

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCVIII

1978

2^{me} trimestre

**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOITE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ**

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

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

Extraits du Règlement Intérieur

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

§ 13. — Seuls les membres ayant acquitté leurs 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 simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

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

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

§ 18. — Les mémoires sont publiés par fascicules 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}-1-1979)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	15,00 F	85,00 F	100,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	15,00 F	100,00 F	115,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 195,00 F — ETRANGER : 228,00 F

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE 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 LXXXV (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII) 168,00 F.
Tomes LXXXVI et suivants (manque XCI) 186,00 F.

(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 (48,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome XCVIII

1978

2^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
BOITE POSTALE 36
59650 VILLENEUVE D'ASCQ

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1978 —

<i>Président d'Honneur</i>	M. G. WATERLOT
<i>Président</i>	M. J.M. CHARLET
<i>Premier Vice-Président</i>	M. J. SOMMÉ
<i>Vice-Présidents</i>	M. J. LEPLAT
	M. F. ROBASZYNSKI
<i>Secrétaire</i>	M. J. MANIA
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J.P. COLBEAUX
<i>Directeur de la Publication</i> ..	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M. l'Abbé HEDDEBAUT †
	M. J. PAQUET
	M. A. DALINVAL
	M ^{lle} D. BRICE
	M. Ch. DELATTRE
	M. M. WATERLOT

A N N A L E S
D E L A
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, Boîte Postale 36, 59650 Villeneuve d'Ascq
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 52-47

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE ORDINAIRE DU 9 FEVRIER 1978

Présidence de M. M. WATERLOT, Président pour 1977
puis de M. J.M. CHARLET, Président pour 1978

Monsieur Michel WATERLOT ouvre la séance en s'adressant en ces termes à l'Assemblée :

Monsieur le Président et cher Ami, mes chers Collègues,

J'aimerais, en quelques mots, faire le bilan de l'activité de notre Société en 1977.

Depuis février 1977, une trentaine de communications, tant orales qu'écrites, ont été reçues et la plupart d'entre elles seront publiées dans nos Annales. Cette année a vu la sortie de la Publication n° 1 de la Société Géologique du Nord, nouvelle formule d'impression par offset, qui complète nos Annales et nos Mémoires. Ce premier volume, dû à Jean CHOROWICZ, est consacré à l'étude géologique des Dinarides le long de la structure transversale Split-Karlovac, en Yougoslavie. Il est souhaitable que ce volume soit suivi de nombreux autres et je suis certain que la matière ne manque pas.

Par ailleurs, nous avons été contactés par le B.R.G.M. pour la publication, en commun, d'un ouvrage sur la « Géologie de l'Europe » qui paraîtra à l'occasion du prochain Congrès Géologique International qui doit se tenir à Paris en 1980.

En décembre 1977, une séance spécialisée consacrée à la Géologie du Gondwana, a réuni une centaine de participants ; ses résultats doivent paraître dans nos Annales dont ils constitueront le dernier fascicule de l'année 1977. Nous avons demandé des subventions à différents organismes, en vue de couvrir une partie des frais d'impression de ce fascicule spécialisé et nous espérons que nos appels seront entendus, ce qui montrera la volonté de décentraliser la recherche française hors de Paris.

J'ai essayé de faire venir des conférenciers extérieurs et c'est ainsi que nous avons pu bénéficier de l'excellente connaissance qu'a des Himalayas notre collègue Michel COLCHEN, dont la conférence fut particulièrement réussie et appréciée. De la même manière, M. André DEBOURLE, Ingénieur géologue à la Société ELF Aquitaine, a bien voulu nous présenter son film pédagogique sur la Géologie de la vallée de l'Ossau. En mon nom et au nom de la Société Géologique du Nord, je les remercie à nouveau.

La Société ne saurait fonctionner sans le dévouement constant de nombreuses personnes et, en particulier, de Madame CORSIN, Directeur de la Publication, de Monsieur l'Abbé TIEGHEM, Trésorier, et de Messieurs MANIA et COLBEAUX, respectivement Secrétaire et Secrétaire-Adjoint. Je leur en suis, très sincèrement, reconnaissant.

Ce m'est également un agréable devoir que de remercier tous les membres du Conseil de notre Société ainsi que ceux d'entre nous qui, par leur présence effective, permettent à notre Société de n'être pas uniquement un organe d'édition mais un lien vivant de rencontre et de discussion.

Il est maintenant temps pour moi de céder la présidence de notre Société à mon ami Jean-Marie CHARLET, dont la compétence bien connue et la vaste culture géologique constituent d'excellents garants de la bonne marche de notre Société pour 1978.

Je vous remercie de nouveau, mes chers Collègues, de la confiance que vous m'avez témoignée.

Il cède la place à Monsieur Jean-Marie CHARLET, Président pour 1978, qui prononce l'allocution suivante :

Mesdames, Mesdemoiselles, Messieurs,

En prenant aujourd'hui la parole, je voudrais d'abord vous remercier très sincèrement de la confiance que vous m'avez témoignée en m'appelant à la Présidence de notre Société. Je ressens cette élection non seulement comme un grand honneur mais également comme un geste d'amitié qui s'inscrit dans la ligne d'une très sincère et fructueuse collaboration entre les Facultés lilloises et notre petite équipe de Montois et Montois d'adoption.

Toutes les générations qui se sont succédé à la présidence de notre Société témoignent de cette intime union entre nos Facultés et de cette très sincère amitié qui lia toujours nos aînés. Pensons d'abord à l'illustre J. GOSSELET et à celui qui fut sans aucun doute par ses écrits à l'origine de ma vocation, je veux parler de J. CORNET, originaire comme moi d'un petit pays blotti au pied de la Fosse de l'Héribus. Faut-il ensuite rappeler l'amitié qui lie notre Président d'Honneur, le Professeur G. WATERLOT et le Professeur R. MARLIERE, dont je ne puis oublier les enseignements magistraux. Je me souviens encore de notre excursion dans le Boulonnais, la première de mes grandes excursions, conduite par les Professeurs G. WATERLOT et R. MARLIERE et au cours de laquelle s'était retrouvée la joyeuse bande des plus jeunes de l'époque, MM. BEUGNIES, CELET, DELATTRE et POLVECHE. Je dois dire que l'atmosphère qui régna au cours de ces journées fut décisive dans le choix de mes études. C'est ainsi que je fis mon diplôme de géologie avec le Professeur BEUGNIES et, là encore, le souvenir de ce réseau d'étroite collaboration tissé au cours des années entre nos Facultés me revient à l'esprit en pensant notamment à Mademoiselle LE MAITRE, qui me fut d'une aide plus que précieuse dans mon travail sur le Givéto-Frasnien.

Devenu par la suite aspirant au Fonds National de la Recherche Scientifique, j'ai grandi en quelque sorte au sein de cette étroite symbiose entre nos Ecoles. C'est ainsi que, très rapidement, je me suis lié d'amitié avec les collègues lillois de ma génération : BROQUET, DUEE, MERIAUX, PAQUET, WATERLOT. Mon étroite collaboration avec mon ami P. BROQUET fut certainement déterminante dans l'orientation de ma thèse et dans les travaux qui, par la suite, se développèrent avec l'équipe du Professeur CAIRE. C'est ainsi également que la présence de mon ami M. WATERLOT dans les Pyrénées centrales espagnoles fut à l'origine de mes travaux dans le massif de la Maladeta. C'est lui qui guida mes premiers pas dans cette magnifique chaîne pyrénéenne. Aussi, suis-je particulièrement heureux de le retrouver à mes côtés au Conseil de la Société. Je ne voudrais pas oublier mon ami J. PAQUET, dont les travaux en paléophysique du solide constitue pour nous un pôle d'attraction du plus grand intérêt. Que ce soit également au niveau de mes contacts avec les plus jeunes, je me sens très proche de vous. Je pense ainsi la démonstration faite que mon élection à la Présidence s'inscrit finalement dans la ligne de cette longue histoire commune à nos équipes et à laquelle ma carrière scientifique est intimement associée. Aussi, c'est un grand merci que je dis aujourd'hui à mes amis lillois, merci de m'avoir porté à la Présidence de la Société mais merci surtout pour m'avoir toujours soutenu et encouragé dans mes travaux.

Faut-il rappeler que ma première publication fut faite à la S.G.N. il y a quinze ans déjà !

Je ne voudrais cependant pas que cette allocution soit essentiellement tournée vers le passé. Nous nous devons de regarder l'avenir. La haute qualité des publications de notre Société est reconnue par tous ; nous avons d'ailleurs la chance de posséder en la personne de Madame P. CORSIN une déléguée qui veille jalousement et avec tout le dévouement que nous lui connaissons, à la bonne marche de nos Annales. Je pense cependant qu'une publication de grande qualité ne saurait suffire. C'est en faisant de nos séances un lieu de rencontre et de discussions plus animé, plus fréquenté que nous maintiendrons et développerons la vie de notre Société. Les sujets ne manquent pas à un moment où les Sciences de la Terre connaissent sous leur aspect fondamental une véritable révolution avec le développement de la tectonique des plaques et où, sur le plan appliqué, on les voit s'intro-

duire de plus en plus dans la vie des Nations (problèmes d'environnement, d'énergie, de ressources en matières premières). J'envisage donc pour cette année de mettre l'accent sur cet aspect essentiel à notre prospérité, à savoir, l'intérêt et par voie de conséquence, le taux de fréquentation de nos séances et ce, de plusieurs manières : en nous organisant tout d'abord pour que notre séance ait chaque mois ou tous les deux mois un thème particulier. On peut, dès à présent, songer à un calendrier. Je vous ferai parvenir dans les prochaines semaines un formulaire de manière à recueillir vos suggestions et à savoir si, pour 1978, vous envisagez de présenter une note à la Société. Je pense, en outre, qu'il serait bon que des responsables d'équipes ou des plus jeunes d'ailleurs viennent nous exposer le thème de leurs travaux d'une manière assez générale et sans que cela fasse nécessairement l'objet d'une publication écrite. Je l'ai fait à plusieurs reprises à la tribune de la Société, c'est, bien sûr, un effort à accomplir, mais qui nous permettrait de mieux nous connaître à une époque où, tout en multipliant les réunions, on ignore bien souvent, il faut l'avouer, les préoccupations du collègue dont le bureau est voisin du nôtre.

Je souhaite également renouer avec une pratique inaugurée par les Présidents J. DER COURT et I. GODFRIAUX et qui consistait à appeler à notre tribune un conférencier susceptible de nous éclairer sur un aspect nouveau des Sciences Géologiques ou sur une recherche qui, à l'échelle régionale, est susceptible de nous fournir une information nouvelle. Enfin, votre Président s'engage à vous conduire au printemps dans la région de Blaton après vous avoir exposé les axes de recherches qu'il tente de développer avec l'appui de quelques collègues dont l'origine traduit encore une fois l'étroite symbiose entre nos Ecoles. Je songe à mes amis Ch. DUPUIS et F. ROBASZYNSKI.

Certes, le programme que je vous propose et qui est destiné à remédier à un mal déjà souligné par mes prédécesseurs ne pourra être réalisé qu'avec le concours de tous les membres de notre Société. C'est en tout cas à votre aide que je fais appel aujourd'hui. Puissions-nous œuvrer ensemble pour le renom de la Société Géologique du Nord et le plus grand bien des Sciences de la Terre. C'est mon souhait le plus cher, c'est certainement le vôtre aussi.

M. CHARLET donne ensuite la parole à Monsieur l'Abbé TIEGHEM, Trésorier de la Société, qui présente l'état financier de la S.G.N. pour l'année 1978. Puis il procède à l'élection de nouveaux membres. Ce sont :

M^{lle} Laurence BELTAN, Institut de Paléontologie du Muséum, 8, rue de Buffon, à 75005 Paris, présentée par MM. M. Waterlot et J.J. Fleury.

M^{me} Françoise DEBRENNE, Institut de Paléontologie du Muséum, 8, rue de Buffon, à 75005 Paris, présentée par M^{lle} D. Brice et M. J.P. Laveine.

M. Mohammed BENSALD, Service Géologique du Maroc, à Rabat-Chellah (Maroc), présenté par M. H. Termier et M^{me} G. Termier.

M. Guy BADILLET, 8, rue de l'Aboni, à 75016 Paris, présenté par MM. F. Amedro et F. Robaszynski.

M. J.C. CAPERA, Ecole publique Villalier, à 11600 Lourques sur Orbiel, présenté par MM. J. Pillet et R. Courtessole.

Communication orale

J. MANIA. — Les systèmes aquifères et le bilan hydrologique des nappes de la craie (*).

SEANCE ORDINAIRE DU 9 MARS 1978

Présidence de M. J.M. CHARLET, Président

Après l'élection d'un nouveau membre :

M. Francis VAN LAETHEM, 83, av. des Flandres, à 59190 Hazebrouck, présenté par MM. J.P. Debaere et J.P. Colbeaux,

(*) Cette communication ne sera pas publiée dans les Annales car elle résume les grands traits du travail de thèse de M. MANIA qui a fait l'objet du Mémoire N° 15 de la S.G.N., paru en décembre 1978.

M. CHARLET donne la parole à M. Serge WILHELM, de l'Université de Paris VI, qui présente une conférence sur la « Minéralogie des Feldspaths ».

Communications orales

J.P. COLBEAUX. — Cinématique de la déformation de la faille du Midi (Nord de la France) (*).

J.P. COLBEAUX, J. LEPLAT et J. SOMMÉ. — Tectonique récente dans le Nord de la France (*).

SEANCE ORDINAIRE DU 20 AVRIL 1978

Présidence de M. J.M. CHARLET, Président

En ouvrant la séance, M. CHARLET commence par procéder à l'élection de nouveaux membres. Ce sont :

M. Ion ARGYRIADIS, Université de Paris VI, 4, place Jussieu, à 74230 Paris Cedex 05, présenté par MM. P. Celet et M. Lys.

M. Amor BELHIS, à 62110 Hénin-Beaumont, présenté par MM. J. Mania et J.P. Laveine.

M. SPYRIDIN LEKKAS, Université d'Athènes (Grèce), présenté par MM. J. Dercourt et J.J. Fleury.

M. Jacques OLEJNICZAK, présenté par MM. J. Chalard et J.P. Laveine.

Communications orales

A. BONTE. — Affaissements miniers et Géologie (*).

Y. QUINIL. — Le karst du Djurdjura (**).

P. DE WEVER. — Compte rendu sur la semaine d'étude relative aux Radiolaires (*).

SEANCE ORDINAIRE DU 11 MAI 1978

Présidence de M. J.M. CHARLET, Président

Monsieur le Président fait d'abord procéder à l'élection de nouveaux membres. Il s'agit de :

M. Didier MARCHAND, Assistant de Géologie à l'Université de Dijon, 6, Boulevard Gabriel, à 21100 Dijon, présenté par MM. B. Clément et R. Ardaens.

M. Bernard LAURIN, Assistant de Géologie à l'Université de Dijon, 6, Boulevard Gabriel, à 21100 Dijon, présenté par MM. B. Clément et R. Ardaens.

M. Jean-François PICHON, Assistant à la Faculté des Sciences d'Orsay, Bâtiment 509, à 91405 Orsay Cedex, présenté par MM. I. Godfriaux et M. Lys.

M. CHARLET présente ensuite M. DELMER, Directeur du Service Géologique de Belgique, aux membres de la Société avant de lui donner la parole pour exposer « Les résultats du sondage de recherche de Saint-Ghislain ».

(*) Communication intégrée dans le 3^e fascicule 1978.

(**) Communication non publiée dans les Annales à la demande de l'auteur.

SEANCE ORDINAIRE DU 8 JUIN 1978
Présidence de M. J.M. CHARLET, Président

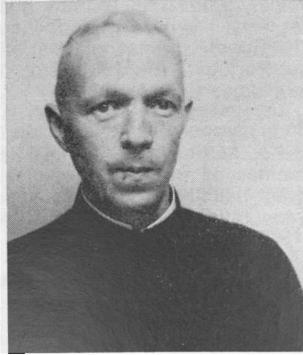
Au cours de cette séance, sont évoqués des problèmes concernant la Géologie de la Crète.

Communications orales

- Cl. GUERNET. — Contribution à l'étude de l'édifice tectonique égéen : l'exemple de l'Eubée (*).
- J.J. FLEURY, F. THIEBAULT et P. TSOFLIAS. — Etude stratigraphique et structurale du Massif de Pylos (zone de Gavrovo-Tripolitza, Grèce (**)).
- B. CLEMENT, J. COMBES et E. FOURCADE. — Problèmes posés par une série flyschöide et des latérites chromonickelifères associées dans la région d'Antikyra (Béotie, Grèce continentale (**)).

(*) Communication présentée oralement à la séance du 8 Juin 1978 mais déposée en 1977 et intégrée de ce fait dans le 1^{er} fascicule de l'année 1978.

(**) Communication intégrée dans le 3^e fascicule 1978.



Le Chanoine Gonzague DUBAR

(1896-1977)

par

R. MOUTERDE (*), D. BRICE (**), et R. DU DRESNAY (***)

LA VIE ET L'HOMME

Né à Mouvaux le 20 Mars 1896 dans une famille de trois enfants ouverte aux préoccupations scientifiques et artistiques, Gonzague Dubar finit des études secondaires à l'Institut Notre-Dame des Victoires de Roubaix (1910-1914). Chassé des Flandres par l'occupation allemande, il se réfugie à Paris et fait sa licence en Sorbonne (1914-1917) avec Haug et Thévenin comme maîtres.

Dès cette époque, on peut suivre son activité scientifique grâce à une série de cahiers minutieusement tenus où il relate toutes ses excursions et observations. A l'automne 1917, exempté de service militaire pour raison de santé, il travaille à l'usine électro-métallurgique de St Antoine, à 7 km au Sud de Foix. Le dimanche et les jours de repos, il fait des sorties géologiques à pied ou à bicyclette, parcourant le Primaire des environs et s'intéressant déjà au Lias du Pech de Foix et de St Sirac, coupes fondamentales de sa thèse. Entre-temps, toujours curieux de Minéralogie, il observe les cristallisations de magnétite dans les tournures de fonte et d'acier de l'usine.

Sur les conseils de Thévenin, il entreprend une thèse sur le Lias des Pyrénées alors peu connu. De 1920 à 1924, il poursuit activement les observations commencées pendant la guerre en Ariège dans la région de Foix et les étend à la fois vers l'Est (Quillan, Narbonne...) et vers les Pyrénées occidentales : il parcourt le Lias de Vendée, du Jura et du SE de la France et complète ses informations bibliographiques et paléontologiques dans les collections des Universités de Lyon, Grenoble et Nancy.

Ch. Barrois, qui devait présider son jury de thèse, lui demande une comparaison avec le bassin liasique des Asturies. En quelques jours d'Août 1924, il étudie les coupes de Gijon et de Ribadsella et découvre un important Kimméridgien qu'il date par un *Aspidoceras* le dernier jour de sa tournée (18, 19).

Dès le début de 1921, il avait été accueilli au Laboratoire de Géologie de l'Université libre de Lille par l'Abbé Delépine qui l'associa très vite aux recherches qu'il menait sur le Jurassique de la feuille de Mézières. G. Dubar poursuivra ses observations sur le Lias des Ardennes jusqu'en 1955. C'est au Laboratoire de Géologie de la rue de Toul, qu'achève de se former la personnalité scientifique de G. Dubar, au contact d'un maître dont la rigueur scientifique et l'ascendant personnel faisaient déjà la renommée.

Après sa thèse soutenue le 13 Janvier 1926 (le volume imprimé est daté de 1925), il entre au séminaire académique de l'Université libre de Lille pour faire ses études de Théologie et est ordonné prêtre en 1926. Nommé assistant du Professeur de Géologie en Août 1929, il sera maître de conférences en 1932, professeur suppléant en 1934, professeur adjoint en 1937 et professeur titulaire en 1942.

Mais le Lias français ne suffit pas à ce chercheur infatigable. Dès le mois d'Avril 1930, on le trouve au Maroc où il effectue, dans le Moyen-Atlas, puis surtout dans le Haut-Atlas, 18 missions, de plusieurs mois chacune. En 1952, il dirige l'excursion A 34 du Congrès géologique international dans le Haut-Atlas.

Il s'intéresse à bien d'autres problèmes de la géologie nord-africaine ou ibérique : dorsale calcaire du Rif, pont du Beth, environs de Djerada, Lias de Tifrit, rocher de Gibraltar... Au retour de sa première mission en 1930, il s'arrête au Portugal, en Algarve, à Sao Pedro de Muel et à Lisbonne où il travaille dans les collections de Choffat. Il passe une partie de l'année 1939 en Tunisie où il étudie le bassin miocène à lignite du Saouaf et visite les jbel Zaghouan et Ben Saidane (72).

(*) Laboratoire de Géologie, Facultés Catholiques, 25, rue du Plat, 69288 Lyon Cedex 1 (France).

(**) Laboratoire de Géologie, Faculté Libre des Sciences, 13, rue de Toul, 59046 Lille Cedex (France).

(***) Service de la Carte géologique, Ministère de l'Énergie et des Mines, Rabat (Chellah), (Maroc).

A partir de 1952, il doit ménager sa santé et cesse ses missions lointaines ; il revient dans des régions qu'il a déjà parcourues, souvent en compagnie de ses élèves. En 1955, il est en Ardennes avec l'Abbé Cl. Heddebaut et M. Ansart. De 1956 à 1961, il fait 5 voyages en Asturies avec R. Mouterde et Ch. Ruget, précisant la stratigraphie du Lias et du Kimméridgien (77, 78, 92), puis il retourne quelques jours au Portugal. En 1961-1962, il accompagne l'Abbé Heddebaut dans les Pyrénées basques pour l'aider à préciser son sujet de thèse.

Son activité se concentre sur la mise en œuvre et la détermination de ses récoltes personnelles et de celles, très nombreuses, que des collègues ou de jeunes chercheurs viennent lui soumettre. A partir de 1966, il commence une retraite studieuse dans sa maison de Mouvaux, où il vit avec sa sœur, agrémentée de fréquentes séances de travail dans son bureau ou dans les collections de la rue de Toul. Malgré le gros handicap d'une scoliose avancée et d'une vue qui s'affaiblit, il poursuit le classement de ses récoltes et la rédaction de deux travaux de synthèse (103, 104) dont il ne verra pas l'impression.

A l'automne 1976, son état de santé l'oblige à se retirer dans la maison de retraite du Clergé à Saint-André-lez-Lille où il s'est éteint le 22 Décembre 1977.

Nous revoyons sa mince silhouette, fortement courbée qu'il redressait d'un coup de rein volontaire, son pas rapide, son visage très doux aux yeux bleu clair lorsque, du moins, sa timidité les laissait apercevoir. Car G. Dubar était un homme discret, très timide, ce qui expliquait parfois de brusques et courtes colères ; volontairement effacé, il était serviable et délicat. D'une très grande générosité, il savait abandonner à ses élèves le profit de son travail ; son intelligence très vive se faisait parfois malicieuse lorsqu'il se sentait en confiance, dans une atmosphère amicale.

Géologue de terrain, il était un marcheur infatigable, ne ménageant ni sa peine, ni ses efforts, n'hésitant pas à prendre des risques malgré les ennuis que lui causait une santé délicate. Ceux qui l'ont connu restent confondus devant l'importance des collections et des observations qu'il a pu rassembler au cours de sa carrière.

Naturaliste complet, animé par une curiosité scientifique toujours en éveil et doué d'un vif esprit critique, il était très exigeant pour lui-même et pour ses élèves. Rarement satisfait du résultat atteint, il remettait sans cesse l'ouvrage sur le métier. Il avait cependant conscience de sa valeur, fruit d'une longue expérience et d'une connaissance encyclopédique de la bibliographie, spécialement de celle de langue allemande.

Observateur perspicace et averti, il était aussi capable d'intuition remarquable. Meticuleux et ingénieux, doué d'une patience à toute épreuve, il a atteint, avec des moyens matériels presque nuls, un degré de finesse dans l'analyse difficilement égalé.

Ces exigences mêmes de rigueur retardaient beaucoup ses publications : un grand nombre de récoltes n'ont été que partiellement exploitées ; un manuscrit presque achevé sur les Brachiopodes de Majorque a été abandonné simplement parce que certaines précisions manquaient.

Il faudrait encore évoquer G. Dubar déterminant des fossiles dans l'ancienne salle de collection, les ouvrages étalés sur les vitrines, allant de son pas trotte-menu un peu heurté d'une figuration à l'autre, avant de rédiger pour chaque échantillon une petite fiche où toutes les différences étaient soigneusement notées.

L'ŒUVRE SCIENTIFIQUE

C'est dans l'étude des Pyrénées — et aussi dans celle des Ardennes — que G. Dubar acquit progressivement en préparant sa thèse une grande connaissance de la stratigraphie et de la paléontologie du Lias, mais c'est dans le cadre plus vaste et plus varié du Moyen et Haut-Atlas marocain qu'il a réalisé une œuvre cartographique et stratigraphique fondamentale. Son œuvre paléontologique est encore plus large et il a su faire profiter de son expérience de nombreux géologues.

LES PYRENEES.

C'est par la vallée de l'Ariège que G. Dubar a commencé son étude. S'attachant à observer en détail chaque affleurement et à préciser le niveau de chaque récolte, il met d'abord en évidence un niveau à Oursins et radioles qu'il range dans l'Hettangien inférieur (1), puis un niveau à tuf de roches éruptives basiques souvent surmonté par un niveau de brèches (2). Le Lias moyen lui donne une abondante moisson de fossiles dont il établit minutieusement la succession (7). Dans ses premières études et sa thèse, il plaçait le niveau à *Terebratula jauberti* au sommet du Lias moyen ; en 1932, lorsqu'il connaît mieux les dépôts et les faunes de Brachiopodes de l'Espagne (32, 33), il reprendra cette coupe, la complètera et montrera que "l'assise calcaire à *T. jauberti*" correspond en réalité au sommet du Domérien et aux deux zones inférieures du Toarcien (38).

Dans le N et l'E du département de l'Ariège, il note que la série est moins complète que dans l'W : les calcaires ou dolomies du Dogger reposent sur des terrains de plus en plus anciens vers l'E, et qu'une érosion anté-bajocienne est probable (16). Dans la région de Narbonne (11, 17), la série est plus complète, le Rhétien est bien

daté par *Avicula contorta* et les premières *Ammonites* sont du Lotharingien supérieur, les zones à *Murchisonae* et à *Concavum* peuvent être individualisées. A l'W des Pyrénées, malgré une importante couverture végétale, il retrouve l'indication de la transgression du Lotharingien supérieur datée par les *Ammonites*.

D'autre part, les complications tectoniques (10) l'obligent à toucher des terrains d'âge varié ; il replace dans le Crétacé des terrains rangés dans le Lias inférieur (5) ou précise l'âge d'autres affleurements (9) ; il s'intéresse au Trias (15) et au Primaire (27, 28, 31, 34, 35) ainsi qu'aux problèmes de géologie appliquée (Rapport à la commission du Pétrole sur les recherches effectuées en 1923 dans le centre des Pyrénées).

Ces notes préliminaires permettent de suivre le cheminement de sa pensée, mais leur contenu sera repris dans sa thèse (20) avec une présentation systématique de l'ensemble de ses observations où aucun détail ne sera négligé. Ensuite, selon la phrase de P. Fallot (rapport sur l'attribution du prix Visquenel en 1936), "de ces analyses minutieuses de coupes, relevées de la Méditerranée au Golfe de Gascogne, il tire par comparaison avec les régions avoisinantes (Bassin du Rhône, Aquitaine, Espagne) une série de conclusions qu'illustrent des schémas" paléogéographiques. Ceux-ci montrent, par l'identité des faciès et des faunes, l'extension du Lias au-dessus de la zone axiale des Pyrénées. On suit la transgression rhétienne sur les Corbières et l'E de l'Ariège avec ses faciès détritiques littoraux en bordure du Massif Central, l'uniformisation des faciès calcaires ou dolomitiques à tendance lagunaire à l'Hettangien inférieur, les montées de roche volcanique basique en Ariège et au Pays Basque suivies par une sédimentation dolomitique lagunaire très uniforme. La dolomie se poursuit en Ariège à travers tout le Lotharingien alors qu'aux deux extrémités (St-Jean-Pied-de-Port et Narbonne) la transgression marine se marque par quelques *Ammonites*. Le faciès classique à gryphées se trouve encore plus loin du domaine pyrénéen dans les chaînes cantabriques et dans la vallée du Rhône. Au Lias moyen, la mer recouvre l'ensemble du domaine mais les dépôts différents, à l'W faciès basque aux calcaires marneux bleus ou noirâtres parfois bitumineux, à l'E faciès jurassique avec deux séries de calcaires gris jaunâtre souvent ferrugineux séparées par des marnes. Au Toarcien, le faciès basque est toujours marno-calcaire avec nombreuses *Ammonites* alors qu'au centre des Pyrénées, en Ariège, règnent des schistes à *Posidonomyes* et qu'à l'E, près de Narbonne, on a des marnes à *Ammonites* pyriteuses avec localement des oolithes ferrugineuses. A la fin du Lias supérieur (Aalénien de Haug), des faciès à Huitres avec *Gryphaea sublobata* soulignent une régression, accompagnée d'émersion dans l'E des Pyrénées.

A la fin de la partie stratigraphique, on trouvera quelques précieuses indications sur le Jurassique moyen de l'E et surtout de l'W des Pyrénées, ainsi que sur le Kimméridgien des Asturies.

La partie paléontologique passe en revue l'essentiel de la faune, des *Ammonites* aux *Bactryllium*, avec bref commentaire et références bibliographiques extrêmement utiles à l'époque. Elle s'intéresse spécialement à certains Lamellibranches (1 planche) et aux Brachiopodes (5 planches) dont les appareils brachiaux silicifiés ont pu être dégagés.

Au Congrès international de Madrid, des précisions paléogéographiques sont données sur le golfe qui reliait, au Toarcien, l'Ariège à l'Aragon à travers les Pyrénées (23). En 1928, à l'excursion de la Société géologique de France, il défend l'existence contestée d'une tectonique anté-aptienne d'orientation N-S aux environs de la vallée du Saison (29).

Parallèlement à son travail de thèse, G. Dubar avait mené à bien l'étude du Lias des environs de Mézières ; d'Hirson à Montmédy, il avait débrouillé les variations latérales rapides de l'Hettangien et du Sinémurien sur la bordure des Ardennes, précisé l'âge des niveaux gréseux ou phosphatés et des conglomérats (3, 4, 6, 8, 12, 13, 14, 56, 87, 102).

Ainsi, P. Fallot pouvait dire à juste titre qu'il était devenu "en quelque sorte, le spécialiste français du Lias". C'est ce que récompensèrent le Prix Gosselet de la Société des Sciences, de l'Agriculture et des Arts de Lille (1930), le Prix Hirn de l'Académie des Sciences (1934) et le Prix Visquenel de la Société géologique de France (1936) et plus tard le Grand Prix Kuhmann de la Société des Sciences de Lille (1951).

LE MAROC (*).

En 1930, G. Dubar allait trouver au Maroc un nouveau champ d'activités à la demande de P. Despujols, alors Directeur du Service des Mines et de la Carte géologique, de P. Fallot, Conseiller scientifique, et de H. Termier, Chef du Service de la Carte géologique. Ce dernier rencontrait des difficultés pour fixer l'âge des faunes de Brachiopodes du Lias inférieur et moyen du Moyen-Atlas : c'était en effet sur ces formes, alors peu étudiées, que devait reposer la stratigraphie du Moyen-Atlas tabulaire et d'une partie du Moyen-Atlas plissé, car aucune *Ammonite* n'avait encore été recueillie dans ces terrains. Les Térébratules et Zeilleries multipliées, très abondantes au Maroc, n'étaient jusqu'alors connues que par un nombre limité d'espèces dans les Alpes centrales, en Vénétie, en Sicile et au Portugal. Dès ses premières missions, G. Dubar étudie et précise les corrélations et superpositions de ces faunes marocaines, de proche en proche et de coupes en coupes, et établit une stratigraphie valable : il contribue ainsi, avec H. Termier, à fixer les coupures stratigraphiques et cartographiques qui manquaient (37, 40, 41) et participe à l'achève-

(*) Nous ne donnons pas ici d'analyses détaillées des travaux marocains et tunisiens. On les trouvera dans les précieux volumes de Ph. Morin : Bibliographie analytique des Sciences de la Terre : Maroc et régions limitrophes, *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 1965, no 182, 2 vol. [Dubar, p. 513-522] ; Supplément I (1965-1969), 1970, *Ibid.*, no 212 [Dubar, p. 149] ; Supplément II (1970-1976), 2 vol., *Ibid.*, no 270 (à l'impression). — Bibliographie analytique des Sciences de la Terre, : Tunisie et régions limitrophes, *Centre de recherches sur les zones arides*, série Géologie, no 13, 1972, [Dubar, p. 213-214].

ment de la carte géologique provisoire du Moyen-Atlas septentrional (55) dessinée en 1933. La découverte de quelques rares *Tropidoceras*, qui sera évoquée ci-dessous, était venue entre-temps confirmer la validité de ces attributions stratigraphiques.

Cependant, soucieux de donner un travail pleinement documenté et rigoureusement construit, c'est seulement après avoir levé de nombreuses autres coupes et étudié les faunes de Brachiopodes alpins des Musées de Vienne et de Munich, qu'il donnera, pendant la guerre, son deuxième mémoire de Paléontologie marocaine sur les Térébratules et Zeilleries multiplissées, imprimé en France en 1942 (62). Leur répartition stratigraphique est basée sur 25 coupes ou gisements; 36 formes, dont 11 espèces et 14 variétés nouvelles sont ensuite décrites.

Entre-temps, P. Fallot lui avait confié des récoltes de Brachiopodes du Rif, qu'il rangeait dans le genre *Rhynchonellina*, et dont la description fut son premier mémoire paléontologique marocain (59). Il retrouvera plus tard ce genre en Algérie avec M. Durand-Delga (69) et, en association avec des Ammonites, dans le Haut-Atlas saharien avec R. du Dresnay (91): la présence de ces faunes souligne les influences "alpines" perceptibles, à l'époque du Lias inférieur et moyen, dans les dépôts carbonatés de plate-forme de l'Afrique du Nord.

Au cours de ses premières missions dans le Haut-Atlas, il recueillit également des Echinidés qui furent décrits par J. Lambert, des Solénopores (36) et les premiers Spongiomorphes (46, 47, 48) du Lias qui furent étudiés par D. Le Maître [Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc, nos 17, 27, 34, 39 et 43].

Quelle que soit l'importance des découvertes qu'il fit dans le Moyen-Atlas, c'est cependant sur le Haut-Atlas qu'a porté la plus grande partie de l'œuvre marocaine de G. Dubar. Ses missions essentiellement cartographiques [cartes de reconnaissance au 1/200.000^e: feuilles *Midelt* et *Rhéis* (1939); feuilles *Rich* et *Bou-Denib* (1956); révision (inédite) des feuilles *Kasbah-Tadla* et *Ouaouizarte* (1950-1953); levés ou observations de détail au Jebel Bou-Dahar, à Bou-Anane et à Bou-Arfa (Haut-Atlas oriental), et à Jérada (Monts d'Oujda)] étaient basés sur de nombreuses observations stratigraphiques, paléontologiques et même sédimentologiques. Ces données cartographiques ont été incorporées dans la Carte géologique générale du Maroc au 1/500.000^e (1950-1959).

Il faut se replacer dans l'ambiance des premières explorations scientifiques au Maroc et dans les conditions difficiles de l'époque, pour mesurer toute la valeur de l'œuvre effectuée par G. Dubar: dans un pays inconnu et souvent difficile à parcourir, au début sous la protection d'escortes militaires aux préoccupations différentes, sans autre possibilité de circuler, pendant plusieurs semaines, qu'à pied ou à mulet (l'usage de la voiture de service étant réservé aux transports de début ou de fin de mission), avec des cartes topographiques très imparfaites dites "de reconnaissance", dans un climat parfois éprouvant — pouvant passer, en montagne, du froid le plus vif à une chaleur excessive — et sans l'acclimatation nécessaire, les cartes géologiques qu'il a levées sont pourtant d'excellente facture et, encore aujourd'hui, de la plus grande utilité: leur caractéristique est une très bonne précision stratigraphique basée sur des données paléontologiques toujours étudiées avec le plus grand soin. Certes, ces cartes souffrent maintenant d'un défaut d'exactitude topographique, et surtout du manque de rendu des formes morphologiques du terrain: mais ceci ne pouvait être fait qu'à une époque plus récente, lorsque l'on a pu disposer de cartes topographiques mieux adaptées (les nouveaux 100.000^e réguliers), de photographies aériennes (à partir de 1945) et de la multiplication des itinéraires favorisée par la création de très nombreuses nouvelles pistes. G. Dubar attachait d'ailleurs plus d'importance à la précision locale et à la généralisation des données fournies par le terrain, qu'à la représentation détaillée des affleurements rocheux, qu'il considérait comme résultant des hasards de l'érosion.

L'histoire du gisement à *Tropidoceras*, dit "d'Almis-du-Guigou" (62, p. 12), est un exemple significatif de la précision de ses observations. Ce gisement, important pour la datation des Brachiopodes du Lias du Causse moyen-atlasique, n'avait pu être localisé (à cause du mauvais fond topographique de l'époque) pendant de longues années: consulté en 1970, G. Dubar a fourni toutes les indications nécessaires, en se référant simplement aux notes de ses premières journées de terrain (1930): grâce à une coupe précise retraçant son itinéraire, ce gisement situé en fait à 11 km d'Almis-du-Guigou, a pu être retrouvé aussitôt, livrant une faune d'Ammonites abondantes: 40 ans se sont donc écoulés entre la découverte de ce gisement dès les premiers jours d'exploration de G. Dubar au Maroc, dans une région où les Ammonites du Carixien sont rares, et sa localisation ultérieure. Une autre leçon à tirer de cet exemple est la nécessité de la liaison entre les découvertes des *ainés* et celles des *cadets*, témoignant de l'indispensable continuité du labeur géologique entre les générations, et de la valeur des enseignements et des traditions qu'ont inaugurées, comme G. Dubar, les pionniers de l'exploration géologique au Maroc.

En outre, bien que non initié à la nomenclature sédimentologique moderne, mais grâce à une forte culture géologique, à l'acuité de ses observations et à une curiosité toujours en éveil, G. Dubar est aussi l'auteur de nombreuses découvertes permettant de reconstituer l'origine des sédiments et la configuration des mers liasiennes au Maroc. Sa note synthétique de 1960-1962 au Livre jubilaire de P. Fallot (90), si concise mais si dense, permet de suivre étage par étage (trois cartes sont données pour le Lotharingien, le Lias moyen et le Toarcien) l'évolution paléogéographique des sillons du Haut-Atlas, du Moyen-Atlas et des régions pré-rifaines: les limites des domaines marin, lagunaire et continental, leurs principaux faciès ainsi que les affinités de leurs faunes caractéristiques, y sont précisées. Cet ensemble a été complété récemment pour l'Aalénien du seul Haut-Atlas (104).

Ces deux synthèses font état, entre autres, de l'extension des dépôts de type "ammonitico-rosso" dans le Haut-Atlas, du rôle de certains paléo-reliefs tels que les constructions à Spongiaires, et de la présence significative de dépôts conglomératiques le long de certaines bordures du Haut-Atlas. G. Dubar a aussi souligné l'importance des formations récifales du pourtour du sillon haut-atlasique, d'abord dans la Notice explicative de la carte géologique du Haut-Atlas de Midelt-Rhéis (63), et surtout dans la Monographie consacrée au Jebel Bou-Dahar (67)

Il est le tout premier à avoir signalé, en 1938 (57), à partir d'observations faites au Tizi n'Irhil (Sud de Midelt), l'existence de rides déjà ébauchées au Toarcien et à l'Aalénien dans le Domaine atlasique (prouvant ainsi l'existence d'une tectogenèse contemporaine de la sédimentation), en mettant en évidence des discordances progressives selon un modèle aujourd'hui bien admis. On lui doit également d'avoir indiqué en de nombreux points un épisode lagunaire (voire d'une rupture de sédimentation) au Toarcien inférieur.

Enfin, s'il n'a signalé qu'en 1977 (104) le caractère étrange et probablement dû à des "glissements sous-marins" des formations conglomératiques du Lias moyen et du Toarcien de Foug Zabel (dans la moyenne vallée du Ziz), il a ainsi, en reprenant ses observations anciennes, montré qu'il connaissait déjà les "turbidites" (le mot en moins) du flanc sud du fossé du Haut-Atlas, et en avait déjà suggéré la signification selon les modalités (faciès "Flysch à *Paleodictyon*") développées ces dernières années dans cette même région par plusieurs géologues anglo-saxons.

Comme on le voit, ses itinéraires cartographiques lui ont fourni les matériaux d'études plus fondamentales, biostratigraphiques ou paléontologiques ; leurs résultats ont été publiés en tant que tels ou plus souvent à l'occasion de Notices de cartes géologiques (61, 63), d'Introductions stratigraphiques aux travaux des paléontologistes qui ont étudié certaines de ses récoltes, ou dans des comparaisons avec d'autres régions. Dans le Livret-guide de l'excursion A 34 du XIX^e Congrès géologique international en Afrique du Nord (70) et dans le Compte rendu (75) de cette excursion, ont été ainsi décrites de nombreuses coupes de détail (avec leur contenu paléontologique), enrichies par des vues générales sur la sédimentation, la tectonique et la paléogéographie du Haut-Atlas central.

Son premier souci était d'établir la succession rigoureuse des faunes rencontrées (42, 44, 54, 73) ; il fixe le premier (74) les positions stratigraphiques des Ammonites décrites par Fucini en Italie sur des échantillons de musée : il a précisé encore récemment leur succession pour le Lias moyen (103).

Les études paléontologiques qu'il a minutieusement poursuivies au laboratoire n'ont été que partiellement publiées : en dehors des travaux sur les Brachiopodes liasiques déjà citées et de la description de la faune récifale domérienne du Jebel Bou-Dahar (200 mollusques, dont une centaine de formes nouvelles, méthodiquement décrits, situés et comparés) fondamentale pour la connaissance des associations écologiques du milieu récifal du Lias, il n'a publié que de rares descriptions d'Ammonites (89) avant son travail récent sur le Lias moyen (103) : il connaissait pourtant remarquablement ces faunes et les échantillons de sa collection portent beaucoup d'indications manuscrites.

LE PALEONTOLOGISTE.

Nous avons déjà souligné l'importance des connaissances paléontologiques sous-jacentes à toute l'œuvre de G. Dubar dans les Pyrénées et au Maroc, mais ces connaissances furent pour lui l'occasion d'un rayonnement beaucoup plus vaste. C'est sous cet aspect qu'il était vraiment le spécialiste français du Lias que l'on venait consulter et qui a participé à de nombreux travaux. Dans combien de publications stratigraphiques ou tectoniques sur le Jurassique ne voyait-on pas une discrète note infrapaginale : « Fossiles déterminés par G. Dubar ». !

Après sa thèse, il réalise l'étude des "Brachiopodes liasiques de Catalogne et des régions voisines" (33) (collection de J.R. Bataller) qui reste encore aujourd'hui un travail fondamental et un très bel exemple de l'utilisation stratigraphique de ces faunes. Il s'efforce de connaître l'ensemble des formes jurassiques depuis le Rhétien (45) ; il dégage avec soin les appareils internes silicifiés ou s'initie à la technique des coupes sériées. Ayant travaillé dans les collections des musées de Vienne et de Munich et rassemblé une importante bibliographie sur les faunes alpines et mésogéennes (Spiriférines, Zeilleries triangulaires...), il fournissait de précieuses indications chronologiques aux tectoniciciens et stratigraphes : M. Durand-Delga et ses élèves, R. Busnardo, N. et Y. Peyre (86), A. Foucault... L'un de ses derniers travaux porte sur une faune difficile du Sud-Tunisien où les données d'âge semblaient contradictoires (98).

Les Lamellibranches ont aussi retenu son attention dès sa thèse, les Gryphées en particulier (46) ; il rassemblait des exemplaires de comparaison à charnières bien dégagées pour interpréter et essayer de préciser l'âge de faunes du Lias inférieur ("*Isocyprina*", "*Eotrapezium*"...) de Vendée, d'Aquitaine (80), du Portugal, du Maroc... Il récolta les formes récifales de la Sarthe (*Lithiotis*) aussi bien que celles du Maroc (*Cochlearites*...) et, toujours serviable, mit ses collections à la disposition de M^{me} Broglio-Loriga, de l'Université de Florence.

Mais c'est surtout les Ammonites qu'il connaissait parfaitement. Déjà, en 1927, A. Bigot lui avait confié la description d'une espèce nouvelle du Charmouthien de Normandie (24), il ne se doutait pas que cet *Hammatoceras* ? était une des formes d'affinités italiennes qu'il retrouverait abondamment au Maroc (103).

Il guidait avec précision et prudence ceux qui lui soumettaient leur récolte ; c'est ainsi qu'il trouva dans un lot de fossiles portugais un *Bouleiceras* (71), genre qu'il avait vainement cherché au Maroc, mais que ses élèves retrouvèrent ensuite en Espagne (99). Nous lui devons, non seulement de nombreuses déterminations de fossiles, mais aussi l'initiation aux observations de terrain ou leur critique ainsi que le contrôle permanent du travail et des publications. Pour les jeunes paléontologistes, il rédigea une vue d'ensemble des Ammonites du Lias moyen et supérieur avec des indications bibliographiques pour chaque genre ou famille (83). Bien que n'ayant pu se rendre au Colloque de Chambéry en 1960, il y donne des réflexions critiques sur de nombreux groupes de fossiles (82) et publie deux notes pour l'apparition précoce (Carixien moyen) au Maroc et en Ariège des *Protogrammoceras* et *Fuciniceras* (84, 85).

Son activité ne se limitait pas au Jurassique. Ses découvertes de faune et d'affleurements paléozoïques dans les Pyrénées furent à l'origine du travail de thèse qu'entreprit l'Abbé J.W. Laverdière, qui fut ensuite professeur à l'Université Laval de Québec. Cette thèse fut prolongée par celle de l'Abbé Cl. Heddebaut sur les massifs paléozoïques basques menée sous la direction de G. Dubar en liaison avec M. Clin et M^{lle} D. Le Maître. Ces travaux reflètent les éminentes qualités des auteurs, mais portent aussi la marque du maître qui les a dirigés, notamment par la précision de l'analyse stratigraphique, pièce maîtresse de ces travaux.

Fréquemment consulté et en rapport avec de nombreux paléontologistes étrangers (Spath, Arkell, Howarth, Pia, Beck...), c'est surtout en collaboration avec ses élèves qu'il réalise ses derniers travaux où passe toute son expérience de paléontologiste [*Polyplectus* portugais (96)] ou de stratigraphe [Jurassique inférieur et moyen des Cordillères bétiques (86), Lias moyen d'Andalousie (97), de Vendée (95), Aalénien des Alpes et du Maroc (101)], sans oublier les ultimes travaux marocains. Dans l'étude sur le Lias moyen (103), il a rassemblé de nombreuses indications paléontologiques : description de 10 espèces nouvelles et vue générale sur des genres ou des familles importantes pour le domaine mésogéen (*Metaderoceras*, *Phricodoceras*, *Argutarpites*, *Lioceratoides*, *Tauromeniceras*...).

Ainsi cet homme discret et désintéressé, patient et persévérant, aux connaissances très vastes, nous laisse une œuvre considérable, cartographique, certes, mais plus encore stratigraphique et paléontologique. L'importance du matériel et des observations qu'il a rassemblés dépasse toutefois largement ce qu'il a eu le temps de publier. Souhaitons qu'ils servent à tous ceux qui voudront reprendre ces études dans le même esprit critique et avec la même finesse d'analyse.

LISTE DES PUBLICATIONS

- 1) 1920. — Présence d'un niveau de schistes à Echinidés dans l'Infra-lias de Saint-Sirac (Ariège). **C.R. somm. S.G.F.**, p. 116-117.
- 2) 1921. — Observations sur les étages inférieurs du Lias à l'Est de l'Ariège. **B.S.G.F.**, 4^e sér., t. XXI, p. 217-230, 9 fig.
- 3) 1922. — Note sur le Lias des environs de Renwez (Ardennes). **Ann. Soc. géol. Nord**, t. XLVI, p. 30-35.
- 4) 1922. — Note sur le Sinémurien de l'Ardenne. **Ibid.**, t. XLVI, p. 134-141.
- 5) 1922. — Sur l'âge éocrétacé de lambeaux rapportés au Lias inférieur au S de Lourdes. **C.R. somm. S.G.F.**, p. 140-142.
- 6) 1923. — Note sur la Carrière toarcienne de l'Echelle (Ardennes). **Ann. Soc. géol. Nord**, t. XLVII, p. 62-64.
- 7) 1923. — Sur le Lias moyen et supérieur de l'Ariège. **Ibid.**, t. XLVII, p. 132-142.
- 8) 1923. — Contribution à l'étude du Lias de la feuille de Mézières. **Bull. Serv. Carte géol. Fr.**, n° 152, t. XXVII (1922-23), p. 237-290 (1-43), 9 fig.
- 9) 1923. — Sur l'existence d'une lentille de Cénomaniens au milieu du Sénonien de Celles (Ariège). **C.R. somm. S.G.F.**, p. 119-120.
- 10) 1924. — Sur la tectonique de la vallée d'Aspe. **C.R. somm. S.G.F.**, p. 14.
- 11) 1924. — Sur la présence du Bajocien à l'W de Narbonne. **B.S.G.F.**, 4^e sér., t. XXIV, p. 25-29.
- 12) 1925. — Note sur l'Hettangien et le Sinémurien à l'W de Mézières. **Ann. Soc. géol. Nord**, t. XLVIII, p. 79-114, 8 fig.
- 13) 1925. — Note sur les Nodules de phosphate du Lias des Ardennes. **Ibid.**, t. XLVIII, p. 114-116.
- 14) 1925. — Sur les zones d'Ammonites du Toarcien de Montmédy. **Ibid.**, t. XLVIII, p. 138-140.
- 15) 1925. — Observations sur la structure de massifs triasiques de la basse vallée du Salat (Ariège, Haute-Garonne). **Ibid.**, t. XLVIII, p. 169-172, 2 fig.
- 16) 1925. — Sur l'extension des zones supérieures du Lias dans le Nord de l'Ariège. **Ibid.**, t. XLIX, p. 53-66, Pl. A, 2 fig.
- 17) 1925. — Observations sur les terrains secondaires à l'Ouest de Narbonne. **Ibid.**, t. XLIX, p. 97-120, Pl. B, 4 fig.
- 18) 1925. — Sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturies. **C.R. Ac. Sc.**, t. 180, p. 215.
- 19) 1925. — Sur la présence du Kimméridgien dans les Asturies. **Ann. Soc. géol. Nord**, t. L, p. 51-53.
- 20) 1925. — Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. Thèse n° 31, Sciences, Lille. **Mém. Soc. géol. Nord**, t. IX, fasc. 1 (1925), 322 p., 51 fig., 7 pl.
- 21) 1926. — Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. **Ann. Soc. géol. Nord**, t. LI, p. 19-22.
- 22) 1926. — Sur la présence du Lias supérieur au Bleymard (Lozère). **C.R. somm. S.G.F.**, p. 147-148.
- 23) 1927. — Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW de l'Espagne aux temps jurassiques. **C.R. du XIV^e Congrès Géolog. Internat. Madrid**, (1926), 7, p. 585-589, 1 fig.
- 24) 1927. — Sur une nouvelle Ammonite charmouthienne de Normandie. **Bull. Soc. Linn. Normandie**, 7^e sér., t. IX, Caen, p. 30-34, Pl. IV.
- 25) 1927. — Sur les terrains métamorphiques de Betchat (Ariège). **C.R. Ac. Sc.**, t. 185, p. 215-216.
- 26) 1928. — Observations à propos des couches métamorphiques des environs d'Arbas et de Balaguères (Ariège). **C.R. somm. S.G.F.**, p. 141-142.
- 27) 1928. (et J.W. LAVERDIÈRE). — Sur la présence de grès d'âge dévonien supérieur au Sud-Est de Saint-Jean-Pied-de-Port (Basses-Pyrénées). **B.S.G.F.**, 4^e sér., t. XXVIII, p. 395-399, 3 fig.
- 28) 1928. — Sur les faunes liasiques des Pyrénées occidentales. **C.R. Congrès Soc. sav.**, 1928 (Lille), Sciences, Mém. XXI, p. 138-140.
- 29) 1929. — Sur la transgression éocrétacée dans les Pyrénées occidentales. **B.S.G.F.**, 4^e sér., t. XXIX, p. 569-572, 1 fig. (Réunion de la S.G.F. dans les Pyrénées en 1928).
- 30) 1929. — Sur la présence de grès d'âge dévonien supérieur au Sud-Est de Saint-Jean-Pied-de-Port. **Ann. Soc. géol. Nord**, t. LIV, p. 2-3.
- 31) 1929 (et G. DELEPINE et J.W. LAVERDIÈRE). — Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. **C.R. somm. S.G.F.**, p. 236-238.
- 32) 1930. — Lias et Jurassique du Baztan (Haute vallée de la Bidasoa, Espagne). **B.S.G.F.**, 4^e sér., t. XXX, p. 589-608, 1 fig., pl. LX, LXI.
- 33) 1931. — Brachiopodes liasiques de Catalogne et des régions voisines. **Butlett de la Inst. Cat. d'Hist. nat.**, vol. XXXI, n° 4, p. 99-179 (1-80), Pl. V-IX (1-V).

- 34) 1931. — Sur la présence, dans les Basses-Pyrénées, des goniatites carbonifères de Mondette. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 212-213.
- 35) 1931. — Sur la présence de schistes du Dinantien supérieur à Saint-Antoine (vallée de l'Ariège). *Ibid.*, p. 225-227.
- 36) 1931. — Présentation d'un Solénopeire du Lias marocain. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVI, p. 246.
- 37) 1931. — Formes peu connues de Térébratules et de Zeilleries plissées du Lias marocain. *Ibid.*, t. LVI, p. 274-275.
- 38) 1932. — Sur les couches de passage du Lias moyen au Lias supérieur dans l'Ariège. *Ibid.*, t. LVII, p. 21-36.
- 39) 1932. — Sur le Lias de Tifrit à l'Est de Saïda (Oranie). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 106-108.
- 40) 1932. — Faunes liasiques du Moyen-Atlas marocain. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVII, p. 181-182.
- 41) 1932. (et H. TERMIER). — Sur les faciès du Lias inférieur au Toarcien dans le Moyen-Atlas marocain. *C.R. Ac. Sc.*, t. 195, p. 890-892, 1 fig.
- 42) 1932. — Le Lias et le Jurassique de la Haute Moulouya et du Haut-Atlas (Sud et Sud-Est de Midelt). *B.S.G.F.*, 5^e sér., t. II, p. 573-594, 3 fig.
- 43) 1933. — Eloge nécrologique de G. Pontier, président de la Société géologique du Nord. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVIII, p. 207-210.
- 44) 1934. — Sur le Lias supérieur du Haut-Atlas de Midelt (Maroc). *Ibid.*, t. LIX, p. 82-93, 1 fig.
- 45) 1934. — Sur les genres des Térébratulidés rhétiens. *Ibid.*, t. LIX, p. 173-175.
- 46) 1934. — Observations au sujet de *Gryphaea cymbium* Lmk. et de *Gryphaea cymbula* Lmk. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 228-229.
- 47) 1934. — Nombreuses interventions ou observations dans la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans les Pyrénées basques d'Espagne. *Ibid.*, (25 septembre-2 octobre 1934), p. 255-295.
- 48) 1934. — Sur l'âge des couches attribuées par Mr Lamare au Néocomien. (Complément aux observations présentées à la séance du 1^{er} Octobre). *Ibid.*, p. 295-296.
- 49) 1935. (et P. FALLOT). — Sur la présence du Lias à Rhynchonellina dans le Rif espagnol. *C.R. Ac. Sc.*, t. 200, p. 154-156.
- 50) 1935. (et D. LE MAITRE). — Sur la présence de Solénoportes et de Spongiomorphidés dans le Lias du Maroc. *Ibid.*, t. 200, p. 571-572.
- 51) 1935. (et D. LE MAITRE). — Sur la présence de Solénoportes et de Spongiomorphidés dans le Lias du Maroc. *Ann. Off. Combust. Liquides*, n° 2, mars-avril, p. 281-283.
- 52) 1935. (Introduction stratigraphique in D. LE MAITRE et G. DUBAR). — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Spongiomorphidés et Algues. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 34, p. 515, Pl. 13.
- 53) 1936. — (et D. LE MAITRE). — Sur des gisements nouveaux de Spongiomorphidés et d'Algues dans le Lias et le Bajocien du Maroc. *C.R. Ac. Sc.*, t. 203, p. 339-340.
- 54) 1936. — Zones d'Ammonites du Lias dans le Haut-Atlas de Midelt. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXI, p. 213-223.
- 55) 1937. (et H. TERMIER). — Carte géologique provisoire du Moyen-Atlas septentrional au 200.000^e. *Notes et Mém. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 23.
- 56) 1938. — Le Lias de Signy-le-Petit et d'Auvillers-les-Forges (feuille de Rocroi). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 197, t. XXXIX, p. 21-25 (185-189), 1 fig.
- 57) 1938. — Sur la formation de rides à l'Aalénien et au Bajocien dans le Haut-Atlas de Midelt. *C.R. Ac. Sc.*, t. 206, p. 525-527.
- 58) 1938. — Lias et Jurassique de Tamkroucht (Moyen-Atlas). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 93-95.
- 59) 1938. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. - Brachiopodes : Rhynchonellines du Rif. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 41, *Mém. pal.*, n° 9, 53 p., 45 fig., 2 pl.
- 60) 1939. — Carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt. Echelle au 200.000^e. *Ibid.*, n° 59.
- 61) 1940. (et H. TERMIER). — Notice explicative de la carte géologique provisoire du Moyen-Atlas septentrional au 200.000^e. *Ibid.*, n° 24 bis, 74 p., 1 fig., 1 pl.
- 62) 1942. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes, Térébratules et Zeilleries multiplissées. *Ibid.*, n° 57, 104 p., 51 fig., 10 pl.
- 63) 1943. — Notice explicative de la Carte géologique provisoire du Haut-Atlas de Midelt. Echelle au 200.000^e. *Ibid.*, n° 59, 58 p., 6 fig., 1 pl. La première édition de cette notice ayant été perdue pendant la guerre, une deuxième édition, conforme à la première a été imprimée en 1949 (sous le n° 59 bis), 60 p., 6 fig., 1 pl.
- 64) 1946. — Sur la présence de *Pteraspis crouchi* à Mondreupits. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LVI, p. 32-33.
- 65) 1947. Observation à la suite de la communication de M.G. Mathieu, séance du 15 Mai 1946. *Ibid.*, t. XLXI, 2^e livraison, p. 166-168.
- 66) 1947. (et E. JEREMINE). — Note sur les Syénites néphéliniques à eudialyte du massif éruptif du Bou Agrao (Haut-Atlas, Maroc). *C.R. Ac. Sc.*, t. 224, p. 1022-1023.
- 67) 1948. — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc. La faune domérienne près de Jebel Bou-Dahar près de Béni-Tajjite. Etude suivie de celle de quelques Mollusques d'autres gisements marocains. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 68, 250 p., 86 fig., 30 pl.
- 68) 1950. — Sur les faunes de Brachiopodes du Lias supérieur dans les fentes du Domérien supérieur, au djebel Bou-Dahar (Haut-Atlas marocain). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXX, p. 205-213, 5 fig.
- 69) 1951. (et M. DURAND-DELGA). — Découverte en Algérie, dans la Chaîne numidique, du Lias à Rhynchonellines. *C.R. Ac. Sc.*, p. 1639-1641.
- 70) 1952. (et G. CHOUBERT, G. COLO, H. GAUTHIER, J. HINDERMEYER, H. SALVÁN, G. SUTER). — Haut-Atlas central. Livret-guide de l'excursion A 34. 19^e Congr. géol. internat., Alger, sér. Maroc, n° 4, 74 p., 11 fig., 3 pl.
- 71) 1953. (et R. MOUTERDE). — Découverte d'Ammonite à affinité arabo-malgache (*Bouleiceras*) dans le Toarcien inférieur du Portugal. *C.R. Ac. Sc.*, t. 237, p. 575-576.
- 72) 1953. — Gisements liasiques de la Dorsale tunisienne (jebels Bent-Saidane et Zaghouan). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 354-356.
- 73) 1954. (et R. MOUTERDE). — Variations de faciès et lacunes dans le Bajocien inférieur du Haut-Atlas marocain. *C.R. 19^e Congr. géol. intern. Alger*, 1952, sect. XIII, fasc. 15, p. 17-21.
- 74) 1954. — Succession des faunes d'Ammonites de types italiens, au Lias moyen et inférieur dans le Haut-Atlas marocain. *Ibid.*, p. 23-27.
- 75) 1954. — Compte rendu général de l'excursion A 34 : Haut-Atlas central in *Compte rendu des excursions. Ibid.*, livret-guide, sér. Maroc, n° 16, p. 35-53, 3 fig.
- 76) 1956. (et G. CHOUBERT et J. HINDERMEYER). — Carte géologique du Haut-Atlas au Nord de Ksar-es-Souk et Bou Denib au 200.000^e (moitié Ouest). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 81.
- 77) 1957. (et R. MOUTERDE). — Extension du Kimméridgien marin dans les Asturies depuis Ribadesella jusqu'à Gijón. *C.R. Ac. Sc.*, t. 244, p. 99-101, traduit en espagnol dans *Notas y comunicaciones IGME*, n° 46, p. 211-215, Madrid (1957) et dans *Brev. Geol. Asturica*, ano 2, n° 1-2, p. 9-12, Oviedo (1958).
- 78) 1957. (et R. MOUTERDE) — Précisions sur le Lias des Asturies et sur l'existence de mouvements intrajurassiques dans cette région. *C.R. Ac. Sc.*, t. 244, p. 1234-1236.
- 79) 1957. — Présentation d'un crâne de *Crocodylien* trouvé au Waast (près de Boulogne). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXVII, p. 103-105.

- 80) 1959. (et F. DALBIEZ et SERONIE-VIVIEN). — Sur l'âge de la Dolomie de Carcans. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 11-13.
- 81) 1970. — Supplément à l'étude des faunes aaléniennes de Krendegg et du Tratt (Préfr. Maroc). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXX, p. 50-52.
- 82) 1961. — Observations à une note de D.V. Ager : La répartition géographique des Brachiopodes dans le Lias français. In Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960, *Mém. B.R.G.M.*, n° 4, p. 210-211.
- 83) 1961. (et R. MOUTERDE). — Les faunes d'Ammonites du Lias moyen et supérieur. Vue d'ensemble et bibliographie. *Ibid.*, p. 236-244 et 263-269.
- 84) 1961. — Les Hildoceratidae du Domérien des Pyrénées. Apparition de cette famille au Pliensbachien inférieur en Afrique du Nord. *Ibid.*, p. 245-253.
- 85) 1961. — Description de quelques Protogrammoceras et Fucinoceras du Pliensbachien inférieur. *Ibid.*, p. 253-257, 1 pl.
- 86) 1961. (et N. et Y. PEYRE). — Observations nouvelles sur le Jurassique inférieur et moyen dans les Cordillères bétiques, sur la transversale de Malaga (Andalousie, Espagne). *B.S.G.F.*, (7), t. II, p. 330-339, 1 fig., 1 tabl.
- 87) 1961. — Lexique stratigraphique international. Vol. I, Europe, fasc. 4 a IV (Lias), 107 p. Rédaction par G. Dubar des fiches relatives au Lias des Ardennes, articles : Grès d'Aiglemont et de St Menges, Grès infralias des Ardennes, Marne de Warcq, Calcaire sableux de Romery, Marne à Bélemnites des Ardennes, Marne moyenne à ovoïdes, Calcaire ferrugineux de Margut, Marne de Flize.
- 88) 1961. (et M^{lle} D. LE MAITRE). — Sur la découverte d'un Dévonien à plantes au Sud-Ouest de Licq-Athery (Basses-Pyrénées). *C.R. Ac. Sc.*, t. 252, p. 1359-1361.
- 89) 1962. — Sur quelques Ammonites du Lias inférieur du Haut-Atlas marocain. *B.S.G.F.*, (7), t. III, p. 320-323, Pl. X.
- 90) 1962. — Notes sur la Paléogéographie du Lias marocain (Domaine atlasique). Livre à la mémoire de P. Fallot, *Mém. h.-sér. Soc. géol. Fr.*, t. I, p. 529-544, 3 fig.
- 91) 1963. (avec R. DU DRESNAY). — Découverte de Rhynchonellines liasiques associées à des Ammonites dans le Haut-Atlas oriental marocain. *C.R. Ac. Sc.*, t. 256, p. 3721-3723.
- 92) 1963. (et R. MOUTERDE et N. LLOPIS LLADO). — Première récolte d'une Ammonite de l'Hettangien inférieur dans les calcaires dolomitiques de la région d'Aviles (Asturies, Espagne du Nord). *C.R. Ac. Sc.*, t. 257, p. 2306-2308.
- 93) 1964. (et M. AUBOUIN J.P. CADET, J.P. RAMPNOUX, P. MARIE). — A propos de l'âge de la série ophiolitique dans les Dinarides yougoslaves : la coupe de Mihajlovica aux confins de la Serbie et du Montenegro (région de Plevlja, Yougoslavie). *C.R. somm. S.G.F.*, p. 99.
- 94) 1964. (et M. LORENCHET DE MONTJAMONT). — Le Lias des Djebel Halona-Richa et Kebibicha (Moyen-Atlas oriental, Maroc). *Ibid.*, p. 257-258.
- 95) 1964. (et J. GABILLY). — Le Lias moyen de Saint-Vincent-Sterlange et de Saint-Cyr-en-Talmondais (Vendée). *C.R. Ac. Sc.*, t. 259, p. 2481-2483.
- 96) 1965. (et R. MOUTERDE). — Sur la répartition de quelques *Polyplectus* du Toarcien et de l'Aalénien. *Bol. Soc. Géol. Portugal*, vol. XVI, p. 73-92, 15 fig., 3 pl.
- 97) 1967. (et A. FOUCAULT, R. MOUTERDE). — Le Lias moyen des environs d'Huescar (Prov. de Grenade, Espagne). *B.S.G.F.*, 7^e sér., t. IX, p. 830-834, 1 fig.
- 98) 1967. — Brachiopodes jurassiques du Sahara tunisien. *Ann. Pal., Invert.*, t. LIII, 71 p., 4 pl., 11 fig.
- 99) 1970. (et S. ELMI, R. MOUTERDE). — Remarques sur le Toarcien d'Albarracin (Province de Teruel, Espagne) et sur sa faune de *Boulelceras*. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 162-163.
- 100) 1970. (et R. MOUTERDE, C. VIRGILI, L.C. SUAREZ). — El Jurásico de Asturias (Norte de España). 1^{er} Colloque de Stratigraphie et de Paléogéographie du Jurassique espagnol. Vitoria, 1970. - *Cuadernos Geologia Iberica*, vol. 2, p. 561-580, 2 fig.
- 101) 1972. (et J. CHARVET). — Découverte d'Ammonites du Jurassique supérieur dans les Dinarides internes au Nord de Sarajevo (Bosnie orientale, Yougoslavie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 275, p. 523-525, 1 fig.
- 102) 1974. (et S. ELMI, R. MOUTERDE, Ch. RUGUET-PERROT). — Divisions et limites de l'Aalénien (Sud-Est de la France et quelques régions méridionales). 2^e Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967. *Mém. B.R.G.M.*, n° 75, p. 397-410.
- 103) 1974. (et R. MOUTERDE, H. TINTANT). — Précisions sur la limite du Bathonien et du Callovien dans les Ardennes (environs de Montigny-sur-Vence). *Ibid.*, p. 499-500.
- 104) 1978. (et R. MOUTERDE). — Etudes paléontologiques sur le Lias du Maroc : les formations à Ammonites du Lias moyen dans le Haut-Atlas de Midelt et du Tadia. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 274, 113 p., 11 fig., 6 pl.
- 107) 1978. (et R. MOUTERDE). — L'Aalénien et le Toarcien terminal du Haut-Atlas. Esquisse paléogéographique. *B.S.G.F.*, 7^e sér., t. XX, p. 169-178, 1 fig.

Précisions sur *Discopteris opulenta* Danzé (*Pteridophyta* du Westphalien C et D inférieur d'Europe Occidentale)

par Claudine BROUSMICHE (*)

(Planches VIII et IX)

Sommaire. — Le Laboratoire de Paléobotanique de Lille avait dans ses collections un certain nombre d'échantillons étiquetés *Ovopteris carolensis* (*nomen nudum* Bertrand, 1935, p. 69) qui correspondent tout à fait à l'espèce *Discopteris opulenta* créée par Danzé pour des spécimens du bassin houiller du Nord de la France. L'étude de plusieurs sondages récents confirme que cette espèce est relativement fréquente en Lorraine. Le matériel ainsi rassemblé permet de parfaire la description du limbe stérile et surtout, grâce à la réalisation de transferts, d'apporter des informations nouvelles sur l'organisation de la fructification et le type de spores. Ces informations remettent en question l'attribution générique de l'espèce : faute de pouvoir la ranger dans le genre *Stellatheca* Danzé, son maintien dans le genre d'origine n'est finalement retenu qu'avec un certain nombre de réserves. La comparaison des extensions de *D. opulenta* dans le bassin du Nord de la France et dans le bassin sarro-lorrain démontre qu'il s'agit pratiquement d'une espèce caractéristique du Westphalien C dont l'acmé se situe, d'une part, entre les tonsteins Maxence et Prudence dans le bassin du Nord de la France, et d'autre part entre les tonsteins 300 et 200 dans le bassin sarro-lorrain.

Summary. — The Laboratory of Palaeobotany of Lille had in its collections some specimens noted *Ovopteris carolensis* (*nomen nudum* Bertrand, 1935, p. 69) which quite agree with the species *Discopteris opulenta* erected by Danzé for datas from the North of France Coalfield. The study of several recent borings shows that this species is fairly frequent in Lorraine. The material in hand allows to complete the description of the sterile foliage and, by the realization of "transferts", specially brings more informations about the organization of the fructification and the type of spores. These informations set the question of the generic attribution of the species : due to the difficulties of setting it in the genus *Stellatheca* Danzé, its maintenance in the genus *Discopteris* Stur is finally retained, but with some reserves. The comparison of the ranges of *D. opulenta* in the North of France and Sarre-Lorraine basins proves that it is practically a typical species of Westphalian C, the "acme" of which being situated, on the one hand, between tonsteins Maxence and Prudence in the North of France, and on the other hand between tonsteins 300 and 200 in the Sarre-Lorraine Coalfield.

L'espèce *Discopteris opulenta* fut créée par Danzé en 1956 pour des échantillons du bassin houiller du Nord de la France, provenant presque exclusivement du Westphalien C. Depuis, l'espèce n'avait été citée que par Wagner (1971) dans la formation Olloniego du bassin central des Asturies, datée du Westphalien D. Elle est aussi présente dans le bassin sarro-lorrain : les collections de notre laboratoire renfermaient quelques spécimens de cette région, étiquetés *Ovopteris carolensis* par Bertrand, qui

correspondent tout à fait à la description de l'espèce de Danzé, et l'étude systématique récente de plusieurs sondages a montré qu'elle y est relativement fréquente. Quelques échantillons fertiles ayant été récoltés, je puis apporter ici des informations nouvelles sur l'organisation de la fructification et le type de spores.

La pratique d'un transfert m'a permis de mettre en évidence la disposition très régulière, en rosette, des sporanges mais la structure de la paroi sporangiale n'a pu être observée. C'est pourquoi, après avoir envisagé de placer l'espèce dans le genre *Stellatheca* Danzé et constaté que cette attribution induirait un certain nombre de difficultés, j'ai choisi de la laisser dans le genre *Discopteris* Stur, récemment révi-

(*) Laboratoire de Paléobotanique, Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. n° 36, 59650 Villeneuve d'Ascq. GRECO 130007/2 du C.N.R.S.

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

sé par Pfefferkorn, bien que ses caractères ne cadrent pas non plus exactement avec la nouvelle diagnose du genre. J'ai préféré cette solution, probablement temporaire, à la création d'un genre nouveau qui n'aurait pu être de toute façon défini parfaitement pour l'instant, puisque les détails de la paroi sporangiale demeurent inconnus.

La description originale du limbe stérile donnée par Danzé (1956, p. 268) est assez détaillée et, par conséquent, seuls les faits nouvellement observés seront précisés. Quelques dessins d'après nature rendront compte des variations en fonction du degré de division du limbe. J'insisterai davantage par contre sur les caractères de la fructification qui permettront de discuter l'attribution générique de l'espèce.

DISCOPTERIS OPULENTA Danzé

(Pl. VIII et IX)

1953. *Sphenopteris* sp. Guthörl, p. 167, Pl. 20, fig. 8.

v. 1956. *Discopteris opulenta* Danzé, p. 267, Pl. XIX-XXI, fig. 1-6.

? 1971. *Sphenopteris opulenta* Wagner, p. 486, Pl. 10, fig. 1, 1a.

Diagnose (*) : « Pinnules peu évoluées décurrentes, obliques sur le rachis auquel elles sont attachées par toute leur base, adhérentes entre elles, ce qui donne au rachis un aspect ailé. Le contour de ces pinnules peu évoluées est déjà entaillé par deux sinus courts et larges qui se sont formés presque simultanément sur le lobe non individualisé, avant son passage au rang de pinnule. Ce processus se répète et les sinus basilaires atteignent sensiblement la nervure principale lors de l'apparition de la cinquième paire de lobes qui marque donc le passage de la pinnule à la penne d'ordre n . Lobe basilaire catadrome anormal, à limbe réduit autour d'une nervure unique, ce qui lui donne un aspect d'épine ou d'ergot caractéristique.

Nervation composée d'une nervure principale ondulée se divisant dichotomiquement pour envoyer dans chaque lobe une nervure secondaire qui s'y divise à son tour en nervules gagnant chacune une dent du lobe.

Axes ailés, droits, portant un profond sillon et peu décurrents. Pennes triangulaires allongées se recouvrant largement ».

Remarques.

1) *Limbe stérile.*

Un des critères essentiels permettant d'identifier l'espèce sans hésitation me semble être la présence d'éléments basilaires catadromes transformés en ergots. Danzé ne disposait pas d'échantillons de grande taille et n'avait pu, par conséquent, préciser " l'évolution " de ces éléments le long des rachis d'ordre $n-2$ ou $n-3$. Plusieurs de nos spécimens correspondent à des fragments de penne d'ordre $n-2$ sur lesquels on voit très bien à la base des pennes d'ordre $n-1$ un petit élément basal catadrome spiniforme (C et D, fig. 1 ; Pl. VIII, fig. 1, 1a, 4 et 4a) ou ayant l'aspect d'une étroite languette plus ou moins recourbée (E, fig. 1). Ces éléments très caractéristiques peuvent donc avoir valeur de lobe (A, fig. 1), de pinnule (B, fig. 1), de penne de dernier ordre (E, fig. 1).

Danzé insiste, dans sa description de l'évolution de la pinnule, sur la simultanéité d'apparition des lobes de part et d'autre de l'apex. Quelques spécimens montrent en effet des pinnules peu évoluées sur lesquelles les deux premiers lobes basaux s'individualisent en même temps, la pinnule présente alors dans certains cas un aspect curieux représenté en E, fig. 1 et Pl. VIII, fig. 1 et 1a. Mais cette simultanéité n'est pas systématique et on peut voir sur cette même figure une pinnule dont le lobe basal catadrome est très bien différencié alors que le premier lobe anadrome se forme en même temps que le second lobe catadrome. Quelques irrégularités dans l'ordre d'apparition des lobes se retrouvent aussi sur le dessin D de la fig. 1. Ce caractère ne peut donc constituer un critère absolu de discrimination spécifique.

Enfin, il faut signaler que le limbe n'est pas toujours aussi opulent que le laisserait supposer le nom spécifique. Beaucoup de spécimens possèdent un limbe relativement réduit sans aucun recouvrement des différents segments (C, fig. 1 ; Pl. VIII, fig. 4 et 4a). Les dessins C et D représentent des fragments de pennes d'ordre $n-1$: les pennes de dernier ordre très peu évoluées qui les constituent sont à peu près au même stade de différenciation et pourtant le limbe du dessin D est beaucoup plus

(*) Danzé, 1956, p. 267 - Limbe stérile seulement.

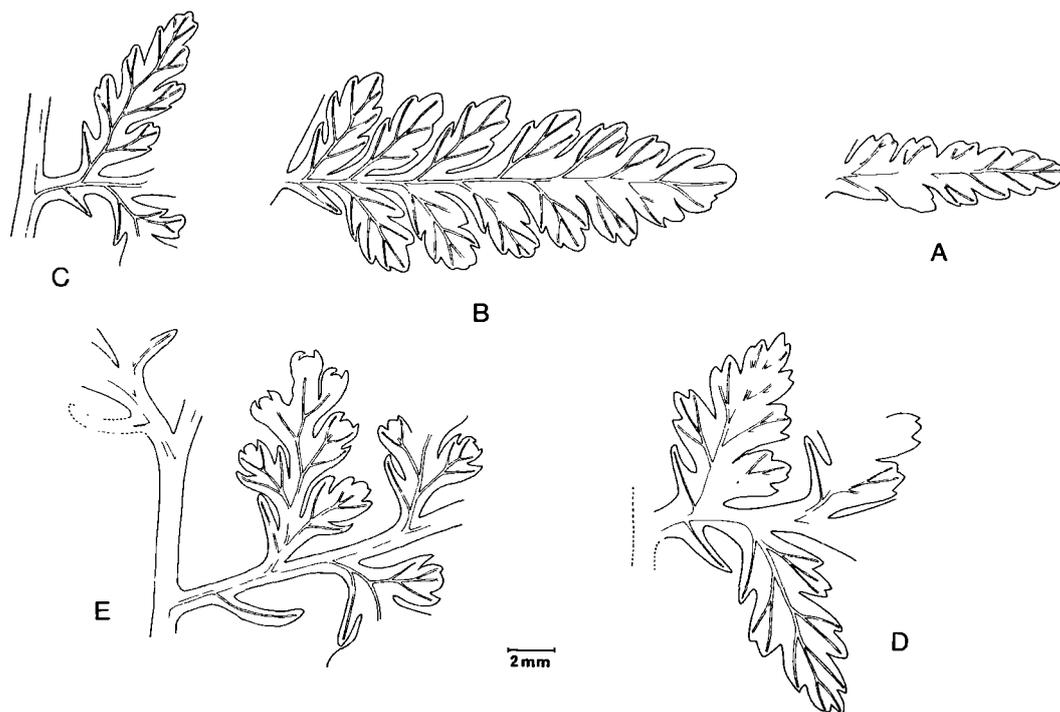


Fig. 1. — *Discopteris opulenta* Danzé.

Variations de l'aspect du limbe en fonction de son degré de division. Dessins d'après nature.

- A - Pinnule évoluée d'après l'échantillon figuré Pl. VIII, fig. 6.
- B - Penne de dernier ordre moyennement évoluée, le segment basal spiniforme a valeur de pinnule.
- C - Fragment de penne d'ordre $n-1$ d'après l'échantillon figuré Pl. VIII, fig. 4 et 4a ; le segment basal spiniforme a valeur de pinnule évoluée et le limbe est ici relativement réduit.
- D - Fragment de penne d'ordre $n-1$ au limbe opulent.
- E - Fragment de penne d'ordre $n-2$ d'après l'échantillon figuré Pl. VIII, fig. 1 et 1a ; le segment basal en forme de languette a valeur de penne de dernier ordre. Le mode d'individualisation des lobes donne un aspect curieux au sommet des pinnules.

opulent que celui du dessin C. Cette variabilité de l'importance du limbe n'est pas spécifique des échantillons sarro-lorrains, certains spécimens récemment récoltés dans le Nord de la France se caractérisent en effet par un limbe assez réduit dont les segments sont nettement espacés.

2) Feuillage fertile.

L'aspect du feuillage fertile (Pl. VIII, fig 8 et 9 ; Pl. IX, fig. 1) est tout à fait identique à celui du feuillage stérile. Nos échantillons fertiles correspondent à des pinnules évoluées ou à des penne de dernier ordre, il ne m'est donc pas possible de préciser dans quelle partie de

la fronde apparaissent les premières fructifications. Les sores sont situés à l'intérieur du limbe, au sommet des lobes, le lobe basal catadrome en est toujours dépourvu et conserve son aspect spiniforme.

3) Fructifications.

Deux échantillons étaient particulièrement bien conservés ; j'ai pratiqué un transfert de l'un d'eux (Pl. IX, fig. 1) : il s'agit d'une penne de dernier ordre entièrement fructifiée. Les sores situés au sommet de chacun des lobes, à l'extrémité des nervules, semblent constitués de sept sporanges (Pl. IX, fig. 2 à 5). Certains sont incomplets mais on peut penser, d'après

la disposition des sporanges conservés, qu'ils devaient en contenir six ou plus vraisemblablement sept. Ces sporanges ovoïdes, légèrement rétrécis à la base, sessiles, sont insérés en rosette sur un réceptacle commun rond ou ovale. Ils mesurent environ 0,5 à 0,6 mm de long sur 0,3 à 0,4 mm de large. Certains ont atteint la maturité car leur paroi est déhiscente longitudinalement. La fig. 2 du texte propose une reconstitution de la fructification d'après les observations faites sur l'échantillon transféré.

Plusieurs sporanges ont été prélevés pour étudier la structure de leur paroi mais la conservation n'était pas excellente. Il est certain qu'il n'existe pas d'anneau vrai tel qu'on l'entend habituellement, comparable par exemple à celui des *Oligocarpia*, mais il est impossible de préciser si la paroi est constituée de cellules épaissies comme chez *D. karwinensis* (Pfefferkorn, sous presse) ou non. La déhiscence se faisait par une fente longitudinale, ventrale (Pl. IX, fig. 5).



Fig. 2. — *Discopteris opulenta* Danzé.

Reconstitution de la fructification d'après l'échantillon transféré figuré Pl. IX, fig. 1. Les sores composés de sept sporanges disposés en rosette sont situés au sommet des lobes vraisemblablement à l'extrémité des nervures secondaires.

A - Dessin d'après la figure 3, Pl. IX.

B - Dessin d'après la figure 4, Pl. IX. Les tiretés correspondent à la zone de déhiscence.

4) Spores.

Des prélèvements *in situ* ont été effectués sur tous les échantillons fertiles et sur celui ayant subi un transfert. Les spores ovales à subarrondies, trilètes, ont une taille qui varie de 36 à 61 μ avec un mode compris entre 40-46 μ . Elles apparaissent lisses au microscope optique (Pl. IX, fig. 6 à 8), mais le microscope électronique à balayage révèle (Pl. IX, fig. 9 à 12) une exine d'aspect intermédiaire entre les états "chagrinata" et "scabrata" de la terminologie de Tschudy et Scott (1969). Elles sont donc de type *Leiotriletes* (Naumova) ou *Punctatisporites* (Ibrahim).

Discussion.

Ayant à ma disposition le matériel type figuré par Danzé (Pl. VIII, fig. 7 et 8), la comparaison avec les échantillons sarro-lorrains était facile et il ne fait aucun doute que nous sommes en présence de la même espèce.

Le fragment de penne de dernier ordre très évoluée figuré par Guthörl en 1953, Pl. 20, fig. 8, sous le nom de *Sphenopteris* sp. est tout à fait identique à nos échantillons. La forme des pinnules est typique, avec un lobe basal catadrome plus ou moins spiniforme, et la pinnule catadrome basale est elle aussi remplacée par un ergot. D'ailleurs, ce fragment provient d'un gisement qui nous a fourni d'autres spécimens, il appartient donc bien à *D. opulenta*.

Par contre, les échantillons figurés par Wagner (1971, Pl. 10, fig. 1 et 1a) sont mal conservés et je ne suis pas sûre du tout qu'ils doivent être rapportés à l'espèce de Danzé. Les pinnules sont très larges et aucun ergot n'est visible. N'ayant pas eu en main ces spécimens, je ne puis que douter de leur détermination, c'est pourquoi j'ai fait précéder cette citation d'un point d'interrogation dans la liste de synonymie.

Les informations nouvelles concernant la fructification posent le problème de l'attribution générique de l'espèce. La disposition très régulière, en rosette, des sporanges rappelle celle des deux espèces connues du genre *Stellatheca* Danzé : *Stellatheca latiloba* Danzé, espèce-type et *Stellatheca ornata* (Lesquereux) Pfefferkorn. C'est pourquoi j'avais d'abord pensé rapporter l'espèce *opulenta* à ce genre.

Rappel de la diagnose de *Stellatheca* Danzé :
« Fructification de fougère protoleptosporan-

giée, composée de 6 à 12 sporanges groupés radialement en un cercle autour d'un réceptacle, 1 à 2 sporanges pouvant se trouver en position centrale. Les fructifications sont situées à la face inférieure du limbe des pinnules fertiles, entre la nervure médiane et le bord du limbe. Sporanges ovoïdes, sans anneau, avec une calotte apicale rudimentaire formée de quelques cellules courtes et élargies. La paroi du sporange est constituée par des cellules allongées et disposées en files régulières. Les sporanges sont attachés sur le réceptacle par une extrémité légèrement effilée, leur calotte apicale étant à l'extérieur du cercle ».

Pfefferkorn et al., en 1971, complètent cette diagnose par quelques données sur les spores : « spores trilètes circulaires à subcirculaires - lèvres généralement non distinctes s'étendant sur les 3/4 du rayon de la spore - ornementation consistant en éléments coniques ».

En comparant la figure 3 de ces auteurs reconstituant l'aspect des pinnules fertiles de *Stellatheca latiloba* avec la reconstitution proposée pour l'espèce *opulenta*, on serait tenté, à première vue, de les placer dans le même genre. En effet, les sporanges sont pour la plupart disposés en cercle et les sores se situent au sommet des lobes, à l'extrémité des nervures. Toutefois, je ne pense pas que cette solution soit acceptable pour les raisons suivantes :

1) chez les deux espèces *St. latiloba* et *St. ornata*, les sporanges sont disposés de façon rayonnante autour de 1 à 3 sporanges centraux ; or le réceptacle chez *D. opulenta* ne porte jamais de sporange en position centrale ;

2) les sores semblent contenir un nombre variable de sporanges chez *St. latiloba* (à moins que ceci résulte de la fusion de deux sores), alors qu'ils paraissent en comprendre généralement 7 chez l'espèce *opulenta* ;

3) les spores de l'espèce-type *latiloba* sont très ornementées, elles sont lisses ou légèrement ponctuées chez *D. opulenta* ;

4) enfin, l'allure du limbe stérile des deux espèces connues du genre *Stellatheca* est beaucoup plus pécoptéridienne que sphénoptéridienne et n'a rien de comparable avec le limbe très découpé de l'espèce de Danzé dont les pinnules sont divisées en lobes relativement aigus.

Si le nombre de sporanges par sore ou quelques variantes dans leur disposition ne

peuvent constituer des critères génériques de valeur absolue, il paraît cependant difficile de placer dans un même genre des espèces qui, en outre, ont un limbe stérile et des types de spores aussi différents. C'est pourquoi j'ai préféré laisser l'espèce dans son genre d'origine *Discopteris* en émettant toutefois certaines réserves.

Pfefferkorn et al. (1971), dans leur discussion, comparent la fructification de *St. latiloba* avec celle de *Discopteris* et signalent à cette occasion qu'un travail en cours sur l'espèce-type *D. karwinensis* Stur a révélé l'existence dans la paroi sporangiale d'un anneau massif et d'une plaque apicale. Le Dr Pfefferkorn a bien voulu me transmettre le manuscrit de cette publication dans laquelle il est amené, après sa révision de l'espèce-type, à modifier la diagnose du genre *Discopteris*.

J'ai ainsi pu comparer mes observations avec la description qu'il donne de la fructification de *D. karwinensis* et rappellerai ici la partie de sa diagnose concernant les organes fertiles :

« Sores simples superficiels (abaxiaux), sans indusie, attachés à l'extrémité de la nervure médiane presque au sommet de la pinnule ou des pennes ; contour rond ou ovale ; hémisphériques avec un réceptacle convexe vers le haut ; 50-70 sporanges.

Sporanges sessiles, anneau multisériel s'étendant de la plaque apicale composée de cellules polygonales presque jusqu'à la base du sporange et latéralement vers la face opposée jusqu'à la zone verticale de déhiscence ; spores trilètes variant de 22 à 28 μ , homosporie ».

En fait, on ne peut pas dire qu'il existe un véritable anneau chez *D. karwinensis* au sens où on l'entend couramment car l'épaississement des parois concerne la presque totalité des cellules de la paroi sporangiale, seules les cellules de la zone de déhiscence sont épargnées. Aussi, quand la conservation est imparfaite, il est difficile d'apprécier le degré d'épaississement des parois cellulaires. C'est ce qui se produit sur notre matériel où les sporanges montrent une zone de déhiscence nette mais où il est impossible de dire si les autres cellules sporangiales sont épaissies ou non. Ceci est une des raisons qui m'ont conduite à laisser l'espèce *opulenta* dans le genre *Discopteris* d'autant qu'on ne connaît pas la structure de la paroi sporangiale des deux autres espèces rapportées au genre et récemment révisées : *D. vüllersi* Stur (Pfefferkorn, sous presse) et *D. occidentalis* Gothan (Brousmitche, 1977).

L'autre raison m'ayant amenée à prendre cette décision concerne les spores. *D. karwinensis* possède des spores trilètes, vraisemblablement lisses puisque Pfefferkorn ne donne aucune indication d'une quelconque ornementation ; les spores que j'ai observées chez *D. occidentalis* s'apparentent au genre *Leiotriletes* (Naumova) et celles de *D. opulenta* varient du type *Leiotriletes* au type *Punctatisporites* (Ibrahim). L'homogénéité du type des spores de ces trois espèces me paraît être un argument, sinon favorable, du moins non contradictoire à leur attribution au même genre.

Toutefois, un certain nombre de réserves doivent être faites à l'attribution de l'espèce *opulenta* au genre *Discopteris*. Elles portent à la fois sur la fructification et sur le limbe stérile. En effet, par le nombre de sporanges contenus dans un sore, il est difficile de placer l'espèce de Danzé aux côtés des autres espèces de *Discopteris*. Pfefferkorn évalue ce nombre à 70-100 chez *D. karwinensis*, à 15-40 pour *D. vüllersi* et j'ai estimé à 25-30 celui de *D. occidentalis*. Ces nombres sont nettement plus élevés que chez *D. opulenta* où le sore est presque toujours constitué de sept sporanges. On peut objecter à cet argument que ce caractère n'est pas un critère déterminant. Récemment, Abbott (1954) a entrepris une révision des espèces du genre *Oligocarpia* Göppert dans laquelle il montre qu'un genre parfaitement défini par ailleurs peut renfermer des espèces dont le nombre de sporanges par sore est susceptible de varier de 2 à 17.

Enfin, toutes les espèces rapportées au genre *Discopteris* sont caractérisées par la présence d'éléments catadromes aphyloboïdes. Or, chez l'espèce *opulenta*, les éléments basaux catadromes sont bien anormaux mais ne sont jamais aphyloboïdes, ils sont en forme d'ergot ou de languette. On peut rétorquer, là encore, que la présence d'aphlébies n'est pas caractéristique d'un groupement végétal défini et qu'elles se rencontrent chez des espèces variées. C'est pourquoi, bien que des réserves doivent être émises, je pense que la solution de laisser l'espèce dans le genre *Discopteris* était la moins mauvaise. Créer un genre nouveau sans connaître parfaitement la structure de la paroi sporangiale n'aurait contribué, pour l'instant, qu'à encombrer la systématique.

Pfefferkorn reprend dans sa révision les subdivisions du genre proposées par Gothan

(1913), faute d'informations suffisantes pour juger de l'opportunité de la distinction. Gothan regroupait les espèces possédant des sores situés à l'intérieur du limbe au sommet des lobes dans sa section des *Eudiscopteris* et créait la section des *Acrotheca* pour les espèces dont les sores se trouvent au sommet des lobes un peu à l'extérieur du limbe. *D. opulenta* devrait donc faire partie des *Eudiscopteris*.

Répartition stratigraphique.

Deux citations dans le Westphalien C de Sarre-Lorraine d'*Ovopteris carolensis* par Bertrand existent dans la littérature, sans que l'espèce ait été figurée (1935 a, p. 69 ; 1935 b, p. 8).

Des études parallèles sur plusieurs sondages récents dans les champs de Sainte-Fontaine et Cocheren ont fourni de nombreuses informations qui nous ont permis de préciser la répartition de *D. opulenta* dans le bassin sarro-lorrain. Ainsi, dans le sondage Sainte-Fontaine 2, par exemple, l'espèce s'échelonne entre un niveau inférieur situé à 1.103,20 m, à 8 m au-dessus du tonstein 300 et un niveau supérieur situé à 510,25 m, à 50 m sous le tonstein 200, de nombreux échantillons ayant été récoltés entre ces limites.

Nos collections renfermaient en outre :

— un échantillon récolté dans la veine i du champ de Sainte-Fontaine, c'est-à-dire légèrement sous le tonstein 300,

— quelques spécimens récoltés, comme celui figuré par Guthörl, dans une bowette du siège d'Hirschbach, à 1.271 m de la veine 21. A 1.277 m sont présents *Palaeoweichselia defrancei* (Brongniart) et *Neuropteris ovata* Hoffman, ce qui semble situer le niveau où ont été récoltés les échantillons juste au-dessous du tonstein 100 (Pruvost, 1934, p. 126), dans le Westphalien D tout à fait inférieur.

La biozone de *D. opulenta* dans le bassin sarro-lorrain débute par conséquent légèrement sous le tonstein 300 et se termine au voisinage du tonstein 100, l'acmé se situant entre les tonsteins 300 et 200. La correspondance avec le bassin du Nord de la France est donc parfaite puisque les niveaux extrêmes dans lesquels avaient été récoltés les spécimens de Danzé se situent respectivement au milieu du faisceau de Six-Sillons et à la base du faisceau de Du Souich (veine Marie-Antoinette), ces

niveaux encadrant la stampe tonsteins Maxence-Prudence équivalente de la stampe tonsteins 300-200.

Le fait que le spécimen figuré par Wagner soit le seul qui provienne de la moitié supérieure du Westphalien D semble confirmer notre

impression qu'il représente une espèce différente. Quoi qu'il en soit, *D. opulenta* constitue un bon repère stratigraphique et prouve une fois encore l'importance de l'horizon tonstein Maxence = tonstein 300 dans la succession des flores carbonifères.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ABBOTT M. (1954). — Revision of the paleozoic fern genus *Oligocarpia*. *Palaeontographica*, Stuttgart, Bd 96, Abt. B, Lief. 3-6, p. 39-65, 31 fig.
- 2) BERTRAND P. (1935a). — Tableaux des flores successives du Westphalien supérieur et du Stéphanien. C.R. 2^e Congr. Strat. Carbonifère, Heerlen, p. 67-79.
- 3) BERTRAND P. (1935b). — Nouvelles corrélations stratigraphiques entre le Carbonifère des Etats-Unis et celui de l'Europe occidentale, d'après MM. Jongmans et Gothan. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. LX, p. 1-16.
- 4) BROUSMICHE C. (1977). — Considérations sur *Discopteris occidentalis* Gothan, 1954 (*Pteridophyta* du Westphalien d'Europe occidentale). *Géobios*, Lyon, n° 10, fasc. 2, p. 251-273, 5 pl., 1 tabl., 7 fig.
- 5) DANZÉ J. (1956). — Contribution à l'étude des *Sphenopteris* : les fougères sphénoptériennes du bassin houiller du Nord de la France. *Et. géol. Atlas Top. sout.*, H.B.N.P.C., Douai, 568 p., 86 pl., 6 tabl., 67 fig.
- 6) GOTHAN W. (1913). — Die oberschlesische Steinkohlenflora. I : Farne und farnähnliche Gewächse (*Cycadofilices* bzw. *Pteridospermen*). *Abh. könig. geol. Landesanst.*, Berlin, 279 p., 53 pl., 17 fig.
- 7) GUTHORL P. (1953). — Querschnitt durch das Saar-Lothringische Karbon. 3 - Pflanzen- und Tierreste aus dem Haupt-Querschlag I (Rothell-Querschlag). 5 - Sohle der Grube Hirschbach - Saar und ihre Auswertung zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Haupt-Überschiebung. *Palaeontographica*, Stuttgart, Bd 94, Abt. B, Lief 5-6, p. 139-191, Pl. 16-24, 15 fig.
- 8) PFEFFERKORN H. (sous presse). — Revision der Sphenopteriden *Discopteris karwinensis* Stur, *Discopteris vuellersi* Stur und der Gattung *Discopteris* Stur. *Argumenta Palaeobotanica*.
- 9) PFEFFERKORN H., PEPPERS R. et PHILLIPS T. (1971). — Some Fern-like Fructifications and their Spores from the Mazon Creek Compression Flora of Illinois (Pennsylvanian). *Illinois State geol. Surv.*, Urbana, n° 463, 55 p., 12 pl.
- 10) PRUVOST P. (1934). — Bassin Houiller de la Sarre et de la Lorraine. III - Description géologique. *Etudes Gites min. France*, Lille, 175 p., 33 fig., 3 pl. h-t.
- 11) STUR D. (1885). — Die Carbonflora des Schatzlarer Schichten. *Abh. k. k. geol. Reichsanst.*, Vienne, Bd 1, 418 p., 49 pl., 48 fig.
- 12) TSCHUDY R. et SCOTT A. (1969). — Aspects of Palynology, an introduction to plant microfossils in time. *Wiley-Interscience*, New-York, 510 p.
- 13) WAGNER R.H. (1971). — The Westphalian D floras of the Olloniego and Esperanza formations in the central asturian coalfield. *Trabajos Geol.*, Oviedo, 4, p. 461-505, 17 pl., 1 fig.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche VIII

Discopteris opulenta Danzé (*)

- Fig. 1. — Fragment de penne stérile d'ordre *n*-2 : l'aspect du limbe est très caractéristique : tous les éléments basaux catadomes sont spiniformes, un sillon médian profond entaille les rachis nettement ailés. Gr. nat.
- Fig. 1a. — Agrandissement du même spécimen. On remarquera à la base de la penne d'avant-dernier ordre le plus à droite le petit segment catadome en

forme de languette ayant valeur de penne de dernier ordre et l'aspect particulier du sommet des pinnules. Gr. = 3.

Origine : Bowette d'Hirshbach, à 1.271 m de la veine 21, un peu au-dessous du tonstein 100, conglomérat de Merlebach, juste au-dessus du faisceau de Petite-Rosselle, Westphalien D inférieur.

- Fig. 2. — Fragment de penne stérile d'avant-dernier ordre peu évoluée. Gr. nat.
- Origine : Bowette d'Hirshbach, à 1.271 m de la veine 21, un peu au-dessous du tonstein 100, conglomérat de Merlebach, juste au-dessus du faisceau de Petite-Rosselle, Westphalien D inférieur.
- Fig. 3. — Fragment de penne stérile d'avant-dernier ordre. Gr. nat.

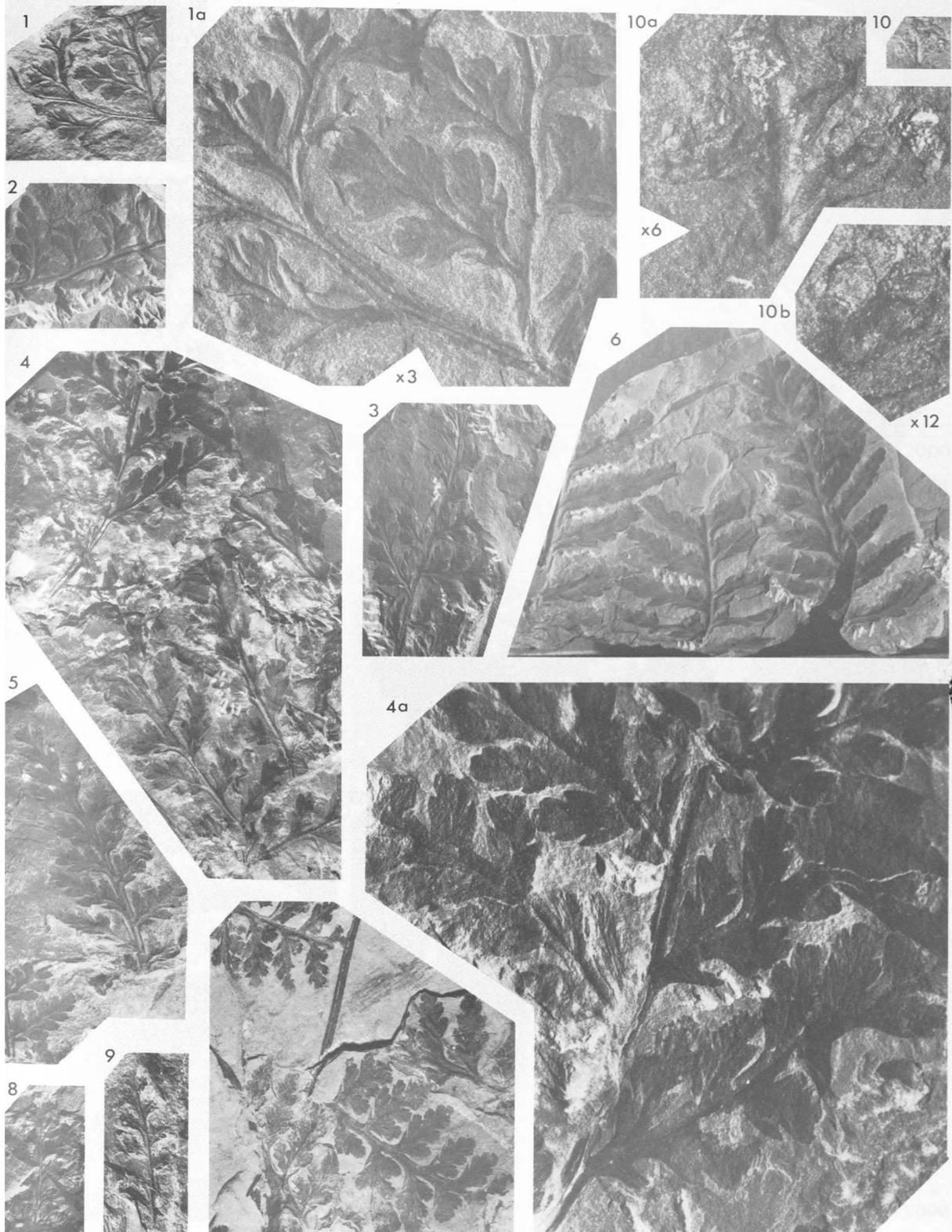
(*) Sauf indication contraire, tous les échantillons figurés proviennent du bassin houiller sarro-lorrain et sont conservés dans les collections du Laboratoire de Paléobotanique de l'Université de Lille.

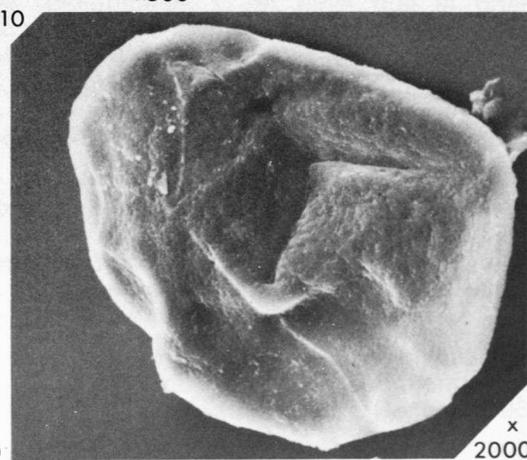
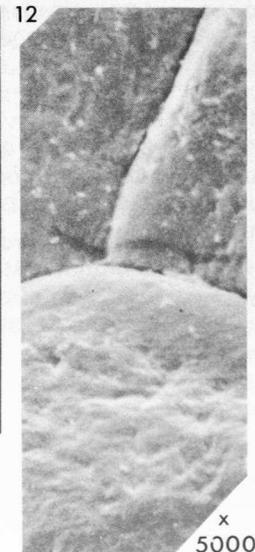
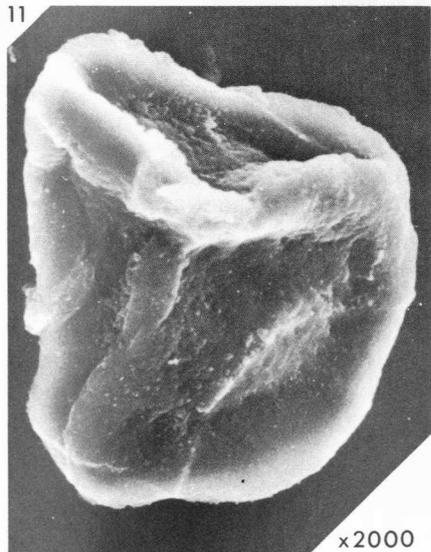
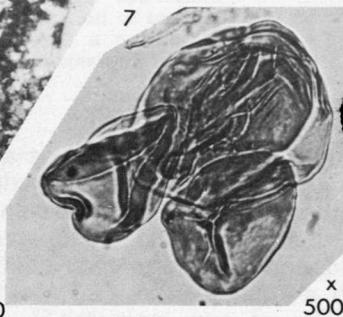
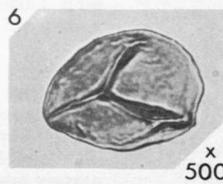
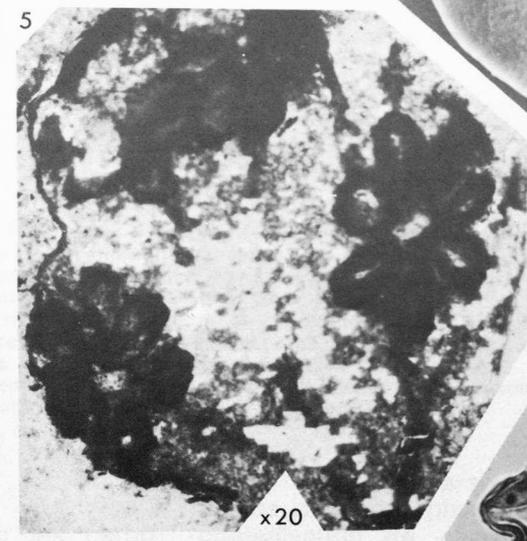
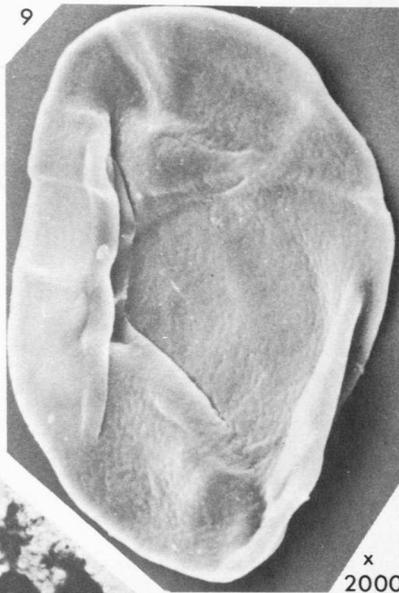
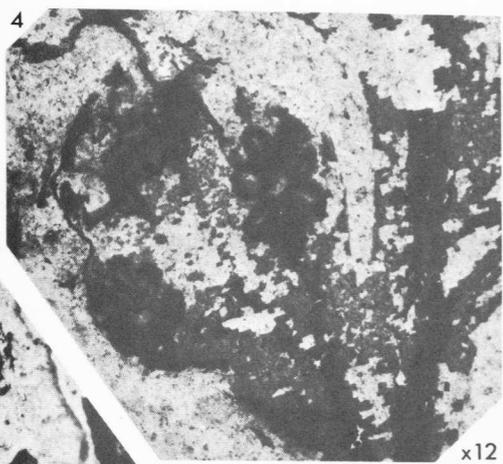
- Origine : Sondage Sainte-Fontaine, veine i, faisceau de Neunkirchen, légèrement sous le tonstein 300, Westphalien C inférieur.
- Fig. 4. — Fragment de penne stérile d'ordre *n-1*. Gr. nat.
- Fig. 4a. — Agrandissement de l'échantillon précédent. Les éléments basaux catadromes spiniformes ont ici valeur de pinnule. Gr. = 3.
Origine : Puits Cuvette, veine n° 9, faisceau de Petite-Rosselle, un peu au-dessous du tonstein 200, Westphalien C supérieur.
- Fig. 5. — Extrémité de penne stérile d'avant-dernier ordre. Gr. nat.
Origine : Puits Saint-Charles, veine n° 14, Champ de Petite-Rosselle, faisceau de Neunkirchen, légèrement au-dessus du tonstein 300, Westphalien C moyen.
- Fig. 6. — Trois fragments de penes de dernier ordre évoluées dont l'aspect est assez particulier : le limbe est en partie recroquevillé dans le schiste mais les lobes spiniformes sont parfois nettement visibles. Gr. nat.
Origine : Frankenholz.
- Fig. 7. — Fragments de penes d'avant-dernier ordre figurés par Danzé, 1956, Pl. XIX, fig. 5, 5a, pour comparaison avec les fig. 2, 3, 5. Gr. nat.
Origine : Bruay, fosse n° 5, bassin du Nord de la France, terris.
Collection : Musée houiller de Lille, n° 1920.
- Fig. 8. — Fragment de penne de dernier ordre fructifiée figurée par Danzé, 1956, Pl. XXI, fig. 4, 4a, pour comparaison avec la fig. 9. Gr. nat.
Origine : Bowette Nord prolongée à 268 m au toit d'un filet de 0,10 m de roc broyé noir à 422 m, bassin du Nord de la France, assise indéterminée.
Collection : Musée houiller de Lille, n° 10001.
- Fig. 9. — Fragment de penne de dernier ordre fructifiée. Gr. nat.
- Origine : Sondage Sainte-Fontaine 2 à 500,07 m, faisceau de Petite-Rosselle, à 50 m sous le tonstein 200, Westphalien C supérieur.
- Fig. 10. — Fragment de penne fertile de dernier ordre. Gr. nat.
- Fig. 10a. — Les sores constitués de sporanges disposés en rosette sont situés au sommet des lobes. Gr. nat.
- Fig. 10b. — Agrandissement d'un sore : 6 sporanges constituent la rosette. Gr. = 12.
Origine : Terris de Norfeld.

Planche IX

Discopteris opulenta Danzé

- Fig. 1. — Penne fertile de dernier ordre ayant servi au transfert. Gr. nat.
- Fig. 2. — Le même échantillon après transfert. Gr. nat.
- Fig. 3-5. — Agrandissements montrant la position des sores au sommet des lobes, vraisemblablement à l'extrémité des nervures secondaires. Le lobe basal catadrome spiniforme n'est jamais fructifié. Les sores sont constitués généralement de 7 sporanges disposés en rosette. Aucun anneau n'est visible, la déhiscence se fait par une déchirure longitudinale de la paroi sporangiale. Respectivement, Gr. = 6, 12, 20.
- Fig. 6-8. — Spores trilètes prélevées *in situ* avant et après transfert. Leur exine apparaît lisse au microscope optique. La spore figurée en 6 est typique du genre *Leiotriletes* (Naumova). Gr. = 500.
- Fig. 9-12. — Spores prélevées *in situ* avant le transfert observées au M.E.B. L'exine présente ici un aspect intermédiaire entre les types "scabrata" et "chagrinata" de la terminologie de Tschudy et Scott (1969). Un tel aspect est caractéristique du genre *Punctatisporites* (Ibrahim). Respectivement, Gr. = 2.000, 2.000, 2.000, 5.000.
Origine : Sondage Sainte-Fontaine 2 à 510,25 m, faisceau de Petite-Rosselle, à 60 m sous le tonstein 200, Westphalien C supérieur.





Critères sédimentologiques pour servir à la reconstitution du climat au Dévonien inférieur dans le Massif armoricain

par J. PONCET

(Planche X)

Sommaire. — L'étude de certains microfaciès de la province carbonatée éodévoniennne du Massif armoricain met en évidence la présence, d'une part, d'éléments carbonatés d'origine physico-chimique : grains micritisés, agrégats (grapestones) et oolithes à structures concentriques, et d'autre part, révèle l'existence de cimentations carbonatées précoces, et de cristallisations d'évaporites pénécotemporaines de la sédimentation. Tous ces exemples de cristallisation physico-chimique de carbonates impliquent des eaux marines peu profondes et sursaturées en carbonates. Dans la nature actuelle de telles eaux, offrant cette double caractéristique, ne se rencontrent que dans les zones tropicales. L'étude des microfaciès carbonatés éodévoniens apporte ainsi des critères non négligeables quant à la réalité d'un climat chaud ayant régné au cours de la période éodévoniennne sur les régions localisées actuellement dans le NE et l'E du Massif armoricain.

Summary. — The study of carbonate microfacies, Lower Devonian in age and belonging to the Armorican Massif puts into sight the presence, on the one hand, of non-skeletal grains (micritized grains, grapestones and oolites), and, on the other hand early cementations and precipitations of evaporites that occurred within Stromatolites during their building. All these examples of physico-chemical precipitation of carbonates denote shallow sea-waters with a high level of carbonate saturation. Nowadays, such waters are restricted to tropical regions. It appears that the study of carbonate microfacies puts into sight a number of characters proving that parts of the present Armorican Massif were submerged during Lower Devonian by warm waters belonging to an epicontinental sea.

INTRODUCTION

Les recherches entreprises sur les carbonates des plateaux continentaux actuels montrent que des carbonates se déposent non seulement sous des climats chauds, mais aussi sous des climats tempérés. Ceci conduit à nuancer l'interprétation que l'on avait quelque peu tendance à faire, à savoir que les formations carbonatées rencontrées en géologie sont l'indice de périodes au climat chaud.

Dès lors, afin de pouvoir continuer à utiliser sans équivoque les carbonates en paléoclimatologie, on a été amené à préciser quels étaient les critères propres aux carbonates des mers chaudes.

(*) Laboratoire de Géologie armoricaine, Université, 14032 Caen Cedex et GRECO n° 7 du C.N.R.S. (Biostratigraphie du Paléozoïque).

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

Parmi ces derniers, ceux relevant de phénomènes purement physico-chimiques tels que la cristallisation de carbonates ou d'évaporites, se présentent comme des "critères sûrs" car les conditions physico-chimiques responsables de leur formation n'ont pas varié au cours des temps géologiques. C'est ainsi que la cristallisation physico-chimique des carbonates marins nécessite une sursaturation en carbonate de l'eau, sursaturation qui se produit dans des eaux peu profondes appartenant aux mers chaudes des régions tropicales et subtropicales.

Il en va de même pour les évaporites qui se forment sous les mêmes conditions climatiques, dans des milieux particuliers (lagunes, mares, ou zones supratidales) soumis à une forte évaporation, et dont les échanges avec le large sont obligatoirement restreints.

Afin de conforter la réalité d'un climat chaud qui a régné lors du dépôt des sédiments éodévoniens du Massif armoricain (Poncet, 1968),

des exemples de cristallisations physico-chimiques de carbonates et d'évaporites fournies par des formations carbonatées éodévoniennes sont présentés dans cette note.

I. — LES ELEMENTS CARBONATES D'ORIGINE PHYSICO-CHIMIQUE

1) Les grains micritisés.

Dans la nature actuelle, il existe deux catégories de pellets :

— d'une part, des pellets d'origine fécale qui se présentent sous forme de grains ovoïdes composés de micrite, et dont le diamètre minimum oscille entre 40 et 300 μm . Très rarement, ces pellets montrent une vague structure concentrique ;

— d'autre part, des pellets composés de micrite dont les formes et les dimensions sont beaucoup plus variables. C'est à ces derniers que nous nous intéresserons d'un point de vue climatique.

Des travaux récents (Bathurst, 1971 ; Alexandersson, 1972), il ressort que ces pellets sont considérés comme l'aboutissement de la micritisation totale de débris d'origine squelettique (tests carbonatés d'organismes). Cette micritisation s'effectue grâce à l'action d'organismes perforants (Algues, filaments d'origine fongique) qui forent de fins canaux dans les fragments de tests. Après la mort de ces organismes, les fins canaux sont le siège d'une cristallisation de micrite. L'observation des nanostructures (Alexandersson, 1972, *op. cit.*) a révélé que les cristaux de micrite se développent perpendiculairement aux parois des fins canaux. Cette cristallisation ne se produit que dans les eaux chaudes sursaturées en carbonates (Bahamas, Golfe Persique). Dans les eaux tempérées ou froides, Alexandersson (1972) a pu montrer que si les organismes perforants attaquent bien aussi les fragments de tests, ceux-ci, par contre, demeurent exempts de cristallisations physico-chimiques de carbonates, et ne se transforment pas par conséquent en pellets.

Le terme anglo-saxon "pellet" s'appliquant à ces deux types de grains, il est préférable, dans le but d'éviter des confusions, de restreindre l'emploi de ce terme aux seuls pellets représentant des déjections d'organismes, et

d'utiliser le terme " grain micritisé " pour l'autre type de grain.

Description des grains micritisés éodévoniens.

Les carbonates éodévoniens de l'E et du NE du Massif armoricain offrent des paléo-environnements peu profonds comme le prouve, entre autre, la présence d'Algues calcaires (Poncet, 1974, 1976). Dans ces carbonates, on rencontre de nombreux grains micritisés, ainsi que des grains ayant atteint divers stades de micritisation. Les grains micritisés, dont la couleur est généralement brun foncé, possèdent des formes très variables : circulaires, anguleuses avec les angles arrondis, réniformes... Les tailles sont également très diversifiées, allant de 90 à 510 μm . On retrouve sensiblement les mêmes tailles et les mêmes formes chez les grains parvenus à divers stades de micritisation.

2) Les agrégats (grapestones).

a) Définition et mode de formation.

Reconnus pour la première fois par Illing (1954) aux Bahamas, et retrouvés ensuite dans les zones peu profondes des mers tropicales, ces agrégats sont composés de grains de la taille des sables réunis par un ciment aragonitique. Ces différents grains font plus ou moins saillie les uns par rapport aux autres, d'où le nom de "grapestone".

Le mode de formation de ces agrégats a fait l'objet d'une mise au point de la part de Bathurst (1971) ; il peut se résumer de la façon suivante. Des grains (fragments de tests, pellets, grains micritisés, grains de quartz, etc...) sont maintenus immobiles sur le fond par une matre algale formant un film à la surface du sédiment, et sont baignés par une eau sursaturée en carbonate de calcium. Un ciment d'aragonite fibreuse, aciculaire, va pouvoir se déposer aux points de contact des divers grains et les souder grâce à leur immobilité. Après la disparition du film algale, ou lors de tempêtes au cours desquelles la matre algale se trouve rompue, ces grains plus ou moins soudés entre eux sont remaniés, et donnent des agrégats composés d'un nombre variable de grains. Ces agrégats peuvent être transportés sur une certaine distance. A leur périphérie, ils sont soumis à l'action des perforants (Algues ou filaments fongiques) si bien qu'ils subissent une micritisation périphérique et centripète qui fait disparaître notamment le ciment aragonitique ;

ce dernier pourra encore être visible au sein de l'agrégat.

b) *Description des agrégats éodévoniens.*

De tels agrégats ont été rencontrés dans les paléomilieux où sont présents les grains micritisés, ou dans des paléomilieux voisins.

Certains sont uniquement constitués par des grains micritisés sombres cimentés par une micrite qui ne se différencie pas des grains. Au centre, dans les méats entre les grains micritisés s'observent des plages de sparite.

D'autres sont formés par des menus fragments dérivant de tests et de murailles de polypierites réunis par une micrite de couleur brune.

Enfin, des pièces provenant de squelettes de Crinoïdes peuvent également participer à la formation d'agrégats. Les articles de Crinoïdes sont alors plus ou moins profondément micritisés, et leur périphérie se confond avec le ciment micritique qui les réunit.

3) **Les oolithes calcaires à structure concentrique.**

a) *Milieu de formation.*

Grâce aux travaux de Loreau (1973) s'attachant à pénétrer le processus d'acquisition de la structure concentrique, il apparaît que ce type d'oolithe se forme par un séjour successif dans des milieux calmes peu profonds, puis dans des milieux également peu profonds mais soumis à une forte turbulence. Ces deux types de milieu, caractérisés par des rides et dépressions entre les rides, sont baignés par des eaux sursaturées en carbonate de calcium résultant d'une forte évaporation sous un climat chaud (Bahamas, Golfe Persique).

b) *Description des oolithes à structure concentrique éodévoniennes.*

Dans le NE du Massif armoricain, au niveau de l'Horizon récifal de Baubigny (Poncet, 1976) existe un banc de calcaire crinoïdique ancré sur un bioherme. Dans sa partie distale, les fragments de Crinoïdes sont oolithisés. Les oolithes sont de forme sphérique à ovoïde, avec des dimensions oscillant entre 360 et 460 μm . Parmi les nuclei se rencontrent parfois des coloniales entières de petite dimension, ou bien des fragments arrondis complètement micritisés. Le nombre des enveloppes faites

d'une calcite de couleur ambrée demeure faible ; quatre à cinq enveloppes représentent le nombre maximum observé. L'épaisseur de chaque enveloppe est de l'ordre de 40 μm . Avec ces oolithes coexistent de nombreux fragments de Crinoïdes généralement bien triés, des fragments déchiquetés de Bryozoaires, et de rares restes de Codiacées (*Lancicula* sp.).

Dans les carbonates éodévoniens de l'E du Massif armoricain (bassin de Laval, région de Viré) s'enchaîne une succession de paléomilieux très peu profonds caractérisés par de nombreuses récurrences de petits bancs à Polypiers et Stromatoporoïdes, d'accumulations de calcarénites, et de sédiments fins carbonatés déposés dans des zones abritées. Dans un banc, cette succession recèle des oolithes carbonatées à structure concentrique. Ces dernières, de forme sphérique à ovoïde, offrent des dimensions comprises entre 320 et 520 μm . Les enveloppes, dont le nombre varie de 1 à 4, ont une épaisseur voisine de 35 μm . Des fragments arrondis de Crinoïdes, de thalles d'Algues (*Sphaerocodium* sp.) et des Bryozoaires font office de nuclei. On relève la présence de quelques oolithes doubles réunies par une ou deux enveloppes. Les enveloppes sont constituées par de la calcite de couleur ambrée. Ces oolithes, ainsi que les autres constituants, sont cimentés par une calcite fibreuse disposée régulièrement autour d'eux. Sur certains fragments de tests et débris d'articles de Crinoïdes accompagnant ces oolithes s'observe un enduit micritique.

II. — CIMENTATIONS PRECOSES EN MILIEUX INTERTIDAL ET SOUS-MARIN

1) *En milieu intertidal (= ciment microstalactitique).*

C'est à Purser (1969) que l'on doit la mise en évidence d'un ciment microstalactitique qui prend naissance dans les sédiments grossiers de la zone intertidale. Rappelons brièvement qu'un tel type de ciment résulte de l'alternance de venues et de retraits d'eaux sursaturées en carbonates. Lors des basses mers, une pellicule d'eau reste à la surface des grains, mais elle est plus épaisse à la partie inférieure du fait de la pesanteur. Par suite de l'évaporation, la cristallisation de ciment sera beaucoup plus importante à la face inférieure qu'à la face supé-

rieure du grain et, le phénomène se répétant, on obtient un ciment microstalactitique fait de couches successives à la base du grain. De tels ciments ont été décrits dans le Golfe Persique (Taylor et Illing, 1969).

Dans la succession des paléomilieus citée précédemment s'individualise un paléomilieu appartenant à la zone intertidale comme le prouvent la stratification entrecroisée typique de celle des plages, et l'existence d'un ciment microstalactitique présent sur certains bioclastes. Certains de ces bioclastes, par leur forme, ménagent des vides à leur partie inférieure. De tels vides apparaissent partiellement comblés par de la calcite fibreuse disposée en couches successives, et dont les cristaux sont orientés perpendiculairement au bioclaste. Le reste de l'espace intergranulaire est occupé par de grands cristaux de calcite formant une structure poikilotopique. La nucléation de ces grands cristaux s'effectue sur des restes de Crinoïdes avec lesquels ils sont en continuité optique. Ces grands cristaux de calcite résultent d'une cimentation ultérieure qui s'est produite alors que ce niveau carbonaté était localisé dans une zone phréatique où circulait de l'eau douce saturée en carbonate de calcium.

2) Cimentation en milieu sous-marin (= surface lithifiée).

Dans les niveaux carbonatés éodévoniens de la région de Viré, un banc renferme des Polypiers Tabulés, en position de vie, qui présentent la particularité d'être tous implantés sur la même surface sédimentaire. L'observation de lames minces réalisées au niveau de cette surface montre qu'elle termine une accumulation de grains micritisés réunis par un ciment très fin microsparitique qui prend un aspect nuageux (Moore, 1971). Sur une épaisseur de quelques millimètres, sous cette surface, les grains micritisés sont cimentés par une micrite très sombre qui, par sa couleur, se confond avec les grains micritisés. Cette couche mince au ciment de micrite représente à l'évidence une surface lithifiée pénécontemporaine de la sédimentation. C'est en effet grâce à sa cimentation précoce qu'elle a pu fournir aux larves de Polypiers un substrat pour s'implanter.

De telles surfaces lithifiées existent dans la nature actuelle, Shinn (1969) en a décrit dans le Golfe Persique. Et pour ce qui est de leur genèse, selon cet auteur, en plus d'une eau

sursaturée en carbonate de calcium, les trois conditions suivantes s'avèrent nécessaires :

- sédimentation faible ;
- stabilité du sédiment ;
- perméabilité initiale élevée.

Dans le contexte sédimentaire de l'exemple choisi, il est certain que la sédimentation devait être faible puisque des larves de Polypiers ont pu se fixer, puis se développer. La stabilité du sédiment pouvait être assurée par un film algaire analogue à celui qui intervient dans la formation des agrégats. Enfin, la perméabilité initiale devait être élevée puisque cette surface lithifiée s'est formée à partir d'un sédiment constitué de grains micritisés non déformés qui témoignent par là d'une absence de tassement qui aurait pu réduire la perméabilité du sédiment.

III. — EVAPORITES

Evaporites liés aux Stromatolithes.

Dans le NE du Massif armoricain, la sédimentation carbonatée éodévoniennne fait souvent son apparition à la faveur d'un horizon à Stromatolithes. La morphologie des Stromatolithes varie selon la localisation des coupes, et reflète ainsi des paléomilieus différents.

Au lieu-dit " le Bissonnet ", l'horizon stromatolithique est silicifié et présente un aspect stratiforme avec des déchirures dues à la dessiccation (Poncet, 1968, *op. cit.*). Le paléomilieu appartenait vraisemblablement à l'étage supratidal où il devait être représenté par des mares temporaires peu profondes alimentées lors de tempêtes ou de grandes marées. Au cours des périodes d'assèchement, le tapis algaire stratiforme se rétractait et se déchirait.

a) Microfaciès.

Les filaments algaires, encore visibles grâce à une silicification précoce, sont disposés en couches horizontales d'épaisseur variable, séparées les unes des autres par de la silice amorphe. Dans l'épaisseur de ces Stromatolithes stratiformes se développent des craquelures sub-verticales en marche d'escalier. Ces craquelures ne recourent que très rarement les couches de filaments, leur trajet se poursuivant parallèlement à ces dernières. Sans doute, lors de la dessiccation, les filaments devaient encore avoir une certaine élasticité qui a empêché la formation de petites fentes dans leur masse.

Le remplissage de ces craquelures revêt un intérêt paléoclimatique certain car il est assuré par du gypse qui, localement, tend à être remplacé par de l'anhydrite.

Il est hors de doute, comme nous allons le voir, que la formation du gypse et la silicification sont des phénomènes pénécontemporains de l'édification des Stromatolithes.

b) Processus génétique des évaporites.

A partir des observations sur lames minces, on peut avancer le processus génétique suivant pour les évaporites et la silice.

Dans les mares supratidales récemment alimentées en eau de mer, les Algues filamenteuses prospèrent et créent ainsi autour de leurs filaments une élévation du pH allant jusqu'à 10 et même 10,5. Un tel pH maintient la silice en solution dans l'eau localisée entre les filaments algaires (De Meijer, 1971). Quand les mares s'assèchent progressivement, les Stromatolithes, sous l'effet de la dessiccation, se fendillent. Dans les craquelures ainsi créées se dépose du gypse et, au terme final de l'assèchement, les Algues meurent ou bien voient leur métabolisme considérablement diminué. De ce fait, le pH qu'elles maintenaient élevé décroît vers des valeurs de 7 à 6,5 entraînant ainsi la

précipitation de la silice précédemment maintenue en solution.

CONCLUSION

Ainsi, à partir de l'étude sédimentologique de niveaux carbonatés, se dégage un certain nombre de critères utilisables en paléoclimatologie. Dans le cas des carbonates éodévonien du NE et de l'E du Massif armoricain, choisis comme exemple, les grains micritisés, les agrégats (grapestones), les oolithes calcaires à structure concentrique, les ciments microstalactitiques, les surfaces sous-marines précocement lithifiées et les évaporites constituent ces critères paléoclimatiques. De tels critères, basés sur des phénomènes purement physico-chimiques, permettent de considérer qu'à l'Eodévonien les régions occupant actuellement le NE et l'E du Massif armoricain étaient soumises à un climat chaud. Cette conclusion vient confirmer les présomptions d'un climat chaud établies antérieurement (Poncet, 1968, *op. cit.*) grâce à la présence de Coraux hermatypiques et d'Algues vertes calcaires (Udotécées et Dasycladacées). Enfin, cette conclusion est en accord avec les données paléomagnétiques relatives à la position du pôle et de l'équateur pour la période couvrant l'Eodévonien (Oliver, 1976).

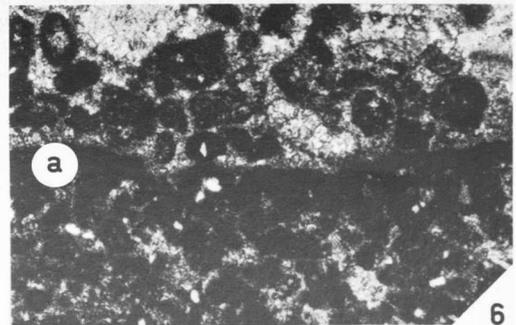
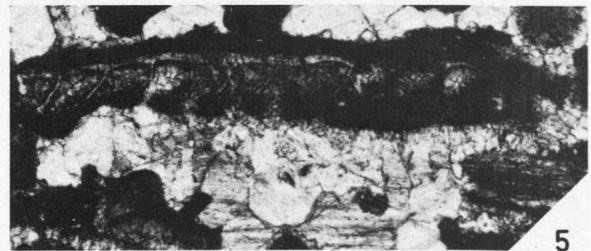
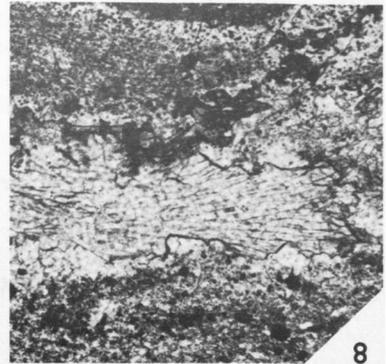
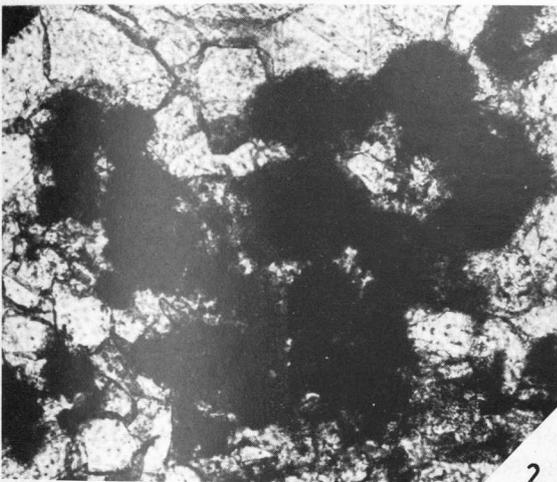
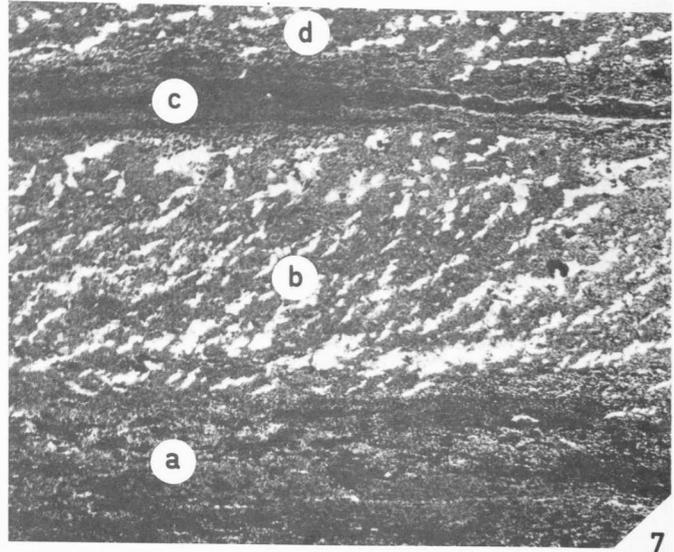
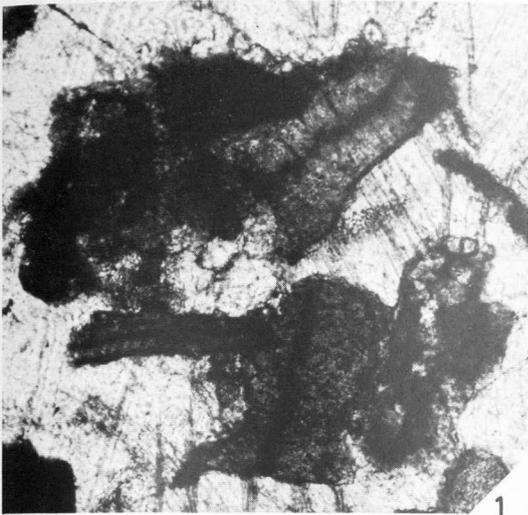
BIBLIOGRAPHIE

- 1) ALEXANDERSSON T. (1972). — Micritization of carbonate particles : processes of precipitation and dissolution in modern shallow-marine sediments. *Bull. geol. Instn. Univ. Uppsala*, N.S. 3, 7, p. 201-236.
- 2) BATHURST R.G.C. (1971). — Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology* 12. Elsevier, Amsterdam, 620 p.
- 3) BATHURST R.G.C. (1971). — Grapestone and submarine cementation, Berry Islands, Bahamas. VIII^e International Sedimentological Congress, Heidelberg. In Abstracts, p. 6.
- 4) ILLING L.V. (1954). — Bahaman calcareous sands. *A.A.P.G. Bull.*, 38, p. 1-15.
- 5) LEES A. et BULLER A.T. (1972). — Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, 13, p. 67-73.
- 6) LEES A. (1974). — Contrasts between recent warm and cold-water shelf carbonates : significance in the interpretation of ancient limestones. *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. 97, p. 159-161.
- 7) LOREAU J.P. (1973). — Nouvelles observations sur la genèse et la signification des oolithes. *Sciences de la Terre*, Nancy, t. 18, 3, p. 215-244.
- 8) MEIJER (de) J.J. (1971). — Carbonate petrology of Algal limestones (Lois Ciguera formation, Upper Carboniferous, Leon, Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 47, p. 1-97.
- 9) MOORE C.H. (1971). — Lime Grainstone, Cements, Lower Cretaceous Whitestone carbonate sandbody. In Bricker O.P., ed. : Carbonate Cements - John Hopkins University, Studies in Geology, 19, p. 174-177.
- 10) OLIVER W.A. (1976). — Biogeography of Devonian Rugose Corals. *Jour Paleont.*, v. 50, 3, p. 365-373.
- 11) PONCET J. (1968). — Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du Dévonien de Basse-Normandie. Thèse, Caen, 2 vol. in-4^o ronéot., 367 p., et 1 vol. 91 fig. A.O. du C.N.R.S., n° 2408.
- 12) PONCET J. (1974). — Description de quelques Algues calcaires éodévonien du NE du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. de France*, 7, t. 16, p. 225-229, 4 pl.
- 13) PONCET J. (1976). — Description de quelques Algues calcaires éodévonien du bassin de Laval (Est du Massif armoricain). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 7-12, 1 fig., 2 pl.

- 14) PONCET J. (1976). — Faciès carbonatés d'arrière-récif dans l'Eodévonien du NE du Massif armoricain (Cotentin). *Bull. B.R.G.M.*, 2^e ser., section 1, n^o 1, p. 49-68, 7 fig., 2 pl.
- 15) PURSER B.H. (1969). — Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. *Sedimentology*, v. 12, p. 205-230.
- 16) SHINN E.A. (1969). — Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, v. 12, p. 109-144.
- 17) TAYLOR J.C.M. et ILLING L.V. (1969). — Holocene intertidal calcium carbonate cementation. Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, v. 12, p. 69-107.

EXPLICATION DE LA PLANCHE X

- Fig. 1. — Agrégat (grapestone) composé de grains micritisés et de fragments de muraille de polypierites. Les grains sont cimentés les uns aux autres par de la micrite. Gr. = 60. (Viré-en-Champagne, bassin de Laval).
- Fig. 2. — Agrégat uniquement composé par des grains micritisés soudés les uns aux autres par de la micrite. Gr. = 60. (Surtainville, Cotentin).
- Fig. 3. — Grains à divers stades de micritisation. Gr. = 27. (Viré-en-Champagne).
- Fig. 4. — Oolithes à structure concentrique. Gr. = 50. (Viré-en-Champagne).
- Fig. 5. — Ciment microstalaclitique composé de plusieurs couches de cristaux de calcite orientés perpendiculairement au grain (fragment de Bryozoaire) servant de substrat. Gr. = 27. (Viré-en-Champagne).
- Fig. 6. — Surface sous-marine lithifiée (a) formée de grains micritisés cimentés par de la micrite. C'est sur cette surface que se sont développés des Polypiers qui ont été ultérieurement étouffés par un apport de grains à divers stades de micritisation. Gr. = 27. (Viré-en-Champagne).
- Fig. 7. — Coupe verticale dans un Stromatolithe stratiforme silicifié.
- (a) et (c) : zones composées par un feutrage de filaments algaires ; à ce grossissement, les filaments bien conservés par une silicification précoce, ne sont pas visibles.
- (b) et (d) : zones où se sont développées des craquelures envahies par du gypse. Dans certaines de ces craquelures, le gypse tend à être remplacé par de l'anhydrite. Gr. = 13,5. (lieu-dit "Le Bissonnet", Cotentin).
- Fig. 8. — Détail d'une craquelure, visible sur la fig. 7, dans laquelle de l'anhydrite en éventail remplace presque totalement le gypse qui ne subsiste plus que sur les bords de la craquelure. Gr. = 50. (lieu-dit "Le Bissonnet").



La zone sud-vosgienne, segment d'une mégastructure du tectorogène varisque

par M. COULON (*)

Sommaire. — L'arc de mise en place des leucogranites westphaliens — Pointe du Raz, Vosges du Sud — correspond à une structure plus ancienne génératrice de serrages durant l'Hercynien, séparant l'ensemble arverno-morvandiau du domaine vosgien. Son origine est à rechercher dans des événements orogéniques plus anciens.

Summary. — The arc of westphalian leucogranites — Pointe du Raz, Vosges du Sud — is correlated with an older structure productive of squeezings during the hercynian period. This structure isolates the arverno-morvandiau block from the vosgesian district. It outcomes from older orogenical events.

I. — INTRODUCTION

Des structures, telles que la zone broyée sud-armoricaine, prennent de plus en plus d'importance dans l'interprétation géodynamique globale de la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale (Cogné, 1977). Les leucogranites, mis en place dans cette zone à la faveur de la tectogenèse westphalienne (Cogné, 1971), s'intègrent dans le grand axe des "leucogranites de jointure" (Didier et Lameyre, 1971), dont la cartographie hypogéologique (Weber, 1973) souligne leur extension vers l'E, jusqu'au N du Morvan. Plus à l'E dans les Vosges, les pointements leucogranitiques d'Auxelles-Haut (Territoire de Belfort), étudiés par Coutellier (1973), se placent dans l'alignement général leucogranitique Pointe du Raz - Vosges (Lefort, Weber et Beugnies, 1974). D'autre part, les résultats de Edel (1977) établissent le caractère privilégié de l'anomalie géophysique E-W d'Auxelles-Haut prolongée vers l'W sous la couverture secondaire; en effet, au N, les directions géophysiques lui sont parallèles, tandis qu'au S, elles deviennent SW-NE.

Nous appellerons "zone sud-vosgienne" l'axe qui borde au S le massif vosgien, reconnu d'W en E selon l'alignement Ternuay (Haute-Saône) - Auxelles-Haut - Rougemont-le-Château - Plaine d'Alsace (Coulon, 1977a).

(*) G.E.G.U.R., Groupe d'Etudes Géologiques de l'Université de Reims, Faculté des Sciences, 51062 Reims Cedex. Laboratoire de Géologie Régionale, Nancy.

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

Les remarques précédentes montrent que la structure hercynienne de mise en place des leucogranites, reliée à la zone sud-armoricaine, se prolonge par la zone sud-vosgienne en séparant le massif vosgien de l'ensemble arverno-morvandiau. C'est au niveau de la zone sud-vosgienne que la mégastructure traverse les terrains dévono-dinantien.

II. — LE FONCTIONNEMENT DE LA ZONE SUD-VOSGIENNE DURANT LE DEVONO-DINANTIEN

1) Le Dévonien et le Viséen inférieur (**).

Le Dévonien supérieur et le Viséen inférieur du S de la zone sud-vosgienne ne se retrouvent pas au N de celle-ci (Coulon, 1977a). Les différences sont dues pour partie, à l'existence de domaines paléogéographiques distincts. Par contre, tant au point de vue volcanisme que sédimentaire, le Dévonien du S (massif de Chagey et collines belfortaines) offre de grandes analogies avec le Dévonien du Morvan; il s'oppose ainsi aux schistes rouges datés du Dévonien (Doubinger et Ruhland, 1963), situés au N de la zone sud-vosgienne. Durant le Viséen inférieur, la zone sud-vosgienne fonctionne probablement encore en seuil paléogéographique (Coulon, 1977a).

(**) Dans les Vosges méridionales, actuellement, faute de datation précise, on qualifie de Viséen inférieur, les terrains antérieurs à la phase tectonique intra-viséenne, le Viséen supérieur (V_s) étant quant à lui, réellement daté (Coulon, Fourquin, Heddebaut, Paicheler, 1975).

2) Le serrage intra-viséen.

Au début du Viséen supérieur (V_3) se produit un événement orogénique majeur responsable du changement radical de la paléogéographie et du magmatisme (Fourquin, 1973; Coulon, Fourquin, Paicheler et Point, 1975a); une phase tectonique entraîne la discordance du Viséen supérieur sur le Viséen inférieur (Coulon, 1973). Le volcanisme de type spilite et kératophyre n'apparaît que dans la partie terminale du "Viséen inférieur" et indiscutablement pour le domaine N, précède de peu la phase tectonique qui marque l'apparition d'un volcanisme normal; il faut remarquer que l'intensité du volcanisme spilite-kératophyre croît considérablement vers le haut (fig. 1).

La zone sud-vosgienne apparaît comme l'élément fondamental des Vosges méridionales pour la compréhension des phénomènes orogéniques. Sous l'action d'efforts de compression venant du S, elle s'exprime au niveau de sa flexure paléogéographique N, par un chevauchement de grande ampleur du bloc S, ultérieurement cacheté par des dépôts du Viséen supérieur (Coulon, 1977a). Plus au N, les directions

tectoniques sensiblement E-W se retrouvent dans la paléogéographie et dans l'alignement des syéno-diorites et des monzonites (Coulon, 1976) mises en place consécutivement au chevauchement (Fourquin, 1966; Coulon, 1977b), (la mise en place du granite porphyroïde des Ballons étant réalisée plus tardivement durant le Viséen supérieur). Dans la partie septentrionale, les poussées provoquent le recul vers le N d'un môle rigide de socle (l'existence du môle, actuellement masqué par le chevauchement de la série du Markstein, a été démontrée par Coulon, Fourquin, Paicheler et Point (1975). Le mouvement du môle provoque sur sa bordure S-E une distension marquée par une faille d'effondrement qui se prolonge vers le S par une flexure. La flexure forme la bordure occidentale d'un bassin subsident, comblé alors en partie par des sédiments grauwackeux. La zone de distension est le lieu privilégié des intrusions hypovolcaniques, des grands épanchements latitiques et des principales émissions ignimbritiques de la série de Thann (les ignimbrites rhyolitiques étant l'expression volcanique du magma granitique des Ballons, Gagny, 1968). Nous expliquons ainsi la dualité du mode d'émission

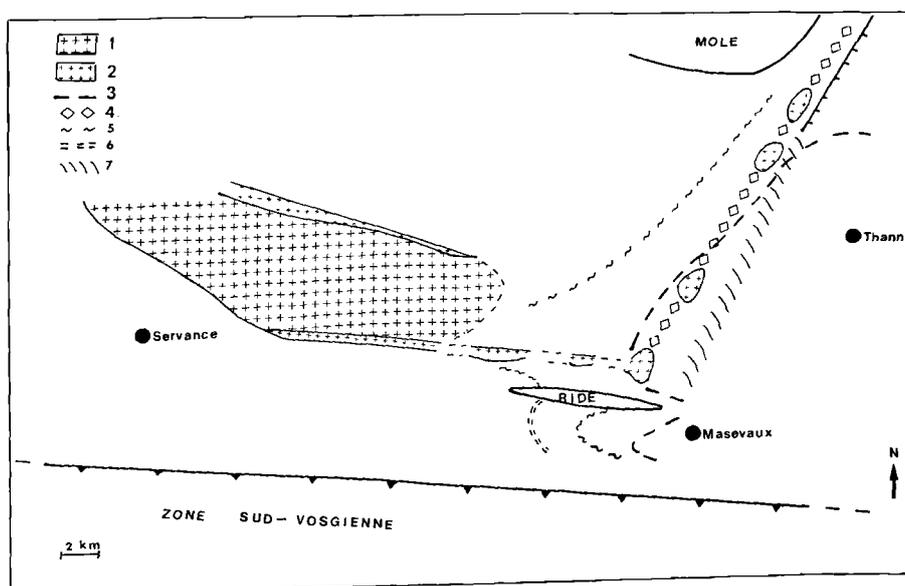


Fig. 1. — Schéma paléogéographique des Vosges du Sud, consécutif à la tectonique intra-viséenne.

1. Granite porphyroïde des Ballons. — 2, monzonites et syéno-diorites. — 3, limite W des grauwackes. — 4, axe hypovolcanique. — 5, limite W des latites. — 6, limite W des dépôts ignimbritiques (pour le secteur S). — 7, flexure.

sion volcanique de la base du Viséen supérieur dans les Vosges du S : prépondérance des émissions pyroclastiques bréchiques à l'W (épisode du Crémillot, Fourquin, 1973), développement des épanchements laviques et ignimbriques et de l'hypovolcanisme à l'E.

En conséquence, il ressort que la tectonique intra-viséenne, élément majeur du tectorogène varisque dans les Vosges du S, trouve son origine dans les efforts de compression développés au niveau de la zone sud-vosgienne.

3) La tectonique post-viséenne.

A l'issue du Viséen, l'ensemble des terrains subit une phase de plissement qui, au N de la zone sud-vosgienne, donne lieu en particulier à une série de failles inverses à pendage N. Par contre, la zone sud-vosgienne, poursuivant son mouvement chevauchant, joue en sens contraire (vers le N) par l'intermédiaire d'un nouvel accident, dont le tracé coïncide sensiblement avec le chevauchement de la série de Plancher-Bas (Viséen inférieur) sur la série de Giromagny (Viséen supérieur) (Fourquin, 1973). Ultérieurement, les leucogranites d'Auxelles-Haut se mettent en place juste au S de l'accident, en plein domaine de la zone sud-vosgienne. Les décrochements tardi-hercyniens qui affectent alors les Vosges méridionales (Ruhland, 1959) s'intègrent dans le "brittle" développé alors dans l'Europe occidentale (Artaud et Matte, 1975).

III. — PARTICULARITES DE LA ZONE SUD-VOSGIENNE

Une schistosité intense affecte la série de Plancher-Bas, au niveau de la zone sud-vosgienne ; de même, le métamorphisme (faciès prehnite pumpellyite), décrit pour la première

fois par Rossi (1976), y est particulièrement développé.

IV. — CONCLUSIONS

L'étude de la zone sud-vosgienne, qui se rattache par l'intermédiaire de l'arc leucogranitique à la zone broyée sud-armoricaine, apparaît essentielle pour la compréhension du tectorogène varisque. Bien que des évolutions parallèles existent entre Vosges et Morvan (Michel-Lévy, 1910), témoignant de la proximité relative des domaines, il n'en existe pas moins des différences importantes. Au Viséen supérieur, les séries volcaniques sont nettement plus diversifiées dans les Vosges (Stussi, 1967, 1970) que dans le Morvan ; en outre, des différences minéralogiques importantes opposent les pyroclastites vosgiennes aux pyroclastites arverno-morvandelles (en particulier absence de grenat dans les Vosges). Le Viséen moyen à sédimentation carbonatée de l'ensemble arverno-morvandiau ne trouve d'équivalent dans les Vosges méridionales que dans la série d'Oderen (au N de la zone sud-vosgienne), définie comme une série à cyclothèmes, comportant une certaine fraction carbonatée (Gagny, 1962) ; néanmoins, dans le domaine vosgien, la fraction carbonatée est plus discrète et surtout un volcanisme de type spilite et kératophyre se développe dans la partie terminale de la série d'Oderen. Quant aux termes plus anciens, si les terrains situés au S de la zone sud-vosgienne semblent bien appartenir au même ensemble que le Morvan, ils diffèrent par contre de ceux rencontrés au N.

Le fonctionnement, durant le Dévonien supérieur, de la zone sud-vosgienne, segment d'une mégastructure rattachée à la zone broyée sud-armoricaine, lui confère une origine encore plus ancienne, qui est à rechercher dans un tectorogène antérieur.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARTAUD F., MATTE Ph. (1975). — Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- 2) COGNE J. (1971). — Le Massif Armoricain et sa place dans la structure des socles ouest-européens. L'arc hercynien ibéro-armoricain. In *Histoire structurale du golfe de Gascogne. Publ. Inst. Fr. Pétrole*, p. 1.1.1. à 1.1.23.
- 3) COGNE J. (1977). — La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale : vers un essai d'interprétation géodynamique globale. 5^e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, p. 157.
- 4) COULON M. (1973). — La discordance du Viséen supérieur dans les Vosges méridionales. 1^{re} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, p. 143.

- 5) COULON M. (1976). — Place du plutonisme dans le contexte paléogéographique des Vosges méridionales. Données nouvelles en biostratigraphie et paléogéographie sur les terrains paléozoïques de l'Europe occidentale. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, 4, p. 387-398.
- 6) COULON M. (1977a). — Evolution du Viséen entre les Vallées du Rahin et de l'Ognon (Vosges méridionales). Existence d'une zone à comportement de linéament. *Sci. Géol. Bull.*, 30, 2 (sous presse).
- 7) COULON M. (1977b). — La tectonique intra-viséenne dans les Vosges du Sud, inductrice de la mise en place du plutonisme et du volcanisme. 5^e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, p. 169.
- 8) COULON M., FOURQUIN C., HEDDEBAUT C. et PAICHELER J.C. (1975). — Mise au point sur l'âge des faunes de Bourbach-le-Haut et sur la chronologie des différentes séries du Culm des Vosges du Sud. *Sci. Géol. Bull.*, 28, 2, p. 141-148.
- 9) COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C. et POINT R. (1975a). — Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. II. - Le Culm de la région comprise entre Giromagny et Bourbach-le-Bas (partie occidentale de la feuille à 1/50.000^e de Thann). *Sci. Géol. Bull.*, 28,, 2, p. 109-139.
- 10) COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., et POINT R. (1975b). — Contribution à la connaissance stratigraphique du Culm des Vosges méridionales. *Ann. Univ. A.R.E.R.S.*, 13, p. 39-46.
- 11) COUTELLIER G. (1973). — Découverte de minéralisations en tungstène dans les formations paléozoïques d'Auxelles-Haut (Territoire de Belfort). *C.R. Ac. Sc., Paris*, 276, D, p. 3245-3248.
- 12) DIDIER J. et LAMEYRE J. (1971). — Les roches granitiques du Massif Central. In Géologie, géomorphologie et structure profonde du Massif Central français. *Symposium J. Rung*, p. 133-156.
- 13) DOUBINGER J. et RUHLAND M. (1963). — Découverte d'une faune de Chitinozoaires d'âge dévonien au Treh (région du Markstein, Vosges méridionales). *C.R. Ac. Sc. Paris*, 256, p. 2894-2896.
- 14) EDEL J.B. (1977). — Apport du magnétisme et de la gravimétrie à la connaissance du socle varisque dans l'E de la France et le S de l'Allemagne. In communication orale à la 5^e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre.
- 15) FOURQUIN C. (1966). — Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite du Ballon d'Alsace (Vosges méridionales). *C.R. Ac. Sc. Paris*, 262, p. 1509-1512.
- 16) FOURQUIN C. (1973). — Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. I. Le Culm de la région de Giromagny. *Sci. Géol. Bull.*, 26, 1, p. 3-42.
- 17) GAGNY C. (1962). — Caractères sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 26, 1, p. 3-42.
- 18) GAGNY C. (1968). — Pétrogenèse du granite des Crêtes (Vosges méridionales, France). Thèse Fac. Sci. Nantes, 546 p.
- 19) LEFORT J.P., WEBER C. et BEUGNIES A. (1974). — Le socle anté-Permien sous le Bassin anglo-franco-belge, d'après les données géophysiques; essai de corrélation entre les massifs hercyniens périphériques. *Colloque International du C.N.R.S. sur la Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*.
- 20) MICHEL-LEVY A. (1910). — Analogies des terrains primaires du Sud des Vosges et de ceux du Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), X, p. 816-828.
- 21) RUHLAND M. (1959). — Une dislocation majeure du socle vosgien dans la Haute Vallée de l'Ognon. *Bull. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 11, 2, p. 45-50.
- 22) STUSSI J.M. (1967). — Eléments nouveaux sur le volcanisme du Culm des Vosges méridionales. *C.R. Ac. Sc. Paris*, 264, p. 2978-2981.
- 23) STUSSI J.M. (1970). — Le volcanisme associé du Culm des Vosges méridionales; tendances évolutives générales et géochimie de l'uranium et du thorium. Thèse Fac. Sci. Nancy.
- 24) WEBER C. (1973). — Les granitoïdes du Sud du Bassin de Paris: données hypogéologiques obtenues par la géophysique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 15, n° 3-4, p. 252-259.

Alethopteris jankii nov. sp., du Westphalien C - D du Nord de la France

par R. COQUEL (*) et J.P. LAVEINE (*)

(Planches XI à XIV)

Sommaire. — Ce travail a pour but de présenter une espèce nouvelle d'*Alethopteris* du Westphalien C-D, caractérisée par l'opulence de son limbe et qui semble indiquer l'existence d'un épisode climatique particulièrement favorable à cette époque.

Summary. — This study intends to describe a new species of the genus *Alethopteris*, from the Westphalian C-D, characterised by its opulence which would seem to indicate the existence of an extremely favorable climatic episode at that time.

I. — INTRODUCTION

Dans le cadre des relations constantes et amicales qui existent entre le Laboratoire de Paléobotanique de l'Université de Lille et les Houillères du Bassin du Nord et du Pas-de-Calais, notre attention a été attirée par M. Belhis, Attaché au Musée de la Mine, sur l'existence d'une très belle espèce d'*Alethopteris*, au Siège n° 4 de Méricourt, au sommet du faisceau de Six-Sillons, au toit de la veine Geneviève. Très intéressés par les premiers échantillons fournis par M. Belhis, nous avons obtenu de la Direction Générale des H.B.N.P.C. (**) la possibilité d'effectuer trois descentes au fond, ce qui nous a permis de procéder à une abondante récolte. Nous sommes ainsi en mesure de donner une description satisfaisante de cette nouvelle espèce.

(*) Laboratoire de Paléobotanique, Université des Sciences et Techniques de Lille, B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq, GRECO 130007/2 du C.N.R.S.

(**) Nous tenons à remercier très vivement MM. Seidel, Chef du Siège n° 4 de Méricourt; Moreau, Coppin et Kowalski, géomètres au groupe d'Hénin-Liétard; ainsi que M. Chalard, Chef du Service Géologique des H.B.N.P.C., pour les facilités et l'aide qu'ils nous ont apportées, sans oublier M. Dussart, Chef-Géomètre Géologue à la Direction d'Exploitation de la Houille, qui n'a pas ménagé sa peine, dans des conditions parfois difficiles, sinon dangereuses, pour nous permettre de remonter les meilleurs échantillons possibles.

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

II. — DESCRIPTION PALEONTOLOGIQUE

ALETHOPTERIS JANKII nov. sp.

(Pl. XI à XIV)

Synonymie : 1961. *Alethopteris bertrandi* Buisine, Pl. XXVIII, fig. 1, 1a (non Pl. XXIX à XXXII).

Derivatio nominis : Dédiée à la mémoire de Monsieur Wilfried JANKI, dessinateur fond au groupe d'Hénin-Liétard, passionné de paléobotanique et découvreur du gisement.

Holotypus : Echantillon figuré Pl. XI, fig. 2, déposé dans les collections du Laboratoire de Paléobotanique de l'Université des Sciences et Techniques de Lille.

Locus typicus : Groupe d'Hénin-Liétard (Département du Pas-de-Calais), Siège n° 4 de Méricourt, étage 783, bowette H 75, toit de la passée au toit de la veine Geneviève; coordonnées Lambert: longitude 637100, latitude 301515; altitude: — 780.

Stratum typicum : Westphalien C moyen - Westphalien D inférieur.

Matériel étudié : 66 échantillons récoltés.

Diagnose : « Espèce du genre *Alethopteris* caractérisée par ses pinnules de très grande taille inclinées en moyenne à 60° sur le rachis support, atteignant 8 à 12 cm de long sur 1,5 à 2 cm de large, à bords parallèles sur les deux tiers de la longueur de la pinnule, à sommet ogivo-arrondi, à bord supérieur contracté à la base et formant un sinus aigu atteignant le rachis porteur, à bord inférieur décurrent, la partie limbaire formant généralement un angle très marqué par rapport au bord postérieur de la pinnule. Pinnules généralement contiguës,

parfois recouvrantes, pennes de dernier ordre recouvrantes sur au moins la moitié de leur largeur. Nervure médiane forte, marquée jusqu'au sommet de la pinnule. Nervures latérales une ou deux fois bifurquées, les bifurcations intervenant irrégulièrement, la première division ayant toutefois généralement lieu près du départ de la nervure médiane, 30 ± 5 nervules arrivant finalement presque perpendiculairement au bord du limbe. Rachis de tous ordres très robustes, nettement ponctués par la présence de poils ou de petites émergences spiniformes ».

Description.

1) Pinnules.

Du fait de l'architecture pinnatifide, on peut évidemment rencontrer toutes les tailles, depuis la pinnule venant de se différencier et qui mesure 1,6 à 2 cm de long (Pl. XI, fig. 1 ; Pl. XIV, fig. 1 à 3) jusqu'à la pinnule évoluée qui va se transformer en penne de dernier ordre et qui atteint alors 11 à 12 cm de long (Pl. XI, fig. 1), mais la pinnule courante, normalement évoluée et caractéristique de l'espèce, atteint en moyenne 8 à 10 cm de long, avec une nervure médiane bien marquée, atteignant pratiquement le sommet ogivo-arrondi (Pl. XII, fig. 1-2 ; Pl. XIII, fig. 1 ; Pl. XIV, fig. 4).

D'une manière générale, les pinnules sont plus ou moins contiguës, parfois légèrement recouvrantes. Deux petits fragments non figurés, car en mauvais état, montrent cependant quelques pinnules plus étroites, plus espacées, avec de ce fait un sommet quelque peu rétréci.

2) Pennes de dernier ordre.

Elles sont toutes incomplètes sur nos échantillons. La plus grande, dont une partie seulement est figurée (Pl. XIII, fig. 1), mesure environ 35 cm. Il y manque l'extrémité, la diminution de taille des pinnules indiquant toutefois que la pinnule terminale n'était plus très loin, probablement à 10-12 cm. De l'autre côté, rien n'indique la proximité éventuelle du rachis porteur. Les pennes de dernier ordre à pinnules normalement développées atteignaient donc au minimum 50 cm de long.

3) Rachis.

Ils sont de toute évidence très robustes, garnis de petites protubérances coniques qui correspondaient peut-être à la base de poils ou à de petites émergences spiniformes.

Certains rachis de dernier ordre atteignaient 7 à 15 mm de large (Pl. XII, fig. 4-5 ; Pl. XIII, fig. 2-3), les rachis d'avant-dernier ordre ayant une largeur de 20 mm ou plus. Le plus gros rachis que nous ayons pu récolter mesure 35 mm de large (Pl. XII, fig. 3) et correspondait certainement à un fragment d'antépénultième ordre, sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agissait du rachis principal de la fronde.

Rapports et différences.

Une seule espèce du bassin du Nord de la France peut être comparée à *Al. jankii*, il s'agit d'*Al. bertrandi* Bouroz, créée en 1956 et figurée ensuite par Buisine en 1961, mais cette comparaison n'est justifiée que par le fait que l'on est en présence de deux espèces à grandes pinnules, car les différences sont nombreuses et très nettes si l'on s'adresse à des ensembles cohérents :

— à longueur égale, les pinnules d'*Al. jankii* sont deux fois plus larges que celles d'*Al. bertrandi*, ce qui leur donne un aspect beaucoup plus opulent ;

— les pinnules d'*Al. bertrandi* sont très inclinées (en moyenne à 45°) et espacées sur le rachis support, donnant l'impression d'un limbe relativement aéré ; chez *Al. jankii*, les pinnules sont moins inclinées (en moyenne à 60°) et sont très généralement contiguës, parfois même légèrement recouvrantes ;

— les pinnules d'*Al. bertrandi* sont très aiguës au sommet, alors que chez *Al. jankii* les sommets sont largement arrondis ;

— dans la mesure où nous avons pu l'observer en place au fond, car, malheureusement, aucun échantillon satisfaisant à ce point de vue n'a pu être remonté, la pinnule basilaire catadrome chez *Al. jankii*, souvent mal conservée à cause de la largeur des rachis, ne semble pas moins développée que les autres pinnules, contrairement à ce qui s'observe chez *Al. bertrandi*.

Ces deux espèces présentent donc un habitus nettement différent si l'on compare les spécimens d'*Al. bertrandi* recueillis par Bouroz à Courrières (Buisine, 1961, Pl. XXIX à XXXII) à ceux d'*Al. jankii* que nous avons récoltés à Méricourt. En conséquence, nous pensons que l'échantillon figuré par Buisine Pl. XXVIII, fig. 1 et 1a, provenant d'ailleurs d'un autre gisement que tous les autres échantillons figurés d'*Al. bertrandi*, appartient en fait, par l'ensemble de ses caractères (pinnules opulentes à sommets

ogivo-arrondis, inclinées plus ou moins à 60° sur le rachis et se touchant par leurs bords), à *Al. jankii* nov. sp., ce qui étend la répartition de cette espèce jusque dans le faisceau de Dusouich (Westphalien D inférieur).

Dans la littérature existent un certain nombre d'espèces à pinnules d'assez grande taille rencontrées essentiellement dans des gisements d'Extrême-Orient, citées notamment par Jongmans et Gothan (1935) et par Stockmans et Mathieu (1939, p. 66-69), les premiers auteurs ayant même proposé (1935, p. 131-132), pour réunir ces formes à grandes pinnules, un genre *Macralethopteris* qui n'a pas fait fortune, et pour cause, car on ne voit pas sur quel critère nettement fondé répartir les espèces situées à la limite.

Quoi qu'il en soit, toutes ces espèces sont nettement différentes d'*Al. jankii*, en dehors, malgré tout, de leurs dimensions moindres, par la forme et la nervation des pinnules.

Un seul point connexe mérite simplement d'être souligné, c'est la ressemblance de l'*Alethopteris bertrandi* Bouroz avec certains fragments de *Taeniopteris ? missouriensis* D. White (1899, p. 140-144, Pl. XL) ; White se demandait d'ailleurs s'il n'avait pas affaire à un *Alethopteris*. Il avait hésité, compte tenu qu'un de ses échantillons portait des pinnules nettement rétrécies à leur base, ce qui n'est généralement connu dans le genre *Alethopteris* qu'épisodiquement pour quelques pinnules situées à la base de penes de dernier ordre. On pourrait bien sûr se demander

s'il ne s'agit pas éventuellement d'un fragment situé vers la base d'une fronde mais, de toute façon, seules de nouvelles récoltes aux U.S.A. permettront de lever cette ambiguïté. Il est en tout état de cause préférable d'attendre, cette question soutenant un certain nombre de difficultés de nomenclature supplémentaires, compte tenu de l'érection en espèce autonome, par Wagner en 1968 (p. 105-110), de l'*Alethopteris serlii* var. *missouriensis* du même White (1899, p. 118-120), différente de *Taeniopteris ? missouriensis*.

III. — CONCLUSION

L'existence d'*Al. jankii* dès le sommet du faisceau de Six-Sillons ajoute une espèce de plus au lot d'espèces très opulentes qui existent ou apparaissent dans le bassin du Nord - Pas-de-Calais de part et d'autre du tonstein Maxence, comme par exemple *Neuropteris chardardi* Laveine (1967, p. 176-181, Pl. XXXV-XXXIX), *Mariopteris opulenta* Danzé-Corsin (1953, p. 172-176, Pl. XLVIII-XLIX), *Palaeoweichselia defrancei* (Brongniart) (voir Laveine, Coquel et Loboziak, 1977, Pl. 24) et semble confirmer les conclusions auxquelles sont arrivés ces derniers auteurs récemment, selon lesquelles ces variations limbaies seraient en relation avec le déroulement des zones climatiques au cours du Carbonifère, l'acmé du développement limbaire correspondant au passage des zones concernées dans la zone équatoriale.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BOUROZ A. (1956). — *Alethopteris bertrandi* nov. sp. du Westphalien C du Pas-de-Calais. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. LXXV, p. 137-143, Pl. VII-IX.
- 2) BUISINE M. (1961). — Les Aléthoptéridées du Nord de la France. *Et. géol. Atl. Top. sout.*, H.B.N.P.C., Douai, I. - Flore fossile, 4^e fasc., texte, p. 1-317, Atlas, Pl. I-LXXIV.
- 3) DANZE-CORSIN P. (1953). — Les *Mariopteris* du Nord de la France. *Et. géol. Atl. Top. sout.*, H.B.N.P.C., Douai, I. - Flore fossile, 1^o fasc., texte, p. 1-269, atlas, Pl. I-LXXVIII.
- 4) JONGMANS W.J. et GOTHAN W. (1935). — Die Paläobotanischen Ergebnisse der Djambi-Expedition 1925. *Jaarboek van het Mijnezen in Nederlandsch-Indië*, Batavia, (Jaarg. 1930), p. 71-201, Pl. 1-58.
- 5) LAVEINE J.P. (1967). — Les Neuroptéridées du Nord de la France. *Et. géol. Atl. Top. sout.*, H.B.N.P.C., Douai, I. - Flore fossile, 5^e fasc., texte, p. 1-344, Pl. A-P, atlas, Pl. I-LXXXIV.
- 6) LAVEINE J.P., COQUEL R. et LOBOZIAK S. (1977). — Phylogénie générale des Calliptéridiacées (*Pteridospermopsida*). *Géobios*, Lyon, n^o 10, fasc 6, p. 757-847, Pl. 1-26.
- 7) STOCKMANS F. et MATHIEU F.F. (1939). — La flore paléozoïque du bassin houiller de Kaiping (Chine). *Musée Royal Hist. Nat. de Belgique*, Bruxelles, p. 49-165, Pl. I-XXXIV.
- 8) WAGNER R.H. (1968). — Upper Westphalian and Stephanian species of *Alethopteris* from Europe, Asia Minor and North America. *Meded. Rijks Geol. Dienst*, Maastricht, texte p. 1-188, atlas, Pl. 1-64.
- 9) WHITE D. (1899). — Fossil flora of the Lower Coal Measures of Missouri. *Mon. U. S. Geol. Surv.*, Washington, vol. XXXVII, p. 1-467, Pl. I-LXXXIII.

EXPLICATION DES PLANCHES (*)

Planche XI

- Fig. 1. — Extrémité de penne d'avant-dernier ordre. On notera la croissance très forte des pinnules et leur passage très rapide à l'état de pennes puisque, du côté droit, la septième pinnule à partir du sommet est déjà très nettement lobée et qu'elle est suivie ensuite par une penne de dernier ordre dont on ne voit qu'une partie, mais dont les pinnules sont déjà elles-mêmes relativement de grande taille. La pinnule terminale n'est malheureusement conservée qu'en partie.
- Fig. 2. — Holotype. Fragments de deux pennes de dernier ordre, largement recouvrantes et dont les pinnules, de 8 à 10 cm de long, représentent la forme la plus commune de l'espèce.

Planche XII

- Fig. 1. — Fragment de fronde avec un rachis très large, muni d'émergences plus ou moins spiniformes, portant sur la gauche deux portions de pennes de dernier ordre là encore largement recouvrantes.
- Fig. 2. — Fragment de penne de dernier ordre montrant la base de quelques pinnules, avec la forte décurrence du limbe du côté postérieur et la contraction du côté antérieur, le sinus correspondant atteignant pratiquement le rachis porteur.
- Fig. 3. — Fragment de rachis très large, nettement ponctué dans sa partie médiane.
- Fig. 4. — Portion de rachis avec un rachis secondaire latéral, tous deux nettement ponctué. La robustesse des rachis était telle que, suite à la compression lors de la fossilisation, le rachis latéral semble former un nœud à son insertion avec le rachis d'ordre antérieur et que, par ailleurs, les pinnules basilaires anadrome et catadrome sont très généralement mal conservées, la cassure se faisant préférentiellement au niveau du plan charbonneux correspondant aux rachis.

(*) Sauf indication contraire, toutes les figures sont en grandeur naturelle. Tous les échantillons figurés proviennent du *locus typicus* indiqué dans le texte.

- Fig. 5. — Mêmes observations générales que pour la fig. 4. On aperçoit un fragment de la pinnule basilaire anadrome fortement lobée, en train d'évoluer en petite penne de dernier ordre.

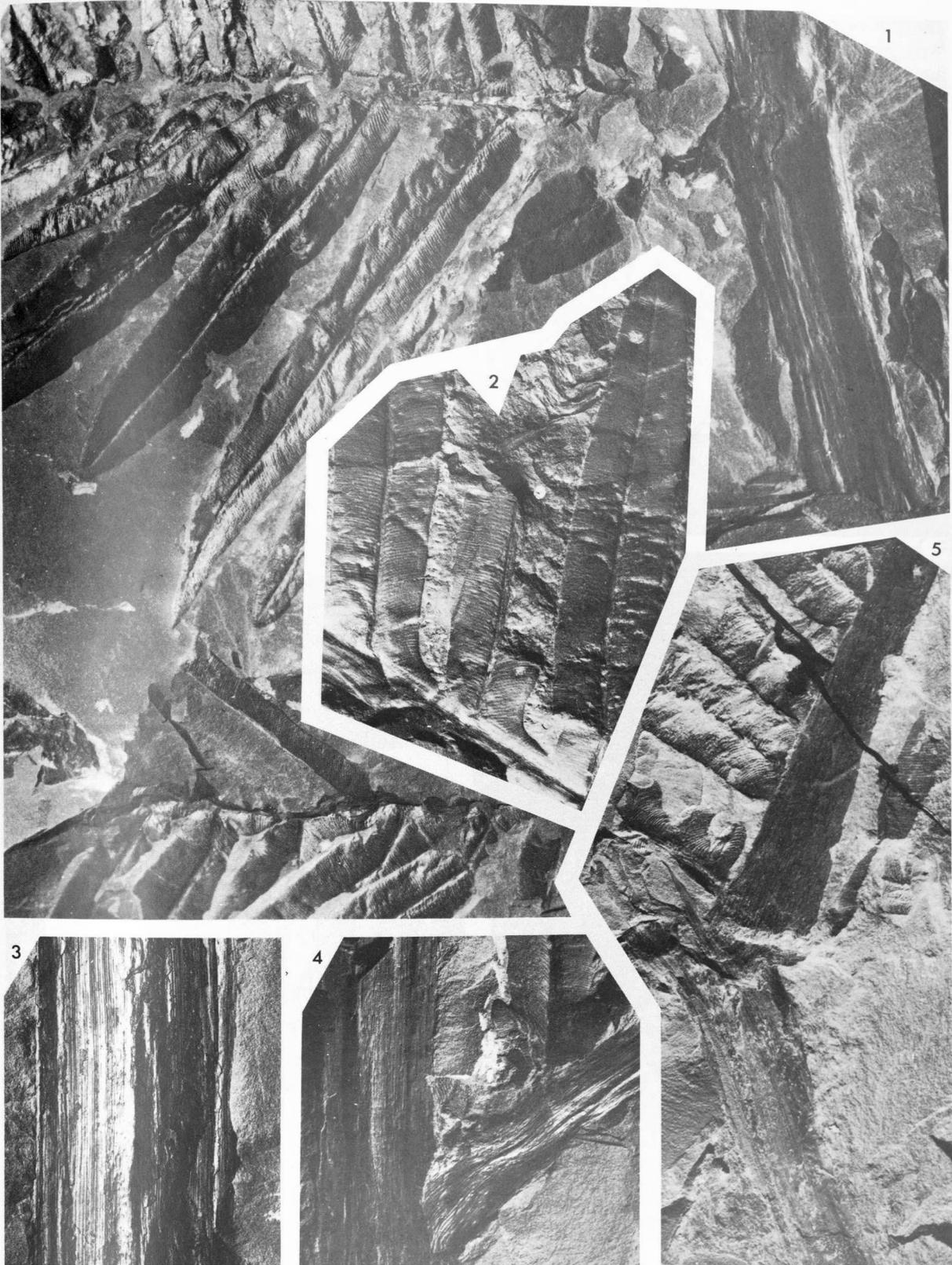
Planche XIII

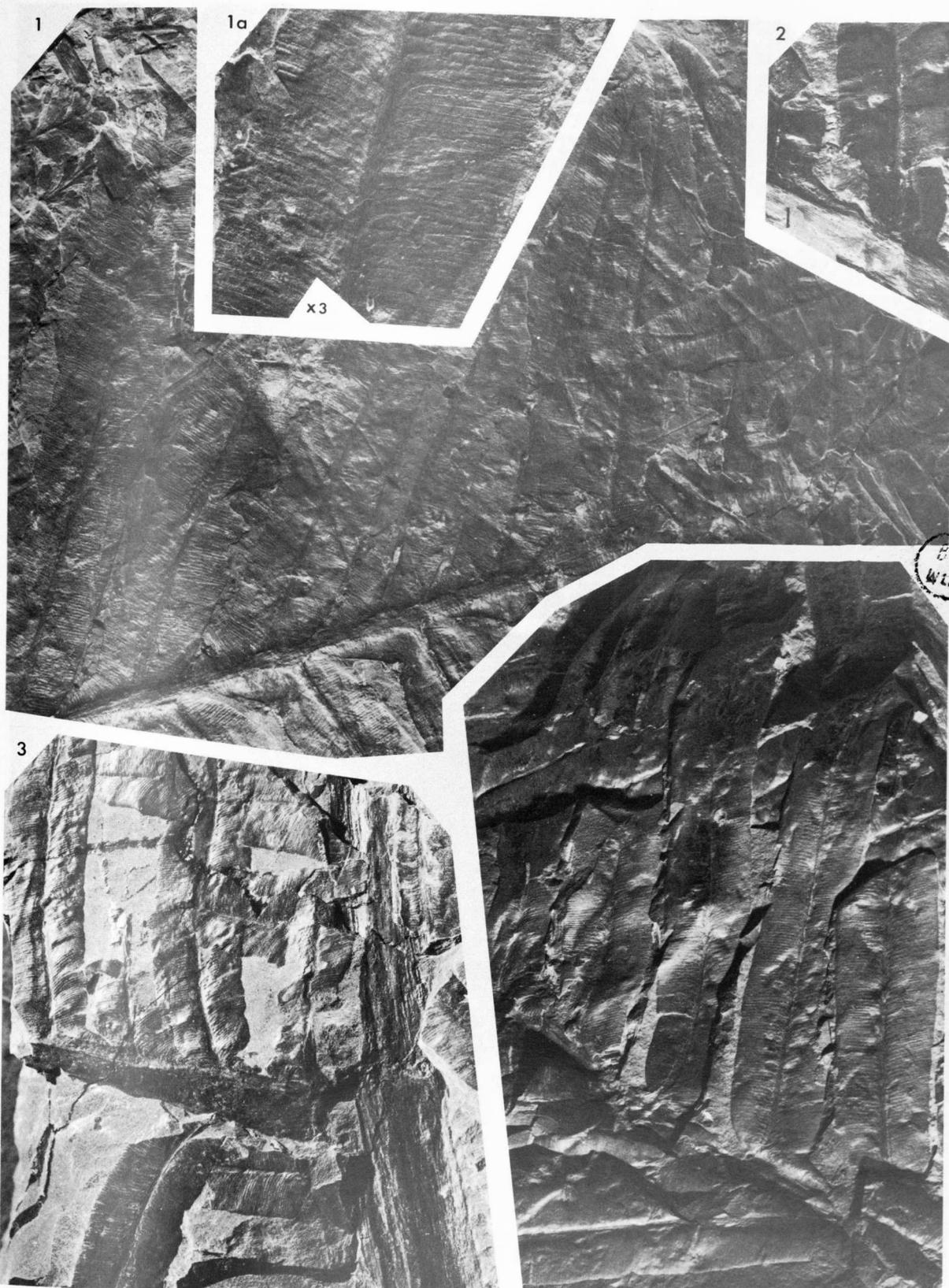
- Fig. 1. — Portion d'une grande plaque de schiste avec une penne de dernier ordre à grandes pinnules (jusqu'à 12 cm de long), malheureusement peu contrastées par rapport au schiste. On aperçoit en haut à gauche quelques pinnules de "*Discopteris*" *opulenta* Danzé.
- Fig. 1a. — Portion agrandie de la deuxième pinnule supérieure, à partir de la gauche, montrant la nervation. Les nervures secondaires, moyennement serrées, sont généralement deux fois divisées. Gr. = 3.
- Fig. 2. — Petit fragment de penne de dernier ordre montrant la robustesse des rachis.
- Fig. 3. — Fragment de fronde montrant dans sa portion supérieure droite, très probablement une partie de la pinnule basilaire catadrome de la penne qui s'insérerait plus haut à droite. Cette pinnule atteint des dimensions tout à fait semblables à celles des autres pinnules.
- Fig. 4. — Fragments de deux pennes de dernier ordre largement recouvrantes puisque les pinnules anadromes de la penne inférieure, pourtant cassées à leur extrémité, recouvrent cependant déjà les pinnules anadromes de la penne supérieure.

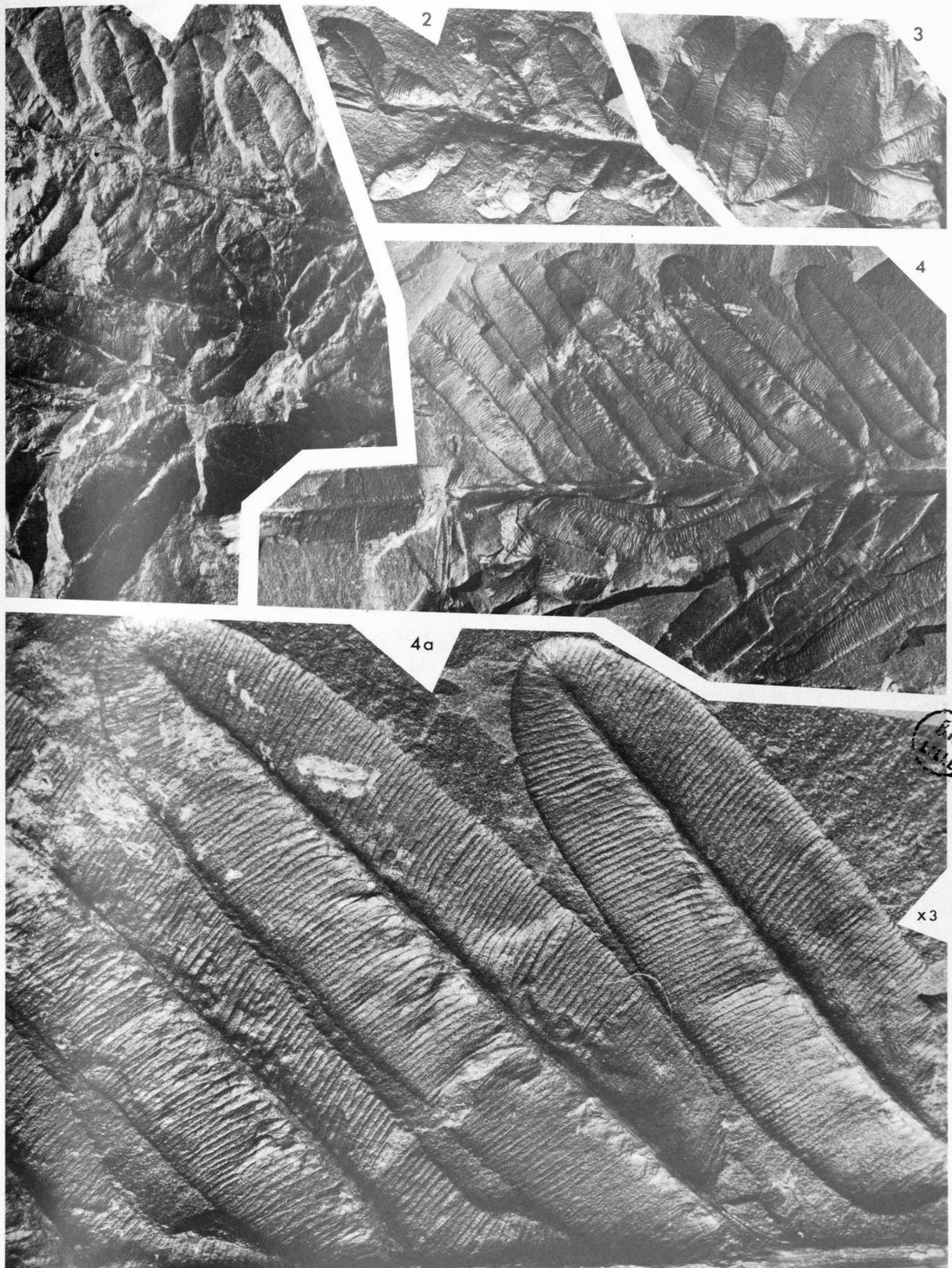
Planche XIV

- Fig. 1 à 3. — Extrémités de pennes de dernier ordre, malheureusement dépourvues de pinnules terminales bien conservées, montrant la taille déjà importante des pinnules qui viennent juste de se différencier. Il n'y a que très peu de portions dans la fronde avec d'aussi "petites" pinnules, ces dernières s'accroissant très rapidement.
- Fig. 4. — Fragment de penne de dernier ordre, à pinnules de tailles relativement modestes, mais à nervation bien visible, très caractéristiques quant à leur forme générale et leur sommet ogival largement arrondi. La pinnule horizontale à gauche n'est pas la pinnule terminale, mais une pinnule latérale rabattue, le rachis ayant lui-même été plié à 90° vers le bas.
- Fig. 4a. — Partie supérieure droite agrandie de la figure précédente, montrant la position variable des divisions que présentent les nervures latérales. Gr. = 3.









Données tectoniques et sédimentaires nouvelles sur les chaînons du Bou Idoudane et de l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène (extrémité occidentale de la chaîne du Gareb, Rif oriental, Maroc)

par Yves HERVOUET (*)

Sommaire. — Reprenant une partie de l'étude de Hamel (1968) sur l'extrémité occidentale de la chaîne du Gareb, l'auteur montre que le passage entre la plate-forme atlasique au S et le bassin rifain au N se fait au Jurassique supérieur, probablement par l'intermédiaire d'accidents distensifs synsédimentaires. Au Miocène moyen, ils déterminent un découpage en horsts et grabens et induisent des phénomènes de résédimentation en masse. Au Tortonien moyen, après l'arrivée des nappes rifaines, l'écaillage du substratum réutilise en partie les accidents préexistants.

Summary. — In going further back into the matter of a part of Hamel's study (1968) which deal with Gareb chain west end, the author shows that the transition between atlasic plate-form in the South and Rif basin in the North occurs during upper Jurassic probably by stretching faults at the same time of sedimentation. During middle Miocene, this faults create horsts and grabens structures and infer resedimentation phenomenon in a body. During middle Tortonian, after rif's recumbent folds, substratum flaking off is arising off in part by the preexisting accidents.

Ces chaînons, anciennement nommés " Sierra de Driouch ", s'étendent sur 15 km d'E en W au S de la route P 39 reliant Driouch à Tistoutine (fig. 1). Ils constituent un trait d'union entre le domaine atlasique au S et le domaine rifain au N. Hamel (1968) y décrit un Jurassique supérieur, à faciès gréseux et calcaire, méridional et un autre, plus profond dans la partie septentrionale et orientale de la région étudiée. L'ensemble est recouvert par un Miocène transgressif. Après l'arrivée des nappes rifaines, la région est soumise à un intense écaillage vers le S.

Ces deux chaînons sont découpés, d'E en W, par des accidents qui se répartissent en trois groupes (fig. 5a). Leur dernier jeu est à composante inverse. Le plus méridional naît au S du Bou Idoudane et se poursuit vers l'W en direction de Bel'af. Le faisceau médian affecte tout le flanc nord du Bou Idoudane et semble s'amortir vers l'E. Enfin, les accidents septentrionaux intéressent les formations du flanc nord de l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène.

(*) Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V, B.P. 1014, Rabat (Maroc).

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

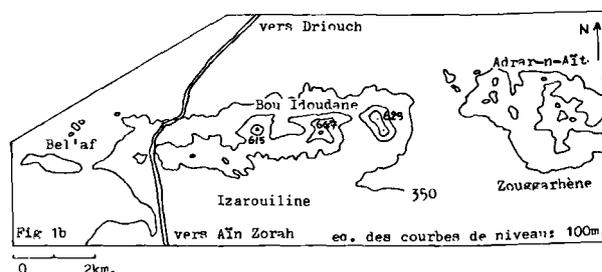
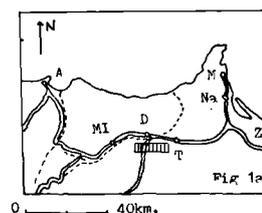


Fig. 1a. — Situation générale de la région étudiée.
A, Alhoceïma. — D, Driouch. — M, Melilla. — Mi, Midar.
Na, Nador. — T, Tistoutine. — Z, Zaïo.

Fig. 1b. — Topographie et toponymie.

La répartition des faciès étant liée à des phénomènes de dispersion, j'exposerai donc ici, par ordre chronologique, les événements tant sédimentaires que tectoniques.

I. — LE JURASSIQUE SUPERIEUR

1) Partie SW du Bou Idoudane : une sédimentation de plate-forme.

Le long de la route reliant Driouch à Aïn Zorah, à la base de la colline située au NW d'Izarouiline, on observe la succession lithologique suivante :

- grès tendre, rose moucheté de rouille en cassure, parfois légèrement calcaires et assez souvent à grains fins ;
- marnes à altération jaune, riches en bancs calcaires, à débris de tests de Lamellibranches, et à petits bancs de grès ;
- au N d'Izarouiline, la série se termine par une barre calcaire, à lentilles récifales à la base et conglomératique au sommet. Le niveau conglomératique remanie des éléments gréseux, mouchetés de rouille en cassure, plus ou moins anguleux et des éléments bréchiques calcaires. Les constituants de cet ensemble peuvent atteindre 30 cm de diamètre et ont tous les caractères d'une brèche synsédimentaire.

Ces formations sont rapportées au Kimméridgien par Hamel (1968, p. 39), qui indique que l'ensemble gréseux se présente sous forme de lentilles. Le passage latéral, entre grès et calcaire, n'est visible qu'au N d'Izarouiline (fig. 2). Le contact grès-calcaire se fait par l'intermédiaire de failles verticales antémiocènes, orientées N 340 ou N 20. Certaines d'entre elles ont légèrement rejoué après le dépôt du Miocène ; leur rejet antémiocène est beaucoup plus important que celui qui affecte les couches d'âge miocène moyen où il ne dépasse pas 5 m.

2) Partie N et NE du Bou Idoudane, ensemble de l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène : une sédimentation plus profonde.

La série a été décrite et datée par Hamel (1968, p. 34) à l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène. Il y distingue une formation schisto-gréseuse (Oxfordien) et une autre marno-calcaire (Kimméridgien) traversées par de nombreux filons d'aïounites. Pour Charlot et al. (1964), ce sont " des roches microgrenues néphéliniques, sans feldspath, généralement riches en phénocristaux de biotite en lamelles hexagonales et d'amphibole en prismes trapus ".

Au NE du Bou Idoudane, les grès, clairs, présentent des mouchetures rouilles. A l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène, la série a un aspect flyschöide. A la base de sa partie visible, la fraction pélitique est beaucoup plus importante que la fraction gréseuse. Au sommet, cette dernière domine, la fraction pélitique ayant presque totalement disparu. Les bancs de grès sont d'épaisseur variable, allant de quelques centimètres à plusieurs mètres, et présentent localement de nombreuses figures de base de banc (ripple-marks, pistes, figures de charges...). Ces grès, souvent quartzitiques, sont le plus souvent gris clair en cassure, les mouchetures rouilles se faisant assez rares.

Le passage entre la formation schisto-gréseuse et la formation marno-calcaire est visible au NE du Bou Idoudane. Il se fait progressivement, la série s'enrichissant en calcaire et

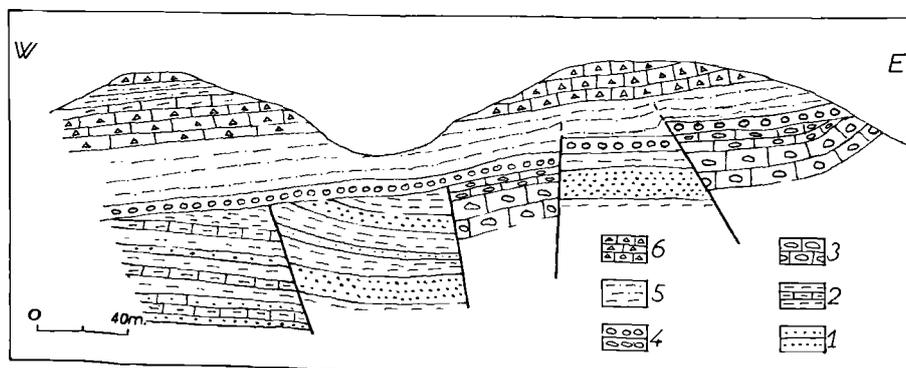


Fig. 2. — Panorama d'Izarouiline : failles fossilisées par la discordance Miocène.

Légende : Jurassique supérieur : 1, grès. — 2, pélites et marnes. — 3, calcaires bréchiques. Miocène moyen : 4, conglomérat de base. — 5, marnes. 6, calcaires gréseux.

s'appauvrissant en grès. Les marnes présentent de fréquentes passées violacées.

Au N et au NW de l'Adrar-n-Aït Zouggarhène, on note l'apparition de marno-calcaires à silex noirs et chailles dans la formation supérieure.

3) Conclusion.

Au niveau du Jurassique supérieur, on observe donc un approfondissement des dépôts en allant d'Izarouline (faciès de plate-forme) vers l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène (faciès de fosse). Le passage entre ces deux faciès se fait donc très rapidement.

Dans cette zone de transition, le Kimméridgien est riche en brèches synsédimentaires. On peut supposer que le passage entre la plate-forme atlasique et le fossé rifain se faisait, au Kimméridgien, par l'intermédiaire de failles normales fonctionnant pendant la sédimentation.

II. — PERIODE POST-JURASSIQUE SUPERIEUR ANTE-MIOCENE

Le Crétacé inférieur s'est déposé sur une partie de l'avant-pays rifain, au S et au SE des chaînons. Il est visible sur le versant nord de l'Adrar Amekrane (ex-Jbel Naach) (Hamel, 1968, p. 42) et au Jbel Hamza (Van Leckwijck, 1964 ; Hamel et Lehmann, 1964). Il a un faciès néritique, la base et le sommet étant formés de marnes gréseuses rouges. Aux alentours de Midar, 20 km à l'W, la sédimentation est déjà plus profonde (Hervouët, 1978).

Dans les deux chaînons décrits ici, le Crétacé est absent. Il faut donc admettre, soit qu'il ne s'est pas déposé, soit une érosion totale antérieure au Miocène moyen. Or, on ne retrouve pas le produit de l'érosion éventuelle aux alentours des chaînons, ni dans le conglomérat de base du Miocène.

La discordance entre le Miocène moyen et le Jurassique supérieur est parfois très importante. L'angle atteint souvent 50 à 60° dans la zone septentrionale. Au NE du Bou Idoudane, on relève les pendages suivants : 70° vers le S pour le Jurassique supérieur, 60° vers le N pour le conglomérat de base miocène (fig. 3). Il n'est pas possible de trouver la polarité des couches jurassiques. Si le Jurassique supérieur est actuellement à l'endroit, il était à l'envers lors du

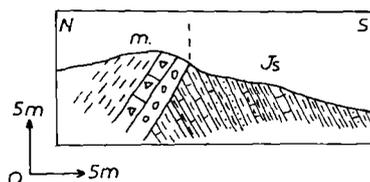


Fig. 3. — Discordance du Miocène moyen sur le Jurassique supérieur.

dépôt du Miocène moyen. S'il est au contraire à l'envers, il a alors fallu deux phases pour renverser les couches.

L'angle de discordance est donc élevé au N d'une ligne de direction N 100° passant au S du Bou Idoudane. Il est beaucoup plus faible (20 à 30°) au S de cette ligne. Avant le dépôt du Miocène moyen, deux zones paraissent donc déjà nettement individualisées : celle située au S échappe aux déformations importantes ; celle du N est intensément tectonisée : elle se place sur la bordure nord de la plate-forme (calcaires bréchiques du Kimméridgien fortement tectonisés à l'W du Bou Idoudane).

Les filons d'aïounites ne sont reconnus que dans la zone septentrionale. Leur mise en place est datée de -57 ± 3 MA dans l'ensemble du Rif oriental. Or, dans le Gareb, elles ont été datées à -37 ± 6 MA (Hamel, 1968, p. 75). Ce rajeunissement serait contemporain du plissement éo-oligocène de la série jurassique supérieur (Charlot et al., 1964).

III. — LE MIOCENE

Les formations miocènes sont datées du Tortonien inférieur - base du Tortonien moyen par Hamel (1968, p. 56). Or, en 1973, la carte au 1/100.000 de Tistoutine attribue la série au Miocène moyen. C'est cette dernière datation qu'il faut garder, l'échelle micropaléontologique ayant été recalée entre-temps. La série repose en discordance angulaire sur les terrains précédemment décrits. Le conglomérat de base, partout présent, est formé de galets de calcaires et de grès de taille variable, issus du remaniement des séries immédiatement sous-jacentes.

1) Dans la partie occidentale du Bou Idoudane.

Une épaisse formation gréso-argileuse à passées conglomératiques et à bancs de cal-

caires gréseux, sombres en cassure, surmonte le conglomérat de base. Comme le signale Hamel (1968, p. 55), on y observe fréquemment des passées argileuses violacées (NE d'Izarouiline).

2) A l'E du Bou Idoudane.

Le Miocène est par contre uniquement représenté par des calcaires gréseux, ocre en patine, bleu sombre en cassure, d'une puissance d'environ 150 m, qui forment une falaise imposante. Le passage latéral de faciès se fait d'W en E par diminution progressive de la fraction argileuse au profit de la fraction calcaire.

3) Sur le flanc nord de la terminaison occidentale du Bou Idoudane, au S de Bel'af.

Hamel (1968, p. 56) signale des klippes sédimentaires de dolomies ou de calcaires jurassiques. Le recouvrement quaternaire ne permet pas d'affirmer qu'il s'agit bien de klippes sédimentaires. Ce pourrait être aussi des lambeaux de nappes, celles-ci étant immédiatement sus-jacentes. De plus, il est difficile d'expliquer la présence de klippes sédimentaires importantes de dolomies sombres dans le Miocène, alors que les dolomies sombres sont absentes dans la série Jurassique supérieur de la région étudiée.

Par contre, au NE d'Izarouiline, bordant au S un accident de direction N100, le Miocène contient des blocs resédimentés de calcaires kimméridgiens, d'argiles sableuses légèrement calcaires, de grès oxfordiens et d'aïounites.

Si le contact entre la série oxfordienne schisto-gréseuse et le Miocène est flou du fait du développement d'une schistosité de fracture naissante qui oblitère la nature des surfaces de séparation entre les deux formations, par contre, celui séparant les calcaires kimméridgiens des calcaires gréseux miocènes est net et franchement sédimentaire.

On observe, de bas en haut, des calcaires gréseux à patine ocre, sombre en cassure, s'enrichissant progressivement en taille et en nombre, en galets de calcaires kimméridgiens. Les marnes qui les surmontent contiennent, à leur tour, des blocs métriques à hectométriques (un seul) de calcaires kimméridgiens, ces blocs pouvant reposer directement sur la barre calcaréo-gréseuse.

Au vu de ces klippes sédimentaires calcaires, Hamel (1968, p. 37, fig. 16) considère que la série représente le Jurassique supérieur. De même, les blocs schisto-gréseux associés à des blocs d'ophites (ce sont en fait des aïounites) constituent le fil directeur qui l'amène à distinguer une nappe formée d'un flysch crétacé inférieur à semelle triasique.

4) A l'Adrar-n-Ait-Zouggarhène.

Les affleurements miocènes constituent en grande partie le flanc nord du chaînon. La discordance est rarement visible, la série étant fortement tectonisée. On peut cependant l'observer sur la crête NW de l'Adrar, où le Miocène repose sur le Jurassique supérieur schisto-gréseux (fig. 4). On observe de bas en haut (légende de la fig. 4) :

- a : grès jurassique supérieur,
- δ : discordance,
- b : barre (15 m) à patine ocre montrant à la base des galets calcaires ou gréseux ne dépassant pas 25 cm de diamètre et au sommet des calcaires gréseux bleu sombre en cassure,
- c : ensemble chaotique, sombre en patine, contenant des blocs décimétriques à métriques de grès jurassique supérieur et décimétriques à décamétriques de calcaires kimméridgiens à rares silix, les blocs les plus importants formant de véritables klippes sédimentaires.

A l'WNW de l'Adrar, les klippes sédimentaires dans des argiles marneuses blanchâtres à passées rosâtres d'âge miocène sont nombreuses. On observe des blocs de grès oxfordiens, de marnes kimméridgiennes, de calcaires gréseux conglomératiques miocènes.

Comme au N d'Izarouiline, les klippes sédimentaires dans le Miocène moyen sont situées près d'un faisceau d'accidents de direction N 100 à N 110 (fig. 5), toujours dans le même compartiment, ici le compartiment septentrional.

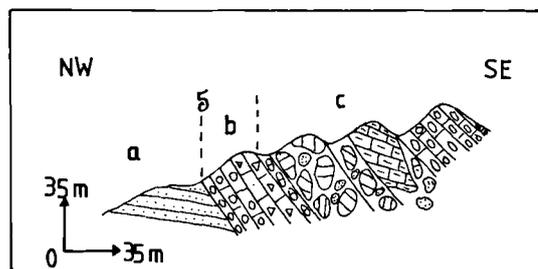


Fig. 4. — Coupe du flanc nord-ouest de l'Adrar-n-Ait-Zouggarhène (légende dans le texte).

5) Conclusion.

La série dans le compartiment méridional est plus épaisse et beaucoup plus riche en argile que celle du compartiment médian. Il en est de même au N du faisceau d'accidents de l'Adrar-n-Aït-Zougarhène.

Le compartiment médian jouerait donc en horst pendant la sédimentation. Les falaises sous-marines, marquant ses bordures, alimentant en klippes sédimentaires du Jurassique et du Miocène les zones effondrées situées de part et d'autre (fig. 5).

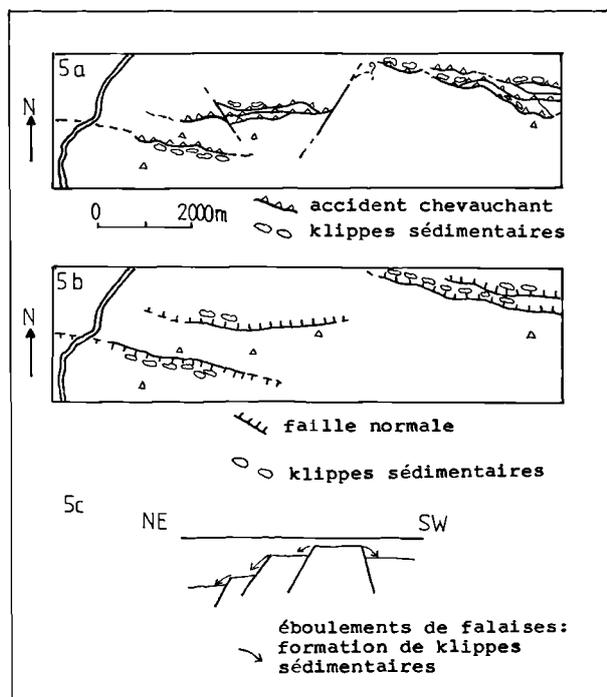


Fig. 5. — Situation des klippes sédimentaires par rapport aux accidents.

5a : Situation actuelle.

5b : Reconstitution au Miocène moyen.

5c : Coupe schématique et interprétative au Miocène moyen.

IV. — L'ALLOCHTONE

L'arrivée des nappes rifaines, assimilées par les auteurs aux Sanhadja (Michard, 1976), sur l'avant-pays, succède à cette période où la sédimentation est en étroite relation avec la

distension. La mise en place du matériel allochtone dans la région serait comprise entre le sommet du Miocène moyen (dernier dépôt daté dans la Sierra de Driouch) et le Tortonien supérieur plus à l'E, dans les Kebdana, si l'on se réfère aux observations faites par Hamel (1968, p. 76) : le Tortonien supérieur, faiblement tectonisé, reposerait en discordance sur du matériel allochtone. Il est admis que l'arrivée des nappes sur l'avant-pays oriental est d'âge tortonien inférieur et moyen (Vidal, 1977).

Le Miocène moyen supporte, à l'W du Bou Idoudane (Hamel, 1968, p. 61), des lambeaux de grandes unités allochtones, à matériel mésozoïque, disséqués par l'érosion. De bas en haut, on observe :

- 1° des petits copeaux de dolomies sombres, associés à des argiles bariolées (Trias ?),
- 2° des calcaires fins, clairs, à silex noirs, plus rares vers le sommet de la série, épaisse de 70 à 80 m,
- 3° des calcaires argileux et des marnes riches en Ammonites très déformées, du Toarcien moyen, déjà signalées par Hamel (1968, p. 61).
Cet ensemble surmonte stratigraphiquement les calcaires à silex qui seraient par conséquent du Lias moyen,
- 4° des grès-quartzites gris clair à brun verdâtre en cassure, intercalés dans un ensemble pélitico-schisteux de couleur rouille. Ils ont été reconnus au SW de Bel'af. Localement, les bancs de grès s'enrichissent en gros grains de quartz, dont le diamètre atteint très souvent 5mm. Les pélites associées sont alors de couleur rouille.

La série étant azoïque, Hamel (1968, p. 61) lui attribue un âge crétacé inférieur, par comparaison de faciès avec une unité située plus à l'W et surmontant des marno-calcaires valanginiens.

V. — LES ECAILLAGES TARDIFS

Les deux chaînons ont subi un fort écaillage vers le S, après l'arrivée des nappes (fig. 6). En effet, la colline de Bel'af montre la série miocène moyen reposant sur la série pélitico-gréseuse allochtone par l'intermédiaire d'un contact anormal, les bancs présentant une troncature basale. Dans cette série miocène, on observe, de bas en haut :

- des calcaires gréseux,
- des marnes jaunes, à passées microbréchiques, associées à des bancs de calcaires gréseux contenant des galets de calcaires, sombres en cassure, et de grès mouchetés de rouille, pouvant atteindre 25 cm de diamètre. Ces galets proviennent de la destruction du Jurassique supérieur autochtone.

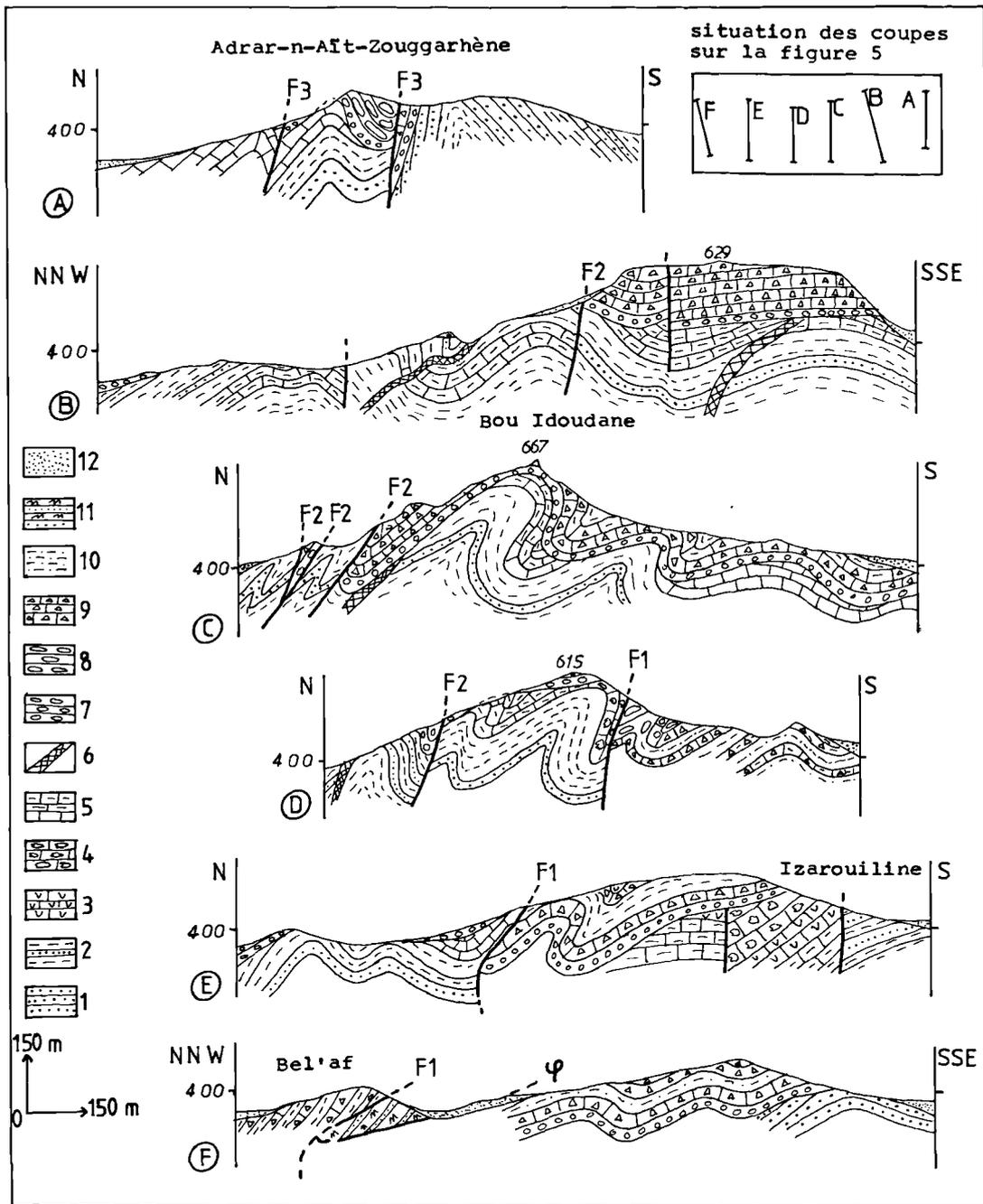


Fig. 6. — Coupes sériees de la région étudiée.

Légende : Jurassique supérieur : 1, grès. — 2, pélites et grès. — 3, calcaires récifaux. — 4, calcaires bréchiques. — 5, calcaires et marnes. — 6, aiounites. Miocène moyen : 7, conglomérat de base. — 8, klippes sédimentaires. — 9, calcaires gréseux. — 10, marnes. Allochtone : 11, flysch crétacé inférieur. Dépôts récents : 12. F1, accident méridional. — F2, accidents médians. — F3, accidents septentrionaux. — φ, contact de base de nappes.

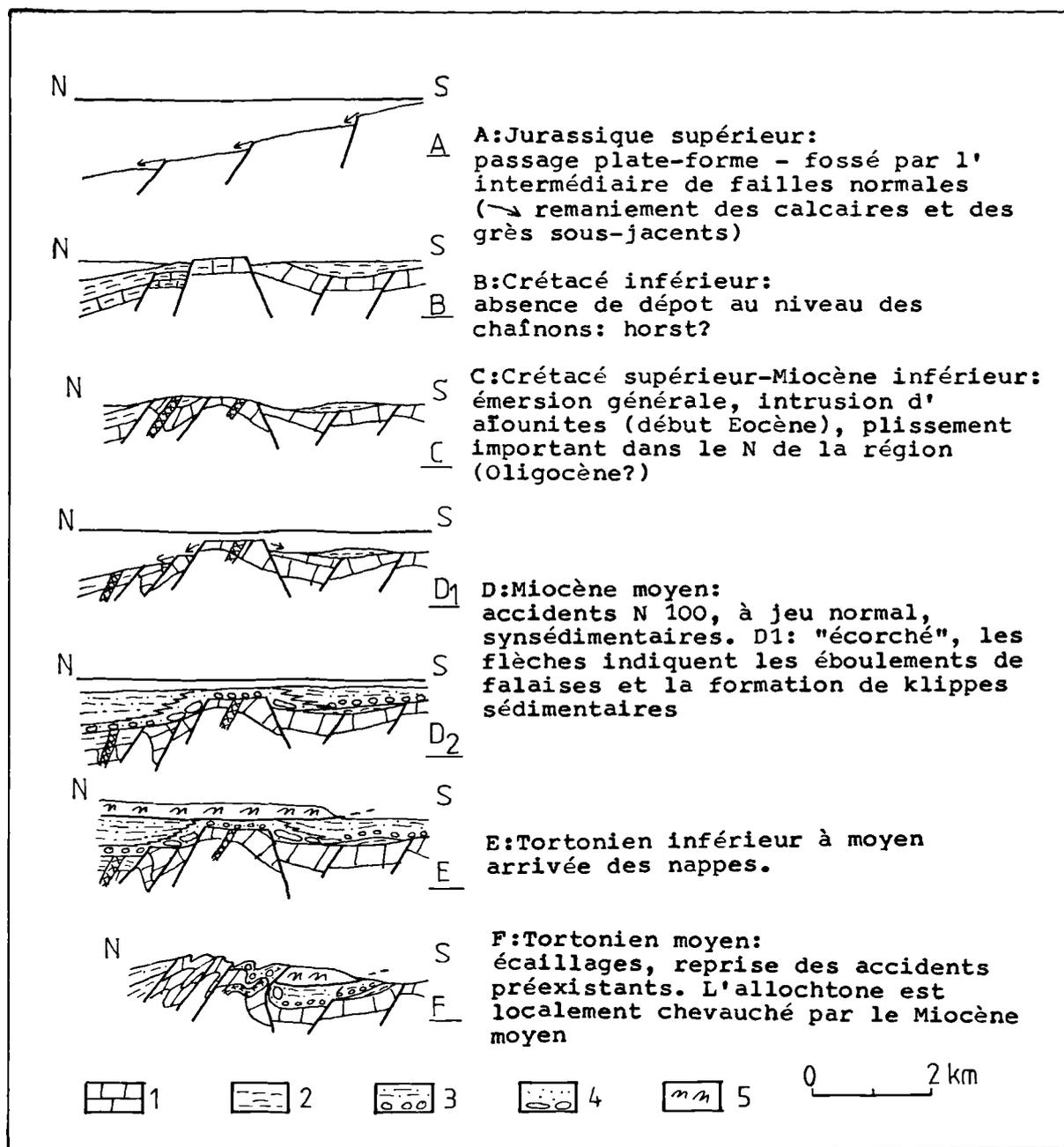


Fig. 7. — Coupes schématiques représentant l'histoire géologique des chainons du Bou Idoudane et de l'Adrar-n-Ait-Zouggarhène.

1, Jurassique supérieur. — 2, Crétacé inférieur. — 3, Miocène moyen (conglomérat et marnes). — 4, Miocène moyen (klippes sédimentaires et calcaires gréseux). — 5, allochtone.

Cette formation correspond donc au Miocène autochtone qui, ici, chevauche un lambeau de nappes suivant un contact subhorizontal. Les écaillages sont donc postérieurs à l'arrivée de ces nappes. Ils indiquent une phase en compression qui semble réutiliser les accidents distensifs décrits précédemment : en attestent les klip-pes sédimentaires situées le long de ces accidents (fig. 5).

Les terrains autochtones ou parautochtones ont été, dans leur masse, fortement déformés. C'est le cas, par exemple, du Miocène moyen qui affleure d'une part le long de la route Driouch-Aïn-Zorah et sur le flanc sud-ouest du Bou Idoudane, d'autre part sur le flanc nord de l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène.

Des portions de l'avant-pays ont donc été portées, au cours du Miocène, dans les conditions tectoniques caractérisant le niveau structural inférieur.

VI. — CONCLUSION

Hamel (1968) décrit l'approfondissement de la série jurassique supérieur du S vers le N et montre l'existence de nappes et d'écaillages tardifs.

En fait, le passage entre la plate-forme atlasique et le bassin rifain s'effectue par l'intermédiaire d'accidents distensifs qui jouent, continuellement, en failles normales : ils guident la sédimentation jurassique et déterminent un découpage en horsts et grabens.

Après une longue émergence débutant au Crétacé inférieur, pendant laquelle on assiste aux intrusions d'aïounites et au plissement des assises du Jurassique supérieur, la sédimentation, accompagnée d'accidents synsédimentaires, reprend au Miocène moyen. Les phénomènes de resédimentation en masse sont alors très spectaculaires le long de ces accidents distensifs.

Avec le Tortonien moyen débute une période au cours de laquelle on assiste à des phénomènes en compression : les nappes rifaines atteignent l'avant-pays, l'écaillage du substratum qui lui succède réutilise en partie les failles de la période précédente.

Cette réutilisation des discontinuités tectoniques ne doit pas être généralisée. En effet, au Jbel Tistoutine, 10 km au NE des deux chaînons étudiés, les accidents liés à la compression d'âge tortonien moyen (décrochement dextre à ieu inverse orienté N 40°) recoupent les failles synsédimentaires d'âge miocène moyen (étude en cours).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) CHARLOT R., CHOUBERT G., FAURE-MURET A., HAMEL Ch. (1964). — Age des aïounites du Maroc nord-oriental. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 401-402.
- 2) HAMEL Ch. et LEHMANN R. (1964). — Une coupe du Crétacé inférieur à Orbitolines du synclinal du Jbel Hamza. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 9, p. 191-193.
- 3) HAMEL Ch. (1968). — Etude géologique de la terminaison occidentale de la chaîne du Gareb (avant-pays du Rif oriental). *Notes Mém. serv. géol. Maroc*, n° 199.
- 4) HAMEL Ch. et al. (1973). — Carte géologique du Maroc au 1/100.000, feuille Tistoutine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 167.
- 5) HERVOUET Y. (1978). — Découvertes d'unités allochtones nouvelles sur l'avant-pays oriental rifain (région de Midar, Maroc). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 3, p. 127-129.
- 6) LECKWIJCK W. (van) (1964). — Le Crétacé inférieur à Echinides du synclinal du Jbel Hamza. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 374.
- 7) MICHARD A. (1976). — Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 252.
- 8) VIDAL J.C. (1977). — Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie sud de l'arc de Gibraltar). *Bull. Soc. géol. France*, 1977, (7), t. XIX, n° 4, p. 789-796.

Etude pétrographique du complexe basaltique « permo-triasique » du Moyen-Atlas septentrional (région de Taza, Maroc)

par Dominique ROBILLARD (*)

Sommaire. — Le “Permo-trias” atlasique marocain correspond à une période de distension crustale qui s'accompagne de l'émission d'un important complexe magmatique. Les diagnostics microscopiques et analyses géochimiques de ces roches montrent qu'il s'agit de dolérites à structure subophitique intersertale qui correspondent à un magmatisme tholéiitique à affinité continentale. L'auteur met également en évidence les effets d'un métamorphisme de type zéolitique affectant les roches de ce complexe au S de Taza. Ces données nouvelles s'inscrivent bien dans le contexte “permo-triasique” marocain, qui consiste à voir, à cette époque, les témoignages d'une océanisation avortée de l'Atlantique Nord.

Summary. — The Moroccan Atlas “Permo-trias” allows a period of distension of the crust which attends the effusion of an important magmatic complex. The microscopical diagnostics and geochemical analyses evince that they are dolerites with a subophitic intersertal structure which correspond with a continental tholeiitic magma. The author proves also a zeolitic metamorphism (prehnite-pumpellyite facies) which concern the rocks of this “permo-triasic” complex in the S of Taza.

These new notions enter in the Moroccan “permo-triasic” context which consists to see, at this time, the marks of a miscarried oceanisation of the Northern Atlantic Ocean.

I. — HISTORIQUE

De tout temps le complexe basaltique “permo-triasique” du Moyen-Atlas marocain suscita la curiosité des géologues. C'est en 1914 que l'on trouve les premières descriptions de ces roches. Nous les devons à Gentil qui décrit :

- des basaltes à structure ophitique,
- des diabases à structure ophitique intersertale,
- des diabases à olivine avec structure intersertale.
- des diabases à structure ophitique silicifiée.

Il faut attendre 1936 pour que Termier en donne les premières analyses chimiques connues (tableau II). S'appuyant sur des observations antérieures, il conclut qu'il « s'agit d'épanchements gigantesques ayant recouvert la plus grande partie du Maroc » (*op. cit.*, p. 1501) et dont l'origine est probablement fissurale.

Plus tard, la découverte de pillow-lavas au sein de ces formations (Corney et al., 1971) repose le problème de la paléogéographie du

”Permo-trias”. En 1974, ces mêmes auteurs, assistés de Normand, précisent leurs observations en faveur d'un épanchement sous-aquatique dans une zone proche du littoral, occupée par des lacs ou des lagunes, donc en eau douce ou saumâtre, mais à leur avis, l'épanchement s'est produit plus généralement à l'air libre (cf. niveaux prismés). Ils donnent également les analyses chimiques d'échantillons provenant d'une coulée aérienne et d'une coulée sous-aquatique (tabl. II).

A la suite de la découverte de niveaux carbonatés au sein d'épanchements basaltiques du Maroc central, Corney et Faugères (1975) synthétisent les données connues concernant de telles observations et concluent à l'existence :

- d'épanchement sous-marins en milieu très peu profond,
- d'épanchement aériens,
- d'épanchement sous-lacustres ou lagunaires.

Bertrand et Prioton (1975) comparent le magmatisme triasico-liasique du Maroc et de la côte orientale de l'Amérique du Nord et affirment l'unité génétique d'un magmatisme pré-curseur de l'Atlantique Nord, mis en place en régime distensif.

(*) Université Mohammed V, Faculté des Sciences, Département de la Géologie, Avenue Ibn Batouta, B.P. 1014, Rabat (Maroc).

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

II. — ASPECT SUR LE TERRAIN

Ce complexe basaltique, cantonné dans la formation argileuse rouge attribuée au "Permotrias", forme des coulées noyant la topographie des argiles rouges ravinées sous-jacentes. Des phénomènes de métamorphisme de contact sont observables dans les argilites rouges parfois interstratifiées au sein des coulées. Ces argilites, ainsi transformées ("cuites"), prennent alors l'aspect d'un jaspe siliceux rouge-brun, ou d'un grès, dont les bordures sont toujours très riches en épidote.

A l'affleurement, lorsqu'elles ne sont pas altérées, il s'agit de roches massives de couleur variable suivant la teneur des minéraux qu'elles contiennent : du vert-jaune au vert bouteille souvent mouchetées de petites taches plus sombres.

Mais plus fréquemment, elles sont très altérées. Elles montrent une forme de désagrégation typique en boules présentant une desquamation en écailles concentriques mimant parfois une structure de pillow-lavas. Mais généralement, l'altération donne naissance à une terre verdâtre ou orangée sillonnée de filonnets de calcite ou de quartz.

Enfin, des sphérolites de calcédoine sont très fréquemment observables. Certaines, centimétriques, forment même des lits stratifiés, granoclassés, décimétriques, que j'ai appelés "niveaux à billes siliceuses". Ces niveaux résulteraient d'une mise en place sous l'eau.

Dans l'ensemble du terrain étudié, où le complexe basaltique est abondamment représenté, je n'ai pas retrouvé les niveaux carbonatés interstratifiés qui semblent pourtant être un phénomène assez général dans le Trias "de bordure", puisqu'ils ont même été décrits sur la bordure orientale du bassin de Guercif (Benzaquen, 1965, p. 10).

Signalons enfin que sous la station météorologique de Bab bou ldir ($x = 617,75$, $y = 386,8$) affleurent des roches noires à violettes se présentant en boules ovoïdes différentes des boules dues à l'altération. Ces boules ont un aspect massif en leur centre et plus vacuolaire à leur périphérie. Nous verrons que leur structure microscopique, ainsi que leur composition minéralogique et géochimique contribuent également à les différencier du reste du complexe.

III. — DIAGNOSES MICROSCOPIQUES

Outre une description de la composition minéralogique partielle exprimée (qui ne traduit qu'incomplètement la composition réelle de la roche), une description en fonction des structures a été adoptée. De cette manière, il est tenu compte des faits, puisque les structures sont en relation directe avec des conditions de mise en place. Une étude microscopique d'échantillons représentatifs sera donc donnée ci-après ; il s'agit de roches fraîches non altérées (fig. 1).

1) Echantillon 76-DD 81 D.

Cette roche, récoltée sur la route de Bab el Arba, au pied de jbel el Rhoubab ($x = 624$, $y = 385,9$) appartient à un important massif de roches vertes plus ou moins foncées suivant la teneur en minéraux tels que la chlorite et l'épidote.

Ici, en l'occurrence, elle est de couleur foncée ; à l'œil nu, la roche s'avère légèrement micro-grenue (seuls les cristaux de pyroxènes sont à peine discernables). Elle contient surtout du feldspath plagioclase, du pyroxène, de la chlorite (fig. 2).

Les cristaux de feldspaths sont très abondants (plus de la moitié des minéraux). Ils sont automorphes et forment des baguettes plus ou moins allongées. Le plagioclase (An 35 à An 57) (*), présentant des macles et parfois des phénomènes de "zoning", est fréquemment altéré.

Le pyroxène monoclinique, légèrement coloré et pléochroïque, pourrait appartenir au groupe des augites. Toujours altéré (début de serpentinisation), il n'a pu faire l'objet de mesures de l'angle $2V$. Il présente parfois des macles de type h^1 et de type "en sablier".

La chlorite est présente entre les cristaux de feldspath et dans les cristaux de pyroxène. Elle apparaît parfois en faisceaux flexueux alors associée à des fibres d'actinote.

La disposition des cristaux de feldspath confère à la roche une structure doléritique très nette, essentiellement subophitique avec une légère tendance intersertale (fig. 2).

(*) Les méthodes de déterminations du pourcentage en anorthite des plagioclases utilisées sont : celle dite de la double macle et/ou celle dite de Michel-Lévy.

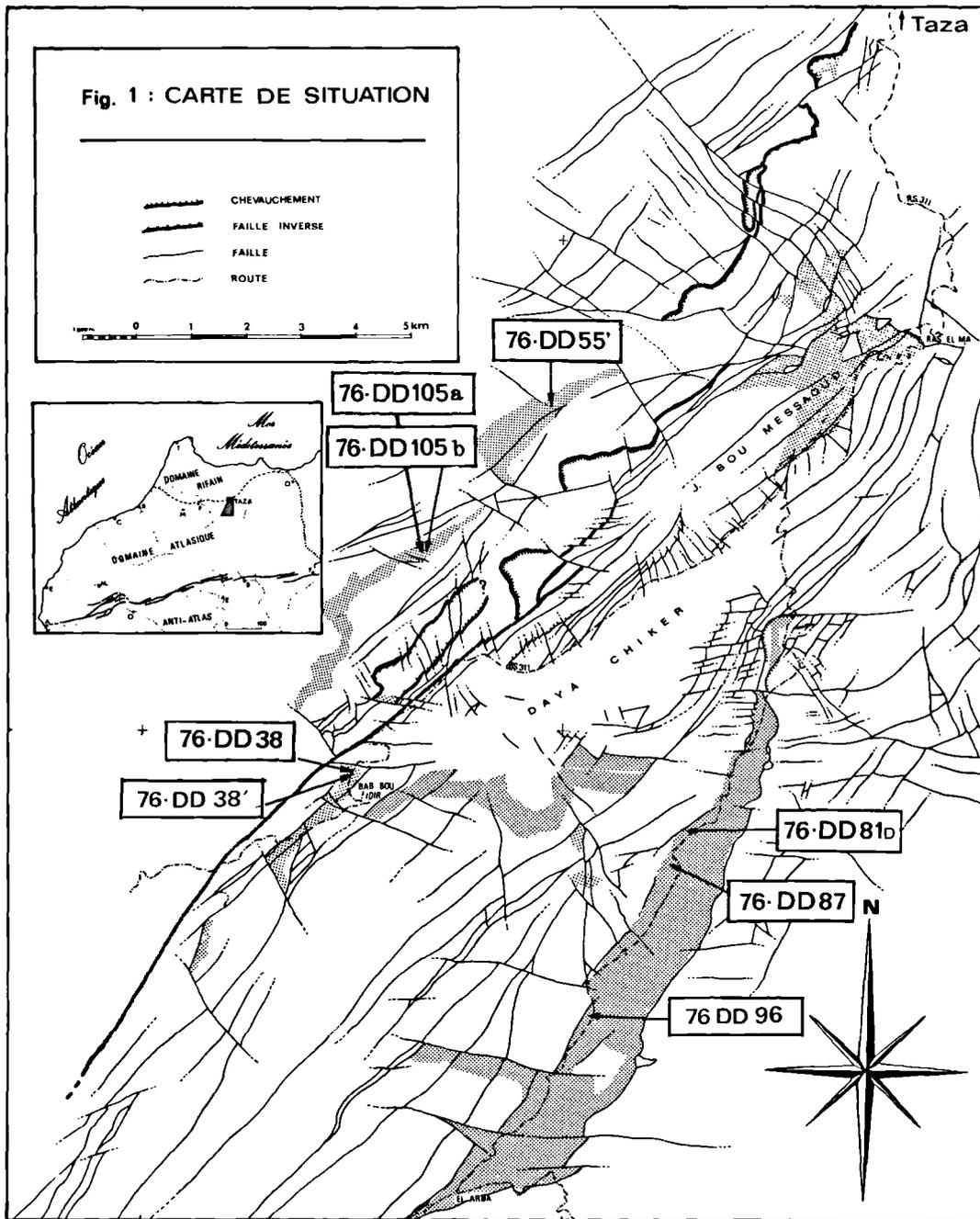


Fig. 1. — Carte de situation montrant les affleurements du complexe doléritique "permo-triasique" (en grisé) au S de Taza, et la localisation des échantillons cités dans le texte.

On remarquera que les échantillons sont situés de part et d'autre d'une voie structurale majeure : l'accident nord moyen-atlasique (en trait gras) qui sépare le Causse subtabulaire occidental du Moyen-Atlas plissé oriental (Termier, 1936) correspondant à des domaines paléogéographiques différents (Robillard, 1978).

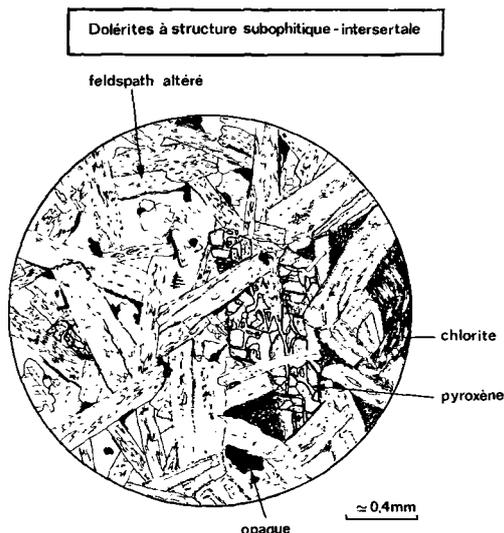


Fig. 2. — Allure microscopique de l'échantillon 76-DD 81D en "L.N."

Les roches situées plus au S sur la route de Bab el Arba restent conformes à ces observations (cf. 76-DD 87), à savoir :

- un plagioclase de type andésine,
- un pyroxène de type augite présentant le faciès diallage souligné par des oxydes.

En outre, certains échantillons sont très riches en minéraux tels que les épidotes (pistachite en structure radiaire, allanite zonée). On peut aussi observer quelques cristaux de serpentine associés à de l'iddingsite (altération d'olivine ?).

2) Echantillon 76-DD 55'.

Cet échantillon, prélevé au N du champ de tir de Tirhirha ($x = 621,45$, $y = 394,2$), est de couleur foncée et présente une altération en boule.

A l'œil nu, la roche est très légèrement microgrenue.

Les cristaux de feldspath, toujours très altérés, n'ont pas permis de mesurer la teneur en anorthite. Ils sont parfois développés en étoile et ils montrent presque toujours un aspect "squelettique", les extrémités fourchues, conférant un aspect en X ou en Y ("queue d'hirondelle" des auteurs). C'est-à-dire que les bords ont eu une croissance plus rapide que le centre du cristal. Il s'agit là d'un phénomène caracté-

ristique des laves à refroidissement rapide, figé, typiques d'un volcanisme sub-aquatique.

Le pyroxène, parfois poecilitique, est un clinopyroxène dont l'angle $2V$ est égal à $20-25^\circ$, il pourrait donc s'agir de la pigeonite.

Le reste de la lame mince présente des îlots de verre résiduel cryptocristallins verts. Quelques opaques (magnétite, titano-magnétite) dendritiques sont disséminés au sein de la roche, ainsi que de la calcite secondaire.

La structure est ophitique à tendance plutôt intersertale.

3) Echantillon 76-DD 105 b.

Cet échantillon provient du S d'Es Sebt ; à cet endroit ($x = 618,5$, $y = 390,9$), la roche est particulièrement bien fraîche, n'ayant, semble-t-il, subi aucun type d'altération. Il s'agit vraisemblablement d'un ensemble de coulées à aspect massif.

Là encore, la roche est essentiellement formée de cristaux de feldspath en abondance et de cristaux de pyroxène.

Les cristaux de feldspath peu altérés, très abondants, sont à An 55. Quelques-uns présentent également un aspect "squelettique".

Le pyroxène, souvent maclé en sablier, est du type augite avec un faciès diallage assez fréquent.

Le fond de la roche est occupé par une masse plus ou moins vitreuse où abondent des cristaux squelettiques de magnétite dendritique prenant un aspect d'arêtes de poisson ou de peigne, parfois cruciformes. Ils seraient le résultat d'un « alignement, suivant des axes perpendiculaires, d'octaèdres de taille régulièrement croissante » (Moussu, 1954, p. 113). Cette structure particulière, associée à la présence de plagioclases "squelettiques", témoigne d'une croissance incomplète figée.

La structure est hétérogène : tantôt elle est doléritique subophitique avec des cristaux assez gros, tantôt elle est presque microlithique avec des cristaux de plagioclases menus sans phénocristaux ; enfin, elle montre une pâte vitreuse où abondent des feldspaths "squelettiques".

4) Autres exemples du complexe basaltique "permo-triasique".

Les échantillons dont la diagnose a été rapportée ci-dessus, sont des échantillons repré-

sentatifs moyens de la roche fraîche, mais il n'en est pas toujours de même. Beaucoup de roches du complexe appartenant à la région étudiée montrent des traces de transformations parfois profondes, tant dans la structure que dans la composition minéralogique exprimée.

Très souvent, les plagioclases sont à An 33, à An 38 ; donc un pourcentage en anorthite anormalement faible pour ce type de roche. Nous sommes là en présence de phénomènes de déstabilisation des cristaux de feldspath. Il n'est pas rare, par exemple, de voir des cas de plagioclases sodiques s'exsuder pour donner de l'albite. La calcite, parfois abondante au sein de certaines lames minces, proviendrait de cette déstabilisation.

D'autres roches, de teinte vert-jaune, sont très riches en minéraux du type chlorite (clinocllore, pennine...) et surtout épidote (zoïsite). Les pyroxènes sont alors réduits à l'état de reliques. Parfois, la roche peut être assimilée à une épidotite microgrenue, tant la teneur en ce minéral est importante. L'épidote constitue la majeure partie de la roche au sein de laquelle on retrouve des reliquats de plagioclases et des traces de structures de lave.

Toutes ces transformations et associations minéralogiques témoignent d'une transformation métamorphique dont la paragenèse serait celle du faciès zéolitique (faciès prehnite-pumpellyite). Cette transformation métamorphique de basse température et de basse pression est très répandue dans la région envisagée au S de Taza.

5) Un cas particulier : l'échantillon 76-DD 38.

L'affleurement de cet échantillon se situe sous la station météorologique de Bab bou Idir (cf. chap. II). La roche, de teinte brun-violet, se présente en boules plus vacuolaires à la périphérie qu'au centre.

Au microscope (fig. 3), l'aspect est nettement différent des roches décrites précédemment. Le fond de la lame mince est constitué de très petits minéraux disposés en gerbes, où l'on peut y reconnaître des cristaux de plagioclases et de pyroxène (?). Au milieu de ces gerbes, quelques grands cristaux de plagioclases (An 30), généralement altérés en minéraux argileux, sont discernables. Ils présentent presque toujours l'aspect "squelettique" ou en "queue d'hirondelle" *auct.*

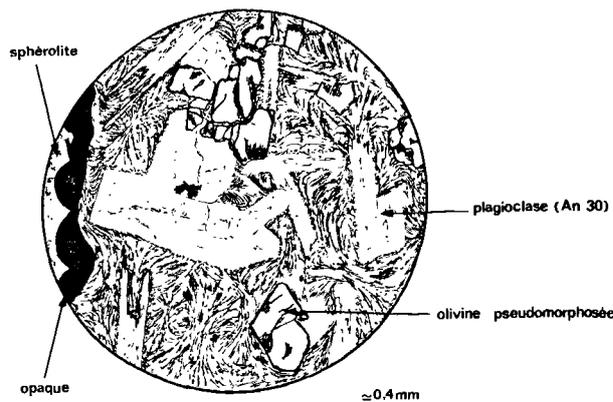


Fig. 3. — Allure microscopique de l'échantillon 76-DD 38 en "L.N.".

En outre, on y observe des cristaux automorphes d'olivine pseudomorphosés en serpentine et chlorite avec, à la périphérie, un liseré d'iddingsite. La calcite et les opaques (dendrites de magnétite en "arête de poisson") sont abondants.

Tous ces critères :

- fond de minéraux en gerbe,
- plagioclases "squelettiques",
- dendrites de magnétite,

sont symptomatiques de figures de trempe et témoignent d'un refroidissement très rapide de la lave, courant dans un magmatisme sub-aquatique. Il ne serait pas étonnant d'avoir affaire ici à une bordure de pillow-lava (?) très altérée.

IV. — ANALYSES GEOCHIMIQUES (*)

1) Les données.

La plupart des échantillons analysés ont déjà été décrits microscopiquement (cf. chap. III). L'échantillon 76-DD 96 appartient à la catégorie des roches "transformées" riches en épidote, chlorite, etc... Macroscopiquement, on y distingue des aiguilles centimétriques vert foncé (pyroxène, augite très altéré) au sein d'une pâte vert clair.

(*) Il m'est agréable d'exprimer ici mes remerciements à M. Erbah, Chef du Service des laboratoires de la Division des Mines et de la Géologie à Rabat, qui a très aimablement accepté mes échantillons ; ainsi qu'à Madame Fleury, qui a apporté tout son soin à la réalisation des analyses.

A la lecture du tableau I, il apparaît que nous avons affaire à des échantillons riches en SiO₂ et en Al₂O₃, ainsi qu'en H₂O⁺ (ce dernier doit être mis sur le compte des minéraux d'altération tels que phyllosilicates...). Les échantillons 76-DD 38 et 76-DD 38' se distinguent par un pourcentage plus élevé (bien que restant relativement faible) en Ca O et en CO₂.

A titre de comparaison, le tableau II reproduit les trois analyses de Termier (1936), et les deux publiées par Cognev et al. (1974).

2) Essai d'interprétation.

En raison du faible nombre d'analyses (8), je signalerai qu'il s'agit là d'une première approche du problème, que je me propose de compléter ultérieurement.

Il résulte de ces nouvelles analyses que si certaines de ces dolérites ont une composition de type tholéitique (fortes teneurs en SiO₂, pourcentages de Na₂O et K₂O relativement faibles, quantités d'Al₂O₃, de FeO* total homogènes), d'autres toutefois s'en écartent.

		ECHANTILLON 76-DD							
		38'	38 _o	81D _□	96 _■	87 _*	105a _▲	105b _▼	55' _△
coord.	x	617,75	617,75	624	622,1	623,65	618,7	618,5	621,45
Lambert	y	386,8	386,8	385,9	382,2	385,5	391	390,9	394,2
Si O ₂		46,30	43,90	52,80	53,65	51,20	53,70	50,80	52,70
Al ₂ O ₃		21,80	13,78	17,50	18,73	18,10	17,05	19,50	14,20
Fe ₂ O ₃		4,30	1,50	1,50	2,70	1,00	3,00	3,20	2,70
Fe O		4,70	2,75	5,52	4,50	6,62	6,90	7,97	7,20
Ti O ₂		1,10	1,30	0,90	0,95	0,50	0,40	0,50	0,60
Mn O		néant	0,10	0,30	0,10	0,14	0,18	0,28	0,22
Ca O		4,90	13,80	6,50	9,90	8,50	8,50	7,00	6,00
Mg O		3,80	6,90	6,80	2,80	5,90	2,20	1,50	6,60
Na ₂ O		3,68	3,25	1,68	0,44	1,68	3,80	3,04	3,80
K ₂ O		0,48	0,96	0,48	0,24	0,38	1,32	2,40	1,68
P ₂ O ₅		0,10	0,20	0,35	néant	0,10	0,20	0,15	0,30
C O ₂		1,84	6,70	traces	traces	traces	néant	néant	néant
S		0,30	0,30	0,10	0,40	0,40	0,26	0,26	0,13
H ₂ O ⁺		5,85	3,95	5,03	5,05	4,84	2,15	2,70	2,96
H ₂ O ⁻		0,72	0,55	0,37	0,45	0,56	0,45	0,54	0,84
Total		99,87	99,94	99,83	99,91	99,92	100,11	99,84	99,93

Tabl. I. — Tableau des analyses géochimiques effectuées sur les dolérites du complexe "permo-triasique" situé au S de Taza. (Hormis l'échantillon 76-DD 96, les roches analysées ne présentent pas de trace, ni d'altération, ni de "transformation").

	TERMIER H. (1936)			COGNEY G. et al. (1974)	
	Muséum 666 G ₊	Muséum D 105 ₊	Muséum 667 G ₊	basalte prismé ₊	nucléus de pillow-lava ₊
Si O ₂	50,50	51,02	46,02	49,70	51,50
Al ₂ O ₃	15,15	14,08	14,13	14,80	13,60
Fe ₂ O ₃	2,91	3,26	3,86	2,75	1,30
Fe O	7,70	7,30	7,85	8,50	5,50
Ti O ₂	1,22	1,24	2,08	1,60	1,05
Mn O	0,12	0,13	0,21	traces	0,15
Ca O	11,26	11,46	10,28	10,70	10,25
Mg O	7,65	6,78	10,45	6,60	6,90
Na ₂ O	1,47	1,59	2,99	2,70	3,50
K ₂ O	0,57	0,57	1,10	néant	néant
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,50	0,15	néant
C O ₂		0,73		néant	0,70
S				0,10	0,20
H ₂ O ⁺	0,58	0,96	0,10	1,60	4,00
H ₂ O ⁻	0,66	1,02	0,20	0,70	1,30
Total	99,33	100,28	100,37	99,90	99,95

Tabl. II. — Tableau comparatif des analyses géochimiques connues effectuées sur les roches du complexe basaltique "permo-triasique" marocain (Termier, 1936 ; Cogney et al., 1974).

1° Diagrammes de Miyashiro.

Miyashiro (1973, 1975) a établi une série de diagrammes qui tiennent compte des variations des teneurs en SiO₂, FeO* (= fer total exprimé en FeO*) et TiO₂ en fonction du rapport FeO*/MgO et qui lui ont permis de séparer les roches tholéitiques et calco-alcalines. Les séries tholéitiques se caractérisant par un faible accroissement de la teneur en silice et une augmentation des teneurs en FeO* et TiO₂ (avec un maximum pour ce dernier) lors de l'augmentation du rapport FeO*/MgO. Les phénomènes

inverses s'observent pour les séries calco-alcalines.

De tels diagrammes ont été établis pour les roches du complexe basaltique "permo-triasique" du S de Taza (fig. 4). Il apparaît que les points représentatifs de ces roches s'inscrivent, pour la majorité, dans la ligne tholéitique. Toutefois, la tendance tholéitique n'est pas pure, car on observe des roches dans le domaine calco-alcalin (peu éloignées cependant du domaine tholéitique).

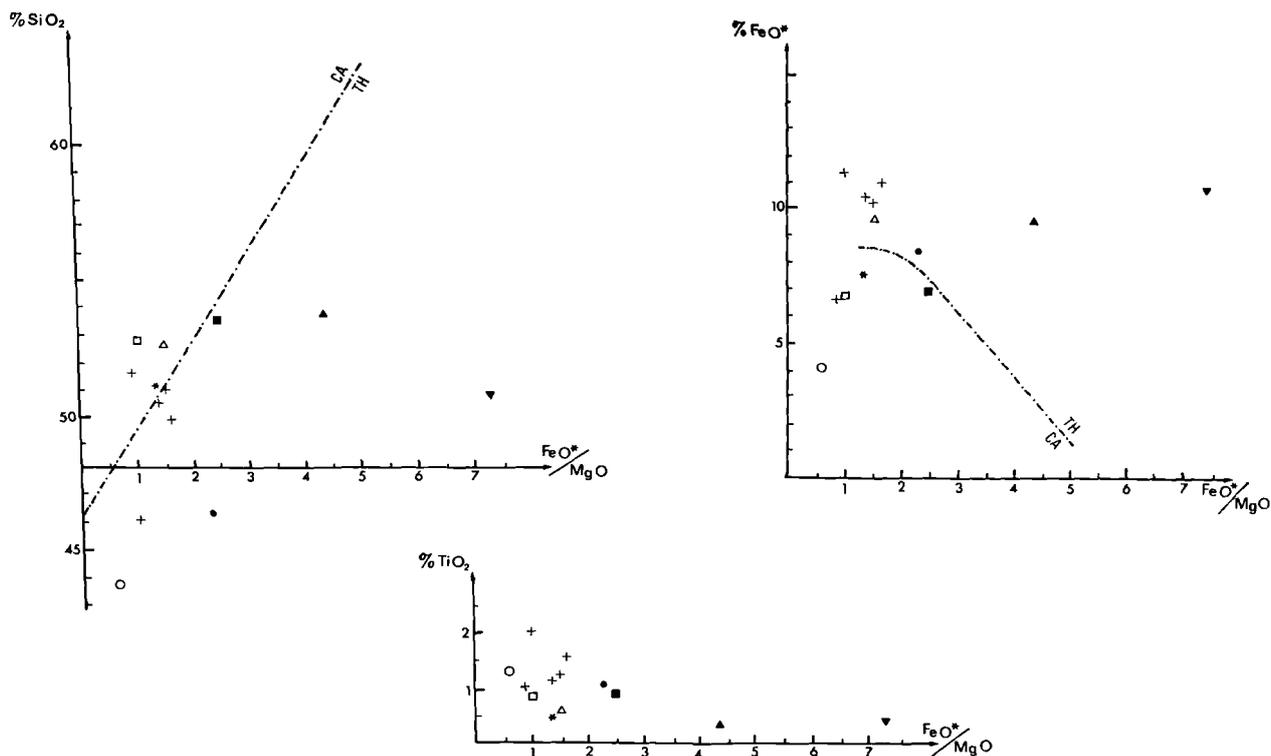


Fig. 4. — Diagrammes de Miyashiro (voir légende tableaux I et II).

2° Diagramme A-F-M.

Ici la lignée tholéitique se caractérise par une forte augmentation du fer lors de l'enrichissement en alcalins, et inversement pour la lignée calco-alcaline.

Le diagramme A-F-M (fig. 5) fait apparaître la même dispersion que la fig. 4. Deux échan-

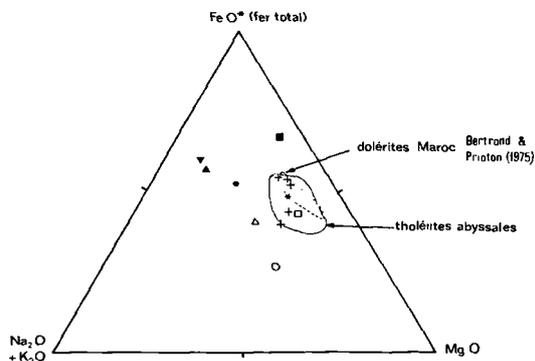


Fig. 5. — Diagramme A-F-M (voir légende tableaux I et II).

tillons (76-DD 81 D et 76-DD 87) s'apparentent aux tholéites permotriasiques du Haut et Anti-Atlas (Bertrand et al., 1975) et entrent dans le domaine des tholéites abyssales.

3° Diagramme $K_2O/TiO_2/P_2O_5$.

Enfin le diagramme triangulaire $K_2O/TiO_2/P_2O_5$ (fig. 6) permet la comparaison des dolérites

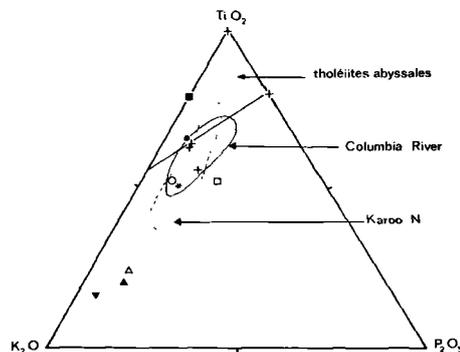


Fig. 6. — Diagrammes $K_2O/TiO_2/P_2O_5$ de Pearce et al. (1975) (voir légende tableaux I et II).

“permo-triasiques” du S de Taza avec les exemples classiques des tholéiites typiquement continentales de Columbia River Plateau (W des U.S.A.) et de la province N du Karoo. De plus, ce type de diagramme permet l'individualisation nette des tholéiites abyssales (Pearce et al., 1975). Il en résulte que les dolérites analysées s'apparentent une fois de plus au type continental plutôt qu'au type océanique. Signalons que les dolérites permo-triasiques du Haut et Anti-Atlas appartiennent au domaine océanique et s'écartent des tholéiites continentales (Bertrand et alt., 1975).

A titre de comparaison, ont été reportés sur ces trois diagrammes (fig. 4 à 6) les résultats des analyses du tableau II. On remarque que ces échantillons auraient tendance à se rapprocher du domaine des dolérites permo-triasiques du Haut et Anti-Atlas, c'est-à-dire à tendance océanique.

V. — CONCLUSIONS

1° Ces diverses observations contribuent à montrer que le complexe basaltique “permo-triasique” du Moyen-Atlas septentrional au S de Taza est formé de roches que l'on peut regrouper sous le concept de dolérites (= « sortes de basaltes à structure doléritique » ; Jung, 1969, p. 294), ou microdolérites à structure subophitique intersertale où l'olivine est assez rare. Les basaltes s. str. n'ont jamais été observés.

2° Bien que la présence de pillow-lavas n'ait pu être démontrée avec certitude (probable sous la station météorologique de Bab bou ldir ?), des particularités structurales témoignent de laves figées ayant subi un refroidissement rapide, plaident en faveur d'une mise en place sous-aquatique.

3° La considération de quelques données géochimiques, s'ajoutant aux diagnostics microscopiques, témoigne que le magmatisme doléritique “permo-triasique” de la région envisagée s'inscrit dans un cadre continental, mais semble présenter des affinités océaniques.

4° Un métamorphisme de faible intensité (faciès zéolitique) affecte plus ou moins tout le complexe magmatique “permo-triasique” de la région étudiée. Ce phénomène semble être la règle générale pour la région de Taza. Car, déjà en 1936, Termier donnait, sans conclure, l'examen microscopique d'une roche prélevée par sondage à 130 mètres de profondeur au SE de Taourirt (entre Taza et Oujda) dans les termes suivants : “structure ophitique, plagioclases albitisés, augite transformée en calcite, chlorite, magnétite” (*Ibid.*, p. 1501).

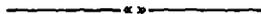
5° Depuis les récents travaux de Bertrand et alt. (1975) sur le magmatisme triasico-liasique du Maroc (Haut et Anti-Atlas) et de la côte orientale de l'Amérique du Nord, on sait que les tholéiites marocaines, à affinités océaniques certaines, auraient cependant tendance à former un type intermédiaire entre celles typiquement océaniques et celles franchement continentales. Ce qui permet à ces auteurs d'envisager un début d'océanisation qui avorterait rapidement dans le temps, et progressivement dans l'espace au fur et à mesure que l'on remonte vers le NE dans le Moyen-Atlas. Le caractère plutôt continental du magmatisme doléritique “permo-triasique” de la région de Taza, ne fait que confirmer cette hypothèse.

Par conséquent, il conviendrait de voir dans ce magmatisme, l'effet d'une fissuration du socle liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord, suivant le modèle pétrographique et géochimique proposé par Bertrand et Prioton (*op. cit.*) et suivant le modèle structural réalisant une sorte de “stade Mer Rouge” proposé par Le Pichon (1971).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BENZAQUEN M. (avec la participation de HAMEL Ch. et MEDIONI R.) (1965). — Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. *Rapport inédit du Serv. Carte géol. Maroc (B.E.B.S.)*, 74 p. dact., 11 fig., 16 pl. h.-t.
- 2) BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975). — Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrologique et géochimique. *Thèse de Spéc. Univ. Cl. Bernard*, Lyon, n° 425-426, 2 vol. ronéot., 321 p., 101 fig., 39 tabl.
- 3) COGNEY G., TERMIER H., TERMIER G. (1971). — Sur la présence de “pillow-lavas” dans le basalte du Permo-Trias au Maroc central. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 273, D, p. 446-449.
- 4) COGNEY G., NORMAND M., TERMIER H., TERMIER G. (1974). — Observations sur le basalte du bassin triasique de Rommani-Maaziz (Maroc occidental). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 36, 264, p. 153-173.

- 5) COGNEY G., FAUGERES J.C. (1975). — Précisions sur la mise en place des épanchements basaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc Central. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, n° 5, p. 721-733, 4 fig.
- 6) GENTIL L. (1914). — Sur la structure du plateau des Beni-Mtir. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 158, p. 146-149.
- 7) LE PICHON X. (1971). — La genèse de l'Atlantique Nord. *La Recherche*, 8, p. 21-29, 5 fig.
- 8) MIYASHIRO A. (1973). — The Troodos Ophiolitic Complex was probably formed in an Island Arc. *Earth Plan. Sc. Let.*, vol. 19, p. 218-224.
- 9) MIYASHIRO A. (1975). — Classification, Characteristics and Origin of Ophiolites. *Journ. Geol.*, vol. 83, p. 249-281.
- 10) MOUSSU R. (1954). — Les basaltes permo-triasiques à indices de cuivre d'Agourir et de Sidi Tiar (Haute Moulouya). *Notes Serv. géol. Maroc*, t. 10, n° 122, p. 109-123, 2 fig., 2 pl. h-t.
- 11) PEARCE T.H., GORMAN B.E., BIRKETT T.C. (1975). — The $TiO_2/K_2O/P_2O_5$ diagram : a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth Plan. Sc. Let.*, vol. 24, p. 419-426.
- 12) ROBILLARD D. (1978). — Etude structurale du Moyen-Atlas septentrional (région de Taza), Maroc. *Thèse 3^e cycle*, Lille, 178 p., 54 fig., 1 carte 1/50.000 h-t.
- 13) TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional : T. III, Paléontologie, Pétrographie. *Notes et M. Serv. Mines et Carte géol. Maroc*, n° 33, p. 1087-1566.



L'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire

par Gérard DUEE (*) (**), Yves HERVOUET (*), Edgard LAVILLE (*), Patrick de LUCA (*)
et Dominique ROBILLARD (*)

Sommaire. — La limite séparant, dans le Moyen-Atlas, le Causse sub-tabulaire du domaine plissé est connue depuis longtemps ; elle correspond à l'accident nord moyen-atlasique.

Dans la région de Boulemane (Moyen-Atlas central), ce n'est pas un trait unique, mais une famille d'accidents se relayant, d'où l'utilisation du terme de "zone d'accidents nord moyen-atlasique".

Ces accidents affectent la couverture sédimentaire méso-cénozoïque et traduisant, comme il est généralement admis, l'existence d'une (de) discontinuité(s) tectonique(s) découpant le socle anté-triasique, réactivée(s) pendant les temps alpins.

Les déformations dans la couverture sont contemporaines de la sédimentation. Celle-ci est sans doute guidée par le jeu en faille normale du (ou des) accident(s) profond(s) responsable(s) de l'individualisation précoce de zones de hauts-fonds et de bassins sédimentaires.

Les torsions des couches au voisinage des accidents visibles à l'affleurement, les discordances progressives observées à tous les niveaux stratigraphiques indiquent, selon les auteurs, des jeux en décrochement :

- dextre du Lias supérieur au Bathonien,
- senestre du Jurassique supérieur à l'Oligocène.

A l'échelle géologique, les phénomènes tectoniques associant jeux verticaux et horizontaux apparaissent continus.

Summary. — The limit between the folded Middle-Atlas Range and the sub-tabular "Causse" has been known for a long time : this is the northern Middle-Atlas fault.

In the Boulemane area (central Middle-Atlas), it isn't a unique feature but a group of accidents. They concerne the sedimentary meso-cenozoic cover, but are obviously late-hercynian features reactivated during the alpine times.

The sedimentation is controlled by them :

- on one hand, their vertical component movement seems to have produced the early individualization of shallow zones and basins ;
- on the other hand, their lateral component movement is responsible for the twisting of beds and also the progressive unconformities.

The strike-slip is :

- dextral from upper-Lias until Bathonian,
- senestral from upper-Jurassic until Oligocene.

During this period, tectonic phenomena (vertical and lateral components) appear to have been continuous.

(*) Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V, B.P. 1014, Rabat (Maroc).

(**) E.R.A. au C.N.R.S., N° 764.

Note présentée le 8 Décembre 1977 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 9 Novembre 1978.

AVANT-PROPOS

Avant de décrire dans le détail l'évolution sédimentaire et tectonique d'un secteur-clef du Moyen-Atlas, il nous paraît nécessaire de situer, d'une manière générale, les grands domaines

structuraux alpins marocains. On distingue deux grands domaines d'âge alpin (fig. 1) :

— le premier est le domaine rifain ; il est constitué par l'empilement des nappes de glissement et se développe dans l'extrême NW du pays ;

— le second, ou domaine atlasique, est formé essentiellement de séries jurassiques. Son substratum, de nature continentale, a été structuré lors de l'orogénèse hercynienne. Il affleure largement au niveau de la Meseta côtière et plus discrètement à la faveur de "boutonniers" bien connus dans l'E du pays ainsi que dans le Haut-Atlas.

Les séries mésozoïques (et cénozoïques) du domaine atlasique sont :

— soit restées horizontales et forment les zones tabulaires des Hauts-Plateaux, du Causse Moyen-Atlasique, du Plateau des phosphates,

— soit déformées à l'aplomb de chaînes étroites à faible raccourcissement. L'une a une direction en gros EW : c'est le Haut-Atlas ; l'autre a une direction ENE-WSW et vient se greffer sur la précédente : c'est le Moyen-Atlas.

Ces deux chaînes ont tous les caractères des chaînes intracontinentales dont l'évolution paraît "contrôlée par le jeu de décrochements hérités de l'orogénèse hercynienne, en particulier la subsidence jurassique et la phase de plissement fini-jurassique/éocène" (Mattauer et al., 1977).

Les informations les plus récentes ayant trait au mode de déformations et au style de celles-ci dans les chaînes atlasiques marocaines

ont à leur base une argumentation héritée, surtout, de l'étude du Haut-Atlas (Mattauer et al., 1977 ; Burgess et Lee, 1978). Ces publications ne nous ont été connues qu'après le dépôt du premier manuscrit auprès de la Société géologique du Nord.

Notre étude, qui se rapporte exclusivement au Moyen-Atlas, aboutit, à peu de choses près, à des conclusions identiques à celles de nos prédécesseurs.

I. — INTRODUCTION

La limite séparant le système des plis moyen-atlasiques à matériel surtout jurassique du Causse sub-tabulaire (Termier, 1936) situé à l'W, correspond à une voie structurale majeure nommée "accident nord moyen-atlasique" par Colo (1961).

La matérialisation la plus évidente de son passage est d'ordre morphologique : à l'E de celle-ci se dressent, en effet, des reliefs hardis correspondant à des faisceaux plissés et faillés orientés ENE-WSW qui, généralement, dominent largement des plateaux élevés (1.500 m en moyenne) situés plus à l'W. L'exception, confirmant la règle, consiste en la boutonnière paléozoïque du Tazzeka, substratum du Causse jurassique, qui affleure à la faveur d'un bombement récent et culmine à une altitude (1.980 m) supérieure à celle des chaînons du Moyen-Atlas septentrional ; ceux-ci, dans la région située au S de Taza, s'effondrent rapidement sous le Néogène du Bassin de Guercif.

Le secteur de Boulemane se situe dans la partie centrale et sur la bordure occidentale du Moyen-Atlas. La règle morphologique énoncée plus haut est ici vérifiée. D'W en E, on distingue :

— les séries du Jurassique inférieur et moyen du Causse du Guigou (fig. 3) ;

— puis, au-delà de la vallée de l'Oued Guigou qui sert de réceptacle aux émissions basaltiques du Quaternaire, la ligne de hauts-reliefs (2.100 à 2.700 m) signalant le passage de l'accident.

L'intérêt de cette région réside dans le fait que la série stratigraphique y est plus complète qu'ailleurs puisqu'elle s'étend du Permo-Trias à l'Eocène, voire à l'Oligocène (Martin, 1973). Son étude montre que la sédimentation a toujours été en étroite relation avec le jeu de l'accident moyen-atlasique et ce depuis le Lias inférieur.

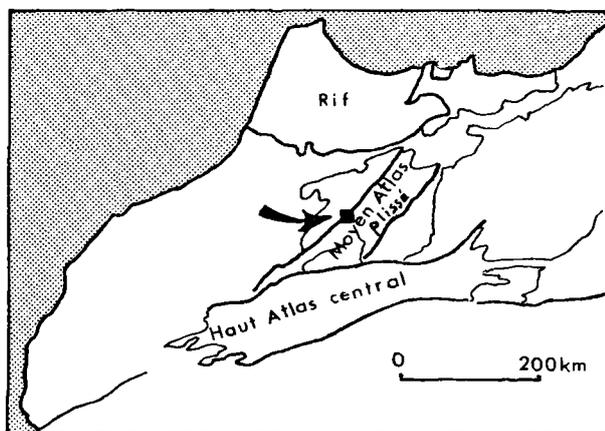


Fig. 1. — Schéma structural du Maroc.

En attestent :

— les discordances progressives (*) observées dans tous les termes ;

— le développement spectaculaire des formations bréchiques, interstratifiées dans nombre de niveaux stratigraphiques situés à proximité des accidents majeurs dont la somme constitue "la zone d'accidents nord moyen-atlasique".

Du point de vue structural, les divers plis observés ne paraissent pas résulter de l'action d'une phase compressive affectant toute une région, mais être bel et bien liés au jeu horizontal de la zone d'accidents nord moyen-atlasique. Celle-ci serait de ce fait un décrochement ; elle a néanmoins une composante verticale notable.

Au cours des temps alpins, il semble que la composante horizontale, d'abord dextre pour la période comprise entre le Lias supérieur et le Bathonien, s'inverse ensuite et devienne senestre durant le Jurassique supérieur, le Crétacé et le Tertiaire.

Il est maintenant admis que les accidents moyen-atlasiques sont des réponses enregistrées dans la couverture à des sollicitations plus

(*) Les discordances progressives (Arthaud et al., 1977) sont liées aux jeux d'accidents fonctionnant pendant la sédimentation.

Les accidents décrits ici sont des décrochements qui se situent à la limite paléogéographique entre des zones de hauts-fonds (qui évoluent en ride anticlinale) et des zones d'accumulations sédimentaires (à l'origine des structures synclinales) (fig. 2, A et B). En bordure de la zone d'accumulation sédimentaire, les motifs cartographiques engendrés par le fonctionnement des accidents ont la forme de crochons synclinaux.

La géométrie de ces derniers a les caractères suivants :

— les couches, après une torsion synclinale, se verticalisent progressivement contre l'accident, parallèlement à celui-ci. La déformation est d'autant plus forte que l'on s'adresse aux couches inférieures de la pile stratigraphique de la formation ;

— ainsi, au niveau de la charnière, l'axe de la structure est sub-vertical dans les termes les plus anciens et tend progressivement vers l'horizontale dans les termes les plus récents.

La torsion des couches rend compte du sens de déplacement du compartiment adjacent (fig. 2, A et B).

La fig. C correspond au fonctionnement d'un accident ayant uniquement une composante verticale.

Sur les terminaisons périclinales des zones de hauts-fonds, les motifs induits correspondent à des crochons anticlinaux ; mais il s'agit plutôt d'une adaptation de la sédimentation à une structure pré-existante ou en formation.

profondes (Colo, 1961 ; Michard, 1976). Les structures décelées dans la couverture sont les traductions de phénomènes essentiellement compressifs le long des accidents, essentiellement distensifs dans les zones d'accumulation sédimentaires.

Dans la région de Boulemane, le long de la zone d'accidents nord moyen-atlasique, sur plus de 30 km, il est possible de faire un inventaire à peu près complet de tous les types de structures (discordances progressives, failles inverses, écaillages locaux).

II. — PRESENTATION DU CADRE STRUCTURAL

Les traits paléogéographiques, lithostratigraphiques et structuraux ont conduit les premiers auteurs à distinguer deux domaines principaux, le domaine sub-tabulaire et le domaine plissé séparés par l'accident nord moyen-atlasique.

1) Le domaine sub-tabulaire.

Il correspond ici au Causse du Guigou (fig. 3). Les séries du Jurassique sont, soit sub-horizontales, soit perturbées par la tectonique au passage d'accidents. A l'approche du domaine plissé, se développe la plaine alluviale de l'Oued Guigou. Les alluvions (ainsi que des basaltes) masquent en partie un synclinal à fond plat. Le flanc oriental de celui-ci, de direction NE-SW, est soit fortement redressé, soit légèrement renversé. Cette déformation est le fait du jeu synsédimentaire de la zone d'accidents nord moyen-atlasique.

2) Le domaine plissé.

On y distingue d'E en W :

- 1) La ride anticlinale du Tichchoukt, de direction axiale ENE-WSW.
- 2) Une zone allongée N-S, correspondant à des accumulations sédimentaires du Jurassique moyen-supérieur, du Crétacé et de l'Eocène. Elle se développe depuis le J. Oudiksou au SW jusqu'au Douar Tarhzout au NE.
- 3) La structure synclinale d'Ain Nokra à matériel éocène.

Les deux dernières zones sont séparées par une faille qui, dans sa partie septentrionale, vient se greffer sur l'accident principal nord moyen-atlasique.

La région étudiée a été découpée en quatre secteurs se succédant du N au S et où affleurent des terrains d'âges différents.

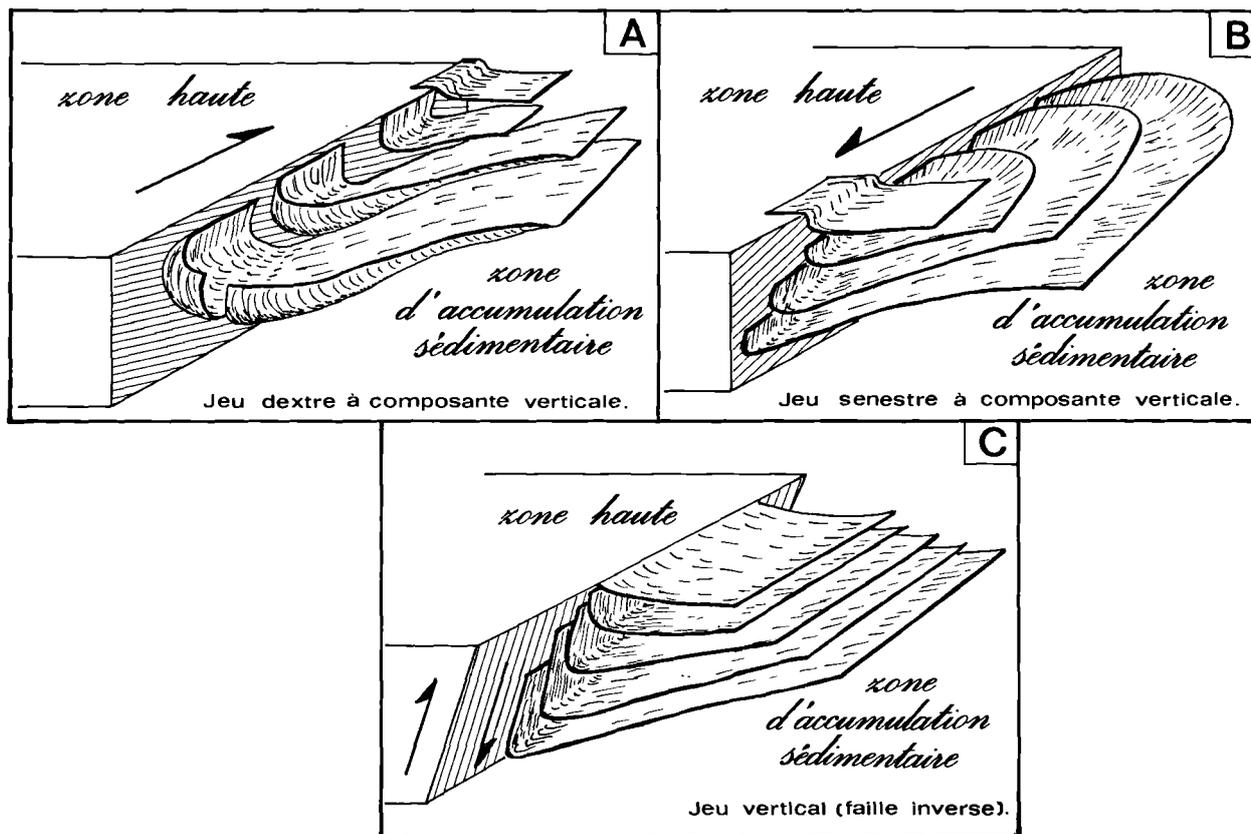


Fig. 2. — Schémas théoriques des discordances progressives liées : à des décrochements (A et B) ; à des accidents à jeu vertical (C).

Chacun de ces secteurs permet d'illustrer les étapes successives de l'évolution tectonique synsédimentaire. Du N au S, nous avons distingué :

- a) Le secteur de Tarhzout (fig. 5), du Lias inférieur au Bajocien supérieur.
- b) Le secteur de Tirboula (fig. 6), du Jurassique moyen-supérieur au Crétacé supérieur.
- c) Le secteur de la K. Aït Kais - J. Ich Ouharich (fig. 7), du Crétacé à l'Eocène.
- d) Le secteur du J. Ben Ij (fig. 8), de l'Eocène à l'Oligocène.

Ces secteurs seront décrits de manière détaillée. Au préalable, il est indispensable de résumer les grands traits de la stratigraphie, à partir des ouvrages de base se rapportant à ces régions (Termier, 1936 ; Colo, 1961 ; du Dresnay, 1967, 1971, 1972, 1975 ; Michard, 1976).

III. — CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE

1) Le " Permo-Trias ".

C'est un terme créé par Gentil (1914) pour désigner, dans tout le Moyen-Atlas, les formations rutilantes comprises entre les terrains hercyniens et le Lias.

Dans la région de Boulemane (fig. 4), le " Permo-Trias " s'intègre bien à ce schéma. Il est, comme ailleurs, constitué par l'association de trois termes pétrographiques superposés : détritique et argilo-salifère à la base, " basaltique " dans la partie moyenne, argilo-salifère au sommet.

L'origine de ces dépôts est controversée : pour Roch (1950), elle est continentale, mais, de

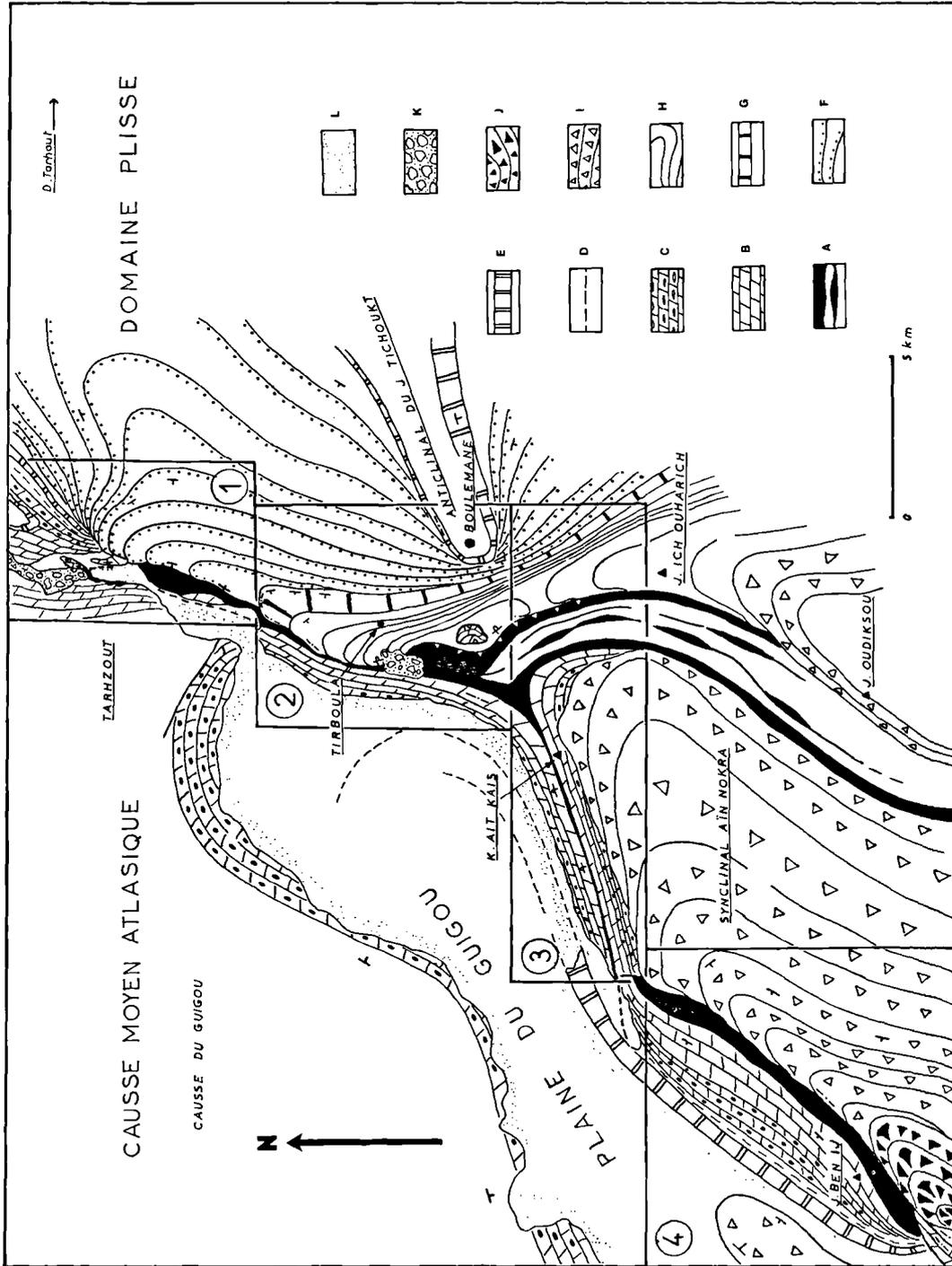


Fig. 3. — Carte structurale simplifiée de la zone d'accidents nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane.
 A, Permo-Trias. — B, Lias inférieur calcaro-dolomitique. — C, Lias moyen calcaire. — D, Lias supérieur - Bajocien inférieur marneux (marnes de Boulemane). — E, Bajocien supérieur (calcaire corniche et marnes sus-jacentes). — F, Jurassique moyen et supérieur. — G, Cénomano-turonien. — H, Sénonien. — I, Eocène. — J, Oligocène. — K, brèches non datées. — L, Quaternaire.
 (Cette légende est commune aux figures 5, 6 et 7).

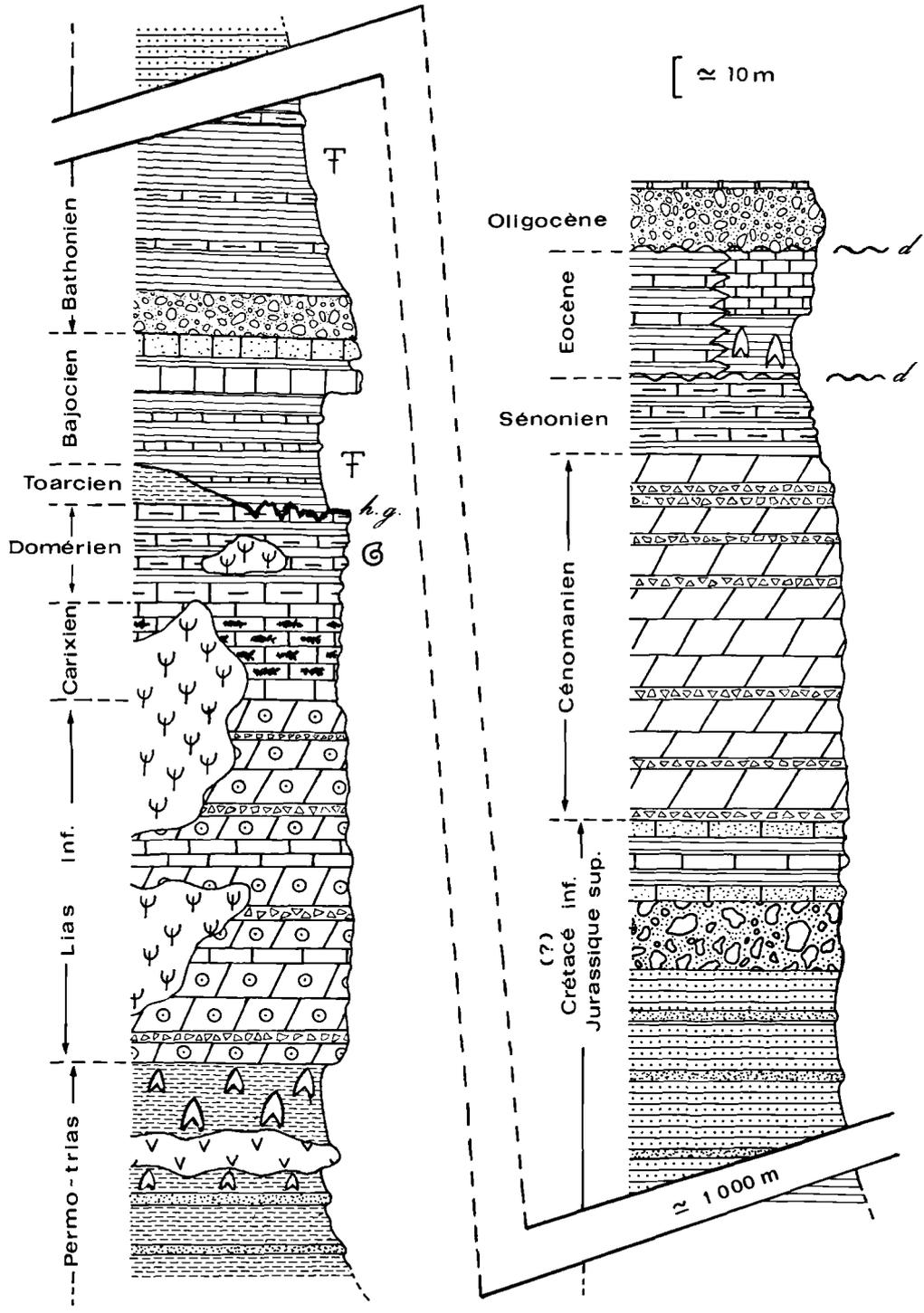


Fig. 4. — Colonne stratigraphique synthétique de la région étudiée (h.g : hard-ground ; d : discordance).

plus en plus, on convient de leur attribuer une origine marine en milieu peu profond (Lucas, 1962). L'étude pétrographique de l'imposant cortège magmatique de composition doléritique ou basaltique ne sera pas abordée ici.

Ce magmatisme témoigne du rôle important joué par les phénomènes de distension crustale dès cette époque.

2) Le Lias.

a) Le Lias inférieur.

Il est représenté par des formations à faciès dolomitiques et calcaro-dolomitiques massives, grises, souvent vacuolaires.

De nombreux biohermes viennent compliquer la stratigraphie.

Les abondants niveaux bréchiques de granulométrie variable au sein de ces séries témoignent, dès cette époque, de l'instabilité tectonique de la région.

Enfin, l'observation des structures sédimentaires (laminites, "bird-eyes"...) permettent de conclure à des dépôts de plate-forme sous une très faible épaisseur d'eau (du Dresnay, 1972a).

b) Le Lias moyen.

Les séries du Lias moyen, bien litées, n'ont malheureusement livré que quelques Ammonites. Aussi, seule une distinction des faciès a pu être établie. Sont rapportés :

- a) Au Carixien, un ensemble à dominante calcaire souvent riche en chailles noires.
- b) Au Domérien, des alternances de bancs calcaires, légèrement argileux et de lits marneux parfois rougeâtres. Dans la partie septentrionale de la région étudiée, des formations identiques ont livré *Protogrammoceras* sp. ainsi que quelques Brachiopodes et Lamellibranches.

De nombreuses intumescences récifales dolomitiques sont encore bien visibles au sein de ces séries (du Dresnay, 1971). Dans le secteur d'Aïn Nokra, le Domérien montre à son sommet une surface durcie ferrugineuse marquant une rupture de la sédimentation.

Dans l'ensemble de la région étudiée, on note l'absence de terrains appartenant au Lias supérieur, sauf dans la partie septentrionale (secteur de Tarhzout, à l'W d'Ait el Begal), où des marnes et des calcaires argileux bruns ont fourni des Ammonites pyriteuses du genre *Dactylioceras* sp. et des Lamellibranches. Il s'agirait donc de Toarcien.

3) Le Jurassique moyen.

Par corrélation de faciès et par référence à la bibliographie, il apparaît logique de rapporter au Bajocien les faciès marneux à fins interlits grésocalcaires qui contiennent de nombreux Brachiopodes (Térébratules et Rhynchonelles), Gastéropodes et Lamellibranches, qui succèdent aux termes stratigraphiques précédents. Il s'agit des "marnes de Boulemane" qui, ici, sont peu développées (quelques dizaines de mètres) alors qu'à Boulemane même (Termier, 1936) et ailleurs dans le Moyen-Atlas, elles atteignent plusieurs centaines de mètres. Termier leur attribue un âge Bajocien inférieur.

Leur sont superposés des calcaires et des calcaires gréseux constituant une double corniche : c'est le "calcaire corniche" de Termier qui serait, selon cet auteur, d'âge Bajocien supérieur.

4) Le Jurassique moyen-supérieur.

Entre les termes bajociens et ceux du Crétacé supérieur s'intercale une puissante série (1.000 m et plus) d'âge imprécis, faute d'arguments paléontologiques suffisants.

Brièvement, on peut y reconnaître la succession suivante de bas en haut :

- des conglomérats polygéniques, comportant en particulier des éléments de socle,
- des marnes grises, vertes, jaunes ou rouges et des calcaires argileux riches en Lamellibranches, Brachiopodes et Oursins (*Cidaris* sp.),
- des marnes gypseuses versicolores avec des intercalations détritiques,
- des conglomérats rougeâtres à éléments variés, devenant plus ou moins microconglomératiques vers le sommet,
- des calcaires plus ou moins gréseux à interbancs marneux gris ou blancs, riches en Gastéropodes et Lamellibranches.

Par référence à la bibliographie (Colo, 1961), il s'agirait de termes bathoniens et peut-être plus récents (Jurassique supérieur ?).

5) Le Crétacé.

La présence de Crétacé inférieur est actuellement encore fort controversée : c'est le problème de l'âge des séries rouges continentales jurassico-crétacées (Choubert, 1973 ; du Dresnay, 1969).

Par contre, depuis Termier (1936), on rapporte au Cénomaniens une puissante formation dolomitique (150 m) de couleur claire, plus ou moins gréseuse. Des brèches synsédimentaires à éléments liasiques y sont fréquentes.

Le Sénonien, quant à lui, est constitué par des argilites jaunes qui se débitent en grandes plaques, surmontées de calcarénites à Lamellibranches.

6) L'Eocène.

Il se présente sous deux faciès différents hétérotypiques :

— un faciès marin constitué par une alternance de lits marneux verdâtres et de bancs calcaires, jaunâtres, à dents de requins (plaine de Guigou),

— un faciès laguno-lacustre, marneux et gypseux à la base calcaire au sommet (synclinal d'Aïn Nokra).

7) L'Oligocène.

Des conglomérats polygéniques et hétérométriques remaniant des termes du Lias inférieur et moyen et les calcaires sommitaux éocènes, visibles au cœur du synclinal d'Aïn Nokra, contre la zone d'accidents nord moyen-atlasique, sont rapportés à l'Oligocène par Martin (1973).

IV. — ETUDE STRUCTURALE DETAILLÉE

1) Secteur de Tarhzout.

La zone d'accidents nord-moyen-atlasique sépare dans ce secteur (n° 1, fig. 5) :

— le domaine *sub-tabulaire*, situé à l'W, où affleurent les terrains calcaires et dolomitiques du Lias inférieur. Les intumescences récifales sont ici particulièrement abondantes,

— du domaine *plissé* oriental constitué par un ensemble stratigraphique beaucoup plus complet puisqu'il s'étend du Lias inférieur au Jurassique moyen-supérieur.

A la limite des deux ensembles, on observe une succession de copeaux sans liaison apparente, de Trias, de Lias inférieur et de Lias moyen. Des formations bréchiques non datées, stratifiées, à ciment jaunâtre remaniant les termes calcaires du Lias inférieur et moyen, vien-

nent fossiliser le contact entre les deux domaines.

L'observation des rapports structuraux et leur compréhension sont gênées cependant par les alluvions récentes de l'Oued Guigou.

a) Le domaine plissé.

Du NE au SW, on assiste à une réduction d'épaisseur considérable des terrains (de plusieurs centaines de mètres à quelques dizaines à la latitude de Tarhzout).

Les différents termes de la série sont progressivement discordants les uns sur les autres :

1° C'est le cas des marnes de Boulemane qui, vers le NE, sont en concordance de pendage avec le Toarcien-Aalénien (?) et vers le SW viennent reposer directement sur le Domérien calcaire.

2° C'est le cas, aussi, du calcaire corniche qui subit la même évolution et vient reposer jusque sur le lias inférieur.

3° C'est le cas, enfin, des termes postérieurs au calcaire corniche qui, d'abord concordants avec celui-ci au NE, sont, vers le SW, progressivement discordants :

- sur le calcaire corniche qu'ils masquent à l'affleurement,
- sur la zone d'accidents nord moyen-atlasique,
- sur l'un des copeaux de Lias inférieur situé à l'W de ce dernier,
- et enfin sur les argiles rouges du Permo-Trias.

Les terrains du Jurassique moyen-supérieur et plus particulièrement les strates les plus récentes affleurant dans cette région, sont donc discordantes sur un ensemble préalablement structuré ; mais ils participent à des déformations de plus en plus intenses en s'approchant de la zone tectoniquement active.

D'abord de direction N45, au NE, elles subissent une torsion, au SW, de 90° (au niveau de Tarhzout) où elles prennent une direction N130-140. Elles deviennent alors verticales.

C'est à partir de ce changement de direction que l'on observe l'individualisation d'un crochon synclinal situé à l'E immédiat de la zone d'accidents nord moyen-atlasique. Ce crochon synclinal atteste du jeu senestre de l'accident. A l'intérieur même de la pile stratigraphique constituant celui-ci, les strates du sommet sont moins déformées que celles qui en constituent la base.

b) La zone d'accidents nord moyen-atlasique.

C'est en effet plus une zone d'accidents qu'un trait unique.

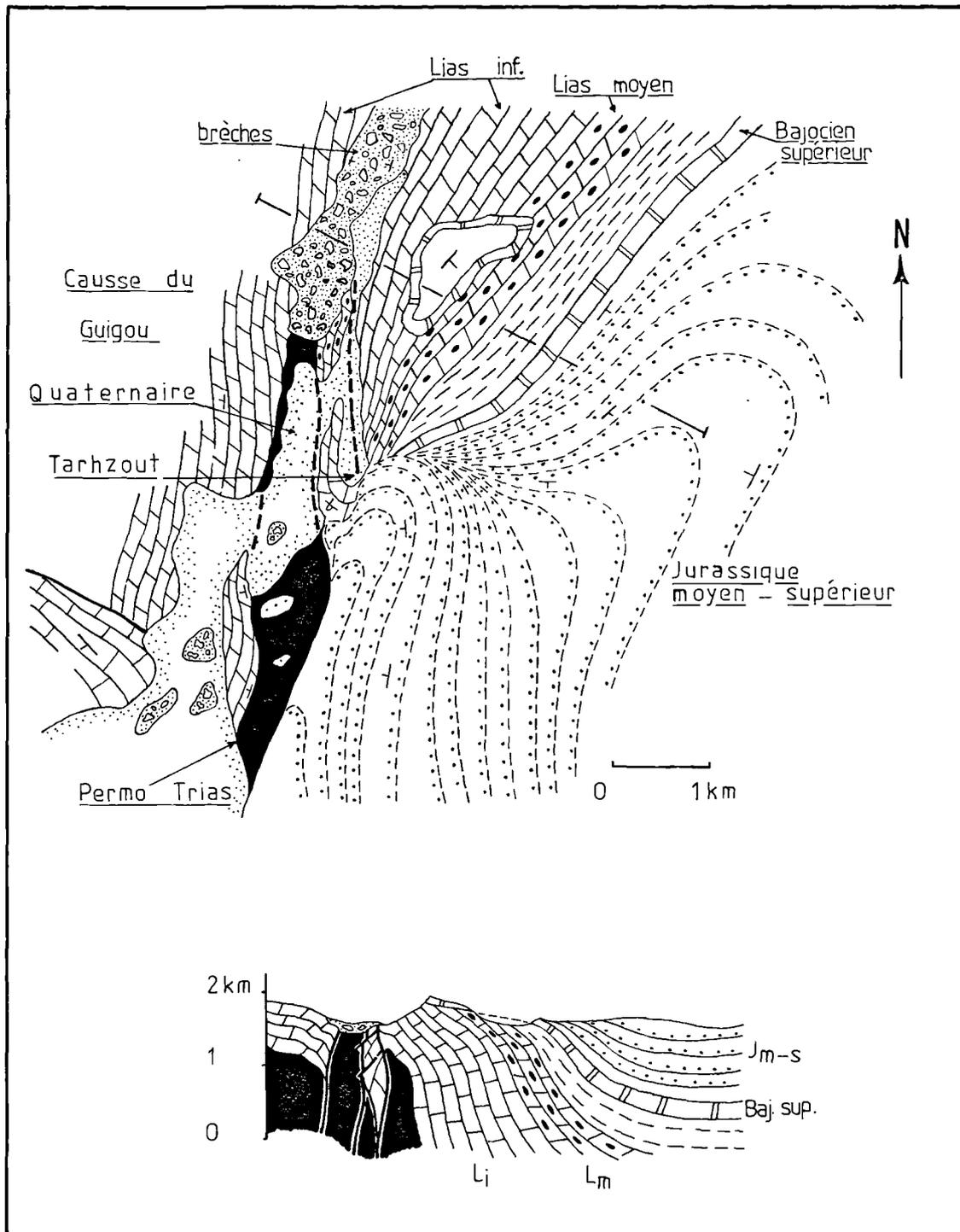


Fig. 5. — Carte structurale et coupe du secteur de Tarhzout (voir légende fig. 3).

Son passage est marqué par des copeaux de Permo-Trias, de Lias inférieur, de Lias moyen, de Jurassique moyen-supérieur, sans aucune liaison les uns avec les autres.

Les copeaux de Lias inférieur correspondent :

— pour le plus septentrional, à une structure anticlinale dont le flanc W est renversé (copeau à l'W immédiat de Tarhzout),

— pour le plus méridional, à une demi-structure synclinale.

Les buttes témoins de Jurassique moyen-supérieur en contact stratigraphique sur le Permo-Trias indiquent, comme signalé plus haut, une transgression sur un ensemble préalablement structuré.

c) Conclusions.

La dilacération intense observée à l'intérieur d'une zone tectonique, isolant des copeaux suivant une direction parallèle à celle de l'accident, s'inscrit bien dans le cadre du jeu en coulissement horizontal d'un décrochement (*).

Celui-ci joue pendant la sédimentation, en particulier au cours du Jurassique moyen-supérieur.

L'activité de cette zone tectonique est sans doute plus précoce, si l'on en juge par les réductions d'épaisseurs et les discordances progressives observées dans les termes stratigraphiques antérieurs (Jurassique inférieur et moyen). Il est difficile de déterminer le sens du coulissement pour la période comprise entre le Lias supérieur et le Bajocien supérieur (calcaire corniche). Cependant, l'examen des copeaux liasiques isolés dans la zone d'accident, suggérerait un jeu dextre (crochon anticlinal à l'W de Tarhzout).

Au cours de la sédimentation du Jurassique moyen-supérieur, le coulissement a fonctionné dans le sens senestre [crochon synclinal à l'E de l'accident ; cf. *supra* et (*)].

Les formations bréchiques, discordantes, non datées, fossilisent l'accident majeur. Leur aspect évoque une formation récente. Elles indiquent une zone qui est restée tectoniquement active tardivement, puisqu'elles sont plissées en synclinal.

(*) Voir note infrapaginale, p. 147.

2) Secteur de Tirhboula.

Il fait suite, vers le S, au secteur précédent. (n° 2, fig. 6). D'une manière générale, on peut y reconnaître :

1° Vers l'W, une série du Lias inférieur et moyen à pendage W très redressé (voir coupe). Le Permo-Trias affleure sous ou contre le Lias inférieur-moyen, dans la partie septentrionale.

Des complications de détail sont à signaler : la présence, en particulier, d'une lame de Lias inférieur, en position renversée, sous le Permo-Trias.

Ces formations appartiennent au compartiment du Causse du Guigou qui, à proximité de la zone d'accidents nord moyen-atlasique, est intensément déformé. Elles s'inscrivent dans une structure générale de forme synclinale dont l'axe est masqué par les alluvions de l'Oued Guigou.

2° Vers l'E, une structure synclinale dessinée dans les formations marno-calcaires à passées bréchiques attribuées au Crétacé supérieur (**). Sa direction axiale est sub-méridienne.

3° Plus à l'E encore, nous noterons la terminaison péri-anticlinale de la structure du J. Tichchoukt, de direction ENE-WSW.

Les éléments structuraux 2 et 3 appartiennent au domaine plissé et font suite à celui du secteur précédent. Il convient d'examiner dans le détail, le faciès des formations ainsi que leurs rapports géométriques mutuels ; ils renseignent sur les conditions de la déformation.

a) Le synclinal à matériel du Crétacé supérieur.

Essentiellement marno-calcaire à faune néritique, cette formation s'enrichit, à proximité de la zone d'accidents nord moyen-atlasique en éléments bréchiques. Ceux-ci sont stratifiés, les éléments remaniés que l'on y reconnaît sont des dolomies, calcaires, calcaires dolomitiques, silex du Lias, leur granulométrie est hétérogène (du millimètre au décimètre).

Les strates voient leur épaisseur diminuer à l'approche de la zone d'accidents, et leur pendage s'accroître progressivement, se verticaliser, voire se renverser. Celles du sommet de l'édifice sont cependant moins déformées que celles situées à la base. L'ensemble dessine des discordances progressives.

(**) Nous rapportons au Crétacé supérieur, l'ensemble des formations marines déposées lors de la transgression mésocrétacée et lors de la régression sénonienne (Lexique stratigraphique du Maroc, Choubert et alt., 1956).

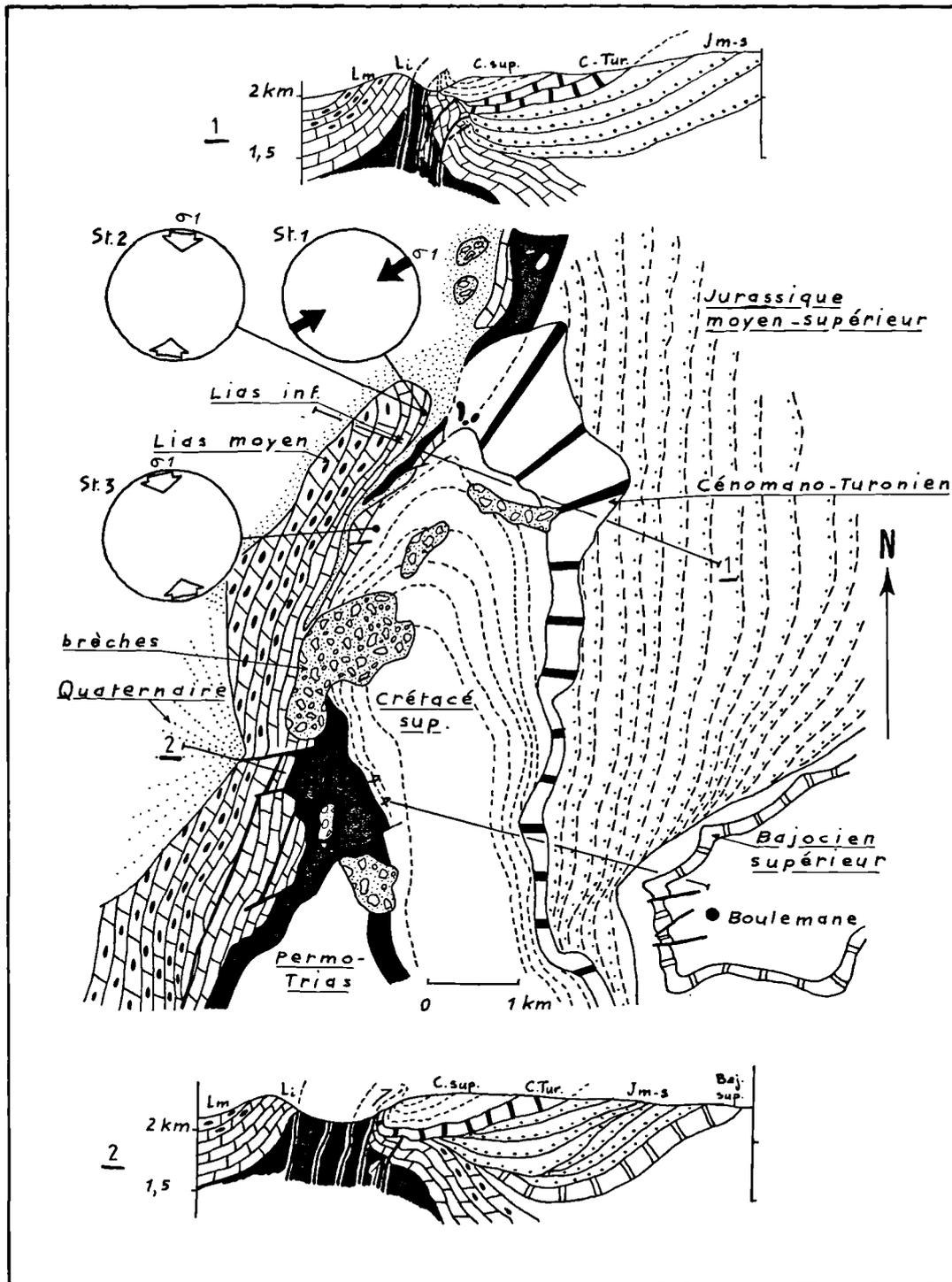


Fig. 6. — Carte structurale et coupes du secteur de Tirhboula (voir légende fig. 3).

Si l'on examine les rapports géométriques avec les formations avoisinantes, on note que :

— sur le flanc oriental de la structure synclinale, le Crétacé supérieur est en concordance apparente avec les séries du Jurassique moyen-supérieur [Crétacé inférieur (?)],

— au niveau de la courbure périsynclinale, la discordance avec les termes précédents est, par contre, nette. De même, on observe la discordance du Crétacé supérieur sur le Permo-Trias : la zone d'accidents nord moyen-atlasique se trouve alors recouverte, en discordance.

En résumé, les formations du Crétacé supérieur sont discordantes sur un ensemble déjà structuré. Elles sont déformées pendant leur dépôt. Le synclinal qu'elles dessinent, correspond à un crochon engendré par le fonctionnement de la zone d'accidents nord moyen-atlasique au cours de la sédimentation. La forme et la disposition de ce motif cartographique par rapport à la zone tectoniquement active serait le reflet d'un jeu horizontal senestre à composante inverse, synsédimentaire (*).

Signalons enfin que des brèches très grossières, à ciment rougeâtre ou jaunâtre, remaniant à la fois des faciès du Jurassique et du Crétacé supérieur, sont discordantes sur ce dernier. Elles ne sont pas datées. Leur puissance (plusieurs dizaines de mètres) ainsi que leur extension doivent sans doute être mises en relation avec l'activité de la zone d'accidents nord moyen-atlasique après le Crétacé supérieur. Elles n'ont, ni le faciès des séries éocènes, ni celui des séries oligocènes et pourraient par conséquent être d'âge fini-tertiaire, voire quaternaire.

b) La terminaison périanticlinale du J. Tichchoukt.

La structure anticlinale du J. Tichchoukt, fort complexe dans le détail, a un direction axiale N70. Elle est donc oblique sur les structures reconnues à proximité de la zone d'accidents nord-moyen-atlasique.

Elle est bien marquée par le calcaire corniche du Bajocien supérieur qui, dans la région de Boulemane dessine un pli en genou : le flanc NW est soit vertical, soit présente un pendage de 80° vers le NW, alors que son flanc SE est peu incliné (20° vers le S).

Les couches du Jurassique moyen-supérieur postérieures au calcaire corniche dont elles constituent l'enveloppe, viennent se biseauter sur la terminaison périanticlinale en dessinant

des discordances progressives. L'image cartographique qui en résulte est celle de l'étrave d'un navire (le calcaire corniche) fendant l'eau (les couches du Jurassique moyen-supérieur).

Cette disposition est le marqueur d'une activité tectonique pendant la sédimentation des couches formant l'enveloppe. Signalons aussi, sur le flanc oriental du synclinal crétacé de Tirhboula, que les strates basales arrivent presque au contact du calcaire corniche.

c) L'analyse microtectonique.

Effectuée localement en bordure de l'accident, elle met en évidence deux champs de contraintes successifs déduits :

— Le premier (fig. 6, station 1), des pics stylolitiques rencontrés dans le Lias moyen calcaire ; il montre que la direction de σ_1 , proche d'Est-Ouest (ENE) est compatible avec, d'une part, un jeu vertical responsable de la sédimentation et, d'autre part, un jeu horizontal dextre de la zone d'accidents nord moyen-atlasique, concomitants.

— Le second, des microfailles rencontrées dans le Crétacé supérieur calcaire (fig. 6) et le Lias moyen (fig. 6, station 2). Dans cette station, les joints stylolitiques antérieurs de direction NNE, sont systématiquement repris par des décrochements senestres. Le champ de contrainte indique alors que la direction de σ_1 est conforme au jeu senestre de cette zone d'accident.

d) En conclusion.

L'examen du domaine plissé dans ce secteur montre :

— une zone tectoniquement active au cours de la sédimentation du Jurassique moyen-supérieur, oblique sur la direction de la zone d'accidents nord moyen-atlasique (J. Tichchoukt),

— la zone d'accidents nord moyen-atlasique qui a joué avant le dépôt des termes du Crétacé supérieur, lequel est discordant jusque sur le Permo-Trias jalonnant le passage de l'accident. Cette discordance est connue depuis fort longtemps : Termier (1936) la signale ; pendant le Crétacé supérieur, la zone d'accidents nord moyen-atlasique paraît se comporter comme un décrochement à jeu senestre qui induit le crochon synclinal de Tirhboula.

A la limite méridionale du secteur, on note des traces d'un raccourcissement matérialisé par un jeu inverse important. Des copeaux de Lias inférieur sont en effet en contact anormal subhorizontal sur le Crétacé supérieur. Certains sont isolés en avant de la faille inverse principale qui ramène le Permo-Trias contre et même sur le Crétacé supérieur. Il indique qu'au mouvement de coulissement s'associe une composante inverse non négligeable finicrétacée, fossilisée localement hors secteur étudié par des conglomérats rapportés à l'Eocène inférieur (carte géologique au 1/500.000 de Rabat),

— les puissantes brèches non datées (mais dont l'aspect évoque une formation récente) qui témoignent du démantèlement de la zone d'accidents nord moyen-atlasique qu'elles jalonnent et qui reste par conséquent active au cours de leur dépôt.

(*) Voir note infrapaginale, p. 147.

3) Secteur de la K. Aït Kaïs - J. Ouharich.

Il se situe immédiatement au S du précédent (n° 3, fig. 7). Les grandes lignes structurales qui le caractérisent sont déjà nettement individualisées sur la feuille au 1/500.000 de Rabat.

Dans le détail, on retrouve ici les deux grands domaines déjà distingués :

— à l'W, la bordure orientale du Causse du Guigou qui correspond à des formations du Lias inférieur et moyen. Elles constituent la première ligne de crête du Moyen-Atlas, du fait de la structure : les termes calcaires sont en effet verticaux. Ils se renversent légèrement vers le NW à l'approche d'un accident inverse, incliné vers le SE (70 à 80°), à l'E duquel se développe le domaine plissé :

- celui-ci est constitué de deux structures synclinales :
 - la première, la plus occidentale, montre des formations du Lias inférieur et moyen et de l'Eocène moyen-supérieur (synclinal d'Aïn Nokra),
 - la seconde, ou synclinal du J. Ich Ouharich, dessinée dans des couches d'âge crétacé supérieur.

Ces deux structures sont séparées par une grande vallée où affleurent de puissantes formations magmatiques (basaltes) et d'argilites rouges du Permo-Trias. L'ensemble constitue une bande qui enveloppe la terminaison périsynclinale de la structure d'Aïn Nokra.

On n'y retrouve pas la disposition classique des trois termes permo-triasiques, car les séries sont dilacérées. Cette dilacération se manifeste par des alignements verticaux de lentilles magmatiques noyées au sein des argilites rouges. La plupart des stries observées sur les surfaces de discontinuité limitant ces lentilles sont sub-horizontales. Le Permo-Trias paraît donc avoir subi un étirement intense.

a) La structure synclinale d'Aïn Nokra.

- a) Les termes liasiques paraissent correspondre à un crochon synclinal témoignant d'un jeu dextre.
- b) Quant aux couches éocènes, elles sont discordantes sur le Permo-Trias, le Lias inférieur et le Lias moyen. Sur le flanc W de la structure, elles viennent se biseauter progressivement sur le Lias moyen ; du NE au SW, ce sont des termes de plus en plus récents que l'on observe. Les couches sont, de plus, fortement redressées. Ces discordances progressives sont dues au jeu synsédimentaire de la zone d'accidents nord moyen-atlasique et la structure synclinale correspond à un crochon lié au coulissement senestre de celui-ci.

b) La structure synclinale du J. Ich Ouharich.

Elle est semblable à celle de Tirhboula (voir plus haut). Le contact du Crétacé supérieur avec le Permo-Trias peut être :

- une faille inverse,

— une zone où les couches du Crétacé supérieur sont très fortement redressées mais où l'on n'observe plus de faille,

— une zone enfin, où les couches du Crétacé supérieur reposent en discordance sur le Permo-Trias,

suivant que les observations sont réalisées dans les couches inférieures ou plus élevées de la pile stratigraphique.

Dans l'ensemble, le synclinal correspond, une fois encore, à un crochon synsédimentaire consécutif au jeu senestre d'un décrochement. Celui-ci se place à l'E de la voie structurale majeure, mais vient la rejoindre à faible distance. Cette nouvelle discontinuité tectonique s'intègre donc à la zone d'accidents nord moyen-atlasique.

c) Conclusions.

L'analyse de ce secteur indique que les déformations synsédimentaires se poursuivent pendant l'Eocène, les crochons synclinaux disposés à proximité des accidents attestent du coulissement senestre.

L'accident inverse qui sépare le Causse du Guigou du synclinal d'Aïn Nokra fait que deux synclinaux s'affrontent sans qu'il soit possible de retrouver trace de la structure anticlinale qui les relayait, car celle-ci n'a jamais existé. C'est un dispositif assez fréquent dans le Moyen-Atlas (par exemple, le J. Aourit à l'E de Taza dans la partie septentrionale du Moyen-Atlas). (Observations inédites de G. D. et D. R.)

4) Le secteur du J. Ben Ij.

Il comporte une série du Jurassique inférieur et moyen de direction générale NE-SW dont la structure est complexe (n° 4, fig. 8). Elle est bordée vers l'E par une bande quasi continue de Permo-Trias. Au delà (vers l'E), apparaissent les formations de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène qui constituent le prolongement vers le S de la structure synclinale d'Aïn Nokra.

a) Les séries du Jurassique inférieur et moyen.

Termier (1936) voit dans le J. Ben Ij un anticlinal droit et régulier (cf. coupe n° 58, Pl. N, t. IV). Ce qui n'est pas exact, puisque s'il existe effectivement une structure anticlinale, elle présente de multiples complications (coupes fig. 8). Elle est bordée vers l'E par du Permo-Trias et le contact est, la plupart du temps, de nature tectonique.

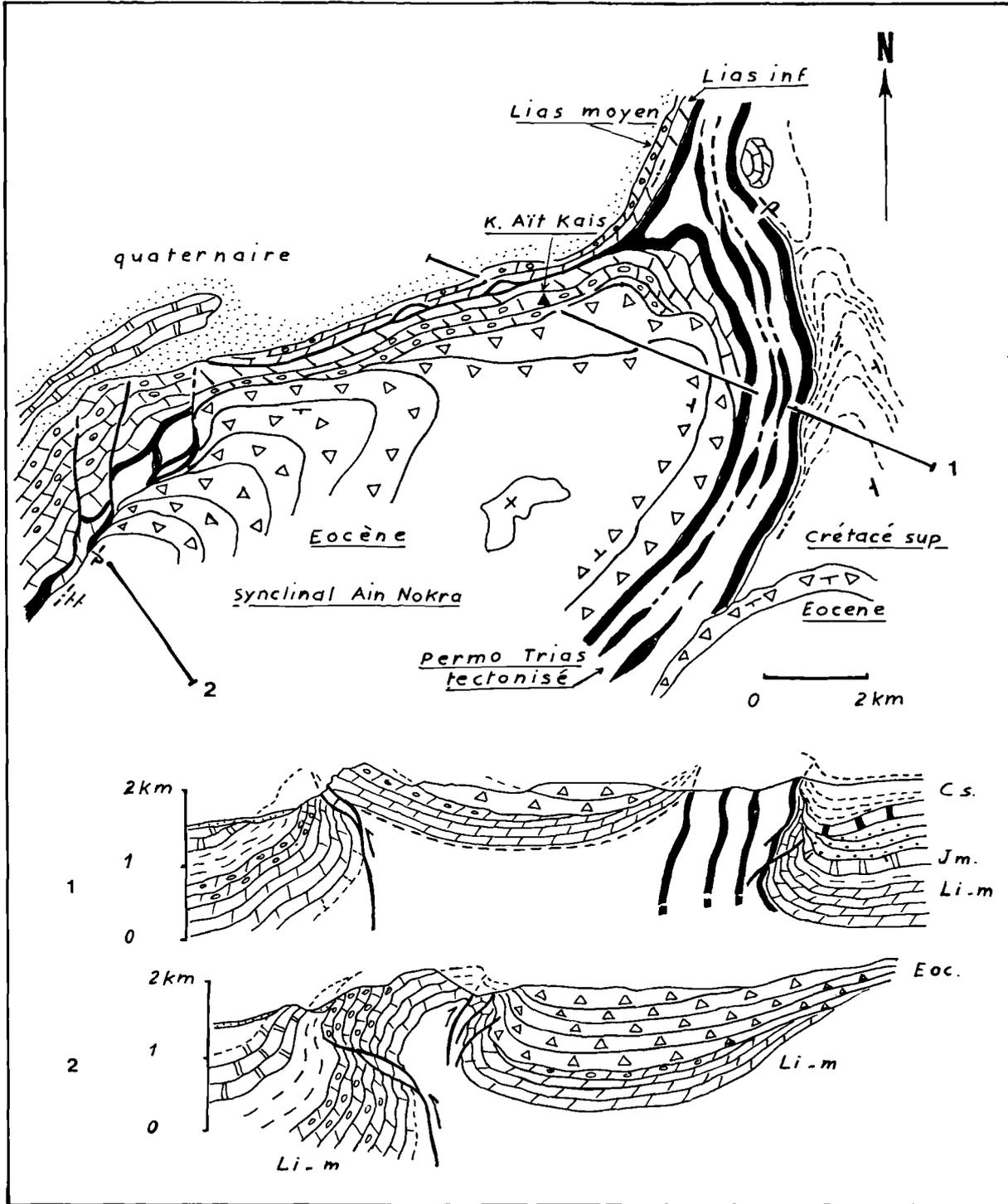


Fig. 7. — Carte structurale et coupes du secteur de la Koudiat Ait Kais - Jbel Ich Ouharich (voir légende fig. 3).

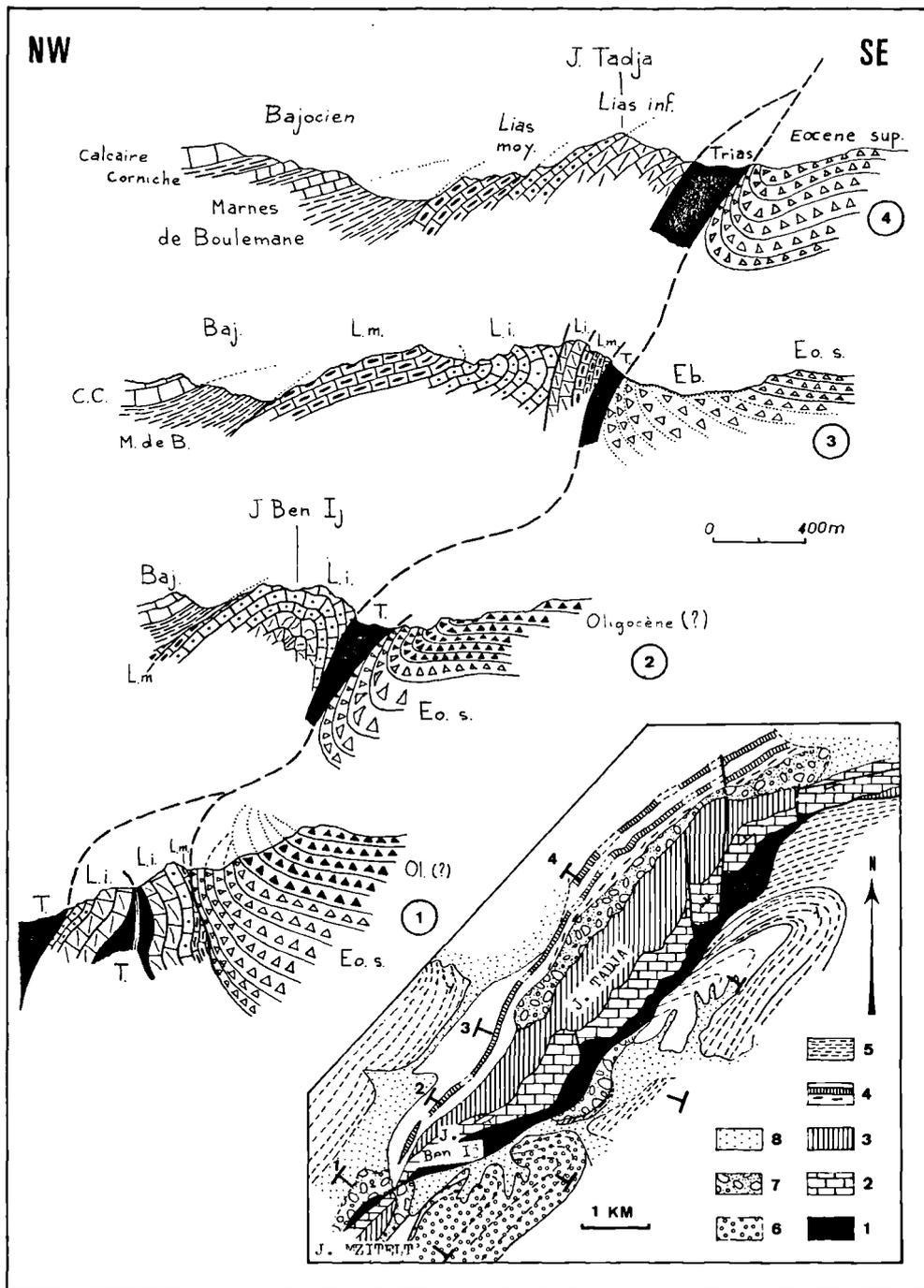


Fig. 8. — Carte structurale et coupes du secteur du Ibel Ben Ij.
 1, Permo-trias. — 2, Lias inférieur. — 3, Lias moyen. — 4, Bajocien. — 5, Eocène. — 6, Oligocène. — 7, brèches non datées. — 8, éboulis et alluvions quaternaires.
 Légende des coupes: voir fig. 3.

Vers le NE, au-delà de la cluse de l'Oued Derdourah, cette structure cède la place à un monoclin régulier à pendage NW (60° en moyenne) formant le J. Tadj. Quant au Jurassique moyen (marnes de Boulemane et calcaire corniche), son épaisseur diminue progressivement du NE au SW. Le calcaire corniche qui, au NE, se subdivise en trois barres, arrive, au SW, presque au contact des termes domériens du J. Ben Ij. Deux des barres ont, sur le parcours, totalement disparu. Il y a donc, une fois encore, des discordances progressives entre le Jurassique inférieur et le Jurassique moyen.

L'accident particulièrement spectaculaire qui sépare, sur le secteur précédent, le Causse du Guigou du synclinal d'Ain Nokra, n'est de même plus visible. Cet accident, s'il existait encore, devrait se traduire, du fait de sa direction, par des complications structurales dans les séries du Jurassique moyen ; ce qui n'est pas le cas. L'accident est donc fossilisé par le Dogger.

b) Les formations éocènes et oligocènes.

1° L'Eocène.

A l'approche de la bande permo-triasique, les couches se verticalisent puis se renversent, leur épaisseur diminue. Le contact peut être faillé (faille inverse) ou correspondre à une simple discordance.

Dans l'ensemble, les couches éocènes dessinent encore un crochon synclinal synsédimentaire comme plus au N.

2° L'Oligocène.

Ce qui est vrai pour l'Eocène l'est encore pour les conglomérats polygéniques rapportés à l'Oligocène. Ils sont discordants sur les couches éocènes sous-jacentes, se verticalisent et se renversent à l'approche de la bande permo-triasique. La figure résultante est un nouveau crochon synclinal contemporain de la sédimentation. Les strates qui le composent dessinent des discordances progressives.

5) Conclusions à l'étude structurale de détail.

La zone d'accidents nord-moyen-atlasique se trouve donc bordée sur son côté oriental par une série de crochons synclinaux de plus en plus récents du NE au SW. L'image qu'ils évoquent est celle de cuillères dont le rayon de courbure est plus petit dans la partie antérieure que dans la partie postérieure, comme

dans toute cuillère fonctionnelle. Les parties antérieures regardent toutes vers le NE, leur bord occidental est plus déformé que le bord oriental. Elles ne s'emboîtent pas les unes dans les autres, mais sont, au contraire, placées les unes à la suite des autres, de telle sorte que la partie antérieure de la suivante vient plus ou moins reposer en discordance sur la partie postérieure de la précédente. Ce dispositif indique à l'évidence que les déformations ne se sont pas produites en un seul temps, sinon l'emboîtement devrait être parfait.

Cette déformation se répète toujours de la même manière, ce qui indique que la cause est restée la même au cours du temps ; nous avons essayé de montrer qu'elle était contemporaine de la sédimentation et que la disposition des crochons synclinaux était en relation avec un jeu en coulissement senestre (*).

Ce dispositif se répète dans le compartiment situé à l'W de la zone d'accidents, (discordances progressives du Jurassique moyen du J. Ben Ij) mais, cette fois, le crochon est anticlinal (cuillère retournée) et sa pointe regarde vers le SW. Nous ne pouvons chiffrer la valeur du rejet horizontal par manque d'éléments linéaires communs aux deux compartiments.

Si la composante horizontale est nette, la composante verticale en distension est notable. C'est elle qui guide la sédimentation par l'individualisation de petits bassins sédimentaires au Crétacé et à l'Eocène en particulier et, d'une façon plus générale, par les changements de faciès observés à l'approche de la zone d'accidents dans toutes les formations, qui s'enrichissent en éléments bréchiques.

La composante verticale, inverse cette fois, est également manifeste mais elle n'est pas réglée, puisque les recouvrements locaux peuvent s'effectuer avec des vergences différentes.

V. — CONCLUSIONS

Les auteurs qui nous ont précédés, et en particulier Termier, avaient déjà pressenti le caractère précoce des déformations dans le Moyen-Atlas. Dans son chapitre de conclusions, Termier (1936, p. 901, t. II) écrit en effet : « certains plis de la chaîne auraient... été pré-

(*) Voir note infrapaginale, p. 147.

figurés dès le Jurassique inférieur (peut-être même avant). Il y aurait ainsi eu dans le Moyen-Atlas, des bandes surélevées et des zones d'enfouissement... ».

« Je suis amené à concevoir, dit encore Termier (*Ibid.*, p. 889, t. II), que le sillon du Moyen-Atlas comportait un système de rides parallèles aux plis de la chaîne future et séparés les uns des autres par des chenaux et par des bassins subsidents ». Plus loin, on lit encore : « l'enfoncement des bassins, sans doute déclenché par les distensions horizontales, consécutives de la naissance des rides, a pu se continuer sous la seule action du poids des sédiments ». « Quant aux matériaux accumulés, ils proviendraient en partie des rides ».

De même, si l'on examine le travail de Colo (1961), on lit dans l'essai de paléogéographie, que, à partir de l'observation de la discordance « au sein des formations de base du Jurassique supérieur, on peut penser à des mouvements assez importants fini-lusitaniens ».

Quant aux discordances, bon nombre d'entre elles avaient été observées par Termier et également par ses prédécesseurs.

Nous souscrivons entièrement aux conclusions de ces auteurs. Nous pensons, en effet, comme eux, que certaines rides, qui évolueront en anticlinaux, sont individualisées dès le Lias inférieur. C'est sans doute le cas de celle qui

coïncide avec la zone d'accidents nord moyen-atlasique.

Celle-ci a fonctionné en zone de coulissement :

— à jeu dextre du Lias supérieur au Bathonien. Ce jeu est ici difficile à démontrer ; pourraient en attester les crochons dessinés dans les copeaux liasiques du secteur de Tarhzout, de même celui qui limite au N la structure synclinale d'Aïn Nokra, ainsi que les observations micro-tectoniques réalisées localement.

L'un de nous (E.L., 1977) a montré qu'un jeu dextre plurikilométrique était net le long d'un décrochement parallèle à la zone d'accidents nord moyen-atlasique et situé à l'intérieur de la chaîne (ride du Bou Iblane) ;

— quant au jeu senestre, il nous paraît manifeste dans les couches du Jurassique moyen-supérieur. Les discordances progressives démontrent que la zone d'accidents joue en décrochement pendant la sédimentation et, à l'échelle géologique, de façon pratiquement continue au cours du Jurassique moyen-supérieur, du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène. La composante verticale est cependant notable ;

— son jeu en faille d'effondrement guide en effet la sédimentation jusque dans le Crétacé supérieur. A partir de la fin de celui-ci, son jeu en faille inverse est responsable des chevauchements.

La zone d'accidents nord moyen-atlasique associe donc des jeux multiples qui expliquent sa grande complexité.

Nous ne pouvons situer, pour le moment, dans le temps, l'époque du démantèlement spectaculaire qui se traduit par le dépôt des formations bréchiques discordantes qui la jalonnent. Leur aspect suggère un phénomène très récent à composante sans doute verticale.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ARTHAUD F. (1969). — Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XI, p. 729-737, 6 fig.
- 2) ARTHAUD F., MEGARD F., SEGURET M. (1977). — Cadre tectonique de quelques bassins sédimentaires. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 1, p. 147-188, 24 fig., 1 tabl.
- 3) BURGESS C.J. and LEE C.W. (1978). — Sedimentation and tectonic controls in the Early Jurassic Central High Atlas Trough, Morocco. *Geological Society of America Bulletin*, V. 89, p. 1199-1204, 5 figs., August 1978, Doc. n° 80 807.
- 4) CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1956). — Lexique stratigraphique du Maroc. *Note et M. Serv. géol. Maroc*, n° 134.
- 5) CHOUBERT G. (1973). — Au sujet des problèmes stratigraphiques soulevés par l'étude des bois fossiles du Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc*, 33, 249, p. 15-24.
- 6) COLO G. (1961). — Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen-Atlas septentrional. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 139, 226 p., 28 fig., 1 carte h.-t., et n° 139 bis (1964), 22 p., 14 tabl., 8 cartes.
- 7) DRESNAY R. du (1967). — Relations paléogéographiques entre sillons atlasiques (Haut et Moyen-Atlas) et plate-forme des Hauts-Plateaux (Maroc oriental) pendant l'Aalénien et le Bajocien. *2^e Coll. intern. Jurassique Luxembourg*, 20 p. et *Mém. B.R.G.M.*, 75, p. 147-161 (1971).
- 8) DRESNAY R. du (1969). — Discussions stratigraphiques sur les conditions de gisements de bois fossiles mésozoïques du Maroc, étudiés par MM^les Y. Attims, F. Grémier et F. Gazeau. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 210, 1969, p. 121-178, 15 fig., 1 tabl., 8 pl. (I-VIII).

- 9) DRESNAY R. du (1971). — Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XIII, p. 46-56, 2 fig.
- 10) DRESNAY R. du (1972a). — Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur, dans le domaine atlasique marocain. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, p. 341-344.
- 11) DRESNAY R. du (1972b). — Les phénomènes de bordure des constructions carbonatées du Lias moyen du Haut-Atlas oriental (Maroc). *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 275, p. 535-537, 4 fig.
- 12) DRESNAY R. du (1975). — Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique dans le sillon marin du Haut-Atlas, Maroc. *IX^e Congrès intern. de Sédimentologie*, Nice, p. 103-108, 2 fig.
- 13) GENTIL L. (1913-14). — La géologie du Maroc. *C.R. 12^e Congr. géol. int.*, Ottawa-Toronto, 1913, publ. 1914, p. 703-705.
- 14) LAVILLE E. (1977). — L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Imouzzer de Marmoucha (Moyen-Atlas, Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 5, p. 1151-1158.
- 15) LUCAS J. (1962). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorr.*, Strasbourg, n° 23, 202 p.
- 16) MARTIN J. (1973). — Carte géologique du Moyen-Atlas central, au 1/100.000^e, avec un schéma structural au 1/500.000^e. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 258, 5 feuilles.
- 17) MATTAUER M., TAPPONNIER P., PROUST F. (1977). — Sur les mécanismes de formation des chaînes intra-continrentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 3, p. 521-526, 5 fig.
- 18) MICHARD A. (1976). — Eléments de Géologie marocaine. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 252.
- 19) ROCH E. (1950). — Histoire stratigraphique du Maroc. *Notes et M. Serv. géol. Maroc*, n° 80.
- 20) TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen-Atlas septentrional; t. I: Les terrains primaires et le Permo-Trias; t. II: Les terrains post-triasiques; t. III: Paléontologie-pétrographie; t. IV: Atlas des figures et des tableaux hors-texte. *Notes et M. Serv. Mines et carte géol. Maroc*, n° 33, 1566 p., 30 tabl., 63 fig., 67 pl. h-t.

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Liste des fascicules disponibles en vente séparée jusqu'à épuisement du stock (*)

			Le fascicule
Tome IX	(1881-82)	fascicules 1, 2, 4 et 5	44,00 F.
Tome XI	(1883-84)	fascicules 1, 4	58,00 F.
Tome XIII	(1885-86)	fascicules (1-2), 3, 4, 6	44,00 F.
Tome XIV	(1886-87)	fascicules 1, (2-3), 4	58,00 F.
Tome XV	(1887-88)	fascicules 1, 2, (5-6)	58,00 F.
Tome XVI	(1888-89)	fascicules 1, 5, 6	44,00 F.
Tome XVII	(1889-90)	fascicules 4, 5, 6	44,00 F.
Tome XVIII	(1890)	fascicule 3	58,00 F.
Tome XIX	(1891)	fascicules 2, (3-4), (5-6)	58,00 F.
Tome XXII	(1894)	fascicule 3	58,00 F.
Tome XXIII	(1895)	fascicules 1, 4	58,00 F.
Tome XXVI	(1897)	fascicules 1, 2, 4	58,00 F.
Tome XXVII	(1898)	fascicules 3, 4	58,00 F.
Tome XXVIII	(1899)	fascicules 1, 3, 4	58,00 F.
Tome XXIX	(1900)	fascicules 2, 4	58,00 F.
Tome XXX	(1901)	fascicules 1, 2, 3, 5	44,00 F.
Tome XXXI	(1902)	fascicules 1, 3, 4	58,00 F.
Tome XXXII	(1903)	fascicules 1, 2, 4	58,00 F.
Tome XXXIII	(1904)	fascicules 2, 3	58,00 F.
Tome XXXIV	(1905)	fascicules 1, 2, 4	58,00 F.
Tome XXXV	(1906)	fascicule 4	58,00 F.
Tome XXXVI	(1907)	fascicule 4	58,00 F.
Tome XXXVII	(1908)	fascicules 2, 3, 4	58,00 F.
Tome XXXVIII	(1909)	fascicules 2, 3, 4	58,00 F.
Tome XL	(1911)	fascicules 3, 4	58,00 F.
Tome XLI	(1912)	fascicules 1, 2, 4	58,00 F.
Tome XLII	(1913)	fascicules 3, 4	58,00 F.
Tome XLIII	(1914)	fascicules 2, (3-4)	68,00 F.
Tome XLV	(1920)	fascicule 2	58,00 F.
Tome XLIX	(1924)	fascicules 1, 3	68,00 F.
Tome L	(1925)	fascicule 2	104,00 F.
Tome LI	(1926)	fascicules 2, 3, 4	58,00 F.

(*) Les Annales de la Société géologique du Nord sont normalement en vente par tomes entiers (voir tarif couverture). Cependant, un certain nombre de fascicules sont actuellement disponibles et seuls vendus séparément. Selon la décision du Conseil du 11 avril 1974, leur prix varie en fonction de celui du volume complet.

			Le fascicule
Tome LII	(1927) fascicule 1	87,00 F.
Tome LIII	(1928) fascicule 2	58,00 F.
Tome LIX	(1934) fascicules 2, 3	68,00 F.
Tome LX	(1935) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXI	(1936) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXII	(1937) fascicule 1	104,00 F.
Tome LXIII	(1938) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXIV	(1939) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXVI	(1946) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXVII	(1947) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXVIII	(1948) fascicules 1, 3	68,00 F.
Tome LXIX	(1949) fascicule 2	104,00 F.
Tome LXXI	(1951) fascicules 2, 3	68,00 F.
Tome LXXIV	(1954) fascicules 1, 3	68,00 F.
Tome LXXV	(1955) fascicules 2, 3	68,00 F.
Tome LXXXVI	(1956) fascicules 1, 2	68,00 F.
Tome LXXXVIII	(1958) fascicules 2, 3	68,00 F.
Tome LXXXIX	(1959) fascicules 1, 2	68,00 F.
Tome LXXX	(1960) fascicules 2, 4	58,00 F.
Tome LXXXI	(1961) fascicules 1, 2	68,00 F.
Tome LXXXII	(1962) fascicules 2, 3, 4	58,00 F.
Tome LXXXIII	(1963) fascicules 2, 3, 4	58,00 F.
Tome LXXXIV	(1964) fascicules 2, 3, 4	58,00 F.
Tome LXXXV	(1965) fascicules 3, 4	58,00 F.
Tome LXXXVI	(1966) fascicules 1, 2, 3	65,00 F.
Tome LXXXVII	(1967) fascicules 1, 2, 3	65,00 F.
Tome LXXXVIII	(1968) fascicules 1, 2, 4	65,00 F.
Tome LXXXIX	(1969) fascicules 1, 2, 4	65,00 F.
Tome XC	(1970) fascicules 2, 3, 4	65,00 F.
Tome XCI	(1971) fascicule 4	65,00 F.
Tome XCII	(1972) fascicules 1, 2, 3	65,00 F.

FASCICULES SPECIAUX

Fascicule « Géologie du Nord de la France » (Tome LXXXIX, fascicule 1)	70,00 F.
Fascicule « Centenaire de la S.G.N. » (Tome XC, fascicule 4)	100,00 F.
Fascicule « Rupture des roches et massifs rocheux » (Tome XCV, fascicule 3)	70,00 F.
Fascicule « Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (Tome XCVI, fascicule 4 et Tome XCVII, fascicule 1)	200,00 F.
Fascicule « Apports récents à la Géologie du Gondwana » (Tome XCVII, fascicule 4)	150,00 F.

PUBLICATIONS

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)	130,00 F.
Publication N° 2. — J. CHARVET, Etude géologique des Dinarides de la côte dalmate au bassin panonique : le profil Mostar-Sarajevo-Tuzla (Yougoslavie) (sous presse)	150,00 F.

**Étude géologique des Dinarides
le long de la structure transversale Split-Karlovac
(Yougoslavie)**

par **Jean CHOROWICZ**

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

PUBLICATION N° 1

331 pages avec nombreuses figures
10 planches photographiques hors-texte
1 carte géologique au 1/200.000

PRIX DE VENTE : 130,00 F.

au siège de la S.G.N., B.P. 36, 59650 Villeneuve d'Ascq

Cette importante contribution intéresse un secteur des Dinarides externes compris entre l'Adriatique et le Bassin Pannonique du méridien de Split.

Après un aperçu historique bibliographique, la deuxième partie de l'ouvrage est consacrée à une description stratigraphique très complète accompagnée de profils et tableaux synthétiques.

Le troisième chapitre, consacré à la tectonique, met en évidence le rôle tectonique de la structure transversale et comporte une abondante illustration.

Enfin, la dernière partie du travail retrace l'évolution paléogéographique et replace la ligne structurale Split-Karlovac dans un contexte de tectonique globale permettant de proposer une interprétation originale des rapports entre les éléments du système alpino-carpatho-dinarique.

MEMOIRES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Tome I :	
Mémoire N° 1. - Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	336,00 F.
Mémoire N° 2. - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F.
Mémoire N° 3. - R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F.
Tome II. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice</i> , 1882	épuisé
Tome III. — Ch. BARROIS, <i>Faune du Calcaire d'Erbray</i> , 1889	épuisé
Tome IV :	
Mémoire N° 1. - J. GOSSELET, <i>Etude sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F.
Mémoire N° 2. - L. CAYEUX, <i>Etude micrographique des terrains sédimentaires</i> , 590 p., 10 pl.	épuisé
Tome V. — M. LERICHE, <i>Etude des Poissons fossiles du Nord de la France et régions voisines</i> , 1906 ..	épuisé
Tome VI :	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutierl</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F.
Mémoire N° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune silurodévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc 2	336,00 F.
Mémoire 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 :	
Mémoire N° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa Stenzel</i> , 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F.
Mémoire N° 2. - A. CARPENTIER, <i>Contribution à l'étude du Carbonifère du Nord de la France</i> , 1913	épuisé
Tome VIII :	
Mémoire N° 1. - G. DUBOIS, <i>Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France</i> , 1923	épuisé
Mémoire N° 2. - Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F.
Tome IX :	
Mémoire N° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F.
Mémoire N° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F.
Tome X :	
Mémoire N° 1. - A. CARPENTIER, <i>la flore wealdienne de Féron-Glageon (Nord)</i> , 1927	épuisé
Mémoire N° 2. - J.W. LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F.
Tome XI. — A. DUPARQUE, <i>Structure microscopique des charbons du Bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais</i> , 1934	épuisé
Tome XII. — D. LE MAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F.
Tome XIII. — P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F.
Tome XIV. — G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F.
Tome XV. — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Application au Nord de la France</i> (sous presse)	150,00 F.

ESQUISSE GEOLOGIQUE DU NORD DE LA FRANCE

par J. GOSSELET

Fascicule I (Terrains primaires), Fascicule II (Terrains secondaires), Fascicule III (Terrains tertiaires)	épuisés
Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F.

<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (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.)	42,00 F.
---	----------

SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice)

Série I. — Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques	25,00 F.
Série II. — Aperçu sur les microfaciès de la craie	25,00 F.
Série III. — Les Nannofossiles calcaires de la craie	25,00 F.
Série IV. — Pétrographie des Houilles	25,00 F.
Série V. — La flore houillère. 1° Les plantes à feuilles de Fougères	25,00 F.
Série VI. — Les étapes de la Préhistoire	25,00 F.

Les membres 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

SOMMAIRE

Tome XCVIII

2^{me} trimestre

	Pages
C. BROUSMICHE. — Précisions sur <i>Discopteris opulenta</i> Danzé (<i>Pteridophyta</i> du Westphalien C et D inférieur d'Europe Occidentale)	105
J. PONCET. — Critères sédimentologiques pour servir à la reconstitution du climat au Dévonien inférieur dans le Massif armoricain	113
M. COULON. — La zone sud-vosgienne, segment d'une mégastructure du tectorogène varisque	119
R. COQUEL et J.P. LAVEINE. — <i>Alethopteris jankii</i> nov. sp., du Westphalien C - D du Nord de la France	123
Y. HERVOUET. — Données tectoniques et sédimentaires nouvelles sur les chaînons du Bou Idoudane et de l'Adrar-n-Aït-Zouggarhène (extrémité occidentale de la chaîne du Gareb, Rif oriental, Maroc)	127
D. ROBILLARD. — Etude pétrographique du complexe basaltique « permo-triasique » du Moyen-Atlas septentrional (région de Taza, Maroc)	135
G. DUEE, Y. HERVOUET, E. LAVILLE, P. de LUCA et D. ROBILLARD. — L'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire	145

© 1979, 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)

Le Directeur de la publication : Paule CORSIN.
Commission Paritaire N° 55.940.

Imprimerie Centrale du Nord, 12, rue Lepelletier, 59800 LIL — 3 1879
Dépôt légal N° 534 - 1^{er} trimestre 1979