'origine de ce phénomène. L'anomalie est connue depuis 1953 (Dusar, 1982). Un levé gravimétrique détaillé est prévu pour 1987.

Le linéament de Gruitrode se poursuit vers le sud-ouest dans la concession houillère "K.S." où il sépare également deux aires de subsidence et de houillification différentes. Comme à Gruitrode, le Westphalien B et C situé au sud-est est plus épais que celui situé au nord-ouest. Par contre, l'inverse est observé pour le Westphalien A. De ce fait, les couches de houille exploitables ne se correspondent plus, de part et d'autre du linéament de Gruitrode dans la zone exploitée. Une baisse de 3 % est observée dans la teneur en matières volatiles. Ici, il n'y a plus d'anomalie gravimétrique pour expliquer la houillification. Delmer, en 1963, a émis l'hypothèse d'un décrochement dextre pour expliquer ce phénomène. Sans doute, un tel décrochement

(*) Une couche est considérée comme exploitable quand le charbon a au moins 90 cm et que le poids des intercalaires stériles ne dépasse pas 50 % du poids de charbon et si elle ne se trouve pas à plus de 1 200 m de profondeur.

a existé à Gruitrode mais il faudra aussi tenir compte de l'existence de l'anomalie gravimétrique. Les recherches menées actuellement apporteront certainement des précisions à ce sujet.

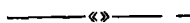
Le linéament de Gruitrode se prolongerait dans le Massif du Brabant. Ce serait lui qui aurait rejoué au Crétacé et au Paléocène dans la région située à l'est de Haute-Gette. Il rejoindrait la faille bordière et méridionale du Massif du Brabant. Rappelons que Legrand

(1968) a mis en évidence un cisaillement dextre d'origine varisque, le long de cette faille bordière, dans la région de Couthuin-Landenne. Il est possible qu'un tel décrochement existe aussi dans la région de Visé-Puth qui se trouve à la terminaison orientale de cette faille bordière.

Remerciements. — Les auteurs remercient M. Mardaga, géologue, qui a bien voulu réviser le texte en français.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BASSLER R., HOYER P. et JOSTEN K.H. (1971). — Le Carbonifère d'Ibbenbüren, du Hüggel et du Piesberg. *Stratigraphie. Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 19, p. 80-83.
- 2) BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., CALVER M.A., GRAULICH J.M. et PAPROTH E. (1977). — Paleogeography of Upper Westphalian deposits in NW Europe with reference to the Westphalian C North of the mobile Variscan belt. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, N.S. 28/5, p. 101-127.
- 3) BOUCKAERT J., DUSAR M. et VAN DE VELDE E. (1981). — Exploration for coal in the Neeroeteren-Rotem area. Preliminary results of a seismic survey carried out December 1980 - January 1981. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 104, p. 281-289.
- 4) DELMER A. (1963). — Carte des mines du bassin houiller de la Campine. *Ann. Mines Belgique*, 1963/6, p. 739-754.
- 5) DUSAR M. et HOULLEBERGHS E. (1981). — De steenkoolverkenningboring van Neerglabbeek (boring 146 van het Kempens Bekken). *Ann. Mines Belgique*, 1981/11, p. 913-1003.
- 6) DUSAR M. (1982). — Exploration for coal in the Belgian Campine. *Public. Natuurhist. Gen Limburg*, 32, p. 27-39.
- 7) GULLENTOPS F., BOLLE L. et WOUTERS L. (1987). — Sedimentology of the Westphalian Neeroeteren Sandstone, Kempen, Belgium. *In: Sedimentation in a synorogenic basin complex. The Upper Carboniferous of North West Europe*. Edit. Kelling et Besly. *Blackie* (sous presse).
- 8) HEDEMANN H.A., SCHUSTER A., STANCU-KRISTOFF G. et LÖSCH J. (1984). — Die Verbreitung der Kohlenflöze des Oberkarbons in Nordwest Deutschland und ihre stratigraphische Einstufung. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 32, p. 39-88.
- 9) LEGRAND R. (1961). — L'épéirogénèse, source de tectonique, d'après des exemples choisis en Belgique. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 22, p. 3-66.
- 10) LEGRAND R. (1968). — Le Massif du Brabant. *Mém. expl. Cartes géol. min. Belg.*, 9, 148 p.
- 11) RENIER A. (1945). — Premiers résultats d'une étude du grand sondage de recherche n° 113 (Neerheide), de Neeroeteren (Limbourg belge). *Verhand. Geol. Mijnb. Genootsch., Geol. Serie*, 14, p. 403-409.
- 12) ROSSA H.G. (1987). — Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Rhenish-Westphalian coal mining area and the Campine. *Ann. Soc. géol. Belg.* (sous presse).
- 13) STOCKMANS F. et WILLIERE Y. (1975). — Sondages n° 113 (Neerheide) et n° 117 (De Hoeven) à Neeroeteren. *Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, 1975/11, 54 p.
- 14) TYS E. (1980). — De geologische structuur van het Steenkoolterrein ten noorden van het ontginningsgebied der Kempense Steenkoolmijnen. *Voorlopige synthese en probleemstellingen. Prof. Paper Serv. géol. Belgique*, 1980/9, 43 p.



Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal) Stratigraphie et contrôle tectonique de la genèse et de l'évolution

Douro coalfield (NW of Portugal) Stratigraphy and tectonic control of its genesis and evolution

par A. PINTO DE JESUS (*)

Résumé. — A partir de l'étude des milieux sédimentaires, de leur évolution et différenciation, l'auteur a établi un modèle génétique et le type de série sédimentaire représentée (série rythmique asymétrique) dans le Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). La paléotopographie, à son tour, a été déduite d'après l'étude des structures sédimentaires (orientation et sens d'apports) et du contrôle tectonique de la sédimentation.

Abstract. — *The depositional model and the type of stratigraphic record present (asymmetric cycle) in the Douro coalfield (NW of Portugal) are established on the basis of depositional environments, their evolution and differentiation. On the other hand, the Palaeotopography is established on the basis of sedimentary structures (palaeocurrent analysis), and of the tectonic control of the sedimentation.*

I. — INTRODUCTION

Cette communication fait la synthèse des résultats des études sédimentologiques, stratigraphiques et structurales du Bassin Houiller du Douro effectuées jusqu'à présent dans le cadre d'une prospection de nouvelles réserves de charbon entreprise par la Empresa de Desenvolvimento Mineiro-EDM, EP. L'intérêt particulier de cette prospection est dû au fait que la seule exploitation de charbon au Portugal se situe, à présent, dans le même bassin, plus particulièrement dans la mine de Germunde exploitée par la Empresa Carbonífera do Douro-ECD.

Si bien que les études susmentionnées sur le Bassin Houiller du Douro se trouvent encore dans une phase initiale, l'auteur, compte tenu de l'état des connaissances actuelles, a bien voulu présenter aussi une hypothèse génétique et évolutive basée, soit sur les recherches en cours, soit sur les résultats des travaux effectués auparavant dans le bassin.

II. — CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Le Bassin Houiller du Douro (fig. 1), situé au NW du Portugal, forme une bande assez étroite s'allongeant depuis S. Pedro Fins (Maia) jusqu'à Janarde (S. Pedro do Sul). Il se situe dans la zone Centre Ibérique

de la chaîne hercynienne. Présentant des caractéristiques intra-montagneuses, le bassin est daté du Stéphanien C inférieur d'après les témoins paléobotaniques (Wagner et Sousa, 1983) aussi bien paléozoologiques (Eagar, 1983).

Au NE, la limite entre le Carbonifère et le Paléozoïque inférieur (Dévonien inférieur, Silurien, Ordovicien) se fait par une faille inverse qui a provoqué le chevauchement du bassin par les formations plus anciennes structurées sur le flanc inverse de l'anticlinal de Valongo.

Au SW, le contact entre le Carbonifère et le Cambrien inférieur (?) - ("Complexe des schistes et grauwackes") correspond apparemment à une discordance.

Enfin, il faut signaler qu'auparavant on a considéré comme Stéphanien C inférieur toute la bande qui s'allonge depuis S. Pedro Fins (Maia) jusqu'à Mioma (Viseu), recoupée par des granitoïdes du massif de Castro Daire dans le secteur intermédiaire. Des recherches récentes ont pourtant montré que :

a) entre Janarde et le massif de Castro Daire, le Carbonifère n'affleure pas ;

b) pour l'affleurement indubitablement Carbonifère entre Zonho et Mioma, la datation reste encore à préciser.

(*) Mineralogia e Geologia, Faculdade de Ciências do Porto, Praça de Gomes Teixeira, 4000 Porto (Portugal).

III. — DESCRIPTION STRATIGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

1) Succession stratigraphique.

La série la plus complète du Stéphanien C inférieur du secteur SE du Bassin Houiller du Douro, est repré-

sentée à Germunde par la Formation Serrinha (fig. 2). Les lithofaciès présents, aussi bien que les observations effectuées sur apports de matériaux, ont mené l'auteur à subdiviser la Formation Serrinha en Membres, lesquels ont été établis d'après les critères suivants :

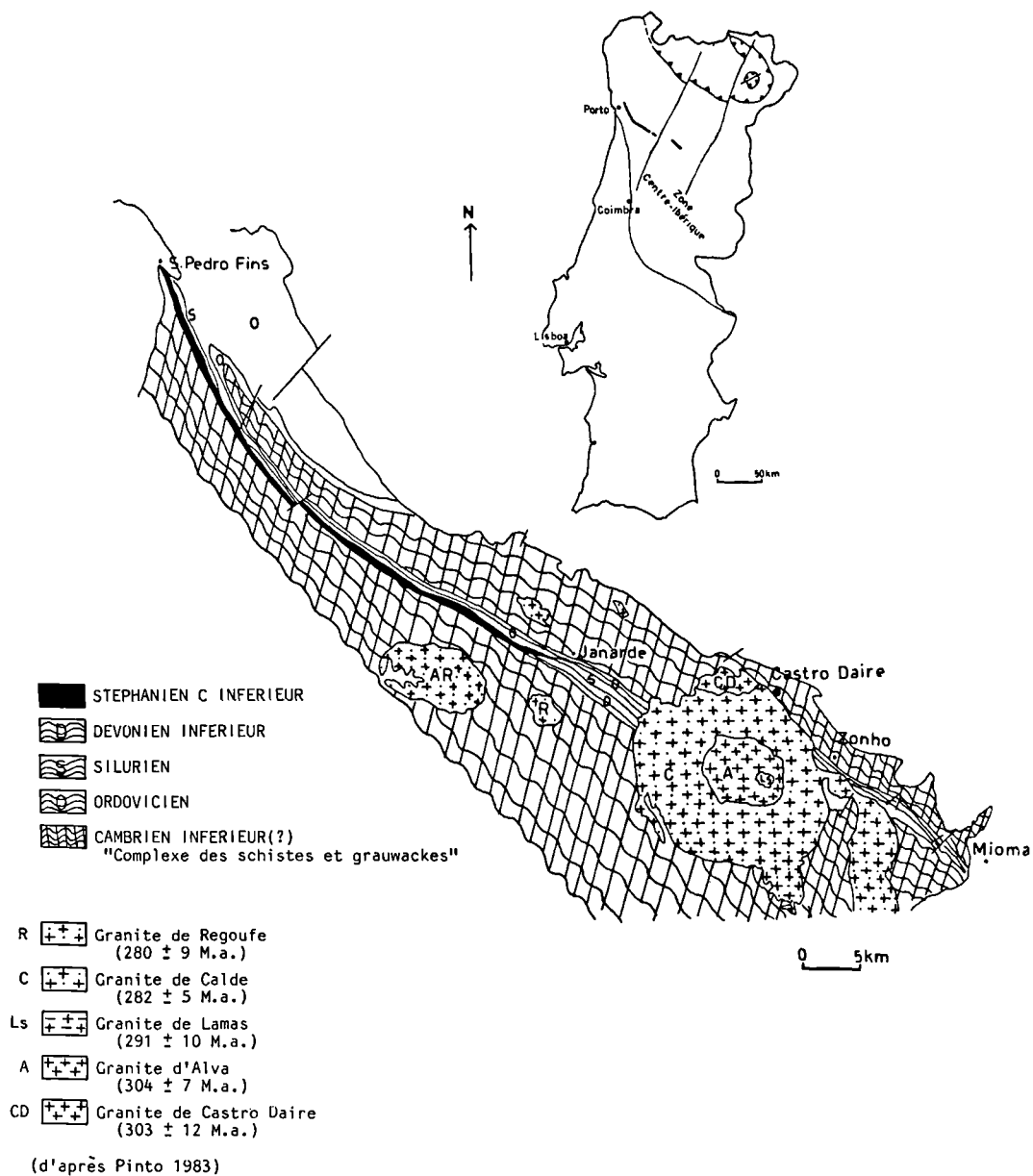


Fig. 1. — Cadre géologique général du Bassin Houiller du Douro (adapté de Teixeira, 1972 ; Pinto, 1983).

Fig. 1. — Geological map of the Douro coalfield (adapted from Teixeira, 1972 ; Pinto, 1983).

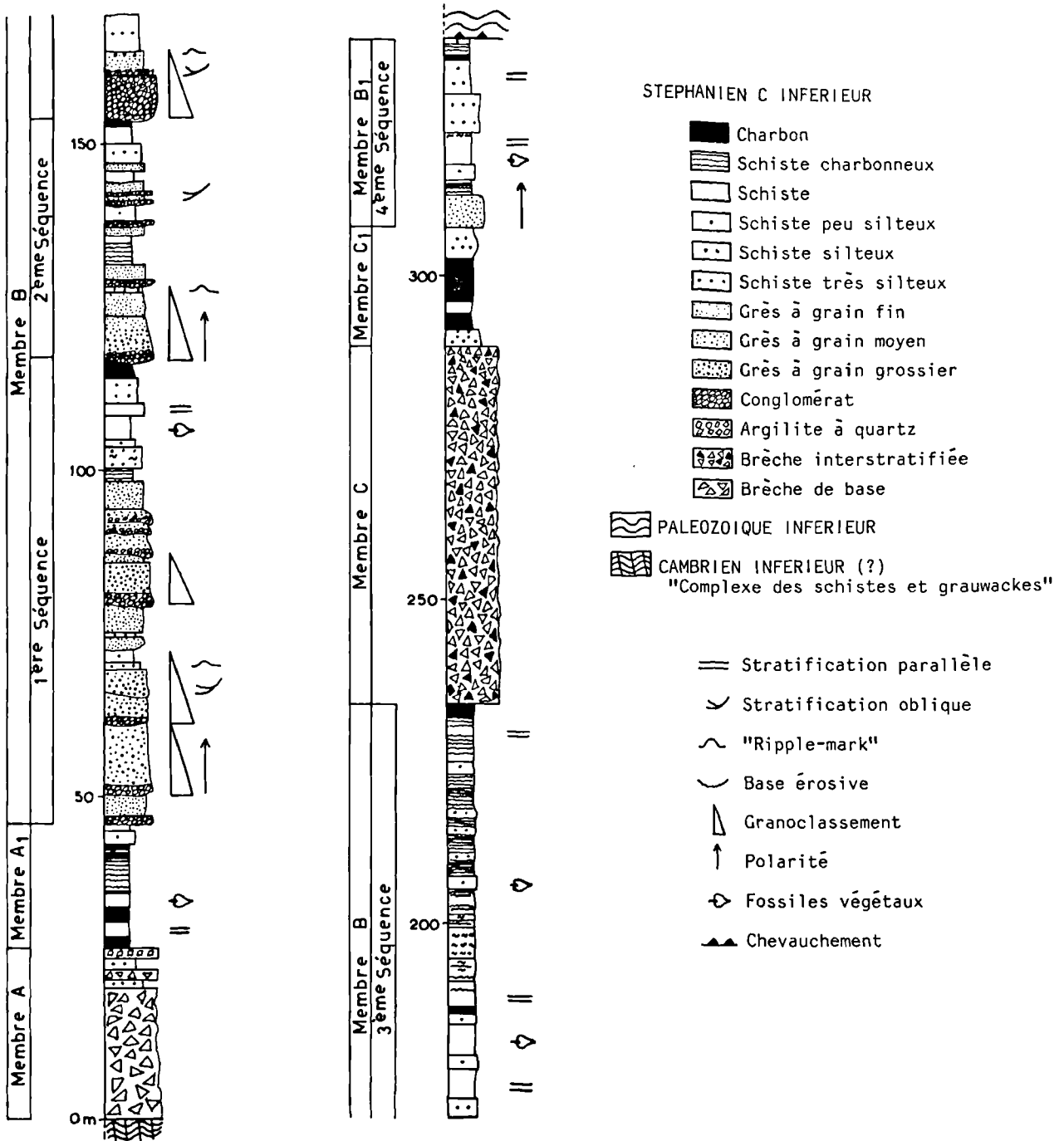


Fig. 2. — Succession stratigraphique de la Formation Serrinha.

Fig. 2. — Stratigraphic succession of the Serrinha Formation.

a) Quand une strate ou un ensemble de strates présentent des variations lithologiques par rapport aux strates inférieures ou supérieures. Les Membres A et C ont été établis d'après ce critère.

b) Quand une strate ou un ensemble de strates avec lithofaciès semblables à d'autres présentes dans la série, se différencient de ces dernières par une origine diverse des apports. Il en résulte l'établissement des Membres A₁ et C₁.

c) Quand une strate ou un ensemble de strates se disposent dans des séquences continues et graduelles, la base et/ou le toit étant limités par un des Membres définis antérieurement. Ce critère a mené à l'établissement des Membres B et B₁.

On peut ainsi observer dans une description générale, de bas en haut :

— *Membre A.*

Ce membre est structuré dans un dépôt de piedmont associé à un relief de faille constitué par le "Complexe des schistes et grauwackes", ce relief de faille étant le bord actif d'un demi-graben. Il est constitué par des couches de brèches interstratifiées avec des lits d'argilite à quartz.

Les couches de brèche dans la base du membre, présentent une couleur rougeâtre et une texture extrêmement immature. Les éléments anguleux de schiste en provenance du relief proximal, c'est-à-dire du "Complexe des schistes et grauwackes", présentent une distribution irrégulière dans une texture à ciment pélitique prédominant ("matrix-supported"). Il y a aussi des couches qui sont constituées par des éléments quartzeux aussi anguleux que ceux des schistes mais à granulométrie inférieure. La granulométrie est en général très variée : il est possible de trouver des blocs de plus d'un mètre jusqu'aux galets de 30 mm. Le granoclassement est absent. Cet ensemble de couches semble avoir eu un dépôt proximal en régime de "débris-flow" subaérien.

Les couches de brèche au toit du membre ont une couleur grisâtre. Leur texture étant moins immature et avec moins de ciment ("clast-supported") que celles des couches de la base, présentent des galets de schistes et de quartz subanguleux, dépassant rarement les 40 mm. On peut aussi déjà observer dans les éléments quelques évidences d'orientation bien que peu nette. Cet ensemble supérieur de couches constitue probablement le faciès moyen du dépôt de piedmont qui a dû sédimenter dans un milieu subaquatique. Le faciès distal de ce membre est constitué par une couche peu puissante d'argilite à quartz déposée par des coulées de boue ("mud-flow").

Dans l'ensemble, aussi bien qu'au niveau des couches, le granoclassement n'est pas sensible ; il est évident que dans la succession on a un granoclassement global vers le toit du membre. Les structures internes

étant absentes, elles ne sont pourtant pas indispensables pour déduire la provenance des matériaux détritiques qui composent ce membre, compte tenu de leur origine proximale.

— *Membre A₁.*

Ce membre est constitué par des sédiments fins et des matériaux végétaux, probablement apportés du relief marginal SW du bassin par des torrents qui ont structuré les couches du toit du membre antérieur. Ces matériaux se sont sédimentés dans un milieu lacustre en originant un ensemble de couches de charbon alternant avec des couches de schistes, celles-ci présentant une lamination parallèle assez bien développée selon laquelle se disposent d'abondants fossiles végétaux et quelques lamelles de mica blanc.

Le contact avec le Membre A se fait, généralement, par une faille peu importante, puisque l'observation de la surface entre les deux membres ne permet, nulle part, de reconnaître une élimination significative de l'ensemble de la série. Par conséquent, la tectonisation observée ne doit résulter que du comportement différentiel entre les lithologies fragiles du Membre A et celles, plus ductiles, du Membre A₁.

— *Membre B.*

Ce membre, le plus puissant de toute la série stratigraphique, est constitué par trois séquences, en série rythmique asymétrique, qui résultent d'une alternance de matériaux déposés soit en milieu fluvial, soit en milieu lacustre.

La première séquence est constituée, à la base, par des couches de conglomérats et de grès lithiques ("lithic arenite") possédant, les uns et les autres, une texture submaturée avec peu de ciment gréseux fin ("clast-supported"). Dans leurs compositions, on trouve des lamelles de mica blanc très abondantes, des graviers et des granules subarrondis à subanguleux de quartz, feldspath, schiste et, plus rarement, de lydienne, greisen et granite. Les bases des couches présentent des surfaces érosives de chenaux fluviaux, généralement peu larges et peu profondes, se découpant les uns les autres. Les couches présentent, en plus, une stratification oblique ("inclined bedding") qui met en évidence deux sens d'apport : un apport axial, prédominant, du SE vers le NW et un apport marginal du NE vers le SW. L'apport axial est aussi nettement évident dans la lamination oblique à l'intérieur des lits et dans l'orientation des clastes. Le granoclassement, inverse à la base des couches, devient normal vers le toit où l'on ne trouve que du sable fin structuré en "ripple-marks" de courant. A la suite, dans la succession, on peut observer des lits peu épais de limon avec beaucoup de mica blanc détritique et dans lesquels il y a des grès fins stratifiés en lentilles de "ripple-marks" de courant. Malgré cela, l'organisation interne a déjà une tendance pour la lamination parallèle, de plus en plus remarquable vers le toit de la séquence

constituée par une alternance de couches de schistes et de charbon à stratification et lamination nettement parallèles. De même qu'au Membre A₁, les lits schisteux sont aussi fossilifères, les fossiles végétaux se disposant selon les surfaces de stratification.

Ce modèle de séquence et de lithofaciès a dû se former par une évolution de milieux fluviaux à réseau organisé vers des milieux lacustres, puisque l'absence de sols à racines ne permet pas d'envisager d'autres milieux sédimentaires compatibles avec la formation du charbon. D'ailleurs, et d'après le paléoclimat semi-aride, déduit à partir des éléments paléobotaniques, il n'y a pas eu de conditions favorables pour la formation de vrais milieux marécageux.

La deuxième et la troisième séquences présentes dans ce membre ont des lithofaciès semblables à ceux décrits pour la première. Quelques différences sont toutefois à remarquer :

— les couches de conglomérat et de grès lithiques sont graduellement moins puissantes au fur et à mesure que l'on passe de la première à la troisième séquence, la granulométrie devenant plus fine dans le même sens ;

— des grains sableux de lydienne et de quartzite sont plus fréquents ;

— au niveau des structures internes, les couches de la deuxième et de la troisième séquence mettent en évidence un apport marginal du NE vers le SW de plus en plus important et qui devient prédominant dans la troisième séquence ;

— les couches formées en milieu lacustre deviennent plus puissantes vers le toit du membre.

On observe ainsi une évolution graduelle des milieux fluvio-lacustres à prédominance fluviale (première séquence) vers des milieux à prédominance lacustre (troisième séquence). Cette évolution met aussi en évidence l'affaiblissement de l'apport axial et le début de l'activité du bord NE du bassin, le bilan énergétique des milieux en jeu devenant de plus en plus faible.

— Membre C.

Ce membre est constitué par des couches de brèche de couleur rougeâtre à jaunâtre qui forment un ensemble très puissant.

En raison du ciment pélitique peu abondant, les gros cailloux et les graviers subanguleux ou subarrondis de quartzite, lydienne et grès lithique (rare) en provenance de la série inférieure, se touchent ("clast-supported") tout en ayant déjà une certaine orientation en rapport avec un apport marginal du NE vers le SW. En raison de la granulométrie moins variée que celle du Membre A, le Membre C présente des gros cailloux (40-100 mm) et quelques blocs, assez rares. Le granoclassement est absent.

Ce lithofaciès aussi bien que la structure du dépôt suggèrent un colluvion formé en rapport avec le bord NE du bassin devenu à l'époque un relief de faille.

— Membre C₁.

Les caractéristiques de ce membre sont semblables à celles présentées par le Membre A₁. Cependant, le Membre C₁ présente systématiquement une quantité plus grande de sédiments silteux.

— Membre B₁.

Le Membre B₁ est constitué par une seule séquence (quatrième séquence) dans laquelle les caractéristiques et les apports annoncés par la troisième séquence sont mieux caractérisés. Ainsi, l'apport a été fait presque totalement en provenance de la marge NE et les couches sédimentées en milieu lacustre prédominent nettement sur celles déposées en milieu fluvial.

2) Structure tectonique.

Les couches du Stéphanien C inférieur du Bassin Houiller du Douro s'allongent sensiblement dans la direction NW-SE, avec un pendage de $55^\circ \pm 10^\circ$ vers le NE. Bien qu'un peu variable, la direction des strates est nettement plus constante que leur pendage, ceci étant en relation avec le niveau structural présent : le niveau structural supérieur présente le pendage le plus faible (fig. 3).

Au SW, le contact entre le bassin et le "Complexe des schistes et grauwackes" correspond apparemment à une discordance stratigraphique. En profondeur (mine de Germunde), ce contact est généralement faillé, peut-être en raison de l'intensité de tensions lithostatiques plus puissantes qui ont fait rejouer la faille ayant structuré le premier demi-graben.

Au NE, le contact avec le Paléozoïque inférieur du flanc inverse de l'anticlinal de Valongo correspond à un chevauchement (φ_2), le Paléozoïque surmontant le Stéphanien C inférieur. A ce chevauchement est liée une composante de décrochement senestre, tout en résultant un mouvement oblique, lequel, en relation avec le plongement axial du bassin, a probablement été à l'origine de l'élimination graduelle des formations du flanc inverse de l'anticlinal de Valongo du NW vers le SE (Wagner *et al.*, 1984, 1985).

Une deuxième structure majeure est constituée par un autre chevauchement (φ_1) (Wagner *et al.*, 1984, 1985) dont la composante de décrochement n'est pas aussi sensible que celle de φ_2 , dont l'action dynamique est nettement marquée sur les couches du Bassin du Douro les plus proches, c'est-à-dire celles du toit de la quatrième séquence. En effet, ces couches présentent un plongement directionnel de 25° vers le NW nettement en relation avec la rotation que le mouvement de φ_2 a entrepris. Par contre, φ_1 n'a provoqué dans les couches que des stries peu obliques. Ainsi, en accord avec les observations de terrain, il est plausible d'admettre l'hypothèse selon laquelle la composante de décrochement n'est liée qu'au chevauchement φ_2 et que les stries provoquées par φ_1 sont le résultat de l'affaiblissement du mouvement de rotation de φ_2 vers φ_1 .

De l'interaction de ces deux chevauchements, aussi bien que des failles en relation probable avec eux, a d'autre part, résulté l'écaillage tectonique du bassin et de leur soubassement sous une compression de sens NE-SW en résultant un modèle structural de type "piggy-back" (Butler, 1982) avec propagation du NE vers le SW. Les couches les plus ductiles de méta-anthracite soumises à cette compression ont même formé des lentilles (sigmoïdes) limitées par des failles inverses.

Si bien que la structure décrite a été observée en détail dans la zone qui s'allonge de Germunde vers le SE, il semble que l'ensemble du Bassin Houiller du Douro est structuré sous le même style, le nombre de failles et d'écailles présentes dans les différents secteurs du bassin dépendant surtout du niveau structural qui s'y présente. En effet, d'après les profils géologiques schématiques établis pour les différents secteurs du bassin, le plongement axial est évident et, par consé-

Niveaux structuraux représentés dans le Bassin Houiller du Douro

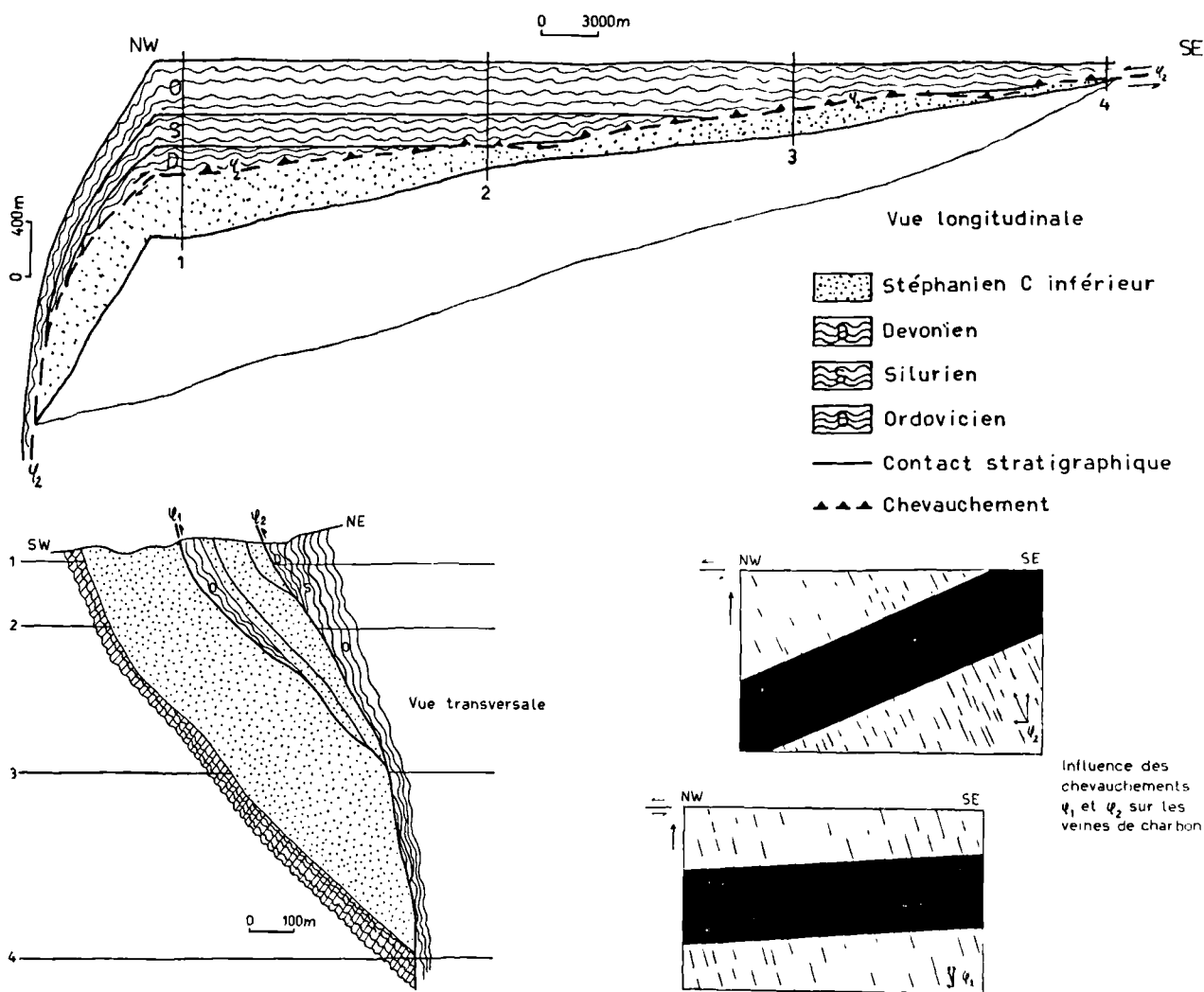


Fig. 3. — Aspects fondamentaux de la structure tectonique du Bassin Houiller du Douro.

Fig. 3. — Major structural features of the Douro coalfield.

quent, la montée des niveaux structuraux du NW vers le SE. Cependant, la structure actuellement présentée par le Bassin du Douro ne devra pas être conçue comme le seul résultat d'une tectonique de compression, car il ne semble pas avoir de failles importantes dans la succession stratigraphique autres que les chevauchements φ_1 et φ_2 . La structure des différents secteurs du bassin serait ainsi, plutôt génétique.

IV. — HYPOTHESE SUR LA GENESE ET L'EVOLUTION

Après les trois phases de déformations de l'orogénie hercynienne définies par Noronha *et al.* (1979) pour la Zone Centre-Ibérique les formations antérieures au Westphalien D ont été plissées avec orientation générale NW-SE. Parmi ces plis, l'anticlinal de Valongo est la structure la plus importante dans la zone du Bassin Houiller du Douro car dans un synclinal associé à SW s'est effectuée la sédimentation à faciès continental du Westphalien (?) de Criaz-Serra de Rates, du Westphalien C (?) de Casais-Alvarelos, du Westphalien D supérieur d'Ervedosa et, finalement, du Stéphanien C inférieur du Bassin du Douro (Sousa, 1978; Sousa et Wagner, 1983).

Au Stéphanien C inférieur, la tectonique s'est déroulée en régime distensif dans la direction NE-SW. Peut-être en relation avec le début de cette distension a eu lieu, au Westphalien supérieur, l'ascension des granites de Castro Daire (303 ± 12 M.A., Pinto, 1983) et d'Alva (304 ± 7 M.A., Pinto, 1983) à la limite SE du bassin. En relation avec cette granitisation un relief axial s'est formé ainsi que le plongement du synclinal vers le NW. Pendant la phase tectonique nettement distensive du début du Stéphanien C inférieur, des failles normales NW-SE se sont formées. De même, à cette époque-là, un relief de faille s'est formé au bord SW du bassin en le faisant jouer comme un demi-graben (fig. 4). L'instabilité de ce bord est à l'origine d'un dépôt de piedmont (Membre A) structuré par des "debris-flow" et des "mud-flow". On peut aussi admettre l'établissement d'un régime torrentiel, dont les évidences ne sont pas très nettes, apportant des matériaux, soit par suspension, soit par flottation, vers un milieu lacustre (Membre A₁).

La formation du Membre B, structuré par des séquences à faciès axiale continue et constituant une série rythmique asymétrique, semble être en relation avec l'énergie libérée pendant l'ascension avec mise en place du granite (pluton) de Lamas (291 ± 10 M.A., Pinto, 1983). En effet, l'établissement des milieux fluviaux doit être en relation avec les périodes de montée du granite et le rajeunissement du relief qui en résultent, tandis que les milieux lacustres se seraient formés pendant des périodes stables. Le granoclassement global du Membre B doit ainsi être en relation avec l'affaiblissement de l'énergie libérée pen-

dant la mise en place du granite (pluton) de Lamas avec vieillissement du relief axial. Par contre, le bord NE du bassin commence à s'activer de plus en plus en devenant un relief de faille qui doit être à l'origine de la genèse du Membre C (fig. 5). La structure du sillon houiller était encore un demi-graben mais à marge active au NE constituée par les formations du Paléozoïque inférieur du flanc SW de l'anticlinal de Valongo, les Membres C₁ et B₁ étant formés par des matériaux presque exclusivement apportés du bord NE.

La tectonique distensive se maintient probablement jusqu'au Permien inférieur quand se sont mis en place les granites de Calde, Regoufe et Arouca ($\approx 280 \pm 9$ M.A., Pinto, 1983). En relation probable avec le foyer thermique de ces granites a eu lieu la houillification des veines de charbon jusqu'au rang de méta-anthracite comme il a été démontré par Sousa (1973, 1978) dans une étude globale des charbons du Bassin Houiller du Douro dans laquelle il a mis en évidence l'augmentation progressive du rang du sommet vers la base de la formation et du NW vers le SE.

A la fin du Permien inférieur, la tectonique se fait alors par compression (phase Saalienne ?) dans la direction NE-SW en passant à E-W, avec formation de failles inverses. En relation avec ce système, le flanc inverse de l'anticlinal de Valongo a rejoué (fig. 6). A la suite, se sont produits des chevauchements et des écaïlles tectoniques que l'on peut encore observer actuellement (fig. 7).

V. — CONCLUSIONS

a) Le sillon où s'est effectuée la sédimentation carbonifère dans le Bassin Houiller du Douro, plongeait déjà axialement du SE vers le NW dès le début du Stéphanien C inférieur.

b) La sédimentation de la série a eu lieu dans un bassin intra-montagneux structuré par deux demi-grabens formés dans des époques différentes: le premier ayant le bord actif au SW ("Complexe des schistes et grauwackes"), le second ayant le bord actif au NE (Paléozoïque inférieur).

c) En accord avec les éléments paléobotaniques il n'y a pas eu de variations significatives dans le paléoclimat qui était semi-aride, probablement périglaciaire.

d) Les différents milieux sédimentaires présents ont eu une évolution cyclique et asymétrique, l'énergie étant contrôlée par la paléotopographie, soit axiale (en relation avec la mise en place du granite de Lamas), soit marginale (en relation avec les reliefs structurés par les failles normales provoquées par la tectonique distensive en direction NE-SW). Les régimes énergétiques divers à l'origine des différents milieux de sédimentation seraient, ainsi, probablement contrôlés par le rajeunissement ou par le vieillissement du relief.

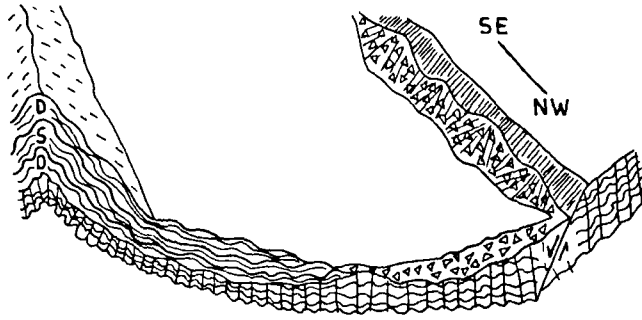


Fig. 4-Stéphanien C inférieur (1)

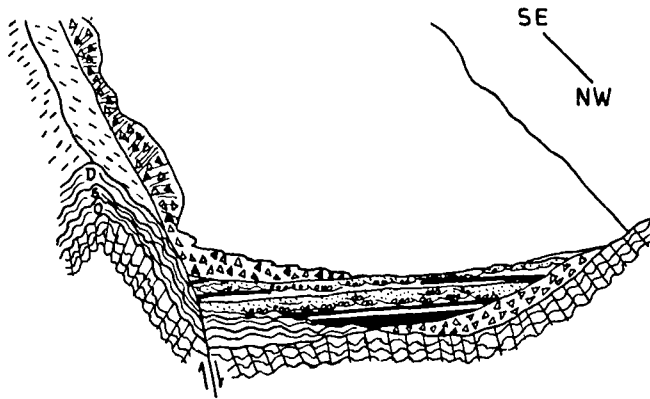


Fig. 5-Stéphanien C inférieur (2)

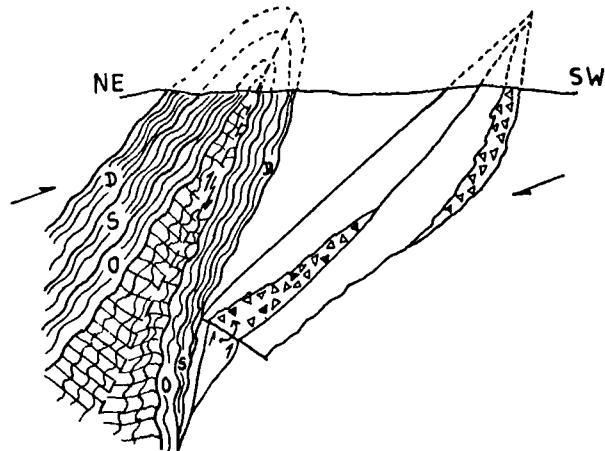


Fig. 6-Permien inférieur

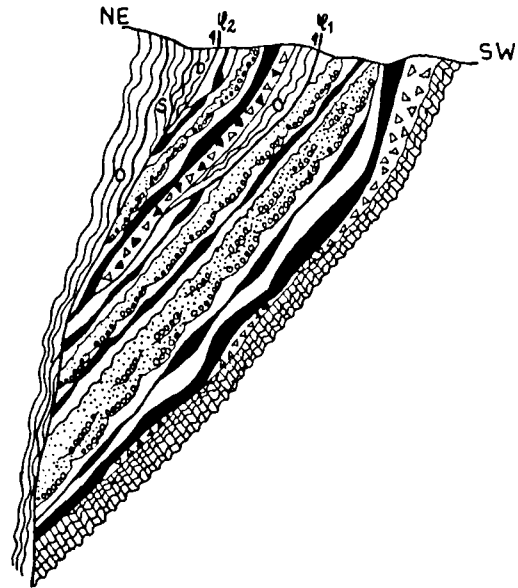












Fig. 7-Permien inférieur-moyen/actuel

STEPHANIAN C INFÉRIEUR

-  Charbon
 -  Schiste
 -  Grès
 -  Conglomérat
 -  Brèche interstratifiée
 -  Brèche de base
 -  DEVONIEN INFÉRIEUR
 -  SILURIEN
 -  ORDOVICIEN
 -  CAMBRIEN INFÉRIEUR (?)
- "Complexe des schistes et grauwackes"

Evolution du Bassin Houiller du Douro dans le temps.

Structural history of the Douro coalfield.

e) Les lithofaciès présents suggèrent des milieux fluvio-lacustres avec apport axial prédominant et bien plus prononcé à la base qu'au toit de la série, où l'apport marginal du NE à faible énergie est plus fréquent.

f) La sédimentation de toute la série du Stéphanién C inférieur du Bassin Houiller du Douro s'est déroulée en régime de tectonique distensive dans la direction NE-SW.

g) Les matériaux végétaux présents, surtout ceux qui sont à l'origine des veines de charbon, sont exclusivement allochtones et ont été transportés par flottation avant de se sédimenter en milieu lacustre.

h) La houillification des veines de charbon jusqu'au rang de méta-anthracite est en relation très probable avec les foyers thermiques de la mise en place des granites de Calde, Regoufe et Arouca au SW de la limite SE du bassin.

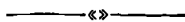
i) Le basculement vers le NE du Bassin Houiller du Douro s'est produit probablement à la fin du Permien inférieur, en relation avec une phase tectonique de compression (Saalienne?) dans la direction NE-SW en passant à E-W. Par la suite, s'est produit l'écaillage du bassin et de son soubassement.

j) La structuration en lentilles (sigmoïdes) des veines de méta-anthracite doit être, le plus souvent, due à la tectonique de compression. Toutefois, dans certains cas, il semble que ces lentilles ont une origine deltaïque.

Remerciements. — L'auteur remercie MM. les Professeurs M.J. Lemos de Sousa et A. Ribeiro et M. le Docteur G. Zbyzewski pour la révision critique du manuscrit. Il remercie aussi pour leur compétence et leur efficacité M. Fernando Araújo, qui s'est occupé de l'exécution des dessins et M^{me} M.M. Tavares, qui a organisé la liste bibliographique.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BUTLER R.W.H. (1982). — The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4, 3, p. 239-245.
- 2) EAGAR R.M.C. (1983). — The non-marine bivalve fauna of the Stephanian C of North Portugal. In M.J.L. Sousa et J.T. Oliveira (eds.), The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portug.*, 29, p. 179-185.
- 3) NORONHA F., RAMOS J.M.F., REBELO J.A., RIBEIRO A. et RIBEIRO M^a.L. (1979). — Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Bol. Soc. Geol. Portug.*, 21, 2/3, p. 227-237. (Aussi publié dans *Leidse Geol. Meded.*, 52, 1, p. 87-91, 1981 - V^e Reun. Geol. Western Iberian Peninsula, Salamanca, Porto, 1979, Mafic Rocks of Galicia).
- 4) PINTO M.S. (1983). — Geochronology of Portuguese granitoids: a contribution. *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 18, p. 277-306. (VIII^e Reun. Geol. Oeste Penins., Salamanca, Coimbra, 1983).
- 5) SOUSA M.J.L. (1973). — Contribuição para o conhecimento da Bacia Carbonífera do Douro. (Texto, 427 p., Atlas), Porto (Thèse).
- 6) SOUSA M.J.L. (1978). — O grau de incarbonização (rang) dos carvões durienenses e as consequências genéticas, geológicas e estruturais que resultam do seu conhecimento. *Comun. Serv. Geol. Portug.*, 63, p. 179-365.
- 7) SOUSA M.J.L. et WAGNER R.H. (1983). — General Description of the Terrestrial Carboniferous Basins in Portugal and History of Investigations. In M.J.L. Sousa et J.T. Oliveira (eds.), The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portug.*, 29, p. 117-126.
- 8) TEIXEIRA C. (Coordinateur), (1972). — Carta Geológica de Portugal, Escala 1:500.000, 4^e Ed., Direcção-Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviços Geológicos.
- 9) WAGNER R.H., RIBEIRO A. et SOUSA M.J.L. (1984). — Bacia Carbonífera do Douro. Reinterpretação da Geologia do sector Germunde-Choupelo. Recomendações para a investigação geológico-mineira deste sector e de sectores anexos, 17 p., Fornelo (Rapport inédit).
- 10) WAGNER R.H., RIBEIRO A. et SOUSA M.J.L. (1985). — Bacia Carbonífera do Douro. Estado dos conhecimentos; recomendações para o prosseguimento da investigação geológico-mineira. 13 p., Fornelo (Rapport inédit).
- 11) WAGNER R.H. et SOUSA M.J.L. (1983). — The Carboniferous megaflores of Portugal. - A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In M.J.L. Sousa et J.T. Oliveira (eds), The Carboniferous of Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portug.*, 29, p. 127-152.



Le volcanisme post-collision stéphanien à anté "permo-triasique" des Alpes françaises

The Stephanian to ante "Permo-Triassic" post-collision volcanism of the French Alps

par H. OUAZZANI (*), G. BANZET (**) et H. LAPIERRE (*)

Résumé. — Le magmatisme stéphanien à anté "permo-triasique" des Alpes françaises s'associe à une sédimentation détritique (conglomérats, grès et pélites) fluviatile, accessoirement lacustre ou marécageuse. Exclusivement hypovolcanique dans les zones internes (Briançonnais), il se manifeste dans les zones externes (Grandes Rousses) par des séquences pyroclastiques où s'intercalent des coulées acides (quartz-latites) et basiques (latibasaltes et latiandésites), auxquelles succèdent (col de la Croix de Fer) de puissants épanchements de quartz-latiandésites.

Dans la zone briançonnaise, les composants magmatiques sont des sills et/ou des filons de microdiorite et d'andésite.

La série stéphanienne des Grandes Rousses, fortement différenciée, présente des affinités shoshonitiques marquées (fortes teneurs en K_2O , en éléments lithophiles et terres rares légères, teneurs en TiO_2 généralement inférieures à 1, absence d'enrichissement en fer) et s'apparente aux associations sub-alkalines potassiques de la chaîne hercynienne d'Europe.

Les dolérites, andésites, microdiorites et les microgranites briançonnais (post-stéphanien inférieur à anté "permo-trias" appartiennent à une série calco-alkaline de marge active (caractère isotané, enrichissement en terres rares légères).

Ces deux manifestations du magmatisme permo-carbonifère sont apparues au droit de bassins subsidents.

L'origine de ce magmatisme orogénique permo-carbonifère est actuellement diversement interprétée. Il constitue un exemple de magmatisme post-collision non directement lié au processus de subduction proprement dit. Cette hypothèse est corroborée par les analogies qu'il présente avec le volcanisme oligocène des Alpes franco-italiennes, également post-collision.

Abstract. — *The Stephanian to ante "Permo-Triassic" magmatism of the French Alps is associated to a detritic (conglomerats, sandstones and pelites) fluviatile and accessory lacustrine or swampy sedimentation. Being mainly hypovolcanic in the internal zones (Briançonnais) in the external zones (Grandes Rousses) it manifests itself by pyroclastite bands interstratified by acid (quartz-latites) and basic (latiandesites) flows, on which succeeds (pass of Croix de Fer) large flows of quartz-latiandesites.*

The highly differentiated Stephanian series of Grandes Rousses, have shoshonitic affinities marked by a high K_2O value, lithophile elements and LREE, TiO_2 value < 1%, generally lack of enrichment in iron. They are attached to the subalkaline potash series of the Hercynian chains of Europe. Dolerites, andesites, microdiorites and microgranites of the briançonnais zone Post lower Stephanian to ante "Permo-Trias" belong to a active margin calc-alkaline series (isotaneous character, enrichment in LREE). These two magmatism occur in the subsident basins. The origin of the orogenic magmatism is presently diversly interpreted. It constitutes an example of a post-collision magmatism not directly linked to subduction process in the strict sence. This hypothesis is confirmed by other analogies of the Oligocene volcanism of the Franco-Italian Alps, equally post-collision.

INTRODUCTION

Les chaînes de collision (Alpes, Himalaya) connaissent classiquement à la fin de leur tectogenèse un important magmatisme calco-alkalin potassique à ultrapotassique nettement postérieur à la collision (Pearce

et al., 1984; Venturelli et al., 1984; Petterson et Windley, 1985; Harris et al., 1986) et dont la mise en place se fait à la faveur de profonds décrochements crustaux (Badia et Fuchs, 1982-1983; Badia et al., 1985; Hernandez, 1985; Matte, 1986). A la fin de l'orogénèse hercynienne, à la suite des plissements

(*) Laboratoire de Pétrologie, UA 735, Faculté des Sciences, Université de Nancy I, B.P. 239, 54500 Vandœuvre-les-Nancy Cedex.

(**) Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, B.P. 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy.

namuro-westphaliens, des sédiments détritiques à caractère molassique se déposent en discordance sur des formations plus anciennes. Un puissant magmatisme se développe alors d'une manière plus ou moins continue durant le Stéphanien et le Permien.

Dans les Alpes, les formations paléomagmatiques carbonifères (Grandes Rousses, Aiguilles Rouges, zones briançonnaise et ligure, Dora Maira et Grand Paradis) (fig. 1) se répartissent dans des bassins d'effondrement dont la distribution et la paléogéographie sont contrôlées par des cassures profondes du socle hercynien. Elles sont essentiellement volcaniques dans les Alpes externes (Allevard, Belledonne, Grandes Rousses) tandis que dans la zone briançonnaise, ce sont exclusivement des faciès hypovolcaniques en sills et en filons. Nous nous proposons de présenter ici deux gisements (Grandes Rousses et zone briançonnaise) dont les caractères pétrographiques et géochimiques relativement bien connus confortent l'environnement géodynamique post-collisionnel des Alpes durant le Permo-Carbonifère.

I. — LE VOLCANISME STEPHANIEN DES GRANDES ROUSSES

1) Cadre géologique.

C'est à Termier (1894) que l'on doit la découverte et la datation des roches volcaniques (orthophyres) carbonifères des Grandes Rousses. Lameyre (1957) reprend leur étude et précise la nature pétrographique des laves (trachytes et dacites) et l'âge stéphanien du volcanisme.

Ces formations volcano-sédimentaires sont recouvertes en discordance par du Mésozoïque (Trias ou Lias). Elles affleurent à la faveur de grabens limités par des accidents NNE-SSW (Lameyre, 1957 ; Giorgi, 1979). Au col de la Croix de Fer, elles débütent par une puissante séquence pyroclastique acide (Banzet *et al.*, 1984) dans laquelle s'interstratifient des coulées acides et basiques. Puis succèdent dans le temps de puissants épanchements de composition intermédiaire et quelques coulées acides et basiques. Les laves sont associées à une sédimentation détritique, formée d'une alternance régulière de conglomérats, d'arkoses et de schistes noirs à plantes datés du Stéphanien inférieur (Bordet et Corsin, 1951), déposés dans un bassin limnique subsident.

2) Pétrographie des faciès volcaniques.

Les pyroclastites et laves carbonifères sont affectées par une altération de basse température ; aucun minéral magmatique n'est préservé à l'exception du zircon, du sphène et de l'apatite. Les minéraux ferro-magnésiens sont entièrement chloritisés, les oxydes ferro-titanés se déstabilisent en hématite, sphène et pyrite. Le plagioclase, dans l'ensemble des faciès, se transforme en albite et adulaire (Rouer, 1982 ; Banzet *et al.*, 1984-

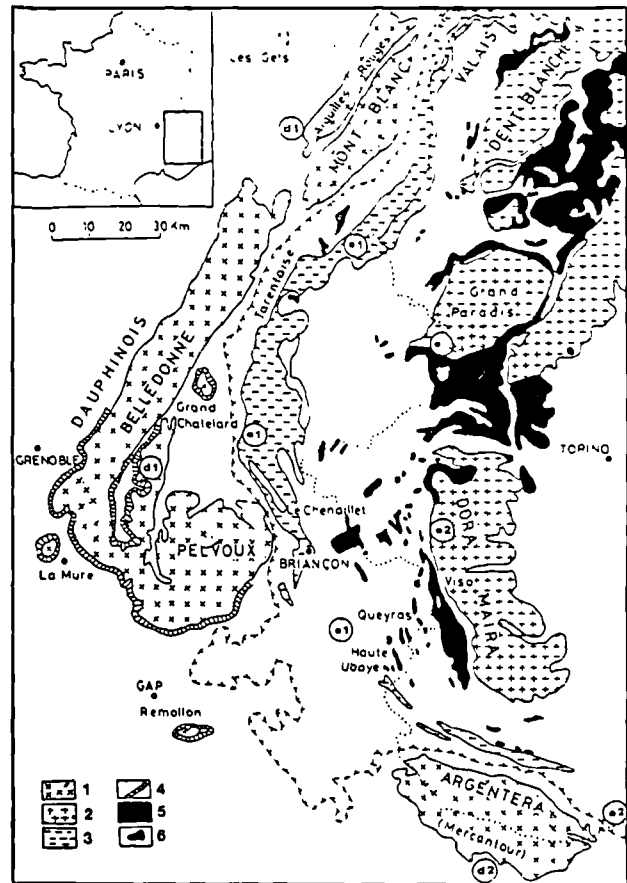


Fig. 1. — Volcanisme permo-carbonifère des Alpes françaises.

d1, Stéphanien du massif des Grandes Rousses et des Aiguilles Rouges. — d2, Basaltes et rhyolites permians du Mercantour. — e1, Stéphanio-permian de la zone briançonnaise. — e2, Stéphanio-permian de la zone ligure et des massifs de Dora Maira et du Grand Paradis. 1, Massifs cristallins externes. — 2, Massifs cristallins internes. — 3, Stéphanio-permian de la zone briançonnaise. — 4, Zone d'affleurement des spilites du Trias supérieur. — 5, Ensemble ophiolitique du Jurassique moyen et supérieur (zone piémontaise). — 6, Tholéites valaisanes du Crétacé supérieur (zone valaisane ou zone des "brèches tarentaises"). (In Bébien et Gagny, 1978).

Fig. 1. — The Permo-Carboniferous volcanism of the French Alps.

d1, Grandes Rousses and Aiguilles Rouges Stephanian massifs. — d2, Mercantour Permian basalts and rhyolites. — e1, Stephano-Permian Briançonnais zone. — e2, Ligure zone, Dora Maira and Grand Paradis massifs of the Stephano-Permian. 1, External crystalline massifs. — 2, Internal crystalline massifs. — 3, Stephano-Permian Briançonnais zone. — 4, Upper Triassic of spilites outcrop zone. — 5, Mid and Upper Jurassic ophiolitic complex (Piemontais zone). — 6, Upper Cretaceous volcanism tholeiite (Valaisane zone or "brèches tarentaises" zone). (In Bébien and Gagny, 1978).

1985), accessoirement en épidote-quartz-albite-chlorite (saussuritisation), dans les termes basiques. La mésostase est entièrement recristallisée en un assemblage micro- à cryptocristallin, de quartz, chlorite, épidote, sphène...

Ces transformations de basse température (propylitique, Banzet *et al.*, 1985) ne s'accompagnent pas de profondes modifications chimiques, en particulier des alcalins et alcalinoterreux (Banzet *et al.*, 1985). Elles seraient contemporaines des mouvements antétriasiques (responsables du pincement du Houiller en synclinaux).

Une séricitisation succède à cette première phase de déstabilisation. Elle s'accompagne d'un lessivage du calcium, et parfois du sodium, contrebalancé par un enrichissement en potassium dans les roches les plus transformées. Elle est aussi responsable d'une muscovitisation de la chlorite (ex biotite). Cette séricitisation serait contemporaine de l'acquisition de la schistosité régionale alpine (post-Eocène? Gratier *et al.*, 1973; Depardon, 1979).

La nomenclature utilisée pour la description de la série différenciée latibasalte-quartz-latite des Grandes Rousses provient du diagramme

$$Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$$

en fonction de $P = K - (Na + Ca)$ de La Roche (1966), modifié par Debon et Le Fort (1982), et préconisé pour les roches ignées. Elle tient compte des modifications chimiques (décalcification, séricitisation) d'âge alpin.

Quatre faciès principaux ont été reconnus sur des critères pétrographiques et chimiques (Banzet *et al.*, 1985) :

La latibasalte ($SiO_2 = 50\%$; $K_2O = 1\%$) à texture microlitique fluidale. Il renferme de rares phénocristaux de plagioclases albitisés, adularisés ($Ab_{1,9} Or_{98,1}$) ou saussuritisés, d'anciens clinopyroxènes inframillimétriques et des oxydes ferro-titanés déstabilisés en granules de sphène.

Les latiandésites (andésites basiques, Banzet *et al.*, 1984 ; $SiO_2 = 55\%$; $1,8\% < K_2O < 2,5\%$) sont soit aphyriques et amygdalaires, soit légèrement porphyriques. Les latiandésites amygdalaires renferment quelques rares phénocristaux de quartz, leurs amygdales (probablement d'anciennes litophyses) sont remplies de chlorite lamellaire (ripidolite et pychnochlorite). Les faciès légèrement plus porphyriques sont à phénocristaux de clinopyroxène et amphibole déstabilisés. La mésostase felsitique (quartz, chlorite, albite, adulaire, séricite) renferme des oxydes ferro-titanés, du zircon et de l'apatite.

Les quartz-latiandésites (andésites acides de Banzet *et al.*, 1984 ; $SiO_2 = 60\%$; $4\% < K_2O < 6\%$), à texture trachytique, sont nettement plus porphyriques. Les phénocristaux de quartz corrodés (2-3%) sont auréolés de calcite (ancienne microtexture coronitique).

Les phénocristaux de plagioclase [albite et adulaire ($Ab_2 Or_{98}$)] sont bordés d'albite ($Ab_{95} Or_{3,7} An_{1,3}$) et/ou feldspath potassique ($Ab_{31,8} Or_{61} An_{1,3}$). Cette frange limpide correspondrait à une ancienne auréole de sanidine, fréquente dans les laves shoshonitiques (Joplin, 1968 ; Morisson, 1980). L'adulaire est également présent dans la mésostase (Rouer, 1982 ; Banzet *et al.*, 1984).

Les quartz-latites (dacites de Banzet *et al.*, 1984 ; $63\% < SiO_2 < 66\%$; $4\% < K_2O < 5,5\%$) à texture hyaloporphyrique, sont très riches en phénocristaux (50 à 60%) de plagioclase et de biotite, accessoirement d'amphibole. La mésostase, dépourvue de microlites, est riche en apatite, zircon et sphène.

Les pyroclastites sont essentiellement des tufs, soit polygéniques et lités, soit de composition quartzolatitique à enclaves. Les tufs lités renferment des fragments de feldspath, de biotite et de quartz, ainsi que de nodules basaltiques et de quartz-latite. Ils correspondent probablement à des retombées aériennes.

3) Affinité magmatique.

Cette série carbonifère présente des caractères typiques des séries shoshonitiques de marges actives et d'arcs insulaires :

- 1) teneurs faibles en titane ($TiO_2 < 1\%$) ;
- 2) absence d'enrichissement en fer au cours de la différenciation (fig. 2) ;
- 3) fortes teneurs en éléments lithophiles (Th, terres rares légères, K_2O et Ba) ;
- 4) teneurs en éléments incompatibles (134 ppm $< Zr < 222$ ppm ; 11 ppm $< Nb < 18$ ppm ; 21 ppm $< Y < 37$ ppm) (tabl. 1) comparables à celles des laves shoshonitiques.

Les spectres de terres rares des laves des Grandes Rousses (fig. 3) sont caractérisés par :

- 1° Un fort enrichissement en terres rares légères et un fractionnement terres rares légères / terres rares lourdes important ($7 < La/Yb < 15$).
- 2° Une forte similitude de l'allure des spectres démontrant leur parenté magmatique.
- 3° Une anomalie négative en europium qui s'accroît des latiandésites aux quartz-latites (absente dans le basalte) montrant le rôle important du plagioclase lors de la cristallisation fractionnée.

De plus, les profils de ces spectres sont très comparables à ceux de laves shoshonitiques (shoshonites des Andes centrales en particulier) (Dostal *et al.*, 1977). Les caractères pétrographiques (présence de pyroxène, d'amphibole et de biotite) et géochimiques, précédemment développés, montrent que la série latibasalte, quartz-latite des Grandes Rousses présente de fortes affinités avec les séries shoshonitiques. De plus, le rapport Rb/Zr compris entre 0,3 et 1,1 (*in* Banzet,

1984), confirme bien leur appartenance (d'après Harris *et al.*, 1986) à un magmatisme post-collisionnel. Il est vraisemblable que l'adulaire présent autour des phénocristaux de plagioclase ait remplacé la sanidine durant la première phase d'altération ayant affecté ces laves. De même, l'adulaire contenu dans les mésostases proviendrait d'une remobilisation du potassium initialement contenu dans les verres.

II. — LE VOLCANISME POST-STÉPHANIEN INFÉRIEUR A ANTE "PERMO-TRIASIQUE" DE LA ZONE BRIANÇONNAISE (Alpes internes)

1) Cadre géologique.

La première tentative de synthèse du magmatisme houiller briançonnais remonte à Killian et Termier (*in* Feys, 1963) qui reconnaissent quatre grands types pétrographiques : diorites micacées, microdiorites por-

phyriques à labrador et hornblende, microsyénites et microgranites. De Beaumont (*in* Feys, 1963) est le premier auteur à décrire les porphyres dioritiques en filons-couches du Col de Chardonnet. Lory (*in* Feys, 1963) découvre les gisements du Puy Saint-André. Enfin, plus récemment, Piantone (1980) distingue dans les intrusions permo-carbonifères briançonnaises, les porphyres verts (Durance), blancs (Guisane) et les dolérites (Lac du Serpent et la Cula); l'ensemble de ces faciès appartiendrait à une lignée calco-alcaline de marge active.

L'âge de ce magmatisme apparaît plus tardif que celui des Grandes Rousses. En effet, ces filons et sills sont intrusifs dans la série houillère namuro-westphalienne (Greber, 1965). Cette série houillère est recouverte, en discordance, par les conglomérats "Verrucano" permo-triasiques. Ce magmatisme est donc post-stéphanien inférieur à anté "permo-triasique" (Mercier, *comm. pers.*, 1986). Il se serait mis en place à la charnière Carbonifère - Permien (phase saaliennne; Piantone, 1980).

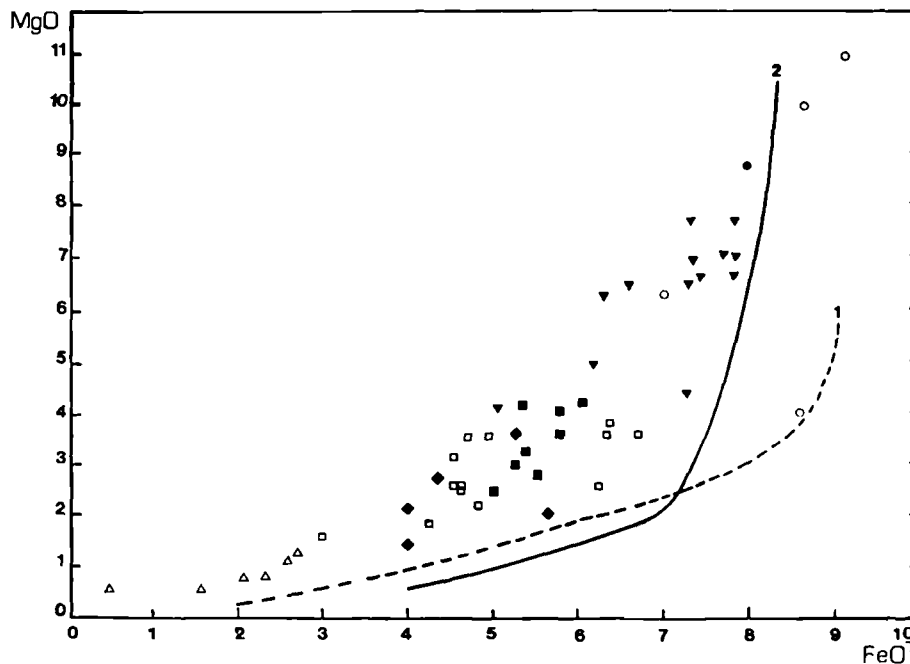


Fig. 2. — Diagramme MgO (%) en fonction de FeOT (%).

Grandes Rousses : ● : latibasaltes. — ▼ : latiandésites. — ■ : quartz-latiandésites. — ◆ : quartz-latites.
Zone briançonnaise : ○ : dolérites. — □ : microdiorites et andésites. — △ : microgranites. — 1 et 2 : séries calco-alcalines normales et série shoshonitique de Yellowstone Park (Wyoming), d'après Joplin (1968).

Fig. 2. — MgO/FeOT diagram.

Grandes Rousses : ● : latibasalt. — ▼ : latiandesites. — ■ : quartz-latiandesites. — ◆ : quartz-latites.
Briançonnais zone : ○ : dolerites. — □ : microdiorites and andesites. — △ : microgranites. — 1 and 2 : normal calco-alkaline and shoshonitic series of Yellowstone Park (Wyoming), after Joplin (1968).

2) Caractères pétrographiques.

Ce magmatisme permo-carbonifère est affecté par un métamorphisme à albite, lawsonite, prehnite et pumpellyite d'âge alpin (Piantone, 1980).

Le plagioclase s'altère en albite et/ou en une association complexe constituée, soit de micas blancs, calcite, chlorite, soit de prehnite, pumpellyite et quartz.

Les oxydes ferro-titanés se déstabilisent en sphène. Les amphiboles sont chloritisées ou calcitisées. Enfin, la mésostase est entièrement recristallisée en quartz + albite + chlorite et parfois adulaire (Ouazzani et Lapierre, 1986).

Les faciès recensés par Piantone sont des dolérites, des porphyres verts (microdiorites) auxquels s'ajoutent

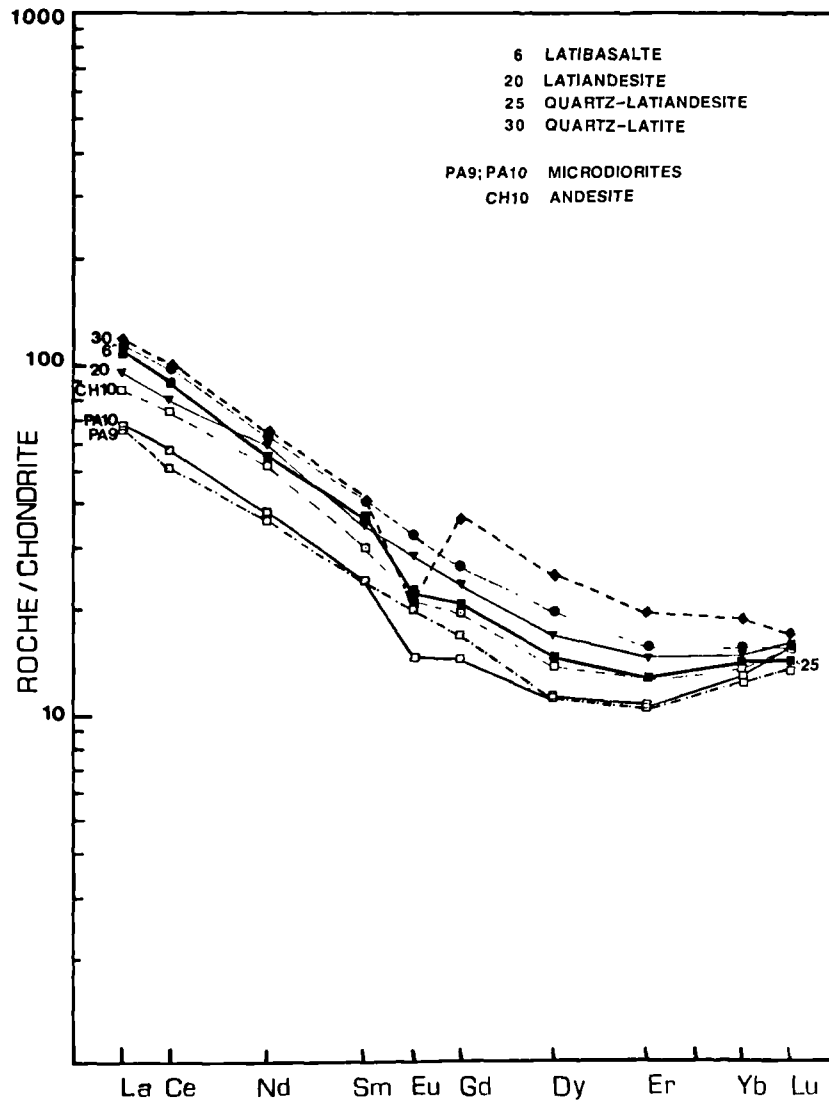


Fig. 3. — Spectres des Terres Rares des laves de la Croix de Fer : 6, latibasalte. — 20, latiandesite. — 25, quartz-latiandesite. — 30, quartz-latite ; et de la zone briannonnaise : PA9 et PA10, microdiorites. — CH10, andésite.

Fig. 3. — Chondritic-normalized REE patterns of the Croix de Fer lavas : 6, latibasalt. — 20, latiandesite. — 25, quartz-latiandesite. — 30, quartz-latite ; and Briançonnais zone : PA9 and PA10, microdiorite. — CH10, andesite.

Ech.	6	20	69	11	25	26	30	49	8M1	10F1	CH1	CH4	PA9	CH10
SiO ₂	49.43	53.90	55.69	55.16	60.16	60.47	64.95	63.52	47.52	72.41	68.99	63.88	62.67	59.61
Al ₂ O ₃	18.51	16.21	16.61	16.51	16.44	17.10	15.47	16.63	14.46	15.25	15.01	16.42	17.20	18.44
Fe ₂ O ₃ T	8.47	7.45	7.21	7.05	5.15	5.63	3.87	3.96	9.59	1.22	3.32	4.56	4.91	6.79
MgO	8.34	7.30	6.38	6.23	3.98	3.86	1.34	2.03	10.36	.56	1.60	1.73	2.96	2.46
CaO	4.78	2.72	3.09	2.42	1.01	.89	2.04	1.26	8.30	.64	.69	2.65	.68	2.90
Na ₂ O	3.84	3.90	3.92	4.94	3.70	4.10	3.74	4.34	3.67	4.56	3.60	4.57	5.39	4.20
K ₂ O	1.06	2.48	2.53	2.34	4.99	4.01	4.55	5.46	.06	2.29	4.69	1.82	1.53	1.99
TiO ₂	1.05	.89	.94	.93	.80	.76	.61	.64	.83	.10	.51	.34	.39	.62
MnO	.15	.16	.16	.16	.08	.08	.06	.05	.15	.07	.06	.14	.13	.12
P ₂ O ₅									.15	.07	.24	.12		
P.F	4.43	4.09	3.29	4.29	3.14	2.98	3.03	2.03	6.20	1.89	1.76	3.18	2.73	2.74
Ba											985	549	470	
Sr											230	303	355	338
Rb											155	55	35	87
U	1.20	5.33	1.47	1.71		3.93		4.31			5.22	2.35		
Th	5.83	5.06	5.06	8.76		9.54		16.08			11.30	3.18		
Cr	254	302	249	226	32	18	38	36	683	3	<10	<10	10	19
Ni	161	131	144	75	31	21	37	41	190	3	11	16	20	37
Co									43	1	15	7	70	
V									238	5	62	85	54	
Zr													153	157
Nb														2
Y	31.40	27.90	26.50	27.70	24.20	27.20	33.70	33.91			31.88	13.77	22	24
La	28.61	23.48	26.91	22.53	27.34	21.56	29.24	21.93			43.83	14.81	17.08	20.31
Ce	62.00	50.74	58.36	49.59	56.83	47.09	65.60	52.87			79.83	27.26	33.72	46.61
Nd	29.94	24.08	26.27	24.09	25.92	23.11	30.47	26.16			37.89	13.02	18.03	22.45
Sm	6.60	5.51	5.75	5.28	5.45	5.57	6.82	6.92			7.57	2.76	3.91	4.69
Eu	2.00	1.63	1.38	1.30	1.31	1.26	1.00	1.22			1.38	.79	1.01	1.23
Gd	5.36	4.71	4.97	4.75	4.16	4.76	5.29	4.76			5.95	2.13	3.12	3.99
Dy	5.00	4.27	4.21	4.34	3.73	4.39	5.20	6.15			4.99	2.06	2.94	.81
Er	2.57	2.37	.38	2.44	2.10	2.34	2.88	3.19			2.67	1.18	1.76	2.19
Yb	2.48	2.42	2.35	2.47	2.30	2.49	3.13	.01			2.62	1.32	2.16	2.44
Lu	.38	.38	.38	.37	.34	.37	.47	.43			.40	.21	.37	.39

Tableau I. — Compositions chimiques des laves des Grandes Rousses et de la zone Briançonnaise. *Massif des Grandes Rousses* : latibasalte (6) ; latiandésites (69, 11 et 20) ; quartz-latiandésites (25 et 26) ; quartz-latites (30 et 49).

Les éléments majeurs, Cr, Ni, Co, V, Rb, Ba et Sr ont été analysés par quantométrie au C.R.P.G. (in Rouer, 1982) et par fluorescence X au Service commun d'analyses des Sciences de la Terre de l'Université de Nancy I (in Banzet, 1984). U, Th et Terres Rares ont été analysés par émission plasma au C.R.P.G. et Zr, Nb et Y par quantométrie au Laboratoire de Géologie de l'Université de Rennes.

Zone Briançonnaise : dolérite (8M1) ; microgranite (10F1) ; microdiorites quartziques (CH1, CH4 et PA9) ; andésites acides (CH10).

Les éléments majeurs, Cr, Ni, Co, V, Rb, Ba, Zr, Nb et Y ont été analysés par quantométrie au C.P.R.G. (éch. CH1, CH4 et PA9) et par fluorescence X au Service commun d'analyses des Sciences de la Terre de Nancy I (éch. CH10. Ouazzani, 1985) et au Laboratoire de l'Institut Dolomieu de Grenoble (éch. 8M1 et 10F1 ; in Piantone, 1982). U, Th et Terres Rares ont été dosés par émission plasma au C.R.P.G. de Nancy

Table I. — Representative analyses of Grandes Rousses and Briançonnais zone igneous rocks.

des andésites acides (Ouazzani et Lapiere, 1986) et des porphyres blancs (microgranites).

Les dolérites sont caractérisées, d'après Piantone (1980), par des plagioclases en lattes, de taille variable, cimentées par de la hornblende. Leur mésostase est riche en titanomagnétite et calcite. Leurs compositions chimiques sont celles d'andésites basaltiques ($47\% < \text{SiO}_2 < 51\%$; $0,06\% < \text{K}_2\text{O} < 2,5\%$).

Les porphyres verts (Piantone, 1980) ou microdiorites quartziques (Ouazzani et Lapiere, 1986), ($57\% < \text{SiO}_2 < 68\%$; $1\% < \text{K}_2\text{O} < 6\%$). Ils représentent le faciès le plus développé. Leur texture est microgrenue porphyrique, au cœur des sills ou des filons, alors que leur bordure est franchement microlitique fluidale (andésite acide). Les phénocristaux sont très abondants (38 %). Ce sont des plagioclases (20 à 30 % ; An_{11-26}) en agrégats gloméroporphyriques et de la hornblende verte (2 à 6 %). Le quartz (3 à 5 %), en microphénocristaux, est souvent craquelé et corrodé. La titanomagnétite est incluse dans les plagioclases et les amphiboles, plus rarement dans la mésostase et cristallise donc précocement. Enfin, la mésostase microcristalline renferme de l'apatite, du sphène et du zircon.

Les andésites acides ($58\% < \text{SiO}_2 < 62\%$; $1,8\% < \text{K}_2\text{O} < 2,5\%$) forment généralement la bordure des intrusions de microdiorites, mais peuvent être

l'unique composant des filons ou sills peu épais. Leur texture est hyaloporphyrique, parfois fluidale. Les faciès à abondants agrégats gloméroporphyriques de plagioclases (An_{14-17}) représentent des faciès d'accumulation. La mésostase contient des microphénocristaux de quartz, du zircon et de l'apatite.

Les porphyres blancs ($68\% < \text{SiO}_2 < 72\%$; $2\% < \text{K}_2\text{O} < 3,2\%$) ont une texture microgrenue porphyrique avec comme phénocristaux du plagioclase albitisé, du quartz, de la biotite et parfois de l'amphibole chloritisée. La mésostase est constituée par une fine mosaïque de quartz et de plagioclase (albite).

3) Affinité magmatique.

Ce magmatisme présente des caractères géochimiques de série calco-alcaline de marge active :

1) caractère isotitané ;

2) absence d'enrichissement en fer (fig. 2), fort enrichissement en silice et diminution brutale du vanadium au niveau des termes basiques (précipitation précoce de la titanomagnétite) au cours de la cristallisation fractionnée (fig. 4) ;

3) spectres enrichis en terres rares légères (fig. 3 ; $8 < \text{La/Yb} < 14$).

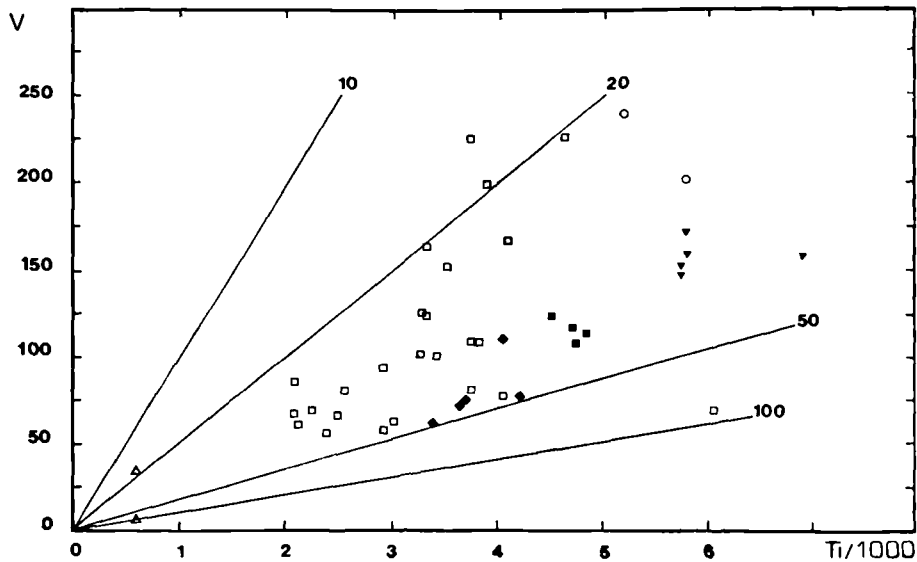


Fig. 4. — Diagramme V (ppm) en fonction de Ti : 1 000 (ppm).

Grandes Rousses : ▼ : latiandésites. — ■ : quartz-latiandésites. — ◆ : quartz-latites.
Zone Briançonnaise : ○ : dolérites. — □ : microdiorites et andésites. — △ : microgranites.

Fig. 4. — V/Ti : 1 000 (ppm).

Grandes Rousses : ▼ : latiandésites. — ■ : quartz-latiandésites. — ◆ : quartz-latites.
Briançonnais zone : ○ : dolérites. — □ : microdiorites and andésites. — △ : microgranites.

Le magmatisme post-stéphanien inférieur à anté "permo-triasique" de la zone briançonnaise, hypovolcanique, fortement différencié (des dolérites à amphibole jusqu'aux microgranites), s'apparente à une lignée calco-alkaline faiblement à moyennement potassique. Les valeurs du rapport Rb/Zr comprises entre 0,2 et 0,9 de ces roches hypabyssales seraient (Harris *et al.*, 1986) typiques d'un magmatisme post-collisionnel (groupe IV). Il faut remarquer en outre que ses termes les plus basiques sont déjà à amphibole et apparaissent plus différenciés que les faciès les plus basiques (latibasalte et certaines latianésites) des Grandes Rousses.

III. — CONCLUSION :

Contexte géodynamique du magmatisme permo-carbonifère dans les Alpes françaises

Le volcanisme shoshonitique des Grandes Rousses d'âge stéphanien inférieur et les intrusions hypovolcaniques de la zone briançonnaise d'âge permo-carbonifère ne représentent qu'une infime part de l'abondant magmatisme, souvent calco-alkalin, qui caractérise la fin de l'orogénèse hercynienne. En effet, la chaîne varisque (Matte, 1986) connaît entre 360 MA (Carbonifère) et 280 MA (Permien) un puissant plutonisme calco-alkalin (monzogranites et granodiorites), parfois fortement potassique (monzonites). Ce magmatisme est totalement différent de celui, alcalin, qui caractérise le Permien supérieur.

Les laves shoshonitiques des Grandes Rousses, les faciès hypovolcaniques (dolérite, microdiorite quartzique, microgranite) de la zone briançonnaise, présentent les caractères d'un magmatisme tardi-orogénique.

En effet, leur mise en place est syn- à post-tectonique.

Le volcanisme shoshonitique stéphanien inférieur des Grandes Rousses, postérieur à la phase namuro-westphalienne, s'épanche dans des bassins, syn- à post-tectoniques molassiques, contrôlés par d'importants décrochements, créés à la faveur de l'érosion précoce de la chaîne (Matte, 1986). Les intrusions hypovolcaniques de la zone briançonnaise se mettent en place lors de la phase saalienne (Piantone, 1980). De plus, les caractères pétrographiques (titano-magnétite précoce, présence d'amphibole et biotite) et géochimiques ($TiO_2 < 1\%$, enrichissement important en K, Ba, Th et terres rares légères, le rapport Rb/Zr des laves shoshonitiques et des intrusions calco-alkalines étudiées les rattachent au groupe IV du magmatisme de collision défini récemment par Harris *et al.* (1986).

Le magmatisme permo-carbonifère correspond donc bien au stade de post-collision continentale qui succède à la phase dévono-dinantienne de subduction-obduction d'océans paléozoïques (Bodinier *et al.*, 1986).

Le diachronisme entre l'âge des laves et des intrusions hypovolcaniques fini-hercyniennes et la phase compressive (métamorphisme de haute pression 430-380 MA) est trop important (minimum 70 MA, maximum 100 MA) pour envisager de lier la genèse de ces magmas permo-carbonifères au processus de subduction proprement dit. Par contre, on peut envisager pour ces magmas une origine comparable à celle émise par Venturelli *et al.* (1984) et Harris *et al.* (1986) pour les séries calco-alkalines et shoshonitiques post-collisionnelles dont les caractères pétrographiques et géochimiques rappellent ceux des séries alpines permo-carbonifères (Ouazzani et Lapiere, 1986). Il est généralement admis que les magmas shoshonitiques et calco-alkalins sont générés par fusion partielle d'un manteau plus ou moins enrichi en éléments lithophiles (par subduction et/ou contaminés par la croûte inférieure).

Dans le cas des magmatismes permo-carbonifères, l'hypothèse d'un magma généré par la fusion partielle d'éclogite plus ou moins métasomatisée (éléments lithophiles liés à la subduction) et contaminé par l'anatexie de la croûte inférieure est fort séduisante car elle s'adapte relativement bien au modèle géodynamique proposé par Matte (1986) pour les chaînes paléozoïques périatlantiques durant le Permo-Carbonifère.

En effet, ces chaînes sont caractérisées par une subduction relativement précoce (500-420 MA) suivie d'obductions (420-380 MA). Un métamorphisme haute pression qui accompagne ces phases compressives est responsable de la transformation en éclogite des reliques océaniques formées au droit de bassins marginaux et/ou de dorsales médio-océaniques (Bodinier *et al.*, 1986). Une subduction continentale succède aux phases subductions-obductions et s'accompagne d'un décollement croûte-manteau entraînant un épaississement crustal; la formation des liquides crustaux résultant de la relaxation thermique de la croûte inférieure et celle des magmas issus de la fusion partielle de la croûte océanique et du manteau subducté lors de la décompression adiabatique du manteau supérieur surviendrait à ce moment-là (Harris *et al.*, 1986). Les magmas ainsi produits séjournent plus ou moins longtemps dans la croûte continentale avant de s'épancher dans les grabens contrôlés par les décrochements qui naissent à la fin de la tectogénèse hercynienne.

Une autre hypothèse concernant l'origine de la série potassique stéphanienne des Grandes Rousses peut cependant correspondre à celle classiquement admise pour les termes basiques des complexes sub-alkalins potassiques hercyniens, dont les similitudes avec celles de l'association shoshonitique ont été démontrées (Pagel et Leterrier, 1980). On peut ainsi invoquer (Banzet *et al.*, 1985) un faible degré de fusion partielle d'une péridotite mantellique, justement susceptible d'induire des magmas riches en U et Th, ainsi que leurs enrichissements en terres rares légères et autres éléments lithophiles.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BADIA D. et FUCHS Y. (1982). — Phénomènes volcaniques et hypovolcaniques tardi-hercyniens dans la partie méridionale du Massif Central français; minéralisations associées: U, F, Ba, Pb, Zn, Sn, W. *Documents du B.R.G.M.*, 61, p. 59-82.
- 2) BADIA D. and FUCHS Y. (1983). — Permo-Carboniferous volcanism in the Massif Central (France) and its relations to ore deposits. Mineral deposits of the Alps and the Alpine Epoch in Europ. Ed. by H.J. Schneider, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, p. 276-290.
- 3) BADIA D., BEGASSAT P. et FUCHS Y. (1985). — Permo-Carboniferous volcanism in France and Western Europ. *Metallogenic significance*. IAEA, TEC-DOC n° 11, Vienne (à paraître).
- 4) BANZET G., ROUER O. et LAPIERRE H. (1984). — Nouvelles données pétrographiques, stratigraphiques et structurales sur le volcanisme carbonifère du Col de la Croix-de-Fer (Alpes externes). *Bull. Soc. Géol. France*, XXVI, 6, p. 1267-1280.
- 5) BANZET G., LAPIERRE H., LE FORT P. et PECHER A. (1985). — Le volcanisme carbonifère supérieur du massif des Grandes Rousses (zone dauphinoise, Alpes externes françaises): un magmatisme à affinités shoshonitiques lié à la fracturation crustale tardi-varisque. *Géologie alpine*, t. 61, p. 33-60.
- 6) BEBIEN J. et GAGNY C. (1978). — Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. *Mémoire du B.R.G.M.*, n° 107, p. 101-135.
- 7) BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A. et DOSTAL J. (1986). — Caractérisation géochimique des métabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, n° 1, p. 115-123.
- 8) BORDET P. et CORSIN P. (1951). — Flore stéphanoise dans le massif des Grandes Rousses. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 73.
- 9) DEBON F. and LE FORT P. (1982). — A chemical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Edingurgh, Earth Sci.*, 73, p. 135-149.
- 10) DEPARDON J.P. (1979). — Les déformations de la couverture mésozoïque au Nord de l'Oisans. Thèse 3° cycle, Univ. Lyon I, 76 p.
- 11) DOSTAL J., ZENTILLI M., CAELLES J.C. and CLARK A.H. (1977). — Geochemistry and origin of volcanic Rocks of the Andes (26°-28°S). *Contrib. Min. Petrol.*, 63, p. 113-128.
- 12) FEYS R. (1963). — Etude géologique du Carbonifère briançonnais. *Mém. B.R.G.M.*, n° 6, 387 p.
- 13) GIORGI L. (1979). — Contribution à l'étude géologique des terrains cristallins du massif des Grandes Rousses (Isère, France). Thèse 3° cycle, Grenoble.
- 14) GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973). — Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledone, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Thèse 3° cycle, Univ. Grenoble.
- 15) GREBER C. (1965). — Flore et stratigraphie du Carbonifère des Alpes françaises. *Mém. B.R.G.M.*, N° 21.
- 16) HARRIS N.B.W., PEARCE J.A. and TINDLE A.G. (1986). — Geochemical characteristics of collision zone magmatism, p. 67-81. In Coward M.P. and Ries A.C. (ed.) 1968. Collision Tectonics. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, N° 19.
- 17) HERNANDEZ J. (1985). — Le magmatisme associé aux grands couloirs de décrochements intracontinentaux. *C.R. Séance spéc. S.G.F.*, Paris, 30-31 Mai 1985.
- 18) JOPLIN G.A. (1968). — The shoshonite association: a review. *J. Geol. Soc. Austral.*, 15, p. 275-294.
- 19) LAMEYRE J. (1957). — Le complexe volcanique de la partie nord du synclinal hercynien oriental du massif des Grandes Rousses. *C.R. somm. S.G.F.*, 9, p. 157.
- 20) MATTE P. (1986). La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques périatlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II, n° 1, p. 9-24.
- 21) MORRISON G.W. (1980). — Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, p. 97-108.
- 22) OUAZZANI H. et LAPIERRE H. (1986). — Le magmatisme carbonifère de la zone briançonnaise (Alpes internes). Essai sur la lecture des magmatismes calco-alcalins tardifs dans les chaînes de collision continentale. *C.R. Ac. Sc.*, t. 302, Série II, n° 18, p. 1171-1176.
- 23) PAGEL M. and LETERRIER J. (1980). — The sub-alkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): Shoshonitic affinity. *Lithos*, 13, p. 1-10.
- 24) PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. and TINDLE A.G. (1984). — Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 5, p. 956-983.
- 25) PETERSON M.G. and WINDLEY B.F. (1985). — Rb-Sr dating of the Kohistan arc-batholith in the Trans-himalaya of the north Pakistan, and tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74, p. 45-57.
- 26) PIANTONE P. (1980). — Magmatisme et métamorphisme des roches intrusives calco-alcalines du Carbonifère briançonnais entre Arc et Durance. Minéralogie, pétrographie, géochimie. Thèse 3° cycle, Univ. Grenoble, 214 p.
- 27) ROUER O. (1982). — Le volcanisme permo-carbonifère du col de la Croix de Fer. Caractérisation pétrographique et géochimique des métavolcanites et des pyroclastites. D.E.S. de Pétrologie, Univ. Nancy I, 26 p.
- 28) VENTURELLI G., THORPE R.S., DALPIAZ G.V., DELMORO A. and POTTS P.J. (1984). — Petrogenesis of calc-alkalic, shoshonitic and associated ultrapotassic oligocene volcanic rocks from the north western Alps, Italy. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, p. 109-220.
- 29) TERMIER P. (1894). — Le massif des Grandes Rousses. *B.S.C.G.F.*, n° 40, t. 6.

Les bassins houillers du Paléozoïque supérieur continental du Massif Central français; dynamique sédimentaire

Upper Paleozoic coal basins of the French Massif Central ; dynamics

par Louis COUREL (*)

Résumé. — Les premiers bassins houillers du Massif Central se sont installés au Stéphanien dans la zone interne de la chaîne hercynienne, dont la remontée rapide pendant le Namurien et le Westphalien a provoqué une intense érosion qui a atteint les leucogranites tardi-hercyniens et a fortement entamé les séries métamorphiques éohercyniennes. La sédimentation avait commencé dès le Westphalien autour du Massif Central, sur des aires moins positives où le niveau d'érosion était moins profond.

Les bassins houillers stéphaniens et autuniens du Massif Central se distinguent par leurs caractères sédimentologiques. Les bassins stéphaniens, limités par des failles actives, le plus souvent décrochantes, sont le siège d'une sédimentation essentiellement proximale, fluvio-palustre. Le remplissage des bassins autuniens, comportant souvent des schistes bitumineux, est caractéristique de milieux fluvio-lacustres.

Les différences observées sont sous la dépendance de la structuration. Le contexte compressif décrochant, avec rotation des contraintes dans le temps, qui a régné pendant le Stéphanien, a été remplacé à l'Autunien par un contexte distensif. Ainsi s'expliquent les discordances plus ou moins marquées entre Stéphanien et Autunien et l'extension des bassins au-delà de la surface occupée au Stéphanien, dès le début du Permien.

Une aridification du climat semble responsable de la disparition totale des bassins houillers avant la fin de l'Autunien.

Abstract. — *The early coal basins of the French Massif Central have formed during the Stephanian in the central area of the variscan belt. The fast uplift of the belt during Namurian and Westphalian induced an intensive erosion which affected the late hercynian leucogranites and stripped off a great thickness of the early hercynian series. Sedimentation began since Westphalian around the Massif Central in less positive areas where the erosion was less deep.*

Stephanian and autunian coal basins are distinguishable by their sedimentological characteristics. In the stephanian coal basins edged by active, mostly strike-slip faults, sedimentation is especially fluvio-lacustrine and proximal. Fluvio-lacustrine deposits are characteristic of the Autunian infilling, with frequent bituminous shales.

Differences observed in the sedimentation patterns are linked with tectonics. The stephanian compressive strike-slip features, with strain field rotation has been replaced by distensive Autunian features, hence the interpreted discordance between Autunian and Stephanian and the mapped discordance of the Autunian beyond the stephanian areas.

An aridification of the climate seems to have terminated the coal basins before the end of Autunian.

INTRODUCTION

Nos connaissances sur le Paléozoïque supérieur du Massif Central ont beaucoup progressé ces dernières années. Des études sédimentologiques ont apporté des données nouvelles sur le remplissage des bassins et leur cadre tectonique. La structuration des bassins a été abordée sous l'angle de l'analyse tectonique à l'échelle du réceptacle immédiat ou de la région. Des essais de

modélisation ont enfin été proposés, à la lumière des progrès récents dans la connaissance de la tectonique, du magmatisme et du métamorphisme à l'échelle de la partie occidentale de la chaîne hercynienne.

Il nous a paru intéressant de faire le point des acquis dans le domaine de la dynamique sédimentaire des bassins, en les confrontant aux données récentes sur la structure et la pétrogenèse du Massif Central au

(*) Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, R.C.P. 642, L.A. 157, 6, Bd Gabriel, 21100 Dijon.

Paléozoïque supérieur. Le texte suivant se présente toutefois comme un simple essai de réflexion à propos de faits connus et ne vise pas à une démonstration. Afin de faire ressortir l'importance du cadre géodynamique, la présentation suivra un découpage stratigraphique.

I. — AVANT LE STEPHANIEN

1) Des bassins houillers stéphaniens directement sur le socle plutonique et métamorphique.

Le plus souvent, les bassins houillers stéphaniens reposent directement sur des séries métamorphiques ou plutoniques. La fig. 1 rend compte de la nature des matériaux de socle les plus récents rencontrés dans les brèches ou poudingues des séries houillères ou constituant le substratum du houiller. Dans le Massif Central, la présence de roches sédimentaires ou volcano-sédimentaires dans le substratum des bassins stéphaniens est exceptionnelle. On peut toutefois noter des galets "dévonno-dinantiens" dans le bassin du Creusot ou celui d'Autun.

Les galets de roches métamorphiques sont les plus fréquents. Parmi celles-ci, plusieurs ensembles d'âge variable peuvent être distingués (fig. 1). Les matériaux proviennent essentiellement du métamorphisme éohercynien du N du Massif Central, d'abord de haute pression, puis de moyenne pression et moyenne température. Il débiterait vers 430 MA et finirait sous un régime de plus basse pression et plus haute température avec fusion anatectique d'une partie des gneiss préalablement structurés, jusqu'à 365 MA (anatectites du type Aubusson) (Floc'h et Duthou, 1986). Des galets de la série métamorphique du Mont-Pilat et des métamorphites rétomorphosées qui lui sont associées ont été retrouvés dans la brèche de la Fouillouse, à la base de la série stéphanienne du bassin de Saint-Etienne. L'âge du métamorphisme est ici plus récent que dans le cas précédent: âge namuro-westphalien (Floc'h et Duthou, 1986) et se trouve proche de celui des diapirs anatectiques du type Velay (297 MA). Les micaschistes et gneiss rencontrés dans le substratum du bassin des Cévennes et de ceux du Rouergue se situeraient entre les deux métamorphismes précédemment décrits, autour de 345 MA (Floc'h et Duthou, 1986).

Des granites à biotite variés et des leucogranites sont retrouvés à l'état de galets dans les bassins stéphaniens. Parmi les plus récents, on peut citer les granites à biotite de Luzy, intrusifs et responsables d'un métamorphisme de contact dans le Viséen supérieur du Sud du Morvan, retrouvés en galets dans le Stéphaniens du bassin de Blanzay. Ils sont associés à des leucogranites du type granite de Mesvres, postérieurs au granite de Luzy, dont l'âge est comparable à celui du granite de la Pierre-qui-Vire du Nord Morvan, daté à 320 MA (Duthou *et al.*, 1984).

Les leucogranites représenteraient donc les témoins les plus récents de l'érosion du socle anté-stéphaniens; un âge namuro-westphalien peut être proposé. Il serait toutefois intéressant d'affiner cet inventaire par des recherches systématiques des roches magmatiques rencontrées en galets dans les bassins houillers et de leur âge respectif.

2) Erosion anté-stéphaniennne.

Les données radiochronologiques les plus récentes (Odin et Gale, 1982) concernant les bassins du Paléozoïque supérieur ont été reportées sur la fig. 2, en regard des datations sur l'âge du substratum des séries houillères. Le faible espace de temps qui sépare le Stéphaniens des roches les plus récentes représentées dans les galets du remplissage des bassins mérite d'être noté. Une érosion de l'ordre de 25 km sépare les dépôts stéphaniens des roches catazonales de la base de la série éohercynienne. L'érosion est beaucoup plus faible dans le cas des leucogranites ou des granites à biotite dont la profondeur d'intrusion ne dépasserait pas quelques kilomètres dans certains cas. Une telle constatation n'implique pas obligatoirement des reliefs considérables mais en tout cas une montée rapide du socle, sans doute sous l'effet d'un réajustement isostatique.

3) Situation des bassins houillers du Massif Central dans le cadre structural du domaine interne de la chaîne hercynienne.

Les bassins stéphaniens sont postérieurs aux grands systèmes de nappes dans la mesure où ils sont postérieurs aux granitisations associées à l'épaississement crustal, continu jusqu'à 350 MA (Matte, 1986). Par ailleurs, les décrochements ductiles hercyniens, postérieurs à la mise en place des grandes nappes et plis couchés des zones internes (ex. : faille d'Argentat, faille de la Marche...) sont relativement bien datés grâce à la mise en place de granites syntectoniques entre 310-340 MA. Il s'agit de leucogranites, souvent liés aux chevauchements et décrochements ductiles (Matte, 1986). Les dépôts stéphaniens, d'après les données cartographiques et l'analyse des galets, sont nettement postérieurs.

Les données structurales sur la période anté-stéphaniennne plus proche sont rares. On peut noter toutefois que la phase majeure du décrochement du Grand sillon houiller serait marquée par un coulissement daté du Westphalien grâce aux granites déplacés de part et d'autre (Grolhier et Letourneur, 1968). Lerouge (1986) a montré par ailleurs que la faille de Boussac, prolongée à l'W par la faille de la Marche orientale, a rejoué en cisaillement syn à post mise en place des massifs leucogranitiques au Westphalien, lors d'un raccourcissement EW.

Nous pouvons retenir de ces deux exemples que la période westphalienne est marquée par une fracturation

	CHRONOLOGIE												MATERIAUX SUBSTRATUM	RELATIONS AUT./STEPH.	
	WESTPHALIEN				STEPHANINIEN				AUTUNIEN						
	(NAMUR.)	A	B	C	D	A	B	C		D					
BASSINS du MASSIF CENTRAL															
EST du MASSIF CENTRAL															
AUTUN - EPUNAC															
BLANZY-le-CREUSOT et TÊMOINS BORDURE NORD															
SAINT-ETIENNE															
CEVENNES															
CENTRE et SUD du MASSIF CENTRAL															
GRAISSNESSAC															
CARMAUX, CEROU, VAJAC															
DECAZEVILLE, FIGIAC, RODEZ															
BRIVI, LE LARDIN															
sur faille ARGENTAT															
sur faille HOUILLÈRE: MESSIÈY															
BRASSAC															
NORD MASSIF CENTRAL															
AHUN															
COMMENTRY, la QUEUE... et NORD ALLIER															
BERT-MONCOMBROIX															
AUMANCE															
LA MACHINE															
E et S DECIZE (DE VAY-LUCENAY)															
MEAULNE-ESTIVAREILLES															
BASSINS EXTERIEURS du MASSIF CENTRAL															
LITTRY-PLESSIS (Massif armoricain)															
LORRAINE et prolongement SW															
BRIANÇONNAIS et zones internes ALPES															
ALPES zones EXTERNES sur massifs cristallins															
LA MURE															
PROVENCE															
VOSGES: ST HIPPOLYTE HURY															
JURA															
Substratum															
galets															

Fig. 1. — Les données sont celles de l'auteur et celles de P. Vetter (1986) pour la chronologie. En ce qui concerne le substratum et les matériaux ainsi que les relations Autunien-Stéphanien, des références sont indiquées entre parenthèses quand les données proviennent de sources extérieures.

(1) Laville P. - Rapport interne Houillères de Blanzy, 1986. — (2) Livret-guide régional: Lyonnais-Vallée du Rhône, Masson, 1973, p. 86 et observations personnelles: micaschistes du Mont-Pilat. — (3) de Lapparent A., 1906. - Traité de Géologie. — (4) Debriette P., 1985. — (5) Paquette Y., 1980. — (6) Storz J.M., 1974. — (7) Donsimoni M., 1986. — (8) Roger G., 1969. - Mém. B.R.G.M., n° 66, p. 38. — (9) Comm. orale G. Even. — (10) Comm. orale D. Mercier.

Fig. 1. — After the author and P. Vetter (1986), for the chronology. Concerning the basement and gravels or the Autunian-Stephanian discordance, references are given in parentheses when related to other authors.

(1) Laville P. - Report Houillères de Blanzy, 1986. — (2) Regional guide-book. Vallée du Rhône, Masson, 1973, p. 86, and personal data: micaschistes of the Mont-Pilat. — (3) de Lapparent A., 1906. - Traité de Géologie. — (4) Debriette P., 1985. — (5) Paquette Y., 1980. — (6) Storz J.M., 1974. — (7) Donsimoni M., 1986. — (8) Roger G., 1969. - Mém. B.R.G.M., n° 66, p. 38. — (9) Personal comm., G. Even. — (10) Personal comm., D. Mercier.

en décrochements importants [de 35 à 100 km selon les endroits pour le Grand sillon houiller (Grolier et Letourneur, 1968)]. La part du Westphalien proprement dit n'a pas été appréciée mais pourrait être notable. Dès le Westphalien, le Massif Central paraît constitué de blocs morcelés formant peut-être une mosaïque de compartiments où le socle est principalement métamorphique. Une telle structure préfigure celle du Stéphaniens dont les grands décrochements ne sont souvent qu'un rejeu, parfois dans un sens différent, des décrochements westphaliens.

4) Les bassins westphaliens du pourtour du Massif Central : de vastes domaines fluvio-deltaïques.

A l'intérieur du Massif Central, défini par ses limites actuelles, seule l'Assise des Girodons dans la base du bassin de La Machine a été datée du Westphalien (Grangeon *et al.*, 1968). Tous les autres bassins sont plus récents, avec peut-être une exception pour le bassin des Cévennes dans lequel la sédimentation a pu commencer dans la partie terminale du Westphalien (Frère, 1984). Les bassins westphaliens ceinturent le Massif Central : Sarre-Lorraine (début dès le Namurien), Saint-Hippolyte-Hury (Vosges), zones internes des Alpes (début dès le Namurien), Massifs cristallins externes, Provence et Corse (probablement), Le Plessis (Cotentin), sillon vendéen. Au vu de cette énumération, il paraît nécessaire d'insister sur la différence entre un domaine dans lequel aucun bassin westphalien ne subsiste, ou ne s'est formé (?) et un domaine que l'on peut considérer comme plus externe, à bassins westphaliens. Ces observations doivent être complétées par le fait que, autour du Massif Central, le Westphalien repose parfois sur des terrains paléozoïques non métamorphisés ou contient des galets de roches paléozoïques non métamorphisés ou peu métamorphisés (fig. 1). L'érosion anté-westphalienne y a atteint un niveau d'abrasion plus faible que dans le Massif Central.

Les bassins westphaliens présentent enfin, dans leur dynamique sédimentaire, des caractères qui les distinguent encore des bassins stéphaniens du Massif Central et leur donne un cachet plus "externe" dans l'histoire de la chaîne. De vastes domaines deltaïques s'installent dans le bassin de la Sarre par exemple où des deltas lacustres progredient sur la bordure pendant de longues périodes (Donsimoni, 1981). Les données récentes sur le Briançonnais (Mercier et Beaudoin, 1983 ; Courel, Donsimoni et Mercier, 1986) illustrent remarquablement l'histoire du comblement d'un très vaste domaine "distal". De tels dispositifs sont plus rares au Stéphaniens comme cela sera développé plus loin. Les exceptions viennent des plus grands bassins stéphaniens comme les Cévennes (Frère, 1984), Saint-Etienne, La Machine (Courel *et al.*, 1970) et probablement le bassin du Bas-Dauphiné. Dans ces exemples, une part notable du remplissage consiste en sédiments fins déposés sous une dynamique deltaïque, témoignant d'une certaine stabilité.

Les vastes domaines fluvio-deltaïques westphaliens impliquent en effet une aire de sédimentation à surface peu déformée, couvrant une grande superficie, alimentée par un bassin versant stable et de grande dimension comme le suggèrent les comparaisons avec les deltas actuels. Un domaine externe à sédimentation importante dans de grands bassins s'oppose donc au Westphalien au domaine interne du Massif Central sans dépôts conservés du fait d'une érosion intense liée à une montée très rapide du socle. Le Massif Central a-t-il retenu durablement des sédiments pendant le Westphalien et que sont devenus les produits de l'intense érosion westphalienne dans le domaine interne ? Aucune réponse n'est actuellement satisfaisante. L'argumentation peut progresser dans trois domaines. En premier lieu, l'âge des premiers dépôts dans les bassins peut éventuellement caractériser une zonation entre les aires à sédimentation plus précoce supposées être plus basses et les aires à sédimentation plus tardive (fin du Stéphaniens) supposées être plus hautes. C'est ainsi que les bassins de La Machine, Saint-Etienne, les Cévennes, Graissessac et Carmaux à Westphalien D ou Stéphaniens A formeraient une ceinture plus basse, entourant les bassins plus centraux où la sédimentation ne commence qu'au Stéphaniens B. En second lieu, l'étude de la géométrie des décrochements westphaliens et stéphaniens et de la position et de l'âge des bassins pourrait permettre de reconstituer les directions de transit des détritiques. De telles propositions ont déjà été faites par Bertrand (1888) et Marest (1985) mais des progrès sont à faire. Il serait enfin important de savoir si les matériaux du Massif Central ne peuvent être retrouvés dans les bassins westphaliens qui l'entourent.

II. — LES BASSINS STEPHANIENS : BASSINS INTRAMONTAGNEUX

Systèmes sédimentaires proximaux directement contrôlés par de grandes fractures

Les bassins stéphaniens du Massif Central (une soixantaine) sont d'abord caractérisés par leur situation dans la partie la plus profondément érodée de la chaîne varisque, celle dont la montée rapide à partir du Viséen en a fait une "zone haute". Il convient peut-être d'annexer au Massif Central actuel des bassins stéphaniens proches : celui du Jura (Lienhardt, 1961) et de celui du Bas-Dauphiné (Mariton, 1961).

La géométrie des bassins stéphaniens se caractérise par une épaisseur importante relativement à leur surface : jusqu'à plus de 600 m pour un bassin de 15 km² (bassin de Carmaux) et une grande épaisseur en valeur absolue : de l'ordre de 5.000 m dans les bassins de Saint-Etienne et des Cévennes. Les couches de charbon sont également parfois très épaisses : jusqu'à 50 m sans plissement (Montceau-les-Mines) et jusqu'à 120 m dans des charnières anticlinales (Decazeville, Saint-Eloy).

Il est surtout intéressant de noter le caractère "proximal" de la sédimentation stéphanienne. L'importance des faciès à granulométrie de l'ordre des sables ou des éléments plus gros par rapport aux silts et argiles est frappante, ce qui témoigne d'un manque de maturité au niveau de l'élaboration des matériaux sur les aires nourricières où la fragmentation mécanique était prépondérante. Les paléoenvironnements décrits ces dernières années dans les bassins houillers stéphanien relèvent par ailleurs dans une écrasante majorité de milieux fluvio-palustres dans lesquels le charbon s'intègre en domaine proximal depuis des systèmes torrentiels (ex. : Blanzly-Montceau, Première Couche, Courel *et al.*, 1985) jusqu'à des marécages, à végétation autochtone (ex. : Devay, Donsimoni, 1983), en passant par des systèmes en tresse et méandrisants (ex. : les Cévennes, Frère, 1984). Des faciès lacustres avec des deltas sous-lacustres ont bien été cités. Dans les cas de Blanzly-Montceau, Commentry, Decazeville, ils représentent pourtant des systèmes locaux et le plus souvent de courte durée, au toit des couches de charbon dont la compaction a pu jouer un rôle dans la vacuité reconnue au-dessus des veines épaisses (Courel, 1987). Les niveaux sous-lacustres de schistes bitumineux stéphanien n'ont alors rien de l'importance et de l'épaisseur qui sera relevée dans l'Autunien. Les rares systèmes deltaïques importants sont à rechercher dans le sommet du remplissage du bassin des Cévennes (zone 7, Frère, 1984), dans la base du bassin de La Machine (Courel *et al.*, 1976) ou dans le bassin de Saint-Etienne.

Dans l'histoire des bassins stéphanien, les grandes fractures du socle, souvent héritées des phases de fracturation antérieures (Arthaud et Matte, 1975 ; Lerouge, 1984 ; Bonnon, 1983) jouent un rôle prépondérant. Il est fréquent que ces grandes fractures constituent la limite des bassins (Montceau, Valle, 1984 ; Courel *et al.*, 1985). Dans ce cas, leur rôle se manifeste par des brèches ou des éventails alluviaux (Cévennes, Blanzly-Montceau) ou plus généralement leur association aux faciès les plus proximaux. Le plus intéressant dans ces fractures est leur fonctionnement en décrochements qui ont été enregistrés dans les séries constituant le remplissage du bassin. Dans les bassins de Carmaux (Delsahut, 1981) ou des Corbières (Cazetien, 1982), ces décrochements se marquent par la géométrie des aires de dépôt en panneaux losangiques. A Messeix, l'épaisseur de la Couche Amélie est organisée selon des directions assimilées par Robert (1984) à des fractures de type Riedel. A Blanzly-Montceau, des accidents diagenétiques précoces ont été interprétés par rapport aux décrochements (Valle, 1984). De ces études récentes, et des synthèses de Gélard, (1984), Bonijoly et Castaing (1984), Gélard *et al.* (1986), il ressort surtout que les décrochements ont fonctionné pendant tout le Stéphanien, qu'ils étaient contemporains du remplissage lui-même et que les directions des champs de contrainte correspondants ont pu tourner au cours du Stéphanien, dans un même bassin. La structuration stéphanienne des bassins doit donc être envisagée dans un cadre

mobiliste où les décrochements sont prépondérants. Ainsi pourraient être expliquées les "discordances" entre Stéphanien B et C à Decazeville, les migrations des aires de sédimentation (Saint-Etienne, Carmaux...).

Les caractéristiques relevées pour les séries sédimentaires des bassins stéphanien trouveraient en résumé une explication dans l'activité des grandes fractures du socle sous-jacent, remettant sans cesse en cause l'équilibre entre bassin et bordure. L'installation de systèmes durables de drainage des matériaux détritiques et la stabilité du niveau aquifère n'ont été qu'exceptionnels. Le Massif Central a donc retenu une certaine quantité de sédiments pendant le Stéphanien. Celle-ci est cependant faible par comparaison à la masse beaucoup plus importante de matériel érodé comme l'a fait remarquer Vetter (1971). Une partie des sédiments qui ont échappé ainsi aux bassins stéphanien se retrouve peut-être dans l'épaisseur considérable des vastes bassins permien qui ceinturent le Massif Central actuel (bassin de Paris, fossé bressan...). Ils auraient pu ainsi être "recyclés" au Permien ; leur progradation se serait étalée sur une longue période.

III. — LA DISCORDANCE AUTUNIEN - STEPANIEN

Une discordance, bien marquée dans un certain nombre de bassins, apparaît entre des niveaux à charbons "redressés" du Stéphanien, d'une part, et des couches à pendage faible, peu ou pas charbonneuses (sauf exception : bassin de l'Aumance, bassin de Bert...) et souvent bitumineuses, d'autre part. La fig. 1 fait état des divers cas rencontrés : discordance angulaire observée, discordance cartographique, concordance. Les cas de discordance angulaire les plus caractéristiques sont ceux des bassins de l'Aumance (Paquette, 1980), de Noyant-la-Queue (Debriette, 1985), de Devay-Lucenay (Donsimoni, à paraître) mais les discordances cartographiques sont les plus fréquentes et la concordance vraie plutôt rare : Saint-Etienne. Il est malheureusement encore impossible de dater avec précision cette "discordance".

Les arguments paléontologiques (flore et microflore) souffrent des difficultés de datation inhérentes à l'utilisation d'associations végétales sensibles à la position des bassins de référence sur le globe et donc difficiles à situer par rapport aux échelles universelles des séries marines. Les associations végétales sont par ailleurs sensibles aux conditions de milieux : environnements palustres dominants dans le Stéphanien, environnements lacustres fréquents dans l'Autunien (Doubinger et Langiaux, 1982 ; Courel *et al.*, 1983 ; Broutin *et al.*, 1986).

Les arguments structuraux sont également difficiles à utiliser dans la mesure où les systèmes décrochant stéphanien semblent avoir fonctionné, sinon en continu,

au moins pendant des laps de temps assez étalés. Dans le bassin de Blanzay-Montceau, par exemple, un pli fini-stéphanien se manifestait déjà pendant le remplissage stéphanien terminal par des accidents diagénétiques et un "guidage" des transits détritiques (Valle, 1986). A Decazeville, une discordance entre Stéphanien B et Stéphanien C a été mise en évidence (Vetter, 1986). Dans un tel contexte structural, il paraît difficile de parler de "phase bourbonnaise" par exemple. Dans un continuum tectonique où les décrochements ont joué un grand rôle, il apparaît toutefois évident qu'un changement radical distingue les compressions fini-stéphanienne, manifestées par des failles inverses, voire des chevauchements de faible amplitude (Le Creusot, Argentat, Langeac, Brassac) de la période distensive autunienne (voir plus loin).

Ce changement radical, même s'il n'est certainement pas instantané, entre deux contextes structuraux différents, au passage Stéphanien-Autunien, est également marqué dans le magmatisme. A la suite de Paquette (1980), les associations de zircons ont été systématiquement étudiées dans les cinérites. Les résultats de ces analyses indiquent (Paquette et Frère, à paraître) que les cinérites autuniennes contiennent des zircons rapportés aux cortèges dacitiques ou rhyodacitiques alumineux connus dans des domaines réputés distensifs. Les cinérites stéphanien sont assez composites par leurs cortèges de zircons mais des associations calco-alkalines andésitiques classiquement connues dans des domaines "orogéniques" s'y reconnaissent fréquemment. Dans les dépôts réputés "stéphanien-autuniens", les deux types précédemment définis ont été rencontrés.

Des études ultérieures permettront certainement d'affiner cet outil pétrographique. Le changement de contexte au passage Stéphanien-Autunien correspond en tout cas au passage de bassins à dynamique de remplissage fluvio-palustre proximal à des bassins où les faciès lacustres se développent largement. La coïncidence avec la limite Stéphanien-Autunien reste pourtant problématique.

IV. — LE DEVELOPPEMENT DES FACIÈS LACUSTRES DANS LES BASSINS AUTUNIENS

Malgré une diversité évidente dans les systèmes sédimentaires des bassins autuniens, il est intéressant de rechercher si des caractéristiques générales peuvent être dégagées et comparées à celles des bassins stéphanien.

Les bassins autuniens sont d'abord plus étendus que les bassins stéphanien qu'ils débordent quand ils leur sont superposés (discordance cartographique). Certains couvrent une très grande étendue (bassin de Lodève...). Par ailleurs, les séries autuniennes sont fréquemment fracturées mais peu déformées.

La dynamique sédimentaire se manifeste par une persistance de systèmes fluviaux et fluvio-palustres comme dans le Stéphanien avec parfois du charbon exploitable mais un développement des schistes bitumineux à poissons caractéristiques de milieux lacustres sur de grandes étendues, avec une importance relative accrue des éléments fins argilo-silteux. Les corps bréchiques, conglomératiques et gréseux grossiers dominent seulement sur les bordures du bassin. Il n'y a plus d'évidences de progradations deltaïques mais des systèmes fluviaux qui débouchent dans une nappe d'eau sans accretion notable; l'alimentation en détritiques se ralentit probablement, par rapport au Stéphanien.

Les paramètres structuraux responsables d'une telle dynamique sédimentaire ont été, dans certains bassins, mis en évidence. Le jeu de fractures tardihercyniennes du soubassement est clairement reconnu par les limites fréquemment rectilignes des isopaques du domaine à charbon (Aumance, Paquette, 1980; Bonnion *et al.*, 1983 et Bonnion, 1983). Le remplissage par des sables de fractures manifestées dans le charbon au cours de la diagenèse permet, d'autre part, de reconstituer la géométrie de ces accidents précoces: directions-valeur du pendage... et d'en induire les caractéristiques de l'ellipsoïde des contraintes. De nombreuses mesures ont permis, dans le bassin de l'Aumance, de conclure à une distension importante dans un système d'extension nord-sud.

Ces résultats peuvent sans doute être généralisés et ont été obtenus parallèlement par une étude structurale régionale (Bonijoly et Castaing, 1984). La distension du bassin, jouant sur des blocs séparés par des failles, dans un bassin dont la surface s'accroît progressivement, conduit à des séries plus homogènes que dans le cas des bassins stéphanien. Si les fractures se manifestent encore parfois par des brèches ou des gouttières de transit, le rôle des failles bordières est moins évident et les décrochements non prouvés. La réactivation de la sédimentation dans le bassin se fait plus rare, tandis que la vacuité augmente, donnant naissance à une tranche d'eau plus importante, non compensée par une sédimentation rapide.

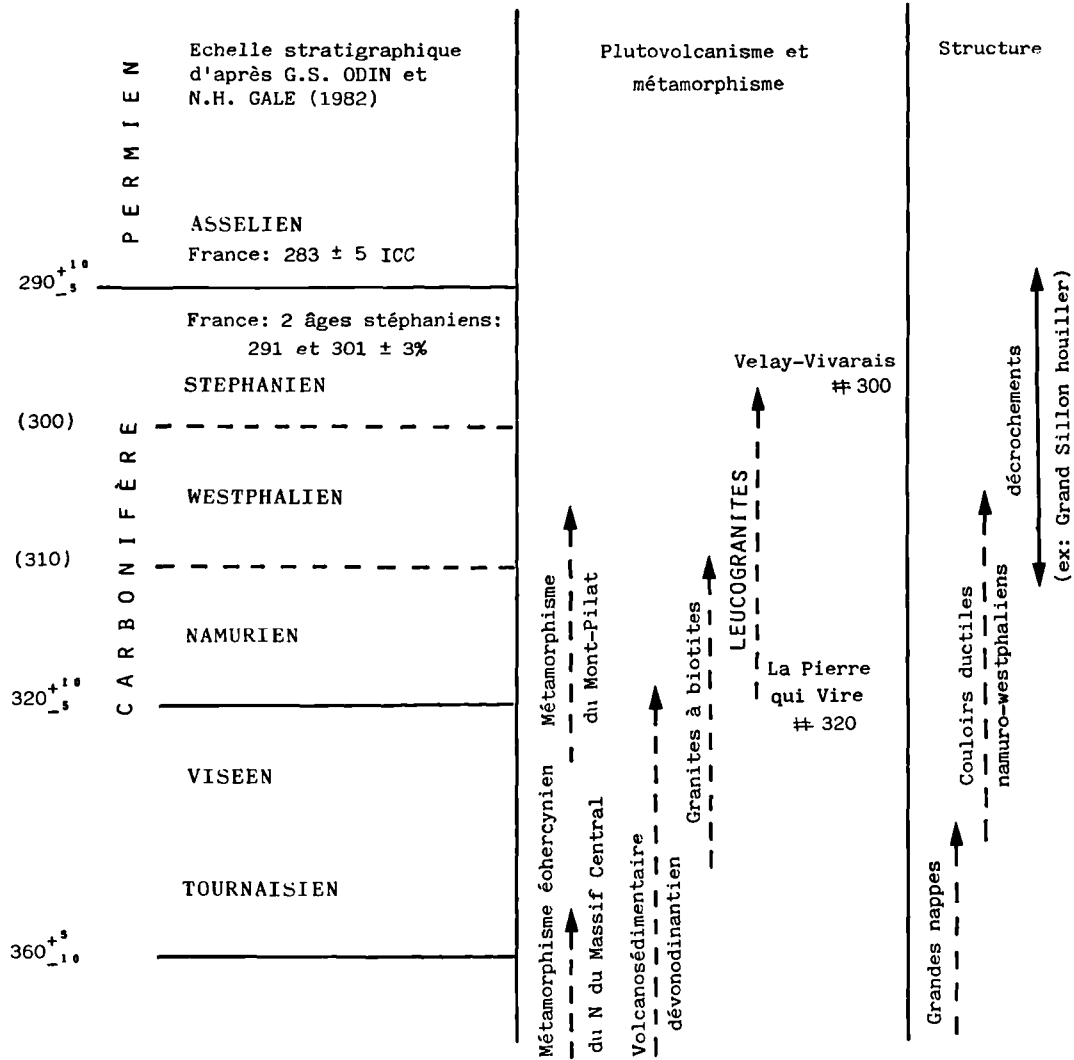
Le problème du passage du Permien gris au Permien rouge dans les bassins du Massif Central est très complexe et il ne peut ici être abordé que de façon superficielle.

Deux voies peuvent être suivies:

a) *Le cadre chronologique.* - Il est essentiel de situer le passage Permien gris - Permien rouge dans le temps, afin de comparer de ce point de vue les différents bassins et de distinguer ainsi la part de paramètres relativement globaux comme les variations climatiques de celle des conditions locales: relief, structure... Dans de tels milieux continentaux, la palynologie doit être sollicitée en premier et les comparaisons avec des séries continentales calées sur les séries marines s'impose. Les résultats exprimés par Odin *et al.* (1986) sont encourageants.

La Paléontologie est également un outil intéressant. Une échelle ichnologique basée sur les empreintes de Vertébrés du bassin de Lodève est un premier résultat mais son calage dans l'échelle stratigraphique du Permien pose encore des questions (Gand, à paraître).

b) *Les variations sédimentologiques.* - Dans le bassin de l'Aumance (Paquette, 1980), le passage du Permien gris au Permien rouge est assez tranché et correspond à peu près au passage domaine lacustre prédominant - domaine fluvial grossier dominant.



+ 10 } = limites extrêmes entre lesquelles se situe la limite en question,
 - 5 } d'après les résultats actuellement disponibles

() = nombres peu assurés

ICC Constantes conventionnelles internationales

Fig. 2. — Chronologie dans le Paléozoïque supérieur du Massif Central.

Fig. 2. — Upper Paleozoic coal basins of the French Massif Central: chronology.

Dans le bassin de Lodève (Odin *et al.*, 1986), la couleur rouge apparaît au contraire progressivement déjà dans les faciès lacustres, puis plus nettement dans des niveaux fins de plaine d'inondation. La comparaison entre ces deux bassins montre bien la complexité du problème où paramètres climatiques et structuraux interfèrent. Ces difficultés ne doivent pas arrêter pourtant la recherche des solutions.

Quoi qu'il en soit, c'est avec l'Autunien que les formations charbonneuses disparaissent définitivement et les conditions climatiques y sont certainement pour quelque chose. L'aridification serait exprimée en particulier par la disparition de la forme *Potonieisporites* (correspondant à *Walchia* ?) qui demanderait un apport d'eau régulier... et pourrait marquer la limite Autunien-Saxonien (Odin *et al.*, 1986).

En conclusion, c'est bien la structuration tardi-hercynienne qui est responsable de l'existence et des particularités des bassins houillers du Massif Central et qui les différencie des bassins situés à l'extérieur. Les investigations sur le contexte structural supposé à l'intérieur des bassins ont été entreprises ici à partir

des seules données sur leur remplissage : âge, contenu pétrographique, dynamique sédimentaire, géométrie des formations.

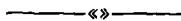
Les conclusions qu'on peut en tirer sont obligatoirement limitées. La montée et l'érosion rapides du socle pendant la période namuro-westphalienne sont clairement acquises. Pendant le Westphalien, se distingue nettement un domaine positif correspondant en grande partie au Massif Central actuel et des aires plus basses bordières à sédimentation plus précoce. Pendant le Stéphanien, il est malheureusement difficile de définir une telle polarité à l'intérieur même de la chaîne. L'importance des grands accidents décrochants stéphanien et le contexte cinématique de cette tectonique qui en découle s'imposent à l'examen des faits. Une initiation dès le Westphalien est hautement probable. Avec l'Autunien, le contexte structural change radicalement, la distension semble généralisée. La fin des bassins houillers paraît liée à une aridification du climat.

Remerciements. — L'auteur remercie MM. Beaudoin, Castaing et Vetter, qui ont bien voulu relire ce manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARTHAUD F. et MATTE P. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, Amsterdam, 25, p. 139-171.
- 2) BERTRAND M. (1888). — Sur les bassins houillers du plateau central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 15, p. 517-528.
- 3) BONIJOLY D. et CASTAING C. (1983). — Fracturation et genèse des bassins stéphanien du Massif Central français en régime compressif. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CIII, p. 187-199.
- 4) BONNION S. (1983). — Structuration du bassin houiller de l'Aumance (Allier). Analyse structurale des dépôts de charbon et stérile, géophysique. Thèse 3^e cycle. Univ. Dijon, 303 p.
- 5) BONNION S., COUREL L., GELARD J.P. et PAQUETTE Y. (1983). — L'organisation des dépôts de charbon et de stérile dans le bassin de l'Aumance (Allier); tectonique sédimentaire et syndiagenétique. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 8, p. 87-97.
- 6) BROUTIN J., DOUBINGER J., LANGIAUX J. et PRIMEY D. (1986). — Conséquences de la coexistence de flores à caractères stéphanien et autunien dans les bassins limniques d'Europe occidentale. *Mém. Soc. Géol. France*, n° 149, p. 15-25.
- 7) CAZETIEN R. (1982). — Le Stéphanien des Corbières orientales (Aude); stratigraphie, dynamique de formation des bassins. Thèse 3^e cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 341 p.
- 8) COUREL L., FEUILLEE P., SEDDOH F., STORZ J.M. et VETTER P. (1976). — Données sédimentologiques et pétrographiques sur le houiller de La Machine (Nièvre). importance de la diagenèse. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVI, p. 217-225.
- 9) COUREL L., DONSIMONI M. et MERCIER D. (1986). — La place du charbon dans la dynamique des systèmes sédimentaires des bassins houillers intramontagneux. *Mém. S.G.F.*, n. 149, p. 37-50.
- 10) COUREL L., VALLE B. et BRANCHET M. (1985). — Le bassin houiller de Blanzay-Montceau; cadre géologique et structural; succession et dynamique des paléoenvironnements. *Bull. Soc. Hist. Nat. Autun* (France), 114, p. 7-26.
- 11) COUREL L., DOUBINGER J., GALL J.C., LANGIAUX J., PAQUETTE Y. et VETTER P. (1983). — Relations entre paléoenvironnements et associations végétales dans les bassins limniques carbonifères du Massif Central français. *X^e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonifère*, Madrid, vol. 3, p. 7-15.
- 12) COUREL L. (1987). — Stages in the compaction of peat; examples from the Stephanian and Permian of the Massif Central (France). *Journal of the Geological Society, London*, vol. 144.
- 13) DEBRIETTE P. (1985). — Etude géologique du bassin permo-carbonifère de la Queune (Allier). Dipl. Etudes et Rech. Univ. Dijon, 176 p.

- 14) DELSAHUT B. (1981). — Dynamique du Bassin de Carmaux (Tarn) et géologie du Stéphano-Permien des environs (entre Réalmont et Najac); étude préliminaire à la recherche de houille. Thèse 3^e cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 232 p.
- 15) DONSIMONI M. (1981). — Le bassin houiller sarro-lorrain. Synthèse géologique. *Mém. B.R.G.M.*, n. 117, 99 p., 21 fig., 15 pl. h.-t., 21 tabl.
- 16) DONSIMONI M. (1983). — Le gisement houiller de Decize-Devay (Nièvre, France). Influence d'une tectonique synsédimentaire sur la genèse d'une couche épaisse. *X^e Congrès Strat. Géol. Carbonifère*, Madrid, vol. 3, p. 333-341.
- 17) DOUBINGER J. et LANGIAUX J. (1982). — Un faux problème : la limite Stéphaniens-Autunien. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, p. 395-398.
- 18) DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J. et VIALETTE Y. (1984). — Paleozoic granitoids from the french Massif Central: age and origin studied by 87Rb-87Sr system. *Physics of the earth and planetary interiors*, 35, p. 131-144, Elsevier Sc. Pub., Amsterdam.
- 19) FLOC'H J.P. et DUTHOU J.L. (1986). — Esquisse de l'histoire géologique anté-stéphaniens du Massif Central français. In *Les Richesses du sous-sol en Auvergne et Limousin*, Ville d'Aurillac Ed., 1986, p. 35-46.
- 20) FRERE I. (1984). — Place du charbon dans le bassin houiller des Cévennes (Gard); cadre sédimentologique et structural. Thèse 3^e cycle, Univ. Dijon, 172 p.
- 21) GELARD J.P. (1983). — Réflexions sur la mise en place des bassins houillers du Nord du Massif Central et sur la structure de leur remplissage. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. CIII, p. 201-208.
- 22) GELARD J.P., CASTAING C., BONIJOLY D. et GROLIER J. (1986). — Structure et dynamique de quelques bassins houillers limniques du Massif Central. *Mém. S.G.F.*, n. 149, p. 57-72.
- 23) GRANGEON M., FEYS R., GREBER Ch. et LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1968). — Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre). Essai de synthèse d'après les sondages profonds. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, 1, p. 43-108.
- 24) GROLIER J. et LETOURNEUR J. (1986). — L'évolution tectonique du Grand Sillon houiller du Massif Central français. *C.R. 23^e Congr. Int. Géol.*, vol. 1, p. 107-116, 3 fig.
- 25) LEROUGE G. (1984). — Contribution à l'étude de la fracturation du NW du Massif Central et du Sud du Bassin de Paris (France). Thèse 3^e cycle, Univ. Orléans, 2 vol.
- 26) LIENHARDT G. (1961). — Subsidence et enallaxie : deux phénomènes qui président aux dépôts stériles et phytogènes du Stéphaniens de Lons-le-Saunier (Jura). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, III, 1, p. 101-107.
- 27) MAREST D. (1985). — Comparaison des évolutions dynamiques des bassins houillers limniques du Limousin : mise en place des modèles de dépôts. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VI, 282 p.
- 28) MARITON D. (1981). — Bassin houiller du Bas-Dauphiné. Essai de synthèse géologique. Document B.R.G.M., n. 31, 44 p., planches et annexes.
- 29) MATTE Ph. (1986). — La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *B.S.G.F.*, 8, t. II, n. 1, p. 9-24.
- 30) MERCIER D. et BEAUDOIN B. (1983). — Dynamics of the Carboniferous "Briançonnais basin" (France). *X^e Congr. Intern. Stratig. Géol. Carbonifère*, Madrid, vol. 1, p. 175-182.
- 31) ODIN B., DOUBINGER J. et CONRAD G. (1986). — Attribution des formations détritiques rouges du Permien du Sud de la France au Thüringien. d'après l'étude du bassin de Lodève : implications géologiques, paléontologiques et paléoclimatiques. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 302, p. 1015-1020.
- 32) ODIN G.S. et GALE N.H. (1984). — Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 294, p. 453-456.
- 33) PAQUETTE Y. (1980). — Le bassin autunien de l'Aumance (Allier). Sédimentologie et tectonique syndiagénétique. Thèse 3^e cycle, Univ. Dijon, 227 p., 99 fig.
- 34) ROBERT P. (1984). — Le bassin houiller de Messeix. Thèse 3^e cycle, Univ. de Dijon, 221 p.
- 35) VALLE B. (1984). — Structuration du bassin de Blanzay (Saône-et-Loire). Dynamique du remplissage stéphaniens et place du charbon ; tectonique précoce et tardive. Thèse 3^e cycle, Univ. de Dijon, 203 p.
- 36) VALLE B. (1986). — Evolution structurale du fossé stéphano-permien de Blanzay (Massif Central, France) depuis la fin du Carbonifère. Implications tectoniques régionales. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 302, p. 593-598.
- 37) VETTER P. (1971). — Le Carbonifère supérieur et le Permien du Massif Central. In *Symposium Jung. Plein-Air Service*, éd., Clermont-Ferrand, p. 169-213, 12 fig.
- 38) VETTER P. (1986). — Le charbon de l'Auvergne et du Limousin. In *Les richesses du sous-sol en Auvergne et Limousin*, Ville d'Aurillac, éd., 1986, p. 211-225.
- 39) VETTER P. (1986). — Les formations limniques du Carbonifère supérieur et de l'Autunien en France. *Mém. S.G.F.*, n. 149, p. 7-14.



Sont en vente au Siège de la Société :

MEMOIRES(*)

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 et al., <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 et al., <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 et al., <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 et al., <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 SPECIAUX(*)

«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
«Aspects de Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies» (T. CV, fasc. 2).....	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>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	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>Radlulaires du Trias et du Lias de la Téthys</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'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 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. IRIS - Librairie Universitaire - Liège

SOMMAIRE

Tome CVI

(1986)

2^{me} trimestre

	pages
L. COUREL. — Avant-propos	75
E. PAPROTH. — L'Europe, de la fin du Westphalien à l'Autunien	77
J.P. LAVEINE (avec la collaboration technique de A.M. CANDILIER). — La flore du bassin houiller du Nord de la France. Biostratigraphie et méthodologie	87
D. PRIMEY et G. FARIANEL. — Mise en évidence de manifestations de flores à caractères autuniens dans les dépôts stéphanien de la région de Lucenay-lès-Aix (bassin de Decize, Nièvre, France)	95
J. DOUBINGER, B. ODIN et G. CONRAD. — Les associations sporopolliniques du Permien continental du bassin de Lodève (Hérault, France) : caractérisation de l'Autunien supérieur, du "Saxonien" et du Thuringien	103
S. BECKARY. — Association floristique et faunique rencontrée dans les coal balls de la mine Rosario (NW de l'Espagne, Namurien C - Westphalien A). Interprétation paléocéologique	111
S. CRASQUIN et F. LETHIERS. — Les Ostracodes continentaux du Silésien : bilan général et perspectives en France	117
D. HEYLER. — Vertébrés des bassins stéphanien et autuniens du Massif Central Français ; paléobiogéographie et paléoenvironnements	123
B.M. BESLY. — Sedimentological evidence for Carboniferous and Early Permian palaeoclimates of Europe ..	131
J. BEAUCHAMP, J. DOUBINGER, C. ROY-DIAS et J.P. SAGON. — L'Autuno-Stéphanien de la région de Marrakech (Maroc). Implications paléobotaniques et paléoclimatiques. Comparaisons avec les régions limitrophes	145
D. MERCIER, I. COJAN, B. BEAUDOIN et E. SALINAS ZUNIGA. — Apport des associations floristiques dans la caractérisation des paléoenvironnements sédimentaires (Bassin du Nord-Pas-de-Calais)	155
C. LUCAS. — Fossés stéphano-permiens des Pyrénées : dynamique sédimentaire	163
P. BOURGES, J.P. ROLANDO et P. SOUQUET. — Le Permien de la partie occidentale du Déroit de Rodez (France) : systèmes de dépôt, dynamique du bassin	173
N. TOUTIN-MORIN. — Les bassins permien provençaux, témoins de l'orogénèse hercynienne et de l'ouverture de la Téthys dans le Sud-Est de la France	183
D. BONIJOLY et C. CASTAING. — Ouverture et évolution structurale de quelques bassins houillers de directions orthogonales, dans le Massif Central français	189
J. BOUCKAERT et M. DUSAR. — Arguments géophysiques pour une tectonique cassante en Campine (Belgique), active au Paléozoïque supérieur et réactivée depuis le Jurassique supérieur	201
A. PINTO DE JESUS. — Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal). Stratigraphie et contrôle tectonique de la genèse et de l'évolution	209
H. OUZZANI, G. BANZET et H. LAPIERRE. — Le volcanisme post-collision stéphanien à anté "permo-triasique" des Alpes françaises	219
L. COUREL. — Les bassins houillers du Paléozoïque supérieur continental du Massif Central français ; dynamique sédimentaire	229

© 1987 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 in France)