

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVIII

(1988)

4^e trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1990

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 fascicule après décision du Conseil.

Avertissement

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

Tirages à part

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

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

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

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

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)	200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI)	270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV	330,00 F H.T.
Tome CVI	385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1 (Tomes I à XX) - Table 2 (Tomes XX à XXX) - Table 3 (Tomes XXXI à XL) - Table 4 (Tomes XLI à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à XCIX)	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F H.T.
Ecorché géologique infra-mésozoïque (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)	50,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (70,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CVIII

(1988)

4^e trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

Parution 1990

CONSEIL D'ADMINISTRATION

- 1988 -

<i>Président</i>	M. F. THIEBAULT
<i>Premier Vice-Président</i>	M. C. DUPUIS
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. H. CHAMLEY
	M. B. MISTIAEN
<i>Conseillers</i>	M. A. DALINVAL
	M. V. PRUD'HOMME
	M. J. CHALARD
	M. M. WATERLOT
	M. J. FERRIERE
	M. F. MEILLIEZ
<i>Secrétaire</i>	M. C. BECK
<i>Trésorier</i>	M. G. TIEGHEM
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. Y. DESPEYROUX
<i>Délégué aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. J.F. DECONINCK

Se sont joints au Comité de Lecture de la S.G.N.
pour la rédaction de ce fascicule :

MM. A. AUTRAN
G. BIGNOT
N. CRAMPON
P. DEBRABANT
J.J. FLEURY
J.C. FOUGÈRES
J. SOMMÉ

A N N A L E S
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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

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

Compte rendu de l'activité de la Société

ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 9 NOVEMBRE 1988

Présidence de M. F. THIEBAULT, Président

Communication orale

A. FIOLET-PIETTE, H. CHAMLEY et Th. HOLTZAPFFEL. — La Sédimentation argileuse plio-quadernaire sur la marge armoricaine (Leg O.D.P. 110)

ASSEMBLÉE ORDINAIRE DU 7 DÉCEMBRE 1988

Présidence de M. F. THIEBAULT, Président

Communications orales

J.M. CHARLET. — Interprétation quantitative des diagraphies gamma naturel. Applications à la détermination des teneurs en P205 dans les craies phosphatées du Bassin de Mons (Belgique).

J.M. CHARLET. — Découvertes d'anomalies uranifères dans le Silurien des Pyrénées centrales espagnoles.

F. AMEDRO, F. MAGNIEZ-JANNIN et F. ROBASZYNSKI. — L'Albien au sondage de Dannes - 1980 (Pas-de-Calais, France).

Sable sous Giza ou Importance des poches karstiques du Plateau des Pyramides (Egypte)

Sandy-Filled Giza or Significance of karstic cavities of Pyramids Plateau (Egypt)

par Myriam WISSA (*) & Daniel VACHARD (**)

(Planche XI)

Résumé. — L'étude du plateau des Pyramides a révélé des cavités karstiques dans l'Eocène, ainsi que leur origine tectonique et leur remplissage par du matériel fourni par des cônes alluviaux. La roche affectée de cavités karstiques, ou "relief", affleure directement à la base de la pyramide de Chéphren. Une disposition semblable est supposée pour la pyramide de Chéops.

Abstract. — *Middle Eocene Mokattam Formation is affected by relatively numerous karstic cavities into the Giza Pyramids Plateau. They are probably of tectonic origin, and are filled by conglomerates, coarse sands and ferruginous crusts. These successions are arranged in more or less repetitive thinning-up cycles. The material has been transported by wadi sheet floods or desert winds. Owing to the presence of the karsts, it is possible to see that the first levels of the Chephren Pyramid are locally constituted by a "relief" of the calcareous bedrock. The sandy filled cavities recently discovered into the Cheops Pyramid are probably of karstic and not of human origin.*

INTRODUCTION

Il semble que peu d'études aient été consacrées aux paléokarsts en Egypte. Leur existence n'a pas même été envisagée lors des explorations récentes qui ont abouti à la découverte de sable à l'intérieur des pyramides de Giza. Or nous avons décelé des cavités karstiques en de nombreux points du plateau et dans plusieurs localités voisines (fig. 1), où le phénomène affecte surtout le contact entre les formations de Mokattam et de Maadi, définies par Saïd (1962). Ainsi à Héliouan on trouve de grandes poches de dissolution qui peuvent être des paléodolines ; à Darb el Fayoum, le contact est un hard-ground à surface taraudée ; enfin, dans la carrière "El Narch" au pied de la colline du Mokattam, existent des réseaux karstiques dans les niveaux de "Pierre à Bâtir", l'un des membres de la formation Mokattam.

Le but de cette note sera de décrire les poches karstiques de Giza, d'essayer de dégager leur importance géologique, et d'en tirer des conséquences archéologiques.

Les définitions inhérentes aux phénomènes karstiques sont nombreuses et souvent discutées. D'une manière générale, on peut considérer, comme Foucault et Raoul (1984), que le karst n'est qu'un plateau calcaire affecté par le modelé karstique, ou mettre l'accent, comme Scholle *et al.* (1983), sur les phénomènes diagénétiques secondaires qui affectent les carbonates indurés dans des conditions subaériennes. Lorsqu'il s'agit de définitions plus précises et de concepts plus limités, on doit faire appel à Choppy (1985) ou à Gèze (1973) ou parfois encore à Bignot (1972) et à Ford (1984) ; ainsi pour les termes : couloir karstique, remplissage karstique, jamas, avens, cavité tectonique, spéléogénèse, caver-

(*) 3, Passage Jean Nicot, 75007 Paris, France ; et Egyptian Antiquities Organisation (E.A.O.), Abassya, Le Caire, Egypte.

(**) Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois, Laboratoire de Paléobotanique et Biostratigraphie du Paléozoïque, URA 1365 du CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.

Note présentée le 4 mai 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 1^{er} mars 1989.

nement, etc. Nous espérons ne pas avoir fait un emploi fautif de ces mots.

Remarquons enfin que les calcaires paléogènes sont souvent affectés par des paléokarsts. Cependant les principaux exemples cités dans la littérature (Blondeau 1965 ; Bignot 1972), ou que nous avons nous-mêmes étudiés, diffèrent sensiblement de ce qui existe à Giza. Un tableau (tableau I) permet de faire un bilan rapide des rapports et des différences qui existent entre les "puisards" de Saint-Vaast-les-Mello en France (Blondeau 1965 et obs. pers.) et les cavités karstiques du plateau de Giza.

I. — LES COULOIRS KARSTIQUES DE GIZA

1) Localisation

Les cavités se présentent comme des "couloirs karstiques", dépressions en forme de larges fissures aux parois abruptes, le plus souvent rectilignes, ouvertes ou fermées à leurs extrémités (Gèze 1973, Choppy 1985) ou, aux dimensions près, comme des avens. Ils peuvent parfois s'élargir en petites grottes, ou se rétrécir et se confondre avec des failles.

Le phénomène karstique se manifeste surtout à l'Est et à l'Ouest de la pyramide de Chéphren, dans trois groupes d'affleurements (fig. 2) :

— (1) un ensemble de couloirs karstiques assez larges et complexes, visibles le long de la face est de la pyramide, près du temple funéraire et en haut de la chaussée de Chéphren ;

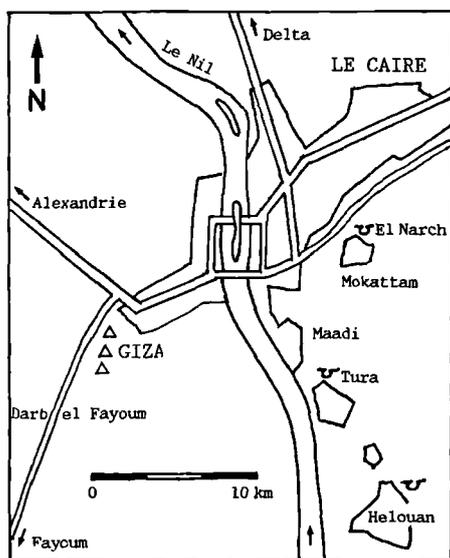


Fig. 1. — Schéma de localisation des gisements cités.

Fig. 1. — Location sketch map with quoted outcrops.

— (2) des conduits karstiques étroits mais assez étendus, le long de la face ouest et à l'angle nord-ouest de la pyramide ;

— (3) sur le tracé de failles affectant le substratum immédiat des pyramides de Chéops et de Chéphren.

2) Description

a) Orientation

L'ensemble des couloirs est grosso modo orienté NW-SE, direction des failles qui jouent un rôle important dans la structuration du rift de la Mer Rouge. Ils correspondent exactement aux "cavités tectoniques" de la définition de Choppy (1985 : 20).

b) Formes et dimensions des cavités

Le premier groupe comprend des cavités assez larges et profondes, rarement cylindriques, et souvent recréusées par l'homme sous forme de tranchées losangiques ou quadratiques. Elles atteignent une largeur métrique, et plusieurs mètres de profondeur.

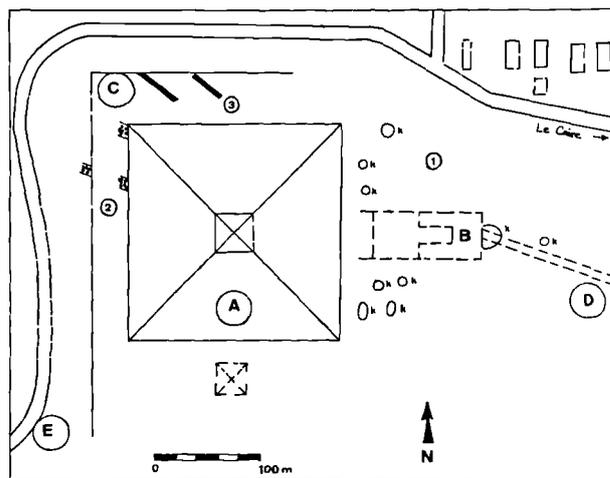


Fig. 2. — Les trois groupes de cavités karstiques près de la pyramide de Chéphren, au plateau de Giza. Abréviations : k = cavités karstiques de la face est ; (1), (2), (3) = groupes d'affleurements ; (1) = face est ; (2) = face ouest ; (3) = substrat nord ; A = pyramide de Chéphren ; B = temple funéraire de Chéphren ; C = carrière de Chéphren ; D = chaussée de Chéphren ; E = route touristique traversant le plateau de Giza (Le Caire est à l'est).

Fig. 2. — Three groups of karstic cavities near Chephren Pyramid, at the Giza Plateau. Abbreviations : k = complex karstic cavities from the east face ; (1), (2), (3) = outcrops groups ; (1) = east face ; (2) = west face ; (3) = north substrate ; (A) = Chephren Pyramid ; (B) = Chephren Funerary Temple ; (C) = Chephren Quarry ; (D) = Chephren Causeway ; (E) = touristic road across the Giza Plateau (eastward to Cairo).

Le deuxième groupe comporte trois conduits cylindriques, visibles l'un au milieu de la face ouest ; l'autre, presque en face, sur l'affleurement de substratum appelé "carrière de Chéphren" ; le dernier, toujours sur la face ouest, près de l'angle nord-ouest. Ils affleurent sur une hauteur maximale de 2 à 3 mètres, et ont un diamètre de 15-20 cm environ.

Le dernier groupe est représenté par les failles qui recourent le substratum des Pyramides de Chéphren et de Chéops. Ces failles peuvent se suivre localement sur une vingtaine de mètres de long. Ce sont elles qui bien sûr montrent le plus nettement l'orientation NW-SE.

c) *Nature du remplissage*

Le remplissage karstique, selon Gèze (1973) et Choppy (1985), désigne l'accumulation de matériaux divers dans les dépressions et les vides karstiques.

Surtout observable dans le premier groupe d'affleurements, ce remplissage comporte plusieurs particularités :

- il est toujours constitué de matériaux terrigènes parfois granoclassés ;
- il se présente souvent sous forme de séquences granodécroissantes dépourvues de carbonates ;

	EGYPTE (GIZA)	BASSIN PARISIEN (SAINT-VAAST)
1 - Origine	Tectonique (ouverture ou réouverture d'accidents divers)	Dissolution de terrains sous-jacents (karstification sous couverture)
2 - Prédécoupage tectonique	Présent	Présent
3 - Progression du cavernement	Per descensum	Per ascensum
4 - Couverture de la couche affectée	Existante	Non existante
5 - Remplissage	Plusieurs séquences	Une seule séquence (par soutirage) ou diverses circulations
6 - Concrétions calcaires	Absentes	Absentes
7 - Circulation souterraine	Aucune indication	Prouvée par les stratifications entrecroisées
8 - Collapses	Absentes	Absentes
9 - Transformations des épontes	Absentes	Silicification (au moins durcissement)
10 - Age des terrains affectés	BARTONIEN (mais LUTETIEN auct.)	LUTETIEN (Stratotype)
11 - Age du remplissage	PLIO-PLAISTOCENE	BARTONIEN ("AUVERSIEN" auct.)
12 - Utilisation prévue	"PIERRE à BATIR" des monuments du Caire	Matériau de construction des bâtiments parisiens
13 - Conséquence sur l'exploitation	Arrêt des travaux	Abandon des zones affectées

Tabl. I. — Tableau de comparaison des paléokarsts de Giza (Egypte) et de la région parisienne (France).

Tabl. I. — Comparison table of the paleokarsts from Giza (Egypt) and Paris Basin (France).

— il contient des concrétions ferrugineuses et parfois gypseuses. Les couleurs mêlent le jaune, le fauve, le rouge vermillon, le rouge sang et le violacé.

Une séquence virtuelle de remplissage comprend (fig. 3A) : à la base un conglomérat de galets de quartz, quartzites et autres composants siliceux, atteignant la taille du poing, arrondis, moyennement classés et parfois imbriqués. Au-dessus se trouve un sable fauve bien calibré, bien vanné, principalement d'origine éolienne, qui peut seul constituer la séquence. Enfin viennent des concrétions et des croûtes ferrugineuses. Des croûtes de gypse s'ajoutent parfois entre le substratum et le remplissage ou plus rarement à l'intérieur même du sable. La séquence est d'autant plus complète que la cavité est plus large et plus profonde (fig. 3B-C et 4).

Aucune concrétion carbonatée de type spéléothémique (stalactite, stalagmite, draperie, plancher, etc.), ni aucun fragment calcaire remanié n'apparaissent dans les remplissages. Par contre, on peut noter que, sur la face ouest de Chéphen, certaines parties de l'un des couloirs karstiques ont été bouchées par de petits morceaux de calcaire liés par du mortier ; il s'agit d'une intervention humaine difficile à dater.

II. — INTERPRÉTATIONS GÉOLOGIQUES DES KARSTS

Récapitulons les quatre faits qui vont servir de base à notre interprétation :

- les cavités sont orientées sur des directions de failles ;
- les parois des cavités ont des bords abrupts, tranchés, rectilignes et sans irrégularités ;
- les concrétions primaires sur les épontes, telles que stalactites ou draperies, sont absentes ;
- les remplissages sont répétitifs, granoclassés et granodécroissants ; séquentiellement semblables aux dépôts de "wadi fans" (cônes alluviaux) qu'on rencontre partout dans le désert environnant, au-delà de la vallée du Nil et des collines calcaires ; désert auquel on donne le nom de "serir" (Collinson 1978 ; Reineck et Singh 1980).

Ceci conduit à proposer l'interprétation suivante du phénomène (fig.5) :

1) Les cavités sont d'origine tectonique, probablement liées à une ultime phase d'extension dans la structuration de la Mer Rouge ; les fissures engendrées ne présentent aucun rejeu normal, inverse ou décrochant. Les parois taillées comme à l'emporte-pièce sont une preuve supplémentaire de l'origine tectonique des cavités ; celles creusées par dissolution, telles les jamas décrites par Bignot (1972 : 20), montrent en effet : "sur toute leur hauteur (...) des traces d'érosion, notamment des nervures hélicoïdales et des ressauts, soulignant le changement lithologique des assises traversées".

2) Le remplissage doit succéder rapidement à la spéléogénèse et au cavernement. Cette quasi-concomitance explique l'absence de concrétions carbonatées sur les épontes.

3) Le matériel de remplissage est identique à celui des cônes alluviaux qui s'accumulent au voisinage. Ce sont donc les nappes successives de matériel de wadi qui ont tendance à disparaître sous terre, chaque fois que leur progression est interrompue par les cavités ; de même la charge des vents de sable.

Le caractère complet ou incomplet du remplissage des cavités karstiques pourrait être attribué à deux causes :

— à une sorte de filtrage selon le diamètre des cavités ; les séquences étant plus complètes et les matériaux plus grossiers dans les cavités de vastes dimensions, les termes de gra-

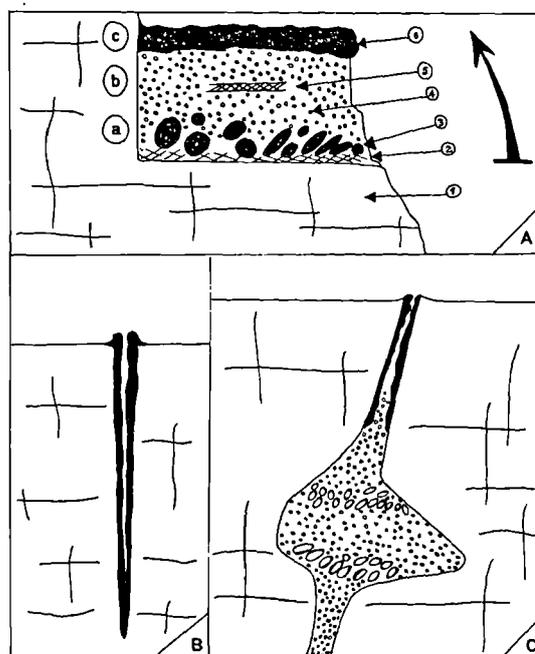


Fig. 3. — Remplissage des cavités karstiques de Giza (sans échelle).
3A. Séquence virtuelle élémentaire granoclassée, granodécroissante et positive. Abréviations : (a) membre conglomératique ; (b) membre sableux ; (c) membre ferrugineux ; (1) encaissant calcaire ; (2) croûte gypseuse basale ; (3) galets ; (4) sable grossier ; (5) croûte gypseuse intercalée ; (6) croûte ferrugineuse.
3B. Remplissage de faille par des croûtes ferrugineuses.
3C. Remplissage de cavités plus vastes par des séquences complètes ou presque et répétitives.

Fig. 3. — Fills of Giza karstic cavities (without scale).
3A. Elementary virtual "sequence" (idealized cycle) with graded bedding, thinning up, and positive trend of Lombard. Abbreviations : (a) conglomeratic member, i.e. fanglomerate ; (b) sandy member ; (c) ferruginous member ; (1) calcareous bedrock ; (2) basal gypsiferous crust ; (3) pebbles ; (4) coarse sand ; (5) intercalated gypsiferous crust ; (6) ferruginous crust.
3B. Fault fill by ferruginous crusts.
3C. Larger cavities filled by complete or almost complete and sometimes repetitive sequences.

nulométrie moyenne correspondant aux cavités de taille moyenne également, et les cavités les plus étroites ne présentant que des croûtes de fer ;

— aux propres séquences complètes ou incomplètes d'un wadi fan, susceptible de présenter de l'apex vers la périphérie des séquences de moins en moins grossières (Nilsen 1982), donc à une "présélection granulométrique".

Enfin les croûtes ferrugineuses se retrouvent dans les dépôts de wadi, comme nous l'avons constaté en de multiples points au SW du plateau de Giza. Elles peuvent, dans ce cas, souligner un horizon pédologique particulier assez semblable à l'aliôs.

4) Comme plusieurs séquences complètes peuvent se succéder, on déduit que plusieurs apports terrigènes ont été nécessaires pour combler les cavités karstiques, et que les fentes n'ont pas rejoué au cours du remplissage, ni après celui-ci.

5) Divers phénomènes phréatiques tardifs ont contribué à cimenter partiellement les grains de quartz, à créer les croûtes ferrugineuses, et ont permis le dépôt de gypse secondaire. Tous ces phénomènes sont communs aux remplissages de karsts et aux épandages de wadi de surface ou de subsurface.

La chronologie relative des événements peut se résumer de la façon suivante :

- a - émergence du plateau de Giza ;
- b - fracturation et ouverture des cavités karstiques ;
- c - remplissage par plusieurs générations d'apports de wadi ; probablement issus de la marge externe des wadi fans, et progressant par "sheet floods" ou repris par le vent ;
- d - montée de la nappe phréatique et dépôts des concrétions et/ou des ciments gypseux ou ferrugineux ;
- e - passage aux conditions actuelles, où la nappe est plus profonde et le remplissage des karsts en condition vadose.

Etant donné la position actuelle des poches karstiques remplies de matériaux siliciclastiques et celle des épandages de wadi eux-mêmes, on peut déduire que le plateau tout entier n'a pas subi de mouvements tectoniques notables depuis le colmatage des karsts ; ni jeu inverse ou normal, ni fracturation.

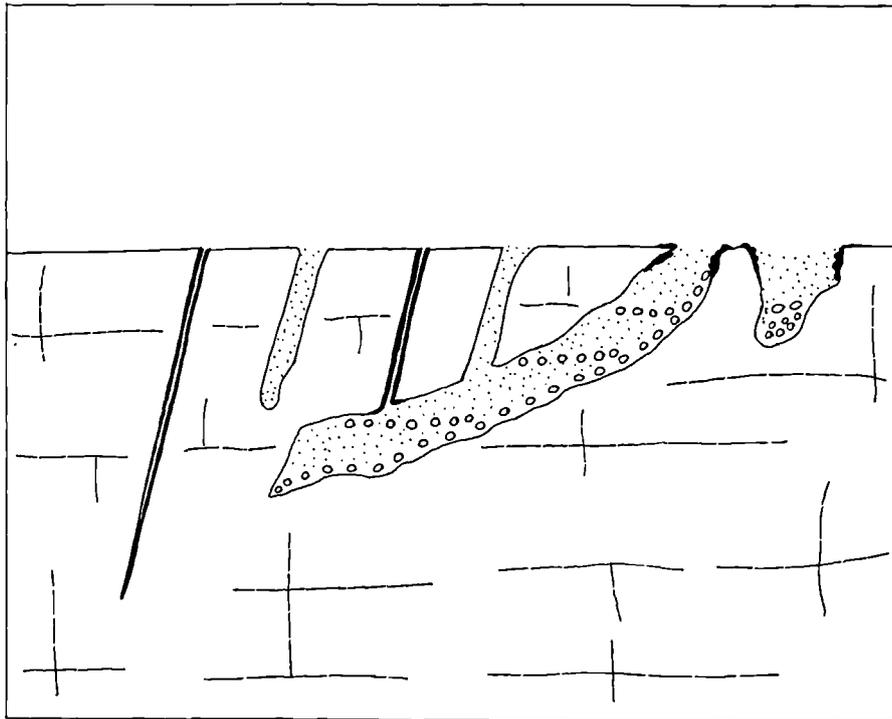


Fig. 4. — Répertoire des formes de cavités karstiques du plateau de Giza et de leurs connexions possibles. Schéma sans échelle.
Fig. 4. — Schematic cross-section with the shapes of the karstic cavities and their possible connectings in the Giza Plateau. Sketch without scale.

Pour l'instant nous ne pouvons conférer un âge géologique exact à la succession retracée. Force est d'attribuer les

remplissages karstiques à la période de dépôt des wadi fans, "plio-pléistocène" selon les données les plus récentes (Yehia 1985).

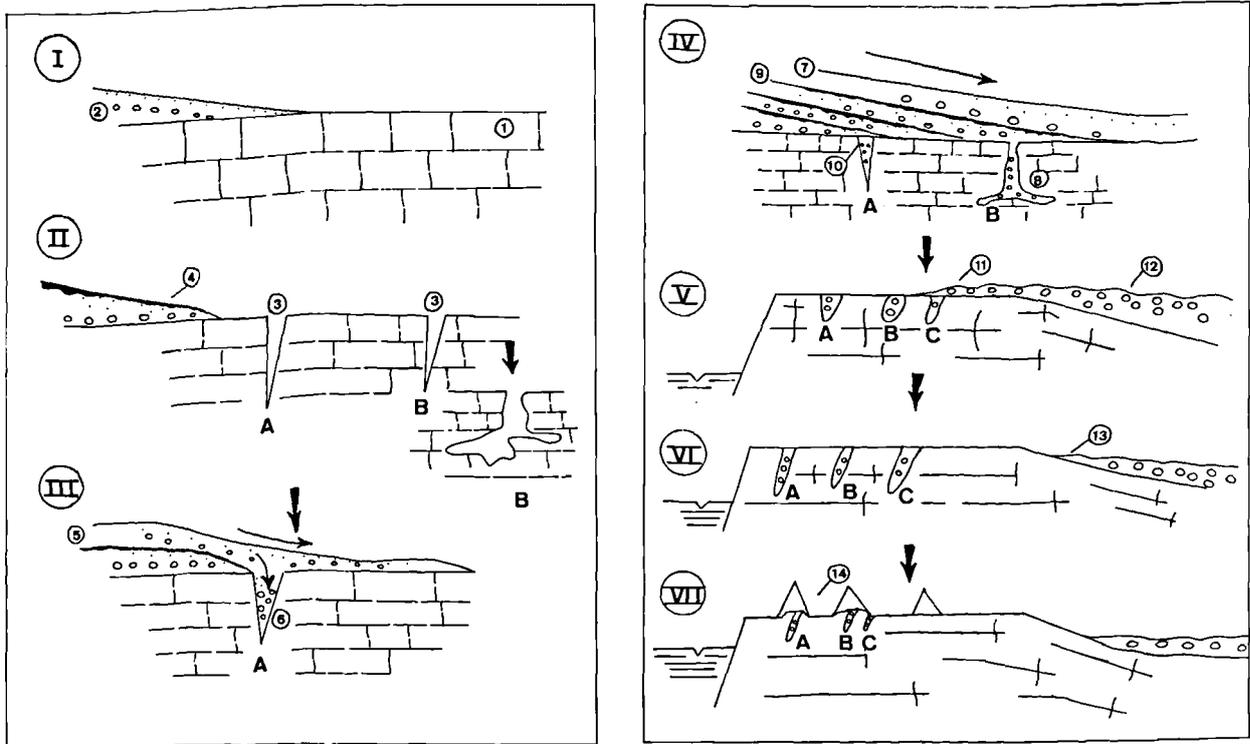


Fig. 5. — Spéléogénèse (cavernement et remplissage) et évolution ultérieure du plateau de Giza.

- (I). Aspect initial : Le Plateau "imperforé" (1) se recouvre de dépôts de wadi fans (2).
- (II). Cavernement : Des ouvertures tectoniques en fente apparaissent (3). Certaines sont simples (A), d'autres peuvent se creuser en cavités plus complexes (B). Pendant ce temps, les dépôts de wadi subissent des évolutions pédologiques (4).
- (III). Début des remplissages : Une nouvelle décharge de wadi (5) remplit les fentes en coin proximales (6).
- (IV). Fin des remplissages : Des coulées postérieures (7) remplissent les autres cavités (8) tandis que les évolutions physico-chimiques des sédiments de wadi se poursuivent (9) et atteignent les cavités (10). Elles se traduisent par l'apparition de croûtes ferrugineuses.
- (V). Fin de la sédimentation, début de l'érosion : Une partie du Plateau (11) est dégagée de son recouvrement, dont ne témoignent plus que les remplissages karstiques ; le serir se maintient un peu plus loin (12).
- (VI). Fin de l'érosion quaternaire ; Le Plateau est dégagé, il présente ses poches karstiques ; le serir s'étend à son pied (13).
- (VII). La surface du Plateau est modifiée par les constructeurs des Pyramides (14).

Fig. 5. — Speleogenesis (cavernment and fill) and late evolution of Giza Plateau.

- (I). Initial aspect : The "inaperturate" Plateau (1) covered by wadi fans deposits (2).
- (II). Cavernment : Tectonic clefts appear (3). Any are simple (A) and other enlarged into more complex cavities (B). Older wadi fans deposits are affected by a pedologic evolution (4).
- (III). Beginning of the fills : a new activity of the wadis (5) fills the proximal clefts (6).
- (IV). End of the fills : Subsequent flows (7) fill other cavities (8), whereas physico-chemical evolutions of wadi sediments are going on (9) and reach the cavities (10). They found expression especially in ferruginous crusts appearance.
- (V). End of the sedimentation, beginning of the erosion : A part of the Plateau (11) is cleared from its cover, only preserved with the karst fills ; the serir, i.e. stony desert generated by wadi fans, remains all around (12).
- (VI). End of the Quaternary erosion : The Plateau is completely cleared and its karstic cavities exposed ; serir extends at its foot (13).
- (VII). The surface of the Plateau is modified by the Pyramids builders (14).

III. — CONSÉQUENCES POUR LA STRUCTURE INTERNE DES PYRAMIDES DE GIZA

1) Hypothèses pour Chéphren

Il existe plusieurs arguments pour affirmer que la configuration du plateau de Giza a été modifiée par les hommes avant l'édification des pyramides.

Une preuve importante est fournie par la carrière de Chéphren, qui jouxte la pyramide à l'ouest et au nord. Les carriers pharaoniques y ont découpé un grand nombre de blocs dont l'utilisation dans la construction de la pyramide paraît évidente. Le même système de découpage du substratum se rencontre sur la voie qu'on appelle chaussée de Chéphren.

Nous avons pu également observer, et cela apparemment pour la première fois, sur l'ensemble de la face ouest de la pyramide de Chéphren, ainsi qu'à l'angle NW et à l'extrémité SW, que les quatre premières assises de cet édifice ne sont pas constituées par un assemblage de blocs, mais par un affleurement du substratum calcaire.

A l'extrémité SW, on constate le passage latéral entre ce substratum terminé en biseau et les assises successives formées de blocs appareillés. Assises et substratum sont recouverts par un reste de parement construit de blocs de granite et de calcaire de Tura.

Comme nous l'avons dit, le substratum en question est affecté, vers le milieu de la face ouest, par un conduit karstique rempli de sable fauve de granulométrie grossière et bien calibré.

Dans les assises supérieures, nul bloc karstifié ne se révèle.

Il existe donc sous la pyramide de Chéphren un certain volume de substratum dont la hauteur visible correspond au moins à quatre assises. Nous appellerons "*relief*" cette excroissance et cette relique, suivant les deux sens du mot. D'autre part, des cavités karstiques remplies de sable sont liées à ce *relief*.

On peut s'interroger sur l'importance relative du *relief*, car il est possible qu'il n'affleure que sur une faible partie de sa hauteur. Il pourrait être aussi élevé que le front de taille de la carrière de Chéphren et atteindre 4 m de haut. Ses autres dimensions ne peuvent être précisées, puisqu'il apparaît sur une seule face.

2) Hypothèses pour Chéops

Un faible relief de substratum est figuré sur les coupes internes de la pyramide de Chéops. Son importance est peut-être plus grande qu'on ne l'a indiqué.

Nous fondons cette hypothèse sur la récente découverte d'une cavité remplie de sédiment sous le couloir près de la chambre de la reine (Lakshmanan et Montluçon 1987). On peut se demander si un *relief* de substratum ne s'étendrait pas jusque sous ce couloir, et si le remplissage de cette cavité ne serait pas semblable à ceux que nous venons de décrire. Ces présomptions pourraient être vérifiées de deux façons :

— par l'examen du couloir d'échappement qui réunit le couloir de la chambre de la reine au couloir de la chambre souterraine ;

— par l'analyse d'une partie des sédiments recueillis.

Notre hypothèse d'un relief de substratum qui s'élèverait jusque sous le couloir de la reine et contiendrait des poches karstiques n'est que l'une des explications à la présence de sable dans des cavités de la pyramide de Chéops ; la seule qui n'implique pas l'intervention humaine directe. Trois autres opinions postulent l'action des constructeurs pharaoniques :

— une cavité creusée par les hommes a été comblée par le sable du désert ;

— cavités et remplissages peuvent correspondre aux dispositifs et procédés anciens de mécanique de sable ;

— des blocs karstifiés auraient été employés dans la construction de la pyramide ; supposition la moins vraisemblable car les carriers ont de tout temps rejeté l'emploi de ces éléments. Aucune interprétation ne l'emporte encore définitivement.

CONCLUSIONS

1) Sur le plateau de Giza, sous les pyramides, les calcaires du substratum sont affectés de couloirs karstiques.

2) Leur remplissage se compose de matériel siliciclastique regroupé en séquences granodécroissantes de conglomérats et de sables fortement teintés par les oxydes de fer. Ceux-ci peuvent s'accumuler sous forme de croûtes ferrugineuses.

3) L'origine des karsts semble tectonique et le remplissage paraît lié à des apports de wadi enfouis dans les cavités.

4) Les premières assises de la pyramide de Chéphren sur la face ouest sont constituées par un *relief* du substratum calcaire traversé de cavités karstiques.

5) Les cavités remplies de sable récemment signalées sous la pyramide de Chéops pourraient s'interpréter comme des remplissages karstiques subsistant dans un *relief* de substratum et complètement indépendantes de toute activité humaine.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) BIGNOT G. (1972). — Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Eocène d'Istrie et des régions voisines, essai de révision du Liburnien. *Trav. Lab. Micropal.*, 2, p. 1-353, pl. 1-50.
- 2) BLONDEAU A. (1965). — Le Lutétien des Bassins de Paris, de Belgique et du Hampshire. Etude sédimentologique et paléontologique. *Thèse Fac. Sc. Univ. Paris, A*, 4512, 5359, p. 1-467, 132 fig.
- 3) CHOPPY J. (1985). — Dictionnaire de spéléologie physique et karstologie. "Phénomènes karstiques", série 9 : travaux de références, *Spéléo-Club de Paris*, p. 1-148, 2 pl.
- 4) COLLINSON J.D. (1978). — Alluvial sediments ; in READING (H.G.) : Sedimentary environments and facies. New York, Elsevier, p. 15-60.
- 5) FORD T.A. (1984). — Palaeokarsts in Britain. *Trans. British Cave Research Association*, 11, 4, p. 246-264, 9 fig., 9 pl.
- 6) FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1984). — Dictionnaire de Géologie, 2^e édit., Masson éditeur, p. 1-299.
- 7) GEZE B. (1973). — Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. *Annales de Spéléologie*, 28, 1, p. 1-20.
- 8) LAKSHMANAN J. and MONTLUÇON J. (1987). — Microgravity probes the Great Pyramid. *Geophysics*, 6, 1, p. 10-17.
- 9) NILSEN T.H. (1982). — Alluvial fan deposits ; in SCHOLLE P.A. & SPEARING D. : Sandstone Depositional Environments. *AAPG Memoir*, 31, p. 49-86, 52 fig.
- 10) REINECK H.E. and SINGH I.B. (1980). — Depositional sedimentary environments. Springer Verlag edit., p. 1-549, 683 fig.
- 11) SAID R. (1962). — The Geology of Egypt. Elsevier edit., p. 1-377, 70 fig., 10 pl.
- 12) SCHOLLE P.A., BEBOUT D.G. and MOORE C.H. (1983). — Carbonate depositional environments. *AAPG Memoir*, 33, p. 1-704.
- 13) YEHA M.A. (1985). — Geologic structures of the Giza Pyramids Plateau. *Mid. East Res. Cent. Ain Shams Univ., Sci. Res. Ser.*, 5, p. 100-120, 12 fig.

PLANCHE XI

PLATE XI

Fig. 1. — Cavité karstique recreusée par les carriers pharaoniques. Remplissage visible surtout au premier plan à gauche. Face est de la pyramide de Chéphren.

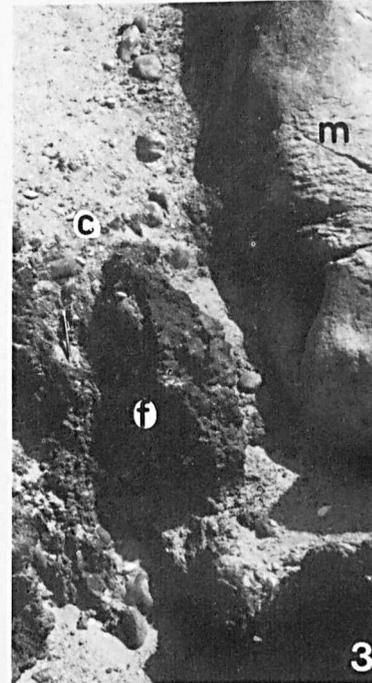
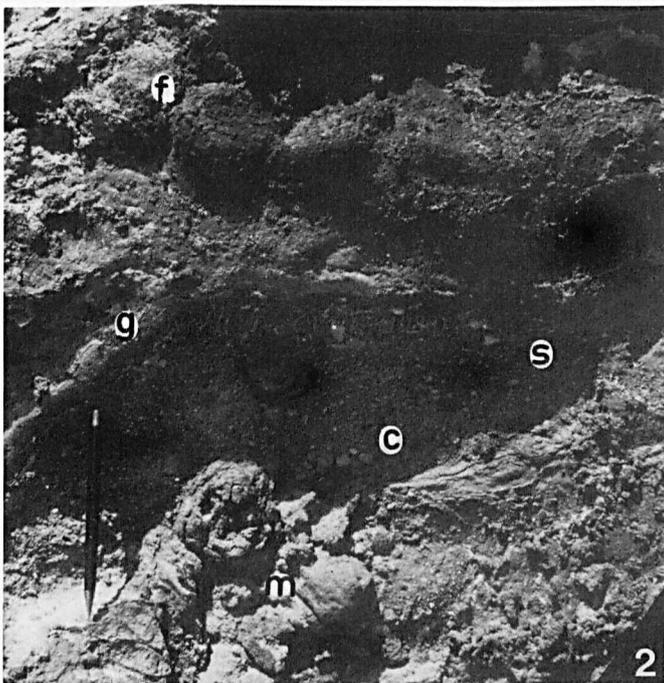
Fig. 1. — Karstic cavity enlarged by pharaonic quarrymen. Fill visible on both sides, especially in the left foreground. East face of Chephren Pyramid.

Fig. 2. — Remplissage karstique varié : m = substratum calcaire (formation Mokattam) ; c = lentille conglomératique ; s = remplissage sableux ; g = croûte gypseuse ; f = croûte ferrugineuse. Longueur du crayon = 13 cm. Face est de la pyramide de Chéphren.

Fig. 2. — Various karstic fills : m = Eocene host carbonate (Mokattam formation) ; c = conglomeratic lense ; s = coarse brownish sands ; g = gypseous crust ; f = ferruginous crust. Length of pencil = 13 cm. East face of Chephren Pyramid.

Fig. 3. — Autre type de remplissage : c = galets du conglomérat ; f = croûte ferrugineuse ; m = substratum. Longueur du crayon = 13 cm. Face est de la pyramide de Chéphren.

Fig. 3. — Other type of fill : c = conglomerate pebbles ; f = ferruginous crust ; m = substrate. The karst deposits of the fig. 2 and 3 are genetically related to the overlying Plio-pleistocene wadi fans sequences. Length of pencil = 13 cm. East face of Chephren Pyramid.



Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant-pays oranais (Algérie)

Exemples des Monts de Tlemcen et de Saïda

Importance of the tectonic control in the sedimentation during the early Tithonian in the foreland of "Oranie" (Algeria)

Examples of Tlemcen and Saïda Mountains

par Michel BENEST (*)

Résumé. — Au cours du Jurassique supérieur, l'évolution tectono-sédimentaire dans l'avant-pays oranais, sur la marge passive nord-africaine en extension, est soulignée par une subsidence différentielle localement très marquée. L'instabilité, particulièrement importante au début du Tithonique, est attestée par un processus séquentiel impliquant un mécanisme d'enfoncement-comblement-aplanissement.

Les zones les plus mobiles affectées par la phase du Tithonique inférieur fonctionnent soit en graben (zone du Raouraï : bordure sud des Monts de Tlemcen), soit en horst (môle de Tiffrit). Certains mouvements positifs peuvent même s'accompagner d'érosion intense (avec accumulation conglomératique) dans le Nord-Ouest oranais (Djebel Fillaoussène) ainsi que dans d'autres régions de l'Ouest méditerranéen.

Une telle tectonique (néocimmérienne ou éoalpine) implique le rejeu surtout distensif d'accidents profonds (d'héritage tardi-hercynien), généralement NE à ENE, dans la zone transformante séparant les plaques européenne et africaine. A cela doit s'ajouter l'effet des variations eustatiques et climatiques globales applicables à l'ensemble du domaine péri-méditerranéen et mésogéen.

Abstract. — During the late Jurassic, a tectono-sedimentary evolution in the Western Algeria, along the passive Northern-African margin, is emphasized by a differential subsidence and variations of facies. The instability which is of particular importance during the Early Tithonian is attested by a sequential rhythmic process, implying a mechanism of sinking-filling up-levelling. But this major tectonic phase may be accompanied by global eustatic and climatic fluctuations which concern the whole tethyan domain.

The more mobile zones are moving either as grabens (Raouraï area on the southern border of Tlemcen Mountains), or as horsts (Tiffrit uplift). Some positive movements are even characterized by an active erosion (conglomeratic accumulation) in the north-western zone of the "Oranie" and in other regions of the western Mediterranean sea.

The sedimentation is largely controlled by the reactivation of deep-distensional faults (of late hercynian heritage) generally NE to ENE. It is the result of Neocimmerian movements (precursors of the Atlas and Alpine orogenies) which may be related to the activity of E-W transform faults separating the African platform from the Euro-Asiatic block.

I. — INTRODUCTION

L'étude de l'évolution de la plate-forme carbonatée oranaise (fig. 1) sur la marge sud-téthysienne, au cours du Jurassique supérieur, a permis de mettre l'accent sur l'influence d'une tectonique synsédimentaire particulièrement active dans certains secteurs (7).

L'une des périodes d'instabilité maximale correspond au dépôt, au début du Tithonique, d'une formation marneuse (Marno-calcaires de Raouraï, fig. 2) (4) dans une partie de l'avant-pays tello-rifain, depuis le Maroc oriental (7) (10) (Mechra-klila : MK, fig. 1) jusqu'au Djebel Nador à l'Est du Tiaret (7). Cette formation de milieu infratidal est encadrée par deux grandes unités carbonatées d'extension égale-

(*) Centre des Sciences de la Terre ; URA 11 : Centre de Paléontologie stratigraphique et de Paléoécologie, Université Claude Bernard, Lyon 1, 27-43 bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne Cedex (France).

Note présentée le 4 octobre 1987 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 7 juin 1989.

ment régionale, où se développent des laminites stromatolitiques intertidales. L'ensemble appartient à une importante série à faciès de plate-forme interne débutant dans le Kimméridgien supérieur et s'achevant dans le Berriasien inférieur (5).

Si, dans l'ensemble, il existe une certaine constance dans l'épaisseur (100 à 120 m) et le faciès des Marno-calcaires de Raourai, on note toutefois des changements parfois importants dans certains secteurs, au voisinage des grandes articulations paléostratigraphiques. Ainsi, les épaisseurs peuvent varier assez brusquement entre 50 et 400 m dans les zones les plus instables. L'évolution faciologique latérale peut être également très marquée : aux différents faciès de la *plate-forme interne* (Maroc oriental, Monts de Tlemcen-Rhar Roubane, Monts de Daïa-Saïda et du Nador, fig. 1), riches en Dasycladacées et Lituolidés, correspondent des dépôts de *plate-forme externe* (30 à 40 m de marnes à ammonites de la zone à Hybonotum) (2), sur la bordure sud-tellienne (Bou Rheddou, au N de Tiaret, fig. 1 et 2) (1) (2) (7).

Pour mettre en évidence l'importance des mouvements tectoniques synsédimentaires, je suivrai la démarche suivante :

— un exposé des *faits* qui concernent les variations de faciès et d'épaisseur dans les régions occidentales (essentiellement les Monts de Tlemcen) et orientales (Monts de Saïda en particulier) ;

— une *interprétation* de l'ensemble des données dans le cadre paléotectonique de l'Oranie au cours du Tithonique inférieur.

II. — DONNÉES SUR LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR ET DE FACIÈS AU DÉBUT DU TITHONIQUE

Après l'épisode carbonaté du Kimméridgien supérieur marqué par des conditions de dépôt infratidal à intertidal (rythme A) se manifeste un *profond changement dans la sédimentation*. Celui-ci apparaît dès le début du Tithonique (et

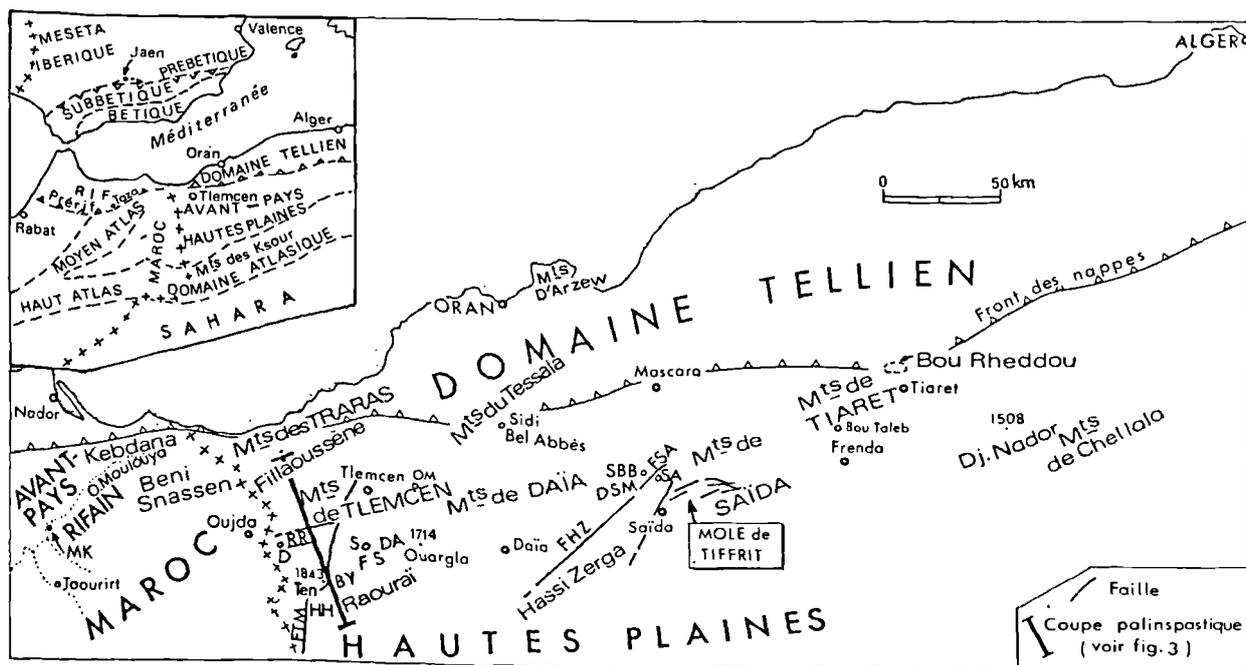


Fig. 1. — Carte schématique des principales régions de l'avant-pays oranais.

BY. Djebel Ben Yakoub ; D. Déglène ; DA. Dj. el Arbi ; DSM. Dj. Sidi Messaoud ; FHZ. Faille de Hassi Zerga ; FS. Fossé de Sebdu ; FSA. Accident de Sidi Amar ; FTM. Transversale Tafna-Magoura ; HH. Secteur de Hassi Haddou ; MK. Barrage de Mechra-Klila sur l'Oued Moulouya ; OM. Ouled Mimoun ; RR. Horst de Rhar Roubane ; SA. Sidi Amar ; SBB. Sidi Bou Beker ; Ten. Dj. Tenouchfi.

Noter que les terrains paléozoïques affleurent notamment dans le môle de Tiffrit et le horst de Rhar Roubane (RR).

Fig. 1. — Schematic map of the principal regions in the Rifo-Tellian foreland.

BY. Djebel Ben Yakoub ; D. Deglene ; DA. Dj. el Arbi ; DSM. Dj. Sidi Messaoud ; FHZ. Hassi Zerga fault ; FS. Sebdu graben ; FSA. Sidi Amar fault ; FTM. Tafna-Magoura transverse fault ; HH. Hassi Haddou area ; MK. Retention dam of Mechra-Klila (Oued Moulouya) ; OM. Ouled Mimoun ; RR. Rhar Roubane horst ; SA. Sidi Amar ; SBB. Sidi Bou Beker ; Ten. Dj. Tenouchfi.

Paleozoic formations are especially exposed in the Tiffrit and Rhar Roubane (RR) uplifts.

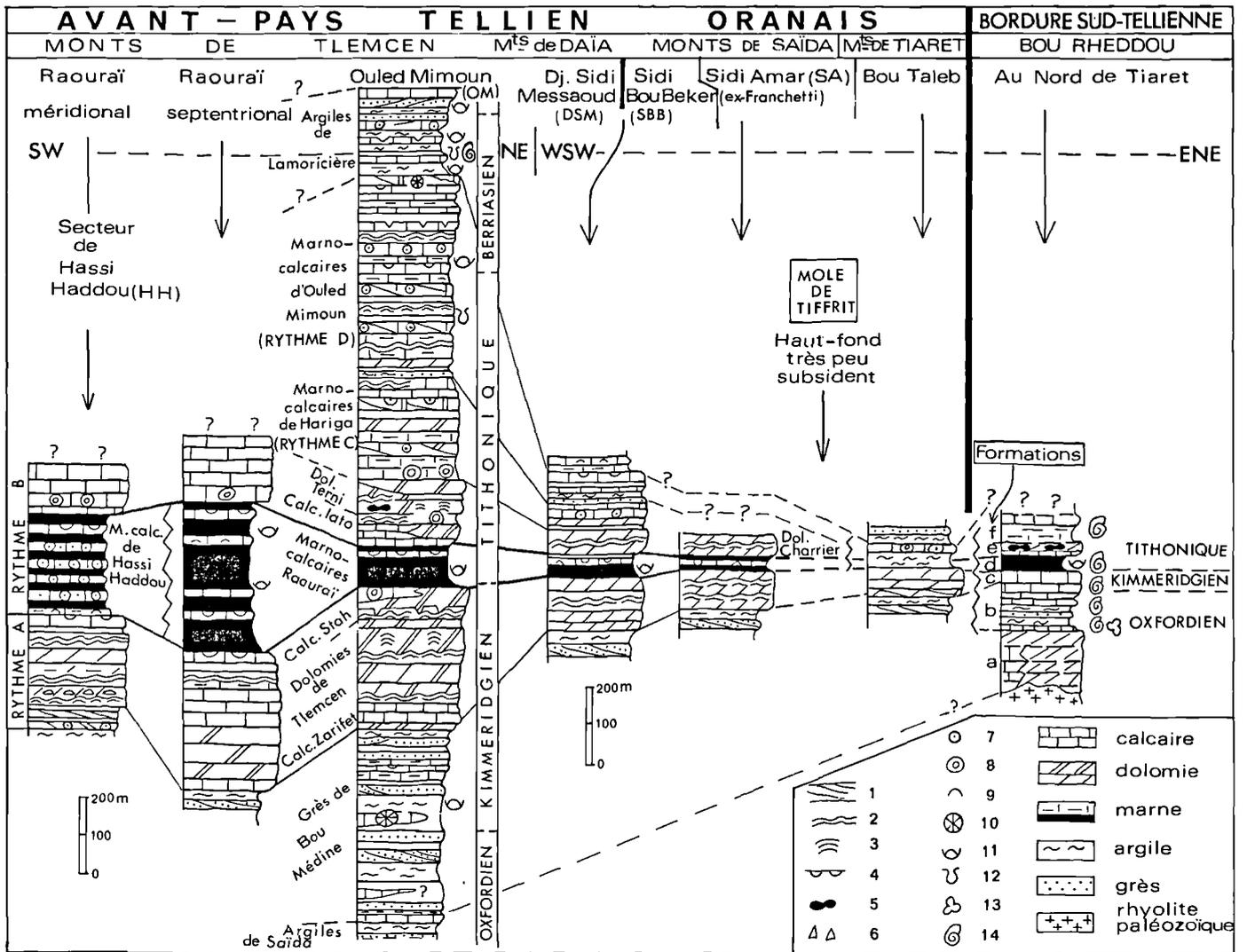


Fig. 2. — Essai de corrélation stratigraphique des formations oranaises du Jurassique supérieur et du Crétacé basal dans l'avant-pays tellien et sur la bordure sud-tellienne (voir la figure 1 et sa légende).

1. Stratification oblique ou (et) entrecroisée ; 2. Lamination stromatolitique ondulée ; 3. Colonne stromatolitique ; 4. Bioturbations fréquentes en sommet de banc ; 5. Silix stratiformes ; 6. Brèche dolomitique d'origine intertidale ; 7. Oolites ; 8. Oncolites ; 9. Bioclastes ; 10. Polypiers ; 11. Ostracodes abondants dans les marnes et argiles ; 12. Calpionelles ; 13. Globigérines abondantes ; 14. Ammonites.
 • Colonne lithostratigraphique du Bou Rheddou : a. Dolomies et calcaires inférieurs non datés ; b. Ammonitico rosso oxfordien ; c. Calcaires médians de plate-forme externe ; d. Marnes intermédiaires (zone à *Hybonotum*) ; e. Calcaires et dolomies à silix ; f. Marno-calcaires supérieurs. Noter que les formations b, c, d et f renferment des organismes pélagiques et planctoniques parfois abondants.

Fig. 2. — Stratigraphic correlations concerning the Upper Jurassic and Early Cretaceous series in the Tellian foreland and in the southern Tellian border (Western Algeria).

1. Cross bedding ; 2. Undulate or planar stromatolitic lamination ; 3. Dome-shaped Stromatolites ; 4. Frequent bioturbations at the top of beds ; 5. Stratiform silix ; 6. Dolomitic sedimentary breccia of intertidal zone ; 7. Oolites ; 8. Oncolites ; 9. Bioclasts ; 10. Corals ; 11. Abundant Ostracods in the marls and clays ; 12. Calpionellids ; 13. Globigerines ; 14. Ammonites.
 • Lithostratigraphic succession of the Bou Rheddou : a. Lower dolomites and limestones apparently without stratigraphic fossils ; b. Oxfordian Ammonitico Rosso ; c. Median limestones of the external platform ; d. Median Marls (*Hybonotum* zone) ; e. Limestones and dolomites with silix ; f. Upper marls and limestones. The formations b, c, d, f contain pelagic and planktonic fossils.

peut-être dès la fin du Kimméridgien) avec un faciès nettement marneux (Marno-calcaires de Raouraï), localement riche en *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), soulignant un approfondissement du milieu.

1) Régions occidentales

Dans la partie méridionale des Monts de Tlemcen (zone du Raouraï), les Marno-calcaires de Raouraï (jusqu'à 400 m d'épaisseur) se sont déposés dans une vasière interne très subsidente. Le milieu était généralement calme, protégé, en dehors de la zone d'action des vagues. Un certain confinement ainsi qu'une augmentation relative de la profondeur y entraînaient la raréfaction ou la disparition des Dasycladacées.

— Latéralement, en direction des Hautes Plaines oranaises, la formation s'enrichit en calcaires souvent oolitiques et gréseux (Marno-calcaires de Hassi Haddou : H.H., fig. 1, et 2) (7) indiquant un milieu moins profond, de plus en plus agité, pouvant être temporairement émergé.

— Vers le Nord, dans le Djebel Fillaoussène (Monts des Traras, fig. 1), on note la présence, au-dessus des dolomies à laminites stromatolitiques du Kimméridgien supérieur, de plusieurs passées conglomératiques provenant en partie de la destruction de formations coralliennes (fig. 3). Celles-ci devaient former une sorte de barrière (7), située probablement dans l'axe Traras-Boghari (14), sur la bordure nord de la plate-forme africaine.

2) Régions orientales

a) *Dans les Monts de Saïda* (secteur de Sidi Amar-Sidi Bou Beker) (fig. 1 et 4), la formation des Marno-calcaires de Raouraï montre des variations rapides d'épaisseur et de faciès (fig. 5).

Elle se présente sous deux faciès distincts (7) :

— Soit *très marneux* (jusqu'à 70 m d'épaisseur environ) au Djebel Berkalil : c'est le faciès tlemcenien riche en *E. virguliana* caractéristique d'une vasière infratidale. Des marnes prélevées dans les couches inférieures au lieu-dit Aïn Tirchet ont livré (9) (11) *Protocythere* cf. *sigmoidea* STEGHAUS, espèce d'ostracode (habituellement rencontrée du Kimméridgien supérieur au Portlandien basal) indiquant un milieu plus ouvert sur le domaine marin. L'épaisseur de la formation marneuse se réduit progressivement vers le SW (fig. 5) (11) à partir de Dj. Berkalil pour passer successivement à 55 m (Aïn Tirchet), 45 m (Dj. el Kebir) et 33 m (Hammar el Mesanne). En outre, elle diminue rapidement vers le Sud : 18 m seulement au Dj. kolea à 3 km environ de Dj. Berkalil.

— Soit *nettement plus calcaire* avec une épaisseur qui diminue vers le SE, en direction du môle de Tiffrit : 37 m au Djorf el Ahmar et 30 m environ au Djebel Yalouz. Ce faciès carbonaté montre d'abondantes Dasycladacées, de rares *E. virguliana* ainsi que de nombreuses bioturbations ; le milieu correspond à la partie supérieure de la zone infratidale (zone euphotique).

b) *Des variations d'épaisseur et de faciès ont pu être suivies à l'Est des Monts de Saïda* jusqu'au domaine de plate-forme externe.

On remarque que la formation de Raouraï perd son individualité vers l'Est dans la série très carbonatée et très réduite des Monts de Tiaret (Dj. Bou Taleb par exemple). Enfin, elle redevient plus marneuse au Dj. Nador avant de se fondre dans la masse carbonatée des Monts de Chellala (6).

III. — INTERPRÉTATION PALÉOTECTONIQUE LA CRISE DU TITHONIQUE BASAL

La rythmicité des dépôts telle qu'elle apparaît à partir du Kimméridgien supérieur et au cours du Tithonique inférieur peut s'expliquer par un mécanisme d'enfoncement - comblement - aplatissement (rythmes A et B, fig. 3) (4) (5) (7) (8).

Dans les Monts de Tlemcen - Rhar Roubane, l'épisode carbonaté du Kimméridgien supérieur (coupe palinostastique a, fig. 3) se traduit par un comblement : il s'ensuit un aplatissement et un relèvement du fond (sommet du rythme A). L'épisode suivant marneux (b), au début du Tithonique (Marno-calcaires de Raouraï : base du rythme B), traduit un enfoncement assez brusque, presque généralisé, du tréfonds. La subsidence localement très marquée s'accompagne d'une augmentation de la profondeur. La nouvelle topographie sous-marine avec la création de pentes même faibles, doit faciliter la reprise par intermittence du détritisme quartzeux, notamment vers le Sud (Hautes Plaines) où la formation de Hassi Haddou s'enrichit en intercalations de grès fin.

Le très bon classement de la fraction quartzreuse ainsi que la faible dimension du grain médian (0,10 à 0,15 mm) résultent probablement d'un tri granulométrique préalable impliquant une origine très lointaine (saharienne) du matériel détritique. On peut ainsi envisager un long transport avec de nombreux phénomènes de resédimentation à partir du domaine atlasique (Monts des Ksour en particulier) où régnaient des conditions fluvio-deltaïques (partie inférieure de la formation de Tiloula définie par J.P. Bassoullet, 1973) (3).

En même temps, dans le Nord-Ouest oranais (Monts des Traras), le secteur du Fillaoussène (fig. 3) se caractérise par une résistance à l'enfoncement (base du rythme B et peut-être dès le sommet du rythme A). La faible profondeur s'accompagne de phénomènes d'érosion (conglomérats polygéniques, brèches coralliennes) liés à des mouvements positifs dans une zone charnière, particulièrement instable (environnement ou seuil récifal).

Les meilleurs exemples, semble-t-il, qui permettent d'illustrer le rôle joué par la tectonique distensive (rejeu de failles normales profondes) dans la subsidence différentielle se situent :

— dans le secteur du *Raouraï* (partie sud des Monts de Tlemcen),

— sur la bordure nord-ouest du môle de *Tiffrit*.

1) La zone mobile du Raouraï

Les coupes palinspastiques complétées par des données sédimentologiques montrent qu'il s'agit d'une gouttière très subsidente allongée SW-NE, reliant le Djebel Raouraï et le Dj. Ouargla (fig. 1 et 3).

Schématiquement cette zone a fonctionné comme un graben compris entre :

— d'une part, le haut-fond (axe résistant) du Tenouchfi (Ten) prolongé à l'WNW par le Dj. el Arbi (centré sur l'actuel fossé de Sebdoû ; FS, fig. 1),

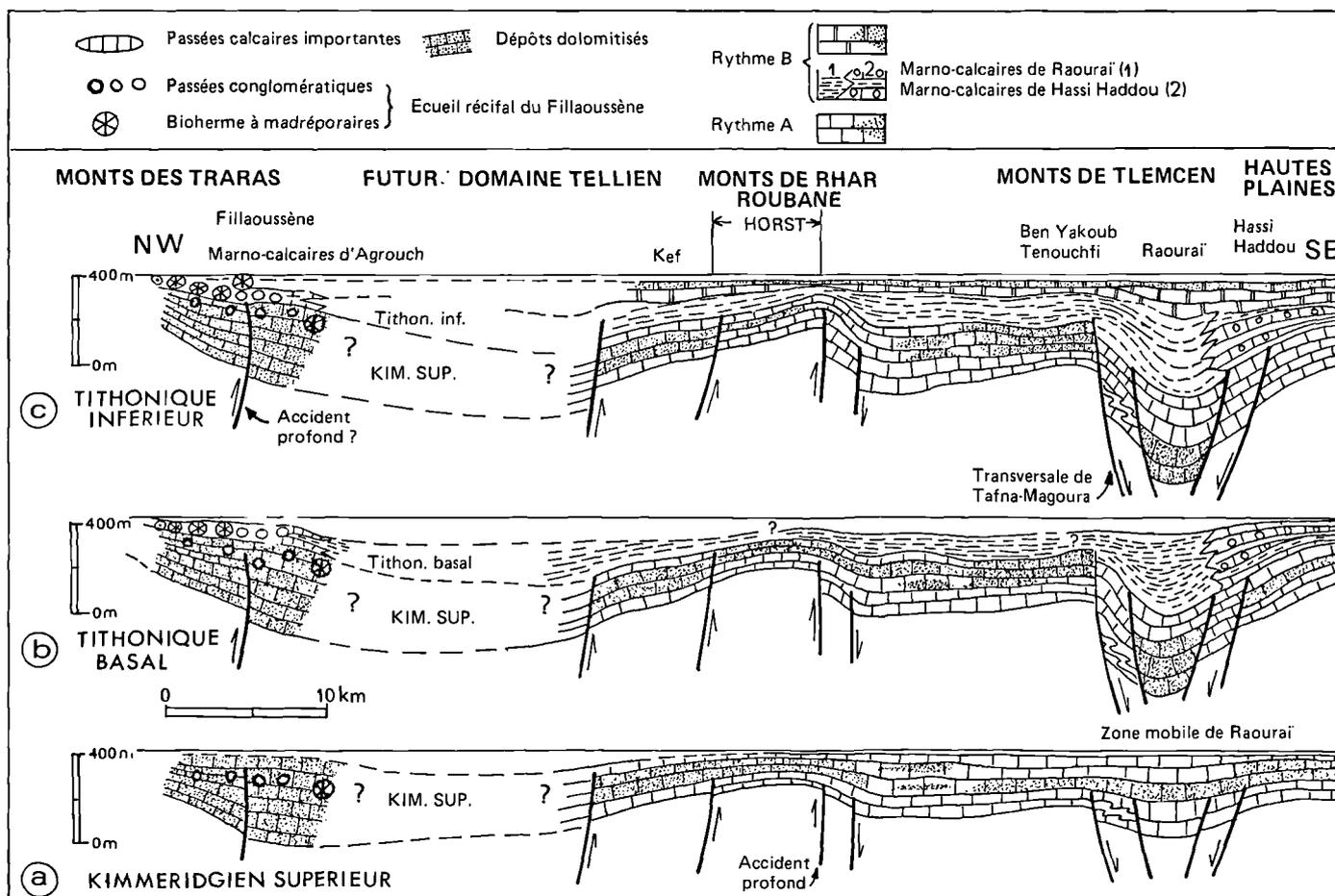


Fig. 3. - Evolution tectono-sédimentaire entre les Monts des Traras et les Hautes Plaines oranaises (Kimmeridgien supérieur - Tithonique inférieur). Voir la trace de la coupe sur la figure 1 et l'explication des phases a, b et c dans le texte.

• Succession lithostratigraphique de bas en haut :

= Des Monts de Rharr Roubane (RR) aux Hautes Plaines. Rythme A (Kimmeridgien supérieur) : Calcaires de Zarifet parfois dolomitisés, Dolomies de Tlemcen et Calcaires de Stah souvent dolomitisés ; rythme B (Tithonique inférieur) : Marno-calcaires de Raouraï ou de Hassi Haddou, Calcaires de Lato et Dolomies de Terni.

= Fillaoussène. Rythme A entièrement dolomitique ; rythme B : Marno-calcaires d'Agrouch (passées conglomératiques avec des éléments provenant du démantèlement de constructions coralliennes).

Fig. 3. — Tectono-sedimentary evolution between the "Monts des Traras" and the "Hautes Plaines oranaises" (Late Kimmeridgian - Early Tithonian). See the trace of the sections in the figure 1 and the explication of the phases a, b and c in the text.

= From the "Monts de Rharr Roubane" (RR) to the "Hautes Plaines oranaises". Rhythm A (Late Kimmeridgian) : Zarifet limestones often dolomitized, Tlemcen dolomites and Stah limestones often dolomitized ; Rhythm B (Early Tithonian) : Raouraï marls and Hassi Haddou marls and limestones ; Lato limestones and Terni dolomites.

= Djebel Fillaoussène. Rhythm A completely dolomititic ; Rhythm B : Agrouch marls and limestones (conglomeratic intercalations resulting from coral reef erosion).

— et, d'autre part, le môle rigide des Hautes Plaines où s'est déposée la formation de Hassi Haddou.

2) La bordure nord-ouest instable du môle de Tiffrit

Les variations faciologiques observées dans le secteur de Sidi Bou Beker - Sidi Amar suggèrent l'existence d'un accident orienté N 50 (FSA ; paléofaille de Sidi Amar, fig. 1 et 5) séparant deux compartiments distincts ayant connu une évolution sédimentaire différente. Plus précisément, les données sédimentologiques plaident en faveur d'une remontée du compartiment sud-est de la fracture durant le Tithonique inférieur. En effet, les caractéristiques de ce compartiment (haut-fond peu subsident, très peu profond et carbonaté) s'opposent nettement à celles du compartiment nord-ouest affaissé et plus subsident. Ce dernier s'est couvert de sédiments marneux, pauvres en Dasycladacées, indiquant un milieu plus profond.

La cassure de Sidi Amar, probablement réactivée jusqu'à une période récente, apparaît comme le prolongement (ou l'un des diverticules nord-orientaux) de la faille majeure de Hassi

Zerga (FHZ, fig. 1) dans les Monts de Daïa. En fait, plusieurs observations cartographiques et structurales tendent à prouver que l'accident de Sidi Amar appartient à un système de failles de même direction accidentant la bordure du môle de Tiffrit, à cœur paléozoïque. Ainsi, des failles normales devaient délimiter des paliers s'abaissant graduellement en direction du NW. Le rejeu à cette époque des accidents sub-méridiens (N 20) paraît beaucoup moins évident.

3) Les mouvements tectono-sédimentaires dans le cadre de l'Ouest algérien

Les modifications morphologiques du fond qui, dans une large mesure, ont affecté l'avant-pays oranais ont dû être particulièrement accentuées, vers le Nord, en bordure du domaine tellien où se développent les faciès de plate-forme externe (Bou Rheddou).

Dans tous les cas, on note l'importance de la subsidence différentielle attribuable au rejeu en distension de failles profondes NNE à ENE, plus rarement SE, issues de structures d'origine tardi-hercynienne.

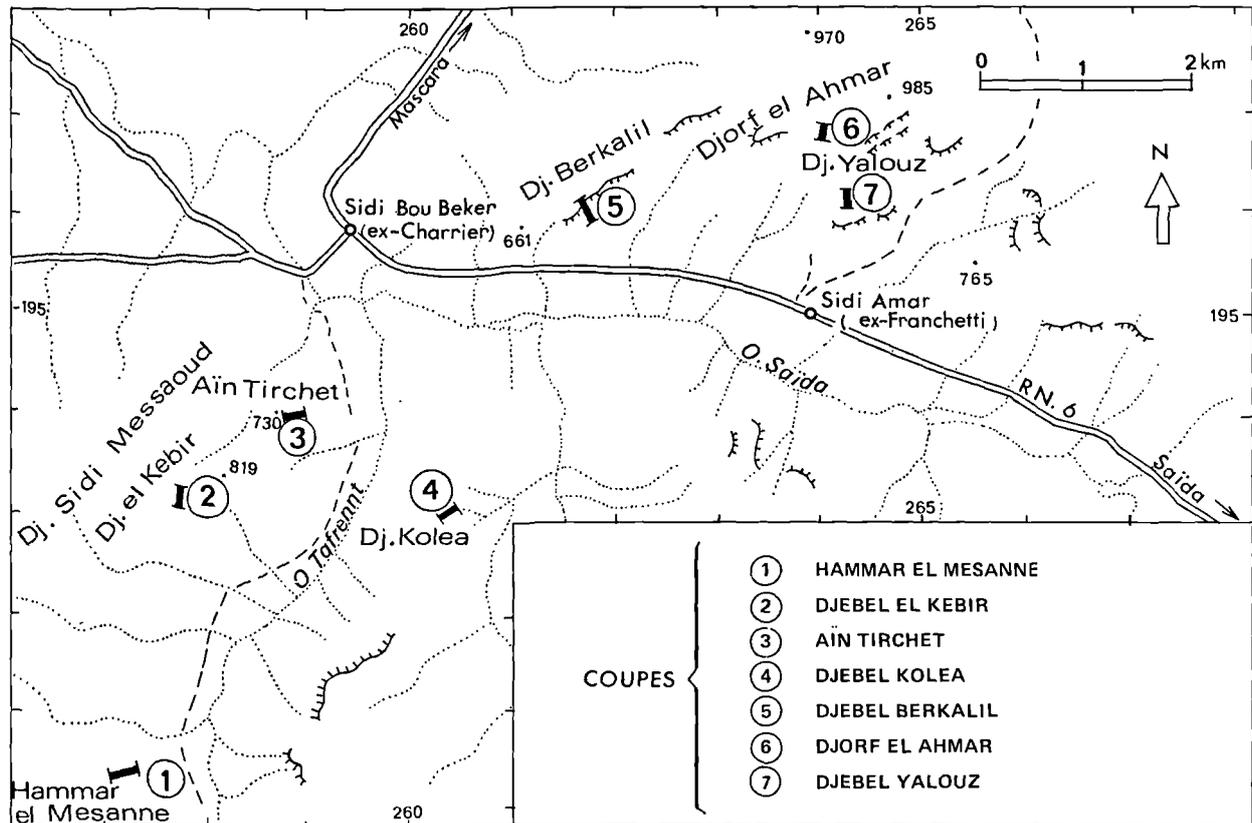


Fig. 4. — Situation des coupes dans les Marno-calcaires de Raouraï (Tithonique basal) du secteur de Sidi Bou Beker - Sidi Amar.
 Fig. 4. — Location of sections across the Raouraï marls and limestones (Early Tithonian) in the Sidi Bou Beker - Sidi Amar area.

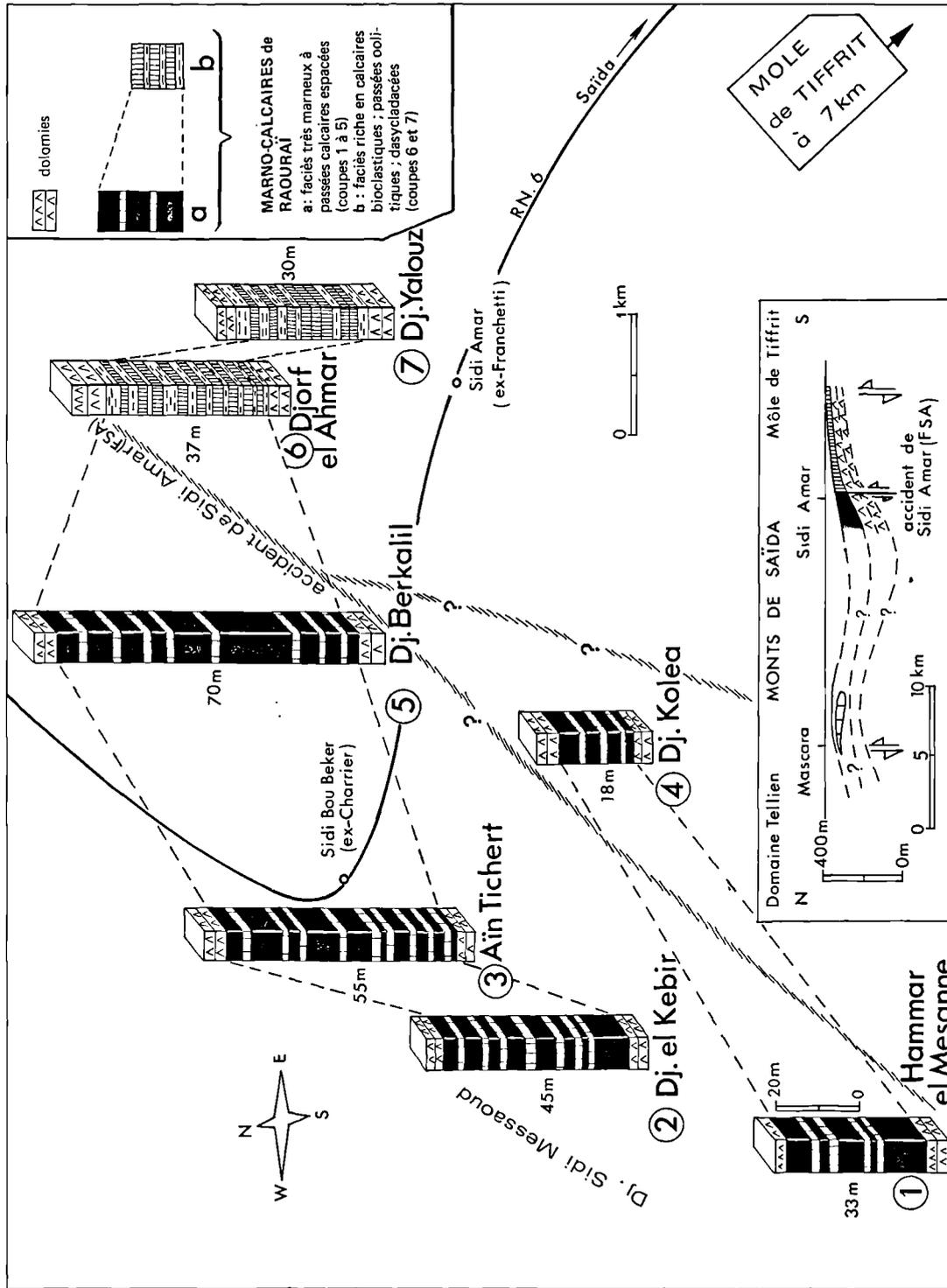


Fig. 5. — Les variations d'épaisseurs et de faciès des Marmo-calcaires de Raourai dans le secteur de Sidi Bou Beker - Sidi Amar.

Fig. 5. — The variations of thickness and facies in the Raourai marls and limestones in the Sidi Bou Beker - Sidi Amar area.

En dehors des paléostrutures précédentes (graben du Raourai, môle de Tiffrit et zone instable du Fillaoussène) ayant rejoué durant le Tithonique inférieur, il convient d'ajouter (fig. 1) :

— le horst à matériaux paléozoïques de Rhar Roubane (fig. 3) qui borde au Nord de haut-fond de Tenouchfi,

— la zone de haut-fond, peu subsidente, de Hassi Zerga (prolongement sud-ouest du môle de Tiffrit).

IV. — CONCLUSION : COMPARAISONS PÉRIMÉDITERRANÉENNES

L'activité tectono-sédimentaire a été particulièrement intense au début du Tithonique, dans certaines régions de l'avant-pays oranais. Il convient toutefois de préciser qu'aucune discordance intraformationnelle notable n'a été observée. Mais on peut évoquer des "discordances progressives" analogues à celles qu'a admises F. Laville (12) dans les terrains jurassiques du Moyen Atlas marocain. Malheureusement, les conditions d'affleurement, souvent médiocres, notamment au pied des reliefs actuels, du fait de recouvrements quaternaires superficiels, ont rendu très difficile l'analyse structurale susceptible de mettre en évidence des rejeux de failles au cours du Tithonique inférieur.

La subsidence différentielle très marquée qui affecte les zones mobiles implique l'existence d'une tectonique de blocs faillés. Il paraît raisonnable d'envisager l'activité de paléo-failles en liaison avec celle des grandes cassures E-W et SW-NE (coulissantes ?) qui caractérisent la zone transformante entre les plaques européenne et africaine. On note seu-

lement que le paroxysme enregistré dans le secteur de Sidi Bou Beker - Sidi Amar est en rapport avec le soulèvement du môle de Tiffrit.

C'est vraisemblablement à cette phase que doit être rattachée la période d'instabilité enregistrée dans le Nord-Ouest oranais (Dj. Fillaoussène), à la limite septentrionale de la plate-forme algérienne. Il s'agit d'une *tectonique distensive* plus ou moins ressentie dans différentes zones de la marge passive nord-africaine. C'est probablement le cas dans le Rif externe oriental (au N de Taza) où ont été signalés des conglomérats intraformationnels d'âge tithonique (13). En Espagne méridionale, certains auteurs (15) mentionnent des brèches calcaires turbiditiques également à la base du Tithonique (secteur de Jaen dans les unités intermédiaires entre le Prébétique et le Subbétique : fig. 1).

D'une manière générale, une activité tectonique finijurassique (néocimmérienne) est connue dans de nombreuses régions des chaînes téthysiennes, notamment sur le pourtour méditerranéen occidental. Toutefois, il est important d'ajouter que si les facteurs tectoniques sont largement impliqués dans les *processus rythmiques de la sédimentation* (en particulier, dans l'avant-pays tellien d'Oranie) on ne peut écarter, même en l'absence de preuve bien établie, le rôle joué par l'*eustatisme et le climat*.

Enfin, dans le cadre paléostrutural de l'avant-pays oranais, au cours du Malm, la phase tectonique majeure du Tithonique inférieur succède au paroxysme oxfordien marqué par d'abondants apports terrigènes (d'origine également saharienne). Elle participe à l'évolution qui conduira à la grande phase éoalpine accompagnée d'un important détritisme (Crétacé basal) dans l'ensemble du domaine mésogéen.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 1) ARKELL W.J. & BUSSON G. (1955). — Le Jurassique du massif du Bou Rheddou (Nord de Tiaret, Algérie), *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 241, n° 5, p. 422-424.
- 2) ATROPS F. & BENEST M. (1984). — Les formations du Jurassique supérieur et du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (Bordure sud-tellienne, Algérie) : âge et milieu de dépôt. *Geobios*, Lyon, n° 17, fasc. 2, p. 207-216, 2 fig., 1 pl.
- 3) BASSOULLET J.P. (1973). — Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat*, Paris, 2 t., 497 p., 50 fig., 32 pl.
- 4) BENEST M. (1972). — Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 275, p. 1469-1471, 2 fig.
- 5) BENEST M. (1981). — La marge gondwanienne de l'Ouest algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé : les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), t. XXIII, p. 663-672, 2 fig.
- 6) BENEST M. (1981). — Intercalations de faciès à calpionelles dans des dépôts rythmiques de plate-forme à indices de dessalure : exemple du Tithonique supérieur carbonaté des Monts de Chellala (avant-pays tellien de l'Ouest algérien). *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, t. 292, p. 1287-1290, 2 fig.
- 7) BENEST M. (1985). — Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Thèse Doctorat d'Etat*, Lyon (1984). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 95, 2 fasc., 581 p., 145 fig., 23 pl.
- 8) BENEST M. (1986). — Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal de la plate-forme ouest-algérienne ; âge des formations et corrélations stratigraphiques. *V^e Conf. scient. intern.*, PIGG n° 183, Marrakech, Maroc (1985). *Rev. Fac. Sc. Marrakech*, n° sp. 2, p. 47-74, 7 fig.
- 9) BENEST M. & GHALI M. (1985). — Caractérisation du Tithonique et du Berriasien dans la série de plate-forme des Monts de Saïda (avant-pays de l'Ouest algérien) : précisions paléogéographiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, sér. II, t. 300, n° 14, p. 693-698, 2 fig.

- 10) CATTANEO G. (1987). — Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). *Thèse Doctorat d'Etat*, Dijon, 337 p., 160 fig., 6 pl.
- 11) GHALI M. (1984). — Le jurassique supérieur et le Crétacé basal des Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda (Ouest algérien) : stratigraphie et milieux de dépôt. *Thèse 3^e cycle*, Lyon, 131 p., 51 fig., 7 pl.
- 12) LAVILLE E. (1977). — L'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture jurassique de la région d'Immouzer de Marmoucha (Moyen Atlas, Maroc). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7), t. XIX, p. 1151-1158, 6 fig.
- 13) LEBLANC D. (1975). — Etude géologique dans le Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). *Thèse doctorat d'Etat*, Toulouse, 293 p., 50 fig.
- 14) LUCAS G. (1952). — Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. *19^e Congr. géol. intern. Alger.*, Mon. rég. sér. 1, Algérie, n° 21, 139 p., 59 fig.
- 15) RUIZ-ORTIZ P. & VERA J.A. (1979). — Turbidites calcaires du Jurassique supérieur, 2^e Coll. strat. et paléogéogr. du Jurassique d'Espagne (zones externes des Cordillères bétiques). *Univ. Grenada*, p. 243-256, 3 fig.

Sédimentation argileuse plio-quaternaire sur la marge armoricaine (Leg 80 DSDP)

Plio-Quaternary clay sedimentation on the Armorican margin (DSDP Leg 80)

par Armelle FIOLET-PIETTE (*), Hervé CHAMLEY (*), Thierry HOLTZAPFFEL (**)

(Planche XII)

Résumé. — Les assemblages argileux des sédiments plio-quaternaires des sites 548 et 549 ont une origine principalement détritique et une signification essentiellement paléoclimatique. Les proportions de chlorite et d'illite augmentent au cours du temps aux dépens de celles de smectite et de kaolinite, reflétant le développement de l'altération physique à terre en relation avec les refroidissements du Cénozoïque supérieur. Les fluctuations des minéraux sont souvent corrélables avec celles d'autres indicateurs climatiques des sédiments (faunes, isotopes). Les alternances de phases glaciaires et interglaciaires sont particulièrement exprimées au Pléistocène moyen et supérieur, et paraissent correspondre à des apports européens proches et des apports nordiques plus lointains. Au Pléistocène inférieur, les effets du climat sont en partie masqués par ceux des variations eustatiques responsables de reprises de vieux sols kaoliniques. Les caractères minéralogiques suggèrent l'existence d'un contexte climatique intermédiaire entre ceux des domaines britannique et aquitain.

Abstract. — *The clay mineral suites from Plio-Quaternary sediments at DSDP sites 548 and 549 mainly derive from European land-masses and display a paleoclimatic significance. The proportions of illite and chlorite tend to increase toward the late Pleistocene at the expense of smectite and kaolinite abundance, pointing to increasing physical weathering in relation to the late Cenozoic cooling. The clay mineral variations mostly correlate to climate variations expressed by other sedimentary components (e.g. planktonic faunas, oxygen isotopes). Alternating glacial-interglacial phases are peculiarly well expressed at middle to late Pleistocene times, and seem to correspond to an alternation of fairly close and of distant northern detrital inputs. During the lowermost Pleistocene, the climate effects are partly obliterated by eustatic changes, responsible for the strong erosion of kaolinite-bearing paleosols. Clay mineral data suggest the existence of a climatic context intermediate between those of British and Aquitaine regions.*

I. — INTRODUCTION

L'éperon de Goban ou "Goban Spur" se situe sur la marge Armoricaine dans l'Atlantique Nord-Est, au Nord de la baie de Biscaye et à quelques 250 km au Sud-Ouest de l'Irlande (48° N, 12° W). Les sites 548 et 549 A, distants de 60 km, sont localisés sur cet éperon à 500 km des côtes françaises, respectivement par 1256 m et 2535,5 m de fond (fig 1).

Le site 548 se trouve vers le sommet du talus continental sur un socle hercynien granité et métamorphisé. Sur les 211 m de dépôts carottés avec un taux de récupération de 93 %, les 145 premiers mètres ont été échantillonnés dans le cadre du présent travail (Pliocène terminal et Quaternaire), avec une maille de 0,5 à 1,5 m.

Le site 549 A est localisé à l'extrémité inférieure du talus continental. Sur les 965 m de dépôts post-hercyniens carottés avec un taux de récupération de 46 %, seuls les 27 premiers mètres sont d'âge Pliocène terminal et Quaternaire. Les conditions de prélèvement sont identiques à celles du site 548.

Au total 161 échantillons ont été étudiés par les techniques de diffraction des rayons X sur pâtes orientées de particules < 2 µm, de microscopie électronique à transmission et de dosage des carbonates (Fiolet-Piette, 1986).

L'étude minéralogique des assemblages argileux du Plio-Quaternaire est confrontée aux premières données sur les microfaunes et isotopes publiées par Graciansky, Poag et al. (1985).

(*) Université des Sciences et Techniques de Lille, Dynamique sédimentaire et structurale, UA CNRS 719 Tectonique et Sédimentation, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Université d'Angers, Géologie, 49045 Angers Cedex.

Note présentée le 9 novembre 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 8 novembre 1989.

Les résultats et discussions s'appuient sur une analyse multivariable des données minéralogiques tirées des diffractogrammes (fig. 2, site 548). Ils contribuent à la reconstitution

des environnements passés, notamment des climats et courants du Quaternaire, en s'appuyant sur les données de la stratigraphie isotopique (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1978 ; Vergnaud-Grazzini et Saliège, 1985) et de la biostratigraphie (Pujol et Duprat, 1985).

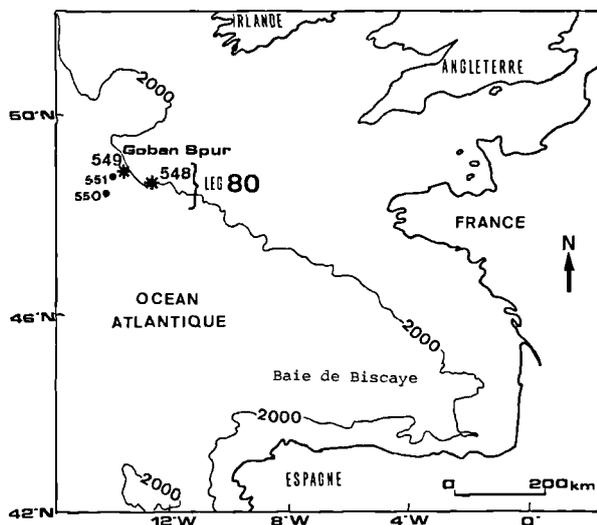


Fig. 1. — Situation géographique des sites 548 et 549 A du Leg 80 sur la marge Armoricaire

Fig. 1. — Location of DSP sites 548 and 549 on the Armorican margin.

II. — RÉSULTATS

La lithologie établie par Graciansky *et al.* (1985) montre une alternance de boues calcaires et de boues marneuses à nanfossiles et foraminifères (fig. 2). Les sédiments présentent, selon les zones, des teneurs moyennes de 24 à 42 % pour le carbonate de calcium, de 6,5 à 13,5 % pour la fraction sableuse (tabl. I). D'une manière générale ces deux paramètres varient parallèlement en relation avec les niveaux riches en microfaune : le calcaire est d'autant plus abondant que les tests de foraminifères sont nombreux. Au Pliocène terminal (145 à 105 m) s'observe une opposition entre les quantités de carbonates (41 % en moyenne) et la faible importance de la fraction sableuse (7 % en moyenne) : cela s'explique par le remplacement des foraminifères par les nanfossiles, dans la fraction biogénique.

La comparaison entre la lithologie et la minéralogie des argiles ne fait pas apparaître de correspondance. Ce fait, associé d'une part à la faible épaisseur des sédiments et d'autre part à l'inexistence de variation continue des assemblages argileux en relation avec l'enfouissement montre l'absence de modification diagénétique appréciable. C'est d'ailleurs le cas de la majeure partie des sédiments récents de l'Atlantique (Biscaye, 1965).

Zones	Etages	Profondeur (m)	chlorite %	illite %	inter-stratifiés %	smectite %	kaolinite %	sable %	CaCO ₃ %	
A	1a	Holocène	10	36	8	29	17			
B	1b	Pléistocène supérieur						12,75	32,75	
		Pléistocène moyen	15 34	12	41	9	24	14		
C	2							6,4	24,4	
	3	Pléistocène inférieur	55 85	6,4	36,1	4,1	31,3	23,2	13,4	40,7
		4	Pliocène	105 145	5,6	35,9	1,5	34,7	20,8	7,7
Moyenne des %			8 %	38 %	5 %	31 %	18 %	10 %	34,7 %	

Tableau I. — Pourcentages moyens des minéraux argileux, de la fraction sableuse et du carbonate de calcium au site 548.

Table I. — Average percentages of clay minerals, sand fraction and calcium carbonate at site 548.

SITE 548

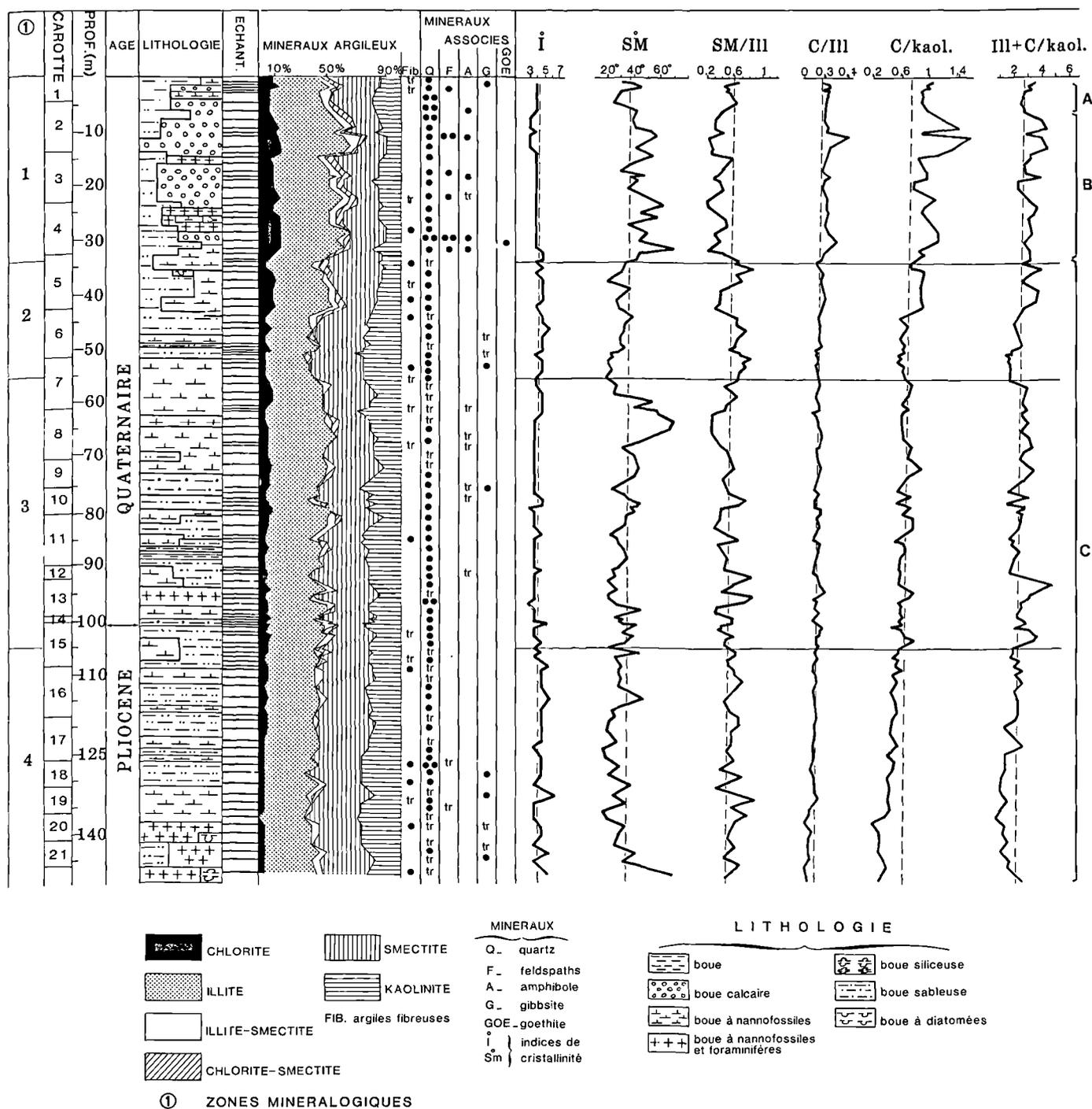


Fig. 2. — Site 548. Minéralogie des argiles, cristallinités, rapports d'intensité de pics de diffraction X.

Fig. 2. — Site 548. Clay mineralogy and X-ray diffraction parameters.

A) SITE 548

1) Données générales

Les assemblages argileux du Plio-Quaternaire sont dominés par l'illite (38 % en moyenne), la smectite (31 %) et la kaolinite (18 %), dont les particules apparaissent indépendantes en microscopie électronique (Pl. XII, fig. A). La chlorite (8 %) et les interstratifiés irréguliers illite-smectite et chlorite-smectite (5 %) s'ajoutent à ces espèces argileuses dominantes (tabl. I).

L'étude des variations semi-quantitatives de la teneur en minéraux argileux conduit à identifier plusieurs zones (Fiolet-Piette, 1986) (fig. 2) :

— Pliocène terminal-Pléistocène inférieur et moyen (145-34 m, zone C) : abondance comparable des trois minéraux cardinaux, avec augmentation relative de la chlorite et des interstratifiés irréguliers au début du Pléistocène (105-34 m).

— Pléistocène moyen et supérieur (34 à 5 m, zone B) : augmentation relative des teneurs en minéraux "primaires" (illite et chlorite) et des interstratifiés irréguliers, compensée par une diminution des teneurs en smectite et kaolinite.

— Holocène (5 à 0 m, zone A) : la tendance évolutive s'inverse, avec une diminution relative des teneurs en minéraux primaires, et une augmentation des teneurs en smectite et kaolinite. Les feldspaths apparaissent et le quartz augmente dans la fraction argileuse.

L'analyse qualitative et semi-quantitative des minéraux argileux (Holtzapffel, 1985) a permis de mesurer les indices de cristallinité de l'illite et de la smectite. Le premier correspond à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å de l'illite (essai glycolé), le second à l'angle d'ouverture du pic à 17 Å de la smectite (essai glycolé). D'autre part des mesures d'abondance relative sont effectuées en calculant les rapports d'intensité de pics de diffraction X. Cela permet de visualiser l'évolution de l'abondance d'un ou deux minéraux par rapport à un autre pris comme référence. Ont été retenus les rapports Sm/I (17/10 Å, glycolé), C/I (4,7/5 Å, naturel), C/K (3,57/3,53 Å, naturel) et I + C/K (5 + 3,53/3,57 Å, naturel). L'analyse de ces rapports (Fiolet-Piette, 1986) a permis de préciser quatre zones au lieu des trois précédemment établies (fig. 2).

2) Analyse multivariable

Cette analyse a été effectuée à partir des proportions des minéraux de la fraction argileuse, à l'aide du programme SPAD. Elle a permis :

— d'établir des matrices de corrélation pour différentes variables telles que chlo (% de chlorite) et ill (% d'illite) ;

— de définir des facteurs de corrélation et la contribution de chaque variable à ces facteurs ;

— d'établir des logs montrant l'évolution de cette contribution dans le temps.

L'analyse des matrices permet de rechercher les dépendances ou les antagonismes entre les variables. Des groupes

de variables ou facteurs peuvent jouer un rôle privilégié. Ce rôle est mis en évidence par l'analyse factorielle des correspondances. Ce qui conduit à regrouper des variables ou échantillons ayant le même comportement, et dans le cas présent, de préciser le comportement des minéraux du point de vue de leur origine :

— la chlorite est indépendante à la fois de la smectite et de la kaolinite ;

— l'illite est indépendante de la smectite mais pas de la kaolinite ;

— l'illite est en partie liée à la chlorite.

Le premier facteur de corrélation représente plus de 46 % de la variance. Ce facteur est caractérisé par l'opposition entre l'ensemble chlorite, illite et l'ensemble smectite, kaolinite (fig. 3). Le second facteur explicite 16 % de la variance et montre un antagonisme entre d'une part la kaolinite et l'illite et d'autre part tous les autres minéraux. Les regroupements observés entre espèces minérales suggèrent des origines alluvionnaires partiellement communes.

Le report, sur un log vertical, de la contribution de chaque échantillon aux deux facteurs considérés conduit à préciser les données préliminaires et à identifier quatre zones au long du forage 548 (fig. 2 et 4) :

— Pliocène terminal (145 à 105 m, zone 4) : la teneur en smectite est importante. L'association smectite, kaolinite domine l'élaboration du facteur 1. Il existe une relation directe entre les concentrations en illite et kaolinite.

— Pléistocène inférieur et moyen (105 m à 55 m, zone 3) : des périodes enrichies en minéraux primaires (illite, chlorite), où la relation entre illites et kaolinites est importante, alternent avec des périodes enrichies en smectite.

— Pléistocène moyen (55 m à 34 m, zone 2) : retour à la domination de l'association smectite, kaolinite et diminution de l'intensité de la liaison illite, kaolinite (zone 2b). Puis inversion des tendances avec domination du couple illite, chlorite (facteur 1) et indépendance entre illite et kaolinite (zone 2a).

— Pléistocène moyen-supérieur et Holocène (34 m à 0 m, zone 1) : prédominance des minéraux primaires, absence de relation entre illite et kaolinite. Dans les premiers mètres (5 m à 0 m), il y a inversion de la tendance avec prédominance de la smectite sur les minéraux primaires.

3) Commentaires

Les minéraux argileux, essentiellement détritiques, proviennent en grande partie des sols dans lesquels ils sont soumis à l'influence prépondérante du climat (Millot, 1964) : l'étude de leur distribution peut donc contribuer à déterminer l'évolution des environnements continentaux au long du Plio-Quaternaire. Dans la zone 1 le facteur 1 (fig. 4), qui associe les minéraux primaires (illite, chlorite ; cf. Pl. XII, fig. A) et une bonne cristallinité de l'illite, caractériserait un climat froid, durant lequel les roches cristallographiques et sédimentaires sont essentiellement altérées par désagrégation mécanique (Millot, 1964). Par contre dans les zones 2 et 4, ce facteur montre la prédominance de la smectite, dont les particules présentent des bords flous, d'aspect floconneux

(Pl. XII, fig. B), très fréquemment rencontrées dans le domaine Atlantique depuis le Jurassique supérieur (Chamley, 1981 ; Holtzapffel, 1983). Ce faciès caractériserait un climat plus chaud à l'humidité saisonnière plus ou moins contrastée, favorisant la formation des smectites dans les sols.

Le facteur 2, qui associe les minéraux illite et kaolinite, montre que ceux-ci ont au moins en partie une origine commune. Il peut s'agir :

— soit du remaniement combiné de vieux sols latéritiques et de roches sédimentaires à illite ferrifère ou de roches cristallines micacées (Estéoule-Choux, 1967) ;

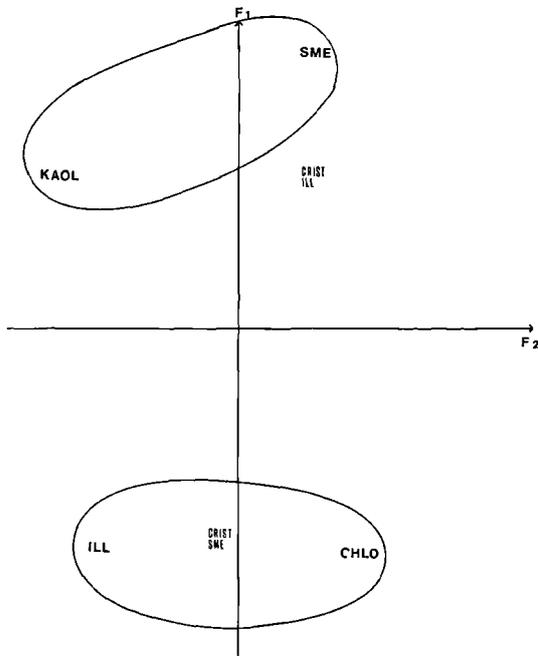
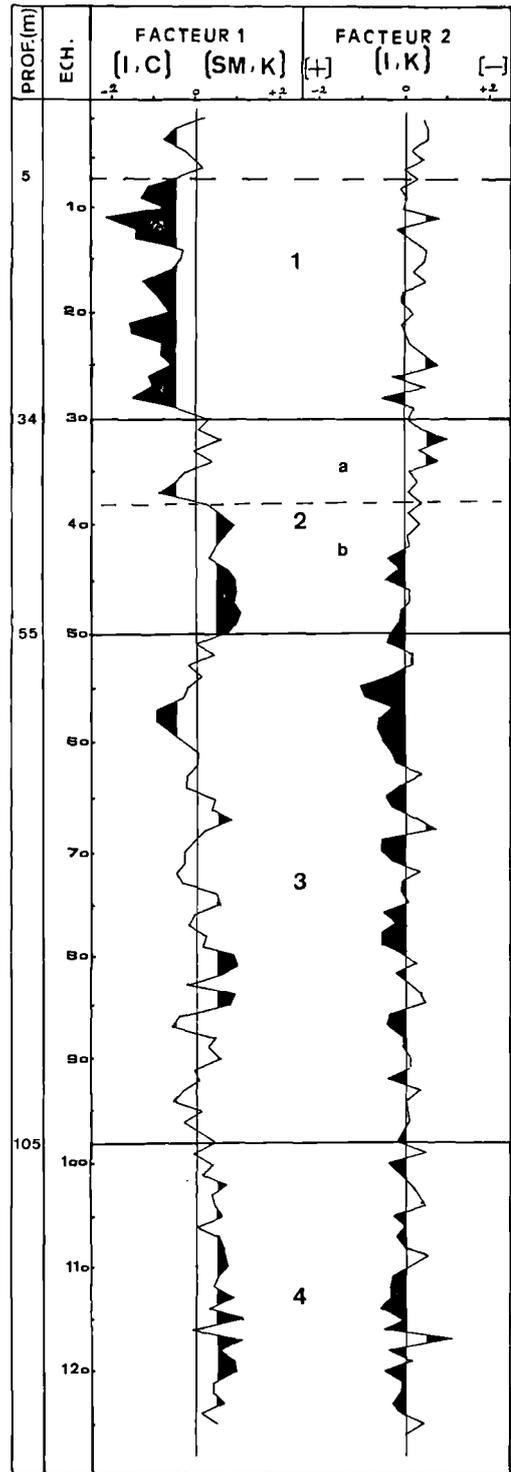


Fig. 3. — Site 548. Ensemble des échantillons : projection des variables sur le plan factoriel 1-2.

Fig. 3. — Site 548. Factor analysis : projection of data on the plane 1-2.

Fig. 4. — Site 548. Facteurs minéralogiques de corrélation: ECH : contribution des échantillons à l'élaboration des facteurs ; (+) : relation directe entre les concentrations en illite et kaolinite ; (—) : absence de relation directe entre les concentrations en illite et kaolinite.

Fig. 4. — Site 548. Correlation factor analysis on clay minerals. ECH : sample contribution to the factors ; (+) : direct correlation between illite and kaolinite percentages ; (—) : absence of correlation between illite and kaolinite percentages.



— soit de l'érosion de roches sédimentaires et cristallines diverses, marquées par la présence des deux groupes minéraux (socle armoricain et sa couverture).

A cela pourrait s'ajouter un phénomène de tri sédimentaire des particules en fonction de leur taille.

B) SITE 549 A

1) Données générales

Les assemblages argileux quaternaires sont, comme au site 548, dominés par l'illite (35 % en moyenne), la smectite (39 %) et la kaolinite (15 %). Les particules sont de taille

variée, et indépendantes. On trouve aussi la chlorite (9 %) et les interstratifiés irréguliers (2 %).

Trois zones ont été identifiées (Fiolet-Piette, 1986 ; fig. 5) :

— Miocène (29 à 27 m, zone C') : fortes teneurs en smectite (55 %), faibles teneurs en illite (27 %) et kaolinite (11 %).

— Pléistocène inférieur et moyen (27-12 m, zone B') : augmentation relative des teneurs en illite, kaolinite associée à une diminution des teneurs en smectite.

— Pléistocène supérieur-Holocène (12-0 m, zone A') : abondance des minéraux primaires ; augmentation des teneurs en inter-

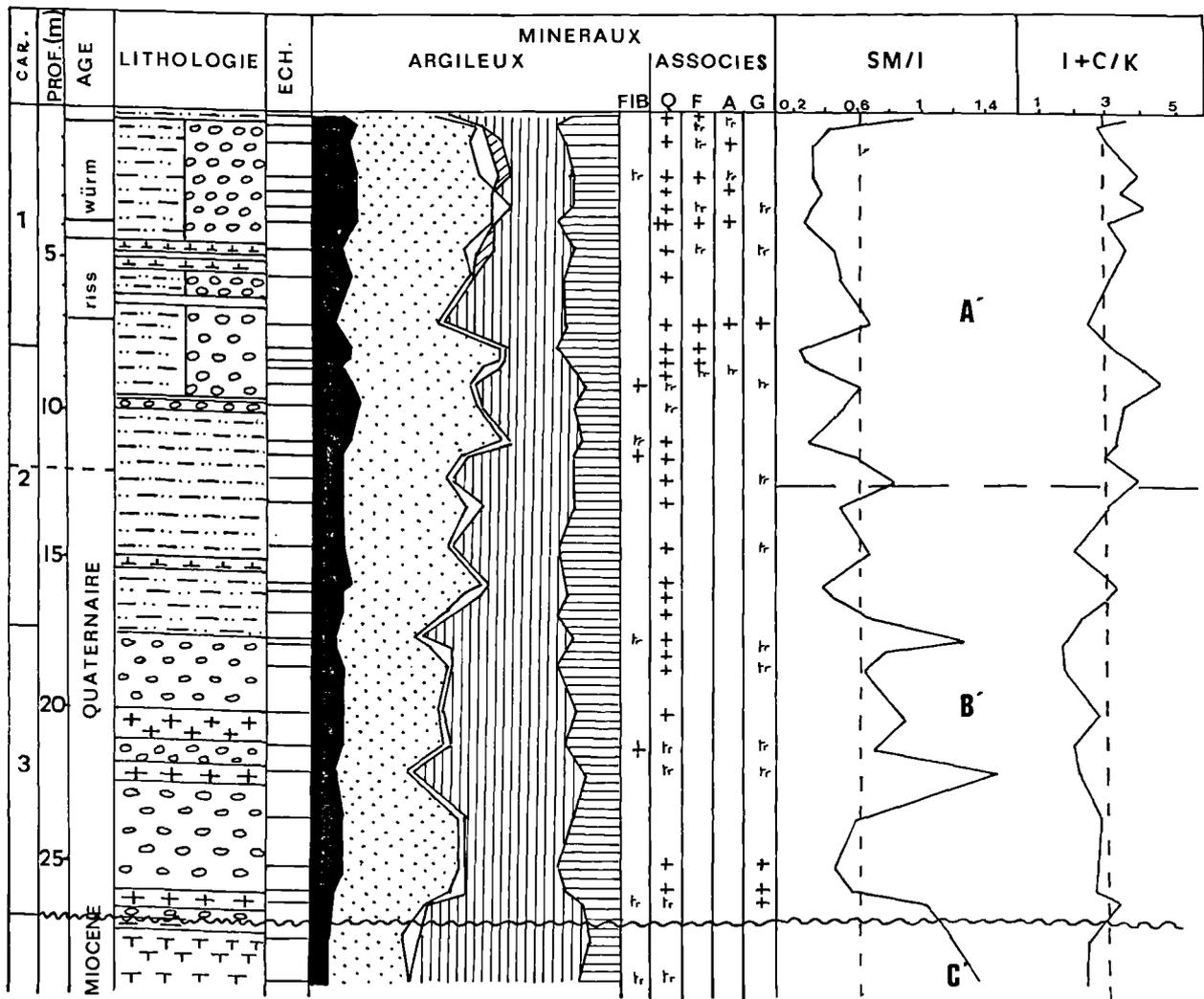


Fig. 5. — Site 549 A. Minéralogie des argiles, rapports d'intensité de pics de diffraction X.

Fig. 5. — Site 549 A. Clay mineralogy and X-ray diffraction meters.

stratifiés irréguliers et en minéraux détritiques non argileux (feldspaths, amphiboles), associée à une diminution des teneurs en smectite. Les teneurs en kaolinite varient peu.

2) Analyse multivariable

Comme pour le site 548, une corrélation très nette apparaît entre chlorite et illite. Par contre, l'association entre illite et kaolinite est plus discrète, et ne peut être considérée comme facteur de corrélation. L'analyse conduit à préciser le comportement des minéraux, et confirme l'existence des trois zones A', B', C'.

III. — DISCUSSION

Considérons la place du climat parmi les autres facteurs du paléoenvironnement au large de la marge Armoricaïne, en comparant les données des argiles à celles des organismes marins (Pujol, 1980 ; Pujol et Duprat, 1985 ; Caralp, 1985) et des isotopes de l'oxygène (Vergnaud-Grazzini et Saliège, 1985).

A) EVOLUTION CLIMATIQUE GÉNÉRALE

L'histoire sédimentaire de la marge Armoricaïne débute au Crétacé inférieur avec l'ouverture du golfe de Gascogne. Au Paléogène, la stabilité tectonique et l'existence d'un climat chaud hydrolysant, conditionnent la formation de smectites et de kaolinites pédogéniques. La smectite provient notamment des parties aval mal drainées des bassins versants ; la kaolinite est plutôt formée dans la partie amont, bien drainée des bassins versants, là où la pluviosité constante favorise une hydrolyse importante (Chamley, 1979). Ces climats sont à rapprocher de ceux des domaines britannique et aquitain, où jusqu'au Miocène les smectites sont partout dominantes et semblent indiquer des températures assez élevées avec des périodes humides dominantes (Latouche et Mailliet, 1978, 1982).

A partir du Miocène supérieur, les minéraux argileux primaires (illite et chlorite) deviennent prédominants, cependant que le quartz et les feldspaths détritiques apparaissent dans les fractions argileuses. Ce changement traduit l'accentuation du changement climatique mondial, qui a débuté vers la limite Eocène-Oligocène (Chamley, 1979).

Du Pliocène au Pléistocène supérieur, on assiste à un refroidissement général qui se traduit au niveau des sites 548 et 549 par une augmentation des teneurs en minéraux primaires et interstratifiés irréguliers, associée à une diminution de celles de la smectite. Sous climat froid peu hydrolysant, l'altération chimique et la formation des sols sont contrariées. Les roches cristallines sont préférentiellement altérées par désagrégation mécanique, ce qui conduit à la production et à l'érosion préférentielles d'illite et de chlorite (Chamley, 1979) ; les minéraux interstratifiés irréguliers, stables dans des conditions de basse température et de basse pression, résultent du même processus d'altération ménagée (Millot, 1964), et s'ajoutent aux espèces primaires. L'apparition de galets d'origine glaciaire dans les dépôts océaniques (De Graciansky *et al.*, 1985) confirme le refroidissement climatique général.

B) DÉTAIL DES VARIATIONS CLIMATIQUES

Les sédiments du Quaternaire expriment les variations climatiques de manière plus lisible que ceux du Pliocène, compte tenu de l'échelle choisie pour le prélèvement des échantillons. Cela résulte du fait que la vitesse de dépôt, à partir de 950 000 ans avant l'Actuel (événement magnétique Jaramillo), est relativement élevée ($> 6 \text{ cm}/10^3 \text{ ans}$). Pujol et Duprat (1985) ont déterminé pour les sites du Leg 80, 24 espèces de foraminifères planctoniques sensibles à la température, à partir desquelles ils subdivisent le Quaternaire en 27 étages bioclimatiques caractérisant la succession des phases glaciaires (chiffres pairs) et interglaciaires (chiffres impairs). Au Pliocène seuls deux étages bioclimatiques ont été établis.

1) Pliocène terminal (étages 29 et 28)

Les teneurs en smectite et kaolinite sont relativement élevées, ainsi que celles en illite. Latouche et Mailliet (1982) montrent dans les domaines britannique, aquitain et ibérique l'existence d'un climat chaud et humide à saisons contrastées depuis le Miocène ; la diminution des smectites à partir du Miocène supérieur paraît traduire une augmentation de la pluviosité. Au Pliocène supérieur les minéraux primaires augmentent et sont légèrement prédominants dans le domaine britannique, ce qui suggère un climat tempéré ; dans le domaine aquitain les dépôts sont largement remaniés, ce qui pourrait résulter de climats marqués par une forte humidité. Dans le domaine armoricain étudié ici, les teneurs en smectite sont légèrement plus élevées qu'au large de l'Aquitaine, et refléteraient ainsi une zone climatique intermédiaire entre les domaines britannique et aquitain. Le climat pliocène supérieur serait tempéré-chaud à saisons contrastées, avec prédominance des périodes humides. Le lessivage des vieux sols latéritiques et l'altération chimique des roches sont assez actifs. L'analyse multivariable montre l'existence d'une relation directe entre les concentrations en illite et kaolinite (fig. 6), ce qui suggère l'érosion mixte de roches et sols. Globalement les proportions des minéraux ont peu varié durant le Pliocène supérieur. L'environnement est vraisemblablement demeuré stable, avec une microfaune abondante traduisant des eaux bien oxygénées et riches en éléments nutritifs.

2) Pléistocène inférieur (étages 26 à 12)

On observe une alternance de deux types de périodes (fig. 6) :

— les unes montrent une relative abondance de la kaolinite (20 à 25 %), par ailleurs faiblement liée à l'illite, et un rapport Sm/I élevé, en correspondance avec les étages bioclimatiques plutôt glaciaires ;

— les autres présentent des teneurs en kaolinite légèrement inférieures (12 à 20 %) et un rapport Sm/I qui diminue, ceci en correspondance avec les étages bioclimatiques interglaciaires.

Les smectites se forment préférentiellement à l'aval des bassins versants et la kaolinite à l'amont (Millot, 1964). Le transport simultané de ces deux minéraux pédogéniques sug-

gère l'existence d'un système actif de drainage continental (Chamley *et al.*, 1980). L'érosion des anciens sols amont, riches en kaolinite, se fait vraisemblablement de façon plus importante durant les périodes de type froid, lorsque les actions mécaniques sont plus intenses (étages bioclimatiques à numérotation paire). En outre les périodes glaciaires correspondent à des niveaux marins bas, qui favorisent les reprises mécaniques de la kaolinite des vieux sols amont et des minéraux primaires des socles (illite, chlorite). Le contraire caractérise les périodes interglaciaires durant lesquelles le niveau marin est plus élevé. Les fluctuations de la kaolinite paraissent donc traduire des variations de la force d'érosion continentale plutôt que des variations de l'hydrolyse dans les sols. A cela peut s'ajouter l'éloignement de la ligne de rivage vers le large en période froide, qui permet aux kaolinites peu flottables de sédimenter plus aisément aux sites 548 et 549.

L'absence de relation observée en période froide entre illite et kaolinite suggère l'existence d'une deuxième source détritique pour l'illite. Cette source pourrait résider dans les glaces flottantes, qui libèrent les minéraux primaires issus des continents situés plus au Nord (Scandinavie, Groënland). L'augmentation de la faune arctique et plus particulièrement du foraminifère planctonique *Globigerina pachyderma* à enroulement sénestre, marqueur d'eaux froides, s'accorde avec cette possibilité (Pujol et Duprat, 1985).

En périodes de type interglaciaire (chiffres impairs), le niveau marin plus élevé ne permettrait pas à autant de kaolinite de parvenir jusqu'à la zone des sites 548 et 549. La forte liaison existant durant ces périodes entre kaolinite et illite traduit certainement une origine dominante bien individualisée, sans doute constituée par les terres émergées les plus proches. La contribution lointaine apportée par les glaces flottantes semble ainsi très atténuée en régime interglaciaire.

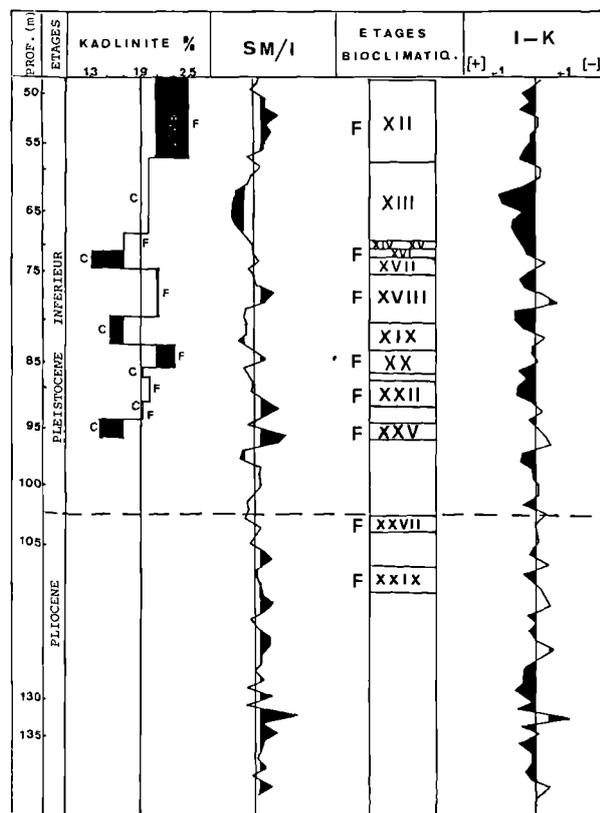


Fig. 6. — Site 548. Comparaison du pourcentage de la kaolinite, du rapport Sm/I, de la liaison entre illite et kaolinite, avec les étages bioclimatiques du Pliocène terminal et du Pléistocène inférieur (biozonation d'après Pujol et Duprat, 1985).

Fig. 6. — Site 548. Comparison of clay mineral data and bioclimatic zonation at late Pliocene-early Pleistocene times (bioclimates after Pujol and Duprat, 1985. Sm = smectite, I = illite, K = kaolinite).

3) Pléistocène moyen à supérieur, Holocène (étages 11 à 1)

La quantité des argiles primaires et des minéraux non argileux associés (quartz, feldspath, amphibole) augmente (fig. 2). Les roches cristallines et sédimentaires sont donc altérées davantage par désagrégation mécanique sous climat froid, et nourrissent la sédimentation terrigène de manière préférentielle par rapport aux sols. L'apport relatif des smectites diminue, ce qui suggère une diminution de l'altération chimique (tabl. I). Les précipitations et températures ne sont plus assez élevées pour permettre l'hydrolyse active des sols et donner des smectites de dégradation en quantité importante (Millot, 1964). Cette évolution suggère donc un refroidissement général, qui s'accorde avec les contours nets de la plupart des particules argileuses observées en microscopie électronique (Pl. XII, fig. A ; cf. Chamley, 1971). Le refroidissement est également confirmé par l'étude des variations du rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (Vergnaud-Grazzini, 1985).

Des variations quantitatives secondaires des minéraux argileux sont mises en évidence. Elles traduisent l'alternance de phases glaciaires et interglaciaires plus ou moins marquées. En effet, les assemblages argileux présentent en alternance, soit une augmentation des minéraux primaires au détriment de la smectite (étages bioclimatiques pairs, de type froid), soit une diminution de ces mêmes minéraux primaires corrélativement à une augmentation de la smectite (étages bioclimatiques impairs). La comparaison des étages bioclimatiques (Pujol, Duprat, 1985), de la stratigraphie isotopique (Vergnaud-Grazzini et Saliège, 1985), de la courbe d'abondance des nanofossiles (Pujos, 1985) et de la courbe paléoclimatique établie à partir des argiles indique une très bonne correspondance entre tous ces marqueurs (fig. 7).

En phases glaciaires, l'illite et la chlorite dominent les assemblages argileux, du fait de l'altération physique dominante des roches sédimentaires et cristallines. L'illite est indépendante de la kaolinite, ce qui peut résulter de la contribution de matériaux issus de glaces flottantes, comme au Pléis-

tocène inférieur (Grousset, 1985). Cela s'accorde avec la présence d'un front polaire localisé au Sud des sites étudiés (Rudiman et McIntyre, 1976).

En phases interglaciaires par contre, les proportions de smectite sont plus élevées. L'hydrolyse des roches et le développement des sols sont donc favorisés. Le rapport isotopique et la courbe d'abondance des nannofossiles montrent une remontée des températures. Les éléments biogéniques carbonatés sont abondants du fait de la présence d'eaux de surface chaudes.

CONCLUSION

Les informations fournies par l'étude minéralogique du Plio-Pléistocène des sites 548 et 549 DSDP, à l'Ouest du domaine armoricain, sont essentiellement de nature climatique. La comparaison des données minéralogiques avec celles des paramètres étudiés antérieurement et publiés dans les Initial Reports du DSDP, conduit à confirmer et préciser les interprétations antérieures.

— Au Pliocène le domaine armoricain correspond à une zone climatique plutôt tempérée chaude, à régime saisonnier contrasté avec prédominance des saisons humides, proche du climat actuel. Cette zone est intermédiaire entre les caractéristiques des domaines britannique et aquitain (fig. 8).

— Au Pléistocène inférieur et moyen, les minéraux argileux, notamment la kaolinite, traduisent l'influence de l'eustatisme. Ils sont moins sensibles aux variations climatiques qui sont exprimées de manière atténuée. Le climat apparaît plutôt froid, avec des périodes plus ou moins hydrolysantes ; le front polaire demeure localisé au Nord des sites d'étude.

— Au Pléistocène moyen et supérieur, l'amplitude des variations climatiques s'accroît, les eaux sont en général moins bien oxygénées et en périodes glaciaires le front polaire est localisé au Sud des sites. Les minéraux argileux constituent de bons indicateurs climatiques. Les correspondances présentées avec les données lithologiques, microfaunistiques et isotopiques montrent que les climats marins et continentaux alternent du type tempéré au type froid.

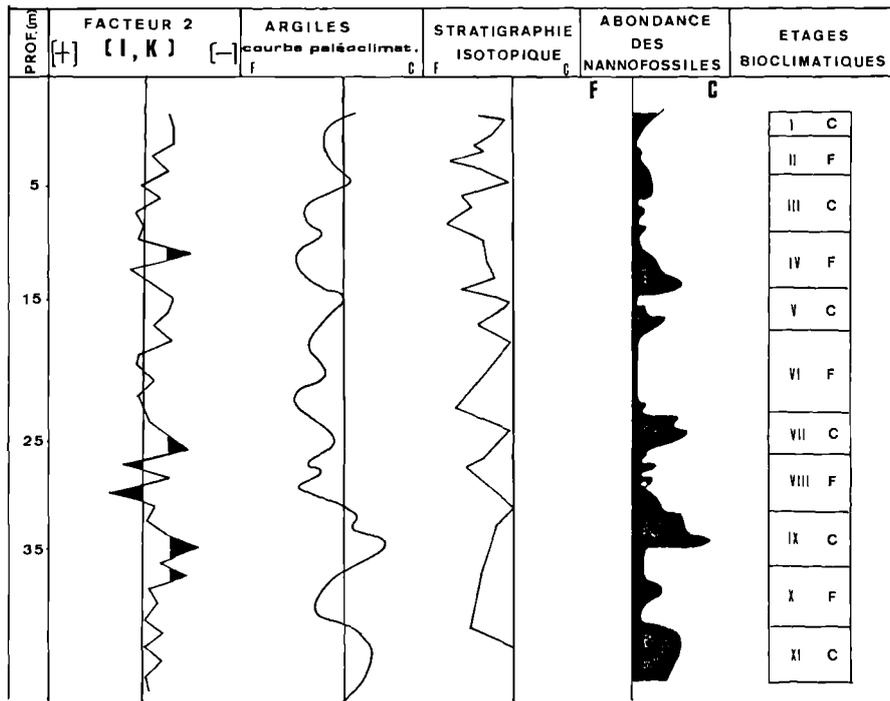


Fig. 7. — Site 548, Quaternaire moyen et supérieur. Comparaison des étages bioclimatiques, de la stratigraphie isotopique, de la courbe d'abondance des nannofossiles et de la courbe paléoclimatique établie à partir des argiles (données non minéralogiques d'après Caralp, 1985 ; Pujol, 1985 ; Vergnaud-Grazzini et Saliège, 1985).

Fig. 7. — Site 548, middle to late Quaternary. Comparison of clay mineral data, bioclimatic zonation, nannofossil and oxygen isotope data (non-clay data after Caralp, 1985 ; Pujol, 1985 ; Vergnaud-Grazzini and Saliège, 1985).

— L'origine des minéraux argileux apparaît variable au cours du temps. Jusqu'au Pléistocène inférieur, l'alimentation de la marge armoricaine est relativement constante et a essentiellement pour origine les bassins versants proches.

A partir du Pléistocène moyen et supérieur le refroidissement est général et la dérive des icebergs depuis le Nord détermine une source d'apport septentrionale, particulièrement active en périodes glaciaires.

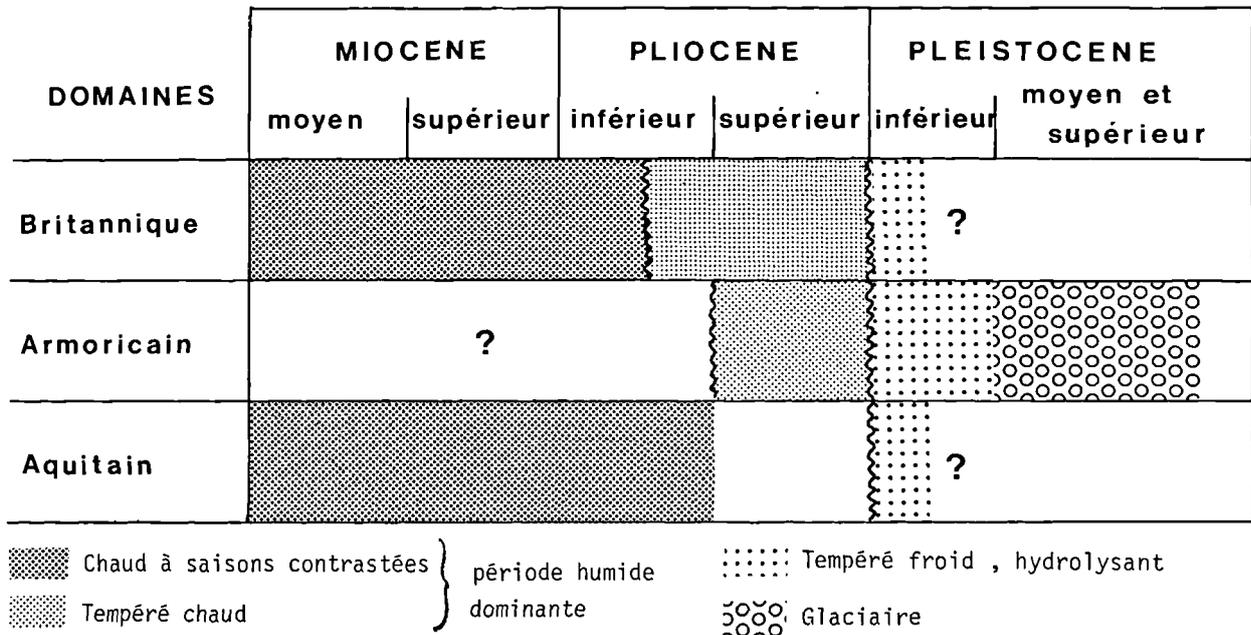


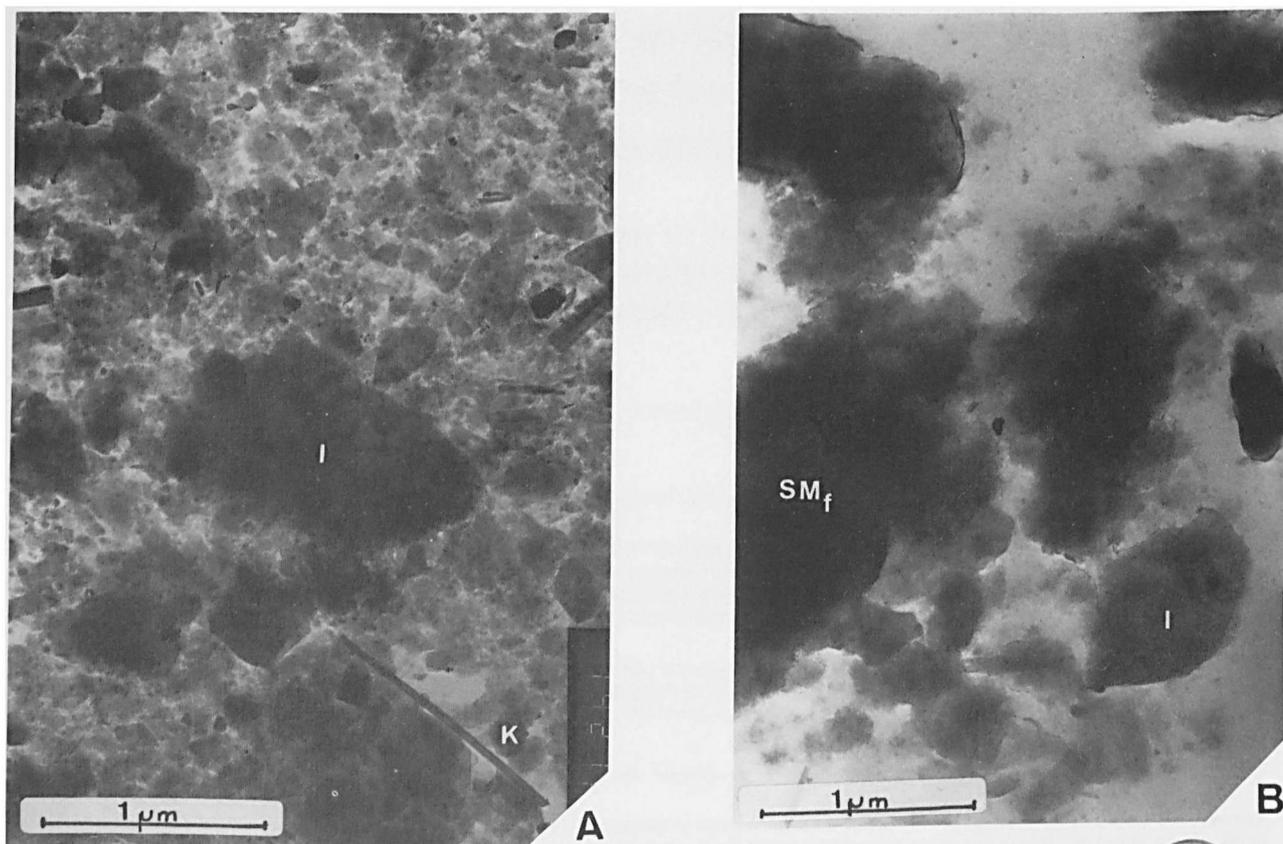
Fig. 8. — Interprétation de l'évolution climatique dans le temps et l'espace (d'après Latouche et Maillat, 1982, pour les domaines Britannique et Aquitain).

Fig. 8. — Paleoclimatic interpretation from clay mineral data (data on British and Aquitaine regions after Latouche and Maillat, 1982).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BISCAYE P.E., 1965. - Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clays in the Atlantic ocean and adjacent seas and oceans. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 76, 803-832.
- 2) CARALP M.H., 1985. — Quaternary calcareous benthic foraminifers Leg 80. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 80, 2, 725-756.
- 3) CHAMLEY H., 1971. — Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Mém. 35, 209 p.
- 4) CHAMLEY H., 1979. — North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In Talwani M. Hay W., Ryan W.B.F. Ed., *Deep Drill. Res. Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironment*, Maurice Ewing Ser., Amer. Geoph. Union, 3, 342-361.
- 5) CHAMLEY H., 1981. — Long-term trends in clay deposition in the ocean. *Oceanol. Acta*, n° sp., 105-110.
- 6) CHAMLEY H., DEBRABANT P., FOULON J., LEROY P., 1980. — Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges Nord Atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DSDP). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 22, 745-755.
- 7) ESTEOULE-CHOUX, 1967. — Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaire. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Thèse Etat Sci. Nat.*, Rennes, 319 p.
- 8) FIOLET-PIETTE A., 1986. — Etude des paléoenvironnements plio-quaternaires du Leg 80 (marge armoricaine) à partir des minéraux argileux. *D.E.A.*, Lille, 44 p.
- 9) GRACIANSKY P.C. de, POAG C.W. et al., 1985. — *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Washington (U. S. Gov. Print. Off.), 80.

- 10) GROUSSET F., 1985. — Sédimentogenèse d'un environnement de dorsale : la ride Açores-Islande au cours du dernier cycle climatique. Origine, vecteurs, flux de particules sédimentaires. *I.G.B.A.*, 37, 5-220.
- 11) HOLTZAPFFEL T., 1983. — Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine Nord-Atlantique. *Thèse 3^e cycle*, Lille, 164 p.
- 12) HOLTZAPFFEL T., 1985. — Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord.*, Publ. 12, 136 p.
- 13) LATOUCHE C., MAILLET N., 1978. — Minéralogie des dépôts des sites DSDP-IPOD 398 (Leg 47B) et 403, 404, 405, 406 (Leg 48). Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 20, 411-427.
- 14) LATOUCHE C., MAILLET N., 1982. — Essai sur l'utilisation des argiles comme témoins des climats néogènes dans la Province atlantique nord orientale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 24, 487-496.
- 15) MILLOT G., 1964. — *Géologie des argiles, altérations, sédimentologie, géochimie*. Masson Ed., Paris, 499 p.
- 16) PUJOL C., 1980. — Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire : écologie, stratigraphie, environnement. *Mém. Inst. I.G.B.A.*, 10, 254 p.
- 17) PUJOL C., DUPRAT J., 1985. — Quaternary and Pliocene planktonic foraminifers of the North Eastern Atlantic (Goban Spur) Deep Sea Drilling Project Leg 80. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 80, 2, 683-724.
- 18) PUJOS A., 1985. — Quaternary nannofossils from Goban Spur, Eastern North Atlantic Ocean. Deep Sea Drilling Project Leg 80. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 80.
- 19) RUDDIMAN W.F., McINTYRE A., 1976. — Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600,000 years. *Mem. geol. Soc. Amer.*, 145, 111-146.
- 20) VERGNAUD-GRAZZINI C., PIERRE C., LETOLLE R., 1978. — Paleoenvironment of the Northeast Atlantic during the Cenozoic : oxygen and carbon isotope analyses at DSDP sites 398, 400 A and 401. *Oceanol. Acta*, 1, 381-390.
- 21) VERGNAUD-GRAZZINI C., SALIEGE J.F., 1985. — Pleistocene climatic changes in surface waters of the Northeastern Atlantic : oxygen and carbon isotopic compositions of planktonic foraminifers at deep sea drilling project sites 548 and 549. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, Washington (U.S. Gov. Print. Off.), 80, 2, 793-804.



LÉGENDE DE LA PLANCHE XII

PLATE CAPTIONS

Micrographies

Electron-micrographs

Fig. A. — Site 548, zone minéralogique 1.
Abondance relative d'illite et chlorite aux contours nets, petites kaolinites hexagonales. Faciès de type climatique froid.

Fig. A. — Site 548, clay mineral zone 1.
Abundance of well-edged illite and chlorite, presence of small-sized kaolinite hexagons. Cold climatic microfacies.

Fig. B. — Site 548, zone minéralogique 2.
Abondance relative de smectite et interstratifiés irréguliers aux bordures floconneuses. Faciès de type climatique tempéré-humide.

Fig. B. — Site 548, clay mineral zone 2.
Abundance of fleecy smectite and random mixed-layer particles. Temperate-humid climatic microfacies.

Interprétation quantitative des diagraphies gamma naturel, application à la détermination des teneurs en P205 dans les craies phosphatées du Bassin de Mons

Quantitative interpretation of the Gamma-ray logging, application to the determination of the P205 concentration in the phosphatic chalks of the Mons Basin

par J.M. CHARLET (*)

Résumé. — Une interprétation quantitative des diagraphies gamma est proposée pour déterminer les concentrations en P205 des craies phosphatées du Bassin de Mons.

Elle utilise la corrélation linéaire (P205, eU). Elle est basée sur l'intégrale d'Alekseev et Grammakov qui permet de calculer l'intensité gamma à un niveau z par rapport à une couche d'épaisseur h . Un programme de traitement informatique des données est construit à partir de la méthode de Scott (9). Il en diffère par le calcul-préliminaire de la forme de l'anomalie radioactive pour une couche standard, calcul qui permet de déterminer la contribution des couches adjacentes. Les teneurs en équivalents-uranium (eU) sont ajustées par un procédé d'itération.

Une étude en laboratoire a été menée par spectrométrie gamma, bas comptage ($\beta + \gamma$) et analyse chimique du P205 sur les carottes de quelques forages réalisés dans le Bassin de Mons. Les analyses en laboratoire donnent une bonne corrélation avec les données interprétées des diagraphies gamma. Les résultats de cette étude montrent ainsi la possibilité d'utiliser les diagraphies gamma total pour évaluer un dépôt phosphaté.

Abstract. — A quantitative interpretation of the Gamma-ray logging is proposed to determine the P205 concentrations of the phosphatic chalks of the Mons Basin.

It uses the linear correlation (P205, eU). It is based on the integral of Alekseev and Grammakov which allows to calculate the intensity of the GR at the level z with regard to a mineralized layer of thickness h . A programme using a microcomputer is based on the Scott method. It differs from it by a preliminary calculation of the shape of the radioactive anomaly for a standard layer which allows to determine the contribution of the adjoining layers. The eU grades are adjusted by an iterative process.

A laboratory study has been carried out by gamma-ray spectrometry, low level total counting ($\beta + \gamma$) and chemical analysis of the P205 from the core-drilled of the borings performed in the Mons Basin. The laboratory analyses show a good correlation against the interpreted data of the gamma-logging. So the results of this study demonstrate the possibility to use the gamma-ray logging to evaluate a phosphatic deposit.

I. — INTRODUCTION

La diagraphie gamma naturel (notée GR) est une méthode bien connue pour la définition en sondage des litho-faciès (10, 11) et pour l'exploration des gisements d'uranium (15).

L'évaluation des gisements par GR exige qu'une série de conditions soient remplies :

— influence négligeable des contributions du thorium et du potassium sur le comptage en gamma total ;

— équilibre réalisé dans la famille de l'uranium, les émetteurs gamma appartenant en effet aux descendants à courte période (214Bi et 214Pb) de l'élément de tête (238U).

Ces conditions sont réalisées pour les craies phosphatées du Bassin de Mons dont les teneurs en uranium sont anormalement élevées (6). En outre, l'existence de relations linéaires (P205, eU) mises en évidence par les mêmes auteurs (6) permet de préconiser à l'échelle du Bassin l'utilisation de la GR naturelle pour la détermination in situ des teneurs en phosphates.

(*) Service GEP ("Géologie, Etudes et Prospection"), Faculté Polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9, 7000 Mons (Belgique).
Note présentée le 1^{er} décembre 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 8 novembre 1989.

Une campagne de sondages, financée en 1984-1985 par le Service Géologique de Belgique en vue de procéder à une nouvelle évaluation des potentialités en phosphates du Bassin de Mons, nous a donné l'occasion d'appliquer la GR à ce problème en adaptant une méthode quantitative d'interprétation développée par A. Schmitt (12). Plus de 500 mètres de diagraphies ont été effectuées dans une série de huit forages réalisés dans un périmètre d'exploration couvrant 5 à 6 km à vol d'oiseau (profondeur des forages 30 à 120 m).

II. — INTERPRÉTATION QUANTITATIVE DES DIAGRAPHIES GR

1) Principe général

Un problème important de l'interprétation quantitative de la GR est lié à l'effet géométrique : le détecteur situé en face d'une couche étant influencé par les couches adjacentes et ce en fonction du parcours moyen du rayonnement gamma dans les formations géologiques. On peut ainsi définir autour du détecteur une zone d'influence dont le rayon est tel que x % du rayonnement provient de cette zone.

Nous avons précédemment abordé le problème de l'effet du rayon d'influence pour une géométrie 2π (2). On peut considérer dans ce cas que 99 % du rayonnement total atteignant le détecteur proviendra d'une zone ayant un rayon de 0,60 m et ce pour une densité moyenne des roches (la densité intervenant dans les phénomènes d'absorption).

Dans un sondage, la zone d'influence autour du détecteur peut atteindre 1 m 20 pour une géométrie à 4π .

Diverses méthodes ont été proposées pour prendre en compte l'effet géométrique : méthode graphique qui fait appel à une série d'abaques (3,4), méthode intégratrice de Scott (9), méthode d'interprétation automatique d'Andrieux ou du CEA décrite par A. Schmitt (12).

La méthode graphique est longue et ne permet pas de résoudre le problème d'anomalies complexes.

La méthode intégratrice de Scott exige dans sa forme originale (9) la détermination par voie expérimentale de la courbe obtenue pour une anomalie liée à une couche standard d'épaisseur déterminée. Or, les conditions géométriques et physiques du modèle expérimental ne sont pas forcément celles du sondage étudié (différence dans le diamètre du trou, la densité des formations, la présence d'eau ou de boue dans le trou...).

Les méthodes d'Andrieux ou du CEA (12) permettent de prendre en compte tous les paramètres géométriques et physiques du sondage. La complexité du traitement mathématique exige toutefois que l'on découpe la diagraphie en zones d'une certaine longueur avec la nécessité de fixer alors des conditions aux limites de ces zones en appliquant, par exemple, une décroissance exponentielle jusqu'à une valeur considérée comme bruit de fond (12).

Nous avons finalement choisi une technique rapide pouvant être introduite sur micro-ordinateur et intermédiaire entre la méthode de Scott et les méthodes plus élaborées d'Andrieux ou du CEA.

2) Description générale de la méthode développée par le Service Géologie, Etudes et Prospection (*)

Soit une couche i de teneur x_i et dont l'épaisseur h est inférieure au rayon effectif d'investigation ($n.h$) de la sonde (fig. 1). Le taux de comptage I mesuré dans le plan médian de la couche h est influencé par les couches adjacentes et peut être exprimé par la relation suivante :

$$I_i = K (x_i + j_{i-h} x_{i-h} + j_{i+h} x_{i+h} + j_{i-2h} x_{i-2h} + \dots + j_{i+2h} x_{i+2h} + j_{i-nh} x_{i-nh} + j_{i+nh} x_{i+nh}) \quad (1).$$

K est le coefficient de calibrage qui permet de convertir les taux de comptage (exprimés en coups par seconde) en teneurs (exprimées en équivalent-uranium).

x_{i-nh} , x_{i+nh} sont les teneurs des couches $i-nh$, $i+nh$.

j_{i-nh} , j_{i+nh} sont les coefficients de contribution au rayonnement total atteignant le détecteur pour les couches respectives $i-nh$ et $i+nh$. On admet que ces deux coefficients sont égaux par raison de symétrie et pour des couches de même densité.

(*) J.M. CHARLET, avec l'aide de J.L. WALEM et Ph. LAIR pour le développement des logiciels.

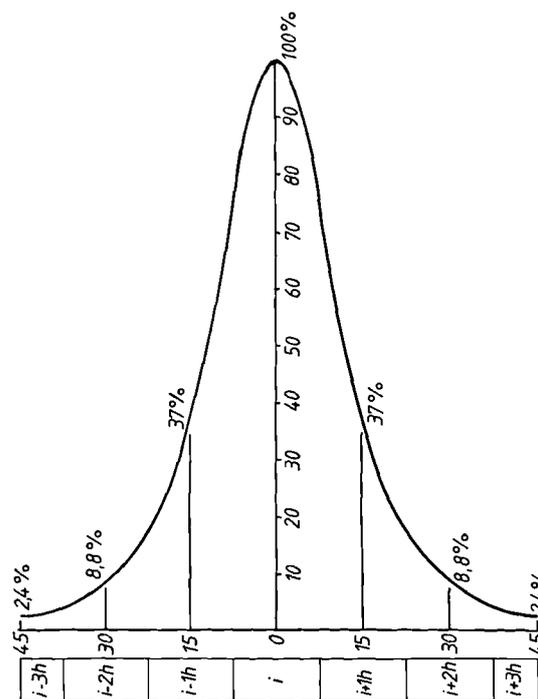


Fig. 1. — Fonction typique calculée à partir de l'intégrale d'Alekseev et Grammakov ($h = 15$ cm).

Fig. 1. — Typical function calculated from the integral of Alekseev and Grammakov ($h = 15$ cm).

L'interprétation quantitative est alors menée en découpant la diagraphie par passe d'épaisseur constante h et en calculant pour chaque point "i" distant de h une intensité I_i grâce à une relation de type (1). Le calcul est conduit par itérations successives en imposant la convergence de l'anomalie générée par le calcul vers l'anomalie complexe enregistrée par la diagraphie GR. Nous avons constaté que quinze itérations sont généralement suffisantes.

L'application des relations (1) exige, au préalable, que les coefficients j aient été déterminés et que des valeurs initialisées des teneurs i aient été fixées. Dans la méthode primitive de Scott, les coefficients j sont déterminés par voie expérimentale en utilisant une série de modèles constitués de blocs en béton de $1\text{ m } 20 \times 1\text{ m } 20$ dans lesquels la sonde gamma est déplacée en face d'une couche d'épaisseur h , dopée en uranium (14). Cela pose le problème de la différence des conditions géométriques et physiques entre le modèle expérimental et le sondage (diamètre du trou...) avec la nécessité de multiplier les modèles suivant l'épaisseur des passes que l'on se propose de sélectionner.

Dans notre version adaptée, nous avons calculé la forme de l'anomalie standard à partir de l'expression de l'intégrale d'Alekseev et Grammakov. Celle-ci dont le calcul fut repris par A. Schmitt (12) est une expression de la forme : $I(z, h) = K'qA(z, h)$.

I : intensité de comptage à une altitude z par rapport au plan médian d'une couche d'épaisseur h dont la teneur en uranium est q . K' est le coefficient d'étalonnage de l'appareil et A une intégrale de volume faisant intervenir un grand nombre de paramètres physiques et géométriques : diamètre du trou et de la sonde gamma, épaisseur du tubage, coefficient d'absorption des fluides, du tubage et de la roche... En fixant la valeur de h , on obtient la forme de l'anomalie pour une couche standard d'épaisseur h , allure à partir de laquelle on peut déterminer les contributions relatives des couches i , $i \pm h$, $i \pm 2h$... (facteurs $j_i \pm nh$).

Après informatisation du calcul de l'intégrale d'Alekseev et Grammakov, les paramètres à introduire dans le calcul sont :

- le coefficient d'absorption du fluide de forage, μ_3 ;
- le rayon du forage, r_0 ;
- le diamètre de la sonde, D et l'épaisseur de la gaine du détecteur, d_1 ;
- l'épaisseur du tubage, d_2 et le coefficient d'absorption du fer, μ_{Fe} ;
- la densité des roches, Γ_1 et le coefficient d'absorption des roches, μ_1 déterminé à partir du coefficient d'absorption massique et de la densité (2).

Au tableau I, la contribution au rayonnement reçu par le détecteur des points symétriques par rapport au plan médian de la couche d'épaisseur h est donnée pour différentes valeurs de h . Pour une couche épaisse (épaisseur supérieure à un mètre), on constate que la contribution au rayonnement reçu par le détecteur des couches adjacentes est nulle ; la largeur à mi-hauteur du pic anomalique est alors égale à l'épaisseur de la couche. C'est la confirmation, par le calcul, d'une règle semi-empirique formulée par divers auteurs (3, 4, 14, 15).

Le tableau II donne quelques exemples de modifications des facteurs de contributions des couches adjacentes à une couche d'épaisseur h ($h = 15\text{ cm}$) en fonction des paramètres physiques et géométriques des sondages. On confirme que lorsque le coefficient d'absorption des formations géologiques augmente, les facteurs de contribution diminuent et cela d'autant que l'on considère des points plus éloignés du plan médian de la couche.

Ce résultat est physiquement en accord avec le processus d'absorption du rayonnement dans la matière (plus important dans le cas 3 que dans le cas 1). Il en est de même lorsque l'absorption dans le trou de forage est plus grande (cas 1 dans l'air et 4 dans l'eau). Toutefois, ce paramètre semble ne modifier les facteurs de contribution que dans de faibles proportions (comparer 1-3 d'une part et 1-4 d'autre part).

En conclusion, pour des diamètres classiques de forage, la nature du fluide influence peu les valeurs des contributions à I des couches respectives et l'absorption dans les formations géologiques apparaît donc comme le facteur prépondérant de modification de la fonction $I(h, z)$.

Le programme d'interprétation actuellement introduit sur un micro-ordinateur compatible type AT permet de sélectionner les paramètres suivants :

h (en cm)	$z = h/2$	$z = h$	$z = 2h$	$z = 3h$	$z = 4h$
10	83,26	52,3	19,6	7,7	3,2
15	75,2	37	8,8	2,4	0,7
20	69,3	26,6	4,2	0	0
30	61,7	14,8	1,13	0	0
40	57,4	8,73	0		
50	54,8	5,4	0		
60	53,1	3,42	0		
80	51,40	1,47	0		
100	50,64	0	0		
120	50,30	0	0		

Tableau I. — Contribution (en %) au rayonnement total atteignant le détecteur des points situés à une altitude z par rapport au plan médian d'une couche d'épaisseur h .

$\mu_3 = 0,033$ (dans l'air) ; $R_0 = 5,8$; $D = 2,9$; $d_2 = 0$; $\mu_{Fe} = 0,28$; $d_1 = 0,30$; $\Gamma_1 = 2,65$; $\mu_1 = 0,0795$.

Table I. — Contribution of the total radioactivity (in percent) of the points situated at a depth z regard to the middle plan of a layer of thickness h .

— intervalle entre les valeurs calculées (pris comme un multiple entier du pas de mesures) ;

— contributions respectives des passes adjacentes (déterminées à partir de la forme calculée de l'anomalie théorique d'une couche standard) ;

— valeur du coefficient de calibrage K ;

— paramètres de l'équation fixant la relation (eU, P205).

Dans l'application traitée pour les phosphates du Bassin de Mons, l'épaisseur de la couche standard a été fixée à

cas	h (en cm)	μ_3	r_0 (cm)	D (cm)	μ_1
1	15	0,033	5,8	2,9	0,030
2	15	0,033	5,8	2,9	0,0795
3	15	0,033	5,8	2,9	0,095
4	15	0,0445	5,8	2,9	0,030
	$z = h/2$	$z = h$	$z = 2h$	$z = 3h$	$z = 4h$
1	82,7	57,04	23,23	11,47	6,02
2	75,2	37	8,8	2,4	0,7
3	73,7	34,10	6,99	1,67	0
4	81,2	50,59	21,07	9,98	5,05

Tableau II. — Modification pour différents facteurs physiques des contributions de la radioactivité totale en % des points situés à une altitude z par rapport au plan médian d'une couche d'épaisseur h = 15 cm.

μ_3 : coefficient d'absorption massique dans l'air (0,033) et dans l'eau (0,0445).

μ_1 : coefficient d'absorption des formations.

r_0 : rayon du sondage en cm. - D : diamètre de la sonde en cm.

Table II. — For different physical parameters, modification of the contributions of the total radioactivity (in percent) of the points situated at a depth z regard to the middle plan of a layer of 15 centimeters thickness.

20 centimètres et les coefficients de contribution des couches $i \pm 1$ et $i \pm 2$ à 30 % et 6 % respectivement. Le calcul a été mené de la manière suivante :

soit I_i le taux de comptage mesuré pour la passe i ;

soit I_i une valeur nouvelle telle que $I_i = 6 (x_{i-2} + x_{i+2}) + 30 (x_{i-1} + x_{i+1}) + 100 x_i$ en % de la contribution des passes adjacentes.

Une nouvelle valeur x_i est alors déterminée telle que :

$x_i = x_i + (I_i - I_i)$, le calcul étant mené par itérations successives jusque des valeurs telles que I_i converge vers I_i .

Les valeurs initialisées des teneurs x_i sont déterminées par les relations $x_i = K \cdot I_i$. 0,64 (0,64 = 100 - (30 + 6) en %).

Le coefficient K a été préalablement déterminé en calibrant la sonde de mesure sur la station de la Faculté Polytechnique de Mons constituée de blocs dopés en uranium-thorium-potassium. Cette station a été décrite dans une note précédente (1).

III. — RÉALISATION DES DIAGRAPHIES

La campagne de diagraphie a été réalisée par Diasol en collaboration avec le Service GEP (Géologie, Etudes et Prospection) pour les opérations de calibrage et les contrôles de mesures sur le terrain. Deux types de diagraphie ont été réalisées :

— γ -total naturel ou GR avec un détecteur NaI (T1) de 2'' - 1,5'' ;

— γ - γ ou log de densité avec deux types d'écartement entre les détecteurs NaI (T1) et la source Cs^{137} (LSD ou Long Spaced Density et HRD ou High Resolution Density encore appelé Short Spaced Density).

Outre leur intérêt au niveau de l'interprétation lithologique, la comparaison des diagraphies LSD et HRD permet d'avoir une information sur la présence de cavages dans le trou, le HRD étant plus influencé par le voisinage immédiat du trou que le LSD. Cette démarche permet d'éviter l'utilisation du diamètreur dans l'application d'éventuelles corrections au log GR. La vitesse de remontée de la sonde a été de 2 m 50/minute, la constante de temps étant adaptée à cette vitesse en vue d'éviter la déformation de logs (constante de temps : 2 sec). L'enregistrement des données fut analogique et/ou digital, les taux de comptage étant mémorisés par passe de 10 centimètres.

En vue d'éviter la multiplication des opérations, l'habitude est de réaliser en une même remontée de l'outil des diagraphies GR-LSD-HRD. On admet ainsi que le détecteur GR n'est pas influencé par la source ^{137}Cs et ce, compte tenu de la distance source-détecteur. Nous avons constaté que cette façon de procéder entraînait un déplacement de la ligne de base de la GR et la présence systématique d'un pic de réflexion dès que la sonde franchit le niveau de la nappe aquifère. Aussi, une interprétation quantitative demande une correction de ces déplacements lorsque les mesures sont effectuées dans l'air ou par la réalisation successive de la GR naturelle et des diagraphies γ - γ avec source.

IV. — ÉTUDES RADIOMÉTRIQUES ET CHIMIQUES SUR LES CAROTTES DE SONDAGES

Dans l'approche méthodologique du dosage in situ en P205 à partir de la GR, il était nécessaire de procéder à une étude comparative sur carottes. Dans le choix des échantillons, on s'est attaché à couvrir une large gamme de réponses en GR et ce pour des lithologies différentes appartenant aux craies phosphatées et à l'ensemble des craies et calcarénites encadrant cette formation rapportée au Maestrichtien (8).

Une étude radiométrique préalable menée à partir d'échantillons prélevés en affleurement (5, 13) avait conduit à distinguer à partir des données radiométriques plusieurs ensembles avec de haut en bas :

- le Tuffeau de Cibly (Dano-Montien), calcarénite à très faible radioactivité (1 à 2 ppm en eU) ;
- la craie phosphatée de Cibly à radioactivité élevée (plusieurs dizaines de ppm en eU) ;
- la craie grise de Spiennes à plus faible radioactivité (quelques ppm en eU).

Qualitativement, la diagraphie GR permet ainsi de reconnaître dans les sondages étudiés les différents ensembles lithologiques précédemment cités (fig. 2). On peut toutefois noter que la GR des craies phosphatées est loin d'être régulière et que l'on peut, généralement, distinguer des zones sans silex caractérisées par une radioactivité élevée et des zones à silex caractérisées par une radioactivité plus faible, par une diminution globale de la densité et une dispersion plus grande sur les taux de comptage. Il en est parfois de même pour les calcarénites du Dano-Montien au sein desquelles des zones à plus forte activité peuvent apparaître localement.

1) Etude en spectrométrie gamma

L'analyse par spectrométrie gamma permet de déterminer les teneurs en radioéléments naturels et le taux de déséquilibre dans la famille de l'uranium entre l'uranium métal (Um), élément de tête de la famille et ses descendants radioactifs (eU). Il faut rappeler que l'uranium métal n'est qu'un émetteur gamma de basse énergie et que la radioactivité totale mesurée en diagraphie (GR) est donc, en l'absence de tout autre radioélément, essentiellement liée aux descendants radioactifs de l'uranium (équivalent uranium, eU). Si l'équilibre radioactif entre l'uranium métal et ses descendants est réalisé ou si le déséquilibre moyen à l'échelle régionale est connu, les taux de comptage peuvent être convertis, en l'absence d'autres radioéléments, en teneur équivalente en uranium-métal. La spectrométrie gamma utilisée pour le dosage des radioéléments naturels a été largement décrite dans une note récente (7). Elle est la seule méthode non destructive permettant le dosage simultané de l'uranium, du thorium et du potassium et la détermination du déséquilibre dans la famille de l'uranium par le dosage de l'²³⁵U sur la raie à 184 keV.

Dix échantillons ont été sélectionnés dans l'ensemble des sondages en fonction de leur réponse GR de manière à

obtenir un bon étalement des points dans un diagramme de corrélation et de couvrir différents types lithologiques (zones à silex ou sans silex, craie brune ou grise...).

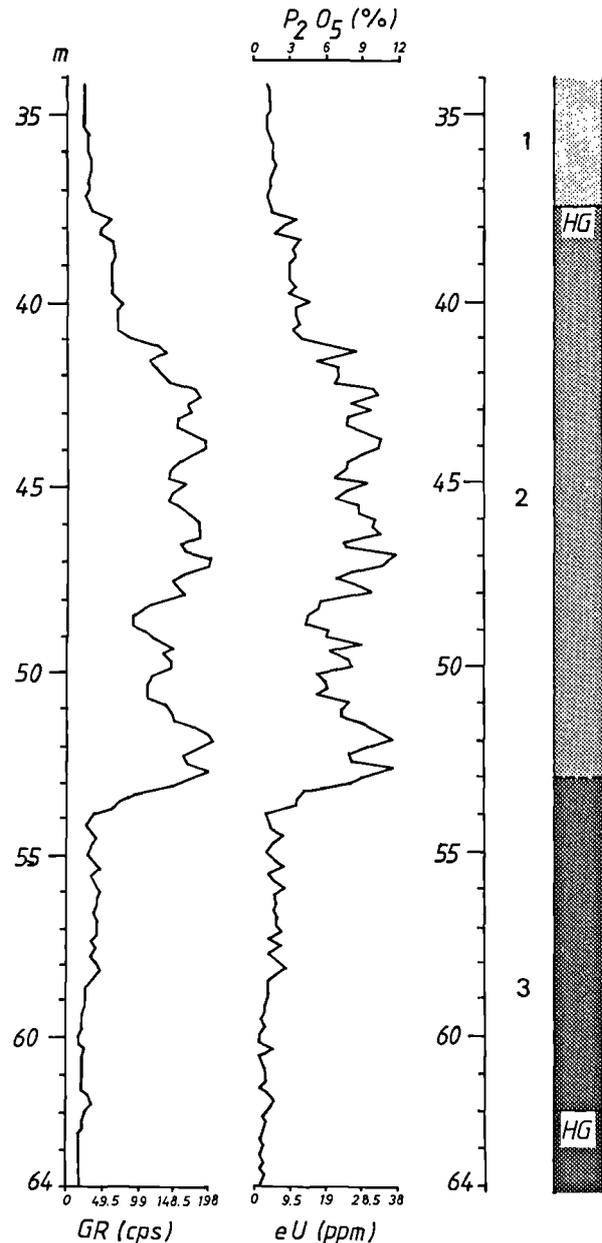


Fig. 2. — Un exemple typique de diagraphie.
1. Calcarénite. — 2. Craie phosphatée. — 3. Craie non phosphatée.
HG : banc dur.

Fig. 2. — A typical example of logging.
1. Calcarenite. — 2. Phosphatic chalk. — 3. Non phosphatic chalk.
HG : hard ground.

Les résultats obtenus (tableau III) montrent que :

— le seul radioélément présent ou très largement dominant est l'uranium et cela que l'on considère les craies phosphatées brunes, les craies grises ou le Tuffeau de Cibly (S8 entre 27,6 et 28,6) ;

— il existe un faible déséquilibre négatif systématique traduisant un certain lessivage de l'uranium métal, la corré-

lation (eU, Um) est cependant excellente ($r^2 = 0,999$; A tableau IV).

2) Anticoïncidence

L'analyse par spectrométrie gamma est une méthode physique qui exige un temps de comptage assez long (24 heures par échantillon). L'absence de thorium et de potassium dans les échantillons étudiés autorise à utiliser une méthode de comptage global plus rapide si toutefois la précision de la mesure peut être assurée. Un système de comptage des faibles radioactivités basé sur la technique de l'anticoïncidence a permis d'atteindre cet objectif. L'appareillage utilisé est un Intertechnique RA12 constitué de deux compteurs (un compteur de garde et un compteur de mesure) à flux gazeux (hélium-isobutane) placé dans un château de vieux plomb de 10 cm d'épaisseur. La technique de l'anticoïncidence élimine systématiquement les rayonnements qui frappent le compteur de garde et de mesure et permet ainsi d'obtenir un bruit de fond très faible. Les essais ont été réalisés sur 5 g de matière en effectuant 5 comptages de 10 minutes et la radioactivité a été ramenée en coups par minute et par gramme.

Trente-cinq échantillons ont été analysés en anticoïncidence. Les résultats obtenus sur les dix échantillons analysés par spectrométrie gamma montrent qu'il existe une excellente corrélation entre les teneurs en uranium métal et la radioactivité totale mesurée en anticoïncidence ($r^2 = 0,982$; B, tableau IV).

Compte tenu de ce résultat, on est autorisé à transposer les taux de comptage globaux en eU ou en teneur Um. Par ailleurs, en utilisant les relations précédemment développées (6), les teneurs en eU ou en Um peuvent être converties en teneurs P205 sur carottes (P205 calculé).

3) Analyse chimique

Vingt-sept échantillons ont été sélectionnés pour une analyse chimique du P205 par volumétrie. Ces teneurs en P205 ont été comparées à celles calculées sur les mêmes échantillons à partir des comptages en anticoïncidence et en faisant l'hypothèse que l'uranium est lié au phosphate.

Le tableau V montre que l'on peut, dans une première approche, distinguer deux groupes d'échantillons :

— les Craies du Maestrichtien (tableau VA) caractérisées par une bonne corrélation entre les teneurs en P205 déterminées par l'analyse chimique et les teneurs en P205 calculées à partir des concentrations en uranium (C, tableau IV) ;

— le Tuffeau du Dano-Montien (tableau VB) parfois anormalique en uranium, mais toujours caractérisé par des teneurs très faibles en P205 analysés par voie chimique.

En conséquence, il y a lieu de distinguer, dans l'interprétation des diagraphies, les Craies du Maestrichtien pour lesquelles la conversion des taux de comptage en P205 a une signification et le Tuffeau de Cibly, où l'interprétation doit se limiter à la détermination des concentrations en eU.

Pour les Craies du Maestrichtien, la corrélation entre les teneurs en P205 déterminées par analyse chimique et les teneurs calculées à partir des mesures en anticoïncidence est bonne ($r^2 = 0,908$; C, tableau IV). Le coefficient angulaire

	eU	Th	K ₂ O	UM	Deseq
S5 91,6-92,6	26,2	0,31	0,13	23	-12,2
S4 14 - 15	30,9	0,43	0,04	27,5	- 11
S4 39,4-40,2	17,1	0	0,18	15	-12,3
S3 17,8-18,8	38,9	0,51	0,11	35,2	-9,51
S7 18,2-19,2	9,91	0	0	8,9	-10,2
S6 13,2-14,2	7,49	-0,94	0,06	6,58	-12,14
S6 20,8-21,8	28,54	-0,16	0,03	25,3	-11,36
S6 20,8-21,8 silex	20,63	-0,17	-0,13	18,76	-9,06
S6 23,2-24,2 silex	8,49	-0,03	-0,04	7,97	-6,21
S8 27,6-28,6	8,79	-0,23	-0,12	7,87	-10,48

Tableau III. — Résultats des analyses en spectrométrie gamma pour différents sondages.

eU : équivalent uranium déterminé sur la raie à 610 keV (en ppm).

Th : thorium (en ppm).

K₂O : potassium (en %).

UM : uranium métal déterminé sur la raie à 184 keV de l'U 235 (en ppm).

Deseq : % de déséquilibre dans la famille uranium-radium.

Table III. — Results of gamma-ray spectrometry analysis for different borings.

eU : uranium equivalent determined from the 610 keV photopeak.

Th : thorium (in ppm).

K₂O : potassium in %.

UM : uranium metal determined from the 184 keV photopeak.

Deseq : % of disequilibrium in the uranium - radium family.

de la droite de corrélation, très proche de 1, montre que la détermination de la radioactivité par anticoincidence, conduit à une mesure rapide de la teneur en P205 avec une précision analogue à celle de l'analyse chimique.

On peut encore faire remarquer que les teneurs en P205 et en uranium des silex obéissent à la même loi de corrélation que les craies phosphatées tout en ayant des teneurs systématiquement plus faibles que la matière crayeuse (voir tableau VA, silex noté par la lettre s).

V. — COMPARAISON DES RÉSULTATS SUR DIAGRAPHIE ET SUR CAROTTES

Deux approches différentes ont été développées :

— comparaison pour l'ensemble des lithologies (craies et calcarénites) entre les teneurs en P205 calculées à partir de la diagraphie et les teneurs virtuelles en P205 calculées à partir des mesures en anticoincidence sur carottes (fig. 3) ;

	a	b	r ²	N
A Spectrométrie gamma, labo Y = eU (en ppm) x = Um (en ppm)	1,118	0,011	0,999	10
B Anticoincidence, labo Y = taux de comptage en cpm (coups/minute) x = Um (en ppm) déterminé par spectrométrie gamma	0,698	0,166	0,982	10
C Y = P ₂₀₅ (en %) calculé à partir de l'anticoincidence x = P ₂₀₅ (en %) par analyse chimique	1,055	0,24	0,908	21
D Comparaison carottes-diagraphie Y = P ₂₀₅ (en %) calculé à partir de l'anticoincidence x = P ₂₀₅ (en %) par diagraphie	0,999	0,525	0,903	23
E Comparaison carottes - diagraphie Y = P ₂₀₅ (en %) par analyse chimique x = P ₂₀₅ (en %) par diagraphie	1,017	1,05	0,839	19

Tableau IV. — Synthèse des principales corrélations. - Equations de la droite de corrélation : $Y = ax + b$.
 r^2 = coefficient de corrélation. - N = nombre de couples de valeurs.

Table IV. — Synthesis of the principal correlations. - Equation of the correlation straight line.
 r^2 = standard deviation. - N = number of pairs of values.

	eU (en ppm)	P ₂ O ₅ calculé	P ₂ O ₅ analyse	P ₂ O ₅ dia
1	21,63	5,65	4,90	3,92
2	7,89	1,83	2,14	1,85
2S	4,31	0,84	0,9	-
3	26,39	6,97	7,75	6,75
3S	18,26	4,71	5,7	-
4	19,93	3,79	4,45	3,55
4S	9,82	2,37	2,1	-
5	28,85	7,66	8,4	6,88
8	8,89	2,11	2,55	1,5
9	19,66	5,1	7	3,89
10	15,5	3,94	5,2	2,91
11	21,31	5,56	7	4,11
12	38,72	10,4	10,65	9,19
13	10,22	2,48	1,90	3,07
14	31,65	8,43	8,9	9,14
15	17,69	4,55	4,60	1,96
19	14,79	3,75	4,7	3,84
20	26,28	6,94	6,45	5,32
22	10,71	2,61	2,60	2,36
23	18,9	4,9	7,35	5,63
24	8,86	2,1	2,05	1,57
25	6,91	1,56	1,45	1,21

Tableau V-a. — Résultats comparés des diagraphies et des analyses sur carottes, Crétacé supérieur.
S : silix dans la craie phosphatée.

Table V-a. — Comparison between results of the logging and the analysis from the core samples, Upper cretaceous.
S : silix in the phosphatic chalk.

— comparaison, pour les Craies uniquement, entre les teneurs en P205 calculées à partir de la diagraphie et les teneurs en P205 des carottes déterminées par voie chimique.

Dans les deux cas, la corrélation est bonne et les coefficients angulaires des droites sont voisins de 1 (D-E, tableau IV) montrant que les teneurs en P205 obtenues par diagraphie sont bien représentatives des teneurs en P205 des craies déterminées sur les échantillons prélevés en sondage.

Dans la discussion de la corrélation entre les résultats des diagraphies et des analyses sur carottes, il y a cependant lieu de faire remarquer que les mesures en diagraphie ne s'adressent pas au même volume que les teneurs déterminées sur carottes, compte tenu de la pénétration du rayonnement gamma.

VI. — PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Le listing de l'ordinateur donne le log non interprété des radioactivités exprimées en coups par seconde et digitalisées suivant l'épaisseur des passes sélectionnées, le log interprété des teneurs en eU exprimées en ppm et, si l'opérateur le souhaite, les valeurs des teneurs en P205. Il laisse, en outre, l'espace nécessaire pour figurer le log lithostratigraphique.

Une autre manière de présenter les résultats consiste à tracer les histogrammes des teneurs en P205. Un exemple est donné à la figure 4 en portant en ordonnée l'épaisseur totale des couches ayant une teneur située dans un intervalle

	eU (en ppm)	P ₂ O ₅ calculé	P ₂ O ₅ analyse	P ₂ O ₅ dia
6	2,12	0,23	0,20	0,06
7	6,29	1,39	0,25	1,22
16	4,81	0,97	0,19	-
17	3,25	0,54	0,14	-
18	4,28	0,83	0,11	0,44
21	5,87	1,27	0,01	1,70

Tableau V-b. — Résultats comparés des diagraphies et des analyses sur carottes, calcarenite du Dano-Montien.

Table V-b. — Comparison between the results of the logging and the analysis from the core samples, calcarenite of the Dano-Montien.

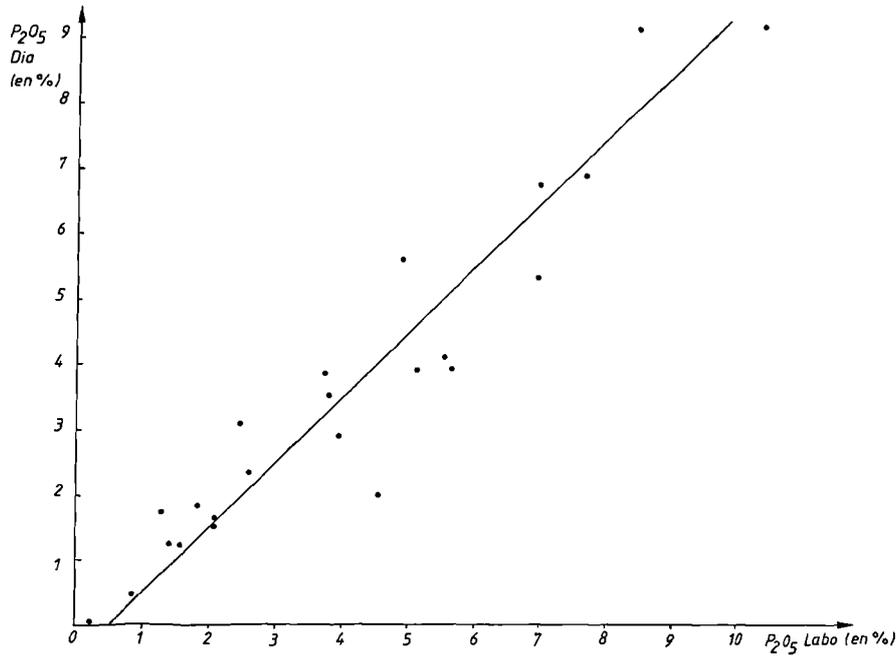


Fig. 3. — Corrélation P205 interprété par diagraphie - P205 laboratoire.

Fig. 3. — Correlation P205 interpreted by logging - P205 laboratory.

déterminé. Dans le Bassin de Mons, la distribution est généralement plurimodale, les teneurs faibles correspondent soit aux zones où les silex sont abondants, soit à la partie sommitale de la craie.

VII. — CONCLUSIONS

Les droites de corrélation résumées au tableau IV montrent qu'il est possible de doser le P205 in situ grâce à une diagraphie GR (gamma total) moyennant le calibrage des sondes et l'établissement préalable de la corrélation (P205, eU) à l'échelle du Bassin par un échantillonnage sur affleurements.

Près de 500 mètres de diagraphie ont été réalisés dans les craies avec des teneurs en P205 déterminées par passes de 20 cm, soit l'équivalent de plus de 2 000 analyses réalisées en continu sur toute la hauteur des sondages. Ce log continu en P205 est la première étape vers une analyse géostatistique destinée au calcul des ressources ou réserves en fonction des teneurs de coupure, teneurs que l'on se fixe en tenant compte des possibilités d'exploitation dans des conditions économiques.

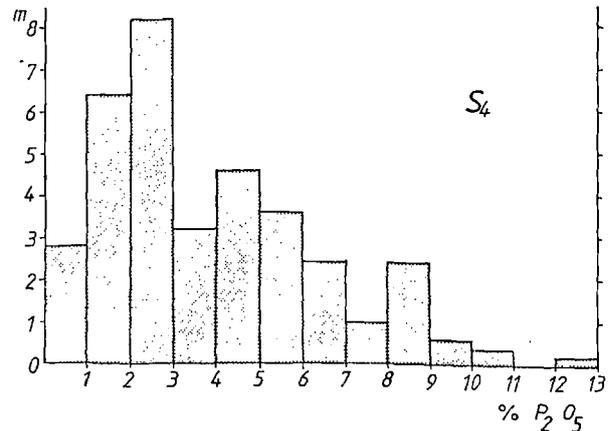


Fig. 4. — Un exemple typique de présentation des résultats. % P205 en fonction de l'épaisseur cumulée.

Fig. 4. — Atypical example of the results presentation. % P205 against cumulated thickness.

Les diagraphies nucléaires fournissent encore la possibilité de distinguer les zones à silex. L'analyse qualitative montre que les zones à silex se distinguent par des taux de comptage en GR (ou des teneurs apparentes en P205) plus faibles et par une plus forte dispersion des résultats. Une variation des taux de comptage en $\gamma\text{-}\gamma$ et une plus forte dispersion des valeurs permet de préciser la présence de zones à silex.

Cette étude, outre son intérêt pour démontrer la validité de la méthode d'interprétation sur diagraphie, prouve également la possibilité d'une détermination rapide des teneurs en P205, par le biais de la mesure de la radioactivité en anticoincidence.

Sur un plan plus fondamental, l'étude en laboratoire met encore en évidence une différence de comportement anormale de l'uranium lié au phosphate dans les craies et non lié au phosphate dans les calcarénites du Dano-Montien ainsi que

l'identité du comportement de l'uranium dans les craies et leurs accidents siliceux.

Enfin sur le plan technique, l'essai de différentes configurations (GR et $\gamma\text{-}\gamma$ successives ou simultanées) montre que pour des interprétations quantitatives, il est nécessaire, dans le cas de la réalisation simultanée des diagraphies nucléaires, d'apporter des corrections supplémentaires lorsqu'on se trouve au-dessus de la nappe. Par conséquent, il est préférable d'utiliser dans un premier temps la GR seule et dans un deuxième temps de préciser, si cela s'avère nécessaire, les coupures lithologiques grâce à une diagraphie $\gamma\text{-}\gamma$.

Remerciements. — Je tiens à remercier les collègues et collaborateurs qui ont participé à cette étude : Ph. Lair du bureau DEFIE (Développement, Ecolage et Formations en informatique pour les Indépendants et les Entreprises) et J.L. Walem pour la mise au point des logiciels de traitement ; Y. Quinif pour les mesures en spectrométries nucléaires ; R. Bayart pour les analyses chimiques et radio-métriques ; F. Garcia pour l'introduction des données sur ordinateur.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) CHARLET J.M., DRUMEL B., QUINIF Y., YANS D. (1982). — Conversion des résultats d'une prospection radiométrique autoportée en unités de concentration des radioéléments. *Ann. Géol. Belg.*, t. 105, p. 195-203.
- 2) CHARLET J.M., DUPUIS Ch., LAIR Ph., QUINIF Y. (1982). — Dosage de l'uranium dans les phosphates sédimentaires par spectrométrie gamma in situ ; essais préliminaires dans les Craies phosphatées du Bassin de Mons (région de Ciply). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 52, p. 93-101.
- 3) CZUBEK J.A. (1962). — Quantitative interpretation of the statistical anomalies of the gamma-ray logs. *Nukleonika*, t. 7, p. 347-355.
- 4) CZUBEK J.A. (1963). — Quantitative determination of bed parameters from gamma-ray logs. *Nukleonika*, t. 8, p. 177-184.
- 5) DRUMEL B. (1978). — L'uranium lié aux phosphates sédimentaires dans le Bassin de Mons et les régions voisines. Travail de Fin d'Etudes, 5^e Mines, Faculté Polytechnique de Mons, 66 pages.
- 6) QUINIF Y., CHARLET J.M., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. (1982). — Relations uranium-phosphate dans les Craies phosphatées des Bassins de Mons et de Picardie. *C.R. Acad. Sc.*, t. 293, p. 913-916.
- 7) QUINIF Y., LAIR Ph., CHARLET J.M. (1985). — Le dosage des radioéléments naturels U-Ra-Th-K2 0 par spectrométrie gamma sur chaîne de mesures automatisée, les applications aux Sciences de la Terre. *Bull. Soc. Belge Géologie*, t. 94, fasc. 4, p. 255-267.
- 8) MARLIÈRE R. (1954). — Le Crétacé, in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Liège. Ed. H. Vaillant-Carmagne, p. 418-444.
- 9) SCOTT J.H., DODD P.H., DROULLARD R.F., MUDRA P.J. (1961). — Quantitative interpretation of gamma-ray logs. *Geophysics*, vol. 26, n° 2, p. 182-191.
- 10) SERRA O. (1979). — Diagraphies différées, bases de l'interprétation (tome 1 : acquisition des données diagraphiques). Ed. Technip, 328 p.
- 11) SERRA O. (1985). — Diagraphies différées, bases de l'interprétation (tome 2 : interprétation des données diagraphiques). Ed. Technip, 631 p.
- 12) SCHMITT A. (1978). — Détermination des teneurs en uranium par l'interprétation quantitative des diagraphies gamma naturel obtenues en gisement uranifère. Rapport de Géologie appliquée. Diplôme d'Ingénieur géologue, FPMs.
- 13) ZOUHIR BEN AMAR (1981). — Etude géologique et radiométrique de quelques coupes dans les phosphates sédimentaires du Bassin de Mons (Belgique). DEA, Lille, 67 p.
- 14) Radiometric reporting methods and calibration in uranium exploration. *Technical Reports*. Series n° 174, International Atomic Energy Agency (Vienne), 1975, 57 p.
- 15) Borehole logging for uranium exploration. *Technical reports*. Series n° 212, International Atomic Energy Agency (Vienne), 1982, 279 p.

Découverte d'anomalies uranifères dans le Silurien des Pyrénées centrales espagnoles

Discovery of uraniferous anomalies in the Silurian of the Central Pyrenees, Spain

par Jean-Marie CHARLET (*)

Résumé. — Des anomalies uranifères ont été découvertes dans les faciès "schistes noirs" du Silurien des Pyrénées centrales espagnoles. Un levé radiométrique a été effectué en s'appuyant sur les récentes études biostratigraphiques. Deux zones distantes de 50 km à l'Est et à l'Ouest du massif granitique de la Maladeta ont été investiguées grâce à un détecteur à scintillation portatif. Les anomalies radiométriques ont été découvertes dans les calcaires de la partie supérieure du Silurien (Pridoli) et dans les schistes noirs pyriteux de Ludlow et du Wenlock. Une analyse en spectrométrie gamma montre pour tous les échantillons un pourcentage élevé en uranium (20 à 60 ppm) qui subsiste dans l'aurole métamorphique du massif granitique de la Maladeta. En outre, des indices en uranium (500-600 ppm eU) ont été localisés dans les cornéennes près du contact avec le granite.

Abstract. — *Uraniferous anomalies have been discovered in the black shales facies of the Silurian of the Central Pyrenees (Spain). A radiometric survey has been carried out by referring to the recent biostratigraphical studies. Both zones situated at a distance of 50 Km to the East and the West of the granitic massif of Maladeta have been investigated with a portable scintillation detector. The radiometric anomalies have been discovered in the limestone of the Upper zone of the Silurian (Pridoli) and in the pyritous black shales of the Ludlow-Wenlock. A gamma-ray spectrometric analysis shows for all the samples a high grade of uranium (20 to 60 ppm eU) which subsist in the metamorphic zone of the granitic massif of the Maladeta. Besides uranium occurrences (500-600 ppm eU) have been located in the hornfels facies, near the contact with the granite.*

I. — INTRODUCTION

Le Silurien des Pyrénées forme un niveau repère précieux en cartographie et cela en raison de son aspect à l'affleurement (schistes noirs dits "carburés") et des caractères géomorphologiques qui découlent de sa dominante pelitique entre les formations quartzitiques de l'Ordovicien et plus carbonatées du Dévonien.

Toutefois si le Silurien est aisément reconnaissable sur le terrain les nombreuses déformations qui l'affecte de par son caractère incompetent (laminage, bourrage, extrusion diapirique...) rendent généralement délicate toute stratigraphie détaillée.

Par contre l'abondance des niveaux fossilifères facilite cependant les corrélations entre coupes et l'établissement de reconstitutions paléogéographiques. L'étude détaillée des nombreux Graptolites des faciès pélitiques complétée par celle des Conodontes des faciès carbonatés a permis à Degardin (1987) d'établir une biostratigraphie très complète du Silurien des Pyrénées et de proposer une série de reconstitutions

paléogéographiques. Ce travail couvre l'ensemble des Pyrénées et certaines coupes types décrites par Degardin ont servi de base à une première reconnaissance radiométrique décrite dans cette zone.

Le Silurien constitue le témoin d'un milieu de sédimentation particulièrement typique comme le montre Degardin dans sa thèse (1987) :

- présence de kaolinite qui impliquerait un climat chaud et humide sur le continent nourricier avec possibilité d'accumulation, puis de libération d'éléments en traces au cours d'une alternance de phases rhexistasique-biostasique ;

- confinement du milieu de sédimentation qui se traduit notamment par le nanisme de certaines faunes (Ostracodes...);

- milieu très réducteur (abondance de pyrite et de matière organique d'origine marine) ;

- faible taux de sédimentation (estimé à 12 cm/MA).

Les caractères sédimentologiques du Silurien sont analogues à ceux des faciès dits "black shales", faciès qui par-

(*) Service G.E.P. ("Géologie, Etudes et Prospection"), Faculté Polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9, 7000 Mons (Belgique).
Note présentée le 7 décembre 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 8 novembre 1989.

tout dans le monde et quel que soit leur âge géologique conduit à la concentration d'un certain nombre d'éléments en traces et notamment d'uranium (Degens *et al.*, 1977 ; Bell, 1978 ; Charlet *et al.*, 1985). C'est en vue de confirmer l'existence dans le Silurien des Pyrénées de ce même type de tendance géochimique qu'une reconnaissance préliminaire a été effectuée à l'aide d'un scintillateur portatif.

II. — LA MÉTHODE DE TRAVAIL

Le travail de Degardin (1987) a servi de base à la sélection de quelques coupes bien repérées dans l'échelle stratigraphique du Silurien. Deux régions situées à l'Ouest et à l'Est du massif granitique de la Maladeta (fig. 1) dans les Pyrénées centrales espagnoles ont été retenues et ce pour plusieurs raisons :

— le Massif de la Maladeta fut levé par l'auteur entre les années 1966-1976 (Charlet, 1979 ; Charlet, 1983) ;

— le maintien d'éventuels niveaux repères uranifères au voisinage de la Maladeta pouvait se révéler particulièrement intéressant. En effet il est difficile, voire souvent impossible, de dater avec précision les formations situées en bordure du granite en raison de la sensibilité des Graptolites et surtout des Conodontes au métamorphisme.

Les coupes décrites par Degardin complétées par des itinéraires dans l'auréole de métamorphisme au contact de la Maladeta ont été parcourus à pied en enregistrant en continu la radioactivité totale (GR : gamma-ray) à l'aide d'un scintillateur portatif Geometrics équipé d'un cristal NaI (Tl) de 1,5×1,5 pouces. Dès qu'un seuil anormal a été repéré, des mesures détaillées ont été effectuées en appliquant le détecteur sur l'affleurement tous les cinquante centimètres, distance choisie en tenant compte du rayon d'influence généralement admis en gammamétrie. L'appareillage avait été au préalable calibré sur la station d'étalonnage de la FPMs (Charlet *et al.*, 1982). Une source standard emportée sur le terrain a en outre permis un calibrage secondaire. Les taux de comptage en cps ont pu ainsi être convertis directement

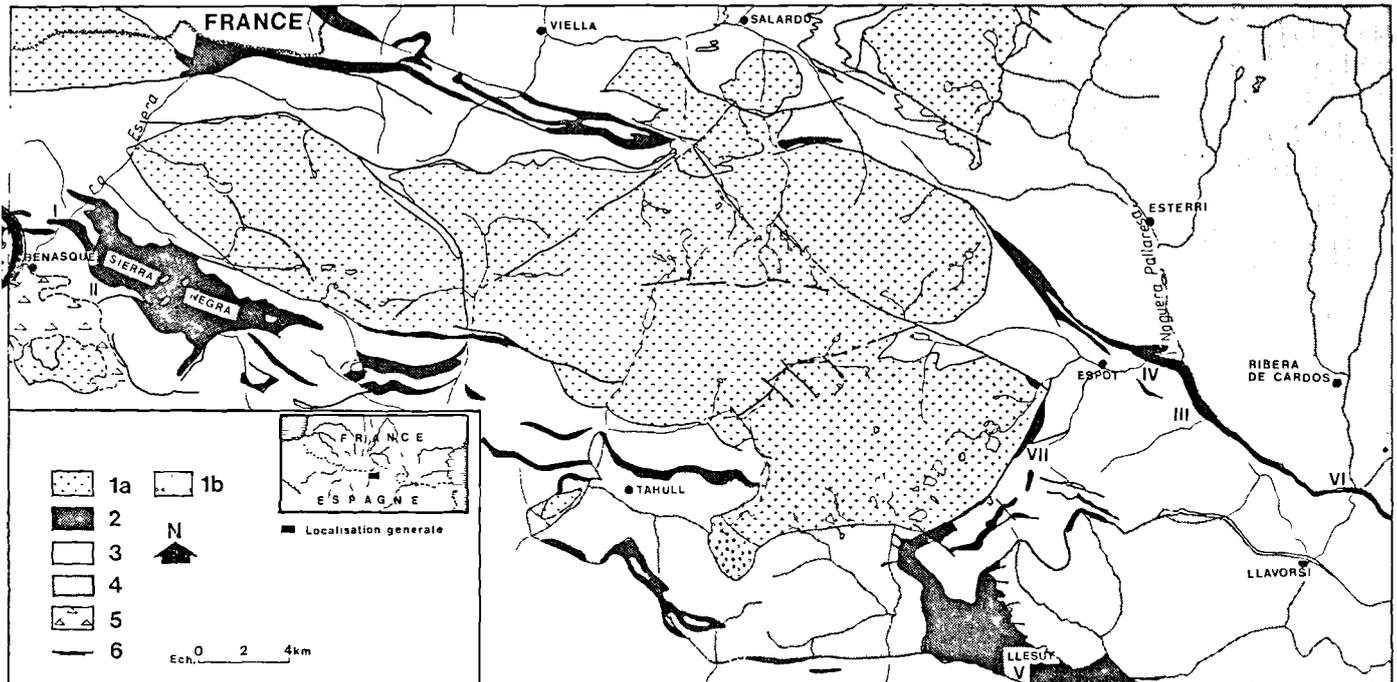


Fig. 1. — Situation générale des zones étudiées (Rio Esera - Sierra Negra, Rio Noguera Pallaresa).

1. Granitoïdes avec les différents faciès pétrographiques (1a - roches granitiques et 1b - roches basiques) ; 2. Silurien ; 3. Postsilurien ; 4. Cambro-ordovicien ; 5. Dépôt glaciaire important ; 6. Principales failles.

Contour d'après la carte géologique de Zwart (1972) et Charlet (1979).

Fig. 1. — Generale localization of the surveyed zones (Rio Esera - Sierra Negra, Rio Noguera Pallaresa).

1. Granitoides with the different petrographical facies (1a - granitic rocks and 1b - basic rocks) ; 2. Silurian ; 3. Post silurian ; 4. Cambro-ordovician ; 5. Main glacial deposits ; 6. Principal faults.

Contouring from the geological map of Zwart (1972) and Charlet (1979).

en unités normalisées (Ur : taux de comptage obtenu sur une formation géologique supposée infinie et contenant 1 ppm d'uranium à l'équilibre).

Dans les conditions de travail adoptées, on peut estimer que 100 cps représente 35 ppm d'eU.

Deux régions distantes d'environ 50 km ont été investiguées (fig. 1) :

— l'une est située dans la vallée du Rio Esera avec les coupes types du Pont San Jaime à Benasque et de la Sierra Negra (coupes I et II) ;

— l'autre est située à l'Est du Parc National des Aiguas Tortes avec la vallée du Rio Noguera Pallaresa (coupes III à VI).

III. — LA RÉGION DU RIO ESERA ET DE LA SIERRA NEGRA (coupes I - II)

Une coupe de référence (fig. 2) a été effectuée au niveau de l'ancien pont de San Jaime ou de Cuberre (rive droite de l'Esera coupe 1), ainsi qu'au niveau du nouveau pont de la route de Benasque au plan de l'Hospital (rive gauche de l'Esera coupe 2). Les calcaires situés au sommet de la coupe 1 rive droite ont livré des Conodontes indiquant la zone à Spathognathodus du Pridoli (Degardin, 1987). D'après la faune à Graptolites du Pont San Jaime et de Cuberre les schistes pyriteux (1-2 D, fig. 2) situés sous les calcaires appartiennent aux zones 30-31 du sommet du Sheinwoodien (Wenlock) et les calcaires à Orthocères (1 et 2 B-C, fig. 2) seraient du Wenlockien (communication orale de Degardin). Les coupes de la figure 2 montrent ainsi une série d'anomalies radiométriques au niveau des schistes du Sheinwoodien (Wenlock inférieur), des calcaires pyriteux à Orthocères du Wenlock ainsi que des calcaires du Pridoli situés à la base du Dévonien inférieur. On peut noter en outre que en rive droite de l'Esera les anomalies se développent surtout dans les faciès schisteux où elles sont fréquemment situées au niveau de lentilles schisteuses dans les calcaires du Wenlock (1 A, fig. 2). Toutefois, sur la coupe rive gauche au niveau du pont de la nouvelle route, les anomalies principales sont situées dans les calcaires pyriteux eux-mêmes (2 A, fig. 2). Enfin les anomalies adoptent une allure commune avec un pic dissymétrique qui s'étale au toit des horizons radioactifs.

L'étude radiométrique des schistes du Silurien a encore été effectuée sur le flanc sud de la *Sierra Negra* à partir de la coupe du Barranco de Penascaro (région d'Ardones, coupe II, fig. 1). Une anomalie radiométrique a été repérée au niveau des gisements à Graptolites décrites par Degardin et attribués au Sheinwoodien (zone 30-31). Les schistes sont affectés par un métamorphisme de contact se traduisant par le développement d'andalouite (variété chistolite), métamorphisme qui ne modifie pas la distribution des radioéléments dans les schistes du Silurien (Tableau I, éch. 3021-3022).

IV. — LA RÉGION DU RIO NOGUERA PALLARESÀ (coupes III à VI)

Localisée à l'Est du massif granitique de la Maladeta la zone étudiée se situe en bordure des anticlinaux Cambro-orovivien de la Pallaresa et d'Orri (fig. 1). Très tectonisé, souvent réduit en épaisseur, le Silurien a cependant livré une série de faune permettant de reconnaître les mêmes zones biostratigraphiques que celles repérées dans la vallée de l'Esera et qui appartiennent au Silurien supérieur (Degardin, 1987).

L'affleurement de la route Esterri-Escalo (coupe III, fig. 1 ; fig. 3) montre une forte anomalie située au niveau de la zone à Conodontes du Pridoli. L'anomalie est localisée dans des schistes calcaireux à Crinoïdes et Orthocères, pyriteux et tapissés de joints à calcite et gypse (niveau 4-1). Elle adopte une allure analogue à celle observée dans la vallée de l'Esera avec un pic dissymétrique qui s'étale davantage au toit de l'horizon radioactif. La formation 4-2 est constituée de calcaires crinoïdiques bleus-sombres du Dévonien inférieur.

La coupe de la route d'Espot (coupe IV, fig. 1 ; fig. 4) située au niveau de l'horizon 30-31 à Graptolites du Sheinwoodien (Degardin, 1987) montre une série d'anomalies

n° éch.	ell (ppm)	Th (ppm)	K20 (en %)	Um	Ra/U
3019	57,1	8,7	2,2	48,1	- 15,6
3026	76,3	5,4	0,65	69,8	- 8,39
3021	17,7	13,6	2,89	15	- 15,1
3022	16,9	17,1	3,59	14,4	- 14,6
3008	34,5	13	3,23	29,5	- 14,3
3016	60,5	5,8	3,05	53,5	- 11,5
3017	21,1	14,4	0,97	17,6	- 16,5
3010	21,5	12,6	3,39	19,7	- 8,30
3001	586	0,21	0	522	- 10,8

Tableau I. — Analyse en spectrométrie gamma

- 3019 : Vallée de l'Esera, Pont S. Jaime, schistes carburés pyriteux.
- 3026 : Vallée de l'Esera, Pont S. Jaime, calcaires pyriteux du Wenlock.
- 3021 : Sierra Negra, Ordones, schistes carburés, zone 30-31 du Sheinwoodien.
- 3022 : Sierra Negra, Ordones, schistes à andalousite.
- 3008 : Route Esterri-Escalo, schistes pyriteux, zone à Conodontes du Pridoli.
- 3016 : Route de Llessuy, schistes carburés, zone 29-30 du Wenlock.
- 3017 : Route d'Espot, schistes carburés pyriteux, zone 30-31 du Sheinwoodien.
- 3010 : Flanc du Pic Pala d'Ereixe, Cornéennes au contact du granite.
- 3001 : Flanc du Pic Pala d'Ereixe, Cornéenne.

Table I. — Gamma-ray spectrometric analysis

- 3019 : Esera Valley, S. Jaime bridge, pyritous black shales.
- 3026 : Esera Valley, S. Jaime bridge, pyritous limestones of Wenlock.
- 3021 : Sierra Negra, Ordones, black shales, zone 30-31 of the Sheinwoodien.
- 3022 : Sierra Negra, Ordones, andalousite slates.
- 3008 : Esterri-Escalo road, pyritous shales, Conodontes zone of the Pridoli.
- 3016 : Llessuy road, black shales, zone 29-30 of Wenlock.
- 3017 : Espot road, pyritous black shales, zone 30-31 of the Sheinwoodien.
- 3010 : Side of the Pala d'Ereixe peak, hornfels at the contact of the granite.
- 3001 : Side of the Pala d'Ereixe peak, hornfels.

d'allure analogue, localisées dans des schistes pyriteux dont la radioactivité reste globalement élevée (80 à 90 cps).

Dans la région de Lessuy (coupe V, fig. 1), une série d'anomalies ont également été repérées en montant vers les stations du télésiège :

— au niveau de la zone 33 du Gorstien (base de Ludlow) dans les lacets de la piste qui s'élève vers la station supérieure du télésiège ;

— dans un niveau schisteux décimétrique interstratifié dans des calcaires sombres à Conodontes datés du Pridoli.

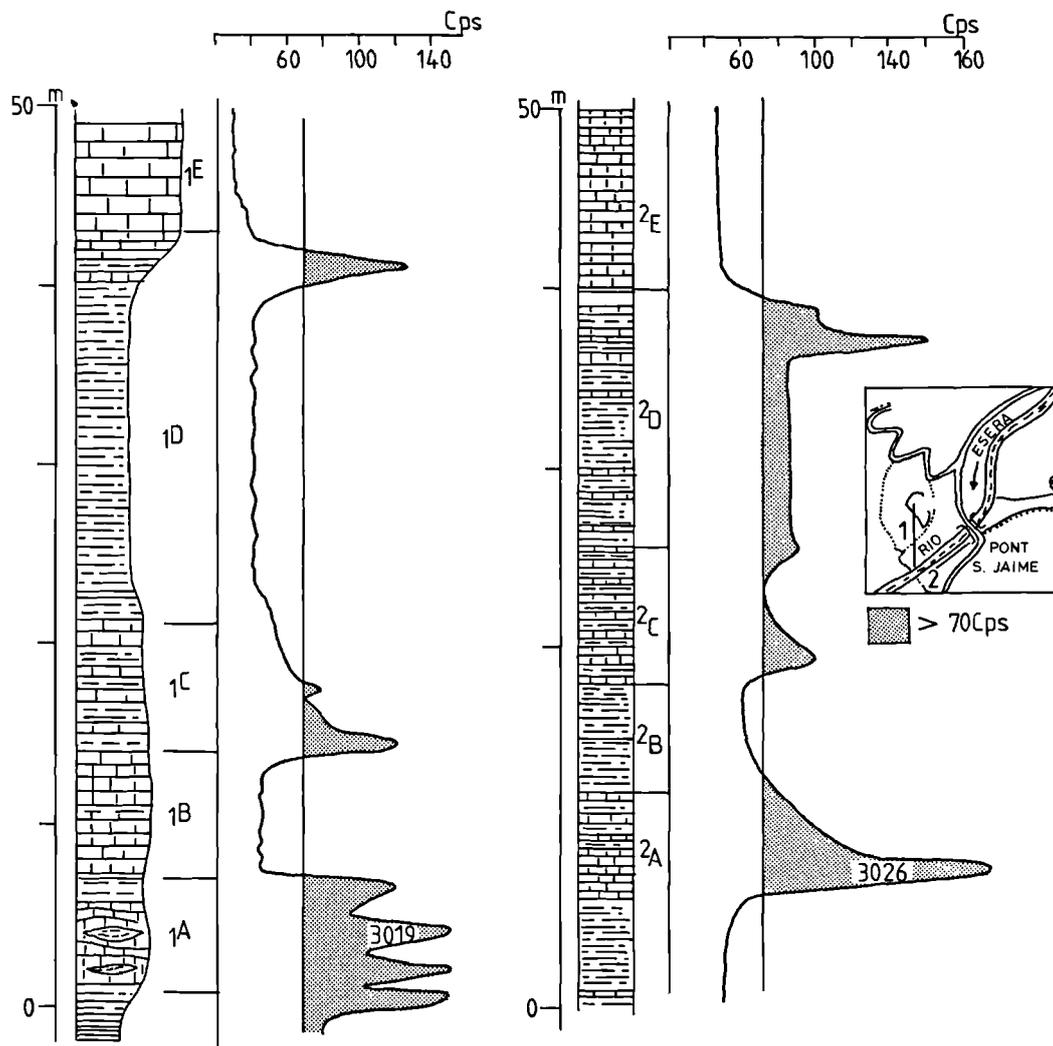


Fig. 2. — Coupe type de la vallée de l'Esera (Pont S. Jaime) et enregistrement de la radioactivité gamma.

Coupe 1 : rive droite ; coupe 2 : rive gauche.

1-2 E : calcaires du Dévonien inférieur ; 1-2 D : partie supérieure, calcaires du Pridoli ; 1-2 D : partie inférieure, schistes noirs pyriteux (zone 30-31) ; 1-2 A-B-C : alternance de calcaires et schistes pyriteux ; 3019-3026 : échantillons analysés par spectrométrie gamma.

Fig. 2. — Typical cross section of the Esera Valley (S. Jaime bridge) and recording of the gamma radioactivity.

Section 1 : Right bank ; Section 2 : left bank

1-2 E : lower devonian limestones ; 1-2 D : upper part, Pridoli limestones ; 1-2 D : lower part, Pyritous black shales (zone 30-31) ; 1-2 A-B-C : sequence of limestones and pyritous shales ; 3019-3026 : samples analysed by gamma-ray spectrometry.

L'affleurement se situe à l'entrée du parking de la station inférieure du télésiège ;

— le long de la route de Llessuy à 300 m du parking de la station inférieure du télésiège dans des niveaux rapportés à la zone 29-30 du Wenlock (Degardin, 1987).

Toutes ces coupes montrent de fortes anomalies radiométriques qui forment des niveaux bien localisés depuis le Wenlock jusqu'au sommet du Silurien (Pridoli).

Des anomalies ont également été repérées (coupe VI, fig. 1) au niveau du Pont de Tirvia (confluence du Rio Vallferrera et Lladorre) dans une bande de schistes noirs parfaitement visible dans le paysage où elle forme une dépression entre les calcaires du Dévonien et les schistes et quartzites de l'Ordovicien. Malheureusement, l'absence de faunes caractéristiques et la tectonisation (niveau de décollement...) ne permet pas de faire une coupe détaillée au niveau du passage Silurien-Ordovicien.

En résumé, l'ensemble des résultats obtenus montre comme dans la coupe de l'Esera :

- la présence d'une anomalie localisée au niveau des calcaires à Conodontes du Pridoli (sommet du Silurien) ;
- la présence d'une série d'anomalies radiométriques au niveau du Silurien (Wenlock et Ludlow) ; elles sont situées dans des schistes ampelitiques très graphiteux et pyriteux ;
- la dissymétrie généralisée des pics anomaliques ;
- la faible radioactivité des calcaires du Dévonien inférieur (et certainement du sommet de l'Ordovicien).

V. — LE COMPORTEMENT DES ANOMALIES AU CONTACT DU MASSIF GRANITIQUE DE LA MALADETA

A l'Ouest d'Espot le Silurien est en contact avec le granite de la Maladeta et est affecté par le métamorphisme lié à la mise en place du granite (coupe VII, fig. 1). Des paragé-

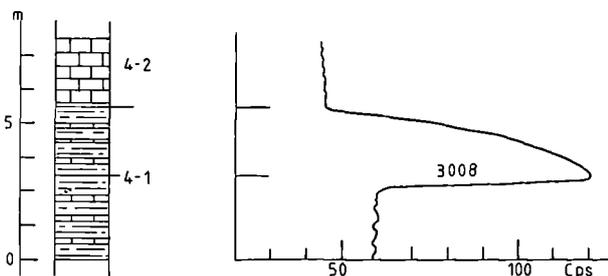


Fig. 3. — Coupe au niveau du Pridoli, route Esterrí-Escalo 3008 : échantillon analysé par spectrométrie gamma.

Fig. 3. — Section of the Pridoli, Esterrí-Escalo road 3008 : sample analysed by gamma-ray spectrometry.

nèses à sillimanite affleurent dans la vallée de l'Estany Negre et une coupe complète dans le Dévonien et le Silurien affectés par le métamorphisme au contact du granite a pu être levée sur le flanc Est du pic Pala d'Ereixe (zone de Super Espot). Elle montre une structure plissée et faillée (fig. 5) qui affecte les formations du Dévonien et du Silurien. Le granite de la Maladeta affleure au sommet du pic et sur sa face Ouest. Le contexte géologique régional a fait l'objet d'une étude assez complète par D. Bourke (1979). Des failles tardives importantes affectent les formations du Devono-Silurien (la faille de Pala d'Ereixe et de Picardes).

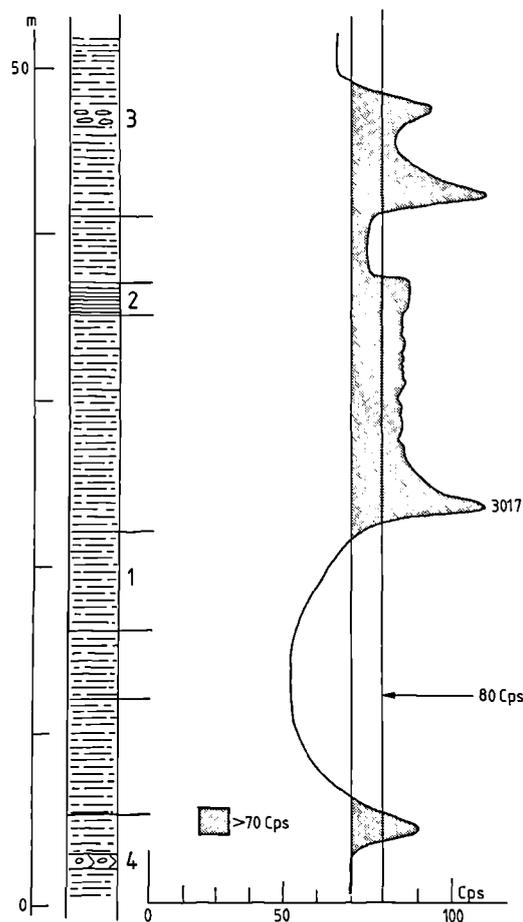


Fig. 4. — Coupe de la route d'Espot dans les schistes noirs pyriteux du Silurien (zone 30-31).

1. Schistes noirs pyriteux ; 2. Schistes fins ; 3. Nodules de pyrite ; 4. Banc carbonaté ; 3017 : échantillon analysé par spectrométrie gamma.

Fig. 4. — Section of the Espot road in the pyritous black shales of Silurian (zone 30-31).

1. Pyritous black shales ; 2. slates ; 3. Pyritous nodules ; 4. Limestone bed ; 3017 : sample analysed by gamma-ray spectrometry.

Le métamorphisme s'est développé en deux phases principales :

— des paragéneses à grenat-idocrase-diopside en faciès carbonaté et à silicates d'alumine et cordiérite dans les faciès pélitiques et ampélitiques ;

— une paragénesis de plus basse température et plus tardive à épidote-chlorite et actinote (asbestiforme) et qui se traduit par la rétomorphose des silicates d'alumine.

Les anomalies sont nombreuses dans les schistes et les cornéennes à andalousite et se maintiennent jusqu'au contact avec le granite (fig. 5). La section A-B (fig. 6) montre une allure

identique à celle observée le long de la route d'Espot ; toutes deux présentent plusieurs anomalies dans une série caractérisée par une forte radioactivité globale. Le profil C-D (fig. 5) confirme quant à lui l'allure en anticlinal de la série (forme analogue des anomalies A4 et A'4 avec A4 en série normale et A'4 en série inverse).

En outre, une très forte anomalie locale (A3) a été repérée dans des cornéennes. Le taux de comptage sur échantillon isolé permet d'estimer les teneurs en uranium à plusieurs centaines de ppm (contre un clarke de 3 à 5 ppm soit un facteur de concentration de 100). Ces fortes concentrations locales sont probablement liées à des processus de remobilisa-

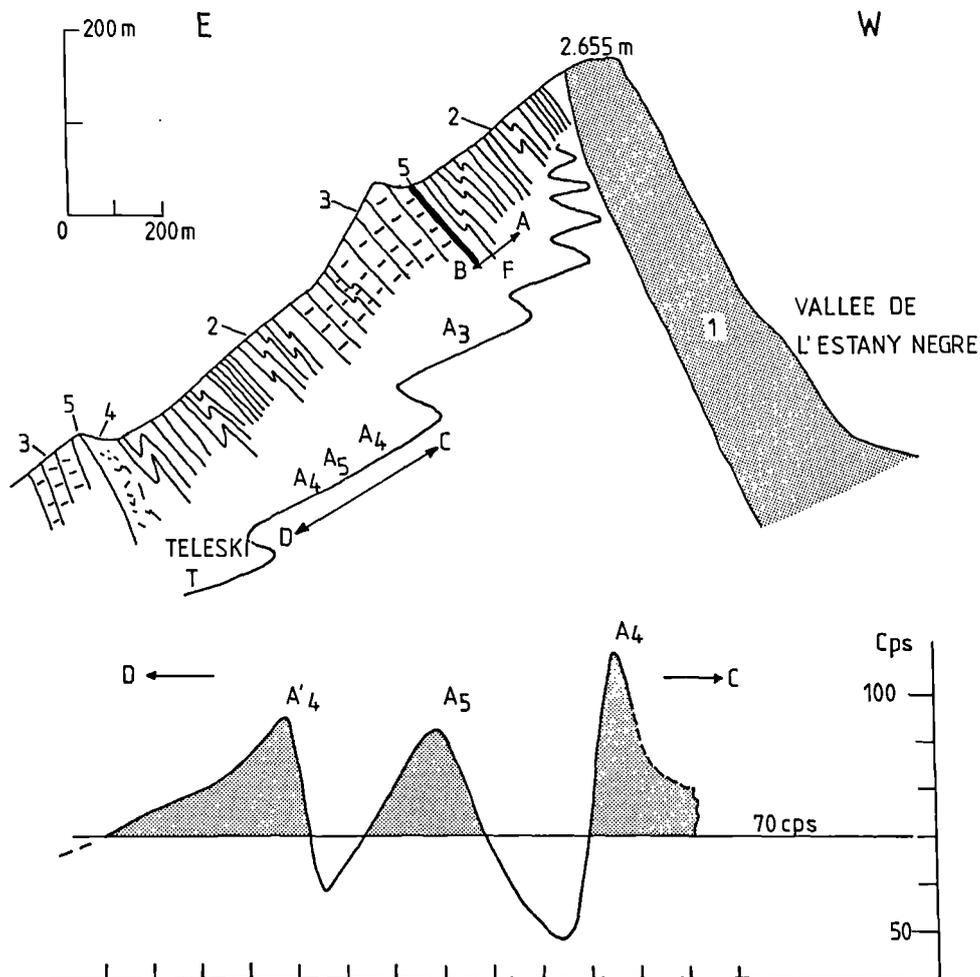


Fig. 5. — Coupe du flanc Est du Pic Pala d'Ereix
1. Granite ; 2. Silurien ; 3. Dévonien inférieur ; 4. Brèche de faille ; 5. Faille ; Section C-D, allure de la radioactivité gamma.

Fig. 5. — Section of the East side of the Pala d'Ereix peak.
1. Granite ; 2. Silurian ; 3. Lower Devonian ; 4. Fault-breccia ; 5. Fault ; Section C-D, form of the gamma radioactivity.

tion et reconcentration en relation avec la mise en place du granite. L'étude de ces mécanismes de remobilisation fera l'objet d'un travail ultérieur destiné à préciser l'expression minéralogique particulière de l'uranium.

VI. — ÉTUDE RADIOGÉOCHIMIQUE PRÉLIMINAIRE

Quelques échantillons sélectionnés à partir des mesures radiométriques sur le terrain ont fait l'objet d'une analyse par spectrométrie gamma en laboratoire (Tableau I).

La méthode a été largement décrite par Quinif *et al.*, dans une note récente (1985). Elle permet le dosage simultané de l'uranium, du thorium et du potassium et la détermination du déséquilibre (Ra/U) dans la famille de l'uranium par le dosage de l' ^{235}U sur la raie à 184 keV (U_m : uranium métal).

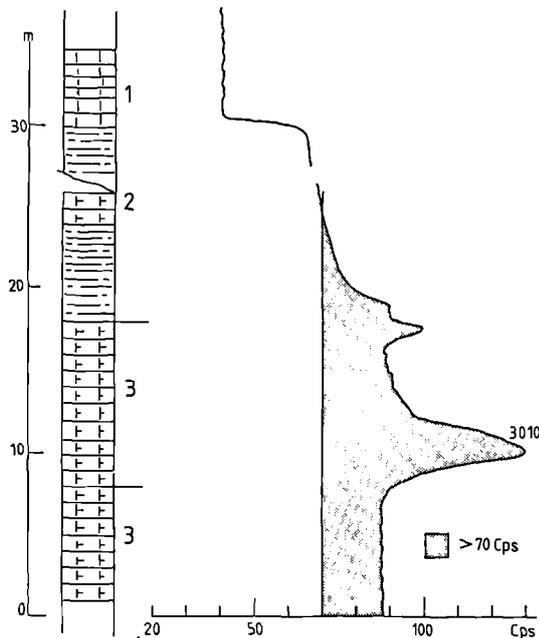


Fig. 6. — Section A-B de la coupe du pic Pala d'Ereixe. 1. Calcaire du Dévonien inférieur ; 2. Schistes à andalousite alternant avec des cornéennes ; 3. Cornéennes ; 3010 : échantillon analysé par spectrométrie gamma.

Fig. 6. — Part A-B of the geological section of the Pala d'Ereixe peak.

1. Lower devonian limestone ; 2. Sequence of andalusite slates and hornfels ; 3. Hornfels ; 3010 : sample analysed by gamma-ray spectrometry.

Le Tableau I montre que :

— les anomalies sont essentiellement uranifères, le taux de concentration atteignant une dizaine de fois la valeur du clarke (valeur moyenne de 3 à 4 ppm en U dans des schistes normaux) ;

— l'uranium est à la fois concentré dans les faciès schisteux et carbonatés du Silurien (par exemple, éch. 3026) ;

— les anomalies en uranium se maintiennent dans l'auréole de métamorphisme du granite de la Maladeta (éch. 3022 et 3010) ;

— les plus faibles valeurs en potassium de certains faciès pélitiques peuvent être corrélées avec des niveaux enrichis en kaolinite (éch. 3017) ou avec les faciès carbonatés (éch. 3026) ;

— des concentrations très fortes atteignant 500 à 600 ppm ont été repérées localement (éch. 3001).

En outre, le déséquilibre dans la famille de l'uranium est systématiquement négatif traduisant un lessivage récent de l'uranium métal (rapport Ra/U) probablement sous l'effet de l'agressivité des eaux (oxydation des pyrites toujours abondantes dans le Silurien). On peut toutefois noter que ce départ préférentiel de l'uranium reste limité comme le montre la comparaison soit pour un même échantillon, soit pour les échantillons entre eux, des teneurs en uranium métal (U_m) et en l'un de ses éléments fils (eU ou ^{214}Bi). Ainsi le lessivage récent et partiel de l'uranium dans les zones d'affleurement n'affecte en rien les possibilités d'utilisation des anomalies en tant que repères stratigraphiques.

CONCLUSION

A notre connaissance aucune recherche radiogéochimique n'avait jusqu'à présent été menée sur les faciès "black shales" du Silurien des Pyrénées. Une première campagne de terrain a permis de découvrir une série d'anomalies radiométriques dans le Silurien des Pyrénées centrales espagnoles et de les caler stratigraphiquement grâce aux études récentes de Degardin (1987) sur les Graptolites et les Conodontes.

Elles apparaissent dans les schistes du Silurien inférieur (Wenlock) et supérieur (Ludlow) ainsi que dans les calcaires et schistes du Pridoli (sommets du Silurien).

Il est probable que ces anomalies ont une grande extension géographique, à l'échelle de toute la chaîne pyrénéenne. Elles ont été reconnues sur plus de 50 km et pourraient donc être utilisées en tant que niveaux repères en particulier lorsque le métamorphisme efface toute trace de faune et microfaune. Elles sont essentiellement liées à l'uranium.

En outre, il apparaît que les anomalies ont une allure dissymétrique probablement liée au mécanisme de concentra-

tion de l'uranium dans le bassin sédimentaire marqué par l'apparition brutale d'une forte concentration en uranium et par une certaine persistance dudit mécanisme dans le temps jusqu'au retour à des conditions plus normales de dépôt. Si une telle forme de l'anomalie devait se confirmer et se généraliser à toute la série, elle pourrait constituer à l'avenir un critère de polarité particulièrement utile dans les faciès "cornéenne" de bordure du massif granitique de la Maladeta.

Enfin, des processus de reconcentration en bordure du granite de la Maladeta présentent un grand intérêt sur le plan minéralogique et métallogénique. Ils feront l'objet d'une étude plus complète par un examen comparé des modalités de distribution de l'uranium dans les faciès granitiques de bordure, les filons de microgranite intrusifs dans l'encaissant métamorphique et les paragenèses de haute et basse température du métamorphisme au contact du granite.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BELL R.P. (1978). — Uranium in black shales. A review. In : M.D. Kimberley (Ed.), short course in uranium deposits. *Their mineralogy and origin*, 3, pp. 307-322.
- 2) BOURKE D. (1979). — Etude géologique de la terminaison orientale du Massif de la Maladeta et de ses abords, région d'Espot (province de Lerida, Pyrénées centrales espagnoles). Thèse de doctorat d'Université, Lille.
- 3) CHARLET J.M. (1979). — Le Massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). Synthèse des données géologiques. *Ann. Soc. Géol. belg.*, t. 202, p. 313-323.
- 4) CHARLET J.M. (1983). — Los granitos intrusivos ligados a la orogenesis hercinica. In *Carbonifero y Permico de Espana*, p. 315-328.
- 5) CHARLET J.M., DRUMEL B., QUINIF Y., YANS D. (1982). — Conversion des résultats d'une prospection radiométrique autoportée en unités de concentration des radioéléments. *Ann. Soc. Géol. belg.*, t. 105, p. 195-203.
- 6) CHARLET J.M., NDZIBA M., QUINIF Y. (1985). — Les anomalies radiométriques du V3c supérieur du Bassin de Dinant. *Ann. Soc. Géol. belg.*, t. 188, p. 387-399.
- 7) DEGARDIN J.M. (1987). — Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. Thèse de doctorat d'Etat, Lille.
- 8) DEGENS E.P., KHOO F., MICHAELIS W. (1977). Uranium-anomaly in Black Sea sediments. *Nature*, 269, p. 566-569.
- 9) QUINIF Y., LAIR Ph., CHARLET J.M. (1985). — Le dosage des radioéléments naturels U-Ra-Th-K20 par spectrométrie gamma sur chaîne de mesures automatisée, les applications aux Sciences de la Terre. *Bull. Soc. Géol. belg.*, t. 94, p. 255-267.

L'Albien au sondage de Dannes - 1980 (Pas-de-Calais, France)

The Albian stage in the 1980' Dannes borehole (Northern France)

par Francis AMEDRO (*), Françoise MAGNIEZ-JANNIN (**) et Francis ROBASZYNSKI (***)

Résumé. — Le sondage de Dannes a traversé l'épaisseur d'Albien la plus importante du Boulonnais, soit 23,10 m. La conjonction de données lithologiques et paléontologiques (ammonites, inocérames, foraminifères) conduit à proposer des corrélations précises avec d'autres coupes du Boulonnais et à dégager des éléments d'un contrôle tectonique local de la sédimentation.

Abstract. — *The Dannes borehole crossed the most important thickness of the Albian in the Boulonnais (23,10 m). The connection of lithological data with palaeontological informations on ammonites, inoceramids and foraminifera leads to propose accurate correlations with several other sections in the Boulonnais and to suggest elements of interpretation for a tectonic control of the sedimentation.*

I. — INTRODUCTION

Depuis 1978, un certain nombre de travaux ont précisé la stratigraphie des formations albiennes du Boulonnais (Amédro & Destombes, 1978 ; Robaszynski & Amédro *coord. et al.*, 1980 ; Amédro *et al.*, 1981 ; Amédro & Magniez-Jannin, 1982 ; Robaszynski & Amédro, 1986). Les coupes décrites dans ces publications sont réparties entre la baie de Wissant au Nord et la carrière de Nesles au Sud et soulignent la base de l'escarpement crayeux (fig. 1).

La réalisation d'un sondage carotté à Dannes, à 5 km au Sud de Nesles, est donc intéressante car elle apporte un jalon supplémentaire dans la connaissance de l'Albien dans la partie la plus méridionale du Boulonnais.

II. — LE SONDAGE DE DANNES

A) LITHOLOGIE

Le sondage a été réalisé en 1980 par la cimenterie CEDEST de Dannes (coordonnées Lambert : X = 549,130 ; Y = 321,016 ; Z = + 34,70 NGF). Du haut vers le bas, la coupe montre la succession suivante (fig. 2) :

0 m à 3,90 m : remblais.

Formation du Petit Blanc-Nez (*pars*) et Formation de Strouanne ou "Tourtia" (Cénomaniens inférieur *pars*).

3,90 m à 6,50 m : Succession de deux bancs de craie marneuse gris jaunâtre. Le sommet des bancs est plus cohérent et contient des inocérames : *Inoceramus gr. crippei* Mantell.

6,50 m à 12,70 m : Carottes mélangées dans lesquelles on trouve de la craie marneuse blanc grisâtre cohérente, de la marne crayeuse bleuâtre : deux faciès décrits ailleurs dans le Boulonnais dans la Formation du Petit Blanc-Nez (Robaszynski & Amédro *coord. et al.*, 1980) et de la craie glauconieuse gris verdâtre parsemée de graviers phosphatés millimétriques noirs. Ce dernier faciès est caractéristique de la Formation de Strouanne. Suivant Dorémus (1978), la Formation de Strouanne pourrait avoir une épaisseur de 3 m à Dannes.

Formation de Lottinghen (Albien supérieur *pars*).

12,70 m à 15,60 m : Argile gris clair, homogène, sans macrofossiles apparents, tarudée à son sommet par des terriers (*Thalassinoides*) remplis de marne glauconieuse verdâtre provenant de la formation de Strouanne sus-jacente.

15,60 m à 17,00 m : Argile gris clair, semblable à celle du niveau précédent, mais contenant de la glauconie fine disséminée dans la masse. La teneur en glauconie augmente vers le bas.

17,00 m à 17,80 m : Argile franchement glauconieuse, gris verdâtre, avec, dans la partie inférieure, de petits nodules phosphatés noirs,

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

(**) UA CNRS 157 - Centre des Sciences de la Terre, Université de Dijon, 6, boulevard Gabriel, 21100 Dijon (France).

(***) Faculté Polytechnique, Institut de Géologie, 9, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 1^{er} décembre 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 8 novembre 1989.

centimétriques, anguleux. A la base, sur 10 cm, nombreux nodules phosphatés marron de 3 à 5 cm de diamètre, arrondis. D'abondantes perforations (*Thalassinoides*) pénètrent sur environ 20 cm l'argile sous-jacente.

Formation de Saint-Pô (Albien moyen et supérieur pars) ou "Gault".

17,80 m à 21,00 m : Argile gris clair avec quelques rares nodules phosphatés centimétriques marron clair ou noirs, épars.

21,00 m à 21,05 m : Niveau phosphaté P6. Nodules phosphatés noirs, millimétriques à centimétriques, épars dans l'argile gris clair. Présence d'*Inoceramus sulcatus* Parkinson et *Hysterocheras orbigny* (Spath).

21,05 m à 22,80 m : Argile gris clair, parsemée d'empreintes d'*Inoceramus sulcatus*, avec à 21,80 m un phragmocôme pyriteux de *Beudanticeras beudanti* (Brongniart). Un horizon riche en trace-fossiles (*Chondrites*) existe à 22,00 m.

22,80 m à 23,17 m : Niveau phosphaté P5. Succession de deux lits de nodules phosphatés noirs, sub-anguleux à arrondis, centimétriques, séparés par 30 cm d'argile gris clair. Le lit supérieur a une épaisseur de 5 cm, tandis que le lit inférieur atteint à peine 2 cm.

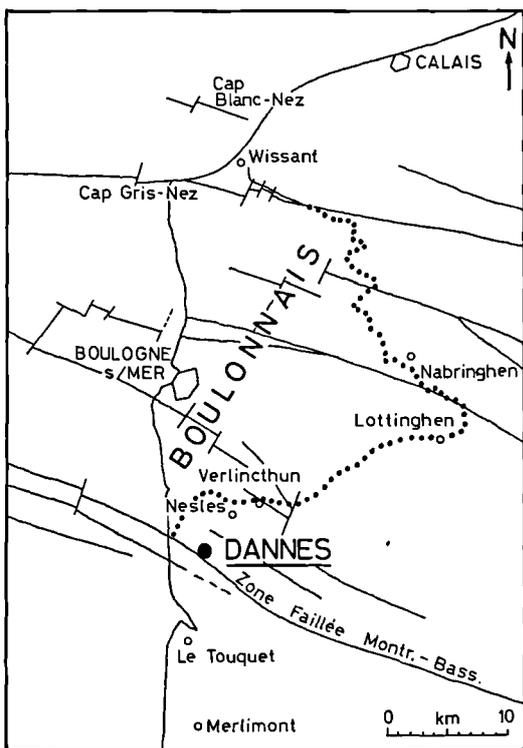


Fig. 1. — Situation géographique du sondage de Dannes 1980. La ligne pointillée indique la cuesta cénomaniennne qui borde le Boulonnais.

Fig. 1. — Position of the 1980 Dannes borehole. The dotted line limits the Boulonnais area.

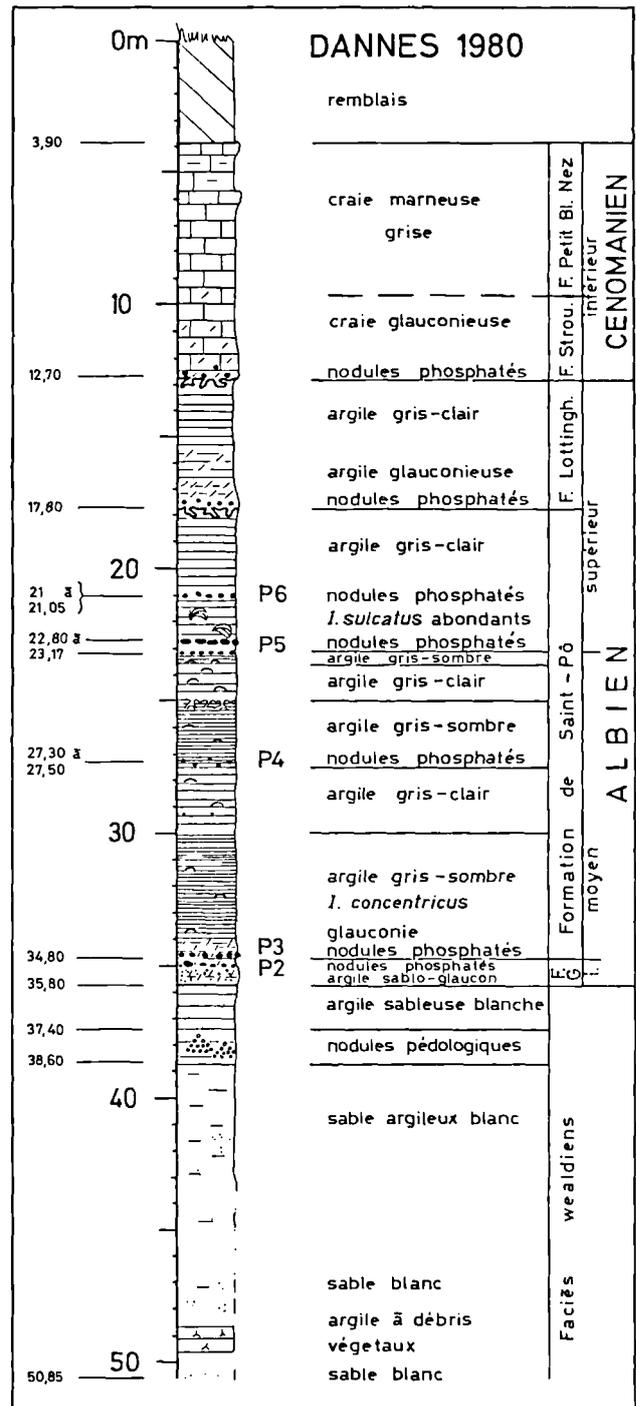


Fig. 2. — Les principales unités lithologiques du sondage de Dannes 1980.

Fig. 2. — Main lithological units of the 1980 Dannes borehole.

23,17 m à 23,30 m : Argile gris sombre, riche en *Inoceramus concentricus* Parkinson, taraudée au sommet par des trace-fossiles (*Chondrites*) et présentant à la base quelques concentrations de nodules phosphatés millimétriques à centimétriques de couleur beige. Le passage au lit inférieur est rapide, mais sans trace de perforations.

23,30 m à 25,00 m : Argile gris clair avec de nombreuses empreintes écrasées d'*I. concentricus*.

25,00 m à 27,30 m : Argile gris sombre, riche en *I. concentricus*, parsemée au sommet d'ébauches de perforations provenant du lit sus-jacent.

27,30 m à 27,50 m : Niveau phosphaté P4. Nodules phosphatés noirs millimétriques à centimétriques, sub-anguleux à arrondis, espacés de quelques centimètres les uns des autres, inclus dans des argiles sombres identiques à celles du lit supérieur. *I. concentricus* présent.

27,50 m à 30,05 m : Argile gris clair avec nombreux *I. concentricus* nacrés et, à 29,20 m, un exemplaire de *Falciferella milbournei* Casey. Un lit irrégulier de nodules phosphatés centimétriques beige existe à 29,30 m.

30,05 m à 34,05 m : Argile gris très sombre, riche en *I. concentricus* de petite taille. *Hemiaster* sp. à 30,50 m, *Anahoplites planus* (Mantell) à 34,00 m.

34,05 m à 34,75 m : Argile gris très sombre, semblable à celle du lit précédent, mais glauconieuse. La teneur en glauconie augmente progressivement vers le bas. Nombreux moules internes argileux écrasés d'*I. concentricus* et d'*Hoplites* (*Hoplites dentatus* (Sowerby)).

34,75 m à 34,80 m : Niveau phosphaté P3. Nodules noirs, centimétriques, avec *H. (H) dentatus*.

Formation des Gardes (Albien inférieur) ou "Sables verts".

34,80 m à 34,95 m : Argile sablo-glauconieuse verdâtre montrant à son sommet des cristaux millimétriques de pyrite bien cristallisée.

34,95 m à 35,00 m : Niveau phosphaté P2. Lit de petits nodules phosphatés millimétriques noirs ou gris, inclus dans un ciment argilo-glauconieux.

35,00 m à 35,80 m : Argile sablo-glauconieuse vert sombre. Abondantes bioturbations remplies de grains de glauconie qui accentuent encore la coloration verte de la roche.

Faciès wealdiens

35,80 m à 36,10 m : Argiles blanches, plus ou moins sableuses, bariolées par des "rhizoïdes" de teinte rose (paléosol ?).

36,10 m à 37,40 m : Argile sableuse blanche.

37,40 m à 38,60 m : Argile blanche remplie de nodules pédologiques de 0,5 mm à 3 mm de diamètre.

38,60 m à 40,00 m : Sable blanc très fin, silteux.

40,00 m à 40,20 m : Sable argileux grisâtre.

A partir de 40,20 m, le carottage est très fragmentaire et présente de nombreux hiatus.

40,20 m à 43,40 m : 1,40 m de carotte : sable argileux grisâtre.

43,40 m à 47,90 m : 0,70 m de carotte, soit du haut vers le bas :
0,20 m : sable argileux gris,
0,05 m : sable fin, blanc-gris,
0,10 m : sable fin, gris, à débris ligniteux.

47,90 m à 50,85 m : 2 m de carotte, soit du haut vers le bas :

0,70 m : sable blanc-gris très fin,

0,60 m : argile gris pâle à débris végétaux,

0,10 m : sable un peu argileux gris,

0,30 m : argile à nombreuses passées millimétriques de débris végétaux,

0,30 m : sable blanc très fin.

50,85 m : fin du sondage.

B) ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES FONDÉES SUR LES MACROFAUNES ET LES REPÈRES LITHOLOGIQUES

Les zones d'ammonites utilisées ici sont celles définies par Amédéo in Robaszynski & Amédéo *coord. et al.* (1980). Ce sont des assemblages-zones caractérisées chacune par une association d'espèces. La seule modification concerne la position de la limite Albien moyen-Albien supérieur située maintenant à la base de l'A-Z à *Dipoloceras cristatum* (synonyme de l'A-Z à *Dimorphoplites silenus*) pour tenir compte des recommandations récentes de la Sous-Commission Internationale de Stratigraphie du Crétacé (Birkelund *et al.*, 1984).

La répartition verticale des macrofossiles recueillis dans le sondage de Dannes apparaît dans la figure 3 en regard de la lithologie.

La distribution discontinue du matériel semble *a priori* en limiter l'usage. Mais la combinaison des données paléontologiques et de la lithologie apporte des informations très précises. Les levés lithologiques joints à des récoltes macro- et micropaléontologiques effectués en plusieurs points du Boulonnais, en particulier à Wissant et à Nesles (Amédéo *et al.*, 1981 ; Amédéo & Magniez-Jannin, 1982), ont en effet démontré la continuité et le synchronisme d'un certain nombre de repères lithologiques : niveaux phosphatés, surfaces d'omission avec changements de teinte de l'argile. Les données publiées dans le Sud-Est de l'Angleterre par Owen (1971, 1976) révèlent d'ailleurs que leur distribution s'étend de part et d'autre de la Manche.

La figure 4 présente une corrélation entre le sondage de Dannes et une succession composite obtenue à partir des coupes de Wissant et de Lottinghen-Est. Par comparaison, les divisions suivantes peuvent ainsi être proposées dans le sondage de Dannes :

— de 35,80 m à 34,80 m : ALBIEN INFÉRIEUR,

— de 34,80 m à 23,17 m : ALBIEN MOYEN avec, en ce qui concerne les zones d'ammonites :

- de 34,80 m à 34,05 m : Assemblage-Zone (A-Z) à *Hoplites* (*H. dentatus*) (argile gris très sombre, glauconieuse, avec *H. (H) dentatus*, limitée à la base par le niveau phosphaté P3),

- de 34,05 m à 30,05 m : A-Z à *Anahoplites intermedius* (argile gris très sombre avec *Anahoplites planus* et *Hemiaster* sp., limitée au sommet par une surface perforée),

- de 30,05 m à 27,50 m : A-Z à *Dimorphoplites niobe* (argile gris clair avec *Falciferella milbournei* dans sa partie inférieure, et surmontée par le niveau phosphaté P4),

- de 27,50 m à 23,17 m : A-Z à *Dimorphoplites biplicatus* (intervalle compris entre les niveaux phosphatés P4 et P5),

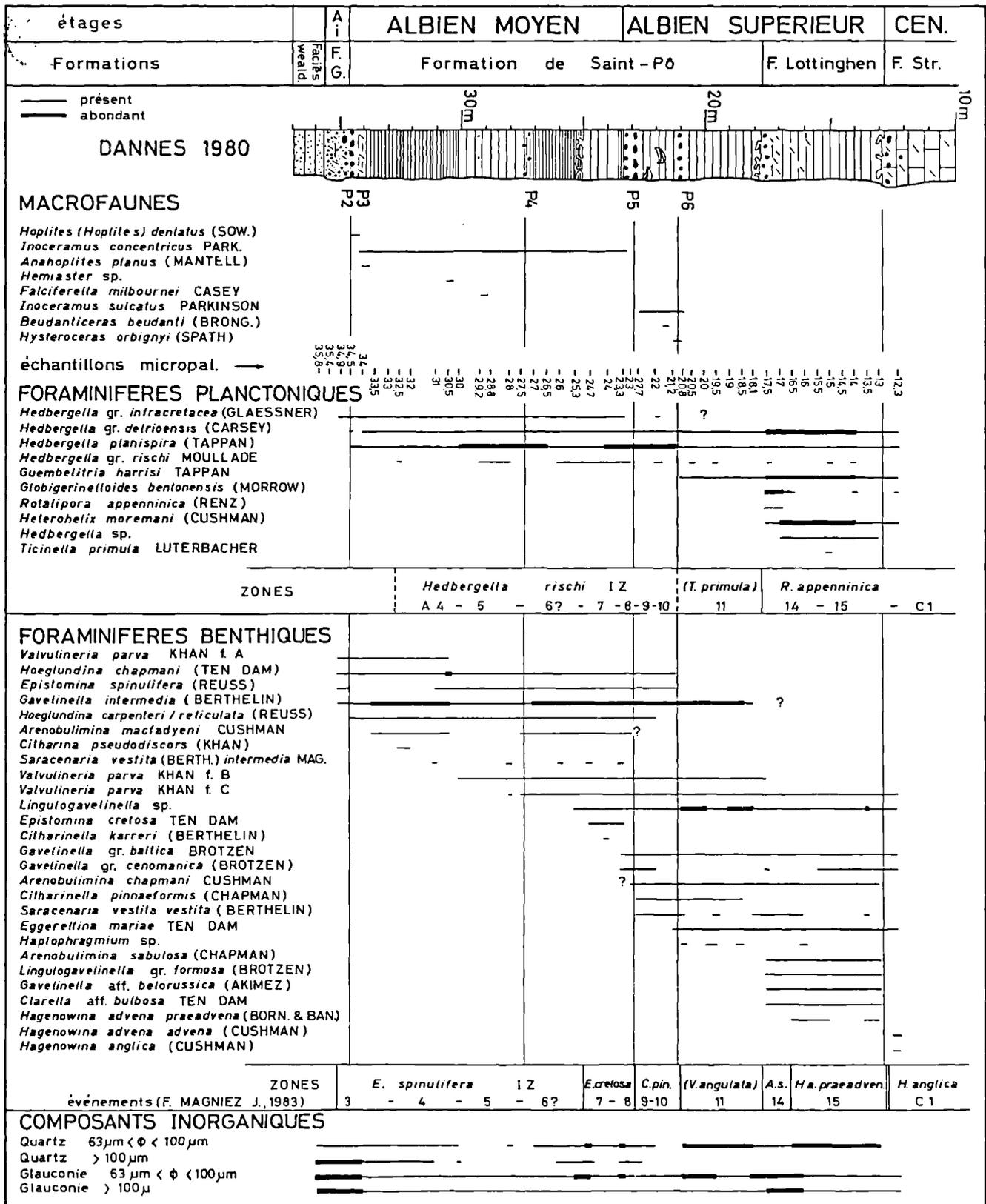


Fig. 3. — Distribution verticale des macrofaunes (F.A.), des foraminifères et des composants inorganiques (F.M.-J.) au sondage de Dannes 1980.

Fig. 3. — Vertical distribution of macrofauna (F.A.), foraminifera and inorganic elements (F.M.-J.) in the 1980' Dannes borehole.

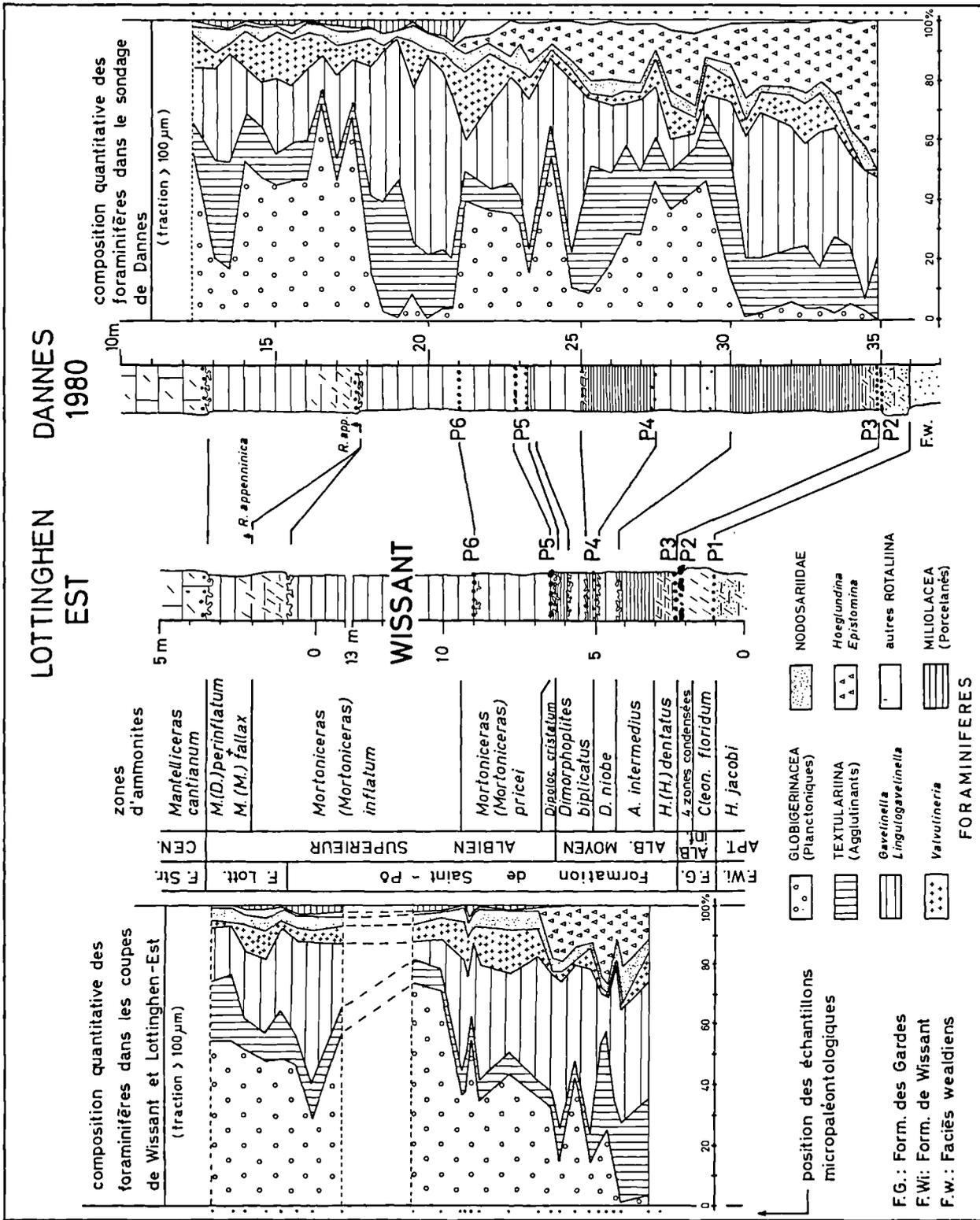


Fig. 4. — Comparison of the lithology and of the quantitative distribution of foraminifera in the Albian between the 1980' Dannes borehole and Lottinghen Est-Wissant. Note the thicknesses generally more important at Dannes, de même que le dédoublement du niveau phosphaté P5 et l'absence de la partie inférieure de la Formation de Lottinghen.

Fig. 4. — Comparison of lithology and quantitative distribution of foraminifera in the Albian between the 1980' Dannes borehole and Lottinghen Est-Wissant outcrops. To note are the thicknesses generally more important at Dannes, the subdivision of the phosphatic level P5 and the lack of the basal part of the Lottinghen Formation.

- de 23,17 m à 12,70 m : ALBIEN SUPÉRIEUR, soit :
 - de 23,17 m à 22,80 m : A-Z à *Dipoloceras cristatum* (niveau phosphaté P5),
 - de 22,80 m à environ 21,00 m : A-Z à *Mortoniceras (M.) pricei* (argile gris clair riche en *Inoceramus sulcatus*, limitée au sommet par le niveau phosphaté P6),
 - d'environ 21,00 m à environ 17,80 m (ou légèrement au-dessus) : A-Z à *Mortoniceras (M.) inflatum* (intervalle compris entre le niveau phosphaté P6 et la base de la Formation de Lottinghen, dans lequel *I. sulcatus* n'existe plus),
 - d'environ 17,80 m à 12,70 m : A-Z à *Mortoniceras (M.) fallax* et A-Z à *Mortoniceras (M.) perinflatum* (Formation de Lottinghen à l'exception peut-être de son extrême base).

C) FORAMINIFÈRES (F.M.-J.)

1) Biostratigraphie

La répartition des espèces les plus importantes stratigraphiquement est donnée sur la figure 3. Les zones de foraminifères utilisées sont celles définies par Magniez-Jannin (Amédéo et Magniez-Jannin 1982, Magniez-Jannin 1983) : ce sont des zones d'intervalle (Hedberg 1979). Toutefois, certaines ne peuvent être caractérisées ici par leur espèce-indice, celle-ci manquant du fait de la diversité réduite du peuplement, en particulier au sommet de la Formation de Saint-Pô (A-Z à *M. inflatum*). Mais ces zones ont pu être identifiées par la présence d'autres espèces qui, soit apparaissent en même temps que l'espèce-repère, soit prolifèrent particulièrement dans l'intervalle concerné ; elles sont indiquées entre parenthèses sur la figure 3. Dans un souci de clarté et de précision, la correspondance avec les événements stratigraphiques (1-16) définis dans l'Aube et retrouvés dans le Boulonnais (Magniez-Jannin 1983) est ajoutée.

Le niveau 35,80 m est azoïque. L'échantillon 35,40 m ne renferme que de minuscules foraminifères agglutinants sans valeur stratigraphique. A partir de 34,90 m, les individus dépassent 100 micromètres et les espèces à test calcaire apparaissent.

Les divisions suivantes peuvent être proposées (fig. 3) :

a) avec les foraminifères benthiques :

— de 34,90 m à 25,30 m : *Epistomina spinulifera* IZ, qui correspond à la succession des A-Z d'ammonites à *H. dentatus* et *A. intermedius* (caractérisées par *Valvulineria parva* forme A), à *D. niobe* (définie par l'apparition à 30 m de *Valvulineria parva* forme B) et à partir du P4 (27,50 m) à *D. biplicatus (pro parte)* renfermant *Valvulineria parva* forme C.

— de 24,70 à 23 m : *Epistomina cretosa* IZ, caractérisée en plus de l'index de zone par *Citharinella karreri* et correspondant aux A-Z à *D. biplicatus pro parte* et *D. cristatum*. Bien que la présence de *Citharinella karreri pré-pinnaeformis* ne puisse être affirmée (fragment de détermination incertaine), la zone d'extension totale définie par cette forme en 1983 (Magniez-Jannin, événement 8) ne manque pas puisque sont présentes à partir de 23,30 m les espèces *Gavelinella cenomanica* et *G. baltica* qui apparaissent normalement en même temps qu'elle.

— de 22,70 m à 21,20 m : *Citharinella pinnaeformis* IZ, correspondant à l'A-Z à *M. pricei*.

— de 20,80 m à 18,10 m : *Valvulineria angulata* IZ, mais l'espèce-indice est absente (aussi est-elle mise entre parenthèses dans la colonne des zones de la figure 3). Cette zone peut toutefois être identifiée en particulier par la présence des gros foraminifères agglutinants *Haplophragmium* sp. et *Cribratina cylindracea*, et par le test plus grossier des *Arenobulimina chapmani*. Elle correspond à la base de l'A-Z à *M. inflatum*.

— de 17,50 m à 17 m : *Arenobulimina sabulosa* IZ, qui coïncide ici (d'après les foraminifères planctoniques) avec la base des A-Z à *M. fallax - M. perinflatum*.

— de 16,50 m à 13 m : *Hagenowina advena praeadvena* IZ, qui couvre une partie des A-Z à *M. fallax - M. perinflatum*.

— à partir de 12,30 m : *Hagenowina anglica* IZ, caractéristique du Cénomaniens.

b) avec les foraminifères planctoniques :

— de 32,50 m à 21,20 m : *Hedbergella rischi* IZ, qui correspond aux A-Z à *A. intermedius p.p.*, *D. niobe*, *D. biplicatus*, *D. cristatum* et *M. pricei*. Théoriquement, elle débute dans le Boulonnais dès la base de l'A-Z à *A. intermedius*, mais *H. rischi* est très rare dans ce sondage, sauf dans quelques niveaux du sommet de l'Albien moyen.

— de 20,80 m à 18,10 m : en principe, *Ticinella primula* IZ puisque l'intervalle correspond à la base de l'A-Z à *M. inflatum*, mais l'espèce-indice manque. La faune planctonique est très peu abondante durant cet épisode.

— de 17,50 m à 12,30 m : *Rotalipora appenninica* IZ, qui correspond aux A-Z à *M. fallax - M. perinflatum* et se prolonge au Cénomaniens. L'espèce-repère, très rare, n'est présente qu'à la base de la zone.

Les associations planctoniques révèlent à l'Albien supérieur une importante lacune, entre la Formation de Saint-Pô et celle de Lottinghen. Il manque en effet à Dannes la zone à *Globigerinelloides bentonensis* et probablement toute la zone à *Hedbergella* sp. (identification incertaine de cette espèce à 18,10 m), correspondant au sommet de l'A-Z à *M. inflatum* et aux événements 12 et 13 définis dans l'Aube. Ce hiatus se traduit par un très important renouvellement de la faune planctonique et benthique (apparition de plus de 15 espèces) à la limite des deux formations, phénomène mal reflété sur la figure 3 où le manque de place a contraint à ne retenir que les formes les plus importantes. Un autre renouvellement brutal et majeur du peuplement s'observe entre les Formations de Lottinghen (Albien terminal) et de Strouanne (Cénomaniens), indiquant également une lacune au toit des A-Z à *M. fallax - M. perinflatum* (événement 16 de l'Aube).

2) Comparaison avec Wissant et Lottinghen-Est

Dans l'ensemble, la faune de foraminifères de l'Albien est moins diversifiée à Dannes qu'à Wissant, avec en particulier une moindre variété de Nodosariidés. Parmi les formes benthiques, l'espèce *Epistomina spinulifera* n'est jamais abondante ; les Citharines et Citharinelles (*Citharina pseudodiscors*, *Citharinella chapmani*, *C. karreri*) sont plus rares ;

Valvulineria angulata n'a pas été observée. Parmi les formes planctoniques, *Hedbergella* gr. *rischi* est très rare, le plus souvent petite et atypique ; *Ticinella primula* est quasiment absente (un seul petit individu à 15 m). La rareté des espèces planctoniques à Danne dans l'A-Z à *M. inflatum* est un autre fait remarquable sur lequel nous reviendrons.

Au plan de la biostratigraphie, la limite Albien moyen/Albien supérieur est bien marquée à Danne, comme dans l'ensemble du Boulonnais, par un renouvellement important mais quelque peu dilaté de la faune ; la succession des événements est la suivante :

— un peu au-dessous de la limite, apparition de *Gavelinella* gr. *cenomanica* et *G.* gr. *baltica* et de *Citharinella karreri* pré-*pinnaeformis*,

— juste à la limite (dans l'A-Z à *D. cristatum*) : apparition de *Arenobulimina chapmani* (de grande taille), disparition de *Saracenaria vestita vestita*, *Citharinella karreri* et *C. karreri* pré-*pinnaeformis*, *Epistomina cretosa*,

— un peu au-dessus de la limite (à la base de l'A-Z à *M. pricei*) : apparition de *Citharinella pinnaeformis*, *Saracenaria vestita vestita*, disparition de *Arenobulimina macfadyeni*, raréfaction des *Epistomines* et *Hoeglundines*.

Ces apparitions et disparitions peuvent être légèrement retardées ou avancées selon les coupes (études antérieures : Wissant, Lottinghen, Nesles in Amédéo et Magniez-Jannin 1982).

La Formation de Lottinghen est moins complète à Danne que dans la localité-type, puisqu'il manque à sa base la zone à *Globigerinelloides bentonensis* (sommet de l'A-Z à *M. inflatum*). La lacune s'étend aussi au sommet de la Formation de Saint-Pô (absence de la zone à *Hedbergella* sp.). A Wissant, si la base de l'IZ à *Hedbergella* sp. a été reconnue, le hiatus est plus grand encore puisque toute la Formation de Lottinghen manque. A Danne par contre, l'A-Z à *D. biplicatus* est plus épaisse qu'à Wissant (4,33 m contre 1,50 m). Compte tenu du fait que les espèces *Epistomina cretosa*, *Gaudryinella* sp., *Spiroplectinata annectens*, *Lingulogavelinella* sp. qui couvrent tout l'intervalle représenté à Wissant, n'apparaissent à Danne qu'à la partie supérieure de la zone (à 24,70 m), on peut se demander si celle-ci ne serait pas plus complète à sa base à Danne, se rapprochant en cela de ce que l'on observe dans l'Aube (existence de l'IZ à *Citharinella chapmani* sous l'IZ à *C. karreri* = assemblage 6, Magniez-Jannin 1983).

D) COMPOSITION QUANTITATIVE DE LA FAUNE DE FORAMINIFÈRES A DANNE (fraction supérieure à 100 µm) DONNÉES PALÉOÉCOLOGIQUES

a) *Richesse en individus*. Le peuplement est pauvre à très pauvre de la base jusqu'à 34,50 m ; il s'enrichit à 34 m et demeure riche à très riche jusqu'au toit de la série albienne.

b) *Rapport espèces planctoniques/benthiques* (fig. 4). Les foraminifères planctoniques sont rares (6 %) dans les A-Z à *H. dentatus* et *A. intermedius* (34,90 m à 30,50 m), en coïncidence avec une sédimentation détritique (quartz et glauconie) ; ce très faible pourcentage reflète un milieu peu ouvert, probablement peu profond aussi, ou encore affecté par une langue anoxique ? Ils se développent à la base de l'A-Z à *D. niobe* (à partir de 30 m), rendant compte de l'ouverture du milieu, puis prolifèrent jusqu'au sommet de l'A-Z à *M. pricei* (21,20 m), fluctuant pour les valeurs maximales entre 30 et 54 % ; les niveaux de moindre abondance (10-15 % : 25,30 m, 24,70 m, 23,30 m) coïncident avec une recrudescence du détritisme (fig. 3).

La proportion des formes planctoniques est constamment faible durant l'A-Z à *M. inflatum* (0,5-8 %), parallèlement au retour d'une sédimentation plus détritique (fig. 3). Une nouvelle et forte prolifération est enregistrée dans la Formation de Lottinghen (45 à plus de 70 %), bien que le faciès demeure finement détritique (ce qui prouve que le détritisme n'intervient pas directement dans le comportement du peuplement planctonique mais coïncide avec d'autres facteurs déterminants, comme l'anoxie des eaux superficielles par exemple). Le recul observé tout au sommet (13,50 m - 13 m) suggère que la lacune entre Albien et Cénomaniens ne serait pas une simple lacune d'érosion mais qu'elle a été précédée par un changement des conditions de milieu (tendance régressive ?).

L'évolution est tout à fait comparable, dans son ensemble comme dans les détails, à Wissant (fig. 4), sauf au niveau de l'A-Z à *M. inflatum*, période de prolifération des foraminifères planctoniques tant à Wissant qu'à Lottinghen.

c) *Foraminifères benthiques*. Le groupe qui évolue le plus sensiblement est représenté par les *Epistomina* - *Hoeglundina* qui abondent à l'Albien moyen (20 % et plus) et s'éclipsent à la base de l'Albien supérieur. Le groupe des *Gavelinella* et *Lingulogavelinella* évolue, comme toujours, en rapport inverse avec les formes planctoniques, ce qui ne reflète pas toujours leur dynamisme réel (étant donné que ce ne sont que des variations relatives).

Les *Nodosariidae* se caractérisent par leur stabilité (autour de 5 %). Les *Valvulineria* sont mieux représentés (et plus abondants) dans les A-Z à *M. pricei* et dans la partie moyenne de la Formation de Lottinghen. Le groupe des foraminifères agglutinants varie au niveau de sa fréquence et de sa composition. Les formes à test entièrement quartzeux (*Haplophragmoides*, *Trochammina*, *Ammobaculites*, *Glomospirella*, et à un moindre degré *Dorothia filiformis*, *Verneuillinoïdes*) dominent jusqu'à 25,30 m (A-Z à *D. biplicatus*), le pourcentage d'ensemble oscillant entre 13 et 25 %, voire 30 et même plus de 40 %. Une réduction du nombre des *Haplophragmoides* et un développement concomitant des *Arenobulimina* (à test calcaréo-quartzeux) s'observent à partir de 24,70 m ; jusqu'à 21,20 m (sommet de l'A-Z à *M. pricei*), la proportion du groupe ne dépasse guère 10 %. D'autres espèces à test partiellement ou entièrement calcaire apparaissent progressivement : *Belorussiella textilarioides* à 28,80 m, *Spiroplectinata annectens* à 24,70 m, *Dorothia gradata* à 22 m, *Textularia chapmani*, *Tritaxia pyramidata*, *Eggerellina mariae* à

21,20 m. Ces modifications de la faune agglutinante, qui coïncident avec la prolifération déjà signalée du peuplement planctonique, témoignent d'un approfondissement progressif du milieu. L'évolution est tout à fait comparable à Wissant de la base de l'A-Z à *D. buplicatus* au sommet de l'A-Z à *M. pricei*.

Dans l'A-Z à *M. inflatum*, la proportion de nouveau augmentée des foraminifères agglutinants (20 à plus de 45 %) est liée aux *Arenobulimina* et aux *Tritaxia*, et dans les niveaux à pourcentage maximal (19 m, 18,50 m) à un développement des *Ammobaculites*, *Trochammina*, *Haplophragmoides*, *Dorothia filiformis*, comme à la base de la série. Conjointement on observe une certaine prolifération des *Lingulogavelinella*, une fréquence légèrement accrue des *Quinqueloculina* et, cela a déjà été signalé, une faible représentation des formes planctoniques. Peut-on envisager, en même temps qu'une moindre ouverture du milieu, une diminution temporaire de la profondeur pour expliquer tous ces changements ? (l'A-Z à *M. inflatum* manque d'ailleurs à Nesles situé à proximité : Amédéo et Magniez-Jannin 1982). Il faut toutefois faire remarquer que les secteurs de Wissant et Lottinghen dans la partie nord du Boulonnais n'ont pas été affectés, ce qui tendrait à accréditer l'idée de l'existence de panneaux tectoniques jouant durant l'Albien.

Les 5 à 15 % de foraminifères agglutinants de la Formation de Lottinghen sont représentés essentiellement par des *Arenobulimina* (grande diversité spécifique) et en second lieu par des *Tritaxia*. L'abondance des formes planctoniques et des espèces benthiques calcaires masque le développement réel du groupe. Les *Ammobaculites*, *Trochammina* sont quasiment absents, et même dans les niveaux où le pourcentage global des espèces agglutinantes augmente (13,50 m, 13 m), les *Arenobulimina* dominent toujours. La différence de comportement du peuplement agglutinant dans l'A-Z à *M. inflatum* et les A-Z à *M. fallax* - *M. perinflatum* est difficile à expliquer compte tenu de l'analogie des faciès.

En conclusion, le milieu, peu ouvert et peu profond jusqu'au sommet de l'A-Z à *A. intermedius*, s'ouvre dans l'A-Z à *D. niobe* et s'approfondit progressivement. La baisse de fréquence des foraminifères planctoniques dans l'A-Z à *M. inflatum* est particulière à la région de Dannes : une diminution locale de la profondeur et une fermeture du milieu peuvent être envisagées et expliquées dans le cadre d'un contrôle tectonique de la sédimentation (mouvement vertical d'un compartiment structural).

III. — DISCUSSION

La partie inférieure du sondage de Dannes a recoupé sur 15 mètres des sables plus ou moins argileux blanc grisâtre, à faciès wealdiens. La présence de ces faciès sous le Crétacé marin est assez constante dans le Boulonnais (Rigaux, 1903 ; Olry, 1904 ; Caulier, 1974 ; Robaszynski & Amédéo, 1986). A Wissant, leur épaisseur atteindrait 66,50 m suivant Olry (1904). A noter que la succession lithologique des faciès continentaux au sondage de Dannes est très comparable à celle du sondage du Touquet - Paris-Plage où Gosselet (1903 a)

signale 7 m de "sable avec petits grains calcaires analogues à des oolites". Elle confirme également les observations réalisées dans la région de Verlincthun (Rigaux, 1903) et à Nabringhen (Robaszynski & Amédéo, 1986) suivant lesquelles la partie supérieure des faciès wealdiens du Boulonnais serait essentiellement sableuse.

Au-dessus, l'absence de sédiments aptiens — bien développés à quelques km au Nord à Verlincthun (Amédéo & Mania, 1976) — est liée à la position de Dannes sur la bordure Sud du "golfe Boulonnais" de Leroux & Pruvost (1935) où l'Aptien n'a jamais été décelé. En revanche, la non-reconnaissance du niveau phosphaté P1 à la base des formations albiennes — contrairement à ce qui est observé partout dans le Boulonnais — est peut-être simplement liée au faible diamètre de la carotte de sondage, les nodules phosphatés de P1 n'étant pas toujours jointifs.

Mais l'information essentielle révélée par le sondage de Dannes est l'épaisseur des Formations de Saint-Pô et de Lottinghen qui, réunies atteignent 22,10 m, soit l'épaisseur la plus importante connue actuellement dans le Boulonnais.

Le sondage de Dannes est implanté le long de la Zone Faillée Montreuil-Bassurelle de Auffret & Colbeaux (1977), voir fig. 1. A 5 km au Nord, la carrière de Nesles présente une succession correspondante de 12 m seulement avec une lacune locale dans la partie moyenne de l'Albien supérieur (Amédéo & Magniez-Jannin, 1982). Au Sud le sondage de Merlimont a traversé 3,25 m d'argile de type Gault remaniée sous la forme d'une argile "bigarrée" avec *Hoplites* (*Hoplites*) aff. *canavarii* Parona & Bonarelli à sa partie supérieure (Gosselet, 1903 ; Amédéo & Leplat, 1983). Il semble donc que la sédimentation ait été largement contrôlée à l'Albien, au moins localement, par des mouvements verticaux de compartiments structuraux situés de part et d'autre de la Zone Faillée Montreuil-Bassurelle.

Dans ce cadre, le sondage de Dannes pourrait être interprété comme étant situé sur un compartiment à caractère subsident plus accentué. Tout en présentant une succession lithologique comparable à celles observées dans le reste du Boulonnais avec en particulier les mêmes niveaux phosphatés, surfaces d'omission et changements de teintes des argiles, l'enregistrement sédimentaire est plus dilaté. La même cause expliquerait le dédoublement du niveau phosphaté P5, unique dans le reste du Boulonnais, mais formant toujours deux lits dans les séries les plus épaisses au Sud-Est de l'Angleterre comme par exemple le bed VIII du Gault de Folkestone (Milbourne, 1963 ; Owen, 1976).

A noter cependant que ce caractère subsident n'a pas été constant durant toute la durée de l'Albien.

L'augmentation de la teneur en quartz au sein de la fraction fine dans la partie supérieure de la Formation de Saint-Pô (au-dessus du P6) et la raréfaction synchrone des foraminifères planctoniques (non reconnue à Wissant et à Lottinghen) suggèrent en effet une diminution locale de la profondeur de l'eau durant la partie moyenne de l'Albien supérieur (dans l'A-Z à *Mortoniceras* (*M.*) *inflatum*) et donc une inversion du mouvement de subsidence. L'accentuation de ce phénomène au sommet de l'A-Z à *M. (M.) inflatum* se traduit

même par l'absence de la partie basale de la Formation de Lottinghen (lacune de la zone de foraminifères à *Globigerinelloides bentonensis*). Ces observations confirment les informations déjà publiées par Amédéo & Magniez-Jannin, 1982 ; Amédéo, 1984 et Amédéo & Robaszynski, 1987 sur l'importance du contrôle tectonique de la sédimentation dans l'Albien du Boulonnais.

IV. — CONCLUSION

L'étude lithologique et biostratigraphique du sondage de Dannes confirme la continuité jusque dans la partie la plus méridionale du Boulonnais des horizons lithologiques

(niveaux phosphatés et surfaces d'omission) définis à Wisant et à Lottinghen dans les formations albiennes. La mise en évidence de variations rapides d'épaisseur des unités lithologiques par rapport à des points d'observation proches et l'existence d'une lacune dans l'Albien supérieur révélée par l'étude des foraminifères suggèrent une influence tectonique locale. Celle-ci paraît en rapport avec la Zone Faillée Montreuil-Bassurelle.

Remerciements. — Nous remercions vivement M. Cuvelier, chef de laboratoire honoraire et MM. Terver et Audibert, Directeurs successifs de la cimenterie CEDEST de Dannes pour nous avoir autorisés à étudier le sondage et à en publier les résultats.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AMÉDRO F. (1984). — L'Albien de la bordure septentrionale du bassin de Paris. Mise en évidence d'un contrôle tectonique de la sédimentation. *Bull. B.R.G.M., Géologie de la France*, n° 3, p. 179-192, 6 fig.
- 2) AMÉDRO F., DAMOTTE R., MAGNIEZ-JANNIN F. & MANIVIT H. (1981). — Echelles biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais (macro- micro- nannofossiles). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 18, n° 2, p. 3-19, 7 fig.
- 3) AMÉDRO F. & DESTOMBES P. (1978). — Répartition des ammonites dans l'Albien moyen et supérieur, argileux, de Wisant (Boulonnais). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, vol. 15, n° 4, p. 9-15, 3 fig.
- 4) AMÉDRO F. & LEPLAT J. (1983). — Les ammonites albiennes des fosses et sondages du Nord de la France. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 102, p. 237-244, pl. 11.
- 5) AMÉDRO F. & MAGNIEZ-JANNIN F. (1982). — Corrélations lithologiques et biostratigraphiques dans l'Albien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 101, p. 133-143, 5 fig.
- 6) AMÉDRO F. & MANIA J. (1976). — L'Aptien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 96, p. 207-216, 4 fig.
- 7) AMÉDRO F. & ROBASZYNSKI F. (1987). — Influences eustatiques et contrôle tectonique de la sédimentation dans la partie moyenne du Crétacé du Nord de la France. *Mém. géol. Univ. Dijon*, n° 11, p. 57-66, 3 fig.
- 8) AUFFRET J.-P. & COLBEAUX J.-P. (1977). — Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. géol. France*, 7, t. 19, p. 1047-1055, 3 fig.
- 9) BIRKELUND T., HANCOCK J.M., HART M.B., RAWSON P.F., REMANE J., ROBASZYNSKI F., SCHMID F. & SULRYCK F. (1984). — Cretaceous stage boundaries. *Proposals. Bull. Geol. Soc. Denmark*, vol. 33, p. 3-20.
- 10) CAULIER P. (1974). — Etude des faciès de la Craie et de leurs caractéristiques hydrauliques dans la région du Nord. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Lille, 156 p., 37 fig., 32 pl.
- 11) DOREMUS Ch. (1978). — Les craies du Nord de la France. Corrélations entre la lithostratigraphie, la microstructure et les propriétés mécaniques. *Thèse 3^e cycle*, Univ. Lille.
- 12) GOSSELET J. (1903). — Un sondage à Merlimont-Plage (Pas-de-Calais). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 32, p. 138-145, 1 fig.
- 13) GOSSELET J. (1903a). — Un sondage à Paris-Plage, près d'Etapes. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 32, p. 252-254.
- 14) HEDBERG H. (ed.) (1979). — Guide stratigraphique international, classification, terminologie et règles de procédures. *Doïn édit.*, Paris, 233 p.
- 15) LEROUX E. & PRUVOST P. (1935). — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. 60, p. 70-99.
- 16) MAGNIEZ-JANNIN F. (1983). — Essai de corrélation des zones de foraminifères de l'Albien stratotypique (Aube, France) avec les zones d'ammonites. *Géobios*, n° 16, fasc. 4, p. 405-418, 6 fig.
- 17) MILBOURNE R.A. (1963). — The Gault at Ford-Place, Wrotham, Kent. *Proc. Geol. Ass.*, vol. 76, p. 55-80, pl. 4-5.
- 18) OLR Y A. (1904). — Travaux d'exploitation et de recherche exécutés dans le bassin houiller du Boulonnais et dans la région comprise entre le bassin du Pas-de-Calais et la mer. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 100, t. 15, p. 335-465, 18 fig., 2 pl.
- 19) OWEN H.G. (1971). — Middle Albian stratigraphy in the anglo-Paris Basin. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geol.*, sup. 8, 164 p., 3 pl.
- 20) OWEN H.G. (1976). — The Stratigraphy of the Gault and Upper Greensand of the Weald. *Proc. Geol. Ass.*, vol. 86, p. 475-498, 10 fig.
- 21) RIGAUX E. (1903). — Note sur l'infra-Crétacé dans le Boulonnais. *Bull. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, t. 6, p. 451-460.
- 22) ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. coord., FOUCHER J.-C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980). — Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplanton, dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, vol. 22, n° 4, p. 195-321, 28 fig., 20 pl.
- 23) ROBASZYNSKI F. & AMÉDRO F. (1986). — The Cretaceous of the Boulonnais (France) and a comparison with the Cretaceous of Kent (United Kingdom). *Proc. Geol. Ass.*, vol. 97, part 2, p. 171-208, 23 fig.

Note préliminaire sur des anomalies de l'interface eau douce/eau salée dans les plaines maritimes flamande et picarde

A freshwater/saltwater interface anomalies in coastal plains of Flandres and Picardy (preliminar note)

par Eric MERCIER (*) et Stéphane BACROT (**)

Résumé. — Ces anomalies de faible taille (quelques hectares) ont d'abord été mises en évidence par des études sur les végétations spontanée et cultivée. Elles correspondent à des remontées importantes de l'interface. A titre d'hypothèse, elles sont expliquées par la présence de "cheminée" de capillarité favorisant l'évapotranspiration de l'eau douce située à la surface de la nappe. Les conséquences agronomiques et les risques liés au drainage agricole sont évoqués.

Abstract. — *These anomalies have a small size (few hectares), they were discovered, in the first place, by wild and cultivated vegetation studies. They are caused by a considerable interface rise. By way of hypothesis, they are explain by capillarity "chimney" which should favour the fresh water evapotranspiration from upper part of the aquifer. Agronomic consequences and hazards resulting of agricultural drainage are touched on.*

I. — INTRODUCTION

Les plaines maritimes du Nord de la France sont caractérisées par une morphologie fort plane et une altitude de l'ordre de quelques mètres N.G.F. La série quaternaire pluridécamétrique qui les individualise est baignée par une nappe phréatique souvent très proche de la surface topographique. Ce sont donc des régions humides qui, depuis des siècles, ont fait l'objet d'aménagements hydrauliques (digues, canaux...) destinés à leur utilisation agricole (Briquet, 1930 ; Delaine, 1969 ; Broquet et Beun, 1980). Depuis quelques décennies, l'abandon de certaines pratiques ancestrales (entretien du réseau hydrographique, irrigation estivale...) et l'apparition de nouvelles contraintes liées au machinisme rendent nécessaire la mise en place de nouveaux aménagements. Il s'agit essentiellement d'améliorer "l'assèchement" de ces zones grâce à des opérations de drainage de grande ampleur. D'anciennes opérations de ce type sur d'autres plaines littorales ont entraîné une stérilisation complète par le sel ("marais de Vic" ; Levy-Salvador et Frick, 1923). Même si un tel aboutissement semble exclu pour les cas étudiés ici, il semble nécessaire d'envisager la possibilité (au moins au niveau

local) de l'existence d'un risque. C'est donc au cours d'études préliminaires à des opérations de drainage (localisées à la fig. 1) que nous avons été amenés à nous intéresser, entre autres problèmes, à celui des anomalies de l'interface eau douce/eau salée (Bacrot *et al.*, 1985 et 1986).

II. — L'INTERFACE EAU DOUCE/EAU SALÉE ET SES ANOMALIES

1) Etat des connaissances

Lorsqu'une nappe continentale est en relation hydraulique avec la mer, qui dans nos régions a une salinité de 34 à 35 g/l, on observe une disposition particulière des deux masses d'eau dont une description théorique est donnée à la figure 2. Les masses volumiques étant fort proches, on a un rapport h/H de l'ordre de 40. Vu le faible gradient de la nappe et sa faible profondeur, on conçoit que l'interface est très proche de la surface du sol. Ce schéma appelle deux remarques (cf. Van Der Veer 1977 ; Wilson et Sa da Costa 1982) :

(*) Université de Franche-Comté, Laboratoire de Géologie structurale et appliquée, Faculté des Sciences, place Leclerc, 25030 Besançon Cedex.

(**) Bureau d'études d'Impact Environnement Aménagement (B.I.E.A.), 80340 Méricourt-sur-Somme.

Note présentée le 8 janvier 1988 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 8 novembre 1989.

1° l'hypothèse de l'équilibre néglige l'écoulement de la nappe et l'effet dynamique des marées ;

2° l'hypothèse de l'immiscibilité néglige la dispersion cinématique et la diffusion moléculaire qui donnent à l'interface une certaine épaisseur.

Néanmoins, ce schéma devrait rester une bonne approche qualitative et l'on devrait s'attendre à un approfondissement progressif de l'interface en s'éloignant de la côte.

Beun (1973) pour les Bas-Champs et Mania et Mens (1980 et 1984) pour la Flandre, ont montré que la réalité était plus complexe. Leurs cartes de salinité établies par intrapolation des données obtenues respectivement sur 30 et 86 piézomètres (soit 0,75 et 0,15 piézomètres/km²) montrent en effet des anomalies géographiquement importantes (plusieurs points d'observation contigus concernés). Mais la comparaison des cartes piézométrique et de salinité de ces auteurs montre une corrélation entre les zones de remontée de l'interface et celle de dépression de la surface piézométrique. Ces dernières étant facilement explicables par l'existence d'un drainage important, Mania et Mens (1980 et 1984) ont expliqué les anomalies de la salinité par l'influence du drainage, qu'il soit "en

grand" (drainage de la nappe par le réseau hydrographique) ou à "l'échelle de la parcelle" (drains agricoles enterrés). On sait en effet que le drainage agricole engendre un brassage de la nappe qui concourt aussi à la remontée de l'interface (Ollier et Poirée 1965 ; Fourrier 1979 ; Meens 1980). Néanmoins comme nous le verrons, le problème reste posé pour quelques anomalies de très faible extension et non corrélées avec une dépression piézométrique.

En ce qui concerne le Marquenterre, De Lammerville (1969) a montré que l'interface eau douce/eau salée se localise sous un niveau particulier de la série quaternaire, caractérisé par une très faible perméabilité et corréléable, selon cet auteur, à l'assise d'Ostende. La nappe captive ainsi engendrée présente en son toit des teneurs en sel de l'ordre de 1,5 g/l. Elle est selon les endroits, et selon les périodes de l'année, en charge soit au-dessus ou soit en dessous du niveau de la nappe phréatique, formée quant à elle, uniquement d'eau douce.

2) Données nouvelles

En *plaine maritime flamande*, le secteur étudié (figure 1), distant de plus de 10 kilomètres de la mer, a une altitude généralement comprise entre 2 m et 2,50 m N.G.F. Dans sa partie Nord-Ouest (altitude moyenne 2 m N.G.F.), nous avons localisé trois zones de quelques hectares non cultivées, et où une végétation exceptionnelle révélait une salinité manifeste au niveau du sol (fig. 3). La biocénose en question mérite le qualificatif de "maritime" et se rencontre normalement à la base du niveau littoral supratidal (Bacrot *et al.*, 1985). Nous n'avons pas eu l'autorisation d'implanter des sondages ou des piézomètres au cœur de ces secteurs, mais à 150 mètres de l'un d'entre eux, et où la végétation de surface était normale, nous avons pu mesurer fin octobre, une salinité de 6,5 g/l à 2 mètres sous le niveau du sol (soit environ 0,60 m sous le niveau de l'eau ; piézomètre n° 6, fig. 3). Cette valeur,

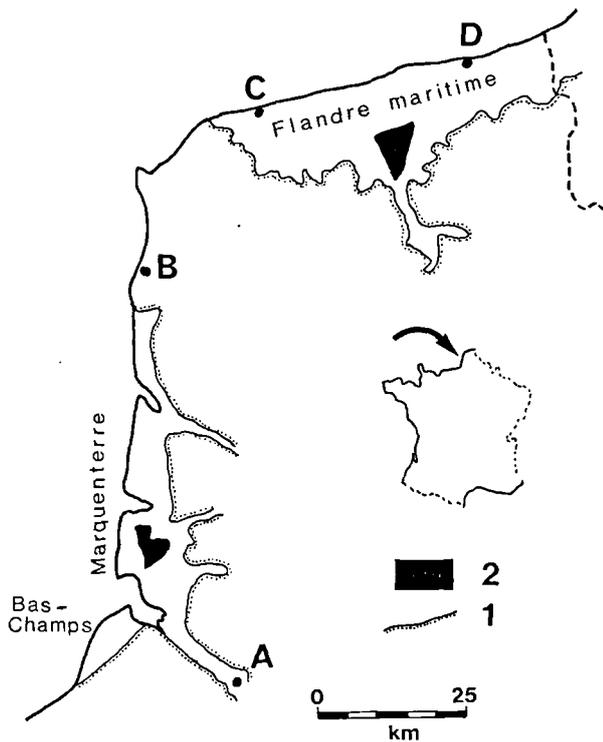


Fig. 1. — Localisation ; 1 : limite des plaines maritimes ; 2 : secteurs étudiés ; A : Abbeville ; B : Boulogne ; C : Calais ; D : Dunkerque.

Fig. 1. — Location ; 1 : coastal plains limit ; 2 : study areas.

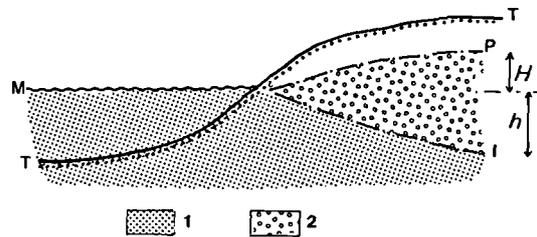


Fig. 2. — Coupe théorique simplifiée de l'interface eau douce/eau salée. A l'équilibre : $p_s g h = p g (h + H)$.
 p et p_s : masses spécifiques des eaux douce et salée ; g : constante de gravitation ; 1 : eau salée ; 2 : eau douce ; M : niveau de la mer ; T : surface topographique ; P : surface piézométrique ; I : interface.

Fig. 2. — Simplified theoretical section of freshwater/saltwater interface. At equilibrium : $p_s g h = p g (h + H)$
 p and p_s : freshwater and saltwater density ; g : gravity constant ; 1 : freshwater ; 2 : saltwater ; M : sea level ; T : topographic surface ; P : piezometric surface ; I : interface.

qui est probablement très en dessous de ce qui aurait été mesuré au cœur de la zone anormale, est à comparer aux connaissances que nous avons de l'organisation spatiale de l'interface dans cette petite région. Pendant plusieurs mois, en 1985, le S.R.A.E. (1985) a suivi sur deux sites (l'un non drainé : A., l'autre près d'un collecteur important : B ; fig. 3) la salinité à différentes profondeurs (fig. 4) grâce à des piézomètres en flûte de Pan (cf. Mania et Meens, 1984). Ces données, confrontées à celles des auteurs déjà cités, montrent que pour une profondeur donnée, on constate globalement une évolution de la salinité au cours de l'année avec une augmentation à partir de Mai, suivie d'une diminution à partir d'Octobre. Ces variations ne sont pas uniquement provoquées par les fluctuations piézométriques qui restent dans ce secteur de faible ampleur (30 à 45 cm), mais elles reflètent un phénomène de recharge de la nappe en eau douce par la pluviosité efficace hivernale. On constate sur la figure 4 que nos analyses de contrôle dans le secteur (piézomètres 1 à 4 en sites non drainés) sont tout à fait compatibles avec ces données antérieures, par contre la salinité mesurée aux piézomètres 5 et surtout 6 (également en sites non drainés) s'individualisent très nettement et témoignent d'une remontée nota-

ble de l'interface. Par ailleurs, dans certaines parties du secteur étudié (localisées à la fig. 3), des observations estivales ont montré l'existence de petites zones, appelées localement "brûlins", de surface généralement inférieure à un hectare et où, certaines années, la végétation et les cultures présentent un déficit de croissance et apparaissent brûlées. Des considérations physiologiques ont montré que cette pathologie végétale est induite par la présence en quantité anormale de sel dans l'eau alimentant le système racinaire (Bacrot *et al.*, 1985).

Dans le Marquenterre, le secteur étudié est à la fois plus proche de la mer (3 à 7 km) et plus élevé en altitude (4 m N.G.F.). Aucune zone de "brûlin" n'a pu être mise en évidence, mais quelques secteurs non cultivés, non drainés et d'ampleur réduite présentent une flore et une micro-faune halophiles (Bacrot *et al.*, 1986). A proximité de ces secteurs, des salinités de 1,8 g/l ont pu être mesurées à la surface de la nappe supérieure pourtant considérée comme non contaminée par l'eau de mer (De Lammerville, 1969). Ces anomalies n'ont été rencontrées que dans le Sud et l'Ouest de la zone étudiée ; il n'est pas à exclure que cette répartition

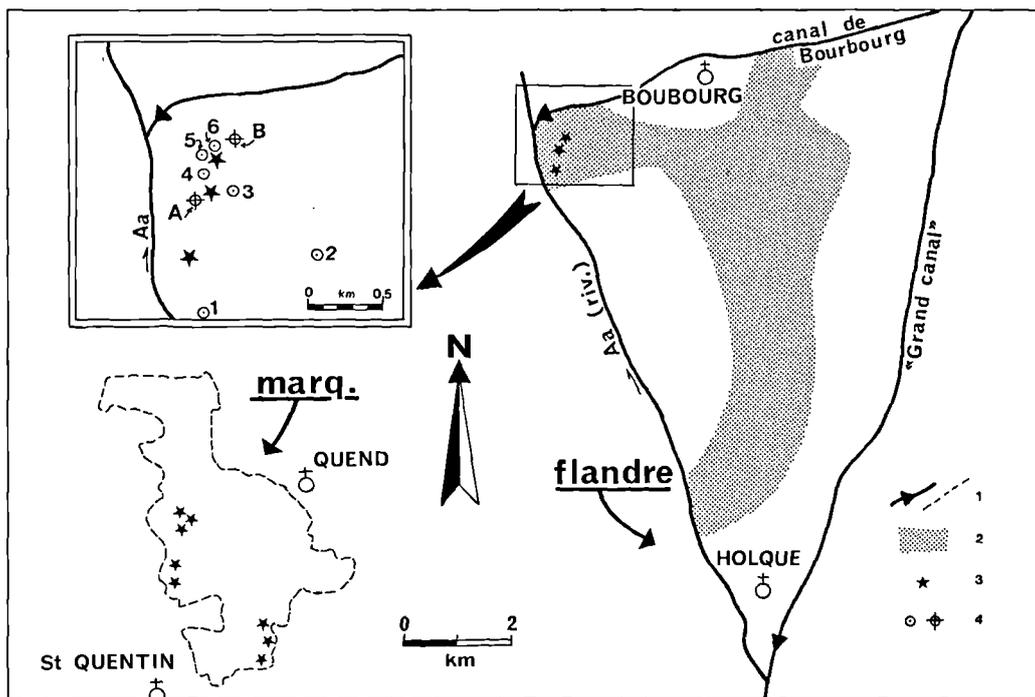


Fig. 3. — Les secteurs étudiés en plaine maritime flamande (Flandre) et picarde (Marq.) (localisation fig. 1).
1 : cours d'eau et écluses ; autres limites de zone d'étude ; 2 : zone à probabilité de "brûlins" importante ; 3 : flore maritime ou halophile reconnue ; 4 : piézomètre et "flûte de Pan" mentionnés dans le texte.

Fig. 3. — Study areas in Flanders and Picardy coastal plains (location fig. 1)
1 : river, channel and lock ; study areas others limits ; 2 : areas with high probability of "brûlins" ; 3 : maritime or halophile flora ; 4 : piezometer and "syrinx" referred in text.

préférentielle ne rende compte que de la rareté des zones favorables à ce type d'observation dans toute la moitié Nord-Ouest, par contre le regroupement des anomalies en deux alignements dans cette moitié Nord-Ouest semble significative.

3) Discussion

La démarche d'étude de l'interface utilisée par les auteurs précédents et qui consistait à placer les piézomètres de façon aléatoire n'avait permis de localiser que des anomalies de grande ampleur mais d'intensité limitée. L'utilisation de marqueurs de surface (micro-faune et flore) nous a permis de localiser des petites zones où une salinité importante s'exprime au niveau du sol. On a pu montrer que cela correspondait à des remontées de l'interface eau douce/eau salée qui atteignent une intensité insoupçonnée jusqu'à présent.

En Flandre, ces anomalies ont une localisation qui semble contrôlée par les caractéristiques du profil géologique sous-jacent. On note en effet que la zone d'apparition des "brûlins" peut être définie selon deux critères géologiques :

1° une texture fine à très fine sur tout le profil (Servant, 1974) ;

2° l'absence de tourbe sur les deux premiers mètres (Masson, 1979).

Nous disposons d'une confirmation de l'existence d'un tel contrôle. En effet, là où des travaux de tranchées pour le passage de canalisation ont modifié le profil géologique sur les premiers mètres à l'intérieur d'une zone de "brûlin", les cultures au droit de cette tranchée ne sont pas affectées par le dépérissement et en soulignent parfaitement le tracé. Ces deux contrôles géologiques du phénomène, déduit de l'étude des cartes et sondages disponibles, ont une implication hydrogéologique ; en effet ils définissent des zones où la capillarité et l'hygroscopie sont potentiellement maximales et continues sur tout le profil.

Si l'on admet avec De Lammerville (1969) et Beun (1973) qu'une partie de la nappe superficielle formée d'eau douce peut être éliminée par évapotranspiration directe, on peut expliquer des remontées de l'interface et leur contrôle par des caractéristiques géologiques précitées. Pour cela, il faut supposer que l'élimination de l'eau douce atteint ici une grande importance liée à une capillarité particulièrement efficace.

Sans être exactement similaires, l'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) et la pluviosité sont du même ordre de grandeur dans les plaines maritimes étudiées (respectivement pluviosité et E.T.P. : Flandre = 680 et 620 mm ; Marquenterre = 740 et 630 mm). Si l'on tient compte du fait qu'une proportion importante des pluies annuelles est directement

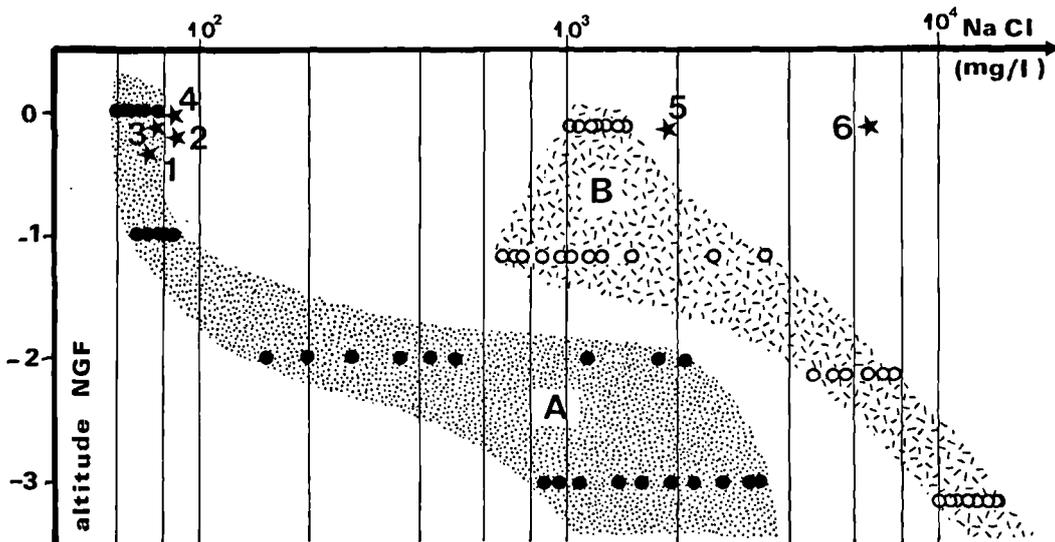


Fig. 4. — Salinité de la nappe en fonction de l'altitude et du contexte hydraulique. Pour les sites A et B, qui représentent l'état normal de l'interface dans le secteur envisagé (respectivement en secteur non drainé et drainé ; localisation fig. 3) on constate une variation de la salinité en fonction de la période de l'année (d'après S.R.A.E. 1985). D'autres piézomètres (n° 1 à 6 en secteur non drainé ; localisation fig. 3) montrent en Octobre 1985, des teneurs du même ordre (n° 1 à 4) ou, au contraire, très supérieures (n° 5 et 6 à proximité d'une zone à végétation maritime). Cela suggère une nette remontée de l'interface au niveau de ces derniers points.

Fig. 4. — Relation between water salinity, elevation and hydraulic context (sites A 1 to 6 : without drainage ; site B : drained ; location fig. 3). Salinity in piezometers A and B are been measured few times during hydraulic year. These points and piezometers 1 to 4 represent normal situation of interface in study area. Piezometers 5 and 6 are near maritime flora area and show a interface raising.

évacuée par le réseau hydrographique de surface (notamment en hiver), on conçoit que dans les zones où l'évapotranspiration réelle annuelle approche l'E.T.P. annuelle, un bilan déficitaire local apparaît. Vu le caractère lent et progressif de l'évapotranspiration, la dépression piézométrique induite par le déficit est compensée, en permanence par un flux centripète. Ceci engendre à terme une remontée de l'interface (fig. 5) perçue comme une anomalie par rapport au schéma théorique de la figure 2.

L'application de ce modèle au Marquenterre pose le problème des relations entre la nappe de surface, normalement isolée de la mer, et la nappe inférieure contaminée. On remarquera que les zones anormales identifiées s'alignent dans le prolongement septentrional de failles proposées, quelques kilomètres plus au Sud, par Mennessier et Beun (1980) grâce à des arguments indirects. Ces failles sub-méridiennes décaleraient sensiblement une grande partie du Quaternaire. Nos résultats constituent un argument supplémentaire en faveur de l'existence de ces failles. En effet la mise en place d'une interface dans la nappe supérieure nécessite la mise en correspondance des deux réservoirs que l'on peut attribuer aux failles.

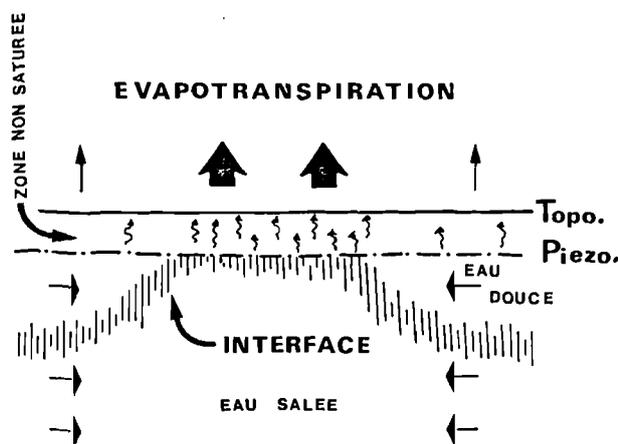


Fig. 5. — Modèle proposé (coupe) pour expliquer les anomalies de l'interface découvertes.

Fig. 5. — Proposal model (section) for discovered interface anomalies.

CONCLUSIONS

Une méthode originale et pluridisciplinaire de prospection de surface (étude de la végétation spontanée, de la faune d'invertébrés et de la pathologie de cultures) a permis de mettre en évidence des petits secteurs qui sont révélés être caractérisés par une anomalie de la position de l'interface eau douce/eau salée. Les données acquises permettent d'avancer une hypothèse ; il s'agirait de secteur où du fait de l'aptitude du sol, l'évapotranspiration réelle approche l'évapotranspiration potentielle grâce à un prélèvement direct dans la nappe.

L'évaporation à partir de la nappe (directement ou par l'intermédiaire d'un plan d'eau libre) a déjà été envisagée par certains auteurs pour expliquer des anomalies, parfois géographiquement importantes, de la salinité d'une nappe alluviale en contact avec la mer. Mais cela ne semble concerner que des climats chauds (Tahir Hussein 1982). Inversement, dans nos régions comme dans la Flandre Belge (modèle hydrodispersif de Lebbe *et al.* 1989) les rares anomalies mises en évidence, très souvent de plus faible ampleur que ce qui est rapporté ici, sont interprétées comme résultantes des variations des paramètres hydrodynamiques.

Ce phénomène hydrogéologique concerne directement les activités humaines et notamment l'agriculture par des dégâts aux cultures. Mania et Meens (1980 et 1984) ont montré que l'évolution actuelle de l'agriculture dans les plaines littorales, dans l'hypothèse d'un drainage généralisé et d'un assèchement des zones humides, va induire une remontée généralisée de l'interface. Dans cette perspective, on peut prévoir que dans les secteurs d'anomalies où des problèmes sont déjà sensibles, une aggravation est à attendre. Ailleurs, des anomalies actuellement négligeables pourront prendre de l'ampleur. Il n'est pour l'instant pas possible de prévoir quantitativement cette évolution. On remarquera seulement que l'ancienne irrigation estivale abandonnée en Flandre maritime depuis une vingtaine d'années était un facteur non négligeable de réalimentation de la nappe d'eau douce pendant la période d'évapotranspiration maximale, et donc d'atténuation de la remontée de l'interface ; ce qui avait déjà été particulièrement bien souligné par Delaine (1969, p. 153-154).

Remerciements. — Nous remercions vivement M. Masson du S.R.A.E. (Nord - Pas-de-Calais) qui nous a fourni de nombreuses informations, ainsi que M. le Professeur Mania (Université de Besançon) pour ses suggestions sur le manuscrit. Nous remercions aussi M. le Président de la 2^e section des Wateringues et M. le Président du Conseil Général de la Somme qui nous ont confié ces études.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BACROT S., BOULET V., MERCIER E. et TROUVILLIEZ J. (1985). — Aménagement hydroagricole du "Triangle de Bourbourg" — Étude d'impact. Rapport inédit Méricourt-sur-Somme, 250 p. + annexes.
- 2) BACROT S., BACROT M.P., BOULET V., MERCIER E. et SUEUR F. (1986). — Remembrement de Quend — Étude d'impact — Analyse d'état initial. Rapport inédit, Méricourt-sur-somme, 126 p. + annexes.
- 3) BEUN N. (1973). — Contribution à l'étude hydrogéologique des Bas-Champs de Cayeux (Somme). Thèse 3^e cycle Lille, 151 p. + annexes.
- 4) BRIQUET A. (1930). — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Colin *éd.* Paris, 442 p.

- 5) BROQUET P. et BEUN N. (1980). — La sédimentation holocène dans les Bas-Champs de Cayeux (Somme). Evolution des lignes de rivage et du réseau hydrographique. *Ann. Soc. géol. du Nord*, C, p. 31-41.
- 6) DELAINE G. (1969). — Les Wateringues du Nord de la France. Westhock éd. Dunkerque, 329 p.
- 7) DE LAMMERVILLE J.M. (1969). — Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine du Marquenterre. Thèse 3^e cycle Paris, 84 p.
- 8) FOURRIER J. (1979). — Etude de la salinité des eaux de drainage dans les Wateringues du Nord et du Pas-de-Calais. D.E.A. Lille, 43 p. + annexes.
- 9) LEBBE L. WALRAEVENS K., VAN BURM P. et DE BREUCK W. (1989). — Hydrogéologie de la nappe phréatique de la plaine maritime aux environs de la frontière belgo-française, colloque Géologie et Aménagement régional, Lille, Résumés p. 63.
- 10) LEVY-SALVATOR P. et FRICK P. (1923). — Hydraulique agricole, t. III, 2^e éd., Dunod éd. Paris, 400 p.
- 11) MANIA J. et MEENS V. (1980). — Etude de l'interface eau douce/eau salée dans la plaine côtière des Wateringues du Nord et du Pas-de-Calais (Flandre maritime). Incidence du drainage. Rapport inédit Lille, 64 p.
- 12) MANIA J. et MEENS V. (1984). — L'interface eau douce/eau salée en Flandres françaises. *Bull. Soc. géol. de France* (7), XXVI, p. 1281-1291.
- 13) MASSON F.X. (1979). — Recherche sur les sols et leur cartographie dans la plaine maritime des Wateringues du Nord - Pas-de-Calais. Thèse 3^e cycle Lille, 124 p. + annexes.
- 14) MEENS V. (1980). — Etude de l'influence du drainage sur la stabilité d'un interface eau douce/eau salée à l'aide d'un modèle mathématique (application à la Flandre). D.E.A. Lille, 54 p.
- 15) MENNESSIER G. et BEUN N. (1980). — Géologie de la Picardie. C.R.D.P. éd. Amiens, 119 p.
- 16) OLLIER O. et POIRÉE M. (1965). — Assainissement agricole. Eyrolles éd. Paris, 560 p.
- 17) SERVANT J. (1974). — Les sols des Wateringues du Nord - Pas-de-Calais. I.N.R.A. éd. Montpellier, 95 p. + carte.
- 18) S.R.A.E. (1985). — Note sur l'impact du rejet de la station de pompage de Holque. Rapport inédit Lille, 4 p. + annexes.
- 19) TAHIR HUSSEIN M. (1982). — Evaluation of groundwater resources in Tokar Delta, Sudan, *Hydrological Sciences Journal*, 27, 2, p. 139-145.
- 20) VAN DER VEER P. (1977). — Analytical solution for a two-fluid flow in a coastal aquifer involving a phreatic surface with precipitation. *Journal of Hydrology*, 35, p. 271-278.
- 21) WILSON J.L. et SA DA COSTA A. (1982). — Finite element simulation of a saltwater/freshwater interface with indirect toe tracking, *Water Resources Research*, vol. 18, p. 1069-1080.

TABLE DES MATIÈRES

Tome CVIII - 1988

- L. DAOUDI, J.-F. DECONINCK, J. BEAUCHAMP et P. DEBRABANT. — Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine est-atlantique voisin, p. 15.
- J. LE GALL, F. DORÉ, F. GRESSELIN et C. PAREYN. — Le magmatisme alcalin de la distension post-varisque dans le Nord du Massif armoricain : exemples des volcanites carbonifères du bassin de Carentan et des lamprophyres du Nord-Cotentin, p. 25.
- B. GORDO, J.-Y. HENRY, A. LEBLANC et J.-P. HENRY. — Energie d'initiation et de fracture dans deux roches calcaires. Influence de la longueur propagée et de la pression de confinement, p. 35.
- A. BOUROZ. — Réflexions sur l'orogénèse varisque dans le Nord de la France : Grande Faille du Midi et tectonique globale. Essai de généralisation, p. 45.
- P. HUVELIN et B. MAMET. — Essai de datation des transgressions et des phénomènes de resédimentation dans le Viséen supérieur - Namurien du Maroc Oriental, p. 59.
- A. KHATIR, J.-L. MANSY et F. MEILLIEZ. — Structures et déformation dans l'Allochtone Ardennais en Avesnois (Nord), p. 73.
- F. TOURNEUR, C. BABIN, F. BIGEY, F. BOULVAIN, D. BRICE, M. COEN-AUBERT, R. DREESSEN, M. DUSAR, S. LOBOZIAK, W. LOY et M. STREEL. — Le Dévonien du sondage de Nieuwkerke (Flandre Occidentale, Belgique, extrémité occidentale du Synclinorium de Namur), p. 85.
- D. BRICE, B. MILHAU, B. MISTIAEN, J.C. ROHART et J.-P. VIDIER. — Le Givétien supérieur (Dévonien) à Ferques (Bouloonnais - France) : Observations nouvelles, p. 113.
- J.-L. MANSY, R. CONIL, F. MEILLIEZ, A. KHATIR, B. DELCAMBRE, E. GROESSENS, M. LYS, E. POTY, R. SWENNEN, A. TRENTESAUX et M. WEYANT. — Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Dinantien dans l'Avesnois, p. 125.
- M. WISSA et D. VACHARD. — Sable sous Giza ou Importance des poches karstiques du Plateau des Pyramides (Egypte), p. 147.
- M. BENEST. — Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant-pays oranais (Algérie). Exemples des Monts de Tlemcen et de Saïda, p. 155.
- A. FIOLET-PIETTE, H. CHAMLEY, Th. HOLTZAPFFEL. — Sédimentation argileuse plio-quadernaire sur la marge armoricaine (Leg 80 DSDP), p. 165.
- J.-M. CHARLET. — Interprétation quantitative des diagraphies gamma naturel, application à la détermination des teneurs en P205 dans les craies phosphatées du Bassin de Mons, p. 177.
- J.-M. CHARLET. — Découverte d'anomalies uranifères dans le Silurien des Pyrénées centrales espagnoles, p. 187.
- F. AMEDRO, F. MAGNIEZ-JANNIN et F. ROBASZYNSKI. — L'Albien au sondage de Dannes - 1980 (Pas-de-Calais, France), p. 195.
- E. MERCIER et S. BACROT. — Note préliminaire sur des anomalies de l'interface eau douce/eau salée dans les plaines maritimes flamande et picarde, p. 205.

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I , n° 1. – Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	336,00 F
n° 2. – P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F
n° 3. – R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F
Tome IV , n° 1. – J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
Tome VI , n° 1. – P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F
n° 2. – J. GOSSELET et al., <i>Faune silurodévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2	336,00 F
n° 3. – V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	156,00 F
Tome VII , n° 1. – P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F
Tome VIII , n° 2. – Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F
Tome IX , n° 1. – G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F
n° 2. – G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
Tome X , n° 2. – J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F
Tome XII . – D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F
Tome XIII . – P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F
Tome XIV . – G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F
Tome XV . – J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F
Tome XVI . – A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

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

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. – J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. – J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. – J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. – J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavroto-Tripolitza et du Pinde-Olonos (grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. – M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. – F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridionale</i>	185,00 F
Publication N° 7. – P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F
Publication N° 8. – J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. – H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. – Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. – B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. – T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. – J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. – C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. – J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. – J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.
 Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.
 (*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome CVIII

(1988)

4^e trimestre

	pages
M. WISSA et D. VACHARD. — Sable sous Giza ou Importance des poches karstiques du Plateau des Pyramides (Égypte)	147
M. BENEST. — Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant-pays oranais (Algérie). Exemples des Monts de Tlemcen et de Saïda	155
A. FIOLET-PIETTE, H. CHAMLEY, Th. HOLTZAPFFEL. — Sédimentation argileuse plio-quadernaire sur la marge armoricaine (Leg 80 DSDP)	165
J.M. CHARLET. — Interprétation quantitative des diagraphies gamma naturel, application à la détermination des teneurs en P205 dans les craies phosphatées du Bassin de Mons	177
J.M. CHARLET. — Découverte d'anomalies uranifères dans le Silurien des Pyrénées centrales espagnoles	187
F. AMEDRO, F. MAGNIEZ-JANNIN et F. ROBASZYNSKI. — L'Albien au sondage de Dannes - 1980 (Pas-de-Calais, France)	195
E. MERCIER et S. BACROT. — Note préliminaire sur des anomalies de l'interface eau douce/eau salée dans les plaines maritimes flamande et picarde	205

© 1989 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)