

*Société*  
*Géologique du*  
*Nord*

**ANNALES**

**Tome 1 (2<sup>me</sup> série)**

**1992**

*Fascicule 3*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENÈUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

## Extraits des Statuts

### Article 2.

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

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

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

### 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<sup>er</sup>-1-1990)

|                      | QUALITÉ                                  | COTISATION | ABONNEMENT<br>aux Annales | TOTAL    |
|----------------------|--|------------|---------------------------|----------|
| FRANCE<br>et BÉNÉLUX | Personnes physiques <sup>(2)</sup> ..... | 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) .....

*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.) .....

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

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

*Société*  
*Géologique du*  
*Nord*

**ANNALES**

**Tome 1 (2<sup>me</sup> série)**

**1992**

*Fascicule 3*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D' ADMINISTRATION

— 1990 —

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

---

Comité d'organisation scientifique :

M<sup>me</sup> Paule CORSIN, Directeur de la Publication  
M. P. CELET  
M. H. CHAMLEY  
M. J. FERRIÈRE  
M. F. THIÉBAULT

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

MM. et M<sup>mes</sup> F. CHALOT-PRAT, M. CREMER, P. DEBRABANT,  
J.F. DECONINCK, C. DUPUIS, C. RUGET, A. PIQUÉ et D. VACHARD.

**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**

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 10 OCTOBRE 1990**  
Présidence de M. C. DUPUIS, Président

---

COMMUNICATIONS ÉCRITES

- H. CHAMLEY, F. BAUDIN et E. FOURCADE. — Nature et signification des cortèges argileux dans le Toarcien du Sud de la Péninsule Ibérique.
- J.F. DECONINCK, F. AMEDRO, A. FIOLET-PIETTE, P. JUIGNET, M. RENARD et F. ROBAZYNSKI. — Contrôle paléogéographique de la sédimentation argileuse dans le Cénomaniens du Nord de la France (Boulonnais, Pays de Caux). (\*)
- P. DEBRABANT, J. LEPLAT, H. CHAMLEY et D. NEUSY. — Propriétés géotechniques et minéralogiques de l'Yprésien de Tourcoing (Nord de la France).

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 7 NOVEMBRE 1990**  
Présidence de M. C. DUPUIS, Président

---

COMMUNICATIONS ÉCRITES

- P. HUVELIN. — Le Carbonifère du Tazekka (Maroc) : volcanisme, mise en place des granites et des minéralisations en antimoine.
- J. BEAUCHAMP. — Teneur en bore des illites de la série paléozoïque de l'Ardenne ; paléosalinité et milieux de dépôt. (\*)
- A. HUYGHE et A. TRENTESAUX. — Sédimentation et diagenèse du Molinacien et du Livien inférieur de l'Avesnois (Nord, France). (\*\*)
- N. BEUN et P. HUVELIN (avec la collaboration de D. Brice, P. Bultynck, J. Destombes, M. Mergl et P. Morzadec). — Le Paléozoïque de Khemis-n'Ga : discordance du Silurien supérieur sur l'Arénigien (région de Safi, Maroc). (\*\*)
- L. DEJONGHE, A. DELMER et L. HANCE. — Les enseignements d'une campagne sismique conduite en Belgique, dans le Hainaut, selon l'axe Erquelines-Saint-Ghislain.
- S. ZHANG, Q. WANG, Z. XIAO, J.P. LAVEINE et Y. LEMOIGNE. — The Permian flora from the Shuangtsuan Formation of the Western Hills of Beijing, North China. (\*\*)

---

(\*) Note parue dans le fascicule 2.

(\*\*) Note à paraître dans le fascicule 4.

## DES IDÉES POUR L'AVENIR

A l'aube de ce mandat, je voudrais tout d'abord adresser mes remerciements à l'ensemble des personnes qui sont et font notre Société : membres fidèles ou jeunes abonnés, bénévoles et sympathisants, sans oublier notre président sortant, et ceux qui m'ont fait confiance pour cette succession.

Notre Société, par la qualité de ses publications et son rayonnement national et international, est l'une des sociétés régionales les plus importantes de France... mais les temps changent et comme tout organisme, il nous faut évoluer et nous adapter.

Une publication n'existe que par ses lecteurs. Mon but sera de faire que nos membres ou futurs lecteurs n'aient qu'une envie, ouvrir le fascicule reçu pour lire tel ou tel article et parcourir telle ou telle rubrique. Pour ce faire, des ouvertures diverses seront proposées :

- Chaque note comportera désormais une longue introduction d'intérêt général portant sur le sujet abordé, afin que chacun se sente concerné par l'ensemble des notes figurant dans le fascicule et que la partie spécialisée prenne toute sa signification aux yeux du lecteur intéressé.
- Dans la mesure du possible, une note synthétique consacrée à un thème géologique majeur s'appuyant sur les exemples étudiés par les auteurs, figurera dans chaque fascicule.
- Enfin, une rubrique "informations" sera notre contact permanent avec les lecteurs. Cette rubrique comprendra des informations géologiques régionales d'intérêt général, un courrier des lecteurs (questions, réponses, humeur), une analyse d'ouvrages, etc. Notre souhait est de devenir également, et sans perdre notre identité, un instrument de communication entre les différents membres de notre Société.

Naturellement nous avons besoin, pour mener à bien ces différentes modifications, de votre aide. N'hésitez pas à nous soumettre vos propositions de publications (classiques ou synthétiques), à nous envoyer toute information géologique qui vous paraît d'intérêt pour les membres de notre Société et à nous poser toute question sur les problèmes géologiques que vous aimeriez trouver dans nos colonnes.

Enfin, il est clair que cet effort de renouvellement et d'ouverture n'aura d'intérêt et d'efficacité que s'il est connu des lecteurs potentiels de nos publications. Là encore, aidez-nous en faisant connaître autour de vous la S.G.N. et sa "nouvelle philosophie". Les premiers changements seront effectifs dès le fascicule 4 (tome 1, 2<sup>ème</sup> série) dont la sortie est prévue pour fin juin.

Merci d'avance pour votre aide directe ou indirecte, et longue vie à notre Société.

Le Président 92-94,

J. FERRIERE.

## STRATIGRAPHIE MINÉRALOGIQUE DES ARGILES DU TOARCIE D'IBÉRIE MÉRIDIIONALE ET OCCIDENTALE

### Toarcian clay mineral stratigraphy in the southern part of Iberia (Spain, Portugal)

par Hervé CHAMLEY(\*), François BAUDIN(\*\*), Eric FOURCADE(\*\*) et Bruno GALBRUN(\*\*)

**Résumé.**- Les associations minéralogiques argileuses du Toarcien des domaines subbétique et lusitanien varient fortement au cours du temps. Ces variations traduisent des changements dans l'environnement continental au moment du dépôt plutôt que des modifications au cours de la diagenèse. Des changements affectent les principales espèces (illite, smectite, kaolinite) de manière synchrone au Sud-Est de l'Espagne et au Portugal, et sont interprétés en termes d'instabilité climatique et tectonique. A ces changements régionaux se surimposent des particularités locales, déterminées par des différences dans les sources détritiques (plus de smectite à l'Est, d'illite à l'Ouest), les mécanismes de transport et de dépôt (kaolinite favorisée dans le faciès ammonitico rosso), et le contexte structural (domaine occidental plus mobile).

**Abstract.**- The Toarcian clay mineral assemblages in Southern Iberia display strong variations in the course of the time. These variations are well constrained stratigraphically, and express paleoenvironmental rather than diagenetic changes. Synchronous changes affect the main clay species (illite, smectite, kaolinite) in both southeastern Spain and Portugal, which probably resulted from modifications in the climatic and tectonic activity. Local mineralogical modifications are superimposed to these regional changes. They result from differences in the terrigenous sources (more smectite to the East, more illite to the West), transport and deposition processes (more kaolinite in the ammonitico rosso facies), and structural context (western domain more instable).

### I. — INTRODUCTION

Au Toarcien, l'Ibérie constituait un domaine émergé entouré de bassins marins (figs 1, 2). L'objectif du présent travail est de comparer la stratigraphie des argiles déposées au Sud-Est dans le bassin subbétique qui constituait une dépendance de la Téthys, avec celle des argiles du bassin lusitanien à l'Ouest par où se sont avancées les premières incursions marines d'affinité atlantique. Le propos est notamment de progresser dans la connaissance du climat et des autres caractéristiques de l'environnement, qui régnaient au Toarcien sur la Meseta ibérique émergée, bordée au Sud-Est par le bassin subbétique et à l'Ouest par le bassin lusitanien. Ce dernier est limité à l'Ouest par le domaine émergé des bancs de Galice et de Berlangas (Montenat *et al.*, 1988).

Le Toarcien de l'Ibérie bénéficie d'une connaissance stratigraphique détaillée, qui autorise des études chronologiques relativement précises des divers composants sédimentaires d'origine organique ou minérale (Mouterde, 1971 ; Azéma *et al.*, 1979 ; Mouterde *et al.*, 1979 ; Braga *et al.*, 1981). Différentes recherches ont été entreprises depuis quelques années à ce propos, particulièrement à la faveur du programme intégré français Téthys (Galbrun *et al.*, 1989).

Les roches du Toarcien de l'Ibérie sont dominées par des calcaires et marno-calcaires déposés approximativement

entre 189 et 181 Ma (Odin et Kennedy, 1982). La connaissance de la stratigraphie argileuse permet a priori d'obtenir des informations sur l'évolution diagenétique des roches et, si cette évolution est faible, sur les changements survenus dans l'environnement contemporain du dépôt (cf Chamley, 1989). Trois coupes principales ont été considérées. Deux sont situées dans le bassin subbétique au Sud-Est de l'Espagne (Cordillères Bétiques), à Iznalloz et Cerro Mendez. La troisième se trouve à Rabaçal au Portugal, dans le bassin lusitanien (fig. 1).

Les coupes espagnoles d'Iznalloz et Cerro Mendez, situées au Nord-Est de Grenade, appartiennent toutes deux à la nappe subbétique (Azéma *et al.*, 1979), la première étant plus éloignée de la Meseta ibérique que la seconde (Foucault et Paquet, 1970 ; Fourcade, 1970, fig. 2). La coupe d'Iznalloz (37°39'N ; 3°49'W) est située le long de la voie ferrée Grenade-Moreda (km 18). Le Toarcien, épais de 20 m, se présente en série inverse sous faciès ammonitico rosso, et comprend toutes les zones d'Ammonites du domaine subbétique (Braga *et al.*, 1981). La base du Toarcien (zone à *polymorphum-tenuicostatum*) est constituée de 3 m de calcaires gris à niveau turbiditique puis de calcaires et calcaires marneux rouges ou gris intercalés de minces niveaux de marnes rouges. La zone à *serpentinus* et la partie inférieure du Toarcien moyen (zone à *bifrons*) correspondent à 6,8 m de marnes rouges contenant quelques minces bancs calcaires. La seconde partie du Toarcien moyen (zone à *gradata*) et le Toarcien supérieur (zones à

(\*) Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale, URA 719 CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex.

(\*\*) Laboratoire de Stratigraphie, URA 1315 CNRS, Université P. et M. Curie, 75252 Paris cedex 05.

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



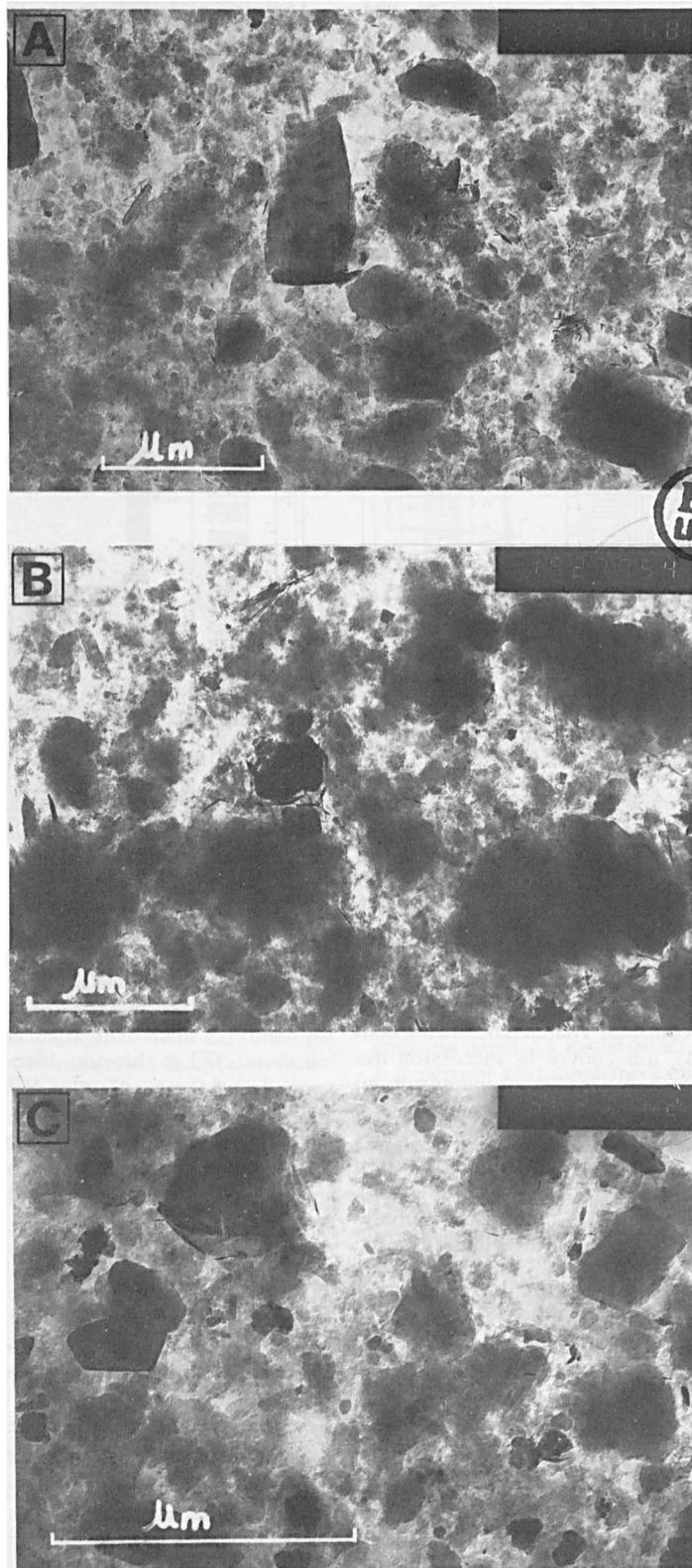


Fig. 3. — Micrographies électroniques des assemblages argileux dominants. Exemple de la coupe d'Iznalloz. A, échantillon 27,2 ; illite dominante (50 % des minéraux argileux) en plaquettes aux bords nets, non hexagonaux, de taille variée. B, échantillon 1 ; smectite abondante (35 %) en flocons de tailles diverses. C, échantillon 10 ; kaolinite abondante (35 %) en petites plaquettes hexagonales.

Fig. 3. — Electron micrographs of main clay associations, Iznalloz section. A, sample 27.2 ; abundant illite (50 % of clay minerals) as well-outlined, variously sized sheets. B, sample 1 ; abundant fleecy smectite (35 %). C, sample 10 ; abundant kaolinite (35 %) as small hexagonal sheets.

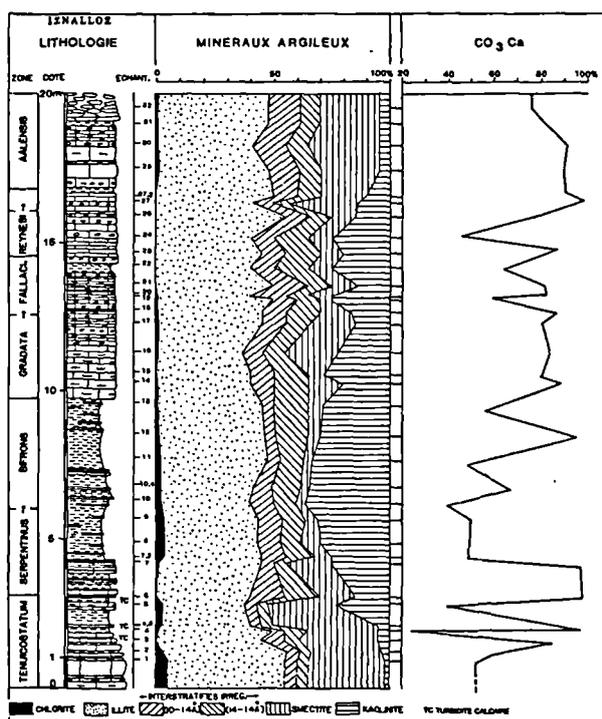


Fig. 4. — Iznalloz. Minéralogie des argiles et teneur en CO<sub>3</sub>Ca.  
Fig. 4. — Iznalloz section. Clay mineral and calcium carbonate contents.

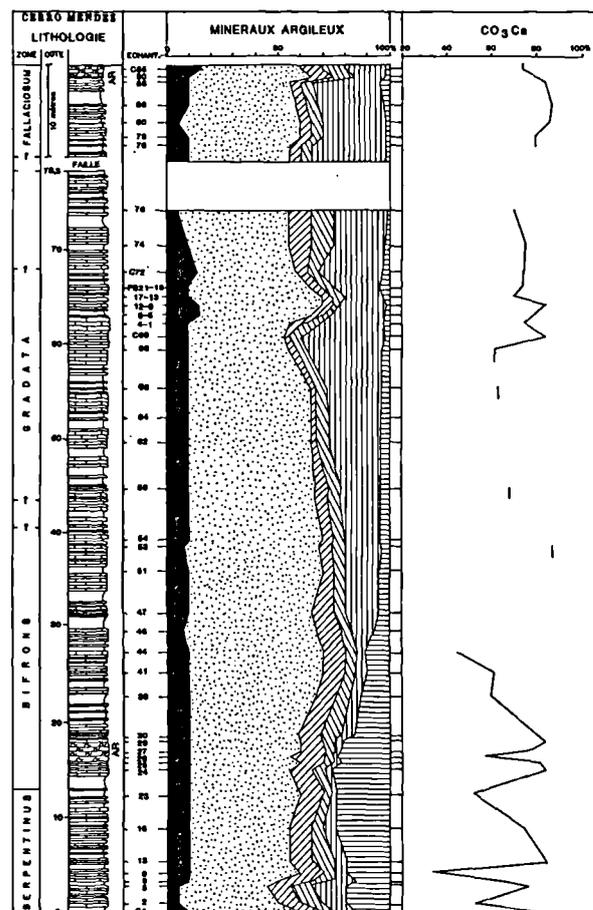


Fig. 5. — Cerro Mendez. Minéralogie des argiles et teneur en CO<sub>3</sub>Ca. AR = Ammonitico Rosso.  
Fig. 5. — Cerro Mendez section. Clay mineral and calcium carbonate contents. AR = Ammonitico Rosso.

de la vermiculite qui ne se trouve qu'au site portugais, à Rabaçal. Les minéraux non argileux contenus dans la fraction sédimentaire décalcifiée inférieure à deux micromètres comprennent le quartz qui est ubiquiste et en abondance très variable, les feldspaths épisodiques et en faible abondance, et la goethite surtout présente à Iznalloz.

D'une façon globale la coupe du Toarcien d'Iznalloz dans la zone subbétique (fig. 4), qui couvre la succession des zones d'ammonites allant de *polymorphum* (*tenuicostatum*) à *aalensis* (sous l'Aalénien), est la moins épaisse (20 m pour l'ensemble de l'étage) et présente les plus grandes variations de teneur en carbonate de calcium (d'environ 20 % à près de 100 %, avec des moyennes de 60-70 %). Elle se caractérise par les plus fortes teneurs en kaolinite (jusqu'à 35 % de la fraction argileuse), les plus faibles en chlorite (de 0 à 5 %), et des fluctuations importantes de l'abondance relative de l'ensemble des minéraux argileux. Les interstratifiés irréguliers (5 à 25 %) sont formés d'illite-smectite et chlorite-smectite, avec très peu de feuilletés à composants vermiculitiques. La goethite est ubiquiste et assez abondante.

Dans la même zone subbétique, la coupe principale de Cerro Mendez (fig. 5) couvre les zones *serpentinus* à *fallaciosum*; une coupe partielle située à proximité (CM III) permet d'atteindre la zone à *aalensis* et la base de l'Aalénien (fig. 6). L'ensemble de la série toarcienne approche 100 m de puissance. D'une manière générale la teneur en calcaire est plus variable vers le bas que vers le haut de la coupe, où elle tend du reste à augmenter (variations entre 40 et 85 %). Les minéraux argileux présentent les teneurs les plus fortes en smectite, qui augmentent vers le haut et atteignent 50 % de l'argile dans les niveaux du Toarcien terminal (zone à *reynesi* et

*aalensis*). La chlorite, bien que d'abondance modeste, montre les teneurs les plus élevées et les plus régulières des trois coupes (jusqu' à 15 %). Les minéraux interstratifiés irréguliers, un peu moins abondants qu'à Iznalloz (5 à 20 %), comprennent des termes à la fois smectitiques et vermiculitiques, les premiers étant cependant mieux représentés.

La coupe de Rabaçal (Portugal), dans l'Ouest de l'Ibérie (fig. 1), montre une série de près de 150 m d'épaisseur allant de la zone à *semicelatum* jusqu'à celle à *aalensis*. Il s'agit principalement de marno-calcaires, dont les teneurs en carbonate de calcium sont assez élevées (60 à 90 %, moyenne environ 70 %) mais moins variables que dans les coupes du domaine subbétique (fig. 7). La fraction argileuse contient des quantités particulièrement élevées d'illite (jusqu'à 75 %), associée à de la chlorite peu abondante mais ubiquiste (traces à 10 %). L'originalité principale de la coupe réside dans la présence de vermiculite typique, très fréquente bien qu'en quantité modeste (5 à 10 %). A la vermiculite sont associés des édifices interstratifiés vermiculitiques (chlorite-vermiculite surtout, illite-vermiculite et parfois smectite-vermiculite), très dominants sur les interstratifiés gonflants de type smectitique. Les interstratifiés constituent de 10 à 20 % de l'argile. Le quartz est présent en faible quantité dans la fraction argileuse de tous les échantillons.

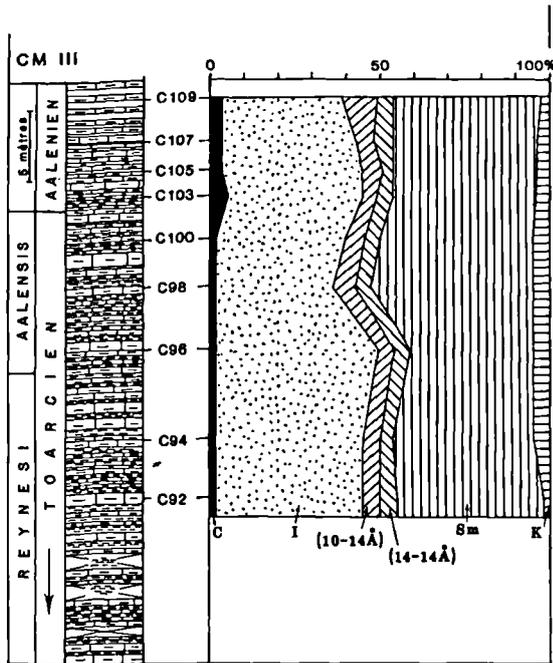


Fig. 6. — Cerro Mendez, coupe CM III. Minéralogie des argiles au passage Toarcien-Aalénien.

Fig. 6. — Cerro Mendez, CM III section. Clay mineralogy at the Toarcian-Aalenian transition.

### III. — COMPARAISONS ET DISCUSSION

#### 1) Relations entre lithologie et minéralogie des argiles

Les assemblages argileux sont dans l'ensemble peu dépendants de la lithologie. Comme les faciès lithologiques dominants comprennent des calcaires et des marnes, cette indépendance d'ensemble est particulièrement exprimée par la comparaison de la teneur en carbonate de calcium et des assemblages argileux. Ainsi certains faciès riches en kaolinite des zones à *serpentinus* et à *bifrons* d'Iznalloz sont soit riches soit relativement pauvres en calcaire (fig. 4). Des résultats comparables s'observent dans le bassin subbétique à Cerro Mendez et dans le bassin lusitanien à Rabaçal (fig 5, 7). Dans cette dernière localité, où la rareté des smectites et la présence de vermiculite ne correspondent pas à des particularités lithologiques, l'étude minéralogique d'alternances de calcaires et calcaires marneux proches ne révèle pas de dépendance claire des cortèges argileux.

La seule relation nette entre lithologie et minéralogie des argiles concerne le faciès ammonitico rosso, qui est largement représenté dans la coupe d'Iznalloz. Ces calcaires rougeâtres, marqués par la présence ubiquiste d'oxydes de fer du groupe de la goethite, sont caractérisés par des teneurs d'ensemble élevées en kaolinite (fig 4, 8). La même association entre lithofaciès de type ammonitico rosso et kaolinite s'observe localement à Rabaçal, dans les calcaires plus oxydés en petits bancs qui se trouvent dans la coupe vers 10-20 m (fig. 7). Elle est également reconnue ailleurs, comme par exemple dans l'ammonitico rosso du Toarcien de Lombardie en Italie septentrionale (Deconinck et Bernoulli, 1990). La cause de cette relation semble devoir

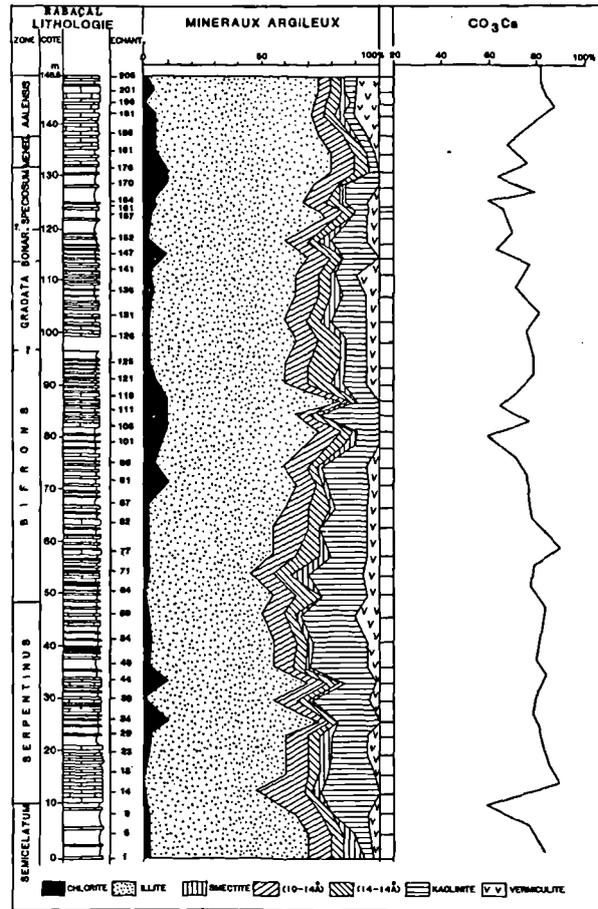


Fig. 7. — Rabaçal. Minéralogie des argiles et teneur en CO<sub>3</sub>Ca.

Fig. 7. — Rabaçal section. Clay mineral and calcium carbonate contents.

être recherchée dans des actions de tri minéralogique au cours du dépôt. La kaolinite est un minéral argileux qui tend à se déposer plus rapidement que les autres, en particulier là où l'agitation des eaux contre le fond demeure notable et empêche le dépôt de la smectite (Gibbs, 1977 ; Chamley, 1989). La sédimentation de la kaolinite aurait pu s'exercer au Toarcien de manière préférentielle au site d'Iznalloz, où la préservation des oxydes de fer abondants s'accorde avec un milieu oxydant permis par la mobilité des eaux contre le fond, et où la faiblesse de l'accumulation sédimentaire sur la pente (20 m) a pu favoriser le vannage des espèces plus légères et moins flocculables comme la smectite. En revanche l'abondance relative des smectites à Cerro Mendez correspondrait à un milieu davantage propice aux décantations, ce qui s'accorderait avec une accumulation sédimentaire beaucoup plus forte (100 m de sédiments compactés). Dans cette hypothèse le site de Cerro Mendez représenterait, vers le centre du bassin subbétique, un milieu sédimentaire plus profond et dans tous les cas plus calme que celui d'Iznalloz.

#### 2) Contrôle diagénétique, contrôle tectonique

L'abondance du mica-illite aux trois sites d'étude (de 40 à plus de 60 % de l'argile; fig. 8), pourrait résulter de modifications diagénétiques dues à l'enfouissement, comme cela est reconnu dans diverses séries géologiques anciennes

(Kisch, 1983). Mais d'une part les coupes étudiées ne présentent pas de variation minéralogique de sens unique avec la profondeur, comme par exemple une augmentation d'illite et chlorite qui pourrait correspondre à un effet de l'enfouissement (fig 4, 5 et 7) ; du reste le recouvrement total des séries toarciennes paraît avoir été modéré (quelques centaines de mètres), et non suffisant pour avoir affecté les minéraux argileux de manière appréciable (Azéma *et al.*, 1979). Par ailleurs les unités allochtones du Subbétique médian à Cerro Mendez et Iznalloz occupent une position structurale élevée et n'ont pas été recouvertes par les unités structurales internes des zones bétiques (Foucault et Paquet, 1970). D'autre part l'illite est associée à de la smectite, divers édifices interstratifiés irréguliers et de la kaolinite, minéraux rarement compatibles avec les conditions thermodynamiques de la profondeur. La coexistence d'espèces minérales de la surface et de la profondeur suggère que les secondes proviennent du remaniement de roches magmatiques acides et de schistes cristallins émergés, et qu'elles ont été mélangées aux premières au cours du transport et du dépôt. De ce fait l'abondance relativement élevée de l'illite aux trois sites reflète probablement la proximité des massifs cristallins émergés de la Meseta ibérique soumis à l'altération physique, ainsi que l'existence de reliefs continentaux déclives favorisant une érosion active.

Des indices de diagenèse argileuse notable liée à l'enfouissement peuvent être envisagés uniquement à Rabaçal au Portugal, où les micas-illites sont particulièrement abondants, où les smectites issues des altérations et dépôts de la surface sont spécialement rares voire absentes, et où les édifices interstratifiés sont de tendance vermiculitique. La diminution des minéraux smectitiques au cours de l'enfouissement sédimentaire, et leur passage vers les illites et les chlorites diagenétiques, se manifestent en effet fréquemment par une diminution de l'aptitude au gonflement et l'apparition de feuilletés à comportement vermiculitique (Kisch, 1983). Cette hypothèse diagenétique résiste toutefois mal à l'examen des faits. Outre la constatation qu'aucun gradient minéralogique ne s'observe au long des 150 m de la série de Rabaçal (fig. 7), les édifices interstratifiés demeurent partout de type irrégulier et ne montrent ni de relais de types smectitiques par des types vermiculitiques, ni de tendance vers une régularisation des réseaux cristallins avec l'approfondissement ; notons que des minéraux vermiculitiques caractérisent des dépôts toarciens dans d'autres secteurs de la Téthys occidentale, comme le Nord du Bassin de Paris (Debrabant *et al.*, 1991). Par ailleurs la smectite, bien que peu abondante, n'est pas mieux représentée au sommet qu'à la base de la série, où elle montre du reste son pourcentage maximum (10 % de l'argile) ; symétriquement la chlorite, habituellement favorisée en profondeur par la diagenèse, n'augmente pas d'abondance relative vers le bas de la coupe, au contraire de la kaolinite. Enfin des corrélations stratigraphiques, données ci-après (III.3), indiquent que les assemblages minéraux déposés dans la mer toarcienne n'ont pas été déformés davantage à Rabaçal qu'à Iznalloz ; cette observation confirme la faiblesse des modifications diagenétiques des argiles.

Il semble que les cortèges argileux singuliers du bassin lusitanien à Rabaçal résultent d'un contexte tectonique instable dû au jeu de failles (Boillot *et al.*, 1974), provoquant l'érosion active, quasiment continue, des roches illitiques des substrats cristallins de la bordure occidentale de la Meseta ibérique émergée. On sait en effet qu'au

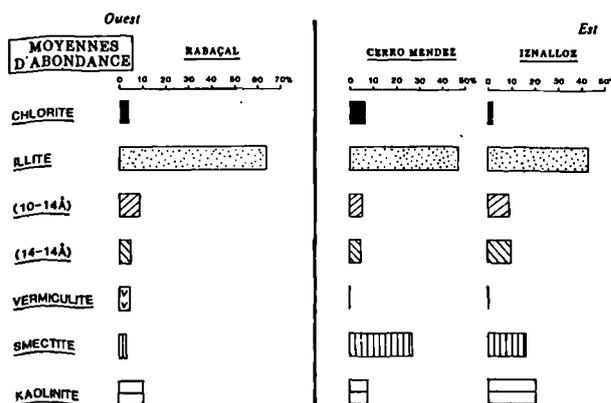


Fig. 8. — Moyennes d'abondance relative des minéraux argileux dans les trois coupes d'Iznalloz, Cerro Mendez et Rabaçal.

Fig. 8. — Average clay mineral contents in Iznalloz, Cerro Mendez and Rabaçal sections.

Toarcien la faille de Nazaré était active et qu'elle a influencé la sédimentation dans le bassin lusitanien (Mouterde *et al.*, 1979 ; Montenat *et al.*, 1988) . Un tel régime d'instabilité tectonique contrarie l'accomplissement des actions pédologiques de surface responsables de la formation des smectites et interstratifiés smectitiques, car les roches soumises à l'altération chimique sont remaniées de manière permanente par l'érosion mécanique. Ainsi s'expliquerait la présence de vermiculite et d'interstratifiés vermiculitiques, qui représentent les premiers stades, inachevés, de l'altération météorique des roches cristallines (Millot, 1964). L'instabilité tectonique spécifique du secteur occidental de la Meseta ibérique par rapport au domaine sud-oriental de la Meseta paraît déterminée par les mouvements de distension et de fracturation (Montenat *et al.*, 1988). La fragmentation de la marge Ouest-Ibérique et le fonctionnement d'un régime de blocs basculés ont favorisé l'érosion de substrats rocheux et contrarié les processus superficiels d'altération chimique. Les successions minérales argileuses des sédiments marins au site de Rabaçal refléteraient en partie l'histoire géodynamique des régions émergées adjacentes.

### 3) Stratigraphie minéralogique

Illite (fig. 9, A). La moyenne des concentrations en illite dans la fraction argileuse des roches, calculée pour chacune des biozones d'ammonites du Toarcien, montre des différences notables aux trois sites d'étude. En dépit de ces différences absolues, les variations d'abondance relative du minéral présentent un synchronisme remarquable dans les coupes d'Iznalloz (bassin subbétique) et de Rabaçal (bassin lusitanien). L'illite possède les plus fortes teneurs dans les biozones les plus récentes (*aalensis*, *reynesi-meneghini*, *fallaciosum-speciosum/bonarellii*), ainsi qu'à la base des coupes (zone à *polymorphum-tenuicostatum-semicelatum*). Ce synchronisme, observé dans deux localités distantes de près de 700 km de part et d'autre du domaine émergé de la Meseta ibérique, et dont les contextes géologiques et géodynamiques sont très distincts, est remarquable. Il permet de confirmer que le secteur de Rabaçal n'a pas subi d'évolution diagenétique spécifique des cortèges argileux (cf III.2). D'autre part un facteur général, d'influence au moins régionale, a contrôlé la distribution des illites sédimentaires ; ce facteur peut être de nature climatique

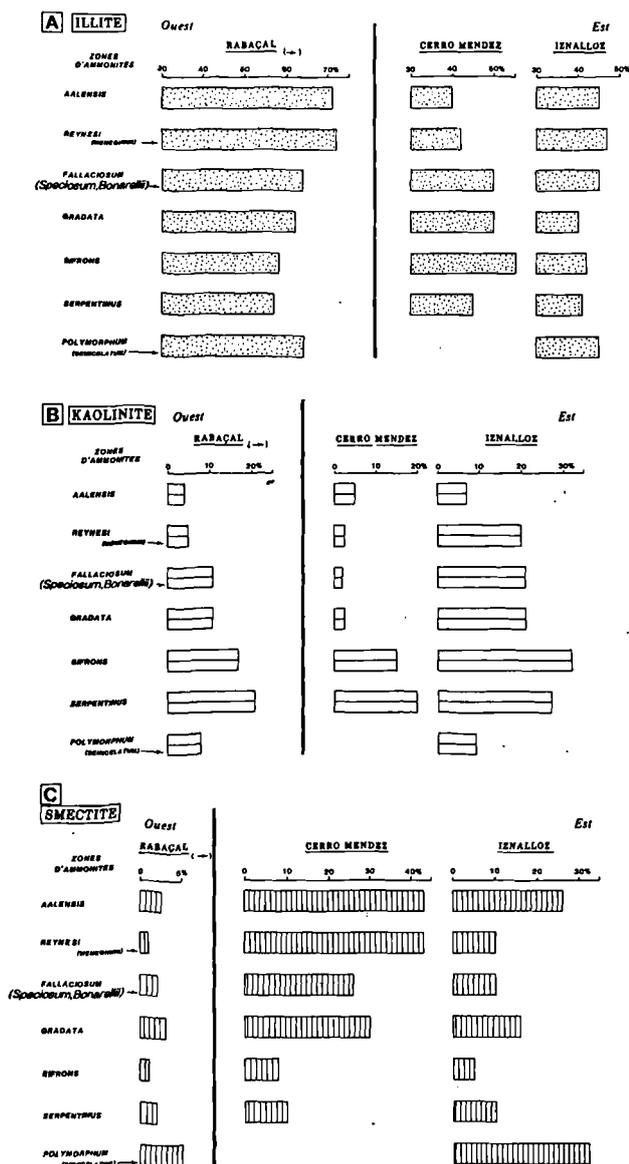


Fig. 9. — Stratigraphie minéralogique des argiles.  
A. Illite ; B. Kaolinite ; C. Smectite.

Les proportions des minéraux sont moyennées par zone d'Ammonites ; les zones spécifiques à Rabaçal sont indiquées en italiques et entre parenthèses.

Fig. 9. — Clay mineral stratigraphy.

A. Illite ; B. Kaolinite ; C. Smectite.

The proportions of each clay mineral are averaged for a given Ammonite zone. Italics zonation specific to Rabaçal section.

(ex. refroidissement ayant favorisé l'altération physique), ou tectonique (rajeunissement des reliefs et reprise d'érosion).

La coupe de Cerro Mendez montre des variations de sens opposé à celles observées à Iznalloz, en dépit de la proximité des deux localités dans le domaine subbétique (fig. 9, A). Cette opposition peut résulter de phénomènes de sédimentation différentielle dans ces domaines proches des terres émergées, ainsi que de sources différentes de minéraux détritiques (cf III.1). Seule la partie inférieure de la coupe de Cerro Mendez révèle une tendance de même sens

que dans les deux autres coupes (augmentation des teneurs en illite de la zone à *serpentinus* vers celle à *bifrons*, puis diminution vers la zone à *gradata*).

Kaolinite (fig. 9, B). Les résultats sont comparables à ceux obtenus pour l'illite, ce qui se conçoit puisque les deux espèces argileuses sont abondantes et que les résultats sont normés à 100 %. Le sens de variation des teneurs relatives en kaolinite est identique dans les coupes d'Iznalloz et Rabaçal situées à grande distance de part et d'autre de la Meseta ibérique : les valeurs sont plus faibles vers le Toarcien supérieur (de la zone à *gradata* jusqu'à celle à *aalensis*), ainsi qu'à la base de l'étage (zone à *polymorphum-tenuicostatum-semicelatum*), cependant que les maxima s'observent dans les zones à *serpentinus* et *bifrons*. La coupe de Cerro Mendez, dont les tendances sont dissociées à partir de la zone à *gradata*, montre un parallélisme marqué avec les deux autres coupes dans les zones inférieures à *serpentinus* et *bifrons*. Il est vraisemblable que la période correspondant à ces deux zones, riche en apports de kaolinite à l'échelle de l'Ibérie, traduit un climat global plus hydrolysant, favorable au développement de sols de climat chaud et humide (Millot, 1964). La diminution des teneurs en kaolinite, plus précoce à Cerro Mendez qu'à Iznalloz dans la zone à *bifrons*, pourrait résulter de modifications locales dans les sources ou conditions de transport de ce minéral à faible dispersion relative.

Smectite (fig. 9, C). A une seule exception près (zone à *reynesi*, Cerro Mendez), les trois coupes étudiées montrent des variations parallèles des teneurs relatives en smectite, depuis la base jusqu'au sommet du Toarcien. Le minéral est d'abord abondant (zone à *polymorphum-semicelatum*), puis rare (zones à *serpentinus* et *bifrons*), ensuite assez abondant (zone à *gradata*), un peu moins représenté (zones à *fallaciosum-speciosum, bonarellii* et *reynesi-meneghinii*), et enfin abondant (zone à *aalensis*). Ces corrélations stratigraphiques, qui existent à la fois à courte et longue distance, s'articulent avec les corrélations à longue distance constatées précédemment pour l'illite et la kaolinite. Une explication possible réside dans une origine continentale, essentiellement pédologique, de la smectite : les périodes d'abondance relative maximum du minéral (base et sommet du Toarcien) refléteraient l'érosion de minéraux formés durant des périodes un peu plus sèches que celles à kaolinite, le climat d'ensemble étant chaud (Millot, 1964 ; Chamley, 1989). Une autre possibilité, compte tenu de ce que les smectites abondantes correspondent à des hauts niveaux marins relatifs (Haq *et al.*, 1988), est que ces minéraux aient une origine partiellement marine, liée par exemple à l'activité volcano-hydrothermale des dorsales océaniques (Chamley *et al.*, 1990). Cette dernière hypothèse trouve peu d'arguments morphologiques ou pétrologiques, aucune dorsale océanique d'âge liasique n'ayant été reconnue entre l'Ibérie et le Canada.

#### IV. — CONCLUSIONS

1. L'étude par diffraction des rayons X et microscopie électronique de la fraction argileuse des séries toarciennes du domaine subbétique (Iznalloz, Cerro Mendez) et du bassin lusitanien (Rabaçal) révèle une grande diversité minéralogique. Les cortèges argileux, dominés par l'illite, la smectite et/ou la kaolinite associées à diverses autres espèces, sont différents d'une coupe à l'autre et varient

considérablement de la base vers le sommet du Toarcien. Comme les variations observées sont peu dépendantes de la lithologie et du degré d'enfouissement sédimentaire, elles paraissent résulter pour l'essentiel de changements survenus sur les terres émergées de la Meseta ibérique adjacentes aux domaines de dépôt.

2. Les différences minéralogiques observées entre les trois coupes sont principalement attribuables à des sources détritiques distinctes, à l'activité tectonique variable et à des processus de tri local au cours du dépôt. Les sources continentales résident surtout dans l'érosion des substrats cristallins pour l'illite et la chlorite, des sols pour la kaolinite et la smectite, et de profils d'altération incomplète pour la vermiculite et les différents groupes d'interstratifiés irréguliers à composants illitiques, chloritiques, vermiculitiques et/ou smectitiques. Le secteur de Rabaçal dans le bassin lusitanien au Portugal est caractérisé durant le Toarcien par le remaniement de grandes quantités de minéraux issus des socles rajeunis (illite) et d'altérations inachevées (minéraux vermiculitiques) ; cette particularité semble résulter d'une instabilité tectonique marquée, liée au jeu de failles actives et au basculement de blocs crustaux. En revanche le domaine subbétique, soumis aux tous premiers phénomènes de distension, paraît bordé au Nord-Est par un domaine encore stable si l'on en juge par la nature des produits minéraux arrachés à terre et déposés en mer (passablement de smectite et kaolinite issues des sols superficiels). Enfin l'abondance plus grande de kaolinite à Iznalloz par rapport à la coupe proche de Cerro Mendez, jointe à l'abondance relative de goethite oxydée et à une sédimentation beaucoup plus faible, suggère que des phénomènes de sédimentation différentielle et de tri ont affecté préférentiellement la première localité : le faciès ammonitico rosso d'Iznalloz pourrait correspondre à un milieu plus agité ou moins profond (pente ou haut-fond), en

tous les cas plus exposé aux actions hydrodynamiques, que les faciès calcaires de Cerro Mendez déposés dans un secteur plus calme du bassin subbétique.

3. Les différences relevées dans l'abondance des trois principales espèces argileuses depuis la base du Toarcien jusqu'au sommet permettent de proposer une véritable stratigraphie minéralogique, qui se superpose à la biostratigraphie fondée sur les zones d'ammonites. Les corrélations à grande distance entre Iznalloz dans le domaine subbétique (Espagne) et Rabaçal (Portugal) sont plus satisfaisantes que les corrélations locales entre Iznalloz et Cerro Mendez, à l'exception des comparaisons fondées sur la smectite ; cette particularité pourrait résulter des phénomènes de tri et de sources alluvionnaires distinctes dans le domaine subbétique. Les variations de l'environnement suggérées par les cortèges argileux dans le Sud de l'Ibérie au Toarcien se succéderaient de la manière suivante : instabilité tectonique et climat chaud plutôt subaride (zone à *polymorphum-semicelatum*), climat chaud plus humide et relaxation tectonique (zones à *serpentinus*, *bifrons*, *gradata*), climat à précipitations moins étalées au cours des saisons et instabilité tectonique croissante avec des fluctuations mineures (des zones à *fallaciosum-speciosum*, *bonarellii* à la zone à *aalensis*). Au total l'étude préliminaire des argiles du Toarcien des bassins occidentaux et sud-orientaux bordant l'Ibérie suggère des interprétations en termes de sources détritiques, tris lors du dépôt, contexte tectonique plus ou moins actif, climat et corrélations stratigraphiques.

REMERCIEMENTS. Ce travail a été réalisé dans le cadre du GS TETHYS. Les coupes ont été levées avec le concours de A. Foucault. Nous remercions pour leur aide R. Mouterde, Ch. Ruget et P. Rivas. Le travail de laboratoire a été réalisé grâce à M. Bocquet, J. Carpentier, F. Dujardin et P. Récourt. Des commentaires précieux ont été apportés par P. Debrabant et Ch. Ruget, rapporteurs.

## BIBLIOGRAPHIE

- AZEMA J., FOUCAULT A., FOURCADE E., GARCIA-HERNANDEZ M., GONZALEZ-DONOSO J.M., LINARES A., LINARES D., LOPEZ-GARRIDO A.C., RIVAS P. et VERA J.A., (1979).- Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Universidad de Granada, 83 p., 46 pl.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P.A., HENNEQUIN-MARCHAND I., LAMBOY M., LEPRETRE J.P. et MUSELLEC P., (1974).- Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la Péninsule ibérique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, Paris, 16, 75-86.
- BRAGA J.C., COMAS M.C., DELGADO F., GARCIA-HERNANDEZ M., JIMENEZ A.P., LINARES A., RIVAS P. et VERA J.A., (1981).- The Liassic rosso ammonitico facies in the Subbetic zone (Spain). Genetic consideration. In : Farinacci A. & Elmi S., Eds, *Rosso Ammonitico Symposium*. Proceedings. Edizioni Tecnoscienza, Rome, 1-8.
- CHAMLEY H., (1989).- *Clay sedimentology*. 623 p., Springer-Verlag, Heidelberg. Berlin, New York.
- CHAMLEY H., DECONINCK J.-F. et MILLOT G., (1990).- Sur l'abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés lors des périodes de haut niveau marin du Jurassique supérieur au Paléogène. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 311, II: 1529-1536.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., DECONINCK J.F., RECOURT P. et TROUILLER A., (1991).- Clay sedimentology, mineralogy and chemistry of Mesozoic sediments drilled in the Northern Paris Basin. *Scientific Drilling*, Springer (sous presse).
- DECONINCK J.-F. et BERNOULLI D., (1991).- Clay mineral assemblages of Mesozoic pelagic and flysch sediments of the Lombardian basin (Southern Alps): implications for palaeotectonics, palaeoclimate and diagenesis. *Geol. Rundsch.*, 80/1, Stuttgart, 1-17.
- FOUCAULT A. et PAQUET J., (1970).- La structure de l'Ouest de la Sierra Arana (Province de Granada, Espagne). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 271, D, 16-19.
- FOURCADE E., (1970).- Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibérique (Sud-Est de l'Espagne). *Thèse Doct. es Sciences*, Paris, 468 p.
- GALBRUN B., RIVAS P., BAUDIN F., FOUCAULT A., FOURCADE E. et VRIELYNCK B., (1989).- Magnétostratigraphie du Toarcien à faciès "ammonitico rosso" de la zone subbétique (Cordillères bétiques, Espagne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, II, 501-507.
- GIBBS R.J., (1977).- Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sed. Petrol.*, Tulsa, 47, 237-243.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R., (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *Soc. Econ. Min. Pal. and Miner.*, Tulsa, spec. publ., 42, 71-108.
- HOLTZAPFFEL T., (1985).- Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord.*, Lille, publ. 12, 136 p.
- JIMENEZ A.P. et RIVAS P., (1979).- El Toarcense de la zona subbética. II Coloq. Estrat. Paleogeog. Jurásico Espana. Granada.

- KISCH H.J., (1983).- Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. *In* : Larsen G., Chilingar G.V., Eds., *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2. *Developments in sedimentology*, 25B, 289-493, Elsevier, Amsterdam.
- LINARES A. et RIVAS P., (1973).- Metacronia del Ammonitico Rosso Liasico en la zona subbetica. *Cuad. Geol Iber.*, Madrid, 4, 155-160.
- MILLOT G., (1964).- *Géologie des argiles*. 499 p., Masson, Paris.
- MONTENAT C., GUERY F., JAMET M. et BERTHOU P.-Y., (1988).- Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin : comparison with the adjacent margin. *In* : Boillot G., Winterer E.L. et al., *Proc. O.D.P.*, Washington D.C., *Sci. Res.*, 103, 757-775.
- MOUTERDE R., (1967).- Le Lias du Portugal ; vue d'ensemble et division en zones. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisbonne, 52, 209-225.
- MOUTERDE R., (1971).- Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule ibérique au Jurassique. *Cuad. Geol. Iber.*, Madrid, 2, 21-31.
- MOUTERDE R., ROCHA R.B., RUGET C. et TINTANT H., (1979).- Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Cien. Terra*, Lisboa, 5, 29-52.
- ODIN G.S. et KENNEDY W.J., (1982).- Mise à jour de l'échelle des temps mésozoïques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, 383-386.



## PROPRIETES GEOTECHNIQUES ET MINERALOGIQUES DE L'YPRESIEN DE TOURCOING (NORD DE LA FRANCE)

### GEOTECHNICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERS OF THE YPRESIAN CLAY OF TOURCOING (NORTHERN FRANCE)

par Pierre DEBRABANT(\*), Hervé CHAMLEY(\*), José LEPLAT(\*\*) et Dominique NEUSY(\*\*\*)

**Résumé.**- Les sédiments yprésiens forés en continu à Tourcoing ont des propriétés géotechniques essentiellement contrôlées par la granularité et, dans une moindre mesure, par la minéralogie des argiles. Les minéraux argileux reflètent, de manière changeante, les variations globales du niveau de la mer, les sources détritiques géologiques et pédologiques, l'instabilité tectonique des continents pourvoyeurs et les conditions de dépôt.

**Abstract.**- *The sediments deposited during the ypresian stage (lower Eocene) in the Northern part of France (Tourcoing area) display geotechnical characteristics which primarily reflect the grain-size variations. The clay mineralogy hardly control these properties, and rather reflect paleoenvironmental conditions such as sea-levels changes, rock- and soil-derived sources, tectonical activity and conditions of deposition.*

#### I. — CADRE DE L'ETUDE

Les études et travaux préliminaires réalisés pour la construction de la ligne 2 du métro de Lille, dans le secteur de Roubaix-Tourcoing (fig. 1) ont montré que, dans leur masse, les assises inférieure (Argile d'Orchies) et supérieure (Argile de Roubaix) des argiles yprésiennes des Flandres (Eocene inférieur) présentaient des propriétés géotechniques suffisamment différentes pour qu'il en soit tenu le plus grand compte lors de leur terrassement, prévu au moyen de tunneliers (Leplat 1990). Pour effectuer les corrélations entre les sondages de reconnaissance régulièrement implantés tout au long du tracé de l'ouvrage, et prévoir d'éventuelles différences de comportement au creusement, il était important de disposer d'un sondage de référence, traversant l'ensemble des niveaux yprésiens intéressés par le projet.

Un tel sondage représentait par ailleurs une opportunité d'étude des paléoenvironnements des dépôts yprésiens, par comparaison avec des données disponibles en d'autres lieux et notamment en Belgique.

Le sondage a été implanté vers l'extrémité nord du tracé, sur le territoire de Tourcoing, là où l'on pouvait recouper un maximum d'épaisseur de la formation yprésienne. Ses coordonnées sont:  $x = 65,9700$ ,  $y = 33,9068$ ,  $z = +41$ m. Exécuté en carottage continu du 7 au 10 novembre 1989, il a atteint la profondeur de 72 mètres.

Des échantillons prélevés sur les 51 carottes obtenues ont fait l'objet d'essais géotechniques systématiques (teneurs en eau, limites d'Atterberg, essais au bleu de méthylène, granulométrie) qui ont révélé des différences de comportement vers 29/31 mètres et 56 mètres de profondeur. L'étude granulométrique de la fraction argilo-silteuse a été réalisée sur 33 échantillons à l'aide d'un sédiographe automatisé. Parallèlement, la nature des assemblages argileux a été déterminée par diffractométrie des rayons X, sur des pâtes orientées de la fraction décarbonatée inférieure à 2 micromètres de 64 échantillons. Cela représente environ un échantillon par mètre de forage.

#### II. — LITHOLOGIE ET STRATIGRAPHIE

Régionalement, on donne le nom d'Argile des Flandres à l'ensemble des argiles yprésiennes du Nord de la France. Selon le lieu, il est possible d'identifier deux faciès successifs: l'"Argile d'Orchies", gris-bleu, plastique, équivalente au Sparnacien, puis au-dessus, l'"Argile de Roubaix", plus silteuse, à *Nummulites planulatus* et assimilable au Cuisien.

L'identification géologique et géotechnique des carottes a permis de dresser, pour le sondage, la coupe géologique suivante (fig. 2):

- de 0 à 1,8 m: remblais divers;

(\*) URA 719 du C.N.R.S., Université de Lille 1, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex

(\*\*) BRGM, 59 260 Lezennes

(\*\*\*) Communauté Urbaine, rue du Ballon 59000 LILLE.

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

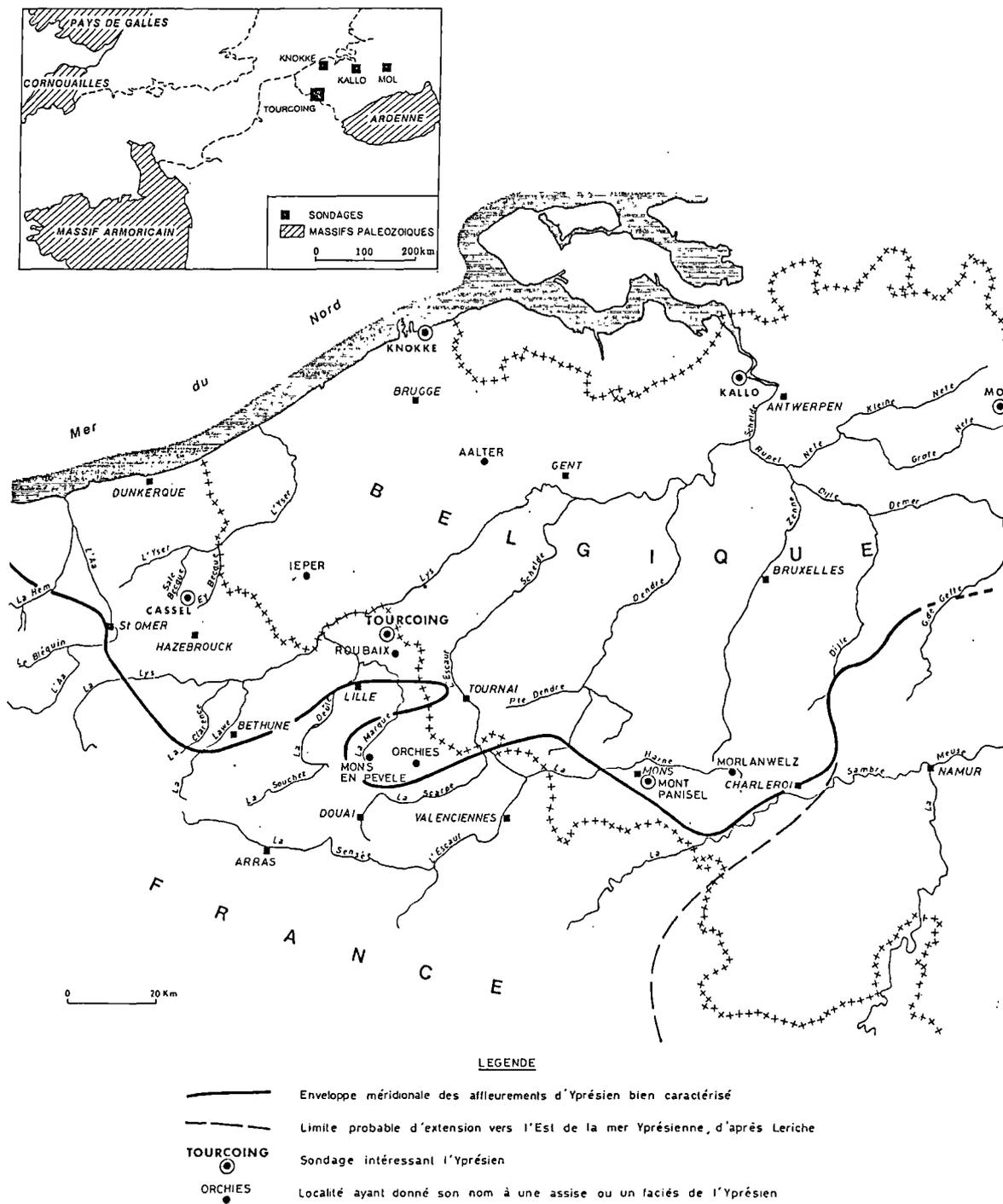


Fig. 1. — Situation du forage de Tourcoing dans son environnement yprésien, selon Leriche (1909) et Mercier et al. (1988).

Fig. 1. — Location of Tourcoing's borehole and geological context according to Leriche (1909) and Mercier and al. 1988).

- de 1,8 à 5,8 m: formations quaternaires silteuses rousses, puis grises à partir de 3,2 m;
- de 5,8 à 13,3 m: argile yprésienne silteuse, à niveaux de sable fin, d'épaisseur décimétrique;
- de 13,3 à 31,5 m: argile yprésienne, à tendance silteuse jusque vers 29 m, puis plus sablonneuse jusqu'à 31,5 m. Cet ensemble contient un niveau fossilifère bien marqué (*Nummulites planulatus*) à 17 mètres de profondeur;
- de 31,5 à 68,6 m: argile yprésienne plastique gris-bleu présentant, vers la base, quelques niveaux silteux indurés décimétriques;
- de 68,6 à 72 m: sables gris-vert, fins, argileux, landéniens, dits Sables d'Osticourt.

Dans cette série, la puissance des argiles yprésiennes (Argile des Flandres) atteint 62,8 m, entre 5,8 et 68,6 m.

### III. — POSITION DU SONDRAGE DE TOURCOING DANS LA SERIE YPRESIENNE

Dans le nord de la France, l'Yprésien, qui n'est complet que sous les Monts de Flandre, n'a jamais été

reconnu dans son intégralité par un sondage carotté en continu. Poussé à plus de 100 mètres de profondeur, le sondage de Cassel, réalisé en 1966 (Odin *et al.* 1972; Dupuis *et al.* 1988), a permis d'étudier la partie supérieure de l'étage, mais il a été arrêté dans l'argile de Roubaix, qu'il n'a pénétrée que sur 25 mètres.

A l'inverse, le forage de Tourcoing traverse toute la partie inférieure de l'Yprésien.

Afin de pouvoir comparer les données fournies par ces deux ouvrages, d'une part entre elles et d'autre part avec celles des sondages belges, il était important d'avoir une idée des épaisseurs respectives d'Yprésien à

Cassel et à Tourcoing, localités distantes d'environ 50 km.

A Cassel, les forages voisins permettent de placer le contact Landénien-Yprésien vers -65 NGF, ce qui donne plus de 180 mètres de puissance pour l'Yprésien s.l. (y compris les sables d'Aeltre), dont 150 mètres pour l'ensemble Argile d'Orchies - Argile de Roubaix.

Près de Tourcoing, les anciens auteurs (Chelloneix et Lecocq, 1875) auraient vu le contact avec le Panisélien près du sommet du Mont d'Halluin, soit vers +60 NGF. Par ailleurs, les données des sondages les plus proches, indiquent le contact Landénien-Yprésien vers -35 NGF.

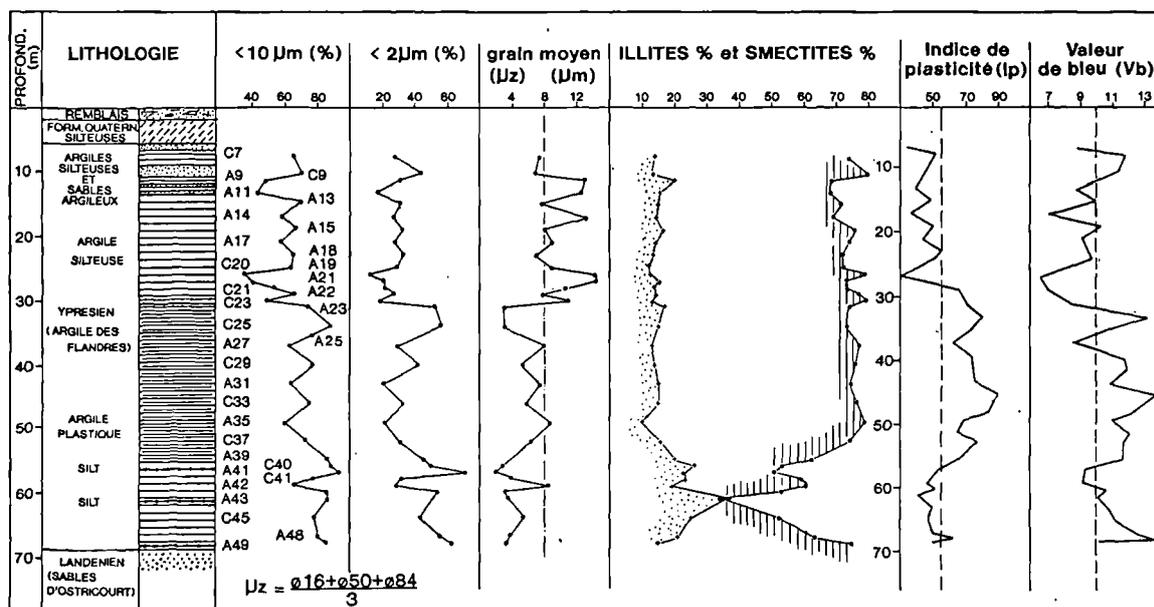


Fig. 2. — Variation verticale de paramètres géotechniques et minéralogiques dans les argiles yprésiennes du forage de Tourcoing.  
 Fig. 2. — Stratigraphic variations of geotechnical and mineralogical parameters in Ypresian clay of Tourcoing's borehole.

On peut en déduire, pour l'ensemble Argile d'Orchies - Argile de Roubaix, une puissance de 90 à 95 mètres. Avec 62,8 mètres recoupés, le sondage de Tourcoing a traversé donc les deux tiers inférieurs de cet ensemble. Le sondage de Cassel n'en ayant traversé que le sixième supérieur, il subsiste donc toujours une petite lacune d'observation de l'Yprésien de la région.

Les niveaux silteux et sablonneux, même lorsque ces derniers sont aquifères, montrent des teneurs en eau naturelles moins fortes que celles de la masse argileuse encaissante. La différence est particulièrement nette pour les niveaux silteux de la base de l'étage, dont la porosité est en outre oblitérée par les précipitations diagénétiques.

#### IV. — RESULTATS DES PRINCIPAUX ESSAIS GEOTECHNIQUES

##### 1) Teneurs en eau naturelles

Comprises le plus souvent entre 33 et 40%, les teneurs en eau naturelles sont caractéristiques d'un matériau riche en argiles. On remarquera qu'elles sont plus élevées (43 à 50%) dans une tranche de quelques mètres d'épaisseur au contact des formations quaternaires, alors qu'elles s'abaissent autour de 30% dans les 10 à 12 mètres inférieurs de la série.

##### 2) Limites d'Atterberg et valeurs de bleu de méthylène

L'évolution verticale de l'indice de plasticité (Ip) (fig. 2) permet de scinder la masse argileuse yprésienne en trois ensembles:

- un ensemble de base de 68 à 56 mètres de profondeur où l'Ip dépasse exceptionnellement 55;
- un ensemble médian de 56 à 29 mètres où l'Ip, significatif d'une argile très plastique, oscille entre 60 et 90;
- un ensemble supérieur d'une vingtaine de mètres d'épaisseur, où l'Ip reste inférieur à 55, et descend parfois à moins de 40.

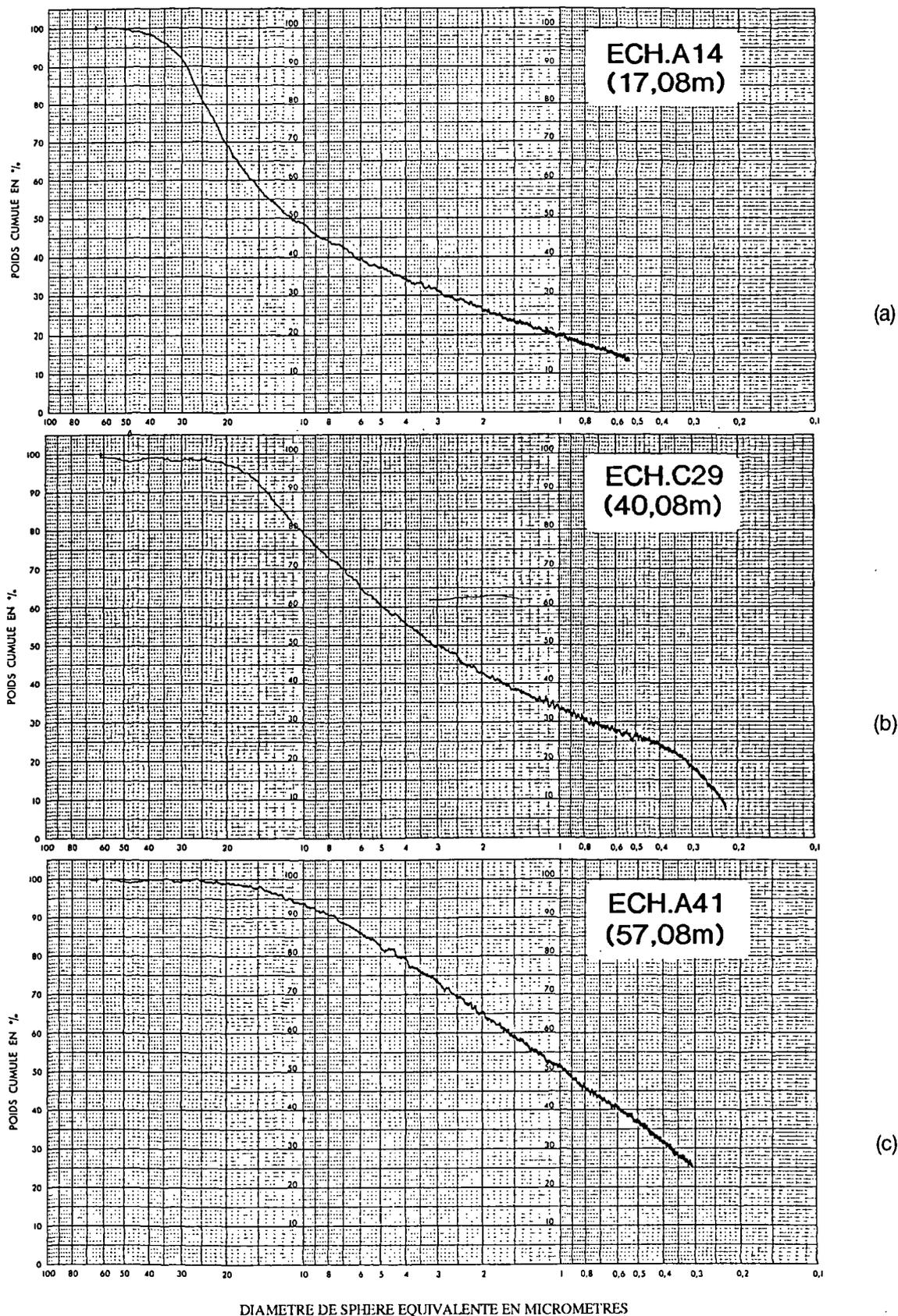


Fig. 3. — Analyses sédimentométriques de l'argile yprésienne de Tourcoing: tendance à une évolution granulométrique vers les "fines" avec la profondeur; (a) Argile de Roubaix silteuse, (b), Argile d'Orchies plastique, (c) argile d'Orchies de l'ensemble basal.

Fig. 3. — Grain-size data of Ypresian clay from Tourcoing. Notice the fining-downward in (a) silty Clay of Roubaix; (b) soft Clay of Orchies and (c) basal Clay of Orchies.

L'essai au bleu de méthylène indique l'intensité de l'absorption de surface essentiellement liée à la présence des argiles très réactives (Tran Ngoc Lan 1977). Les résultats conduisent à un découpage voisin du précédent, avec des valeurs particulièrement élevées entre 56 et 31 mètres de profondeur.

### 3) Granulométrie de la fraction inférieure à 63 micromètres.

L'étude sédimentométrique a été réalisée sur 33 échantillons (environ la moitié de ceux qui ont servi aux déterminations minéralogiques). Le maillage a été plus dense vers 30 et 60 mètres de profondeur, là où les analyses minéralogiques et géotechniques préliminaires avaient révélé des modifications de comportement du matériau. Les courbes sédigraphiques sont nettement différentes entre le sommet et la base de la masse argileuse (fig. 3). En pratique, on peut admettre qu'elles représentent la totalité du sédiment: le refus à 63  $\mu\text{m}$  étant en général très faible, inférieur à quelques pourcents. Une seule exception caractérise l'échantillon A49, prélevé en fond de trou à 68,22 mètres: il est très riche en sable et doit vraisemblablement contenir du Landénien remanié (20 à

30%). Quoiqu'il en soit, les courbes sédigraphiques conduisent à identifier également trois zones qui se corrélaient parfaitement à celles identifiées par les essais précédents (tab. I):

. une zone profonde (de 68 à 55 mètres), dont la fraction granulométrique inférieure à 10 $\mu\text{m}$ , très abondante (fig. 2 et 3), atteint 85 à 95% de la fraction silteuse (83% en moyenne), soit pratiquement de tout le sédiment. La fraction la plus fine (<2 $\mu\text{m}$ ), présente des variations concomitantes de teneurs, entre 30 et 65% (49% en moyenne), tandis que le grain moyen,  $\mu\text{z}$  (Folk 1980), n'excède qu'exceptionnellement 6 $\mu\text{m}$ .

. Une zone intermédiaire (de 52 à 31 mètres), encore très fine, où la fraction inférieure à 10 $\mu\text{m}$  oscille entre 60 et 88% (72% en moyenne), tandis que la fraction inférieure à 2 $\mu\text{m}$  passe de 20 à 56% (35% en moyenne). Le grain moyen  $\mu\text{z}$  se situe entre 6 et 8 $\mu\text{m}$ .

. Une zone supérieure (de 30m à 8m), où la fraction inférieure à 10 $\mu\text{m}$  est, en moyenne, moins abondante (56%) et répartie de manière plus hétérogène entre 35 et 70% de la fraction silteuse. La teneur moyenne de la fraction inférieure à 2 $\mu\text{m}$  est de 26%. Le grain moyen oscille entre 8 et 14 $\mu\text{m}$ .

| ZONES/<br>FRACTIONS             | 8/30m | 31/52m | 55/68m |
|---------------------------------|-------|--------|--------|
| <10 $\mu\text{m}$ (%)           | 35-70 | 60-90  | 75-95  |
| moyenne                         | 56    | 72     | 83     |
| < 2 $\mu\text{m}$ (%)           | 16-14 | 20-55  | 30-65  |
| moyenne                         | 26    | 35     | 49     |
| $\mu\text{z}$ ( $\mu\text{m}$ ) | 8-14  | 6-8    | 2-6    |

Tabl. I - Forage de Tourcoing, évolution granulométrique moyenne avec la profondeur.

Tabl. I - Average grain-size modification in the Tourcoing's borehole

## V. — MINÉRALOGIE DES ARGILES

### 1) Généralités

Les résultats sont présentés tableau II et figure 4. Les assemblages argileux, assez complexes, sont en général dominés par un minéral de la famille des smectites (jusqu'à 80% de la fraction inférieure à 2 $\mu\text{m}$ ). Viennent ensuite l'illite (12 à 36%), la kaolinite (jusqu'à 15%), la chlorite (jusqu'à 10%), des minéraux interstratifiés irréguliers illite-vermiculite (10-14v) et chlorite-smectite (14c-14s) et/ou vermiculite-smectite (14v-14s).

De bas en haut de la série, sur les diffractogrammes, l'harmonique d'ordre 2 de la smectite tend à se déplacer vers les petits angles et l'harmonique d'ordre 3 vers les grands angles (fig. 5). Ceci laisse supposer que le matériel gonflant est un interstratifié Ro de type (120-S80) ou (130-S70), (Brindley et Brown, 1980).

Les minéraux accessoires associés aux argiles sont peu abondants dans la fraction argileuse; il s'agit de quartz

communément présent, de feldspath occasionnel, et d'opale CT assez régulièrement présente au-dessus de 20 mètres de profondeur.

### 2) Distribution

Les argiles yprésiennes montrent deux zones minéralogiques (fig. 4 et 5, tabl. II).

#### a) Zone inférieure (de 68m à 53m de profondeur)

L'assemblage argileux varie d'abord entre un pôle plus smectitique (75% de smectites à 68 mètres de profondeur) et un pôle plus illitique (34% de smectites et 36% d'illites à 61m de profondeur, fig. 4). Puis la smectite redevient dominante avec des concentrations proches de celles de la base du forage.

Dans cette série les variations de l'illite et de la smectite sont antagonistes: corrélation R(illite-smectite) = - 0,96 (fig. 2). Les fluctuations de la smectite (79 à 34%) s'accompagnent de modifications en sens opposé de la teneur en illite (10 à 36%), en kaolinite (2 à 15%), et en

| N° | Echant. | C.Toit<br>(m) | Chlorite<br>% | Illite<br>% | (10-14V)<br>% | (14-14S)<br>% | Smectite<br>% | Kaolin.<br>% | total | Smectite<br>Illite (*) | Quartz | Opale | Felds. |
|----|---------|---------------|---------------|-------------|---------------|---------------|---------------|--------------|-------|------------------------|--------|-------|--------|
| 1  | A6      | 6.98          | 3             | 15          | 2             | 4             | 74            | 2            | 100   | 3.70                   | +      |       | +      |
| 2  | C7      | 7.98          | 4             | 14          | 3             | 3             | 74            | 2            | 100   | 4.07                   | +      | +     | +      |
| 3  | A8      | 9.22          | 4             | 15          | 2             | 3             | 74            | 2            | 100   | 3.90                   | +      | +     | +      |
| 4  | C9      | 10.58         | 2             | 13          | 5             | 0             | 80            | 0            | 100   | 5.04                   | +      |       | +      |
| 5  | A9      | 10.80         | 4             | 15          | 4             | 3             | 74            | 0            | 100   | 4.11                   | +      |       |        |
| 6  | A9      | 11.53         | 6             | 20          | 2             | 4             | 68            | 0            | 100   | 2.52                   | +      | +     |        |
| 7  | C10     | 12.08         | 3             | 16          | 2             | 4             | 75            | 0            | 100   | 3.82                   | +      |       |        |
| 8  | A11     | 13.58         | 5             | 15          | 2             | 8             | 68            | 2            | 100   | 3.46                   | +      | +     |        |
| 9  | C12     | 14.23         | 4             | 16          | 2             | 3             | 73            | 2            | 100   | 3.61                   | +      | +     |        |
| 10 | A13     | 15.18         | 4             | 15          | 2             | 5             | 72            | 2            | 100   | 3.65                   | +      | +     |        |
| 11 | C13     | 15.98         | 3             | 17          | 3             | 2             | 73            | 2            | 100   | 3.45                   | +      |       |        |
| 12 | A14     | 17.08         | 3             | 14          | 2             | 10            | 69            | 2            | 100   | 3.39                   | +      | +     |        |
| 13 | C15     | 18.08         | 3             | 15          | 2             | 2             | 76            | 2            | 100   | 4.10                   | +      |       |        |
| 14 | A15     | 19.03         | 4             | 16          | 0             | 2             | 76            | 2            | 100   | 5.17                   | +      | +     |        |
| 15 | C16     | 19.98         | 3             | 13          | 2             | 8             | 72            | 2            | 100   | 5.48                   | +      |       |        |
| 16 | A17     | 21.13         | 5             | 14          | 2             | 5             | 74            | 0            | 100   | 4.28                   | +      |       | +      |
| 17 | C17     | 22.08         | 4             | 14          | 2             | 3             | 77            | 0            | 100   | 4.39                   | +      |       |        |
| 18 | A18     | 23.08         | 3             | 13          | 0             | 10            | 72            | 2            | 100   | 4.47                   | +      |       | +      |
| 19 | C19     | 24.08         | 3             | 15          | 2             | 4             | 76            | 0            | 100   | 3.97                   | +      |       |        |
| 20 | A19     | 25.08         | 4             | 12          | 3             | 7             | 72            | 2            | 100   | 4.78                   | +      | +     |        |
| 21 | C20     | 26.08         | 4             | 12          | 2             | 3             | 79            | 0            | 100   | 4.46                   | +      |       |        |
| 22 | A21     | 27.08         | 4             | 15          | 3             | 5             | 73            | 0            | 100   | 4.40                   | +      |       | +      |
| 23 | C21     | 27.98         | 4             | 14          | 3             | 4             | 73            | 2            | 100   | 4.24                   | +      |       | +      |
| 24 | A22     | 28.98         | 4             | 14          | 2             | 3             | 77            | 0            | 100   | 4.39                   | +      |       |        |
| 25 | C23     | 30.08         | 4             | 13          | 0             | 2             | 79            | 2            | 100   | 4.80                   | +      |       |        |
| 26 | A23     | 31.08         | 4             | 16          | 2             | 2             | 74            | 2            | 100   | 3.56                   | +      |       | +      |
| 27 | C24     | 32.08         | 3             | 18          | 3             | 2             | 72            | 2            | 100   | 3.27                   | +      |       |        |
| 28 | A25     | 33.12         | 3             | 14          | 5             | 0             | 76            | 2            | 100   | 3.56                   | +      |       |        |
| 29 | C25     | 33.97         | 3             | 15          | 4             | 3             | 73            | 2            | 100   | 3.75                   | +      |       |        |
| 30 | A26     | 35.08         | 5             | 15          | 2             | 2             | 74            | 2            | 100   | 3.95                   | +      |       |        |
| 31 | C27     | 36.08         | 4             | 14          | 3             | 2             | 73            | 4            | 100   | 4.33                   | +      |       |        |
| 32 | A27     | 37.08         | 3             | 13          | 2             | 3             | 77            | 2            | 100   | 3.93                   |        | +     |        |
| 33 | C28     | 38.08         | 3             | 11          | 2             | 5             | 77            | 2            | 100   | 4.63                   | +      |       |        |
| 34 | A29     | 39.16         | 4             | 13          | 2             | 2             | 77            | 2            | 100   | 4.60                   | +      | +     | +      |
| 35 | C29     | 40.08         | 4             | 14          | 2             | 2             | 76            | 2            | 100   | 4.50                   | +      |       |        |
| 36 | A30     | 41.08         | 4             | 16          | 2             | 2             | 74            | 2            | 100   | 3.90                   | +      |       |        |
| 37 | C31     | 42.00         | 3             | 14          | 8             | 2             | 71            | 2            | 100   | 3.92                   | +      |       |        |
| 38 | A31     | 42.98         | 4             | 15          | 3             | 2             | 74            | 2            | 100   | 4.05                   | +      |       |        |
| 39 | C32     | 44.08         | 4             | 12          | 2             | 7             | 73            | 2            | 100   | 4.00                   | +      |       |        |
| 40 | A33     | 45.08         | 3             | 14          | 2             | 3             | 76            | 2            | 100   | 3.75                   | +      |       |        |
| 41 | C33     | 46.05         | 5             | 15          | 2             | 2             | 76            | 0            | 100   | 3.43                   | +      |       |        |
| 42 | A34     | 46.98         | 4             | 10          | 2             | 8             | 74            | 2            | 100   | 4.88                   | +      |       |        |
| 43 | C35     | 48.18         | 4             | 14          | 2             | 5             | 75            | 0            | 100   | 3.53                   | +      |       |        |
| 44 | A35     | 49.08         | 4             | 10          | 2             | 3             | 79            | 2            | 100   | 5.00                   | +      |       |        |
| 45 | C36     | 49.98         | 5             | 13          | 2             | 3             | 75            | 2            | 100   | 4.00                   | +      |       |        |
| 46 | A37     | 51.13         | 4             | 16          | 5             | 5             | 68            | 2            | 100   | 3.30                   | +      |       |        |
| 47 | C37     | 52.18         | 4             | 16          | 0             | 3             | 74            | 3            | 100   | 3.03                   | +      |       |        |
| 48 | A38     | 53.08         | 4             | 18          | 5             | 9             | 60            | 4            | 100   | 2.63                   | +      | +     |        |
| 49 | C39     | 54.12         | 4             | 18          | 2             | 5             | 66            | 5            | 100   | 2.44                   | +      |       |        |
| 50 | A39     | 55.07         | 5             | 20          | 2             | 4             | 62            | 7            | 100   | 3.30                   | +      |       |        |
| 51 | C40     | 56.08         | 5             | 26          | 2             | 5             | 53            | 9            | 100   | 1.35                   | ++     |       |        |
| 52 | A41     | 57.08         | 8             | 23          | 5             | 5             | 51            | 8            | 100   | 1.46                   | ++     |       |        |
| 53 | C41     | 58.02         | 5             | 23          | 2             | 3             | 59            | 8            | 100   | 1.73                   | +      |       |        |
| 54 | A42     | 59.08         | 6             | 19          | 2             | 4             | 61            | 8            | 100   | 2.13                   | +      | +     |        |
| 56 | A43     | 60.08         | 7             | 27          | 3             | 0             | 53            | 10           | 100   | 1.29                   | +      |       |        |
| 55 | A43     | 61.08         | 10            | 36          | 5             | 0             | 34            | 15           | 100   | 0.53                   | ++     |       |        |
| 57 | C44     | 62.08         | 7             | 30          | 2             | 3             | 43            | 15           | 100   | 0.81                   | +      |       |        |
| 58 | A45     | 63.23         | 6             | 24          | 3             | 2             | 54            | 11           | 100   | 1.48                   | +      |       |        |
| 59 | C45     | 64.08         | 7             | 25          | 2             | 3             | 52            | 11           | 100   | 1.41                   | +      |       |        |
| 60 | A46     | 64.98         | 5             | 20          | 2             | 8             | 58            | 7            | 100   | 1.96                   | +      |       |        |
| 61 | C47     | 65.98         | 7             | 25          | 2             | 0             | 57            | 9            | 100   | 1.53                   | +      |       |        |
| 62 | A48     | 67.08         | 6             | 21          | 2             | 0             | 63            | 8            | 100   | 2.31                   | +      |       |        |
| 63 | A49     | 68.08         | 6             | 17          | 2             | 2             | 69            | 4            | 100   | 3.18                   | +      |       |        |
| 64 | A49     | 68.22         | 3             | 15          | 2             | 3             | 75            | 2            | 100   | 4.05                   | +      |       |        |

Tabl. II. — Minéralogie des argiles yprésiennes du sondage de Tourcoing. (Fraction granulométrique inférieure à 2 µm). (\*) rapport des hauteurs de pics à 17Å et 10Å, diffractogramme d'échantillons glycolés

Table II. — Clay mineralogy of ypresian from Tourcoing's borehole. (Grain-size less than 2µm.). (\*) 17/10Å peak height ratio, X-ray diagram of glycolated sample

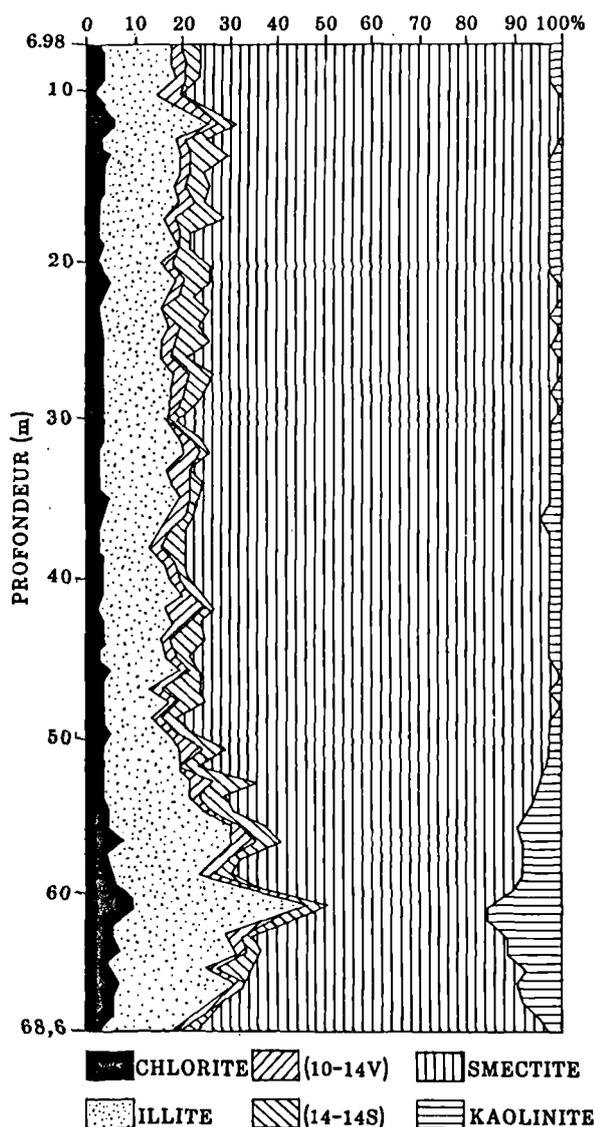


Fig. 4. — Minéralogie des argiles yprésiennes des Flandres au forage de Tourcoing.

Fig. 4. — Clay mineralogy of Tourcoing's borehole sediments.

chlorite (3 à 10%). Les interstratifiés irréguliers 10-14v (2 à 5%) et 14c-14s (0 à 8%) fluctuent de manière plus quelconque. Le pic de la kaolinite à 3,57Å se dégage nettement du bruit de fond au-dessus de 67m de profondeur, et atteint un maximum d'intensité à 61m de profondeur. La kaolinite fluctue comme les minéraux primaires (illites-chlorites), soit parce que la smectite contrôle seule l'évolution des assemblages argileux, soit, ce qui est moins probable, parce que les sources de kaolinite et d'illite-chlorite sont les mêmes.

b) Zone supérieure (de 52 à 7 mètres de profondeur)

L'assemblage argileux est fortement dominé par la smectite (environ 75% de l'argile), qui est associée surtout à de l'illite (15%) et qui conserve les mêmes caractères d'interstratification que dans la zone inférieure. On n'observe que de faibles variations selon le niveau. La kaolinite, désordonnée, est rare ou absente. L'abondance

des interstratifiés irréguliers (14c-14s) augmente légèrement dans les niveaux compris entre 27 et 13 mètres de profondeur.

VI. — CONSEQUENCES GEOTECHNIQUES

Les coupures établies lors de l'identification lithologique se retrouvent assez bien lorsque l'on compare les variations verticales des résultats des diverses analyses géotechniques (fig. 2). Il n'en est pas de même avec les assemblages argileux, qui sont peu dépendants de la lithologie. Il n'existe aucune relation claire entre les variations de la minéralogie des argiles et l'évolution des paramètres géotechniques, en particulier la granulométrie. Cependant, l'ensemble basal (de 68 à 56 m) est caractérisé simultanément par:

- une granulométrie très fine;
- une plasticité moyenne;
- des valeurs de bleu variant sensiblement avec le pourcentage de smectite;
- une modification rapide de l'assemblage argileux qui présente les concentrations maximales d'argiles non smectitiques du sondage, en particulier vers 56 et 61 mètres de profondeur (proches de deux niveaux silteux).

Le comportement moyennement plastique de ce matériau très fin est justement lié à une moindre intervention des smectites au profit des autres minéraux argileux (illites et kaolinites), ce que confirme l'affaiblissement des valeurs de bleu (sensibles aux phénomènes d'adsorption) avec l'accroissement relatif du matériel argileux primaire.

La transition entre l'ensemble basal et l'ensemble médian (de 56/52 à 29/31 mètres) est liée au changement de la composition minéralogique des argiles qui s'enrichissent en smectites. Le grain moyen, toujours faible, reste compris entre 6 et 8µm. La plasticité du matériau devient maximale et s'accompagne des valeurs de bleu les plus élevées, imputables à un important accroissement absolu des smectites que justifie à la fois l'augmentation relative de ce minéral dans la fraction inférieure à 2µm (75%), et l'abondance de la fraction fine (l'inférieure à 10µm constitue encore 60 à 80% du matériel yprésien).

La transition entre l'ensemble médian et l'ensemble supérieur (au-dessus de 29m) s'accompagne d'une amélioration du comportement géotechnique des argiles yprésiennes, sans transformation réelle de l'assemblage argileux, si ce n'est un léger accroissement des minéraux interstratifiés. C'est en fait le développement de la fraction silteuse (accroissement du grain moyen, diminution de la fraction inférieure à 10µm) qui entraîne une forte diminution du caractère plastique et des valeurs de bleu. Cette transition qui associe, vers le haut:

- le renforcement du caractère silteux;
- la diminution brutale de l'indice de plasticité et des valeurs de bleu;
- le passage vers une unité enrichie en *Nummulites planulatus*;

peut être considérée comme la limite entre l'Argile d'Orchies et l'Argile de Roubaix. Ceci donnerait à l'Argile d'Orchies une quarantaine de mètres de puissance.

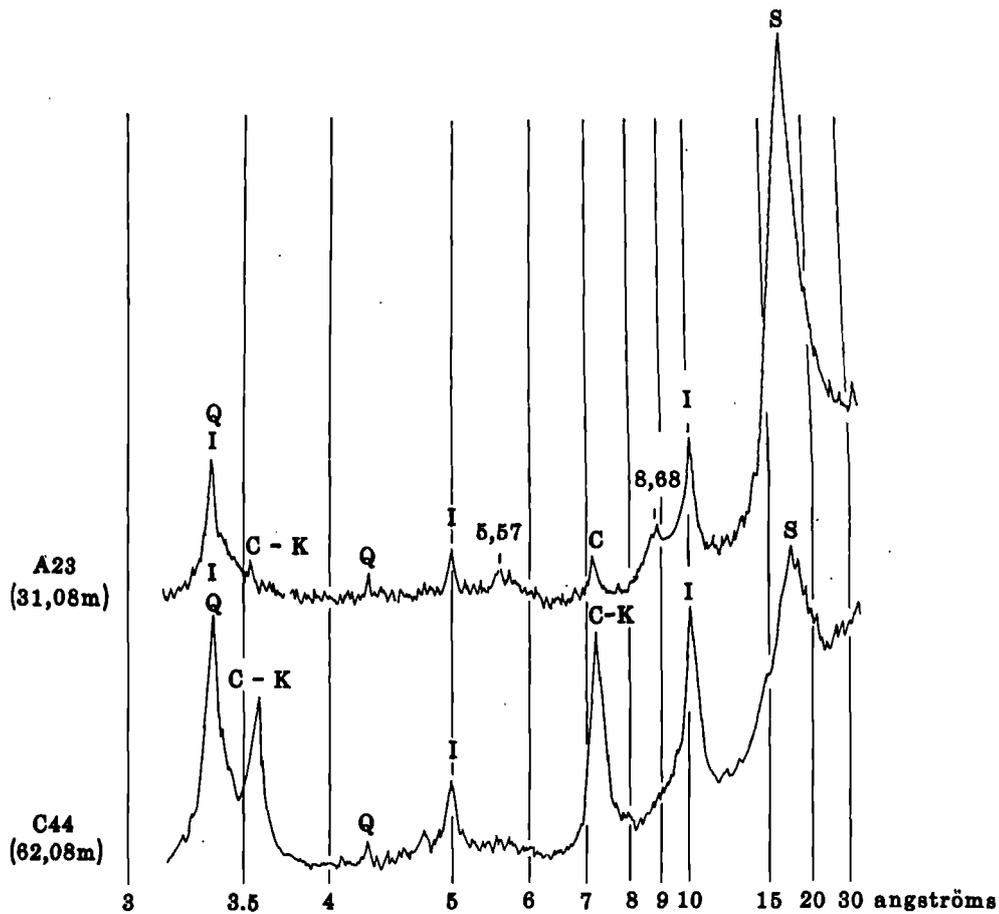


Fig. 5. — Exemples de diffractogrammes de rayons X dans l'ensemble argileux yprésien de la moitié inférieure du forage de Tourcoing. S=smectites; I=illites; C-K=chlorite et/ou kaolinite; Q=quartz.

Fig. 5. — X-ray diagrams in the lower part of Tourcoing's borehole. S=smectites; I=illites; C-K=chlorite and/or kaolinite; Q=quartz.

## VII. — SOURCES MINÉRALOGIQUES

L'origine des assemblages argileux éocènes du Bassin Belge, du Nord de la France et de l'île de Wight a fait l'objet d'une étude récente, en particulier à partir de sites de forages belges (Mercier *et al.* 1988) (fig. 1). Le carottage continu du forage de Tourcoing, suivi par le B.R.G.M., apporte de nouvelles informations en ce qui concerne la sédimentation argileuse yprésienne, et permet certaines comparaisons avec des séries équivalentes connues dans le Nord de la Belgique, notamment à Mol, Kallo et Knokke.

### 1) Parallélisme minéralogique entre les sites belges et le site de Tourcoing

La composition minéralogique quantitative la plus proche de celle du sondage de Tourcoing est celle de l'Eocène Inférieur des sondages de Mol et de Kallo. Non seulement les concentrations moyennes des différents types d'argiles sont très proches dans ces trois sites, mais l'évolution verticale des assemblages argileux y est très semblable:

- le groupe de l'illite et de la kaolinite montre un net accroissement post-landénien (de 25% à 45% pour l'ensemble illite-chlorite; de 5% à 15% pour la kaolinite),

puis diminue ensuite rapidement d'abondance pour faire place à une série enrichie en smectite (70% à 80%);

- la kaolinite disparaît pratiquement après l'épisode à illite et kaolinite;

- les minéraux interstratifiés irréguliers sont peu représentés.

Notons en outre que les argiles fibreuses clairement décelées à Mol sont absentes à Tourcoing comme à Kallo. Il paraît donc y avoir une nette similitude d'influence entre Tourcoing et Kallo.

### 2) Origine des illites-chlorites et des kaolinites

La présence constante, quoique le plus souvent modeste, des argiles primaires (illites, chlorites) paraît résulter de la proximité des massifs anciens, riches en roches plutoniques et métamorphiques: Armorique, Ardenne, Cornouailles, Pays de Galles, Ecosse. Toutefois le horst de l'Artois constituait déjà une ride sous-marine au Paléogène, et contrariait les apports détritiques en provenance du Massif Armoricain (Dupuis *et al.*, 1984). Il n'y a d'ailleurs pas de gradient de matériel primaire entre Tourcoing et Mol. Les sources de l'héritage yprésien doivent donc être plutôt recherchées dans des directions transverses par rapport à

l'axe Kallo-Tourcoing, soit en Cornouailles, dans le Devon et en Ardenne (Gilkes 1968, 1978; Isaac 1983). De plus si l'Ardenne était le siège d'importantes kaolinisations (Mercier *et al.*, 1988), il faut souligner la rareté de la kaolinite à Mol et Kallo, comme c'est du reste le cas à Tourcoing. Par ailleurs, l'enrichissement simultané des groupes de l'illite et de la kaolinite est nettement plus évident à Knokke.

Il semble en définitive qu'à l'Eocène inférieur, les sources de l'argile sont essentiellement occidentales, soit cornouaillaises soit écossaises (Walder 1964). La présence d'un courant SW-NE, passant entre l'Ardenne et les sites évoqués pourrait expliquer la rareté généralisée de la kaolinite et, à Tourcoing, l'absence des minéraux fibreux connus à Mol.

### 3) Origine de l'augmentation relative des smectites par rapport aux illites

A la base de la coupe forée, les sources de matériels primaires et gonflants sont *a priori* différentes, vu l'antagonisme strict de leurs concentrations relatives. Lorsque la transgression éocène s'installe, elle s'accompagne d'une diminution des argiles primaires et de la disparition de la kaolinite. Il en résulte, par suite d'une érosion moindre des formations du substratum de l'amont, une sédimentation à smectite dominante, caractéristique de l'élaboration de sols en région peu déclinée, sous climat hydrolysant à saison humide courte (Chamley 1989). Néanmoins, cette explication n'est pas suffisante car le groupe de l'illite, plus développé à la base de l'Yprésien dans le Bassin Belge, accompagne le caractère plus argileux (plus fin) du sédiment indicateur d'un hydrodynamisme moindre à Mol et Kallo, mais aussi à Knokke situé en position plus distale (Mercier *et al.* 1988). En outre, la smectite ne devient très dominante que lorsque le sédiment acquiert, vers le haut, un caractère plus silteux. Ainsi, le matériau plus grossier dilue-t-il les concentrations argileuses du sédiment tout en accroissant la teneur relative des smectites. Sa source est très vraisemblablement différente de celle des matériaux détritiques de la base de la série. Par conséquent si l'on admet, comme c'est classiquement le cas, que la granularité du sédiment diminue avec la distance aux sources et que le temps de résidence marin des smectites est plus important que celui des minéraux primaires, le groupe de l'illite viendrait de plus loin (Ecosse) que le matériel gonflant (Cornouailles).

A Tourcoing cette tendance existe bien: l'illite et la kaolinite se développent dans la zone inférieure, où le grain moyen est le plus faible ( $<6\mu\text{m}$ ). Les minéraux primaires sont ensuite relayés par le développement des smectites. Cependant ce développement s'établit bien avant la transition entre les faciès "Argile de Roubaix" et "Argile d'Orchies" marquée à Tourcoing par le doublement du grain moyen vers 30 mètres de profondeur. Il existe donc à Tourcoing un réel découplage entre les évolutions minéralogiques et granulométriques.

### 4) Cause du découplage minéralogie-granulométrie

L'augmentation de taille du grain moyen peut être expliquée par différentes causes, notamment par un renforcement de l'hydrodynamisme, le rapprochement des sources détritiques ou une reprise de l'érosion. Lorsque

l'assemblage minéral évolue avec cette variation lithologique, on peut évoquer le vannage (accélération hydrodynamique), la dilution des apports pélagiques par un matériel détritique (plus grande proximité des sources) le passage du transport d'un matériel d'altération (élaboré dans les sols des plaines côtières) vers un matériel arraché à l'amont (reprise de l'érosion).

A Tourcoing, à la variation lithologique (observée vers la profondeur de 31 mètres) s'oppose la stabilité minéralogique des assemblages argileux, dont les sources restent par conséquent constantes, et où l'on peut seulement évoquer une dilution des argiles par des matériaux plus grossiers. On pourrait choisir d'expliquer l'accroissement de la taille du grain moyen des sédiments par un renforcement de l'hydrodynamisme, lié au début d'un élargissement de l'ouverture de la Manche; mais dans ce cas, comme l'assemblage argileux est parfaitement identique au-dessous et au-dessus de la transition granulométrique (fig. 2), l'absence de tri minéralogique fait référence à une source proche, plus proche de Tourcoing que des sites belges. L'influence tectonique de la zone de surrection du dôme du Mélançois, toute proche, pourrait être une cause suffisante pour particulariser le site de Tourcoing (Mercier *et al.* 1988). Une autre interprétation serait d'admettre que l'assemblage argileux, constant au travers de la transition Argile d'Orchies-Argile de Roubaix, est représentatif et issu de la dégradation mécanique d'un massif sédimentaire pré-existant, homogène du point de vue de son matériel argileux, et sollicité par une reprise de l'érosion associée à un abaissement eustatique fini-yprésien.

## VIII. — CONCLUSIONS

L'étude géotechnique et minéralogique fine des argiles yprésiennes, traversées par forage à Tourcoing, conduit aux conclusions suivantes:

### 1) Du point de vue géotechnique

- l'assemblage argileux de la fraction inférieure à  $2\mu\text{m}$  des argiles des Flandres est, pour l'essentiel, dominé par la smectite ou un interstratifié Ro à 70-80% de feuillets gonflants;

- les résultats des essais conduisent à scinder la formation yprésienne en trois sous-ensembles:

. un ensemble basal d'une douzaine de mètres d'épaisseur, caractérisé par une granularité très fine ( $\mu\text{z}<6\mu\text{m}$ ) et un assemblage argileux variable dominé, brièvement, par les argiles primaires (illites, chlorites);

. un ensemble médian épais d'une trentaine de mètres, à granulométrie encore fine ( $6\mu\text{m}<\mu\text{z}<8\mu\text{m}$ ), dont la fraction  $<10\mu\text{m}$  forme, en moyenne, 72 % du sédiment. C'est une argile plastique à forte capacité d'absorption et dont la fraction fine comporte plus de 70% de smectite.

Ces deux ensembles constitueraient l'Argile d'Orchies.

. Un ensemble supérieur, beaucoup moins plastique, à capacité d'absorption plus faible, épais d'une vingtaine de mètres, où le matériau, dont la fraction fine est toujours dominée par plus de 70% de smectite, se charge de particules silteuses ( $8\mu\text{m}<\mu\text{z}<14\mu\text{m}$ ). La partie sommitale de cet ensemble, équivalent à l'Argile de Roubaix, devient localement plus sablonneuse.

Ainsi l'Argile de Roubaix apparaît beaucoup moins plastique et réactive que l'Argile d'Orchies et offre de meilleures possibilités de drainage.

## 2) Du point de vue paléoenvironnemental

- à la base de la série un événement minéralogique à argiles primaires (illites-chlorites) et kaolinites se développe entre 68 et 52 mètres de profondeur. Il serait lié au remaniement de formations paléogènes par la transgression yprésienne, comme Mercier *et al.* (1988) le proposent dans les sites belges de Mol et de Knokke;

- la variation minéralogique verticale est similaire à celle déjà mise en évidence au Nord de la Belgique, les sources de l'héritage étant les mêmes (Cornouailles, Devon, Ecosse). Les différences observées peuvent s'expliquer par une plus grande proximité du lieu de surrection du Dôme du Mélantois, voire par le développement d'un

hydrodynamisme actif du SW vers le NE lié au début de l'ouverture de la Manche;

- les transitions granulométriques sont probablement liées à un accroissement de l'hydrodynamisme en Manche en deux temps:

. la transition la plus profonde correspond à une modification de l'assemblage argileux tendant vers le développement des smectites de sources proches (Cornouailles), au détriment des argiles primaires de sources plus éloignées (Ecosse);

. la seconde transition correspondrait au passage du faciès "Argile de Roubaix" vers le faciès "Argile d'Orchies" sans modification des sources détritiques, et pourrait être liée à une reprise de l'érosion d'origine eustatique (régression cuisienne).

REMERCIEMENTS. P. Récourt a produit les analyses minéralogiques et sédimentologiques. Il a effectué la mise en forme définitive du manuscrit. M. Bocquet a réalisé l'essentiel du graphisme. A. Coulon et F. Windels sont responsables de la préparation des échantillons et des analyses géotechniques.

## BIBLIOGRAPHIE

- BRINDLEY G.W. and BROWN G. (1980). Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification. Mineralogical Society Monograph N°5. G.W. BRINDLEY Edit. p.495 London.
- CHAMLEY H. (1987). Sédimentologie. Dunod Edit. p.175 Paris.
- CHAMLEY H. (1989). Clay sedimentology. Springer Verlag Edit. p.623 Heidelberg - New York.
- CHELLONNEIX E. ET LECOCQ P. (1875). Notes sur les environs de Tourcoing. Ann. Soc. Géol. Nord t.II p. 123-127.
- DUPUIS C., BRYCH J., LAGA P., VANDENBERGHE N. (1988). Sondage stratigraphique au Mont Panisel: premiers résultats géologiques et géotechniques. Bull. Soc. belge de Géol., T. 97, Fasc. 1, p. 35-96.
- DUPUIS C., DECONINCK J., ROCHE E. (1984). Remise en cause du rôle paléogéographique du Horst de l'Artois à l'Yprésien inférieur. Mise en évidence de l'intervention du môle transverse Bray-Artois. C.R. Ac. Sc. Paris, 298, II, 2, p. 53-56.
- FOLK (1980). Petrology of sedimentary rocks. Hemphills, Austin. 182p.
- GILKES R. J. (1968). Clay mineral provinces in the tertiary sediments of the Hampshire Basin. Clay Minerals, 7, p. 351-361.
- GILKES R.J. (1978). On the clay mineralogy of upper Eocene and Oligocene sediments in the Hampshire Basin. Proc. Geol. Assoc. G.B., 69 (1) p. 43-56.
- ISAAC K.P. (1983). Tertiary lateritic weathering in Devon, England and the Paleogene continental environment of South West England. Proc. Geol. Assoc. 94. p.105-114.
- LEPLAT J. (1990). Métro de Lille-Ligne 2, sondage profond dans l'Yprésien. Note B.R.G.M./4S/NPC, 90 NPC 17, p.11, an.4.
- LERICHE M. (1909). Les vestiges de la mer yprésienne entre la Flandre et l'Île de France. S.G.Fr., T.38, p 421-428, 1 pl.
- MERCIER-CASTIAUX M., CHAMLEY H., DUPUIS C. (1988). La sédimentation argileuse tertiaire dans le Bassin Belge et ses approches occidentales. Ann. Soc. Géol. Nord CVII, p. 139-154.
- NOLF D. et STEURBAUT E., (1990). Stratigraphie de l'Eocène en Flandres occidentale et dans les régions limitrophes. Excursion de l'A.G.B.P. en Belgique du 24 au 26 mai 1990. Bull. de l'A.G.B.P., 27, 3, p. 9-36.
- ODIN G. S., BLONDEAU A., DAMOTTE R., DURAND S., OLLIVIER-PIERRE M. F., LE CALVEZ Y., LEZAUD M., PERREAU M., POMEROL C., (1972). Etude géologique du sondage de Cassel (Nord). Bull. Inf. Geol. Bass. Paris. T. 32, p. 21-52.
- TRAN NGOC LAN (1977). Un nouvel essai d'identification des sols: l'essai au bleu de méthylène, Bull. Liais. du L.C.P.C. p. 136-137.
- WALDER P.S. (1964). Mineralogy of the Eocene sediments in the Isle of Wight. Proc. Geol. Assoc., 75, p. 291-314.

## LE CARBONIFERE DU TAZEKKA (MAROC) : VOLCANISME, MISE EN PLACE DES GRANITES ET DES MINERALISATIONS EN ANTIMOINE

### THE CARBONIFEROUS SERIES OF TAZEKKA (MOROCCO) : VOLCANISM, EMPLACEMENT OF GRANITES AND OF ANTIMONY MINERALIZATIONS

par Paul HUVELIN (\*)

**Résumé :** A proximité de granites hercyniens -dont la mise en place a pu débuter dès le Viséen-, les minéralisations en antimoine du Tazekka sont encaissées dans un complexe volcano-sédimentaire viséo-namurien ; on propose leur liaison avec les manifestations tardives de la mise en place de ces granites, avant ou tout au plus pendant le dépôt du tuf rhyolitique de Boujaada (partie supérieure du complexe volcano-sédimentaire), qui remanie des éléments de l'aurole de contact des granites.

**Abstract :** *Close to Hercynian granites -whose emplacement may have started as early as Visean-, the antimony mineralizations of Tazekka are hosted by a Visean-Namurian volcano-sedimentary complex ; they may be considered as bound to the late manifestations of the granites emplacement, before or, at the utmost, during the deposition of the Boujaada rhyolitic tuff (upper part of the volcano-sedimentary complex), which reworks elements of the granites contact aureole.*

La boutonnière de Paléozoïque du Tazekka est située à 240 km à l'E de Rabat et son extrémité nord à 10 km au SW de Taza.

#### I. — CADRE GEOLOGIQUE.

La partie axiale du massif paléozoïque du Tazekka, allongé NE-SW, se compose de schistes ordoviciens (Rauscher *et al.*, 1982) recouverts en discordance, côté sud-est, par un complexe volcano-sédimentaire carbonifère (Agard *et al.*, 1958) (fig. 1). Ces schistes, par places épimétamorphiques (schistosité primaire S<sub>1</sub> suivie d'une crénulation S'<sub>1</sub>) et repris par deux schistosités de crénulation conjuguées (S<sub>2</sub>) (Hoepffner, 1978), sont recoupés : a- par des corps de microdiorite, qui ne produisent aucun métamorphisme notable ; b- par le granite du Tazekka, accompagné de minéralisations en wolfram (Morin, 1951) et en molybdène (Ovtracht, 1987), et par un granitoïde au J. Tifousert (Morin *in* Suter 1980), à 22 km au SW du granite du Tazekka. Des éléments de phyllades (Fourmarier, 1954 ; Hoepffner, 1981) *crénulées* (Huvelin, 1986) (crénulation "froide" S<sub>2</sub>), parfois même avec deux crénulations conjuguées (F. Chalot-Prat, comm. orale, 1987), sont remaniés dans le complexe volcano-sédimentaire carbonifère, ce qui montre que l'Ordovicien était déjà bien structuré avant le dépôt du complexe. Le métamorphisme syntectonique serait de 329-330 M.A. (Viséen) par mesures K/Ar sur les fractions granulométriques les plus fines (Huon, 1987).

La crénulation "froide", associée à deux jeux de plis conjugués dans le socle d'Ordovicien, a été observée dans des éléments de phyllades remaniés au sein du complexe volcano-sédimentaire carbonifère, tant dans les cailloutis contre le socle d'Ordovicien que dans des blocs remaniés de conglomérats, ce qui montre que dans le socle, cette crénulation était déjà formée avant le dépôt du complexe (Huvelin, 1986). Ce fait a été contesté par Hoepffner (1987, p. 203-204) qui identifie cette crénulation, sur éléments remaniés, à la S'<sub>1</sub> associée à des cisaillements effectués en climat épizonal et antérieurs aux crénulations plus tardives, supposées par lui post-westphaliennes ; je n'ai pourtant jamais observé de minéraux néoformés associés à cette crénulation sur éléments de phyllades, qui est donc bien une S<sub>2</sub>. De surcroît, à Sidi Lahcen, à 150 km à l'E du Tazekka, où des phyllades dévono-dinantienne sont recouvertes en transgression par la série volcano-sédimentaire d'Ez-Ziroug, d'âge viséen supérieur (Agard *et al.*, 1958), il signale également (Desteucq et Hoepffner, 1980) deux jeux de plis (P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub>) accompagnés de crénulations : il considère que P<sub>2</sub> est antérieur au dépôt de la série d'Ez-Ziroug et, sans donner d'argument, P<sub>3</sub> postérieur au dépôt de cette série. Bien que les plis P<sub>3</sub> déforment parfois les charnières P<sub>2</sub>, ces deux jeux de plis sont, à mon avis, probablement conjugués donc pourraient être tous deux antérieurs au dépôt de la série d'Ez-Ziroug, et correspondre à ceux, avec crénulations S<sub>2</sub>, des schistes du Tazekka.

Le complexe volcano-sédimentaire comprend des volcanoclastites associés à des laves (dacites et andésites), surmontées par un épais tuf rhyolitique (tuf de Boujaada) (Hoepffner, 1981 ; Chalot-Prat et Chalot, 1984). Les sédiments sont assez rares, pourtant des microbrèches à plantes abondent localement au sommet de la formation à andésites. On a noté l'alternance de laves andésitiques et d'ignimbrites rhyolitiques (Chalot-Prat et Chalot, 1984) et décelé, par places, une *simultanéité* du dépôt des deux termes acide et basique (Huvelin, 1986 ; Chalot-Prat, 1986 et 1990). Certaines andésites renferment un faciès

(\*) Direction de la Géologie, Ministère de l'Energie et des Mines ; B.P. 6208, Rabat-Instituts (MAROC)  
Note présentée le 7 Novembre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1991.

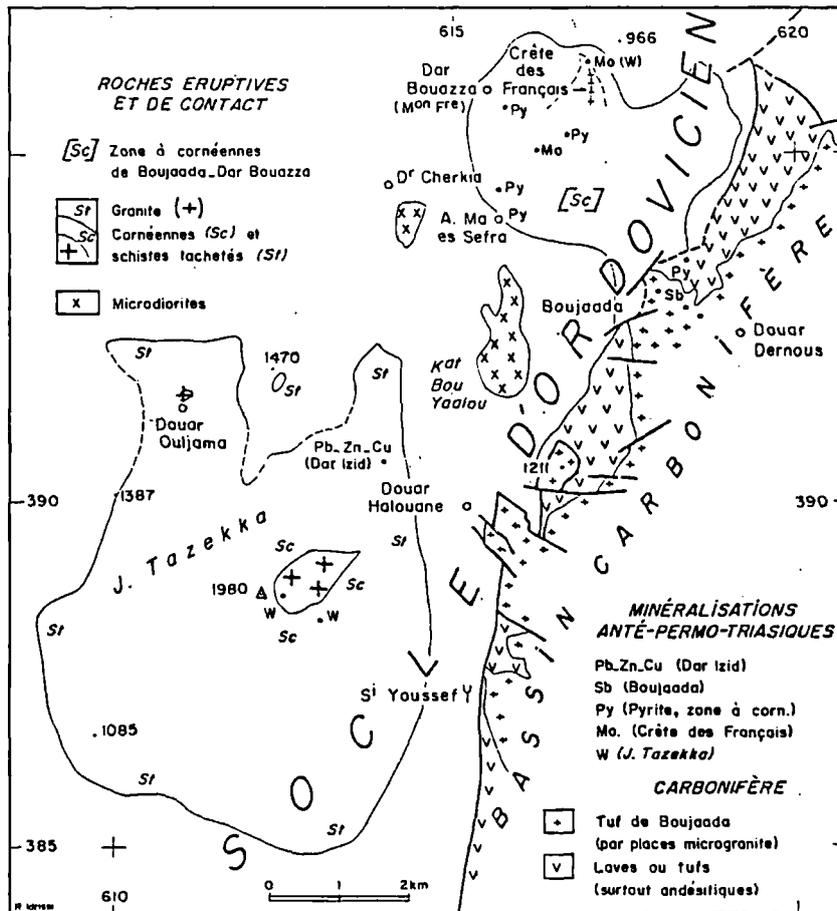


Fig. 1. — Bassin carbonifère du Tazekka et socle (Ordovicien).

Fig. 1. — Carboniferous basin of Tazekka and basement (Ordovician).

minéral d'apatite très particulier, clivée et pléochroïque (Huvelin, 1986, photo A), que l'on retrouve au sein de laves du même type mais rapportées au Permien, à 60 km au NE de Taza dans le Boudoufoud (Huvelin, 1988) et à 200 km au SW de Taza ("table des Zaïans" à 10 km au N de Khenifra). Une étude plus poussée des volcanites du Tazekka (Chalot-Prat et Cabanis, 1989 ; Chalot-Prat, 1990), pétrographique et géochimique, montre que l'ensemble basique comprend en égale proportion des basaltes et des basaltes andésitiques, très rarement des andésites, qu'entre le pôle basique et le pôle rhyolitique existe un fort pourcentage de roches hybrides renfermant un assemblage minéralogique bimodal souvent complet ; l'importance des roches de mélanges "basique-acide" et la distribution des divers épanchements au sein de l'empilement volcanique suggère un dynamisme éruptif provoqué par l'injection d'un magma basique dans un magma acide (Chalot-Prat et Cabanis, 1989 ; Chalot-Prat, 1990). Dans les tufs rhyolitiques, qui existent aussi en filons, l'état pyroclastique a pu être réalisé bien avant l'épanchement en surface (Chalot-Prat, 1986 et 1990), phénomène également illustré un peu plus loin et un peu plus tard, à 70 km au NE du Tazekka, dans le Permien du Boudoufoud (Huvelin, 1988). Enfin un massif hypovolcanique de microgranite, macroscopiquement peu distinct du tuf de Boujaada, ou d'une rhyolite à clastes, affleure au SE du douar Halouane sur près de 1 km (Huvelin, 1986) ; on en retrouve des éléments remaniés dans cette rhyolite à clastes (angle SW du "bloc 1211").

L'âge du complexe volcano-sédimentaire reste relativement imprécis, surtout celui du tuf de Boujaada. Des dépôts volcanogènes au-dessous de ce tuf ont livré des spores du Viséen supérieur (Chalot-Prat, 1984), puis des plantes du Viséen supérieur-Namurien A (Chalot-Prat et Roy-Dias, 1985) et enfin surtout, au toit de l'unité basique, des Foraminifères serpoukhoviens (Namurien inférieur) (Chalot-Prat et Vachard, 1989). Dans le tuf lui-même, des enclaves de calcaire bioclastique ont montré des assemblages microfossilières du Namurien inférieur (Huvelin et Mamet, 1989). La simultanéité du dépôt des volcanites acides et basiques peut laisser entendre un remplissage rapide du bassin vraisemblablement à la limite du Viséen et du Namurien (Huvelin, 1986) ; cependant, la présence de Productidés attribués au Westphalien A-B (dét. G. Termier in Chalot-Prat, 1986), il est vrai représentés par une seule espèce, laisse planer un doute sur l'âge de ce dernier. Le complexe est recouvert en discordance majeure par le Permo-Trias. La base de ce Permo-Trias contient des clastes à peine remaniés à partir du tuf de Boujaada immédiatement sous-jacent ; c'est pour cette raison, supposons-nous, qu'elle a pu être prise pour des tuffites et rapportée au Carbonifère (Chalot-Prat, 1990).

Nous avons déjà montré (Huvelin, 1986), d'une part la simultanéité du dépôt du tuf de Boujaada ou de rhyolites à clastes et de phénomènes de résédimentation, grâce à la présence de blocs ou olistolites (conglomérats, argilites

écaillieuses,...) dans le tuf ainsi que dans les microbrèches sous-jacentes où les olistolites sont enrobés d'une pellicule de cette rhyolite à clastes, *d'autre part* que le contact entre le socle et le Carbonifère, pendant le dépôt de ce dernier, était une faille active. Nous verrons plus loin les rapports entre l'activité volcanique, la mise en place des granites et celle des minéralisations en antimoine.

## II. — RAPPORTS CHRONOLOGIQUES ENTRE MISE EN PLACE DES GRANITES HERCINIENS ET VOLCANISME CARBONIFÈRE.

Bien que l'auréole du granite du Tazekka montre généralement un métamorphisme de contact postérieur à la crénulation  $S_2$  (Hoepffner, 1978), il y existe aussi, en particulier dans sa partie externe, des schistes présentant l'aspect de micaschistes, dont une partie notable des grands micas ont une orientation commune, et une partie des cordiérites -allongées dans cette orientation- affectées par cette crénulation, ce qui suggère que la mise en place du granite du Tazekka est au moins pour partie syntectonique. Ce pourrait être aussi le cas pour l'apex (ou apophyse ?) de granitoïde du Tifousert (fig. 2). Ce granitoïde, ou plus précisément microgranite, se trouve par places, suivant des taches métriques, constitué de phénocristaux brisés et cimentés par la mésostase. Il est entouré d'une auréole de micaschistes (muscovite seule) à filonnets de quartz et muscovite, dans laquelle se forment de petits plis à charnières redressées et qui est moulé par la schistosité micaschisteuse : les micas de cette dernière sont de même taille que ceux de la schistosité primaire ( $S_1$ ) encore visible dans certaines taches (ex-cordiérites ?). Le développement syntectonique de certains phénoblastes, dans des enclaves de cornéennes au sein des massifs de microdiorite, ou dans le microgranite du douar Halouane, tend à confirmer cette hypothèse. Compte tenu des données fournies par datations isotopiques pour le métamorphisme syntectonique (Huon, 1987), *il n'est donc pas exclu que la mise en place des granites ait pu débiter dès le Viséen.*

La microdiorite du Kouadiat Bou Yaalou a fourni des enclaves de cornéennes à tourmaline, hyperalumineuses (andalousite, sillimanite, hercynite, corindon bleu en tablettes,...), parfois à staurodite et grenat à queues de sillimanite (1), avec deux schistosités résiduelles ; les micas, microplissés, contiennent dans leurs clivages des épidotes et du rutile avec la maclé de la sagénite -comme ceux des enclaves à corindon trouvés dans le granite du Tazekka-, ainsi que de la calcite ou plus rarement du quartz.

Le microgranite du douar Halouane a fourni (Huvelin, 1986, voir point 7) une enclave de cornéenne, à  $S_1$ ,  $S'_1$  résiduelles nettes (granules opaques), avec succession probable :  $S_1$ - $S'_1$  (biotite 1) - cordiérite - déviation de  $S'_1$  (crénulation  $S_2$  ?) - andalousite, grande biotite 2, corindon, spinelle, plagioclase, donnant à penser qu'une partie de la biotite est syntectonique et que la cordiérite précède les dernières crénulations. Une autre enclave de même composition minéralogique, au N du douar Dermous, provenant soit d'un microgranite, soit du tuf de Boujaada lui-même, confirme la présence (dans l'andalousite) d'une crénulation  $S_2$ .

Ces cornéennes à corindon n'ont pas forcément une origine profonde : il s'en développe aussi, mais à corindons incolores, en sommet d'épizone au contact des granites hercyniens, par exemple

(1) Des analyses à la microsonde électronique, effectuées en janvier 1990 par B. Moine (Faculté des Sciences de l'Université de Toulouse), ont confirmé la stauroidite et montré que le grenat est de type *almandin*.

dans les terrains ordoviciens (2) encaissant les filons à molybdénite de la "crête des Français", interfluve à 1,5 km à l'ENE de Dar Bouazza.

Ce mode de développement, *par étapes*, d'un métamorphisme au contact des granites hercyniens, avait déjà été signalé (Huvelin, 1983) à Sidi Lahcen, à 150 km à l'E du Tazekka, où des phyllades dévono-dinantiennes sont recouvertes en transgression par la série volcano-sédimentaire d'Ez-Ziroug, d'âge viséen supérieur. Dans les phyllades apparentent d'abord des cordiérites de contact allongées parallèlement à la schistosité  $S_1$  puis -postérieures aux deux jeux de plis et kink-bands qui affectèrent ensuite les phyllades- les micas des cornéennes. Ces deux jeux de plis, probablement conjugués, correspondraient à ceux, avec crénulations, des schistes du Tazekka et, là-bas comme ici, *la mise en place des granites aurait pu débiter pendant la schistogenèse principale  $S_1$  et se poursuivre, avec pneumatolyse, après la formation des crénulations* (Huvelin, 1983).

D'autre part, plusieurs faits suggèrent que la mise en place des granites était déjà en cours avant le dépôt du tuf de Boujaada : a - l'abondance de tourmaline dans certains éléments phylladiques des conglomérats en enclaves dans ce tuf (Sidi Youssef) ; b - la présence, dans le massif de microgranite du douar Halouane, lui-même antérieur au dépôt du tuf, d'enclaves de cornéennes.

## III. — RAPPORTS ENTRE LE VOLCANISME, LA MISE EN PLACE DES MINÉRALISATIONS EN ANTIMOINE ET CELLE DES GRANITES

A Boujaada, siège probable d'un appareil volcanique, où de la rhyolite à clastes, en filons (Huvelin, 1986 ; Chalot-Prat, 1986 ; Potherat, 1987) dans les andésites, passe au tuf rhyolitique, sont connues des cassures minéralisées en antimoine. *La minéralisation* est encaissée dans les andésites partiellement silicifiées, pyritisées voire séricitisées à son contact (Huvelin, 1986), mais ne passe pas (Morin, 1948) dans les rhyolites à clastes, qui contiennent des enclaves de ces andésites transformées ; *elle paraît donc antérieure à la formation du tuf de Boujaada, ou tout au plus contemporaine* (Huvelin, 1986).

Ce site (fig. 1) se trouve précisément au croisement de l'affleurement carbonifère et de la "zone à cornéennes de Boujaada-Dar Bouazza" (Huvelin, 1986). Dans cette dernière, *topographiquement perchée*, apparaissent çà et là des apophyses de microgranites souvent riches en épidotes et à enclaves de cornéennes à corindon, des fractures silicifiées à tourmaline, des filons quartzeux à molybdénite, des taches de silicification et de pyritisation dans les schistes ordoviciens (mais sans apparition

(2) Dans des cornéennes de faciès identique à celles de la "crête des Français", le même minéral abonde, également incolore, en bordure des granites hercyniens au flanc sud du Jebel Boudoufoud, à 30 km au NNW de Guercif, en particulier à 600 m à l'WSW du sommet coté 1147 m (feuille au 1/50 000 de Merada,  $x = 677,80$  et  $y = 432,40$ ) : des analyses ponctuelles à la microsonde électronique effectuées en mai 1990 par D. Gasquet et J.M. Claude (Faculté des Sciences de l'Université de Nancy I) sur ce minéral, dans lequel aucune inclusion n'a pu être décelée au microscope optique, ont confirmé le corindon en indiquant des teneurs en  $TiO_2$  atteignant 3 %.

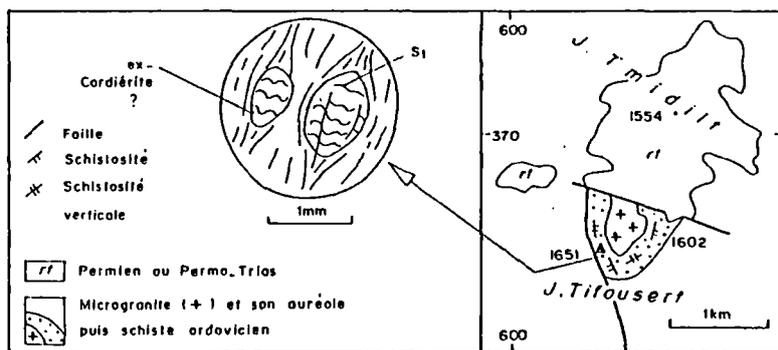


Fig. 2. — Pointement de microgranite du Jebel Tifousert.

Fig. 2. — Microgranite outcrop at Jebel Tifousert.

d'antimoine). En regard, dans les terrains volcaniques de Boujaada, le long du contact avec les schistes ordoviciens, pénètrent des apophyses de microgranites dont des éléments sont remaniés dans les rhyolites à clastes. Il s'y développe également, dans la partie nord du site, une zone d'altération affectant des roches microgrenues à quartz, non seulement silicifiées, séricitisées, pyritisées mais encore *tourmalinisées* ; la zone d'altération forme sur le terrain une tache claire s'étendant depuis le contact avec les schistes ordoviciens (au Nord de l'emplacement du symbole Py, fig. 1) jusqu'à 600 m seulement des indices d'antimoine (alignés en direction ESE) où l'altération (interfluve,  $x = 618,55$  et  $y = 393,35$ ) paraît limitée à un remplacement partiel des phénocristaux de feldspaths par des épidotes et de la tourmaline. Ces roches *tourmalinisées* ont été retrouvées en profondeur (Potherat, 1989), sous les minéralisations en antimoine, par le sondage BJ<sub>1</sub> du Bureau de Recherches et de Participations Minières, qui a traversé des brèches d'andésites jusqu'à 210 m, puis des andésites jusqu'à 511 m ; la *tourmalinisation* est très marquée à la cote 206, tout près du contact entre brèche et andésite (à environ 250 m au-dessous des travaux), ce qui suggère une circulation préférentielle des fluides hydrothermaux dans les zones les plus fracturées (Potherat, 1989).

Il semble normal d'admettre que la minéralisation en antimoine, située dans un pipe de brèche andésitique, provienne d'une activité hydrothermale liée au volcanisme (Potherat, 1987). Cependant, vu l'analogie des altérations sur ce site et sur la zone à cornéennes contiguë, nous pensons qu'elle est tout autant liée à la mise en place des granites, également actifs à cette époque. Comme le granite calco-alcalin "à dents de cheval" du Tazekka présente certaines ressemblances, en ce qui concerne les faciès des minéraux, avec le tuf de Boujaada (quartz brisés et présence, dans les clivages de ses micas, d'épidotes et de rutile), il se peut que le magma du tuf ait puisé à la même source avant de monter en surface, un peu après le dépôt des minéralisations en antimoine.

Soulignons au passage, dans le Tazekka comme dans d'autres régions du Maroc oriental [Tanncherfi (El Ghazi et Huvelin, 1981), Sidi Lahcen (Huvelin, 1983), Boudoufoud (Huvelin, 1988)], l'importance du titane dans le magmatisme hercynien où il apparaît surtout sous forme de rutile dans les clivages des micas, particulièrement dans les volcanites, souvent dans les plutons, parfois même dans les cornéennes.

#### IV. — CONCLUSIONS

Vu les faits qui précèdent, dont les principaux sont rappelés entre crochets, la chronologie des événements proposée est la suivante :

1) Premier stade de plutonisme *durant le Viséen* (*micaschistes* de contact du J. Tazekka et du Tifousert, microgranite du Tifousert, pendant la fin de la formation des phyllades) dans le socle de schistes ordoviciens [mesures K/Ar sur *phyllades* indiquant un métamorphisme syntectonique viséen, Huon 1987].

2) Plissement (double crénulation) des phyllades [crénulation des phyllades antérieure aux premières volcanites carbonifères, qui remanient des phyllades crénulées, Huvelin 1986], avec érosion du socle ;

3) Activité magmatique carbonifère, avec mise en place des filons ou corps éruptifs (dans le Carbonifère, laves basiques et tufs encore rarement rhyolitiques, corps éruptifs de microgranites à amphiboles [ces derniers antérieurs au tuf de Boujaada, qui en remanie des fragments], dans la partie inférieure du complexe volcanique, et minéralisations en Sb de Boujaada [minéralisations en Sb antérieures au tuf de Boujaada, qui remanie des fragments d'andésites altérées au contact de ces minéralisations] ; dans le socle, filons ou corps de microdiorites [ces dernières postérieures au premier stade du plutonisme, et même aux crénulations, puisqu'elles renferment des enclaves de cornéennes avec deux schistosités résiduelles], granite du Tazekka [l'achèvement de la cornification est postérieur aux crénulations, Hoepffner, 1978] et microgranites de la "zone à cornéennes de Dar Bouazza-Boujaada", avec minéralisations à W-Mo, le socle continuant à s'éroder ;

4) Dans la foulée, cette activité magmatique se termine par l'extrusion de la masse principale de pyroclastite rhyolitique (tuf de Boujaada), d'après les affleurements des derniers terrains anté-triasiques déjà ou encore à disposition [le tuf de Boujaada est postérieur au granite du Tazekka : il contient des enclaves de conglomérats dont certains éléments sont des phyllades crénulées riches en tourmaline].

Il est clair que l'érosion du compartiment de socle du J. Tazekka, porteur des granites hercyniens, a été facilitée pendant l'activité volcanique carbonifère par le jeu de sa limite orientale en abrupt de faille (Huvelin, 1986). Traces de cette érosion, par places dès les premiers termes visibles du complexe volcanique, des cailloutis ou conglomérats du

socle ; et plus haut, dans le tuf de Boujaada (Sidi Youssef), des olistolites de conglomérats dont certains galets sont riches en tourmaline, témoignant qu'à ce stade, l'érosion avait déjà dégagé le sommet de l'enveloppe du granite du Tazekka.

Probablement plus tardif que dans la Haute Moulouya où des granitoïdes apparaîtraient dès le Dévonien (Tisserant 1977), le plutonisme semble bien débiter au Tazekka au moins dès le Viséen mais ce n'est pas un cas isolé dans le Maroc oriental puisqu'à 20 km au SSW d'Oujda (ravin au flanc nord du J. Bou Soufane,  $x = 812,5$  et  $y = 438,3$ ), une formation résédimentée à lentilles de pyroclastites acides (avec enclaves de laves basiques à apatite clivée pléochroïque [volcanisme bimodal

contemporain de la résédimentation] attribuable au Viséen supérieur, renferme, outre des olistolites de schistes ordoviciens, de phanites du Llandovery, de tuffites rubanées à slumpings et de roches éruptives diverses, des blocs anguleux parfois multidécimétriques de schistes tachetés révélant l'existence d'un thermométamorphisme précoce. Outre l'étalement dans le temps de la mise en place des granites, comme à Sidi Lahcen (Huvelin, 1983), la précocité des premiers stades de plutonisme dans le Tazekka, contemporains de la schistogenèse principale, n'avait pas encore été mise en évidence ; les dernières étapes de mise en place de ce granite y accompagnent également l'activité volcanique carbonifère, dans un site où les conditions de profondeur auraient notablement varié en fonction du temps.

## BIBLIOGRAPHIE

- AGARD J., MORIN P. et OWODENKO B. (1958).- Rapport sur la recherche de nouveaux bassins houillers dans le Maroc oriental. *Rapport Serv. Et. Gîtes minér.*, Rabat, n° 629 (inédit).
- CHALOT-PRAT F. (1986).- Mise en évidence d'une dépression volcano-tectonique associée à d'épais épanchements ignimbritiques hercyniens dans le massif du Tazekka (Maroc oriental). *Rev. Géol. dynam. et Géogr. phys.*, Paris, 27, 3-4 : 193-203.
- CHALOT-PRAT F. (1990).- Pétrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien. Etude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et de zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerada (Maroc Oriental). *Thèse Doct. Sci.*, Univ. P. et M. Curie, Paris, 283 p. + annexes, 1 carte géol. au 1/50 000 h.t. (inédit).
- CHALOT-PRAT F. et CABANIS B. (1989).- Découverte, dans les volcanites carbonifères du Tazekka (Maroc oriental), de la coexistence de diverses séries basiques, d'une série acide et d'importants phénomènes de mélanges. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, série II : 739-745.
- CHALOT-PRAT F. et CHALOT R. (1984).- Le complexe volcanique carbonifère du Tazekka (Maroc oriental). *10e R.A.S.T.*, Bordeaux, *Soc. géol. Fr. Edit*, Paris.
- CHALOT-PRAT F. et ROY-DIAS C. (1985).- Découverte de plantes d'âge Viséen supérieur-Namurien A dans les volcanoclastites de la base du complexe volcanique du Tazekka (Maroc oriental). Approche paléogéographique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, série II : 853-855.
- CHALOT-PRAT F. et VACHARD D. (1989).- Découverte de Foraminifères serpoukhoviens (Namurien inférieur) dans la série volcano-sédimentaire du Tazekka (Maroc oriental). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, série II : 1157-1160.
- DESTEUCCQ C. et HOEPPFNER C. (1980).- Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Debdou et du Mekkam (Maroc oriental). *Mines. Géol. et Energie*, Rabat, 48 : 93-99.
- EL GHAZI O. et HUVELIN P. (1981).- Présence d'un olistostrome dans le Viséen supérieur volcano-sédimentaire de Tancherfi (Maroc oriental) : simultanéité de la résédimentation et de l'activité volcanique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 292, série II : 91-96.
- FOURMARIER P. in : P. MORIN, *19e Congr. géol. int. Alger*, 1952. Livret-guide, série Maroc, n° 16, 1954 : 11-12.
- HOEPPFNER C. (1978).- Le massif paléozoïque du Tazekka (Maroc) ; analyse des déformations liées à un linéament tectonique. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 31, 1 : 33-44.
- HOEPPFNER C. (1981).- Le Complexe volcano-sédimentaire d'âge carbonifère dans le massif du Tazekka ; sa place dans l'évolution hercynienne de la Meseta marocaine orientale. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 3-4, 2 : 97-106.
- HOEPPFNER C. (1987).- La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse Doct. Sci.*, Strasbourg, 280 p. (inédit).
- HUON S. (1987).- Clivage ardoisier et réhomogénéisation isotopique K-Ar dans des schistes paléozoïques du Maroc. Etude microstructurale et isotopique, conséquences régionales. *Thèse Univ.*, Strasbourg, 280 p. (inédit).
- HUVELIN P. (1983).- Plutonisme acide à Sidi Lahcen (Paléozoïque du Mekam, région d'Oujda, Maroc oriental) et présence de cornéennes recoupées par des filons à scheelite et wolframite ou à molybdénite. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 297, série II : 57-62.
- HUVELIN P. (1986).- Le Carbonifère du Tazekka : volcanisme et phénomènes de résédimentation. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, série II : 1483-1488.
- HUVELIN P. (1988).- Magmatisme permien acide à intermédiaire : le volcan linéaire du massif du Boudoufoud (Maroc oriental). *Notes Serv. géol. Maroc*, 44, 334 : 43-49.
- HUVELIN P. et MAMET B. (1989).- Essai de datation des transgressions et des phénomènes de résédimentation dans le Viséen supérieur-Namurien du Maroc Oriental. *Ann. Soc. géol. Nord*, CVIII, 1 : 59-67.
- MORIN P. (1948).- Note préliminaire sur le massif de microgranite de Boujaada (région de Taza). *Notes Serv. géol. Maroc*, 1, 71 : 73-80.
- MORIN P. (1951).- Découverte du wolfram dans le Massif du Tazekka (Région de Taza, Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 233 : 705-706.
- OVTRACHT A. (1987).- Structures d'effondrement de chambres magmatiques dans le massif du Tazekka (Moyen Atlas, Maroc). *112e Congrès national des Sociétés Savantes*, Lyon, 2e colloque de géologie africaine : 109-114.
- POTHEBAT P. (1987).- Etude géologique et métallogénique du prospect de Bou Jaada (Massif du Tazekka) [accompagnée de levés géologiques au 1/500 et au 1/2000]. *Rapport Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, 431-42-ga1-46 (inédit).
- POTHEBAT P. (1989).- Prospect de Boujaada (Massif du Tazekka). Résultats des travaux réalisés en 1988. *Rapp. Bur. Rech. Particip. min.*, Rabat, 431-42-ga1-50 (inédit).
- RAUSCHER R., MARHOUMI R., VANGUESTAINE M. et HOEPPFNER C. (1982).- Datation palynologique des schistes du Tazekka au Maroc. Hypothèse structurale sur le socle hercynien de la Meseta orientale. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, série II : 1023-1026.
- SUTER G. (1980).- Carte géologique de la chaîne rifaine ; carte structurale de la chaîne rifaine. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, 245 a et b.
- TISSERANT D. (1977).- Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne du Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. *Thèse 3e cycle*, Strasbourg, 100 p. (inédit).



## LES ENSEIGNEMENTS D'UNE CAMPAGNE SISMIQUE CONDUITE EN BELGIQUE, DANS LE HAINAUT, SELON L'AXE ERQUELINNES - SAINT-GHISLAIN

### The lessons of a seismic survey carried out in Belgium, in the Hainaut, along the axis Erquelines - Saint-Ghislain

par Léon DEJONGHE (\*), André DELMER (\*\*), et Luc HANCE, (\*\*\*)

*Résumé* : On présente les résultats d'une campagne sismique réflexion réalisée en 1979, en Belgique, dans le Hainaut. L'interprétation proposée repose principalement sur la corrélation entre un des profils (H2ext.) et le sondage de Saint-Ghislain (5406 m). Les doublets de réflecteurs repérés dans ce profil (P1 à 1,232 s td et P2 à 1,625 s td) ont été corrélés à des horizons dinantiens du sondage (respectivement le sommet du deuxième niveau d'anhydrite viséenne situé à la profondeur de 1963 m et le sommet du Calcaire de Landelies d'âge tournaisien situé à 4088 m de profondeur). Dans les autres profils, on observe toujours deux faisceaux de réflecteurs bien nets qu'il est possible de raccorder géométriquement aux doublets P1 et P2. La faille du Midi se marque également très bien sur certains des profils. Les résultats de la sismique Hainaut 1979 ont été comparés à ceux de trois autres campagnes effectuées dans le Nord de la France et en Belgique.

*Abstract* : The results of a deep seismic reflexion survey carried out in 1979, in the Hainaut (Belgium) are presented. The interpretation proposed is mainly based on the correlation between one of the profiles (H2ext.) and the Saint-Ghislain drillhole (5406 m). The reflectors which have been identified in this profile (P1 at 1.22 s twt and P2 at 1.625 s twt) have been correlated to Dinantian horizons of the drillhole (respectively, the top of the second level of viséan anhydrite situated at a depth of 1963 m and the top of the Landelies Limestone, of Tournaisian age, situated at a depth of 4088 m). In the other profiles, two sets of sharp reflectors have always been observed. They can be geometrically correlated with the P1 and P2 reflectors. The Midi overthrust fault is also very well marked in some of the profiles. These results of the Hainaut 1979 seismic survey have been compared to those of three other surveys carried out in North of France and Belgium.

#### I. — INTRODUCTION

Du 12 avril au 12 mai et du 14 juin au 16 juin 1979, la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) a effectué en Belgique, dans le Hainaut, pour le compte du Service géologique de Belgique (SGB), une campagne sismique réflexion par méthode vibrosismique. Dix profils (H1 à H9 et H2ext.) ont été réalisés. Ils totalisent 952 points de vibration (PV) pour une longueur de 71 km. Ces profils ont été disposés dans des orientations diverses le long de l'axe Erquelines - Saint-Ghislain. Le schéma d'implantation est donné à la figure 1.

La connaissance géologique de l'aire prospectée repose sur de nombreux sondages de plus de 1000 m de profondeur, qui ont été situés sur la figure 1 et dont les résultats synthétiques sont donnés dans le tableau I. Le tracé en surface de la faille du Midi est connu avec assez bien de

précision et a été reporté sur la figure 1. L'allure de cet accident en profondeur a été établie par Delmer et Tricot (1976, pl. I). Nous la reprenons ici, légèrement corrigée par les données sismiques (fig. 2).

Les profils se positionnent soit au bord nord du Synclinorium de Dinant (H4, H5, H6, H7 et H8), soit au bord sud de l'affleurement du Synclinorium de Namur (H1, H2 et H9), soit à cheval de part et d'autre de la faille du Midi (H3). Les profils H1, H2, H3, H4, H6 et H9 étaient grossièrement perpendiculaires à la direction des couches alors que les profils H5, H7 et H8 leur étaient plus ou moins parallèles.

L'interprétation géologique de la campagne Hainaut doit être envisagée en tenant compte de l'épaississement considérable de la série dévono-carbonifère vers l'ouest, se traduisant par l'ennoyage du Synclinorium de Namur dans cette direction. Elle s'inscrit aussi dans la problématique du front varisque, en liaison avec les résultats de la transversale sismique de Jeumont (Raoult, 1986)

(\*) Service Géologique de Belgique, rue Jenner, 13 - B-1040 Bruxelles & Université Libre de Bruxelles, Faculté des Sciences, avenue F.D.Roosevelt, 50 - B-1050 Bruxelles.

(\*\*) Avenue Colonel Daumerie, 16 - B-1160 Bruxelles.

(\*\*\*) Service Géologique de Belgique, rue Jenner, 13 - B-1040 Bruxelles

Note présentée le 7 Novembre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1991.

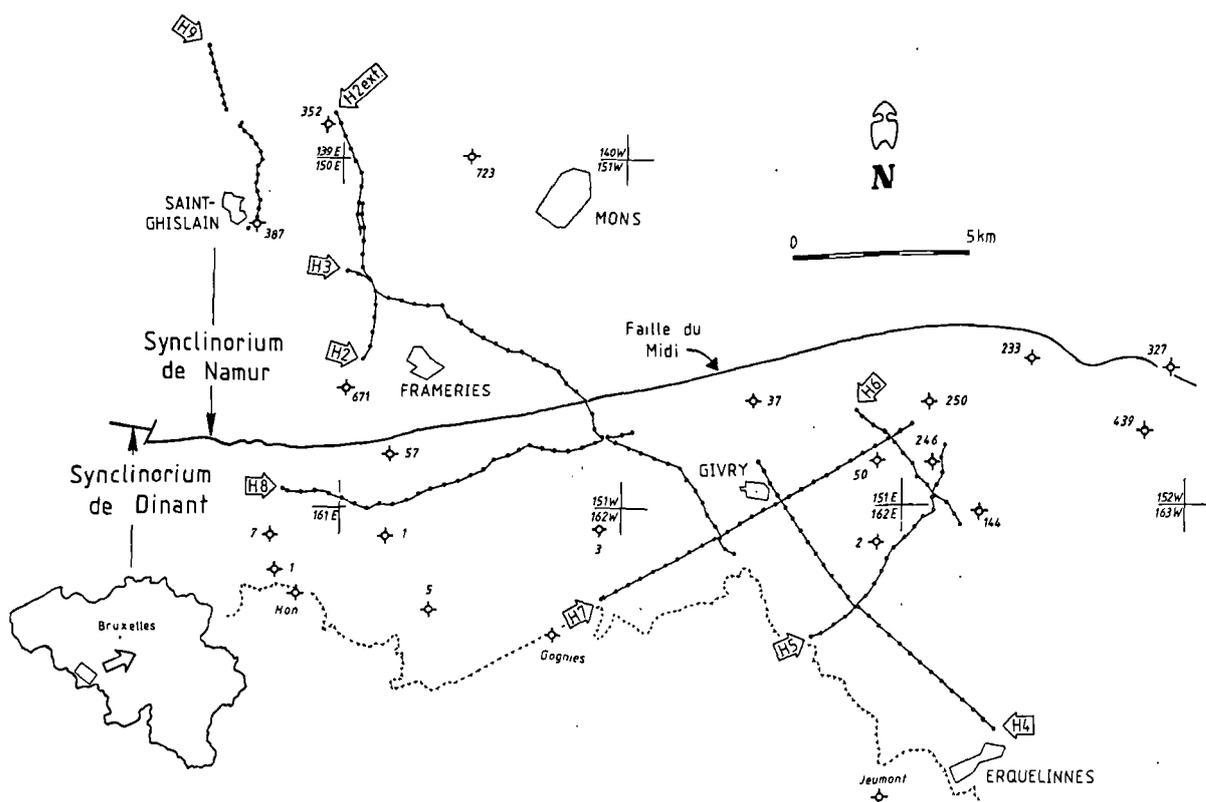


Fig. 1. — Plan de situation des 10 profils sismiques et localisation des principaux forages profonds. Le découpage de la carte géologique à l'échelle du 1:40000 est schématisé par des croix. Les forages sont repérés par des chiffres selon le système de classification en vigueur au Service géologique de Belgique pour la banque des données du sous-sol.

Fig. 1. — Location map of the 10 seismic profiles and the main deep drillholes. The geological map grid at the scale 1:40000 is schematized by crosses. The drillholes are referenced after the Belgian geological Survey data base system.

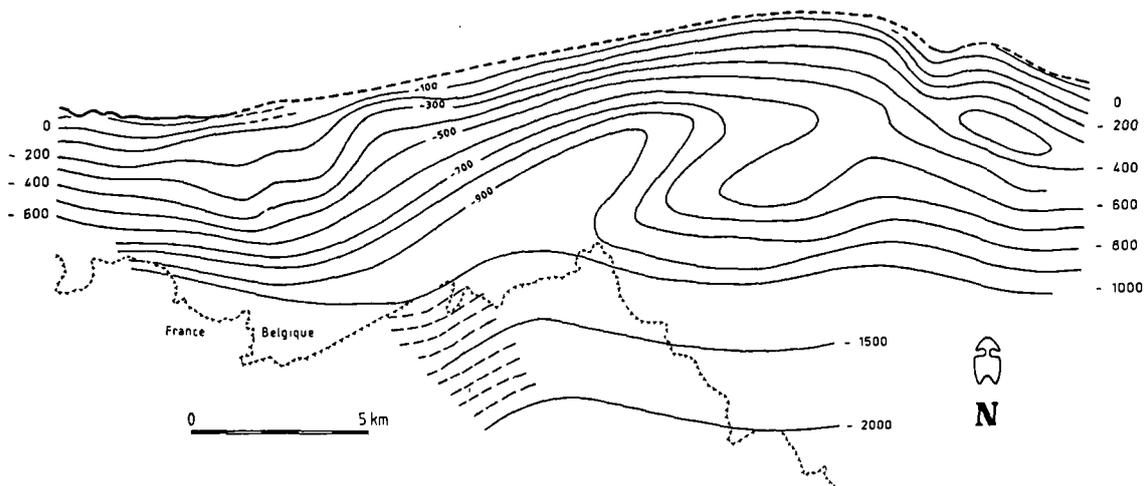


Fig. 2. — Courbes isohypses de la faille du Midi. Modifié d'après DELMER et TRICOT (1974, pl. I).

Fig. 2. — Isohypsés of the Midi fault. Modified after DELMER and TRICOT (1976, pl. I).

## II. — ACQUISITION ET TRAITEMENT DES DONNEES

La CGG a également réalisé du 15 mai au 12 juin 1979 une campagne sismique entre Liège et Verviers dont les

résultats ont été publiés par Dejonghe *et al.* (1989). Les conditions de mise en oeuvre et de traitement de la sismique Hainaut sont dans les grandes lignes analogues à celles de la sismique Liège-Verviers à laquelle le lecteur est invité à se référer. Les dispositifs d'acquisition adoptés pour la sismique Hainaut sont donnés dans le tableau II.

Par ailleurs, un carottage sismique a été simulé au sondage de Saint-Ghislain jusqu'à la profondeur de 2726 m, afin de caler le log sonic pour en déduire une courbe temps profondeur et établir un sismogramme synthétique. Cette

démarche devait permettre la transposition des principales informations géologiques du sondage en temps sismiques et donc l'attribution d'une signification géologique aux différents réflecteurs.

| Sondages de plus de 1000 m exécutés au nord de la Faille du Midi |         |                                      |          |                   |                |
|--|---------|--------------------------------------|----------|-------------------|----------------|
| Localités  | n° SGB  | Post-Paléozoïque                     | Silésien | Dinantien         | Dévonien moyen |
| Douvrain   | 139E352 | 233,80                               | 1065     | 1235              |                |
| Épinois  | 152W327 |                                      |          | 2009,10           |                |
| Ghlin  | 151W723 | puits naturel reconnu jusqu'à 1589 m |          |                   |                |
| Pâturages  | 151W671 |                                      |          | 2000,64           |                |
| St-Ghislain  | 150E387 | 123,30                               | 1750     | 4300              | 5406           |
| Sondages de plus de 1000 m qui ont atteint la faille du Midi     |         |                                      |          |                   |                |
| BELGIQUE   |         |                                      |          |                   |                |
| Blaregnies   | 162W5   | 5,30                                 | 1028     | 1028              | 1316,50        |
| Blangies-Coron   | 161E1   | 10                                   | 828      | 828               | 1121,25        |
| Blangies-Fontenoy  |         |                                      |          | Lambeau dinantien |                |
|  | 161E7   | 19,24                                | 594      | 594-608,80        | 1194,18        |
| Cense du Coury   | 162W1   | 6,30                                 | 477      | 477               | 1129,51        |
| Croix-lez-Rouveroy   | 162E2   | 10                                   | 841      | 841               | 1205,60        |
| Estinnes-au-Mont   | 152W246 | 7,50                                 | 698      | 698               | 1272,80        |
| Estinnes-au Mont (Ecluse)  | 152W250 |                                      | 605      | 605               | 1200,00        |
| Eugies   | 151W57  | 11,20                                | 161,80   | 161,80            | 1259,00        |
| Fauroeux   | 163W144 | 5,50                                 | 754,50   | 754,50            |                |
| Harmignies   | 151E37  | 15,00                                | 482,65   | 482,65            | 1100,00        |
| Haulchin (Tombois)   |         |                                      |          | Lambeau dinantien |                |
|  | 151E50  | 2,00                                 | 790,00   | 790-805           | 1239           |
| Quévy (sucrerie)   | 162W3   | 33,00                                | 899,50   | 899,55            | 1345           |
| FRANCE   |         |                                      |          |                   |                |
| Gognies-Chaussée   |         |                                      | 1170     | 1170              | 1384           |
| Hon-Hergies La Folie   |         |                                      | 1054     | 1054              | 1198           |
| Jeumont 1  |         |                                      | 2400     | 2400              | 4938,10        |

Tabl. I. — Résultats synthétiques des sondages positionnés sur la figure 1. Les chiffres correspondent à la base des unités stratigraphiques considérées. Les profondeurs sont exprimées en m par rapport à l'orifice du sondage.

Tabl. I. — Synthetic results of the drillhole plotted in figure 1. Figures correspond to the bottom of the relevant stratigraphic units. Depths are in m from the orifice of the drillhole.

| Profils                     | H1 et H9   | H2 à H8 et H2ext.   |
|-----------------------------|--|---|
| Sweep                       | 3 camions vibrateurs (type BUGGY avec vibreur MERTZ VS 10) espacés de 15 m |   |
| Point vibration             | 16 lieux de vibration répartis sur 51 m;<br>1 vibreur/lieu                 | 16 lieux de vibration répartis sur 76,50 m;<br>1 ou 2 vibreurs/lieu |
| Sweep                       | 11 s ; fréquence croissante de 12 à 62 Hz                                  |   |
| Dispositif d'enregistrement | 48 traces espacées de 50 m;<br>18 géophones/trace                          | 48 traces/80 m;<br>18 géophones/trace                               |
| Fenêtre centrale            | 200 m  | 320 m   |
| Pas d'échantillonnage       | 4 ms   | 4 ms  |
| Enregistrement              | 4 s  | 4 s   |

Tabl. II. — Dispositifs de mise en œuvre et d'enregistrement

Tabl. II. — Field set up and processing.

### III. — INTERPRETATION

La mise en oeuvre de cette campagne a été effectuée de jour suivant des axes routiers. La qualité de certains enregistrements semble avoir été très fortement affectée par le bruit de fond dû au trafic. C'est le cas des profils H4 et H7, implantés le long de routes nationales rectilignes, et desquels aucun réflecteur ne ressort alors qu'ils sont abondants sur les profils voisins (parallèles ou perpendiculaires). La pauvreté en réflecteurs du profil H2 et de la partie occidentale du profil H3 doit sans doute également être imputée au bruit de fond élevé d'une zone très urbanisée auquel s'ajoutent les perturbations provoquées par les nombreuses exploitations minières.

Les profils H1 et H9 ne montrent pas de réflecteurs bien nets sous 1 seconde. C'est probablement en raison de la longueur plus faible du dispositif d'acquisition.

Nous nous limiterons à l'interprétation des profils H2 ext., H5 et H8. Une attention particulière sera accordée au profil H2ext., que nous tenterons d'étalonner par les résultats du sondage de Saint-Ghislain dans l'espoir de pouvoir établir des corrélations de proche en proche avec les autres profils.

Dans les lignes qui suivent, il est fait référence aux temps doubles des profils sismiques (td) et au sommet des réflecteurs ou des faisceaux (doublets, triplets) de réflecteurs.

#### 1) Profil H2ext.

Le tracé des lignes (line-drawing) est présenté à la figure 3. Les traits majeurs suivants se dégagent :

- un réflecteur C très marqué, dédoublé vers le nord et situé entre 0,05 s td et 0,15 s td;
- un doublet de réflecteurs P1 qui, partant de 1,22 s td au sud du profil, atteint 0,79 s td au nord. Un réflecteur P1' moins net lui est parallèle au sud du profil vers 1,11 s td et se raccorde au réflecteur P1 vers le nord;
- un doublet de réflecteurs P2 vers 1,625 s td au sud, qui, vers le nord, remonte parallèlement à P1 jusqu'à 1,4 s td environ, où s'amorce une voûte.

La tranche de terrain comprise entre le réflecteur C et les réflecteurs ou doublets de réflecteurs P1'-P1 présente de nombreux réflecteurs nets, assez réguliers, mais relativement peu continus. Entre P1'-P1 et P2, les réflecteurs sont irréguliers, sans concordance avec les horizons subparallèles qui encadrent cette tranche de terrain. Sous P2, aucune observation cohérente ne peut être dégagée.

Le sondage de Saint-Ghislain (Groessens, *et al.*, 1979; Delmer, 1988) a été projeté sur le profil H2ext. suivant une direction E-W qui correspond sensiblement à la direction des couches en surface. La comparaison du profil H2ext. avec le profil H1 au droit duquel est implanté le sondage de Saint-Ghislain montre que cette projection a un sens. En effet, les allures bien nettes visibles sur le profil H2ext. se retrouvent sur le profil H1, mais fortement atténuées. Le sondage de Douvrain (Leclercq, 1980) a été exécuté à l'extrémité nord du profil H2ext.

Le réflecteur C correspond en toute vraisemblance au sommet du Westphalien sous le Crétacé du Bassin de Mons.

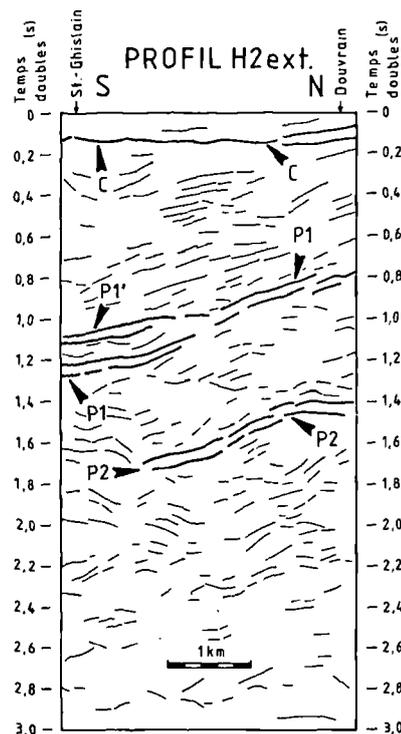


Fig. 3. — Tracé des lignes du profil H2ext. non migré.  
Fig. 3. — Line-drawing of the unmigrated H2 ext. profile.

Les réflecteurs P1 et P2 sont très marqués et parallèles entre eux. Leur inclinaison vers le sud s'accorde au schéma structural du Synclinorium de Namur. Ils doivent très probablement être attribués à des contrastes lithologiques.

Le carottage sismique simulé par CGG au forage de Saint-Ghislain a permis le calibrage du log sonic et la déduction d'une courbe temps-profondeur à l'aide de laquelle les temps doubles de la sismique de surface ont été transposés en profondeur forage (tabl. III).

Cette façon de procéder nous semble sujette à caution. En effet, les passages aux horizons lithologiques incriminés étant progressifs et non brutaux, les contrastes d'impédance acoustique correspondants ne devraient pas être très marqués. Par ailleurs, les vitesses quadratiques moyennes que l'on déduit semblent beaucoup trop faibles par comparaison avec les résultats de l'analyse des vitesses de la sismique de surface. C'est la qualité du carottage sismique simulé qui est en cause.

Nous avons donc été amenés à adopter une autre démarche, basée sur les vitesses sismiques déduites des regroupements de traces par point-miroir commun. Cette méthode est expliquée par McQuillin *et al.* (1979, § 3.5, p.43). Elle repose sur le principe selon lequel le retard des différentes trajectoires d'un point miroir commun dépend de la vitesse. Comme celle-ci n'est pas constante mais varie avec la profondeur, les résultats obtenus correspondent à des vitesses quadratiques moyennes. Ces vitesses sont présentées en regard de chaque profil sismique du rapport CGG, par tranche de temps de 0,2 s td et pour des positions en surface généralement distantes de 1,2 à 1,5 km. Il est dès lors possible, par interpolation, d'attribuer une vitesse quadratique moyenne à chaque point d'un profil sismique et d'en calculer la profondeur correspondante.

| R<br>1 | Td<br>2 | Ts<br>corr.<br>3 | Prof.<br>m<br>4 | Vqm<br>5 | Signification géologique dans le sondage de Saint-Ghislain |
|--------|---------|------------------|-----------------|----------|--|
| P1     | 1,22    | 0,598            | 1860            | 3110     | Toit calcaire viséen massif vers 1810 m                    |
| P2     | 1,625   | 0,800            | 3000            | 3750     | Toit dolomies de la Dendre vers 2970 m                     |

Tabl. III. — Signification géologique des principaux réflecteurs déduite de la courbe temps/profondeur.

Tabl. III. — *Geological meaning of the main reflectors deduced from the time/depth curve.*

1. Réflecteur; 2. Temps doubles en secondes; 3. Temps simples corrigés en secondes (niveau de référence de la sismique : + 50 m ; orifice du sondage de Saint-Ghislain : + 26 m); 4. Profondeurs dans le sondage de Saint-Ghislain en mètres; 5. Vitesses quadratiques moyennes en m/s.

| R<br>1 | Td<br>2 | Ts<br>corr.<br>3 | Vqm<br>4 | Prof.<br>m<br>5 | Signification géologique dans le sondage de Saint-Ghislain         |
|--------|---------|------------------|----------|-----------------|--|
| P1'    | 1,11    | 0,543            | 3750     | 2036            | 1er niveau d'anhydrite viséenne massive vers 1963 m                |
| P1     | 1,22    | 0,598            | 3818     | 2283            | 2ème niveau d'anhydrite viséenne massive vers 2273 m               |
| P2     | 1,625   | 0,800            | 5195     | 4155            | Sommet du Calcaire de Landelies (Tournaisien Tn2b auct.) à 4088 m. |

Tabl. IV. — Signification géologique des principaux réflecteurs à partir des données de vitesses.

Tabl. IV. — *Geological meaning of the main reflectors deduced from the velocity data.*

1. Réflecteur; 2. Temps doubles en secondes; 3. Temps simples corrigés en secondes (niveau de référence de la sismique : + 50 m ; orifice du sondage de Saint-Ghislain : + 26 m); 4. Vitesses quadratiques moyennes en m/s; 5. Profondeurs dans le sondage de Saint-Ghislain en mètres.

Les résultats de cette démarche appliquée aux réflecteurs P1', P1 et P2 du profil H2ext., au niveau de leur intersection avec la projection du sondage de Saint-Ghislain, sont repris dans le tableau IV.

Cette interprétation fait coïncider les principaux réflecteurs avec des contrastes d'impédance acoustique mieux marqués. Nous la préférons à la première. De plus, la coupe géologique établie par Delmer et Leclercq (*in* Leclercq, 1980), entre les sondages de Saint-Ghislain et de Douvrain, indique que le premier niveau d'anhydrite se termine en biseau au sud du sondage de Douvrain, ce qui correspond bien à l'allure du réflecteur P1' sur le profil H2 ext. Notons aussi que le Calcaire de Landelies (Tn2b auct.; 99 m)\* est encadré par les Calcschistes de l'Orient (Tn2c auct.; 86 m)\* au sommet et par les Schistes du Pont d'Arcole (Tn2a auct.; 42 m)\* à la base. Ce contraste se traduit sans doute par la netteté du doublet de réflecteurs P2.

Seul un meilleur calibrage du log sonic par des tirs de surface enregistrés sur toute la hauteur du sondage ou l'exécution d'un profil sismique vertical (VSP) permettrait une interprétation plus rigoureuse.

## 2) Les profils H5 et H8

Les résultats de la partie méridionale de la campagne sismique sont illustrés par le profil H5 non migré (fig. 4) et par le tracé des lignes des profils H5 et H8 (fig. 5 et 6). Les

éléments qui s'en dégagent sont également nets dans la partie méridionale du profil H3 et sur le profil H6.

Etant donné la mauvaise qualité des résultats dans la zone comprise entre le profil H2ext. et le profil H8, l'interprétation géologique ne repose ici que sur la géométrie des réflecteurs, sur la comparaison des faciès sismiques avec ceux du profil H2ext. et sur les données de surface.

L'élément le plus remarquable sur les profils H5 et H8 est la continuité et la netteté du doublet de réflecteur dont le sommet se situe entre 1,78 s td et 1,94 s td. Nous émettons l'hypothèse qu'il correspond au doublet de réflecteurs P2 du profil H2ext. Dans ce cas, le sommet du Calcaire de Landelies qu'il matérialise présente une pente d'environ 13° sud. Cette valeur est tout à fait compatible avec les pendages du bord nord du Synclorium de Namur et avec les données du sondage de Saint-Ghislain (coupe de Delmer, 1980, fig. 3).

Le doublet de réflecteurs P2 est surmonté par une tranche de terrain quasi transparente, coiffée par un faisceau de réflecteurs subparallèle à P2. Ce faisceau est très marqué sur les profils figurés. Il est nettement plus irrégulier et discontinu sur le profil H3. Son sommet se situe entre 1,24 s td et 1,5 s td. C'est probablement le prolongement vers le sud du doublet P1 du profil H2ext. même si on ne peut lui conserver ici la même signification géologique. En effet, les niveaux d'anhydrite recoupés dans le sondage de Saint-Ghislain ont disparu au droit du sondage de Jeumont. P1 pourrait dans cette situation correspondre à la transition entre les faciès terrigènes du Silésien et les calcaires viséens.

\* suivant l'axe du sondage de Saint-Ghislain

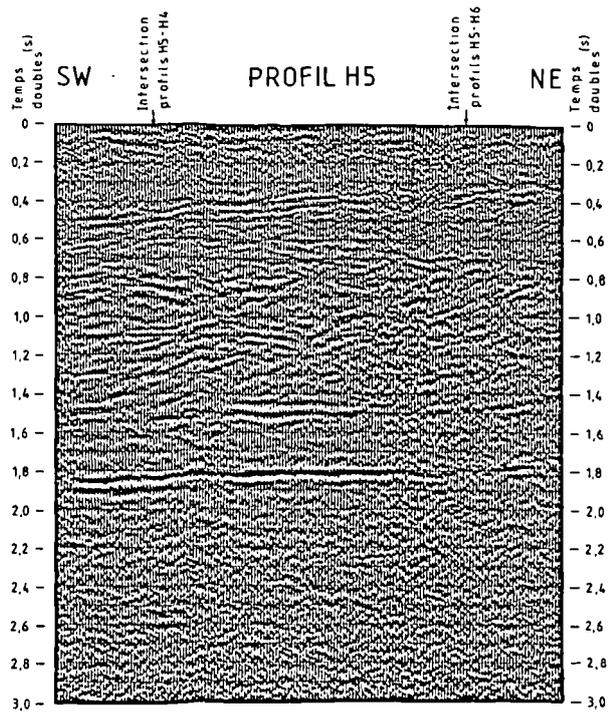


Fig. 4. — Profil H5 non migré.  
Fig. 4. — Unmigrated H5 profile.

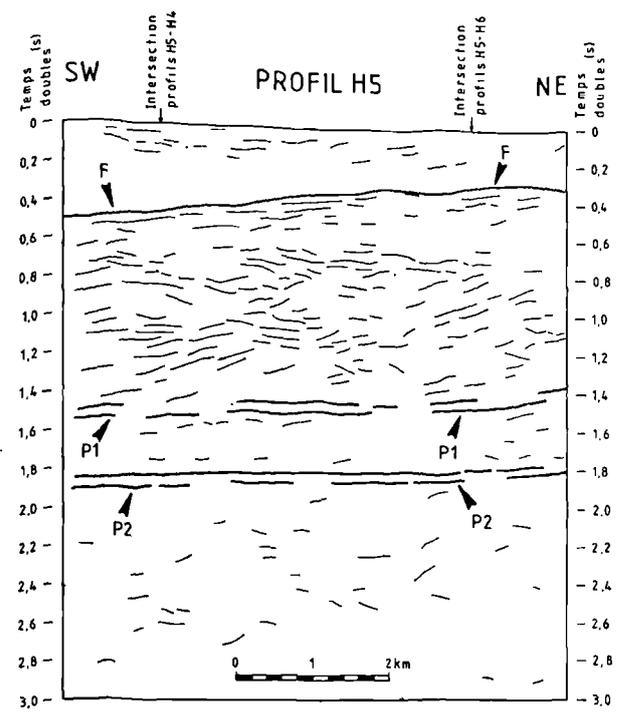


Fig. 5. — Tracé des lignes du profil H5 non migré.  
Fig. 5. — Line-drawing of the unmigrated H5 profile.

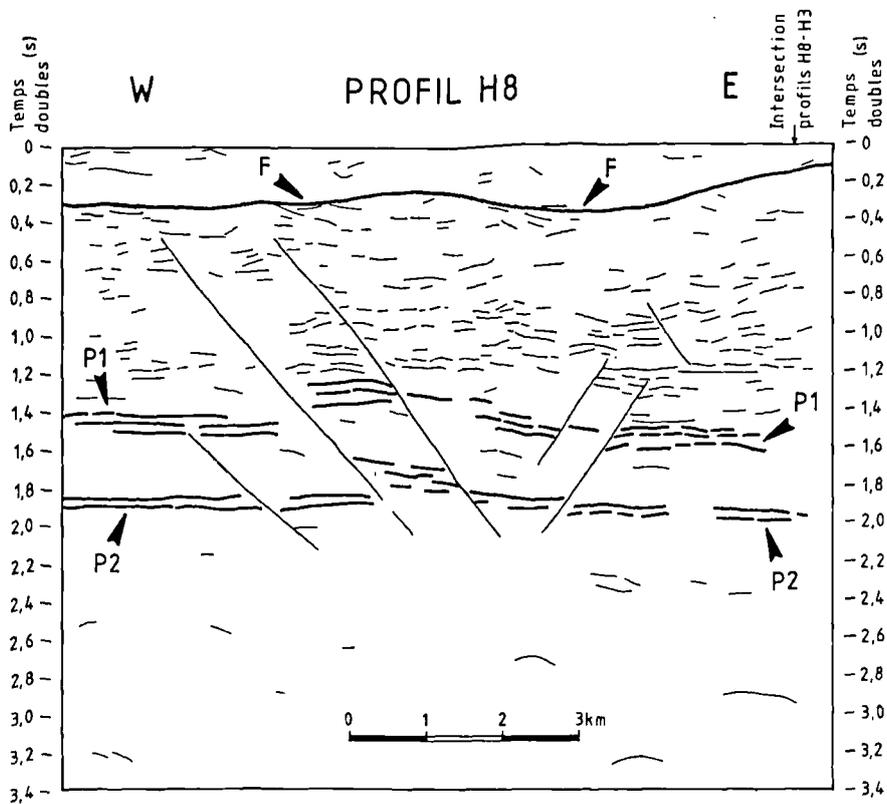


Fig. 6. — Tracé des lignes du profil H8 non migré.  
Fig. 6. — Line-drawing of the unmigrated H8 profile.

Au-dessus de P1, deux faciès sismiques s'individualisent clairement. Le faciès inférieur est caractéristique par de nombreux réflecteurs qui sont le plus souvent irréguliers et assez courts. Le faciès supérieur, nettement moins épais, est par contre presque transparent. Sur le profil H8, le contact entre ces deux faciès sismiques ondule entre 0,15 s td et 0,35 s td. Sur le profil H5, il est faiblement incliné vers l'ouest, entre 0,32 s td et 0,50 s td. Ce contact correspond à la faille du Midi qui charrie l'Eodévonien plissé du Synclinorium de Dinant sur le Houiller du Synclinorium de Namur. Son émergence à la surface peut être extrapolée à partir du profil H3. Paradoxalement, ce contact est extrêmement net sur le profil H4 (non retenu dans le présent travail et par ailleurs pratiquement dépourvu d'autres réflecteurs).

Plusieurs failles à faible rejet ont également été tracées. Ce sont des accidents à forte pente qui dessinent un réseau conjugué. Il ne semble pas que le réflecteur F (faille du Midi) en soit affecté. Nous disposons cependant de trop peu d'éléments pour les interpréter dans un schéma structural temporel. Des accidents de ce type ont été tracés dans la partie méridionale du profil Belcorp (Bouckaert *et al.*, 1988).

#### IV. — COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES AUTRES CAMPAGNES SISMQUES

Trois autres campagnes de sismique réflexion peuvent être raccordées à celle du Hainaut 1979, à savoir :

- en 1962-1963, dans le nord de la France (permis de recherche "Arras-Avesnes" de l'association SHELL française PCRB-SAFREP) (Clément, 1963)

- en 1983-1984, dans le nord de la France, dans le cadre du programme ECORS (Cazes *et al.*, 1985, Bois *et al.*, 1986, 1988)

- en 1986, en Belgique, à travers le Massif du Brabant (de Jeumont à Turnhout), dans le cadre du projet BELCORP (Bouckaert *et al.*, 1988)

Les résultats de ces campagnes ont fait l'objet de nombreuses interprétations dont nous donnerons la synthèse.

1. — Le profil "SHELL", exécuté dans un objectif pétrolier, intéresse une tranche de terrain du même ordre de grandeur que la sismique Hainaut. Sous la faille du Midi, il présente un réflecteur P' vers 1,4 s td et un réflecteur P vers 1,8 s td. Ces deux réflecteurs sont parallèles entre eux, avec une faible inclinaison vers le sud.

A la suite de Clément, (1963), il est classiquement admis que le réflecteur P' correspond au sommet du Calcaire carbonifère.

En ce qui concerne le réflecteur P de la campagne SHELL, deux interprétations ont été avancées.

- Raoult (1986) et Bouckaert *et al.* (1988) l'identifient au sommet des calcaires dévoniens (Frasnien-Givetien). L'épaisseur du Dévonien étant faible dans la région considérée, on peut raisonnablement penser que ce niveau se situe à une faible distance du sommet du socle brabançon.

- Cazes *et al.* (1985) l'assimilent d'ailleurs au sommet du socle brabançon.

Les profils sismiques du Hainaut se raccordent facilement au profil "SHELL" et nous permettent de corriger

les interprétations antérieures. Les réflecteurs P' et P de Clément (1963) sont le prolongement des faisceaux de réflecteurs P1'-P1 et P2 dont nous avons souligné l'étendue.

Le niveau P (Clément, 1963)-P2 (ce travail), remarquablement continu, pourrait avoir, entre Saint-Ghislain et Jeumont au moins, une signification géologique unitaire, à savoir, le sommet du Calcaire de Landelies (Tournaisien - Tn2b). Son attribution au sommet des calcaires dévoniens ou au sommet du socle brabançon ne peut être retenue si on applique le raisonnement effectué au § III. En effet, au droit du sondage de Saint-Ghislain, à 5406 m, on est encore dans le Frasnien. Compte tenu des résultats du sondage de Leuze (Coen- Aubert *et al.*, 1981), on peut s'attendre à une épaisseur de plus de 300 m pour les formations du Mésodévonien. Le sommet du socle devrait donc se situer entre 5850 m et 6000 m. L'assimiler au doublet P2 à 1,625 s td (profil H2ext.) conduit à calculer une vitesse d'addition de l'ordre de 7300 à 7500 m/s, et une vitesse de tranche P1-P2 de l'ordre de 13500 m/s, ce qui est anormalement élevé. En outre, si on attribue P2 au sommet du calcaire givetien se situant vers 5450 m, la vitesse d'addition correspondante est de 6800 m/s environ et la vitesse de tranche P1-P2 de l'ordre de 12000 m/s, ce qui est encore trop élevé.

Le niveau P' (Clément, 1965)-P1' P1 (ce travail), localement discontinu, correspondrait au sommet des niveaux d'anhydrite massive sous Saint-Ghislain et au sommet du Dinantien sous Jeumont.

2. — Les 2 campagnes plus récentes s'intègrent dans les programmes internationaux d'étude de la croûte continentale. Les dispositifs d'acquisition ont été configurés pour atteindre des profondeurs de l'ordre de 40 km. En revanche, la résolution est moins bonne. Les corrélations entre les profils profonds et moins profonds doivent donc se limiter aux réflecteurs majeurs.

Les résultats du profil "SHELL" et des profils Hainaut ont été récemment confirmés par le profil BELCORP. Dans la partie méridionale de ce profil, sous la faille du Midi (réflecteur mo), Bouckaert *et al.* (1988) ont pu reconnaître deux réflecteurs notés lc et mD qui correspondent respectivement aux réflecteurs P' et P de Clément (1963). Nous leur attribuons une signification géologique équivalente à celle proposée au § III.

Sur la transversale d'Epinoy, le profil ECORS, complété au nord par des profils industriels, a clairement mis en évidence la faille du Midi (Cazes *et al.*, 1985). Un second réflecteur profond qui lui est parallèle a été mis en corrélation par Raoult (1986) avec le réflecteur P de Clément (1963). Raoult lui donne une signification variable selon les tronçons, en liaison avec l'amortissement frontal des déplacements: au nord, contact stratigraphique du Dévonien moyen sur le Siluro-Ordovicien, puis décollement mineur sous le bassin houiller, et enfin décollement majeur et/ou cisaillement plus au sud. Etant donné l'écart entre les transversales de Jeumont et d'Epinoy (> 50 km) nous nous garderons de transposer aussi loin vers l'ouest notre interprétation.

#### V. — CONCLUSIONS

L'interprétation proposée dans ce travail pour l'ensemble de la campagne sismique Hainaut 1979 repose

principalement sur la corrélation entre le profil H2ext. et le sondage de Saint-Ghislain.

Les doublets de réflecteurs P1 à 1,22 s td et P2 à 1,625 s td ont été attribués respectivement au sommet du deuxième niveau d'anhydrite (1963 m) et au sommet du Calcaire de Landelies (4088m). L'attribution du doublet P2 à un niveau stratigraphique plus profond (sommet du calcaire givétien ou socle) ne peut être retenue car les vitesses correspondantes sont anormalement élevées.

Au sud d'une zone transparente large de 5 km environ (profil H2 et partie nord du profil H3), on retrouve, sous la

faille du Midi, deux faisceaux de réflecteurs bien nets qu'il est possible de raccorder géométriquement aux doublets P1 et P2. Plus au sud encore, ce sont les réflecteurs P' et P de Clément (1963).

La faille du Midi est très facilement repérable sur les profils Hainaut, comme c'est le cas également sur la plupart des profils exécutés au droit du front varisque, entre le nord de la France et le Nord de l'Eifel. En revanche, l'extension vers l'est du second réflecteur profond repéré au droit du profil ECORS (Cazes *et al.*, 1985), conformément à la thèse de Raoult (1986, p. 248), ne paraît pas fondée.

### BIBLIOGRAPHIE

- BOIS, C., CAZES, M., DAMOTTE, B., GALDEANO, A., HIRN, A., MASCLE, A., MATTE, P., RAOULT, J.F. & TORREILLES, G. 1986 - Deep seismic profiling of the crust in northern France: the ECORS project. *In* Reflection Seismology: a Global Perspective, Barazangi, M. & Brown, L. (eds). *AGU Geodynamics Series*, 13, 21-29.
- BOIS, C. & ECORS scientific party, 1988. - Major crustal features disclosed by the ECORS deep seismic profiles. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 11, 257-277.
- BOUCKAERT, J., FOCK, W. & VANDENBERGHE, N., 1988 - First results of the Belgian Geotraverse 1986 (BELCORP). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 111, 279-290.
- CAZES, M., TOREILLES, G., BOIS, C., DAMOTTE, B., GALDEANO, A., HIRN, A., MASCLE, A., MATTE, P., PHAN VAN NGOC & RAOULT, J.F., 1985 - Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France: premiers résultats du profil ECORS. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 1, 6, 925-941.
- CLEMENT, J. 1963 - Résultats préliminaires des campagnes géophysiques de reconnaissance dans le permis de recherche "Arras-Avesnes" de l'association SHELL Française-PCRB-SAFREP. Objectifs de forage profond de Jeumont-Marpent n°1. *Ann. Soc. géol. Nord*, 83, 237-241.
- DEJONGHE, L., GRAULICH, J.M. & HANCE, L., 1989 - Les enseignements d'une campagne sismique conduite entre Liège et Verviers. *Bull. Soc. belge Géol.*, 98, 29-36.
- DELMER, A., 1977 - Le Bassin du Hainaut et le Sondage de Saint-Ghislain. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1977/6 (143), 12 p.
- DELMER, A., 1988. - Le sondage de Saint-Ghislain (Pl. 150E, n° 387). Stratigraphie et tectonique en terrain houiller, sa liaison avec le sondage de Jeumont I. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 111 : 291-295.
- DELMER, A. & TRICOT, J., 1976 - Le sondage de Buvrinnes. Au lieu-dit : "Le Luce". *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1976(10), 24 p.
- GROESSENS, E., CONIL, R. & HENNEBERT, M., 1979 - Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. Stratigraphie et paléontologie. *Mém. expl. cartes géol. Min. Belgique*, 22 : 137 p.
- LECLERCQ, V., 1980 - Le sondage de Douvrain. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1980/3 (170).
- LEGRAND, R., 1981 - Les "logs" des sondages de Toumai et de Vieux-Leuze. *Serv. géol. Belgique, Prof. Paper*, 1981/1 (180).
- MCQUILLIN, R., BACON, M. & BARCLAY, W., 1979 - An Introduction to Seismic Interpretation. Graham & Trotman Ltd Ed., 199 p.
- RAOULT, J.F., 1986 - Le front varisque du Nord de la France d'après les profils sismiques, la géologie de surface et les sondages. *Rev. Géol. dyn. Géog. phys.*, 27, 247-268.
- RAOULT, J.F. & MEILLIEZ, F. 1987 - The Variscan Front and the Midi Fault between the Channel and the Meuse River. *J. Struct. Geol.*, 9/4, 473-479.

## SILLONS GRAVELEUX AUX ABORDS DE LA BAIE DE MORLAIX

### Gravel furrows off Baie de Morlaix (France)

par Jean-Paul AUFFRET (\*), Claude AUGRIS (\*\*), Louis CABIOCH (\*\*\*), Philippe KOCH (\*)

**Résumé.** — Une accumulation de sables calcaires fins entrecoupée de sillons graveleux courbes a été mise en évidence à l'extrémité nord-est de la baie de Morlaix (Finistère) grâce à une reconnaissance par sonar latéral. Le fond de ces structures, de profondeur de 2 à 4 m, est tapissé de mégarides de longueur d'onde métrique dont les crêtes sont rectilignes ou faiblement ondulées : leur direction d'allongement est constante, et indépendante de la courbure des sillons qui les renferment.

Cette forme est difficile à relier à une caractéristique connue de l'hydrodynamisme local, et paraît plutôt résulter de l'action des courants de marée alternatifs.

**Abstract.** — A deposition of fine calcareous sand intersected by curved gravel furrows has been discovered at the northeastern extremity of the Baie de Morlaix during a side scan sonar survey. The bottom of these structures, at a depth of circa 2 - 4 m, is covered by megaripples characterized by a metrical wave length and by a linear or slightly sinuous crestline. The direction of these crests is constant, and no dependant on the curved furrows.

This structure cannot be easily correlated to any local hydrodynamic character. Alternative tidal currents, encountering a cape or a submarine relief, may initiate circulation cells detectable on instantaneous current maps as well as on residual circulation maps deduced from models. Such currents could be responsible for the structures observed.

### I. — INTRODUCTION

Le corps sédimentaire cartographié à l'extrémité nord-est de la baie de Morlaix (Finistère), lors d'une reconnaissance au moyen du sonar latéral, est une masse triangulaire de sables fins. Il est en contact à l'Est avec les écueils de la pointe de Primel (fig. 1) et, s'élargit vers l'Ouest en se prolongeant dans la baie par une couverture sableuse continue. Cette unité est découpée par des sillons, où affleurent des graviers, courbes, parallèles, de direction globale NW-SE tournant au Nord vers le large (fig. 1).

### II. — PRESENTATION DU SONAR

Le sonar à balayage latéral est un équipement de cartographie, par méthode acoustique, qui donne en continu une information sur la morphologie et la nature des fonds marins. Le système se compose d'un poisson remorqué qui est à la fois émetteur des signaux et récepteur des données rétrodiffusées par les différents constituants du fond. Celles-ci sont transmises, par l'intermédiaire d'un câble électroporteur, à un enregistreur graphique qui restitue en temps réel une image du fond appelée sonogramme. Les anamorphoses introduites par l'obliquité des trajets acoustiques latéraux et les variations de la vitesse du navire

sont corrigées ; le résultat obtenu est analogue à une photographie aérienne.

### III. — DESCRIPTION DES SONOGRAMMES

Les fonds pré littoraux de la Pointe de Primel sont caractérisés, comme l'ont montré les sonogrammes, par le contact brutal de deux types de sédiments au faciès acoustique très contrastés : des sables calcaires fins, transcrits en gris clair à blanc sur les sonogrammes (faible coefficient de rétrodiffusion des sédiments), et des graviers coquilliers, très rétrodiffusants, enregistrés en gris sombre (fig. 2). Ceux-ci occupent le fond de sillons d'une profondeur de 2 à 4 m comme l'indique le levé bathymétrique réalisé simultanément (fig. 1).

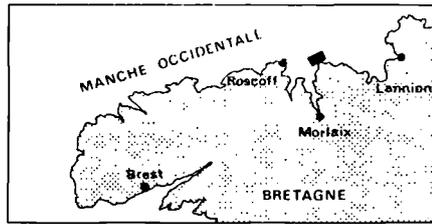
Sur les sables fins, les structures sédimentaires superficielles se limitent à quelques mégarides dont les crêtes sont de direction générale N20°, et à des rides visibles seulement en photographie (fig. 3). Les sillons graveleux ont, par contre, une surface structurée en mégarides dont les crêtes sont allongées NE-SW, globalement parallèle à la direction générale du trait de côte. Ces graviers et leurs structures superficielles sont traduits sur les enregistrements par des bandes parallèles, courbes et fortement contrastées (fig. 2).

\* UNIVERSITÉ de CAEN, Géologie Marine, 14032 CAEN

\*\* IFREMER, Département Géosciences marines, BP 70, 29280 PLOUZANE

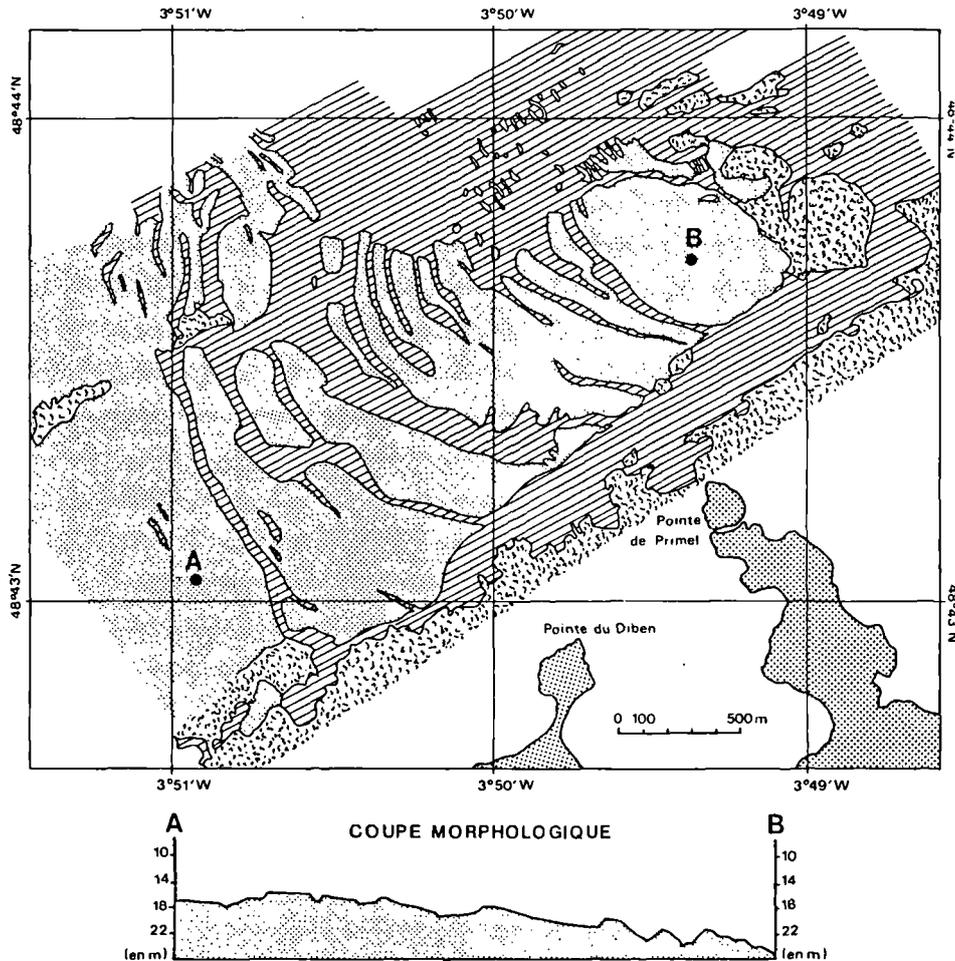
\*\*\* CNRS, Station Marine, BP 74, 29680 ROSCOFF

Note présentée par écrit le 15 Décembre 1990 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1991.



BAIE DE MORLAIX

Couverture sableuse et sillons graveleux de la pointe de Primel



LEGENDE: Gravier coquillier Sable fin coquillier Roche

Fig. 1. — Carte des formations superficielles aux abords de la baie de Morlaix (Finistère, France).

La largeur moyenne des sillons graveleux est de l'ordre de 40m, mais peut varier de 10 à 100m. Leur longueur s'accroît d'Est en Ouest de 700 à 1500 m ; leur profondeur, de l'ordre de 2 à 4 m, est indépendante de leur largeur. L'écart entre deux sillons courbes est très variable, de moins de 100 m à plus de 300 m. Ils se ramifient parfois et peuvent se rejoindre, formant des îlots sableux.

Les sonogrammes ne permettent pas de distinguer la forme des mégarides de longueur d'onde métrique, qui occupe le fond des sillons coquilliers, ni de calculer leur amplitude. L'absence d'indices de polarité tels qu'une dissymétrie ou des ségrégations granulométriques directionnelles, qui

pourraient donner le sens des transits sédimentaires et donc des courants générateurs, indique que ces mégarides sont des structures d'oscillation sub-symétriques. Leurs crêtes sont rectilignes ou faiblement ondulées, et présentent quelques dichotomies à angle aigu. Le rapport de la longueur de crête sur la longueur d'onde est considérable : rarement inférieur à 20, il dépasse parfois 70 (un indice supérieur à 10 est caractéristique des rides d'oscillation selon Reineck et Singh, 1973). La direction d'allongement des crêtes, voisine de N 50°, est remarquablement constante et indépendante de la courbure des sillons qui les renferment. Ces mégarides sont probablement formées par la houle ou par les actions conjointes de la houle et d'un courant

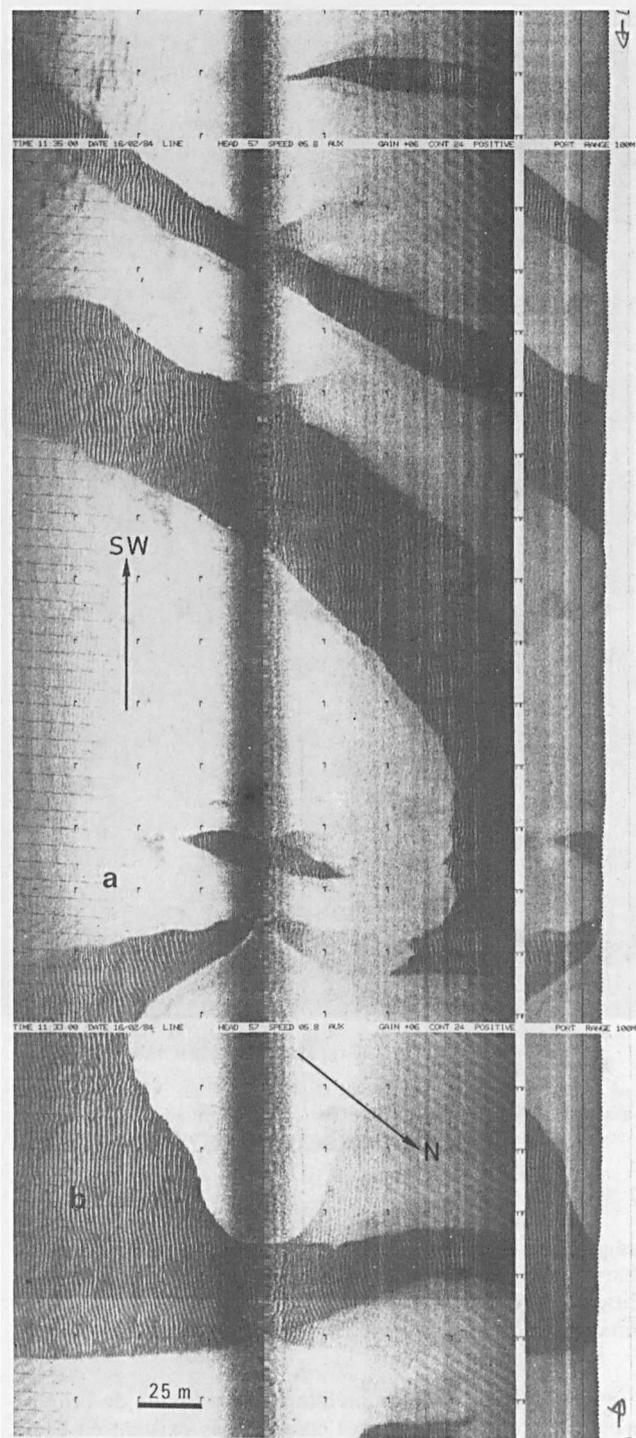


Fig. 2. — Sonogramme montrant les deux faciès sédimentaires rencontrés. — a : sables calcaires fins ; b : graviers coquilliers

parallèle aux crêtes comme cela s'observe pour des formes de petite taille sur les plages : "longitudinal ripples" (Van Straaten, 1951).

Au bord des sillons, le contact entre ces mégarides et les barres de sable fin est sub-orthogonal et brutal sans que le sable soit affecté, même sur ses bords, par le prolongement de ces structures. La terminaison rectangulaire des barres sableuses courbes vers le Nord devient par contre, au Sud,

remarquablement rectiligne et suit l'isobathe -20 m au pied du glacier rocheux pré littoral des pointes de Primel et du Diben.

#### IV. — NATURE DES SEDIMENTS

Les sédiments superficiels de cette région sont connus grâce aux travaux de cartographie de Beslier (1981) qui n'a disposé que de prélèvements ponctuels (drague et benne) ne permettant pas de reconnaître une répartition sédimentaire aussi spécifique. Des profils de photographie sous-marine ont complétés ces informations.

Les coquilles de bivalves et les fragments coquilliers sont les constituants principaux des sédiments de cette région où deux faciès sont dominants : les sables calcaires fins (md : 0,15 mm), bien classés, avec une teneur en carbonates de l'ordre de 75 à 85 % constituant les barres sableuses courbes de la Pointe de Primel (fig. 3) et, les graviers coquilliers, sableux, hétérogènes (md : 5 mm), composés de 85 à 95% de carbonates, occupant les sillons interbanes (fig. 4).

#### V. — STRUCTURE INTERNE DU CORPS SEDIMENTAIRE

La distribution superficielle semblerait indiquer que le sable fin constitue des unités lenticulaires reposant sur une semelle résiduelle et continue de graviers coquilliers. Malgré l'absence de données de sismique réflexion, quelques informations sur la structure interne de ce corps sédimentaire existent grâce à trois vibrocarottages qui y ont été implantés lors de l'étude des conséquences du naufrage de l'Amoco-Cadiz (Beslier, 1981). Ces trois carottes longues de 5,50 m montrent des séquences sédimentaires remarquablement homogènes. Les sables fins bioclastiques constituent la masse du corps sédimentaire, en bancs de 1 à 4 m de puissance, dans laquelle le faciès grossier est interstratifié en lits probablement lenticulaires et de taille décimétrique. L'épaisseur des horizons de sable fin est en bonne corrélation avec la dénivellation mesurée entre le sommet des barres sableuses et le fond des sillons. Le sédiment graveleux des sillons ne constitue donc pas une semelle unique continue et fossile portant des constructions sableuses, mais ces deux faciès montrent une interstratification lenticulaire qui atteste de leur genèse conjointe.

#### VI. — ORIGINE POSSIBLE DU CORPS SEDIMENTAIRE

La façade maritime de la Bretagne septentrionale est caractérisée par un régime hydrodynamique puissant, tant par son caractère macrotidal que par sa situation de couloir de circulation des dépressions atmosphériques, dans lequel viennent se dissiper les grandes houles des tempêtes de l'Atlantique Nord.

Les courants de marée en baie de Morlaix orientale sont alternatifs à sub-giratoires d'élongation Est-Ouest (SHOM, 1980 ; Auffret et Douvillé, 1974). Les barres sableuses et les sillons graveleux courbes de la pointe de Primel sont donc perpendiculaires à la direction dominante des courants



Fig. 3. — Photographie sous-marine des sables calcaires fins.



Fig. 4. — Photographie sous-marine des graviers coquilliers.

de marée. Le profil transversal des barres sableuses, avec son asymétrie vers l'Ouest (fig. 1), qui suggère un transport des sables vers la baie de Morlaix, s'accorde avec la dissymétrie des roses de courant dont les vecteurs résiduels sont généralement en direction de l'Ouest (Auffret et Douvillé, 1974).

Deux campagnes successives en 1983 et 1984, utilisant le système de radionavigation "Sylédis", qui autorise une précision relative de positionnement du navire de quelques mètres, ont permis d'établir si ces formes sédimentaires découvertes en 1982 étaient stables. Les deux éléments de la structure : barres sableuses et sillons graveleux à mégarides ont toujours été retrouvés. Cependant des modifications notables de forme ont été observées sur les enregistrements de Février 1984 réalisés après une tempête. Ces évolutions portent principalement sur la terminaison nord-est des structures où a été observée la croissance vers le Nord des barres sableuses ainsi que localement le recouvrement par le sable fin de branches secondaires de sillons graveleux vus en 1983. De plus, au Nord de l'ensemble cartographié, une unité nouvelle de sable fin est apparue. Elle est probablement peu épaisse, son aspect est comparable au reste de l'édifice bien que plus gracile et digité (fig. 1). Par contre, il n'est pas possible d'affirmer ou d'exclure un déplacement global de ces structures ; celui-ci, s'il existe, reste inférieur à l'incertitude de positionnement.

## VII. — DISCUSSION

L'ensemble sédimentaire décrit se caractérise par une ségrégation à la fois granulométrique et morphologique de barres sableuses disposées en épis perpendiculaires au littoral, alternant avec des sillons graveleux courbes et ornés de mégarides sub-symétriques de direction constante.

L'édifice sédimentaire pré-littoral de la Pointe de Primel n'est pas unique. Des images comparables existent en baie de Lannion (Côtes d'Armor) et dans l'anse de Sciotot (Cotentin), ainsi que plus discrètement en baie de Saint-Brieuc (Côtes d'Armor), sur toute la côte ouest du Cotentin et en Baie de Seine (Auffret et d'Ozouville, 1986). De plus, plusieurs auteurs citent des analogies partielles à cette structure sédimentaire. La plus frappante est décrite par Kenyon (1970) en Mer Celtique, où il observe par des profondeurs de 70 à 100 m des "transverse sand bodies of 2 m high 500 m long and crescentic in a plan view" qu'il attribue aux courants de marée, appuyés pour le début d'entraînement des sables, par les houles de tempête. Des gouttières de sables et graviers ornées de mégarides d'oscillation métriques et situées entre la zone de déferlement et -20 à -30 m, perpendiculairement au littoral, ont été décrites sur la côte de Californie par Reimnitz *et*

al.(1976), et sur la côte atlantique des USA par Swift et Freeland (1978) puis Morang et Mc Master (1980). Les conclusions émises par ces auteurs pour expliquer l'origine de ces structures divergent en l'absence d'argument déterminant : courant de retour pour Reimnitz et Morang, "along-coast downwelling flow during northeastern storms" pour Swift. Ces deux hypothèses sont opposées, la première considérant les structures sédimentaires comme

parallèles au flux hydraulique générateur, et la seconde comme perpendiculaires.

L'originalité de l'ensemble sédimentaire de la pointe de Primel réside dans la courbure. Cette structure constitue probablement un exemple, à valeur régionale, de l'expression sédimentaire de la dynamique pré-littorale des sédiments tractés.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1984) - Sedimentary structures, their character and physical basis. *Dev. in Sedimento.*, v 30, 1196 p., Elsevier ed., Amsterdam.
- AUFFRET G.A. et DOUVILLE J.L. (1974) - Observations sur la dynamique des sables de la Pierre Noire (baie de Morlaix, Finistère, France). *Bull. B.R.G.M.*, ser 2, s 4, n 1, pp. 5-18.
- AUFFRET J.P., WALKER P. et d'OZOUVILLE L. (1984) - Le sonar à balayage latéral et ses applications à l'étude des transports sédimentaires en Manche. *Société Hydrotechnique de France. XVIII<sup>e</sup> Journées de l'hydraulique*, Marseille, rap.1/14, 8 p..
- BELDERSON R.H., KENYON N.H., STRIDE A.H. et STUBBS A.R. (1972) - Sonographs of the Sea-floor, a picture atlas. *Elsevier*, Amsterdam, 185 p..
- BESLIER A. (1981) - Les hydrocarbures de l'Amoco Cadiz dans les sédiments sublittoraux du Nord de la Bretagne. *Thèse de l'Université de Caen*.
- FLOOD R.D. (1981) - Distribution, morphology and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, *Southampton water. Sedim.*, v 28, pp. 511-529.
- FORNERINO M. (1982) - Modélisation des courants de marée dans la Manche. *Thèse de l'université de Grenoble*, 267 p..
- HARRIS W.H. (1976) - Spatial and temporal variations in sedimentary grain size facies and sediment heavy metal ratio in the New York Bight apex. *Am. Soc. Limn. & Ocean.*, Sp. symposium, v 2, pp. 102-123.
- KENYON N.H. (1970) - The origin of some transverse sand patches in the Celtic sea. *Geol. Mag.*, pp. 389-394.
- Le PROVOST C. et FORNERINO M. (1984) - Les courants dans un modèle bidimensionnel de marées littorales. *Société Hydrotechnique de France. XVIII<sup>e</sup> Journées de l'hydraulique*, Marseille, rap.4/5, 9 p.
- Mc LEAN S.R. (1981) - The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Mar. Geol.*, v 42, pp. 49-74.
- MORANG A. et McMASTER R.L. (1980) - Nearshore bedform patterns along Rhode island from side-scan sonar surveys. *J. Sed. Petrol.*, v 50, n 3, pp. 831-840.
- PINGREE R.D. et MADDOCK L. (1977) - Tidal residuals in the English Channel. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, v 57, pp. 339-354.
- REIMNITZ E., TOEMIL L.J., SHEPARD F. et GUTIERREZ-ESTRADA M. (1976) - Possible rip current origin for bottom ripple zones to 30 m depth. *Geology*, v 4, pp. 395-400.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1973) - Depositional sedimentary environments. *Springer-Verlag ed.*, Berlin, 439 p..
- SHIPP R.C. (1984) - Bedforms and depositional sedimentary structures of a barred nearshore system, eastern Long Island, New York. *Mar. Geol.*, v 60, pp. 235-259.
- S.H.O.M. (1957) - Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. *Ouvrage 550, Imprimerie Nationale*, Paris, 276 p..
- SWIFT D. J. P. et FREELAND G.L. (1978) - Current lineations and sand waves on the inner shelf, middle atlantic bight of north America. *J. Sed. Petrol.*, v 48, n 4, pp. 1257-1266.
- Van STRAATEN L.M.J.U. (1951) - Longitudinal ripple marks in mud and sand. *J. Sed. Petrol.*, v 21, pp. 47-54.
- VASLET D., LARSONNEUR C., et AUFFRET J.P. (1978) - Carte des sédiments superficiels de la Manche à 1/500 000 et notice. *B.R.G.M. éd.*, Orléans.



Sont en vente au Siège de la Société :

### MÉMOIRES (\*)

|  |          |
|--|----------|
| <b>Tome I</b> , 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  |
| <b>Tome IV</b> , n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuillei</i> , 1894, 63 p., 7 pl. ....   | 90,00 F  |
| <b>Tome VI</b> , 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 siluro-dévonienne 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 |
| <b>Tome VII</b> , n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl. ....   | 102,00 F |
| <b>Tome VIII</b> , n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl. ....   | 120,00 F |
| <b>Tome IX</b> , 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 élasmobranchés de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl. ....  | 96,00 F  |
| <b>Tome X</b> , n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl. ....   | 180,00 F |
| <b>Tome XII</b> , — D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl. ....  | 336,00 F |
| <b>Tome XIII</b> , — P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl. ....  | 252,00 F |
| <b>Tome XIV</b> , — G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl. ....  | 84,00 F  |
| <b>Tome XV</b> , — J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p. ....  | 180,00 F |
| <b>Tome XVI</b> , — 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 Saravejo (Yougoslavie)</i> .....  | 150,00 F                      |
| Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotonique de l'arc égéen</i> .....  | 140,00 F                      |
| Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavroto-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i> ..... | 175,00 F                      |
| Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i> .....   | 175,00 F                      |
| Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional</i> .....  | 185,00 F                      |
| Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la 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'Ormineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i> .....                                  | 200,00 F                      |
| Publication N° 14. — G. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i> .....  | 125,00 F                      |
| Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i> .....  | 125,00 F                      |
| Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i> .....   | T.T.C. 100,00 F               |
| Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i> .....   | T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F |
| Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales). Evolution tectono-métamorphique. Exemple d'un amincissement crustal polyphasé</i> .....   | T.T.C. 150,00 F               |
| Fascicule 2, <i>Etude conceptuelle, fonctionnelle et organique d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i> .....   | T.T.C. 110,00 F               |
| Fascicule 3, <i>Notion et carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrénées Orientales)</i> .....  | T.T.C. 150,00 F               |
| Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i> .....   | 150,00 F                      |
| Publication N° 19. — C. LAMOUREUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i> ..  | 150,00 F                      |

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

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

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

# SOMMAIRE

Tome 1 (2<sup>me</sup> série)

1992

*Fascicule 3*

---

|  | pages |
|--|-------|
| Des idées pour l'avenir.....   | 108   |
| H. CHAMLEY, F. BAUDIN, E. FOURCADE et B. GALBRUN —<br>Stratigraphie minéralogique des argiles du Toarcien d'Ibérie<br>méridionale et occidentale. ....                   | 109   |
| P. DEBRABANT, H. CHAMLEY, J. LEPLAT et D. NEUSY — Propriétés<br>géotechniques et minéralogiques de l'Yprésien de Tourcoing .....   | 119   |
| P. HUVELIN — Le Carbonifère du Tazekka (Maroc) : Volcanisme, mise<br>en place des granites et des minéralisations en Antimoine .....                                     | 129   |
| L. DEJONGHE, A. DELMER et L. HANCE — Les enseignements<br>d'une campagne sismique conduite en Belgique, dans le Hainaut,<br>selon l'axe Erquelines - Saint-Ghislain..... | 135   |
| J.P. AUFFRET, C. AUGRIS, L. GABIOCH et P. KOCH — Sillons<br>graveleux aux abords de la Baie de Morlaix.....  | 143   |

© 1992 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

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

Imprimé en France (Printed in France)