

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 2 (2^me série), Fascicule 4
parution 1993

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

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

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

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

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une des 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 auteur, ne peut dépasser le total de 8 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 du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

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 XC)..... 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 CIX) par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires) 29,00 F H.T.

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

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 120,00 F

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 160,00 F

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 2 (2^{ne} série), Fascicule 4
parution 1993

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1993 —

<i>Président</i>	M. J. FERRIÈRE
<i>Premier Vice-Président</i>	M. N. CRAMPON
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{me} Cl. DELCAMBRE - BROUSMICHE M ^{lle} B. TESSIER
<i>Conseillers</i>	M. F. ROBAZYNSKI M. F. GUILLOT M. M. DEBUYSER M. C. DUPUIS M. D. VACHARD M. J.N. PROUST
<i>Secrétaire</i>	M. J.F. DECONINCK
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. BEAUVIÈRE
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

Se sont joints au Comité d'organisation scientifique : MM. H. CHAMLEY, J.N. PROUST et D. VACHARD

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

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

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

Compte-rendu de l'activité de la Société

Année 1992, 1^{er} semestre

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 8 JANVIER 1992
Présidence de M. C. DUPUIS, Président

Cette séance a essentiellement pour but le renouvellement partiel du Conseil d'Administration dont le mandat de certains membres arrive à expiration.

Il s'agit d'abord d'élire le Président pour les années 1992 et 1993 : M. J. Ferrière est élu avec 36 voix (Mlle D. Brice : 2 voix ; M. M. Debuyser : 1 voix).

Ont ensuite obtenu :

- pour le siège de 1er Vice-Président : M. N. Crampon : 37 voix ; Mlle D. Brice : 1 voix ; M. D. Vachard : 1 voix ;
- pour celui des 2 Vice-Présidents : M. A. Blicck : 15 voix ; M. A. Dalinval : 15 voix.

Sont donc élus premier Vice-Président : M. N. Crampon et deuxièmes Vice-Présidents : MM. A. Blicck et A. Dalinval.

Ont ensuite été élus : M. J.M. Dégardin, Trésorier (15 voix) ; M. J.F. Deconinck, Secrétaire-Adjoint (13 voix) ; Mme P. Corsin, Déléguée aux Publications (14 voix) ; M. A. Trentesaux, Bibliothécaire (15 voix) ; MM. M. Debuyser (15 voix) et C. Dupuis (14 voix), Conseillers.

Le Bureau se compose donc ainsi, pour l'année 1992 :

Président	:	J. Ferrière
Premier Vice-Président	:	N. Crampon
Deuxièmes Vice-Présidents	:	A. Blicck et A. Dalinval
Trésorier	:	J.M. Dégardin
Secrétaire	:	D. Vachard
Secrétaire Adjoint	:	J. F. Deconinck
Déléguée aux Publications	:	P. Corsin
Bibliothécaire	:	A. Trentesaux
Conseillers	:	F. Thiébault, G. Tieghem, F. Robazynski, F. Guillot, M. Debuyser et C. Dupuis

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 5 FEVRIER 1992
Présidence de M. C. Dupuis, puis de M. J. Ferrière

Après avoir entendu l'exposé du rapport financier de l'année 1991 par M. J.M. Dégardin, l'assemblée adopte ce rapport à l'unanimité.

Monsieur C. Dupuis prend ensuite la parole pour présenter quelle a été la vie de la Société durant son mandat. Il insiste sur la réussite obtenue lors du Colloque à vocation pédagogique qui a réuni de très nombreux professeurs du Secondaire lors

de conférences et de deux importantes excursions, l'une dans le Boulonnais consacrée aux falaises crétacées du Cap Blanc Nez, l'autre dans l'Avesnois orientée vers la Tectonique de l'Ardenne. Mais M. C. Dupuis montre aussi que les problèmes de la Société Géologique du Nord (comme de toutes les Sociétés d'ailleurs) sont importants : le nombre des adhérents et abonnés diminue continuellement car des démissions sont enregistrées. Il pense qu'une évolution nette de la vocation de la S.G.N. devrait être envisagée : concentration des axes de recherches, diversité des publications, ouvrages dirigés vers le grand public et plus particulièrement vers les enseignants du Secondaire. Puis Monsieur Dupuis passe la parole au nouveau Président.

Au cours d'un bref entretien, Monsieur Ferrière fait part à la Société de ses projets pour l'avenir. C'est d'abord la nécessité de publier régulièrement 4 fascicules par an avec un délai le plus court possible entre le moment du dépôt d'un manuscrit et sa publication. Dans chacun de ces fascicules, M. Ferrière souhaite intégrer deux nouvelles rubriques : l'une, qu'il intitule "Informations", est destinée à présenter de façon brève des informations géologiques locales ; l'autre correspond à des articles de synthèse susceptibles d'intéresser un large public(*).

M. Ferrière donne ensuite la parole à M. Bouyx, pour la présentation de la communication orale suivante :

E. BOUYX, M. CARIDROIT et J.M. DEGARDIN.- Découverte de Radiolaires et de Conodontes du Dévonien supérieur dans l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch (Afghanistan)(**).

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 11 MARS 1992

Présidence de M. J. Ferrière, Président

Cette séance commence avec l'élection de nouveaux membre qui sont :

Mlle N. Fagel, Laboratoire Dynamique sédimentaire et structurale, présentée par MM. J.F. Deconinck et A. Trentesaux.

M. T. Delval, Professeur, présenté par MM. F. Guillot et J. Ferrière.

Mme M. Buatier, Dynamique sédimentaire et structurale, présentée par MM. J.F. Deconinck et J. Ferrière.

Mme Sanchez Rios, présentée par MM. D. Vachard et J.M. Dégardin.

COMMUNICATION ORALE

D. VACHARD, A. OVIEDO, A. FLORES DE DIOS, P. BRUNNER et B.E. TUTTRON.- Barranca d'Olinala, une coupe de référence pour le Permien du Mexique central (étude préliminaire)(**).

COMMUNICATION ECRITE

Q. CHEN et X. YE.- Age and megafacies sedimentary environments of Shipu Limestone in Xiangshan Country, Zhejiang (China)(***).

ASSEMBLEE GENERALE DU 1er AVRIL 1992

Présidence de M. J. Ferrière, Président

Le président procède d'abord à l'élection de deux nouveaux membres qui sont :

M. F. Chanier, Laboratoire Géologie Dynamique, présenté par MM. J. Ferrière et J.M. Dégardin.

Mlle C. Corbau, Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale, présentée par MM. A. Trentesaux et J.F. Deconinck.

Puis M. Ferrière propose à l'Assemblée les nouveaux tarifs de cotisations et abonnements. Le quorum n'étant pas atteint, le vote ne peut être effectué.

ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 1er AVRIL 1992

Présidence de M. J. Ferrière, Président

COMMUNICATION ORALE

R. COQUEL et D. MASSA.- A propos événements palynologiques du Carbonifère inférieur (= Mississipien) d'Afrique du Nord (**).

(*) Le premier de ces articles porte sur l'enregistrement des cycles sédimentaires. Il figure dans le présent fascicule.

(**) Note publiée dans ce fascicule.

(***) Note publiée dans le fascicule 3, T. 2 (nouvelle série).

Article synthétique

MESURE DU TEMPS DANS LES SERIES GEOLOGIQUES : L'EXEMPLE DES CYCLES DE MAREE; MISE EN EVIDENCE DE LA PLUS PETITE UNITE SEDIMENTAIRE

Time measurement in geological formations : The tidal cycles example ; Identification of the smallest sedimentary unit

par Bernadette TESSIER (*)

Résumé . — L'amplitude de la marée se caractérise par des variations cycliques de très haute fréquence dont l'enregistrement dans les sédiments est parfaitement identifiable. La description de deux exemples, pris respectivement dans un milieu de dépôt actuel et dans une formation d'âge miocène, montre comment cet enregistrement des différents cycles tidaux se matérialise dans des alternances sablo-silteuses. Cette analyse de faciès met à jour la plus petite unité de dépôt actuellement connue et permet d'appréhender des taux de sédimentation instantanés à l'échelle géologique, allant du jour à l'année.

Abstract . — *Tidal range is characterized by very high frequency cyclic variations whose sedimentary record can be perfectly recognized. Two examples, one from a modern environment, another from a Miocene formation, are described in order to document how this record is materialized in sand and silt alternations. This facies analysis allows to identify the smallest sedimentary unit known at present and to estimate instantaneous sedimentation rates, ranging from one day to one year.*

I. — INTRODUCTION

Pour dater une formation sédimentaire le géologue dispose d'outils tels que la biostratigraphie ou le paléomagnétisme qui lui permettent de recalculer avec plus ou moins de précision dans une échelle chronologique l'événement qu'il étudie. Néanmoins, à des échelles de temps très courtes, inférieures à 100 000 ans, le sédimentologue est rarement en mesure de pouvoir définir la durée de dépôt de tel ou tel faciès ou séquence de faciès. Ce problème du taux de sédimentation est à l'heure actuelle partiellement appréhendé grâce à la stratigraphie séquentielle qui permet notamment de mettre en évidence dans les enregistrements sédimentaires les variations des paramètres orbitaux de la Terre plus connus sous le nom de cycles de Milankovich. Ces variations qui répondent à des cycles bien précis, allant de 20 000 à 400 000 ans, ont des incidences reconnues sur la sédimentation et se matérialisent sous forme de séquences dont on peut ainsi déduire le temps de dépôt. Par conséquent, si un objet sédimentaire comme une séquence, résulte d'un processus de dépôt cyclique connu, le géologue pourra cerner son taux de sédimentation. A une échelle encore beaucoup plus petite que celle des cycles de Milankovich, il existe un processus hydrodynamique, parfaitement cyclique, façonnant une grande partie de nos littoraux actuels et qui a conditionné la mise en place de nombreux dépôts anciens; ce sont les marées. Cet article se propose de présenter comment les

marées et leur caractère cyclique peuvent être enregistrés dans les sédiments et mettre en place la plus petite unité sédimentaire cyclique connue.

II. — RAPPEL : LA CAUSE DES MARÉES ET LES DIFFÉRENTS CYCLES TIDAUX (*)

La marée désigne le mouvement oscillatoire de baisse et de montée du niveau de la mer répondant aux forces gravitationnelles qui existent au sein du système solaire. Seuls le Soleil et la Lune exercent une attraction notable sur la Terre, les autres astres étant trop petits ou trop éloignés.

Cette attraction est donnée par la formule M / D^2 dans laquelle M représente la masse de l'astre qui attire et D, la distance qui le sépare de la Terre. L'effet de la distance est par conséquent prépondérant sur celui de la masse. Pour cette raison, l'attraction due au Soleil est 2,25 fois moins importante que celle provoquée par la Lune.

Les forces attractives solaire et lunaire qui s'exercent sur les masses océaniques de la Terre sont maximum en un point donné lorsque la Lune et/ou le Soleil sont au zénith (face au point) ou au nadir (à l'opposé du point) (a, fig. 1).

(*) le terme tidal vient du mot anglais "tide" signifiant marée et désigne tout ce qui est relatif aux marées

(*) Université de Lille I, Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, URA 719 CNRS — 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Note synthétique acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N., le 3 Novembre 1993.

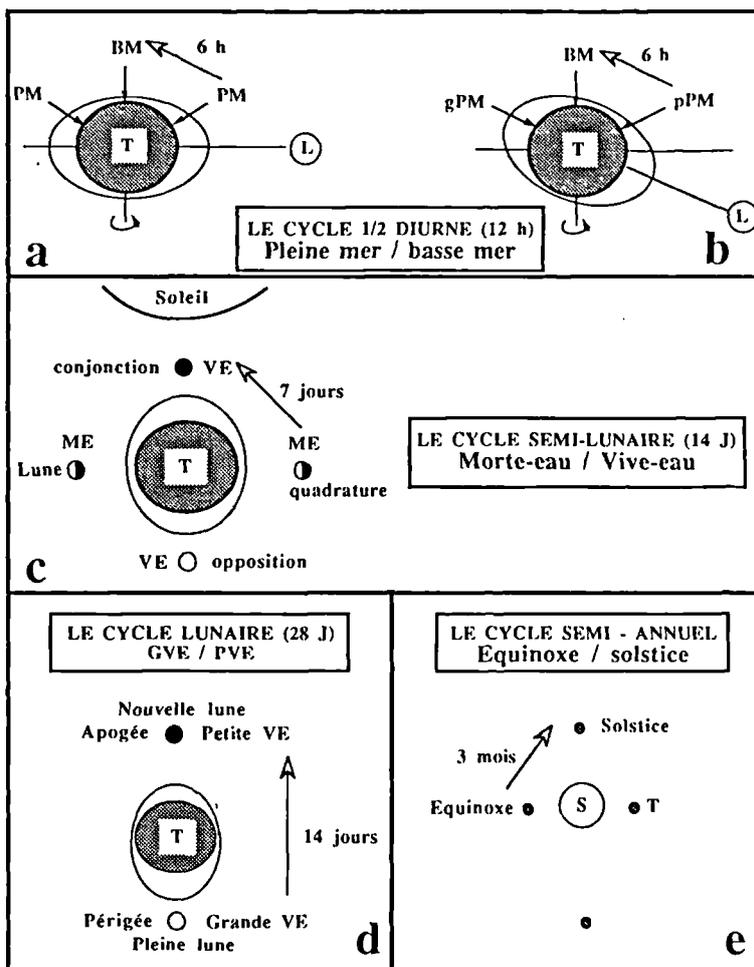


Fig. 1. — Causes et fréquences des principaux cycles tidaux
 (PM : pleine mer; BM : basse mer; pPM : petite pleine mer; gPM : grande pleine mer; VE : vive-eau; ME : morte-eau;
 NL : nouvelle lune; PL : pleine lune; S : soleil, T : terre; L : lune)

Fig. 1. — Causes and frequencies of the main tidal cycles

Compte-tenu des vitesses relatives de rotation de la Lune autour de la Terre d'une part, et de la Terre autour du Soleil d'autre part, ces attractions varient et déterminent plusieurs ordres de cycles (Gibrat *et al.*, 1971 ; Lacombe, 1971 ; Guilcher, 1979 ; Nio et Yang, 1989 ; Open University Course Team, 1989).

1. — Le cycle de base : le cycle de pleine mer/basse mer

Ce cycle est lié à la rotation de la Terre sur elle-même par rapport à l'attraction lunaire. Cette rotation durant 24 h, un point donné de la Terre se trouve face à la Lune et 12 h après, à l'opposé. Il y a donc en ce point deux pleines mers (attraction maximum) et deux basses mers (attraction minimum) par jour (a, fig. 1). Le couple pleine mer/basse mer constitue le cycle tidal de base et se déroule sur une période de 12 h 25 mn exactement. Il s'agit du cycle semi-diurne.

Quand la Lune s'inscrit dans le plan de l'équateur terrestre, les deux pleines mers successives d'une même journée, ainsi que les deux basses mers, ont une amplitude sensiblement identique (a, fig. 1). En revanche, lorsque la Lune n'est plus dans le plan équatorial du fait de sa

déclinaison, les deux pleines mers et/ou les deux basses mers ont une amplitude différente (b, fig. 1). Dans ce cas, parallèlement au cycle semi-diurne, il existe une périodicité diurne de 24 h 50 mn. Parfois la plus petite des deux marées devient négligeable et cette période diurne devient alors prépondérante. On n'observe plus qu'une seule pleine mer et une seule basse mer par jour. Le cycle de base est alors de 24 h 50 mn. L'inégalité diurne est optimale quand la déclinaison lunaire est maximum (28°). Il s'agit des marées tropicales. Quand la déclinaison est nulle, on parle de marées équatoriales.

Ces divers types de marée déterminent ainsi trois régimes tidaux (fig. 2):

— *le régime tidal semi-diurne*. Il comporte deux pleines mers et deux basses mers par jour d'amplitudes quasiment similaires et se rencontre sur la plupart des côtes atlantiques et notamment en France.

— *le régime tidal diurne*. Il ne présente qu'une pleine mer et une basse mer par jour. C'est le cas entre autres des golfes du Mexique et de Finlande, des mers indo-chinoises, de la Terre Adélie, des mers du Bering et d'Okhotsk.

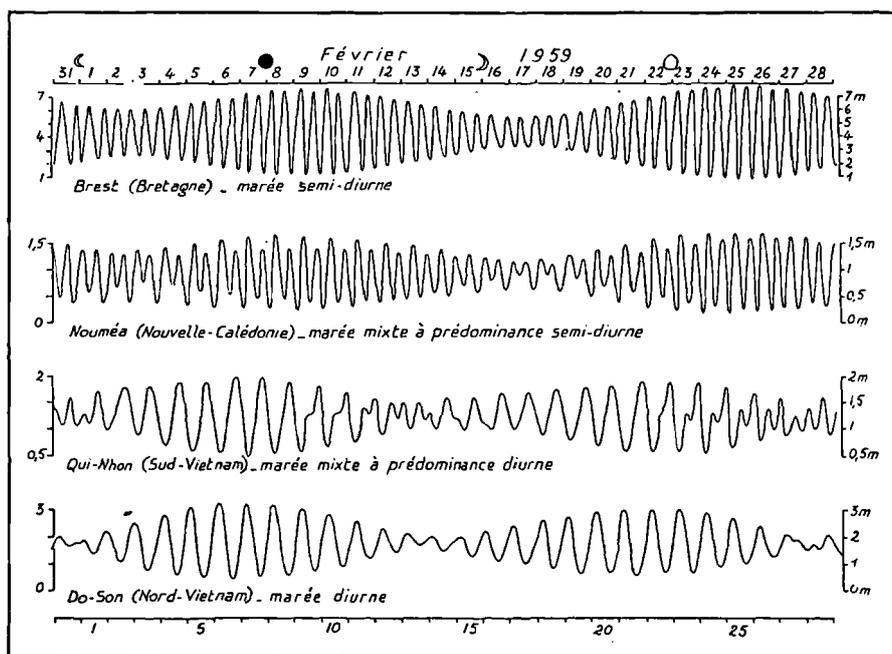


Fig. 2. — Les différents régimes tidaux (in Guilcher, 1979)

Fig. 2. — The different tidal regimes

— le régime tidal mixte. Il correspond aux marées à inégalité diurne qui peuvent appartenir soit à un régime à prédominance semi-diurne, soit à un régime à prédominance diurne. Ce troisième type, aussi répandu que le premier, se rencontre principalement sur les côtes de l'Océan Pacifique et, en Europe, dans les mers adriatique et Egée.

2. — Le cycle semi-lunaire : le cycle de morte-eau/vive-eau

Ce cycle résulte de l'interaction du Soleil et de la Lune sur la Terre (c, fig. 1). La Lune tourne autour de la Terre en 28 jours environ. Lorsqu'elle se trouve en conjonction (nouvelle lune) ou en opposition (pleine lune) avec le Soleil par rapport à la Terre (syzygies), les deux forces d'attraction lunaire et solaire s'ajoutent. L'amplitude des marées est alors maximum. Il s'agit des vives-eaux ("springs"). Quand la Lune, au contraire, forme un angle de 90° avec le Soleil par rapport à la Terre (premier et dernier quartiers ou quadratures), les forces se retranchent et l'amplitude des marées devient minimum. On parle alors des mortes-eaux ("neaps"). Entre une morte-eau et une vive-eau, 7 jours s'écoulent et le cycle semi-lunaire qui va d'une vive-eau à l'autre (ou d'une morte-eau à l'autre) se déroule sur une période de 14 jours.

3. — Le cycle lunaire : le cycle de grande vive-eau/petite vive-eau

Lors de son orbite autour de la Terre, la lune est plus proche de celle-ci en période de périgée et plus éloignée en période d'apogée. Il en résulte une alternance de grande vive-eau et de petite vive-eau. Ce cycle dure environ 28 jours (d, fig. 1). Dans l'hémisphère nord, le contraste d'amplitude entre les vives-eaux successives est maximum pendant les solstices (été ou hiver) et les grandes vives-eaux coïncident l'été avec les nouvelles lunes et l'hiver, avec les pleines lunes.

4. — Le cycle semi-annuel : le cycle solstice/équinoxe

La Terre accomplit le tour du Soleil en une année et cette rotation décrit une trajectoire elliptique. C'est au printemps et en automne (périodes d'équinoxe) qu'elle s'en rapproche le plus tandis qu'en été et en hiver (périodes de solstice) elle s'en éloigne (e, fig. 1). Cette rotation se traduit tous les six mois par une succession d'amplitudes de marée globalement fortes (équinoxe) et faibles (solstice).

Les cycles tidaux semi-diurne, diurne, semi-lunaire, lunaire et semi-annuel répondent à une oscillation du niveau de la mer de part et d'autre d'un niveau moyen qui équivaut au zéro du relief terrestre. Cette oscillation, plus ou moins importante, représente l'amplitude de la marée ou marnage ("tidal range") exprimé communément en coefficient de marée. Ce coefficient ne tient pas compte de la hauteur réelle de la dénivellation. Il ne reflète qu'une variation relative et reste donc le même pour des lieux où l'amplitude des marées est très différente.

Le marnage est mesuré entre le niveau de la basse mer et celui de la pleine mer, le marnage maximum ayant lieu en vives-eaux d'équinoxe. Sur le globe, ce marnage maximum fluctue énormément d'une côte à l'autre ou d'un bassin à l'autre, en fonction notamment de la morphologie du littoral. Les marnages nuls n'existent pas. Cependant, en Mer noire ou en Mer baltique, ils n'excèdent pas 10 cm. En fonction de l'importance du marnage, trois types d'environnements tidaux sont distingués :

- le type microtidal : le marnage est inférieur à 2 m
- le type mésotidal : le marnage est compris entre 2 m et 4 m
- le type macrotidal : le marnage est supérieur à 4 m

Les milieux microtidaux se rencontrent essentiellement dans les mers fermées telles que la Méditerranée. Les

environnements méso- et macrotidaux sont localisés en général sur des rivages bordant une large plate-forme continentale ou dans les détroits. Dans le Monde, le marnage le plus important s'observe en Baie de Fundy (Est Canada) où il dépasse 18 mètres. En France, c'est la Baie du Mont-Saint-Michel qui détient ce record avec plus de 15 mètres.

Le phénomène oscillatoire de la marée conduit à une zonation de la côte, définie de la façon suivante (fig.3) :

Le domaine subtidal (ou infratidal) situé sous la limite des basses mers de vive-eau.

Le domaine intertidal (ou zone de balancement des marées) qui s'étend entre le niveau des basses mers et le niveau des pleines mers de vive-eau.

Le domaine supratidal localisé au-dessus du niveau des pleines mers de vive-eau et inondé seulement par les grandes marées d'équinoxe.

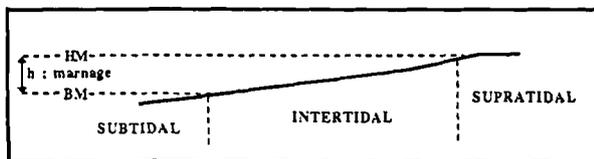


Fig. 3. — Zonation du domaine tidal (HM : haute mer; BM : basse mer)

Fig. 3. — Zonation of the tidal domain

III. — ENREGISTREMENT DES DIFFÉRENTS CYCLES TIDAUX DANS LES SÉDIMENTS

1. — Principe

Le phénomène dynamique de base de la marée, c'est-à-dire la montée et la baisse successives du niveau marin s'accompagne obligatoirement d'un mouvement horizontal de l'eau. Ce mouvement engendre des courants appelés respectivement le flot et le jusant ("flood" et "ebb"). La période pendant laquelle les courants s'inversent et leur vitesse s'annule, correspond à l'étale ("slack water").

La vitesse du flot et du jusant est liée à l'amplitude de la marée. Ainsi, en période de vives-eaux les courants sont plus rapides qu'en période de mortes-eaux (Salomon & Allen, 1983). Il est important de signaler également que le flot et le jusant ont très fréquemment des durées et des vitesses différentes. Dans les estuaires notamment, la vitesse du flot est supérieure à celle du jusant (Salomon & Allen, 1983). Les marées qui se caractérisent ainsi par des vitesses de flot et de jusant différentes, sont dites asymétriques et sont les plus fréquentes. Elles comportent un courant dominant et un courant subordonné.

2. — L'enregistrement sédimentaire

Si l'on se rapporte maintenant au sédiment, plus l'énergie d'un agent dynamique est importante et plus sa compétence à transporter du matériel détritique est grande. De ce fait les variations de vitesse des courants de marées vont induire des variations du taux de transport, et de ce fait

de dépôt des sédiments. Ainsi, un courant dominant va transporter et déposer plus de matériel qu'un courant subordonné, les courants de vives-eaux plus que ceux de mortes-eaux. Par conséquent, les différents cycles tidaux vont se matérialiser théoriquement dans les sédiments par des variations d'épaisseur et de structures sédimentaires progressives et cycliques.

a) L'enregistrement en accréation latérale

Ce caractère cyclique constitue un critère de reconnaissance des sédiments tidaux anciens extrêmement fiable. C'est en fait le seul critère absolu. Pourtant sa mise en évidence et son utilisation sont relativement récentes. Ce n'est qu'en 1980 que Visser, puis en 1981 Terwindt, démontrent que l'organisation interne de grandes mégarides subtidales est directement liée aux variations d'énergie existant au cours d'un cycle de morte-eau / vive-eau :

Dans ces corps sédimentaires construits par accréation latérale sous l'action d'un courant tidal, le dépôt de chaque marée est matérialisé par un faisceau de lamines ("tidal bundle"; Boersma, 1969) qui prograde dans le sens du courant. Au fur et à mesure que la vitesse du courant croît d'une morte-eau vers une vive-eau, les faisceaux deviennent de plus en plus épais. Ils s'amincissent ensuite progressivement lorsque la vitesse diminue de la vive-eau à la morte-eau suivante (fig. 4). L'origine semi-lunaire de ces cycles de dilatation et d'amincissement des faisceaux progradants est confirmée par le nombre de faisceaux que contiennent chaque cycle. Ce nombre est en moyenne de 28-30 et s'accorde parfaitement avec le nombre de marées pendant un cycle semi-lunaire de 14 jours dans un environnement à régime semi-diurne.

Depuis les travaux de Visser (1980), de très nombreux exemples d'enregistrement du cycle de morte-eau/vive-eau ont été reconnus dans des corps progradants appartenant aussi bien à des milieux actuels qu'à des formations anciennes au sein desquelles ils constituent, sans équivoque possible, un critère de dynamique tidale (fig. 5). Pour mémoire on citera les exemples décrits par Yang & Nio (1985) et Allen & Homewood (1984).

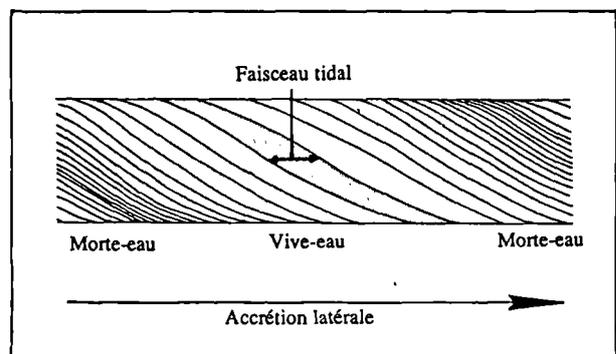


Fig. 4. — Principe d'enregistrement du cycle de morte-eau / vive-eau (cycle semi-lunaire) dans un corps progradant

Fig. 4. — The neap/spring cycle record pattern into a migrating bedform

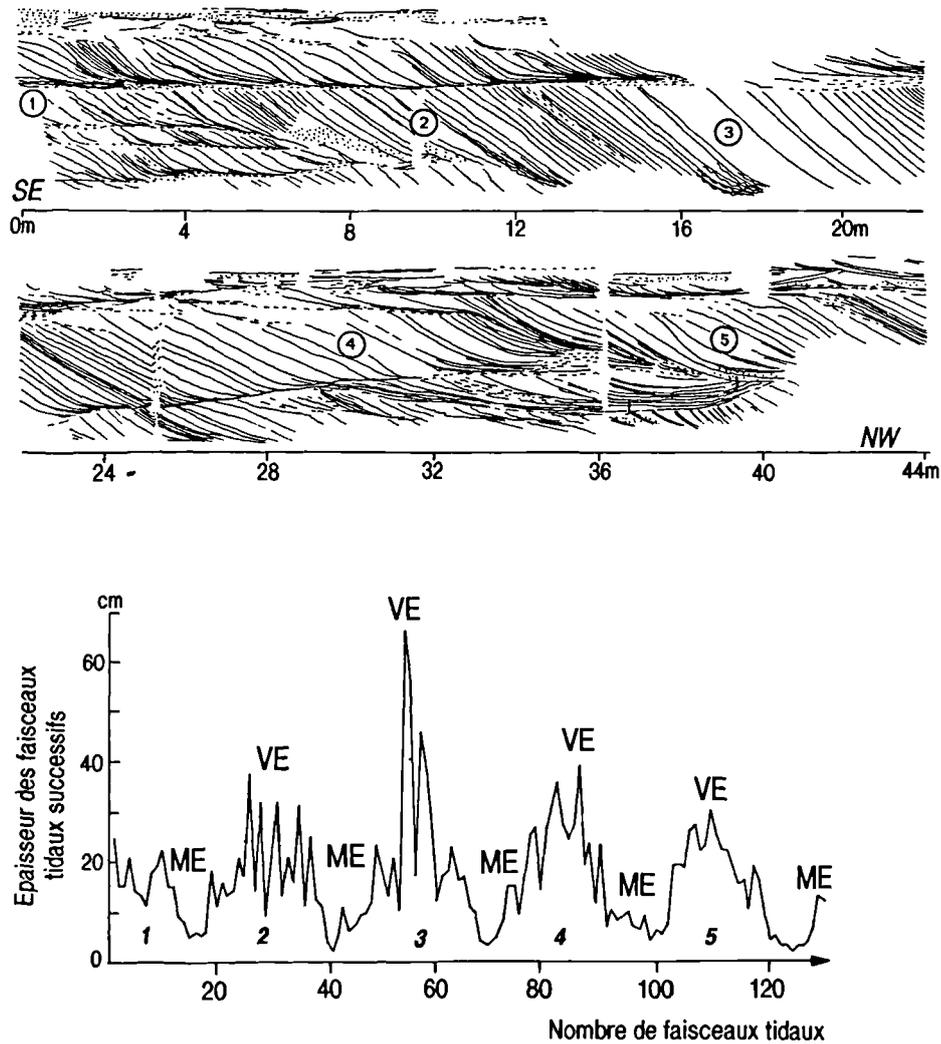


Fig. 5. — Exemple d'enregistrement de cycles de morte-eau / vive-eau dans une vague de sable holocène (Westerschelde, the Netherlands, Yang & Nio, 1985)

Fig. 5. — Record example of neap/spring cycles into a Holocene sandwave

b) L'enregistrement en accrétion verticale

Les corps progradants ne sont pas les seules structures d'origine tidale. D'autres types de faciès se mettent en place dans les environnements soumis à l'action des courants de marée. Il s'agit notamment d'alternances sablo-argileuses millimétriques à centimétriques qui se déposent en particulier sur les estrans ("tidal flat") et qui constituent le litage tidal ("tidal bedding"; Reineck & wunderlich, 1968; Reineck & Singh, 1980). Contrairement aux mégarides, ces alternances résultent principalement d'une accrétion verticale de la sédimentation et peuvent représenter dans certaines formations anciennes des épaisseurs considérables. Ces faciès sont également propices à l'enregistrement de la dynamique cyclique des marées et parfois de façon très spectaculaire (Williams, 1989; Tessier, 1990; Dalrymple *et al.*, 1991; Archer *et al.*, 1991; Kvale & Archer, 1990, 1991). Afin d'illustrer ces faciès cycliques, deux exemples, pris respectivement dans un environnement actuel et dans une formation ancienne, sont maintenant détaillés :

1) L'enregistrement des cycles de marée dans un environnement actuel : la baie du Mont-Saint-Michel

Le premier exemple concerne les dépôts du domaine intertidal supérieur de la baie du Mont-Saint-Michel (Larsonneur, 1975, 1988).

La partie orientale de la baie peut être définie comme un environnement estuarien dans lequel débouchent trois rivières principales à faible débit (fig. 6). Ce secteur est soumis essentiellement à la dynamique alternative des courants de flot et de jusant. L'action des houles est en général limitée. Le domaine intertidal moyen et supérieur se caractérise par un sédiment spécifique nommé localement la tange. Il s'agit d'un matériel fin sablo-silto-argileux contenant parfois plus de 50 % de carbonates biogéniques (débris de mollusques, foraminifères, ostracodes, bryozoaires...). Compte-tenu de ses propriétés physico-chimiques, la tange est très propice à la formation et à la conservation de nombreuses figures sédimentaires (Bourcart & Charlier, 1959; Bajard, 1966). En coupe, elle présente

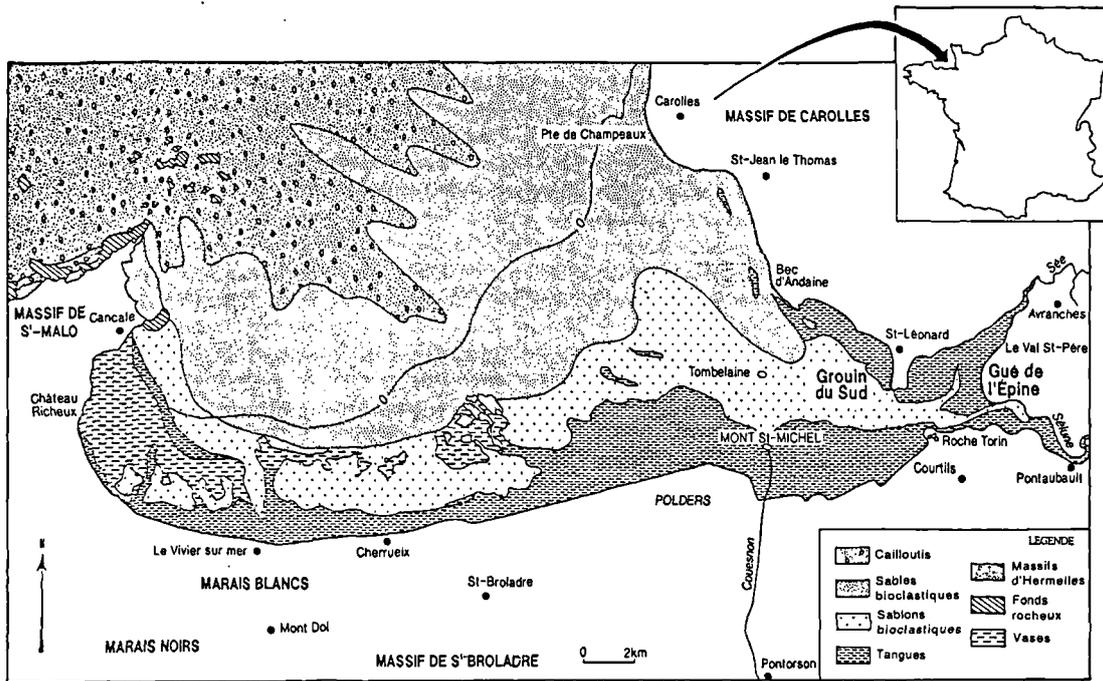


Fig. 6. — La Baie du Mont-Saint-Michel. Répartition des sédiments (d'après Larsonneur, 1989)

Fig. 6. — The Mont-saint-Michel Bay. Sediment distribution

presque toujours une structuration faite d'alternances plus ou moins régulières de lits sableux et de lits silto-argileux donnant lieu à du litage plan ou du litage de rides.

L'examen détaillé de ces alternances révèle une organisation verticale souvent particulière (fig. 7). En effet, les doublets sablo-argileux se regroupent par douzaine en formant de petites séquences d'épaisseur pluricentimétrique à décimétrique et séparées les unes des autres par un lit silto-argileux très noir. A l'intérieur des séquences, les doublets successifs se dilatent puis s'amincissent progressivement. L'ensemble de ces caractéristiques prouve que ces séquences sont l'expression sédimentaire du cycle tidal de morte-eau/vive-eau; le nombre de doublets par séquence correspond exactement au nombre de marées qui atteignent le domaine intertidal supérieur pendant le cycle semi-lunaire. Ce domaine n'est recouvert que par les marées de vives-eaux, c'est-à-dire pendant 5 à 6 jours (soit 10-12 marées). Les mortes-eaux sont marquées quant à elles par une longue émergence. Chaque doublet sablo-argileux représente donc l'apport d'une marée. Le flot pénètre dans l'estuaire, atteint l'estran supérieur et dépose un lit sableux plan ou sous forme de train de rides. Au moment de l'étale, la décantation des particules les plus fines peut se faire et conduit au dépôt d'un lit silto-argileux qui moule la surface sableuse. L'estran est ensuite progressivement exondé lors du jusant. La dilatation des doublets matérialise l'augmentation de la vitesse du flot entre la morte-eau et la vive-eau tandis que leur amincissement reflète la décroissance de cette vitesse de la vive-eau vers la morte-eau suivante. Le lit noir qui sépare généralement chaque séquence reflète l'émergence de la morte-eau et témoigne d'une recrudescence de l'activité bactériologique.

Ces enregistrements verticaux du cycle de ME/VE dans la tange peuvent être exprimés par différents types de litage. Les plus fréquents se développent dans du litage plan composé de doublets millimétriques à centimétriques (a, fig. 7 ; a et b, fig. 8). Dans le litage de rides, le cycle de ME/VE se marque par une variation d'épaisseur des doublets successifs mais également par une évolution du type de litage. La phase d'augmentation de vitesse (de la ME vers la VE) est matérialisée par un passage entre du wavy-bedding et du flaser-bedding et la phase de décroissance (de la VE vers la ME) par un retour à du wavy-bedding (b, fig. 7 et c, fig. 8). Les cycles de ME/VE sont également observables au sein de litage de rides chevauchantes (d, fig. 8).

En réalité la tange ne montre pas toujours ces enregistrements du cycle semi-lunaire et la superposition de plusieurs cycles successifs est même exceptionnelle. Cela est dû au fait que les conditions nécessaires à leur dépôt et à leur préservation sont nombreuses et difficiles à réunir.

Pour que l'évolution régulière de la vitesse des courants de marée soit enregistrée, l'action des vagues est totalement exclue sur le lieu de dépôt. Les meilleurs enregistrements vont donc se faire préférentiellement dans un milieu protégé tel un chenal secondaire ou abandonné. Malgré tout, nos observations tendent à montrer que les plus beaux enregistrements se font pendant, voire juste après, une période d'agitation par les houles au large de la baie. Cette agitation qui provoque une remise en suspension permet à des eaux très turbides de pénétrer dans l'estuaire où elles déposent une charge conséquente. De ce fait des doublets suffisamment épais peuvent se mettre en place à chaque marée. Ils se compactent alors rapidement, ce qui limite ainsi les risques d'érosion par le flot de la marée suivante.

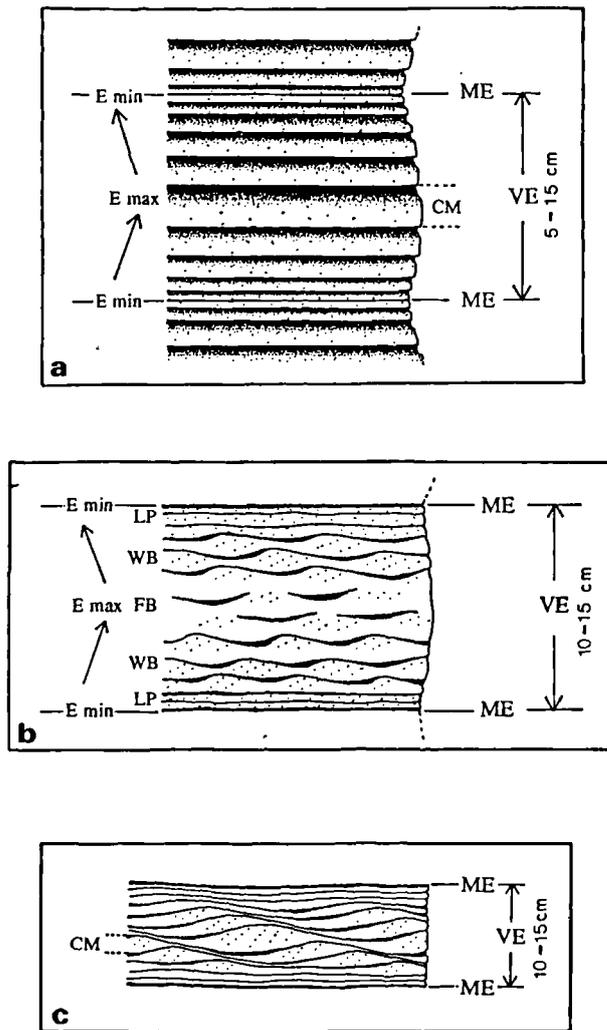


Fig. 7. — Exemples d'enregistrement du cycle de morte-eau / vive-eau (ME / VE) dans les alternances sablo-silteuses de la tangue (Baie du Mt St Michel). a : dans du litage plan; b et c : dans du litage de rides. (E : énergie; CM : cycle de marée; LP : litage plan; FB : flaser bedding; WB : wavy-bedding). Tessier (1990)

Fig. 7. — Record examples of the neap/spring cycle in sand-silt alternations of the tangue

2) L'enregistrement des cycles de marée dans une formation ancienne : le Miocène du Bassin de Digne

Le deuxième exemple d'enregistrement des cycles tidaux en accretion verticale est représenté par les dépôts miocènes du bassin molassique de Digne dans les Alpes de Haute Provence.

Le bassin mio-pliocène de Digne appartient à l'ensemble des bassins d'avant-pays tertiaires subalpins (fig. 9). Formé au front du complexe chevauchant de Digne, il se caractérise par une subsidence très active responsable de la mise en place d'environ 3000 m de sédiments le long de la bordure orogénique (Beaudoin *et al.*, 1975 ; Gigot *et al.*, 1974, 1975; Elliot *et al.*, 1985; Crumeyrolle *et al.*, 1991)

La série mio-pliocène du bassin de Digne est constituée de deux ensembles; la molasse marine du Miocène inférieur et moyen et la molasse continentale, plus connue sous le nom de conglomérats de Valensole et datée du Miocène supérieur et du Pliocène.

La molasse marine atteint une épaisseur maximum de 1500 m sur la bordure septentrionale du bassin. Elle se compose essentiellement de sédiments marins grésomarneux mis en place sous une tranche d'eau constamment très faible (littoral). L'analyse des faciès démontre que l'ensemble de la molasse marine constitue un grand cycle sédimentaire transgressif puis regressif, c'est-à-dire qui a enregistré une montée puis une chute du niveau marin relatif, chute conduisant au comblement définitif du bassin par les Conglomérats de Valensole (Beaudoin & Gigot, 1970; Tessier, 1990; Crumeyrolle *et al.*, 1991).

Les sédiments de la phase transgressive sont interprétés comme des dépôts de plage et de delta remaniés par une dynamique liée à la houle de beau temps et de tempêtes.

Les faciès de la phase régressive témoignent quant à eux d'un mode de dépôt sous l'influence, entre autres, de courants de marée et en environnement estuarien. Ces faciès tidaux sont représentés essentiellement par des corps progradants de type mégaride et par d'épaisseurs passées à alternances

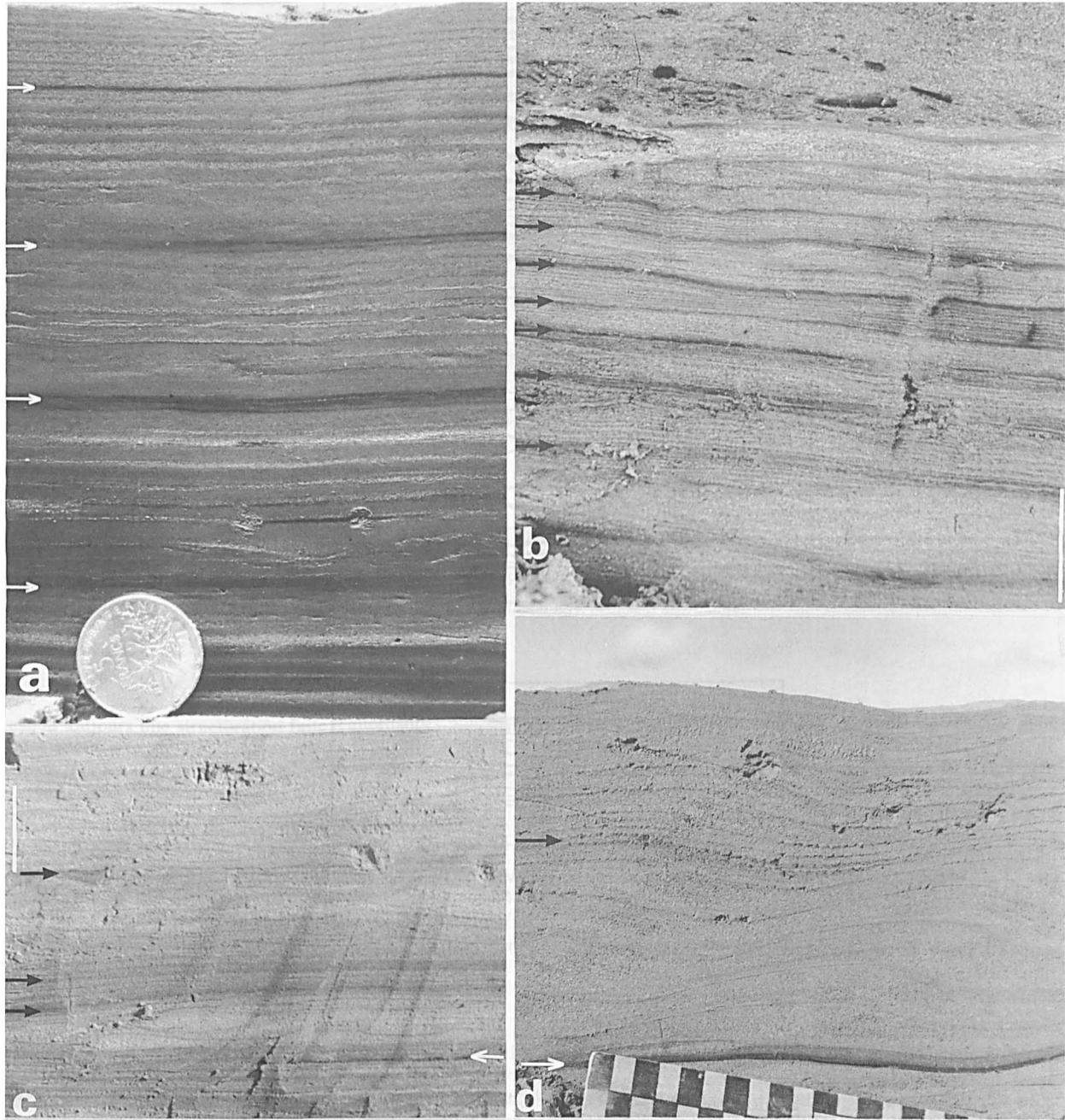


Fig. 8. — Les rythmites tidales dans la baie du Mont-Saint-Michel
(a) et (b) - Les cycles de morte-eau / vive-eau exprimés dans le litage plan. Sur (b) la barre blanche représente 10 cm
(c) et (d) - Les cycles de morte-eau / vive-eau exprimés dans du litage de rides, de type flaser et wavy-bedding (c) et de type climbing ripple bedding (d). Sur (c) la barre blanche représente 5 cm. Les flèches indiquent les mortes-eaux

Fig. 8.— The tidal rhythmites in the Mont Saint-Michel bay
(a) and (b) - Neap / spring cycle record in planar bedding (scale bar is 10 cm) ; (c) - Neap / spring cycle record in flaser and wavy bedding (scale bar is 5 cm) ; (d) - Neap / spring cycle record in climbing ripple bedding. Arrows indicate neap stage

gréso-silteuses ou argileuses millimétriques à pluricentimétriques. Un simple examen de terrain dévoile que ces faciès à alternances se caractérisent très fréquemment par des variations progressives et cycliques des lits successifs qui les composent. Deux de ces affleurements, particulièrement spectaculaires, ont fait l'objet d'une analyse détaillée.

- Le premier affleurement, Auribeau, est constitué par 5 m d'alternances composées d'une succession de doublets gréso-silteux (fig. 10 et a, fig. 11). (Tessier & Gigot, 1989). Les doublets les plus minces, plurimillimétriques, comportent un lit gréseux plan moulé par un lit silteux. Les doublets les plus épais, parfois d'épaisseur décimétrique, montrent une organisation plus complexe. Le lit gréseux

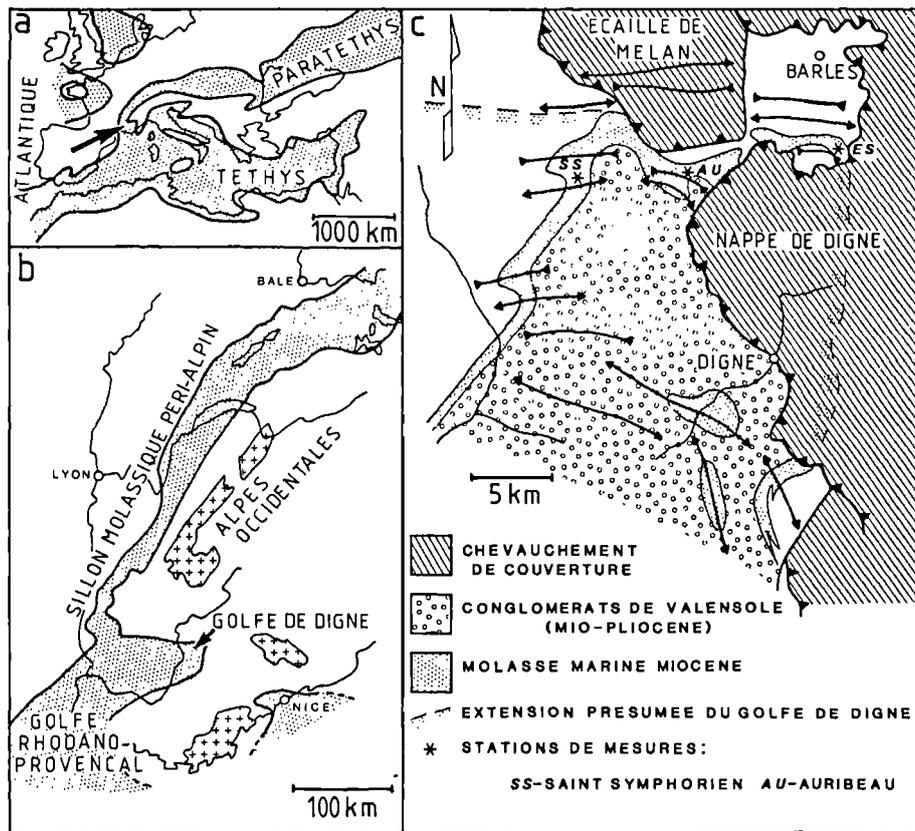


Fig. 9. — Contexte général du bassin de Digne (Tessier *et al.*, 1989, d'après Allen *et al.*, 1985)

Fig. 9. — General context of the Digne Basin

correspond à un train de rides de courant drapé par un épisode silteux. Parfois, à l'intérieur de ce lit silteux s'intercale un deuxième petit train de rides gréseux, beaucoup plus discret que le premier, de granulométrie plus fine et, surtout, exhibant un sens de progradation inverse (b, fig. 11 et fig. 12). Cette organisation prouve indéniablement que ces doublets se sont mis en place sous l'action successive d'un courant dominant et d'un courant subordonné séparés par des périodes de décantation. Elle constitue de ce fait un premier critère suggérant l'origine tidale de ce type d'alternances. Le relevé systématique de l'épaisseur de chaque doublet grés-silteux permet d'apporter le critère absolu de rythmicité. En effet, on constate que les doublets successifs se dilatent et s'amincissent progressivement et cycliquement. Neuf cycles sont ainsi définis, chacun d'entre eux comprenant en moyenne 25-26 doublets. Cette valeur s'accorde relativement bien avec le nombre de 28 marées par cycle de morte-eau / vive-eau en régime tidal semi-diurne. Par conséquent, cette évolution d'épaisseur reflète l'enregistrement en accretion verticale de 9 cycles semi-lunaires successifs. Les doublets les plus épais correspondent au dépôt lors des marées de vives-eaux et les plus minces à celles des mortes-eaux. De plus, le relevé d'épaisseurs met en évidence l'existence d'un seconde rythmicité se traduisant par une alternance très contrastée de petite vive-eau et de grande vive-eau (a, fig. 11). Cette alternance matérialise l'enregistrement du cycle lunaire de pleine lune / nouvelle lune. La comparaison de cet

enregistrement avec l'évolution de l'amplitude des marées actuelles prise à Brest dévoile une quasi parfaite corrélation qui permet de situer le moment de dépôt de ces alternances fossiles en période de solstice, lorsque le contraste entre petite et grande vives-eaux est maximum. Grâce à cette corrélation, le cycle semi-annuel peut donc être appréhendé.

- Le deuxième affleurement d'alternances, St-Symphorien, se développe sur environ 2 mètres d'épaisseur et comprend une succession de doublets simples, plurimillimétriques plans et pluricentimétriques sous forme de train de rides (fig. 13), (Tessier *et al.*, 1989). Contrairement aux alternances étudiées à Auribeau, l'action d'un courant subordonné n'a pas été enregistrée dans ces doublets. Néanmoins, l'origine tidale de ces faciès est à nouveau prouvée par l'évolution verticale de leur épaisseur (a, fig. 11). Les doublets successifs se dilatent et s'amincissent progressivement, déterminant la superposition de 10 cycles. Chaque cycle comprend en moyenne une vingtaine de doublets. L'exemple d'Auribeau a prouvé la nature semi-diurne du régime tidal lors du dépôt de ces alternances. Par conséquent, les cycles de morte-eau / vive-eau enregistrés à St-Symphorien sont incomplets par rapport à la valeur idéale de 28 marées par cycle semi-lunaire. Il est par conséquent probable que ces alternances de St-Symphorien se sont mises en place dans un milieu de dépôt intertidal moyen, c'est-à-dire plus élevé que celui des alternances d'Auribeau vraisemblablement proche du domaine subtidal, voire intertidal inférieur.

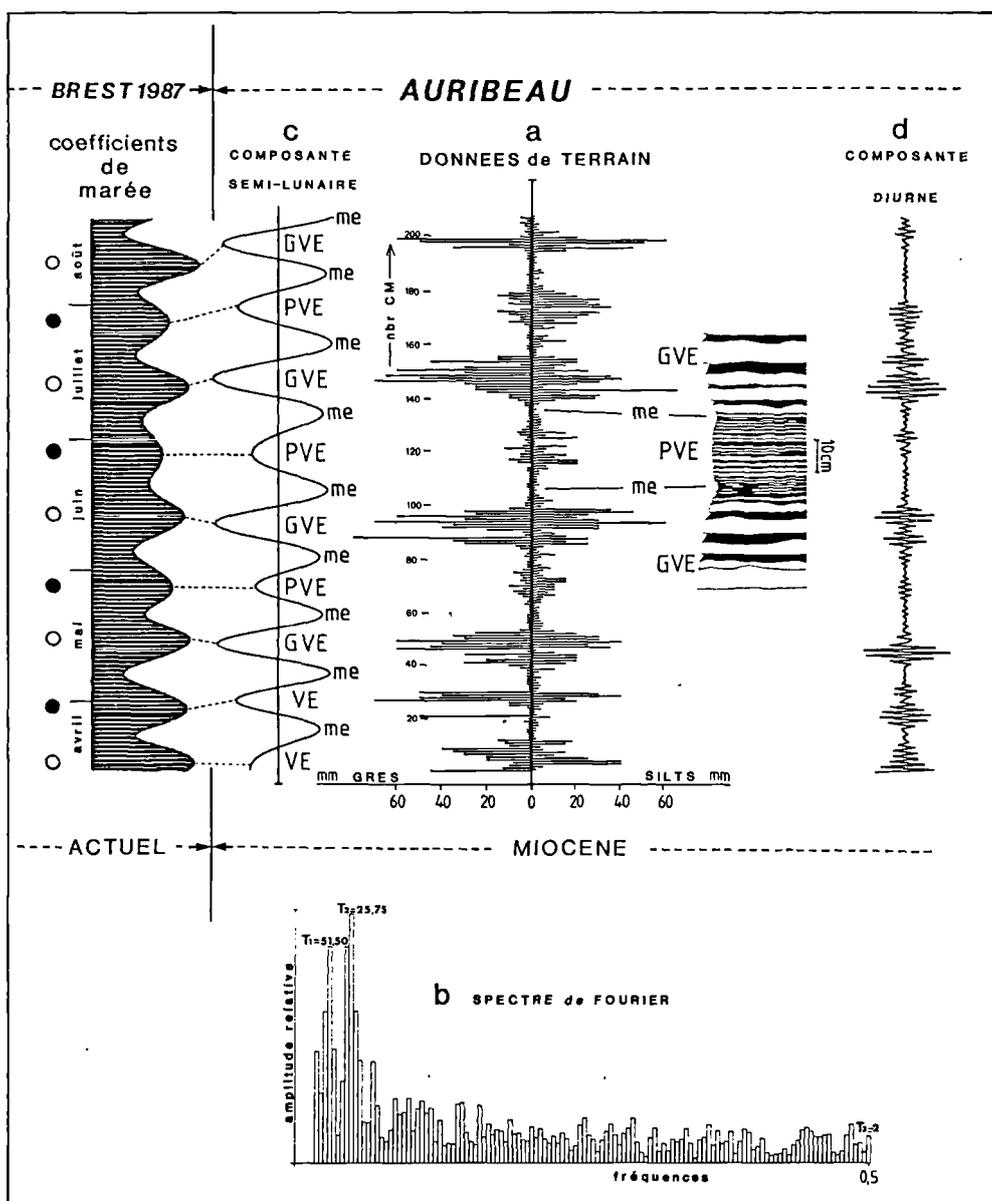


Fig. 10 — Affleurement d'Auribeau (Miocène, bassin de Digne). Un exemple d'enregistrement vertical de 9 cycles de morte-eau / vive-eau successifs (Tessier *et al.*, 1989)

Fig. 10. — Auribeau outcrop : a vertical record of 9 successive neap/spring cycles

IV. — CONCLUSION

A ce jour de nombreux exemples de rythmites tidales comme celles de la Baie du Mont-Saint-Michel ou du Bassin miocène de Digne, ont été décrits et notamment dans des formations sédimentaires anciennes d'âge très varié. Elles constituent avec les corps progradants qui enregistrent les cycles de morte-eau / vive-eau, le seul critère absolu de reconnaissance de la dynamique tidale. Leur présence et leur interprétation peuvent apporter au sédimentologue qui étudie une série tidale fossile de précieuses informations quant aux conditions hydrodynamiques, à l'environnement de dépôt et à son évolution.

La mise en évidence de ces enregistrements en accrétion verticale des différents cycles tidaux permet de plus d'identifier au sein d'une série sédimentaire la plus petite séquence élémentaire de dépôt. Elle équivaut exactement à 12 h. Ces séquences se regroupent en cycles de morte-eau / vive-eau qui correspondent alors à 14 jours de dépôt, puis en cycles lunaires (pleine lune / nouvelle lune) matérialisant 28 jours de sédimentation en continu. Ces faciès tidaux particuliers fournissent par conséquent un outil extrêmement précis pour mesurer le temps puisque qu'ils permettent d'estimer des taux de sédimentation instantanés, journaliers, mensuels, voire annuels. Ces taux sont très spectaculaires (plus de 1m/mois pour l'exemple d'Auribeau dans le Bassin de Digne) et sont sans commune mesure avec

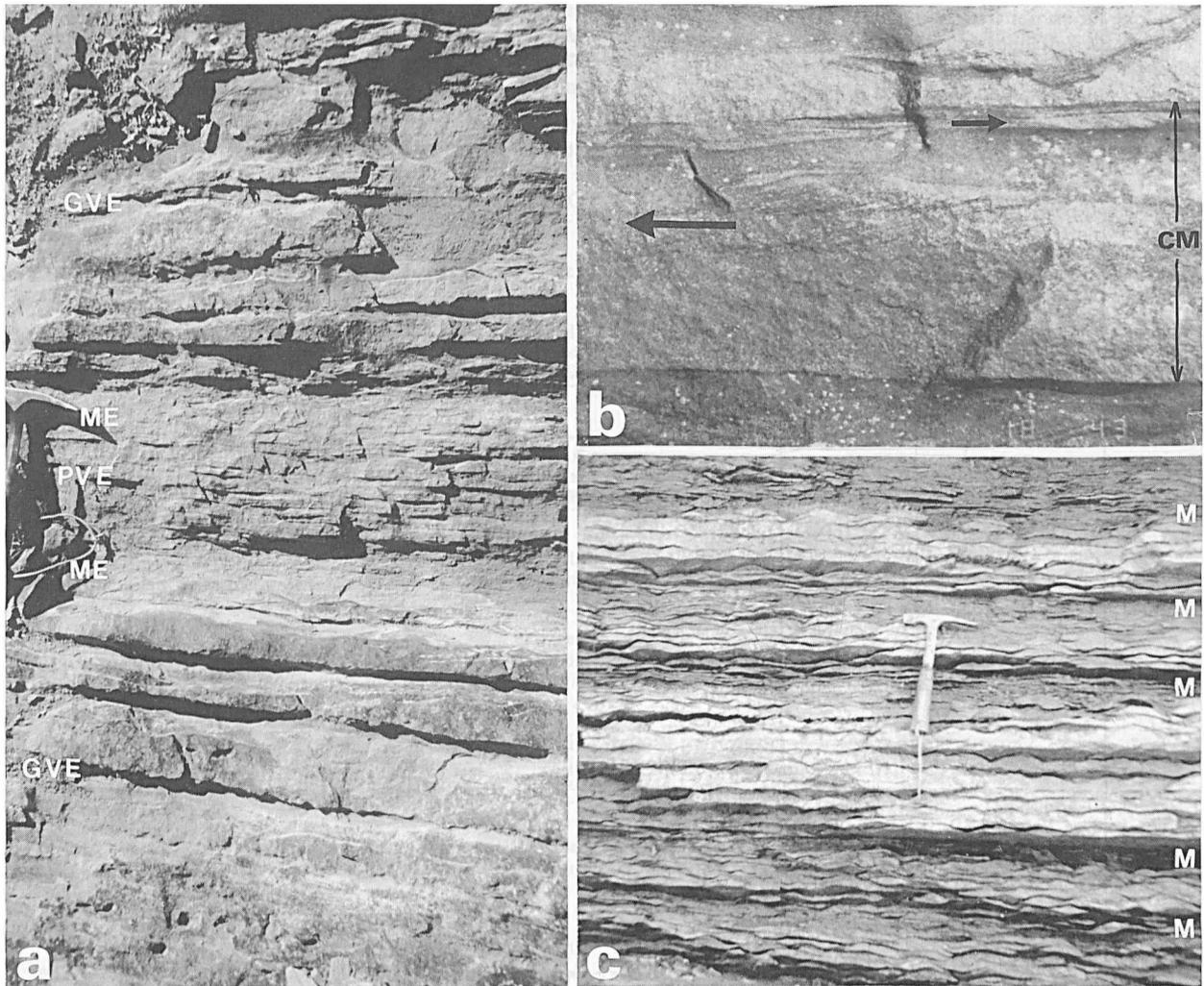


Fig. 11. — Les rythmites tidales dans la molasse marine Miocène du bassin de Digne
 (a) - Vue partielle de l'affleurement d'Auribeau montrant la superposition de cycles de grande vive-eau (GVE), morte-eau (ME), petite vive-eau (PVE), morte-eau, grande vive-eau, soit un total de 28 jours d'accrétion verticale en continu. (b) - Détail des rythmites d'Auribeau; le doublet élémentaire de marée (CM) représente 12 heures de dépôt et enregistre l'effet d'un courant dominant (grande flèche) et celui d'un courant subordonné (petite flèche). Le courant dominant correspond dans ce cas au flot. La barre mesure 5 cm.
 (c) - vue partielle de l'affleurement de Saint-Symphorien. Les mortes-eaux sont signalées par (M)

Fig. 11. — Tidal rhythmites in the Miocene Marine Molasse of the Digne basin
 (a) - Vue of Auribeau outcrop showing the superposition of high spring/low spring / high spring, i.e., 28 days of continuous vertical deposition
 b - Detailed view of Auribeau outcrop ; the elementary tidal couplet represent 12 hours of deposition and records the action of a dominant current and of a subordinate current. In the present case, the dominant current is the flood (scale bar is 5 cm) ; (c) - Saint-Symphorien outcrop

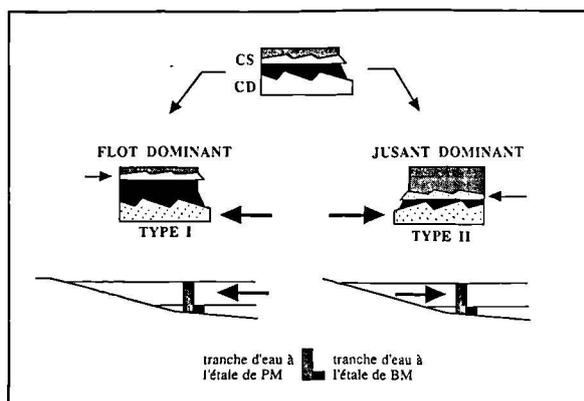


Fig. 12. — Les différents cycles élémentaires de marée d'Auribeau et leur interprétation (Miocène, Bassin de Digne). CD : courant dominant; CS : courant subordonné

Fig. 12. — The different elementary tidal cycles in the Auribeau alternations and their interpretation

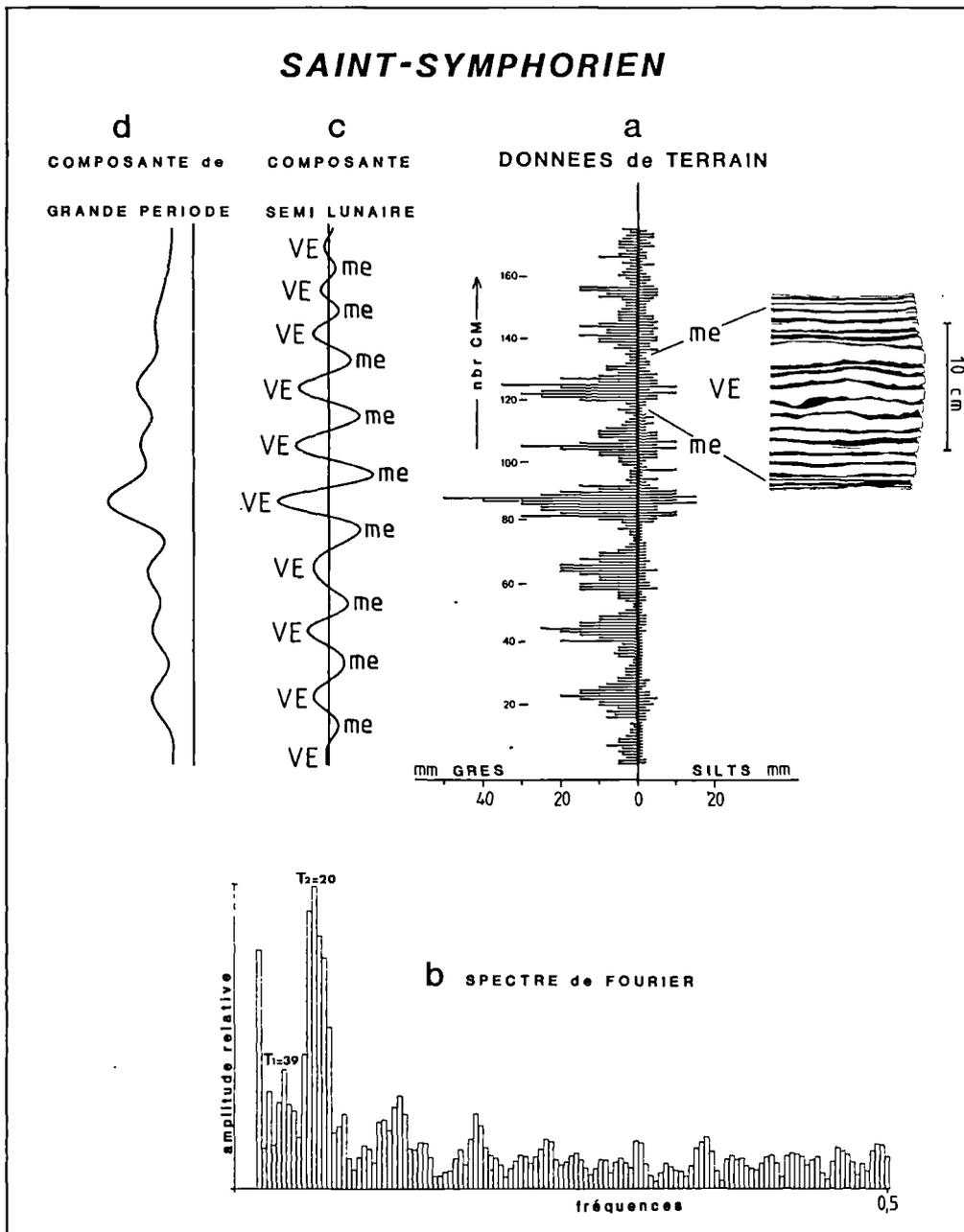


Fig. 13. — Affleurement de Saint Symphorien (Miocène, bassin de Digne). Un exemple d'enregistrement vertical de 10 cycles de morte-eau / vive-eau successifs (Tessier *et al.*, 1989)

Fig. 13. — Saint-Symphorien outcrop; a vertical record of 10 successive neap/spring cycles

les taux de sédimentation moyens qui peuvent être estimés quand on prend la totalité d'une formation sédimentaire. Le bassin de Digne, pourtant considéré comme très subsident, s'est comblé à une vitesse moyenne de seulement 0,1 à 0,2 mm / an !

L'existence des rythmites tidales montre donc que la répartition du temps dans un enregistrement sédimentaire, représenté par une formation quelconque, n'est absolument pas linéaire. Cet enregistrement correspond à une somme d'événements à taux de sédimentation très variables, ces taux pouvant être estimés à différentes échelles suivant la

séquence de dépôt considérée. La précision de cette estimation dépend entre autres de la connaissance du processus qui est à l'origine de l'enregistrement de la séquence étudiée. A toute échelle de séquences, ce processus correspond à une variation relative du niveau de la mer. La cause de ces variations relatives résultent d'une combinaison complexe entre l'eustatisme, la vitesse de subsidence et la quantité des apports. Ces facteurs de contrôle, extérieurs à la dynamique sédimentaire propre au milieu de dépôt, sont dits allocycliques. Parmi ces facteurs, on rappellera que les variations des paramètres orbitaux de la Terre, ou cycles de Milankovich, induisent des

oscillations cycliques du niveau marin relatif dont la fréquence varie de 20 000 à 400 000 ans. Les séquences de dépôts qui les matérialisent sont dites à haute et très haute fréquence. Quant à la séquence élémentaire de marée enfin,

dont la cause est en fait liée à une variation du niveau de la mer contrôlée par les forces gravitationnelles du système solaire, elle peut être considérée comme l'unité allocyclique de la plus haute fréquence actuellement identifiable.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN P. & HOMEWOOD P. (1984). — Evolution and mechanics of a Miocene tidal sand-wave. *Sedimentology*, v 31, pp. 63-81.
- ALLEN P., MANGRAJETZKY M., MATTER A & HOMEWOOD P. (1985). — Dynamic paleogeography of open Burdigalian seaway. Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.*, v 79, pp. 351-381.
- ARCHER A.W., KVALE E.P. & JOHNSON H.R. (1991). — Analysis of modern equatorial periodicities as a test of information encoded in ancient tidal rhythmites. In: *clastic tidal Sedimentology*, Eds Smith D.G. et al., *Can. Soc. Petrol. Geol.* mem.16, pp. 189-196.
- BAJARD J. (1966). — Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, VIII, pp. 39-111.
- BEAUDOIN B. & GIGOT P. (1970). — Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse marine miocène de Digne, Basses Alpes (France). *Sedimentology*, v 17, pp. 241-256.
- BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON R. & GIGOT P. (1975). — Les Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. IX ème Cong. int. Sédim., Nice, Excursion 7, 223 p.
- BOERSMA J.R. (1969). — Internal structures of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde Estuary, The Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, v 48, pp. 409-419.
- BOURCART J. & CHARLIER R. (1959). — The tangle : a "nonconforming" sediment. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v 70, pp. 565-568.
- CRUMEYROLLE P., RUBINO J.L. & CLAUZON G. (1991). — Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, v 12, pp.373-390.
- DALRYMPLE R.W., MAKINO Y. & ZAITLIN B.A. (1991). — Temporal and spatial patterns of rhythmites deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay). - Salmon River Estuary, Bay of Fundy. In: *clastic tidal Sedimentology*, Eds Smith D.G. et al., *Can. Soc. Petrol. Geol.* mem.16, pp. 137 - 160.
- ELLIOTT T., APPS G., DAVIS H., EVANS M., GHIBAUDO G. & GRAHAM R.H. (1985). — A structural and sedimentological traverse through the tertiary foreland basin of the external Alps of Southeastern France. *Int. Symposium on Foreland basin*, Fribourg, guide book, field excursion B, pp. 39-73.
- GIBRAT R., GOUGENHEIM A. & ZAHN J. P. (1971). — Les marées. *Encyclopédie Universalis*, France, v 10, pp. 498-503.
- GIGOT P., GRANGJACQUET C. & HACCARD D. (1974). — Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'éocène. *Bull. Soc. géol. France*, (8), XVI, pp. 128-139.
- GIGOT P., GUBLER Y. & HACCARD D. (1975). — Relation entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute Provence. IX ème Cong. int. Sédim., Nice, Thème 4, pp. 157-162.
- GUILCHER A. (1979). — Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson Ed., Paris, 2nd Edition, 344 p.
- KVALE E.P. & ARCHER A.W. (1990). — Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil FM. (Lower Pennsylvanian), Indiana. *J. Sedim. Petrol.*, v 60, pp.563-574.
- KVALE E.P. & ARCHER A.W. (1991). — Characteristic of two Pennsylvanian - age semi - diurnal tidal deposits in the Illinois Basin, U.S.A.- in *Clastic Tidal Sedimentology*, Smith D.G. et al. Eds, *Canadian Society of Petroleum Geologists*, mem 16, pp. 179-188.
- LACOMBE H. (1971). — Les mouvements de la mer. Courants, vagues, houles, marées. Doin Ed., Paris, 98 p.
- LARSONNEUR C. (1975). — Mont-Saint-Michel Bay, France. in Ginsburg R. Ed., *Tidal deposits*, Springer-Verlag, New-York, pp. 21-30.
- LARSONNEUR C. (1989). — La baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Inst. Géol. Bass. d'Aquit.*, v 46, pp. 5-74.
- NIO S.D. & YANG C.S. (1989). — Recognition of tidally-influenced facies and environments. Short Course Note series 1, Intergeos, 230 p.
- OPEN UNIVERSITY COURSE TEAM (1989). — Waves, tides and shallow water processes. Oxford, Pergamon Press, 187 p.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980). — Depositional sedimentary environments. Springer- Verlag, Berlin., 2nd revised edition, 549 p.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH F. (1968). — Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, v 11, pp. 99-104.
- SALOMON J.C. & ALLEN G.P. (1983). — Rôle sédimentologique de la marée dans les estuaires à fort marnage. *Comp. Franç. des Pétrol.*, Notes et mémoires, v 18, pp. 35-44.
- TERWINDT J.H.J. (1981). — Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of North Sea. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, v 5, pp. 4-26.
- TESSIER B. & GIGOT P. (1989). — A vertical record of different tidal cyclicities. An example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, v 36, pp. 767-776.
- TESSIER B., MONFORT Y., GIGOT P. & LARSONNEUR C. (1989). — Enregistrement des cycles tidaux en accretion verticale, adaptation d'un outil de traitement mathématique. Exemples en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène du bassin de Digne. *Bull. Soc. géol. France*, (8), V, pp. 1029-1041.
- TESSIER B. (1990). — Enregistrement des cycles tidaux en accretion verticale dans un milieu actuel, la baie du Mont-Saint-Michel et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne). thèse d'université, Caen, 125p.
- VISSER M.J. (1980). — Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits. A preliminary note. *Geology*, v 8, pp. 543-546.
- WILLIAMS G.E. (1989). — Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation. *J. Geol. Soc. London*, v 146, pp. 97-111.
- YANG C.S. & NIO S.D. (1985). — The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, v 32, pp. 41-57.

TURBIDITY IN FRENCH COASTAL WATERS OF THE DOVER STRAIT ILLUSTRATED BY SATELLITE IMAGERY

Illustration par l'imagerie satellite de la turbidité dans les eaux côtières du détroit du Pas-de-Calais

by Charlotte VINCHON(*), Jean-Paul P.DUPONT(**), Robert LAFITE(**), Alison MATTHEWS(***)

(Plates IX to XIII)

Abstract. — Behaviour of the turbidity plume in coastal waters offshore Cap Gris Nez, on the French side of the Dover Strait, is illustrated through archived SPOT and Landsat TM satellite imagery. Absence of in situ calibration of air and water reflectance and diffusion hinders quantification and qualification of the turbidity. The approach here is focused on the dynamic behaviour of the plume in relation to seasons and tides. Seasonal influence is observed essentially on the density and the width of the plume, whereas tidal effect influences the shape with a time lag in its response to the main tidal current. Shore morphology, man-built or natural, appears to contribute to this lag. Wind seems to have little effect.

Résumé. — En appui au projet CEE/MAST FLUXMANCHE, dont l'objectif est de quantifier les flux biogéochimiques dissous et particuliers entrant et sortant de la Manche Orientale, le comportement du panache de turbidité dans les eaux côtières est illustré à partir d'images d'archives, acquises par les satellites SPOT et Landsat TM.

Les images, acquises dans des conditions de marées et de saisons différentes permettent d'évaluer le comportement dynamique du panache de turbidité. Cette démarche est strictement descriptive, puisqu'il n'est pas possible de quantifier ou de qualifier cette turbidité, en l'absence de mesures in-situ qui permettraient de calibrer les phénomènes de réflectance et de diffusion de la lumière dans l'eau et dans l'air.

L'effet saisonnier se marque essentiellement sur la densité et la largeur du panache : à la fin du printemps et en été, la densité du panache turbide est faible et l'information est liée à la réflectance du fond (fig. 1). Seuls, quelques petits panaches turbides suggèrent des remises en suspension du fond ou de l'estran. Le panache turbide principal est étroit, parallèle à la côte. De l'automne jusqu'au début du printemps, la réflectance est plus forte, vraisemblablement liée à une plus forte densité du panache turbide et à une nature terrigène des suspensions solides. Le panache principal est large, reflétant la stratification du front (Brylinski et al, 1990, 1991).

L'effet de la marée joue sur la forme du panache (fig. 10). Les courants de marée entraînent un déplacement en masse du panache dans le sens du courant ; cependant, le panache montre une certaine inertie pour répondre aux changements de sens des courants, ce qui provoque la déformation du contour du panache.

La morphologie de la côte, naturelle ou anthropique, provoque une effet de frottement qui s'ajoute à cette inertie du panache turbide, et peut générer des petits tourbillons et panaches en sens inverse du courant dominant, associé à des rétrocourants côtiers.

Sur les images observées, le vent a peu d'influence sur le panache turbide.

La haute résolution des images SPOT et la superposition sur les images Landsat de différents paramètres permet d'obtenir une notion relativement précise de la distribution et du comportement du panache turbide côtier. Dans cette démarche descriptive, il sera intéressant d'ajouter les images de thermicité superficielle données par NOAA.

Cependant, pour aller plus avant dans une quantification et une qualification de cette turbidité, il importe d'acquérir en temps réel les données de réflectance et de diffusion de l'eau et de l'atmosphère, et surtout d'établir une calibration des images par des mesures in-situ de la nature et de la teneur des matières solides en suspension.

(*) BRGM/SGN, BP 6009, 45060 Orléans cedex.

(**) Laboratoire de Sédimentologie, Université de Rouen.

(***) Southampton University Department of Oceanography, U.K.

Note présentée le 14 Avril 1993 et acceptée pour publication le 3 Novembre 1993.

I. — INTRODUCTION

Within the framework of the EEC FLUXMANCHE (MAST) project on hydrodynamics and sediment input from the Eastern English channel towards the North Sea, a study of satellite imagery was carried out to illustrate the behaviour of turbidity clouds in relation to the coastal morphology and to seasonal and tidal variations. Four SPOT images, framing the coastline between Boulogne and Dunkirk at different seasons and tides were obtained from BRGM archives, and a Landsat TM image covering the same area was purchased so as to compare data provided by different satellites. Other Landsat TM satellite imagery obtained for the FLUXMANCHE project by the Remote Sensing Laboratory of the University of Southampton (UK) was also compared with the BRGM archive images.

Following a summary of existing data on the Dover Strait, mainly collected through the EEC Fluxmanche programme, and a brief presentation of the used for SPOT and Landsat image interpretation, a description and preliminary interpretation is given of the images. This is done using seasonal and tidal parameters, and provides a demonstration of the interest and limitations in using SPOT and Landsat TM. satellite imagery to obtain a 2-D picture of suspended particle matter (SPM) distribution in coastal water masses.

II. — HYDRODYNAMIC DATA FOR IN THE WESTERN DOVER STRAIT

1) Bathymetry and morphology

Data on the bathymetry and morphology of the Dover Strait has been compiled by Augris *et al.* (1990), who show that depths in the Dover Strait almost never exceed 50 m and are slowly increasing seawards with a maximum slope of 2-3°. The sea floor morphology is smooth with, on the eastern side of the Channel, elongate sand banks forming part of a larger structure known as the "Flemish banks". These banks, 5 to 50 km long, 5 km wide, 25 m high, generally with a slightly asymmetric shape (the gentle slope facing seaward), are oriented NNW to the south of Cap Gris Nez, and NW to the north of Cap Gris Nez. They and overlie a gravel bed, itself resting on bedrock (Cretaceous and Jurassic deposits).

The shoreline, from south to north, consists of wide sandy beaches backed by dunes (Baie d'Authie to Cap d'Alprech), then narrow gravelly beaches backed by cliffs and with outcrops of bedrock (from Cap d'Alprech to Cap Gris Nez), and finally wide sandy beaches with outcrops of bedrock (from Cap Gris-Nez to the Belgian border). The beaches are fronted by sandy bars and runnels ("baches") parallel to the shore.

2) Tides and currents

The tidal range in the eastern part of the Dover Strait is large, reaching 7.7 m during spring tides in Boulogne, but decreasing towards Dunkirk. The tidal variation shows a delay of about 1 hour between Boulogne and Dunkirk, with flood tide lasting 5 to 5.5 hours and ebb tide lasting approximately 7 hours.

Tidal currents are dominant in the Dover Strait, flowing southwards during flood tide, reversing one hour before high tide, and flowing northwards during ebb tide, reversing 1.5 hours before low tide; the flood current is the stronger. Surface currents can reach speeds of 3.4 knots at Cap Gris Nez during spring tides, decreasing southwards and northwards. Bottom currents decrease by 20 to 30% offshore, and still more near the coast where swell currents interfere.

3) Salinity and temperature

Temperature and salinity measurements carried out offshore Equihen, south of Cap Gris Nez (Brylinski and Lagadeuc, 1990; Brylinski *et al.*, 1991) show the existence of a front between coastal and offshore waters lying 2 to 5 nautical miles (nm) from the shoreline. This is mainly a salinity and density front (34.5 g/l salinity front, with lower salinity and density in coastal waters), the temperature gradient being insignificant. The coastal water mass is also identified by its high phytoplankton content.

The shape of this front is strongly influenced by the tides, being vertical during spring tides, oscillating landwards and seawards respectively at flood and ebb, and dipping landward during neap tides. This shape can be exaggerated by fresh-water river input.

New data on a transect through the Strait were collected during the Fluxmanche project, but the results are still being processed.

4) Turbidity

Turbidity profiles (Dupont *et al.*, 1991) are very irregular. A high turbidity level occurs near the shore, linked to the coastal turbidity plume, and another exists offshore where the tidal current is strongest. Other turbidity peaks are linked to the salinity front, as if this acts as a hydrodynamic barrier for particle concentration and exchange.

A chlorophyll profile shows the highest concentration offshore, and the lowest concentration in the transitional zone of the front. The concentration then increases landwards in the coastal water zone, but decreases abruptly in the turbid coastal fringe.

Floral associations have proved to be a useful tool for qualifying SPM origins and, in a further step, for characterizing water masses: coastal input can be identified by fossil coccoliths, and benthic-intertidal diatoms demonstrate reworking of coastal and intertidal sediment; fresh river water and brine input is shown by a specific association of benthic and planktonic diatoms and fine terrigenous silt. Offshore waters are characterized by a high production of phytoplankton and the local reworking of bottom sediments and water by strong tidal currents in the central zone of the Strait (Dupont *et al.*, 1991).

Exchange is favoured by a stratified front (neap tide, river flood) up to a factor of 102 to 103.

Fluxmanche data collected over the last year on particle size and floral associations in the different water masses are still being processed.

III. — SPOT AND LANDSAT PARAMETERS

The study of remotely sensed images aims to illustrate, in 2-D, the dynamic behaviour of the water masses described above by using reflectance properties of the water. Two types of image have been collected: airborne remote sensing imagery (CASSI) and satellite imagery (SPOT and Landsat). This article deals with the satellite imagery.

Pure water has a low spectral reflectance intensity, mainly within the green wavelengths, which is shown up by false colour processing (in blue or stretched red and yellow). The intensity of water spectral reflectance increases, in high wavelengths, with the presence of SPM due to light scatter, and is enhanced by decreasing particle size and mineral content. Chlorophyll content, inhibits spectral reflectance in short wavelength, by absorbing light (Curran and Novo, 1988).

Because the studied imagery is archived imagery, this relationship between SPM concentration and water reflectance, with regard to chlorophyll and mineral content, cannot be calibrated by reliable *in situ* measurement. For the same reason, the atmospheric effect on water colour has not been considered due to the lack of measurement of surface reflectance. The purpose of this article, therefore, is to describe the dynamic behaviour of the turbidity plume in relation to tide- and season-induced parameters, and although empirical approximations have been made, when data exist for similar tidal or seasonal situations, these can only be considered as such. In further studies it is hoped to be able to calibrate turbidity composition, SPM content and atmospheric effects by *in situ* measurements in real time with the image (Violler, 1980, Martel, 1990).

SPOT is a multichannel satellite (equipped with two sensors for visible light, and one in the close infra-red) with a periodicity of 26 days. Images are taken at variable angles between 23°W and 23° E, at approximately 9h30 UT; this decreases the periodicity to 3 to 4 days, giving a similar scene at slightly different angles, which explains the slight deformation between the different scenes described below.

A SPOT scene is 60 km wide, with the size of each pixel representing 20 m ; the maximum depth resolution is 15 m, depending on the turbidity. Traditional false-colour compositions were made on the SPOT images so that green appears blue, red appears green, and infra-red appears red (fig. 1; Plates IX to XIII), and sometimes specific stretching was used to outline certain features (Plate XIV).

Landsat TM1 is also a multichannel satellite, and has a periodicity of 18 days; the considered scene is taken at nadir, at approximately 9h40 UT. Each scene is 185 km wide with pixel size, depending on channel and wavelength, varying from 30 m in visible light to 120 m for far IR. Spectral resolution depth also varies with wavelength and channels, ranging from a few nanometres for high wavelength (IR) to 15 metres for short wavelength. The TM1 sensor underlines phytoplankton content. The Landsat images used here were a composition of images obtained by compilation of channels 1 to 5 and 7 covering different wavelengths from blue (1) to close IR (4 and 5) and middle IR (7)(fig. 2; Plate IX).

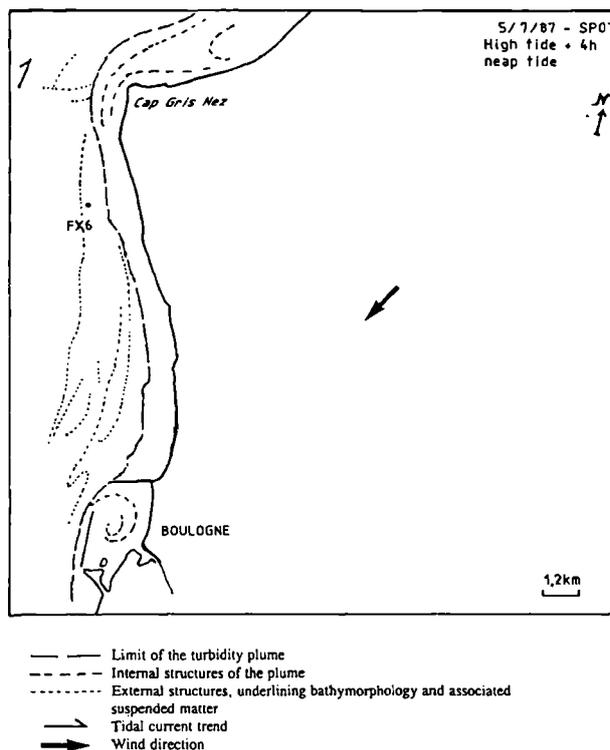


Fig. 1. — Interpretation of the 5/7/87 SPOT picture in terms of turbidity

Fig. 1. — *Interprétation de l'image SPOT du 5/7/87, en termes de turbidité*

IV. — DESCRIPTION AND INTERPRETATION OF SPOT AND LANDSAT TM. IMAGERY

The SPOT images used here were obtained from BRGM archives, having been purchased for other projects, such as land and fresh-water analyses; the scenes are framed on the eastern part of Dover Strait from Dunkirk to south of Boulogne. The Landsat image covering the same area is also an archived picture that was purchased specially for the present project (Table 1). The images were all taken at different seasons and tides, for which the conditions are given in Table II.

Date	Satellite	Sensor	Scenery	View angle
5.7.87	SPOT		38247	18.1°
21.12.89	SPOT		37247	7.6°
17.3.90	SPOT		37247	3.1°
17.3.90	SPOT		37248	3.1°
26.5.86	SPOT		36247	0°
7.9.88	LANDSAT	TM		0°
11.1.88	LANDSAT	TM		0°

Table 1. — Parameters of the acquired images

Tableau 1. — Paramètres d'acquisition des images

Date	Tidal conditions in Boulogne	Tidal coefficient	Tidal current trend	Tidal current speed	Wind direction rose of 36	Wind speed(m/s)	Atmospheric pressure(hpa)	Sea roughness
5.7.87	HT + 4h	50	NNE	0.4Kn	6	6	1014	quiet
21.12.89	HT + 3h 30	43	NNE	1.0 kn	18	14	989	rough
17.3.90	HT - 5h	67	SSW	2.5 kn	14	6	1019	
17.3.90	HT- 5h	67	SSW	2.5Kkn	14	6	1019	
26.5.86	HT - 4h	93	SSW	3.3 kn	24	4	1012	quiet
7.9.88	HT+ 1h	45	NNE	2.0 kn	16	3	1018	
11.1.88	HT + 6h	57	SSW	1.1kn	26	11	1012	

Table II. — Tidal and meteorological conditions during acquisition of the pictures
 Tableau II. — Conditions tidales et météorologiques pendant l'acquisition des images

A study of the images makes it possible to outline the front of the turbidity plume and possible internal features. This is seen, in the first instance, by examining the images according to their seasonal rather than true chronology, beginning with the summer when the turbidity is low. In the second instance, the images are compared in relation to tidal situation and associated currents.

1) Image of 5/7/87

This SPOT image (Scene 38247/248; fig. 1; Plate IX, fig. A) was taken in summer at ebb-tide (HT+4 h in Boulogne, HT+3 h in Dunkirk) during a period of neap tide (coefficient 50). The tidal current was weak and flowing northwards shortly before reverse. Meteorological conditions consisted of high pressure (1014 hPa) with little nebulosity, average visibility and a quiet sea. The wind was stable from southwest with a speed of 6m/s.

The water is clear, and the information obtained from the image is related mainly to the bathymetry and coastal morphology. Within of 2 km of the shoreline, the "blue" colour of the image is lighter and correlates with shallow water, or emerging banks (bank at Ligne-Wissant). These irregularities of the bottom relief are surrounded by a short-distance plume which also reflects the direction of the tidal currents (weak northward current just before reversal). Bedrock cropping out offshore Cap Gris Nez gives rise to a diffuse turbidity cloud. Coastal relief or man-made structures can initiate a deviation in the direction of the cloud, forming a feathered structure north of Cap Gris Nez, a well-formed eddy within the Port of Boulogne, and a less-structured eddy offshore the Port of Calais.

A stretch colour effect in green, seawards of the 2-km-wide "blue" structure, shows up the bathymorphology and the different sea-bottom structures due to the distribution of sand and gravel described by Augris et al, (1990).

The narrowness of the turbidity plume can be compared with in situ measurements made during the 1990 Mast 1 sea campaigns by Dupont *et al.* (1991). These gave a low (<10 mg/l) SPM content at station FX6 in July and August.

2) Image of 7/9/88

This Landsat TM image was taken at 9h40 UT. The scene covers the whole of the Dover Strait and the French coast down to Pays de Caux (120 x 120 km), and was taken a few days before the Fluxmanche September 1990 (Plate IX, fig. B).

Tidal conditions were the beginning of the ebb tide (HT+1h) in Boulogne and at high tide in Dunkirk, during a

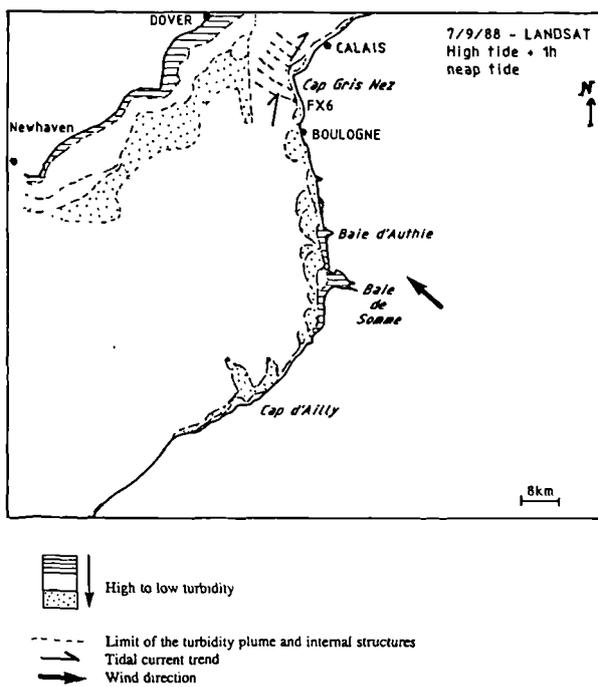


Fig. 2. — Interpretation of the 7/9/88 Landsat TM pictures in terms of turbidity

Fig. 2. — Interprétation de l'image Landsat TM. du 7/9/88, en termes de turbidité

period of neap tide (coefficient 45). The tidal current was northward and strong (about 1.3 knot) and the wind was southeasterly with a speed of 13 m/s.

The coastal band observed on the SPOT image can be clearly seen on the Landsat image (Plate IX, fig. B; fig. 2), and appears more patchy south of Cap Gris Nez. The Somme estuary generates a large plume, which diffuses to the north and south and covers the Authie river plume northwards. Cap d'Ailly, south of Dieppe, generates a small plume trending northwest.

The plume is more continuous north of Cap Gris Nez, decreasing in intensity seawards up to a sharp limit in the centre of the Strait. The western side of the Strait shows a high-density turbidity cloud which is continuous along the English coast and gradually decreases seawards up to a sharp limit in the centre of the Strait (this sharp limit, nevertheless, could be due to atmospheric effects or sensor defect, enhanced by the image processing).

The Landsat TM1 sensor enhances the phytoplanktonic content of the plumes. However, the distribution of the plumes south of Cap Gris Nez are seen to be clearly linked to water and telluric input from the Somme and Authie rivers, and also reflect coastal erosion at Cap d'Ailly, south of Dieppe. North of Cap Gris Nez, the plume structure is not influenced by telluric input and its behaviour is controlled by the current direction.

3) Image of 21/12/89

This SPOT image (Scene 37247; figs. 3 and 4; Plate X, figs. A, B) was taken in winter at ebb tide (HT+3h30 in Boulogne, HT+2h30 in Dunkirk) during a period of neap tide (coefficient 43). The tidal current was weak and flowing north-northeast.

Meteorological conditions, indicated by small cumuli in the northwest of the image and over land, were low pressure (990 hPa), high nebulosity and average visibility, with an agitated sea. The wind was northerly to northeasterly with a speed of 14m/s.

The light "blue" band following the coastline is, here, not dependent on bottom morphology. Its width varies between 2 km (offshore Boulogne) and 5 km (offshore Wissant) and appears as a superposition of turbidity plumes of decreasing colour density seawards and northwards both within a single unit and between different units. This superposition can be observed offshore Boulogne, north of Cap Gris Nez, offshore Blanc Nez, and offshore Calais (fig. 3; Plate X, fig. B)

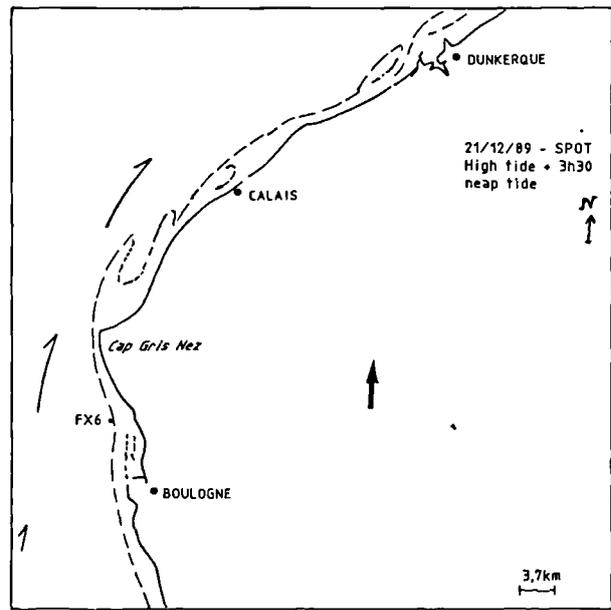
The outer edges of the turbidity plumes are fairly diffuse, or feather like; the outer cloud, especially north of Cap Gris Nez (fig. 4; Plate X, fig. B), shows a sharper limit with dark "blue" water offshore. The shoreward limits of individual plumes are diffuse. Coastal man-made structures induce small eddies within the wider band.

The shape of the turbidity plumes suggests a general northward to northeastward movement and inside dislocation of the plume by a slight reverse movement; the main currents are, at the time of ebb tide, oriented northwards. The width of the plume appears to be associated with the current speed, and its movement to the current direction. The diffuse inner limits of individual plumes can be explained by a residual current linked to a shear effect of the coastal morphology and/or to inertia of the SPM plume compared to water movement.

Offshore Boulogne, the light "blue" plume front is close (2 nm from the shore) to the 20 mg/l SPM concentration isovalue measured in situ in December 1990 (Shimwell *et al.*, 1991); station FX6 is inside the plume. The width of the plume increases north of Cap Gris Nez up to Dunkirk (3 to 4 nm) and shows a more irregular seaward edge echoing the coastal morphology. The decreasing intensity of light "blue" seawards may be associated with a stratified form of the front, dipping landwards at ebb tide during the period of neap tide, enhanced by the higher river discharge in winter (Dupont *et al.*, 1991).

4) Image of 11/1/88

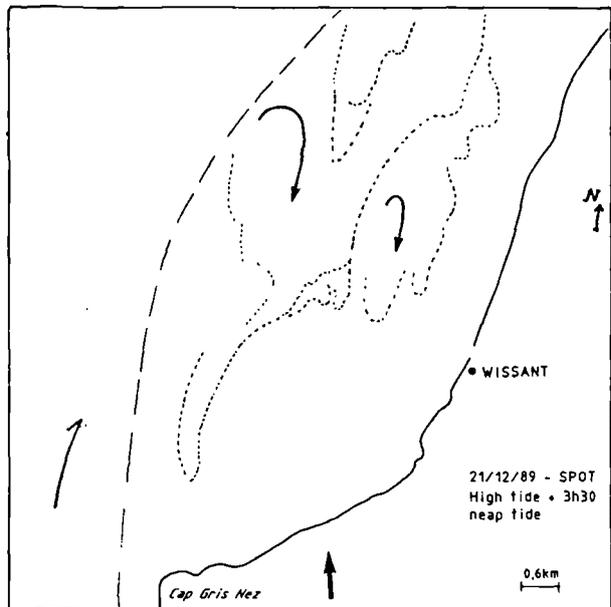
This Landsat TM image (fig. 5; Plate XI) was provided by Southampton University Department of Oceanography. It was taken in winter at low tide, in Boulogne, during a



— — — Limit of the turbidity plume
 - - - - - Internal structures of the plume
 - - - - - Tidal current trend
 ——— Wind direction

Fig. 3. — Interpretation of the 21/12/89 SPOT picture in terms of turbidity

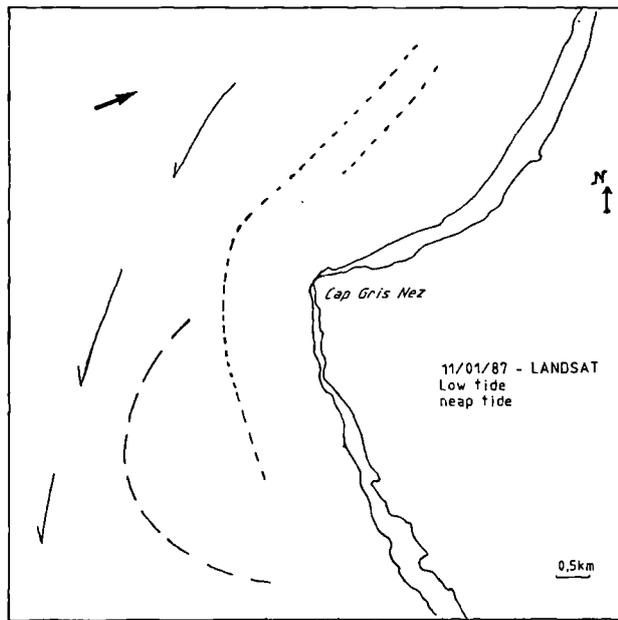
Fig. 3. — Interprétation de l'image SPOT du 21/12/89 en termes de turbidité



— — — Limit of the turbidity plume
 - - - - - internal structures
 - - - - - tidal current trend
 ——— reverse currents
 ——— wind direction

Fig. 4. — Interpretation of the 21/12/89 SPOT picture in terms of turbidity — Detail of the eddy north of Cap Gris Nez

Fig. 4. — Interprétation de l'image SPOT du 21/12/89, en termes de turbidité. Détail du tourbillon au nord du Cap Gris Nez



--- Limit of the internal plume
 — Limit of the distal plume
 → Tidal current trend
 → Wind direction

Fig. 5. — Interpretation of the 11/1/88 Landsat TM picture in terms of turbidity

Fig. 5. — Interprétation de l'image Landsat TM du 11/1/88 en termes de turbidité

period of neap tide (coefficient 57). The tidal current was southwards, increasing to 1 knot; the wind was west-southwesterly with a speed of 11 m/s; pressure condition were high (1012 hPa).

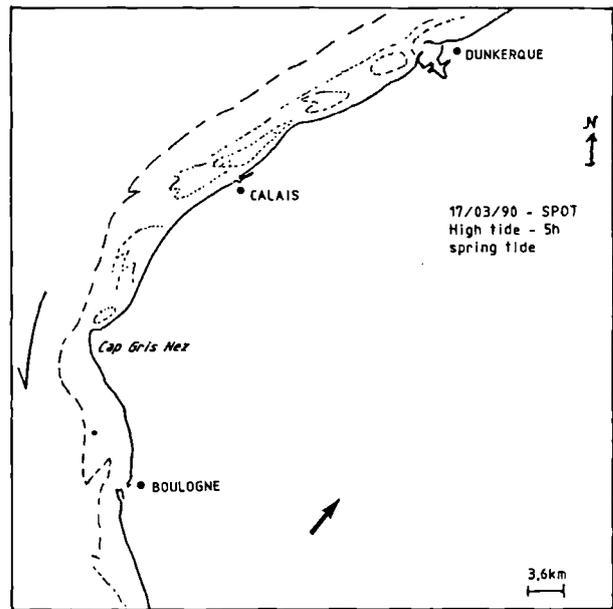
This composite colour picture shows the coastal front offshore Cap Gris Nez. The shape of the plume is complex, made up of composite plumes, and the external plume stretches more than 3 nm with a lobate shape south of Cap Gris Nez; station FX6 is on the southern edge of this lobate shape. An inner plume can be seen that is denser than the lobate plume. It is 1.5 nm wide south of Cap Gris Nez and more than 2 nm wide north of Cap Gris Nez, with a diffuse limit towards north. This internal shape is similar to that seen in the plume of the 21/12/89 image.

5) Image of 17/3/90

This SPOT image (Scene 37247; figs. 6 and 7; Plate XII, figs. A, B) was taken in late winter, one week after a strong storm, at the beginning of flood tide (HT-5h at Boulogne, LT at Dunkirk) during a period of neap tide. The tidal current was southward and strong (2.0 knots).

Meteorological conditions were high pressure (1019 hPa) with a southeasterly wind blowing at 14m/s.

The light "blue" structure appears complex (fig. 6; Plate XII, fig. A). It is wide (up to 4 nm offshore Dunkirk), and is subdivided into elongate shapes (1 nm wide, and about 5 nm long, subparallel to the coastline. The shapes are better defined north of Cap Gris Nez. Eddies formed within the plume near man-made structures (Ports of Calais and Dunkirk; fig. 7; Plate XII, fig. B).



--- Limit of the turbidity plume
 ••• Internal structures : manmade constructions induced eddies
 → Tidal current trend
 → Wind direction

Fig. 6.— Interpretation of the 17/3/90 SPOT picture in terms of turbidity

Fig. 6. — Interprétation de l'image SPOT du 17/3/90, en termes de turbidité

Zoomed images on the outer plume north of Boulogne suggest a slight southward movement. Contrary to this, two diffuse structures on the outer edge of the inner plume offshore Cap Blanc Nez, and between Calais and Dunkirk, suggest a slight northward movement. South of Cap Gris Nez, the band limit is narrower but even more diffuse; no movement is suggested. The southward movement is associated with the tidal current situation, although the inner plume seems to show a certain inertia to the current strength.

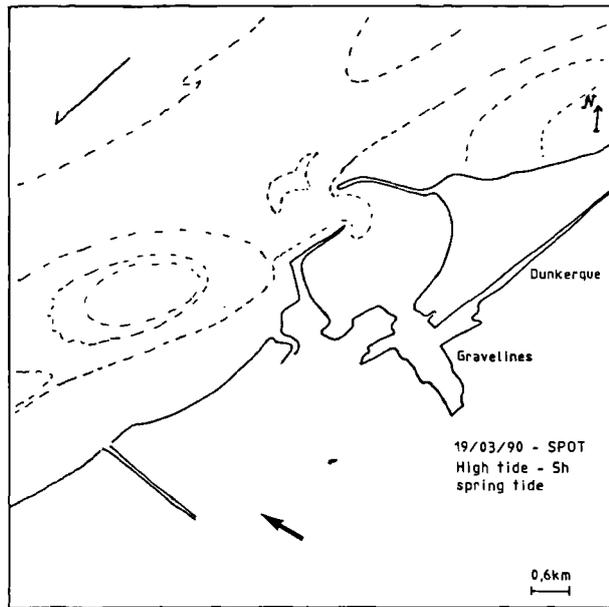
Seasonal parameters (high river and coastal discharge after the storm, mainly terrigenous; stratified water) are likely to interfere on the width of the light "blue" band and its intensity, enhancing the colour dispersion. It is likely to be close to the definition of the coastal water mass.

6) Image of 26/5/86

This SPOT image (Scene 36247; figs. 8 and 9; Plate XIII, figs. A, B) was taken in late spring at flood tide (HT-4h at Boulogne, HT-5h at Dunkirk) during a period of spring tide (coefficient 93). The tidal currents were southward and strong.

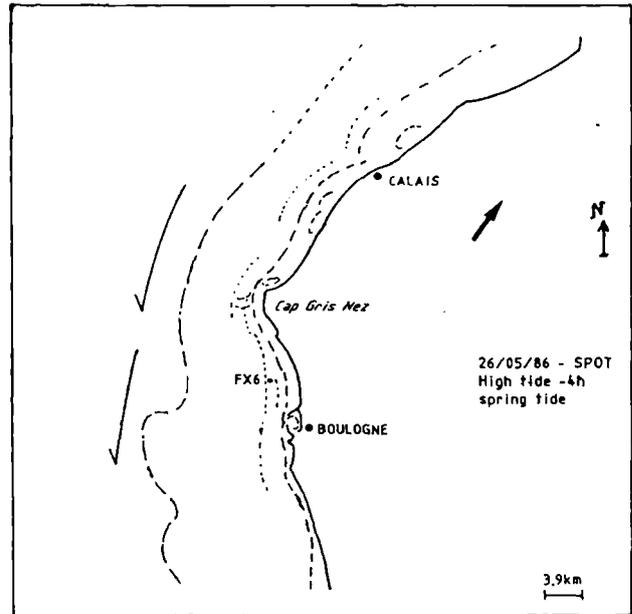
Meteorological conditions at 9h UT were good with high pressure (1012 hPa), low nebulosity, visibility of 2500 m with a quiet sea, and a northeasterly wind blowing at 4 m/s.

The water appears clear and the main plume is narrow, less than 1 nm offshore. Colour stretching (fig. 8; Plate XIII, fig. A) reveals the bottom topography offshore



--- eddies structure inside the turbidity plume, induced by man made construction
 → Tidal current trend
 → Wind direction

Fig. 7. — Detail of the 17/3/90 SPOT picture — Offshore Dunkirk
 Fig. 7. — Détail de l'image SPOT du 17/3/90, au large de Dunkirk



--- limit of the distal turbidity plume
 --- limit of the proximal turbidity plume
 internal structures in the distal turbidity plume
 → Tidal current trend
 → Wind direction

Fig. 8. — Interpretation of the 26/5/86 SPOT image in terms of turbidity

Fig. 8. — Interprétation de l'image SPOT du 26/5/86 en termes de turbidité

Boulogne (Augris *et al.*, 1990). This inner plume is very similar to that on the 5/7/87 image, despite different tidal parameters. Small turbidity plumes are essentially linked to bottom irregularities and man-made structures that induce small eddies. A secondary feature is observed between offshore Boulogne at a distance of between 4 nm (north of Gris Nez) and 10 nm (south) where it forms two lobate structures (fig. 9; Plate XIII, fig. B) appearing like large "stains" on the surface of the water. It could be associated to a secondary turbidity plume but can also be due to atmospheric effects or sensor defect, enhanced by color treatment.

V. — SUMMARY AND CONCLUSIONS

Preliminary interpretation of archived satellite imagery from different tidal and seasonal situations leads to a dynamic notion of the turbidity plume behaviour. Complementary studies on pictures calibrated in relation to reflectance and diffusion parameters of water and atmosphere should enable further interpretation relative to the SPM composition and its quantification.

The influence of seasonal, tidal and other parameters on turbidity plume behaviour is discussed in the following paragraphs, and an analysis of the data provided by different satellite imagery is given.

1) Interpretation of the images in relation to seasonal and tidal variation

Although there are not enough images to cover a complete cycle, either seasonal or tidal, the effect of

seasonal and/or tidal parameters can be recognized. The images reflect a combination of those parameters.

a) Seasonal variations observed from the images

The description of both SPOT and Landsat images reveals a high variability in the structure of the turbid front. The seasonal situation seems to have very little effect on the shape of the turbidity cloud; the main effect is on its density and width. This is observed on the late spring and summer images, where most of the information is obtained by bottom reflectance in shallow water, with localized plumes likely to contain a terrigenous content, suggesting coastal input and bottom re-suspension of limited extent. The main plume is narrow and close to the shore

The reflectance in autumn, winter and early spring is higher, probably linked to a higher quantity of SPM of terrigenous content, and to a stratified structure of the front due to certain tidal conditions (neap tide) and fresh water input. Certain meteorological conditions can also enhance the picture of the front.

Further interpretation concerning characterization and evaluation of the SPM content requires further calibration of the atmospheric effect, of the surface reflectance, and of diffusion effect of the water mass.

b) Tidal influence on the dynamism of the turbidity plume

Variations due to tidal situations are essentially on the shape of the plume (fig. 11). The flow of the tidal current induces a general movement of the plume in the same

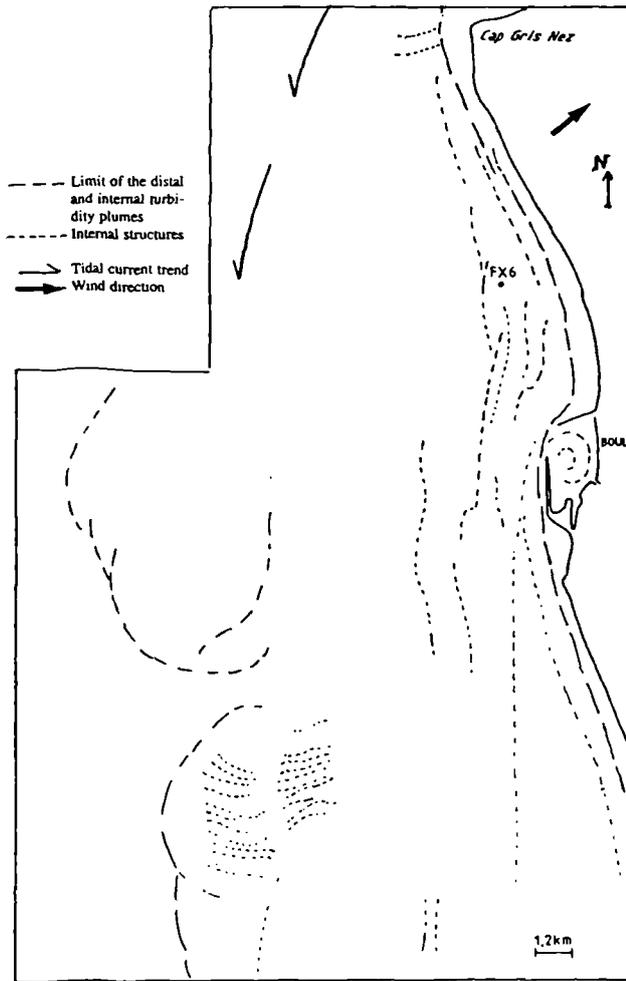


Fig. 9. — Detail of the 26/5/86 SPOT picture — Interpretation.
 Fig. 9. — Détail de l'image SPOT du 26/5/86. Interprétation.

direction, enhanced by a cape effect south of Gris Nez. In detail, however, some of the images show a residual plume (cf. Landsat of 7/9/88) or a reverse trend to the dominant current (SPOT of 21/12/89). These features are attributed to the inertia of the turbidity plume inducing a time lag in the response to the change compared to the water mass and current measured at the water surface. It could also be due to a differential vertical current.

c) Other parameters

That tidal and seasonal effects are the major parameters on shape, width and density of the turbidity plume are seen from the satellite imagery, and they are intimately combined. Nevertheless, in detail it is seen that other parameters interfere, such as coastal morphology (capes) and man-made structures (ports) which generate nearshore eddies that inducing friction and add to the time lag due to inertia of the plume. This can be observed on the SPOT images of 17/3/90 and 21/12/89.

Wind effect appears to have little influence either on shape or width of the turbidity plume (fig. 10).

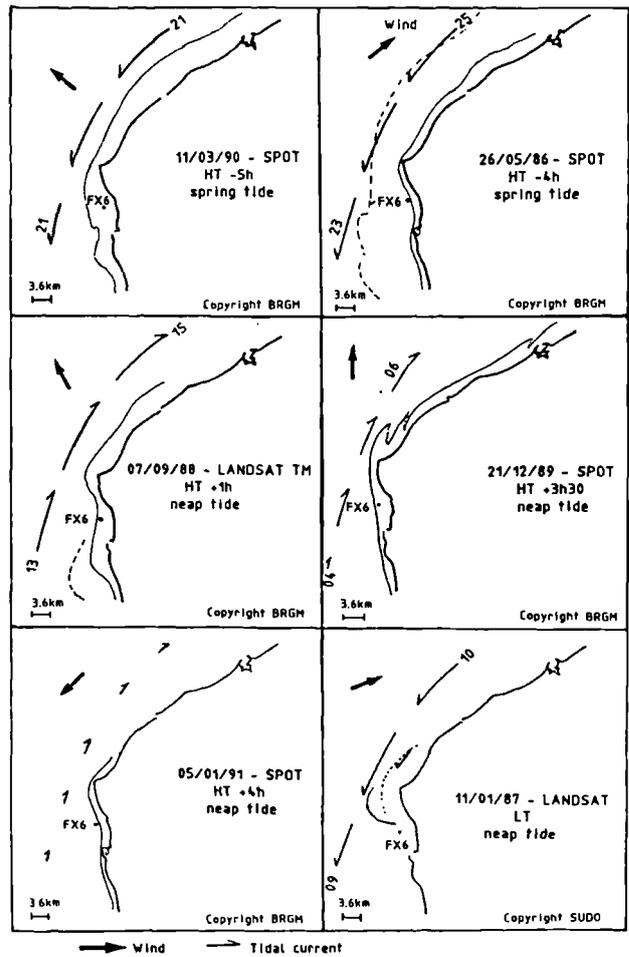


Fig. 10. — Comparison of the different images within the tidal cycle.
 Fig. 10. — Comparaison des différentes images, par rapport au cycle de marée

2) Complementarity of different satellite imagery

The study of satellite imagery underlines the interest in obtaining a 2-D picture to be compared with isolated or linear measurements at sea.

The high resolution of SPOT gives a fairly precise image of the distribution of turbidity, and enables interpretation of its behaviour.

Information provided by the Landsat TM image applies to a wider scene and compiles different parameters. Resolution of the plume is not as precise as with the SPOT image, but the superposition of thermic, turbidity, and swell information on the 11/9/88 image clearly shows two main water masses in the Strait. The same image shows different types of input (river input, coastal erosion) along the French coast.

This information is also likely to be obtained by NOAA surface thermicity imagery. This provides a very wide scene (English Channel and North Sea), but with very low resolution and with the information being limited to the very surface of the water. It can, however, be taken daily and compiles different channels.

Data on atmospheric and water reflectance and diffusion, and calibration with in situ measurement (chlorophyll-terrigeneous content) is nevertheless necessary to assess the degree of accuracy of the image in relation to the coastal water mass ("fleuve côtier").

3) Further studies

This work on archived satellite imagery has shown the usefulness of such an approach to obtain a two-dimensional picture of the turbidity plume. Analysis of plume behaviour, in conjunction with *in situ* measurement, shows the influence of seasonal output on the density and width of the plume, and the effect of tide on its shape, albeit with an inertia lag. This supports the knowledge obtained from in situ measurements made during the Fluxmanche I

programme (Brylinski *et al.*, 1991; Dupont *et al.*, 1991) on a transect from Dover to Boulogne.

Calibration of images by in situ measurements in real time with the image acquisition should enable this approach to be taken much further by adding a quantification and qualification (chlorophyll versus mineral content) factor to this initial study.

Like the FLUXMANCHE I programme (Cabioc'h, 1991), this study was focused on the Dover Strait and the output of the English Channel into the North Sea. Future studies will focus on input zones such as Baie de Seine or Baie de Somme. Preliminary observations on archived images of this zone have already been made and appear to indicate that tidal influence is the main parameter influencing plume behaviour; further studies are necessary to assess this hypothesis.

BIBLIOGRAPHY

- AUGRIS C., CLABAUT P. and VICAIRE O. (1990). — Le domaine marin du Nord-Pas de Calais ; Nature, morphologie et mobilité des fonds. *Publication IFREMER - Région Nord-Pas de Calais*.
- BRYLINSKI J.M. and LAGADEUC Y. (1990). — L'interface eau-côtières/eaux du large dans le Pas de Calais (côte française) : une zone frontale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 311, 2, p. 535-540.
- BRYLINSKI J.M., LAGADEUC Y., GENTHOMME V., DUPONT J.P., LAFITE R., DUPEUBLE P.A., HUAULT M.F., AUGER Y., PUSKARIC Y., WARTEL M. and CABIOC'H L. (1991). — Le "fleuve côtier" : un phénomène hydrologique important en Manche orientale. Exemple du Pas de Calais. *Oceanologica acta, Actes du colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales*, H. CHAMLEY (ed.), *Special issue* no. 11, December 1991.
- CABIOC'H L. (Coordinator) (1991). — Hydrodynamics and biogeochemical fluxes in the Eastern Channel; fluxes into the North Sea. FLUXMANCHE, *First Annual Progress Report, June 1990-May 1991*.
- CURRAN P.J. and NOVO E.M. (1988). — The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance: a review. *Journal of Coastal Research* 4, 3, p. 351-368.
- DUPONT J.P., LAFITE R., HUAULT M.F., DUPEUBLE P.A., BRYLINSKI J.M., GUEGUENIAT P., LAMBOY M. and CABIOC'H L. (1991). — Apports des mesures physico-chimiques et caractérisation des matières en suspension dans l'étude de la dynamique des masses d'eaux en Manche Orientale. *Oceanologica acta, Actes du colloque international sur l'environnement des mers épicontinentales*. Ed H. CHAMLEY (ed.), *Special issue, December 1991*, no. 11, p. 177-186.
- MARTEL C. (1990). — Analyse géométrique et physique d'images d'observation de la terre. Eléments d'hydrodynamique côtière. *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse*.
- SANTER R., HERMAN M., TANRE D. and LENOBLE J. (1988). — Characterization of the stratospheric aerosol, *J.G.R* 93, D1, p. 14209-14221.
- SHIMWELL S.J., LAFITE R., DUPONT J.P., HUAULT M.F., LAMBOY M. and COLLINS M.B. (1991). — Suspended material fluxes through the Strait of Dover. Subtask S1, in CABIOC'H L. (Coordinator). - Hydrodynamics and biogeochemical fluxes in the Eastern Channel; fluxes into the North Sea. *FLUXMANCHE, First Annual Progress Report, June 1990 - May 1991*.
- VIOLLIER M. (1980). — Télédétection des concentrations de seston et pigments chlorophylliens contenus dans l'océan. *Thèse de doctorat d'état - Sciences physiques, Université des sciences et techniques de Lille*.

EXPLANATION OF PLATES IX TO XIII

PLATE IX

Fig. A. — 5/7/87 SPOT image, Scene 38247, view angle 18.1° (BRGM processing)

Fig. A. — Image SPOT du 5/7/87. Scène 38247, angle de vue 18,1° (traitement BRGM)

Fig. B. — 7/9/88 Landsat TM image (BRGM processing)

Fig. B. — Image Landsat TM. du 7/9/88 (traitement BRGM)

PLATE X

Fig. A. — 21/12/89 SPOT image, Scene 37247, view angle 7.6° (BRGM processing)

Fig. A. — Image SPOT du 21/12/89. Scène 37247, view angle 7,6° (traitement BRGM)

Fig. B. — Detail of the 21/12/89 SPOT image - North of Cap Gris Nez

Fig. B. — Détail de l'image du 21/12/89. Nord du Cap Gris Nez

PLATE XI

11/1/88 Landsat TM image - Cap Gris Nez. (processing by Southampton University Department of Oceanography)

Image Landsat TM. du 11/1/88. Cap Gris Nez (traitement par le département d'Océanographie de l'Université de Southampton)

PLATE XII

Fig. A. — 17/3/90 SPOT image, Scene 37247, view angle 3.1° (BRGM processing)

Fig. B. — Detail of the 17/3/90 SPOT image - Eddies induced by man-made construction

Fig. A. — Image SPOT du 17/3/90. Scène 37247, angle de vue 3,1° (traitement BRGM)

Fig. B. — Détail de l'image SPOT du 17/3/90. Tourbillons induit par des constructions anthropiques

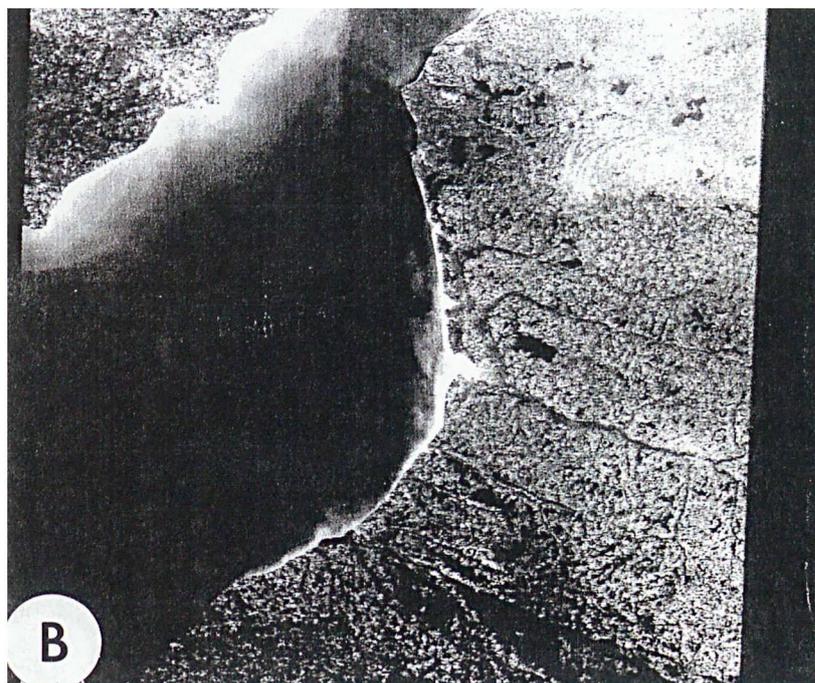
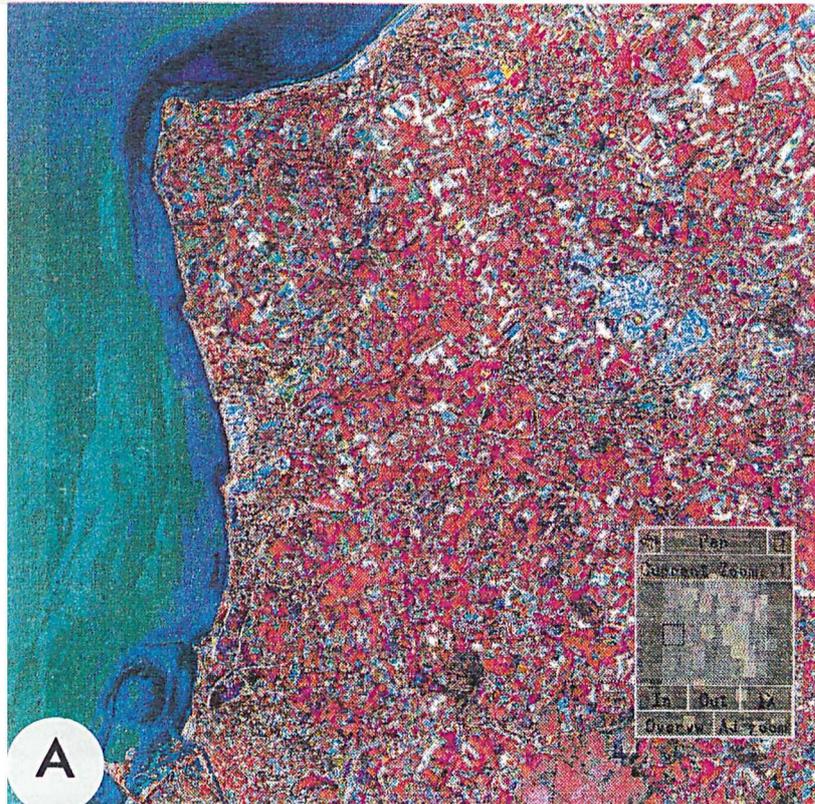
PLATE XIII

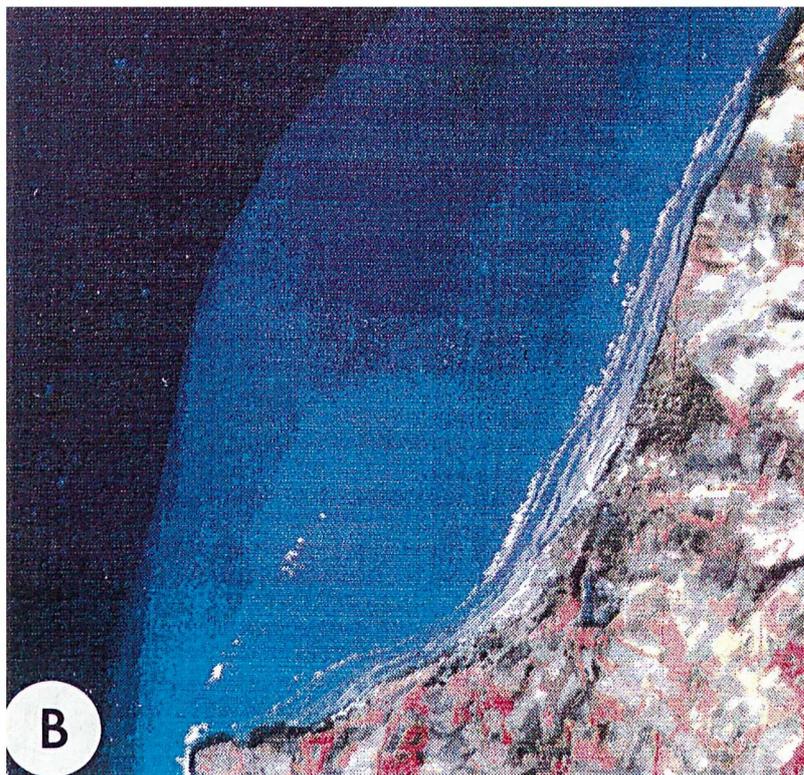
Fig. A. — 26/5/86 SPOT image, Scene 36247, view angle 0° (BRGM processing)

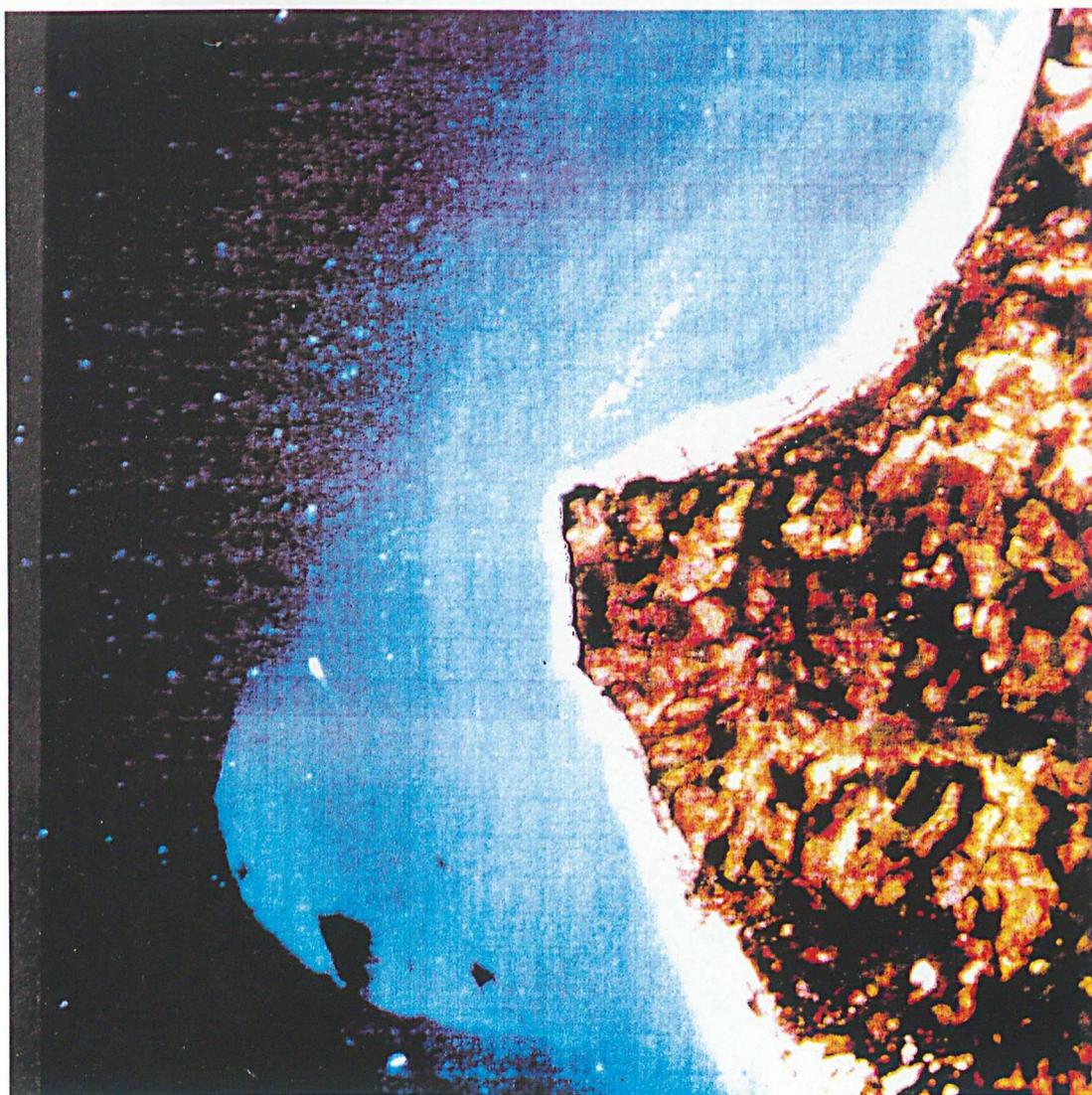
Fig. B. — Detail of the 26/5/86 SPOT image - Lobate structures offshore Boulogne

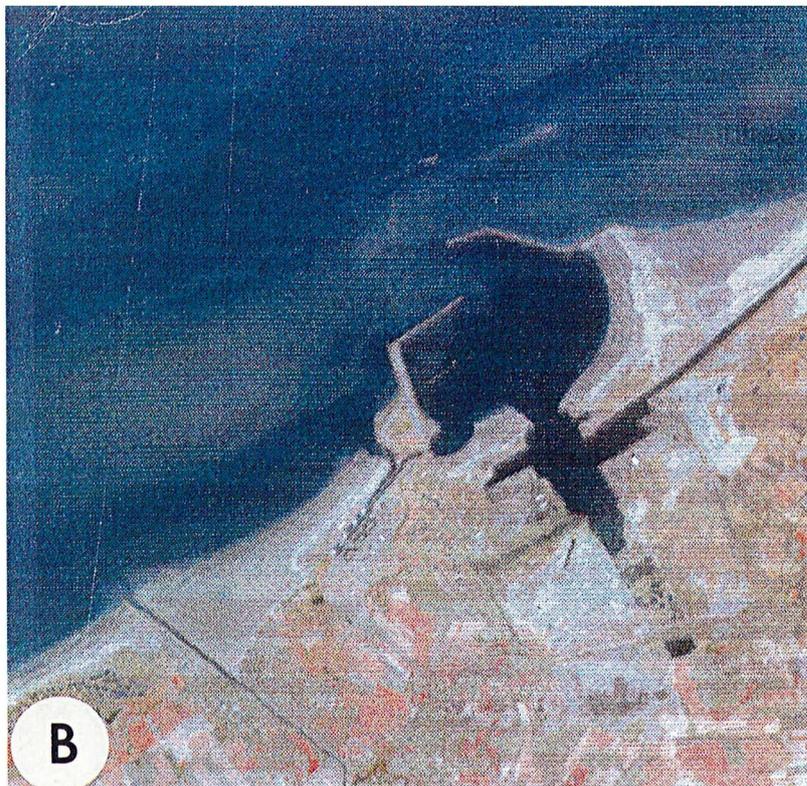
Fig. A. — Image SPOT du 26/5/86. Scène 36247, angle de vue 0°, (traitement BRGM)

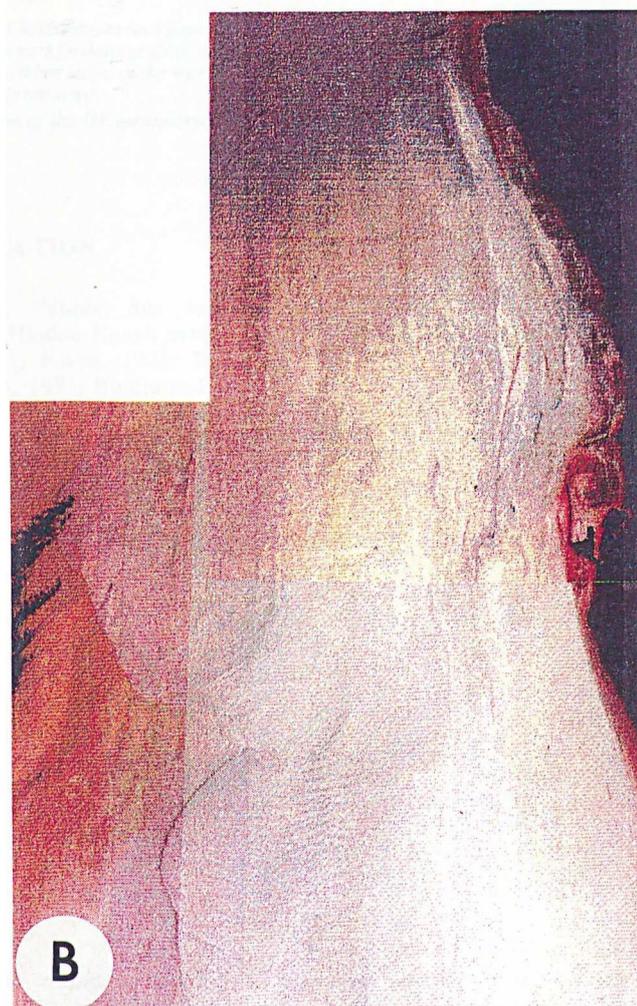
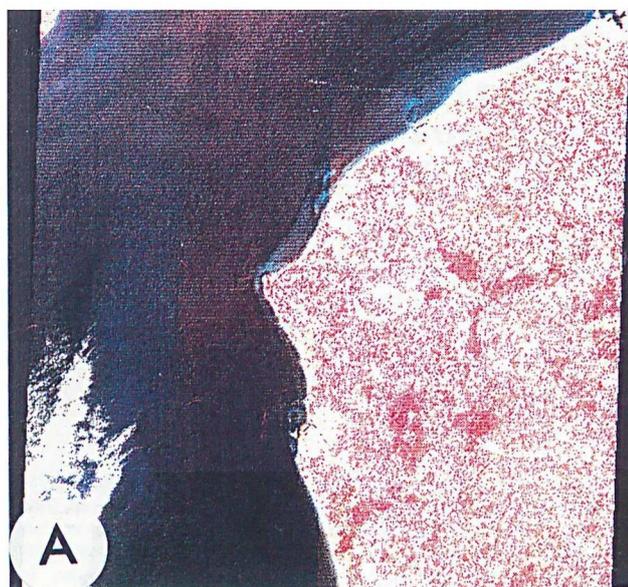
Fig. B. — Détail de l'image SPOT du 26/5/86. Structures en lobe, au large de Boulogne











DECOUVERTE DE RADIOLAIRES ET CONODONTES DU DEVONIEN SUPERIEUR DANS L'EXTREMITE OCCIDENTALE DE L'HINDOU KOUCH (AFGHANISTAN). IMPLICATIONS SUR L'EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DE LA CHAINE

Upper Devonian radiolaria and conodonts from western Hindou Kouch (Afghanistan).
Implication on the tectonic and metamorphic evolution of the chain

par Emmanuel BOUYX (*), Martial CARIDROIT (**) et Jean-Marie DEGARDIN (**)

Résumé. — L'identification de Conodontes du Famennien et de Radiolaires du Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur dans des niveaux siliceux au nord du bassin de Bamyan permet d'établir la présence d'une série du Dévonien supérieur sous la série namuro-permienne des calcaires à Fusulines du versant sud de l'Hindou Kouch occidental. Ces niveaux siliceux sont en contact avec des formations métamorphiques rapportées au Paléozoïque anté-carbonifère.

Cette découverte confirme l'âge supposé anté-dévonien supérieur de l'épisode de métamorphisme HP dans les schistes cristallins à amphiboles bleues de l'extrémité occidentale de la chaîne.

Abstract. — *Upper Devonian Radiolarian and Conodont remains have been obtained from siliceous strata from the north of the Bamyan basin. These new age datings demonstrate the presence of an Upper Devonian serie below the Namurian-Permian limestones of the southern slope of the western Hindou Kouch range. The siliceous strata are in contact with pre-Carboniferous metamorphic formations.*

This discovery is confirmation of the HP metamorphism age (pre-Devonian) in the blueschists of the western extremity of the chain.

I. — INTRODUCTION

En Afghanistan (fig. 1), l'étude des terrains paléozoïques du versant sud de l'Hindou Kouch occidental (Griesbach, 1886; Hayden, 1911; Furon, 1924; Boulin, 1972; Bouyx, 1972; Dronov *et al.*, 1973; Boulin et Bouyx, 1977) est rendue particulièrement difficile par de multiples déformations tangentielles qui les affectent et masquent généralement les relations stratigraphiques originelles entre : — des formations métamorphiques constituant, avec de vastes massifs de granodiorites triasiques, l'essentiel de la chaîne, et — la série des "calcaires à Fusulines" (Hayden, 1911) du Paléozoïque récent qui les recouvre en discordance (fig. 1A). Différents termes de cette série se trouvent en effet amenés, au gré de cette tectonique, en contact anormal avec leur substratum métamorphique. Dans cette série ont été distingués des conglomérats namuriens remaniant du Viséen non métamorphisé (Boulin *et al.*, 1973; Vachard, 1980) suivis d'assises détritiques et carbonatées du Bashkirien et du Moscovien (Boulin *et al.*, 1977, 1978) ainsi que des calcaires de l'Artinskien (Bouyx *et al.*, 1970), du Kubergandien et du Murghabien (Bordet *et al.*, 1971; Lys et de Lapparent, 1971, 1974; Bouyx, 1972; Vachard, 1980; Lys *et al.*, 1990). Une partie de ces déformations tangentielles sont vraisemblablement contemporaines des

plissements cimmériens responsables, dans l'extrémité occidentale de la chaîne, de la discordance du Crétacé supérieur sur l'ensemble des formations paléozoïques de la région (fig. 2). Le reste de ces déformations sont beaucoup plus récentes; certaines sont des chevauchements à regard nord qui peuvent impliquer jusqu'à du Crétacé ou divers niveaux cénozoïques. Rapportés à une phase pontio-plio-quaternaire, ils sont vraisemblablement liés au jeu dextre de l'accident d'Hérat (*) qui sépare (fig. 1) l'Afghanistan du Nord (de Lapparent 1972a) affecté de déformations intrapaléozoïques (hercyniennes *s.l.*) et les domaines afghans plus méridionaux qui ont été épargnés par les plissements hercyniens et qui sont le siège de l'orogénèse néo-cimmérienne (**).

(*) La dynamique de l'accident dextre d'Hérat est elle-même en relation avec celle de l'accident senestre de Chaman-Arghandeh (fig. 1), prolongement terrestre supposé de la fracture océanique d'Owen. Le jeu de ces grands accidents résulte du déplacement différentiel vers le Nord du Sous-Continent indien et de l'Afghanistan central (Wellman, 1966; de Lapparent, 1972b).

(**) Sur l'évolution géodynamique des principaux domaines paléogéographiques et structuraux distingués en Afghanistan, voir notamment Blaise *et al.* (1977, 1978), Boulin (1981, 1988), Boulin et Bouyx (1977), Stöcklin (1977), Wolfart et Wittekindt (1980).

(*) Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux III, Bâtiment de Géologie, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, et U.R.A. n° 1364 du C.N.R.S.

(**) Laboratoire de Paléobotanique, U.F.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, S.N.5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex et U.R.A. n° 1365 du C.N.R.S.

Note présentée le 5 Février 1992 et acceptée pour publication le 10 Février 1993.

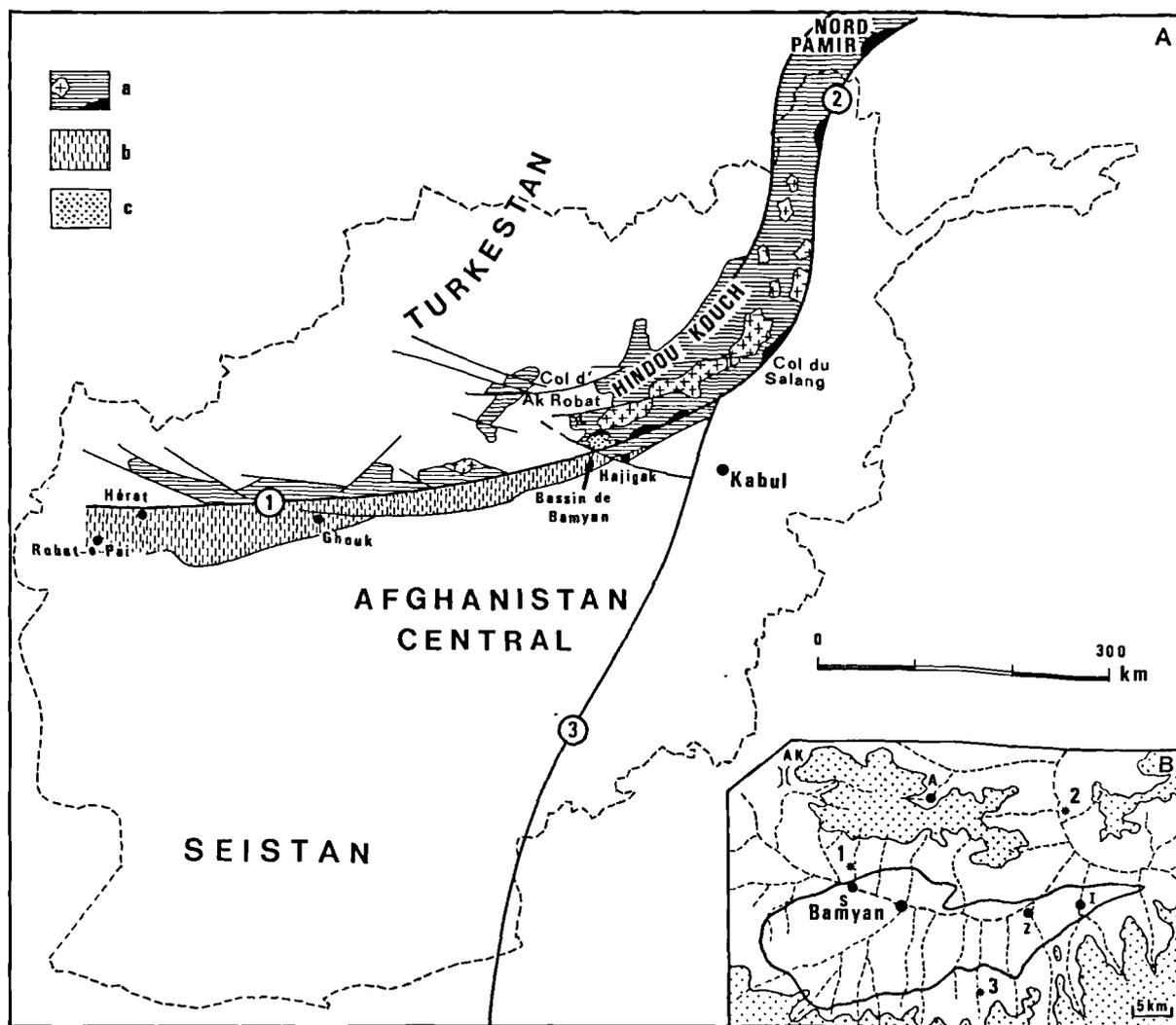


Fig. 1. — Carte de l'Afghanistan et schéma de localisation.
 —1A— : a - Massifs affectés par les événements hercyniens s.l. (en noir, roches basiques et ultrabasiques de la suture Hindou Kouch-Nord Pamir-Kun Lun) ; b - Domaine du Band-e Bayan ; c - Bassin de Bamyan.
 1- Accident d'Herat ; 2- Accident d'Akbatayal ; 3- Accident de Chaman Arghandeh.
 —1B— : limites du bassin cénozoïque de Bamyan (d'après Fabriès et Lang, 1970 et position des affleurements et localités cités dans le texte :
 1* : ravin de Soghdar ; 2* : Gorges de Sekari ; 3* : ravin de Dara-i Ahangaran.
 A : Awpar ; AK : col d'Ak Robat ; I : Iraq ; S : Soghdar ; Z : Shar-e Zoak.

Fig. 1. — Map of Afghanistan and locations of the studied areas
 —1A—: a - Massifs having been under the effects of Hercynian deformations (black : mafic and ultra-mafic rocks of the Hindou Kouch - North Pamir- Kun Lun suture) ; b - Band-e Bayan domain ; c - Bamyan basin.
 1- Herat fault ; 2- Akbatayal fault ; 3- Chaman Arghandeh fault.
 —1B—: boundaries of the Cenozoic Bamyan basin and location of the studied and cited outcrops. 1* : Soghdar ravine ; 2* : Sekari gorges ; 3* : Dara-i Ahangaran ravine. A : Awpar ; AK : Ak Robat pass ; I : Iraq ; Z : Shar-e Zoak.

C'est donc au voisinage de cet accident, qui marque la limite méridionale de l'Hindou Kouch et dont le tracé est jalonné par une suite de bassins cénozoïques intramontagneux (Lang, 1972), que ces déformations entraînent les plus spectaculaires complexités structurales. Par exemple, divers niveaux carbonatés apparemment inclus dans les schistes cristallins qui affleurent à la bordure nord du bassin de Bamyan, correspondent en réalité à des lames de Permien écaillées dans le substratum métamorphique comme nous avons pu le démontrer en y observant quelques rares "fantômes" de Fusulines (Bordet, *et al.*, 1971).

La présente note est relative à la découverte de Radiolaires et de Conodontes permettant d'attribuer au Dévonien supérieur quelques niveaux siliceux observés, dans un contexte structural particulièrement complexe, au sein des formations paléozoïques de cette région. On y discutera aussi des implications possibles de cette découverte quant à l'âge du métamorphisme des formations anté-namuriennes parmi lesquelles sont actuellement distingués :

a) Des schistes cristallins affectés au moins localement d'un métamorphisme à glaucophane (Boulin et Bouyx,

DEVONIEN SUPERIEUR FAMENNIEN								
ZONE N° Ech.	<i>triangularis</i>	<i>crepida</i>	<i>rhomboidea</i>	<i>marginifera</i>	<i>trachytera</i>	<i>postera</i>	<i>expensa</i>	<i>praesulcata</i>
B 1	<i>Palmatolepis minuta scheizia</i> Helms, 1963			_____		_____		_____
	<i>Polygnathus communis communis</i> Branson & Mehl, 1933			_____		_____		_____
151			_____	<i>Palmatolepis rhomboidea</i> Sanneman, 1955				
720			_____	<i>Palmatolepis rhomboidea</i> Sanneman, 1955				

Tabl. I. — Répartition biostratigraphique des Conodontes.

Tab. i. — Biostratigraphic distribution of the cited conodonts.

On notera que lors de l'attaque acide, cet échantillon a produit une importante quantité d'huile.

2) Affleurement isolé à l'extrémité occidentale du bassin de Bamyan.

Un échantillon (n° B1, tab. I) prélevé dans des niveaux siliceux associés à des conglomérats écrasés et à des calcaires très recristallisés affleurant au Sud de la piste de Bamyan à Band-i Amir, à l'extrémité occidentale du bassin cénozoïque, a livré de nombreux Radiolaires constituant un assemblage du Dévonien supérieur/Carbonifère inférieur, ainsi que des Conodontes du Dévonien supérieur. Il s'agit malheureusement d'un affleurement intensément tectonisé et dont la localisation précise est inconnue. Ses relations exactes avec les formations anté-namuriennes ne peuvent donc être précisées.

Les Radiolaires reconnus sont : *Palaeoxyphostylus variospina* Won, 1983; *Archocyrtium* spp.; *Pylentonema* spp.; *Entactinosphaera* spp.; nombreux autres Spumellaires.

Les Conodontes identifiés sont : *Polygnathus communis communis* Branson et Mehl, 1933; *Palmatolepis minuta schleizia* Helms, 1963; *Neoprioniodus* sp.

Ces différentes espèces permettent de préciser l'âge de l'échantillon qui est famennien supérieur.

3) Affleurement du ravin de Soghdar.

Au piémont septentrional du Bassin de Bamyan, les terrains anciens apparaissent sur les basses pentes du Sang-e Caspan à la faveur de ravins. Ces derniers entaillent le remblaiement cénozoïque constitué d'éboulis et colluvions quaternaires et de Pliocène qui fossilise un pédiment laissant subsister des crêtes résiduelles de calcaires massifs (Balland et Lang, 1974). Mais à partir du village de Soghdar, ils affleurent largement vers le Nord-Ouest, cette couverture récente étant moins développée. En remontant un ravin au Nord du village, on recoupe une succession d'assises détritiques et carbonatées écaillées dans des schistes cristallins, l'ensemble étant déversé vers le Nord selon des pendages de 30 à 60° Sud en général. Quelques niveaux siliceux apparaissent au sein de ces formations dans lesquelles on a levé la coupe suivante (fig. 3).

a) Sur quelques centaines de mètres, les versants du ravin comportent des affleurements discontinus de masses carbonatées plus ou moins recristallisées. Il s'agit d'un ensemble composite, sans doute écaillé et dont une partie au moins correspond à des calcaires permien car on y rencontre des intercalations conglomératiques identiques aux conglomérats qui sont associés aux calcaires à Fusulines de la région. En outre, des traces de Fusulines ont été observées dans une masse carbonatée de faciès comparable au ravin de Qal'acah, environ 3 km à l'Est, dans le prolongement oriental de ces affleurements.

Après une dernière barrière calcaire de 50 m de puissance environ, on pénètre dans une vaste dépression partiellement recouverte d'éboulis.

b) Pélites gréseuses non métamorphisées et bancs siliceux centimétriques dans lesquels de nombreuses sections de Radiolaires ont été observées en plaque mince. A l'attaque acide, deux échantillons seulement ont donné un résultat positif, avec quelques Radiolaires recristallisés constituant un assemblage dont le type est courant dans le Paléozoïque supérieur, associés à quelques Conodontes du Dévonien supérieur. Un échantillon (échantillon n° 720, cf tab. I) a fourni des Radiolaires déterminables (*Entactinia* spp.; *Entactinosphaera* spp.) et des Conodontes du Famennien dont *Palmatolepis rhomboidea* Sanneman alors que dans le deuxième (éch. n° 151), seuls les Conodontes le sont (même espèce que précédemment).

En raison de contacts mal exposés, les relations exactes entre ces niveaux et ceux qui les encadrent ne peuvent être précisées.

c) Schistes cristallins (micaschistes à biotite, muscovite, grenat ; amphibolites, dont une amphibolite schisteuse à amphiboles bleues) comportant des amas de serpentine et incluant une lame carbonatée de 10 m de puissance environ.

d) Série non métamorphique en contact tectonique avec des schistes cristallins précédents. Elle est constituée par des grès arkosiques grossiers légèrement calcaireux suivis d'une barre (15-20 m) de calcaires bioclastiques recristallisés, puis de conglomérats et grès microconglomératiques dont la composition semble identique à celle des conglomérats de la série namuro-permienne, caractérisés notamment par l'abondance des débris de roches volcaniques acides.

Ces affleurements sont suivis d'une zone en grande partie masquée par des éboulis. Une albitite à glaucophane et une roche siliceuse dans laquelle ont été isolés de gros Radiolaires sphériques indéterminables et des spicules d'Eponges, ont été ramassées parmi les blocs éboulés de cette zone.

e) Amas de serpentine (10 m. environ) suivis de schistes cristallins.

f) Conglomérats polygéniques et grès grossiers et microconglomératiques. Les faciès de cet ensemble détritique paraissent identiques à ceux des assises détritiques à microfaunes du Bashkirien et du Moscovien qui affleurent sur les pentes du Koh-e Surkhakzar, environ 4 km au Nord de cette coupe.

g) Schistes cristallins injectés de serpentine reposant en contact anormal sur les calcaires du niveau suivant. Cet

ensemble métamorphique, dont les rapports avec la série détritique précédente ne sont pas visibles, est fait de quartzites micacés à grenats, biotite et muscovite, de micaschistes à grenats et d'amphibolites dont certaines comportent des amphiboles bleues (glaucophane et crossite).

h) Calcaires massifs plus ou moins recristallisés suivis de bancs très redressés de grès, conglomérats et calcaires dont le faciès est identique à celui des calcaires permien à Fusulines de la région.

Enfin, des sections de Radiolaires ont été observées en plaque mince dans un échantillon qui provient d'un petit affleurement isolé de niveaux siliceux situé à l'Ouest du ravin et au-dessus des calcaires massifs par lesquels se termine cette coupe.

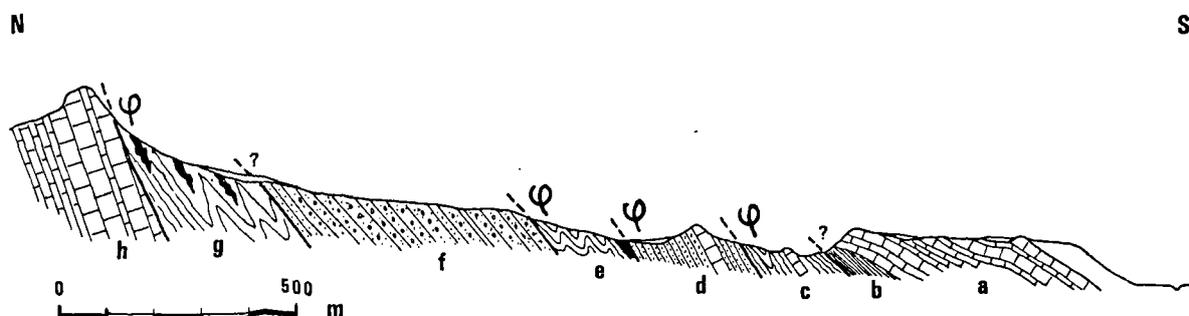


Fig. 3. — Coupe de la partie inférieure du ravin de Soghdar. Légende dans le texte.

Fig. 3. — Cross section of the lower part of the Soghdar ravine (caption in the text).

IV. — IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES ET STRUCTURALES ET CONCLUSIONS

Les Radiolaires et Conodontes cités ci-dessus établissent la présence de Dévonien supérieur en bordure nord du Bassin de Bamyan sous les assises détritiques et carbonatées de la série namuro-permienne. Les conditions d'affleurement des couches correspondantes, liées à l'intensité des écaillages cénozoïques au voisinage de l'accident d'Hérat ne permettent malheureusement pas de préciser les relations entre ce Dévonien supérieur, les formations métamorphiques de l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch et leur couverture permo-carbonifère. Bien qu'aucun argument de terrain n'incite à l'envisager, on ne peut exclure que ce Dévonien supérieur appartienne à la série d'Awpar car cette série dans laquelle ont été identifiées des microfaunes du Famennien comporte elle aussi des niveaux à Radiolaires. Quoi qu'il en soit, le dépôt de ce Dévonien supérieur ne peut être que postérieur au métamorphisme à amphiboles bleues qui affecte les schistes cristallins.

Ce fait mérite d'être souligné compte tenu des incertitudes actuelles sur la chronologie précise des événements tectonométamorphiques de la région.

Bien que les données biostratigraphiques les concernant soient plutôt rares, on s'accorde en effet (Hayden, 1911; Weippert, 1964; Boulin, 1972; Bouyx, 1972; Chmyriov et

Mirzad, 1972; Dronov *et al.*, 1973; Boulin et Bouyx, 1977; Stöcklin, 1977, etc.) à rapporter au Paléozoïque au moins une grande partie des formations situées sous le Carbonifère de l'Hindou Kouch. Ces formations se poursuivent vers l'Est par les séries paléozoïques incluses, au Nord de l'accident d'Akbaytal, dans l'aire des plissements hercyniens du Nord Pamir (Stöcklin, 1977; Desio, 1977; Boulin, 1981) où les ophiolites d'Ichiboulak sont datées du Cambro-Ordovicien, puis par celles du Kun Lun. Par contre, l'âge de leur métamorphisme est encore discuté. Assurément anté-Viséen, en raison de la présence de galets de calcaires viséens non métamorphisés dans les conglomérats namuriens qui transgressent le socle métamorphique, il fut d'abord considéré (Boulin et Bouyx, 1977) comme anté-dévonien supérieur. Au voisinage immédiat de la chaîne, en effet, des bancs verticaux de calcaires non métamorphisés à riches faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère basal (Brice et Lang, 1968; Bigey, 1976; Vachard, 1980) percent les formations cénozoïques de l'extrémité orientale du Bassin de Bamyan, dans le secteur d'Iraq.

Deux faits devaient, par la suite, conduire à discuter cette interprétation.

En premier lieu, il apparut que le Dévonien supérieur d'Iraq n'avait aucun rapport avec le Paléozoïque récent de l'Hindou Kouch occidental. Ses faunes et ses faciès s'apparentent en effet (Vachard, 1980) à ceux du Dévonien

supérieur de Robat-e Pai (Brice *et al.*, 1969), de Ghouk (de Lapparent *et al.*, 1964; Weippert et Wittekindt, 1964; Brice et de Lapparent, 1969) et d'Hajigak (Hayden, 1911; Brice, 1970; de Lapparent, 1971) qui appartient au Band-e Bayan, domaine paléogéographique et structural distinct de celui de l'Hindou Kouch auquel il se trouve actuellement juxtaposé au niveau de l'accident d'Hérat. La position de cette lame verticale de calcaires dévoniens résulte donc, selon toute vraisemblance, du jeu décrochant de l'accident dextre d'Hérat selon un mécanisme comparable à celui qui a présidé (Tapponnier *et al.*, 1976) à la mise en place dans un secteur voisin, des lames verticalisées de calcaire crétacé de Shar-e Zoak, pincées dans les mêmes formations cénozoïques.

En outre, la découverte d'une microfaune du Frasnien/Famennien dans un niveau de calcaire bioclastique à peine recristallisé de la série d'Awpar démontre que cette formation volcano-sédimentaire comporte elle-même du Dévonien supérieur (Boulin *et al.*, 1987). Or les niveaux carbonatés de cette série, qui dans l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch n'est affectée que par un très léger métamorphisme, paraissent se raccorder vers l'Est à de puissants niveaux de marbres intercalés dans les micaschistes de la série du Salang (Boulin, 1972) avec lesquels ils présentent de grandes ressemblances lithologiques. Les observations de terrain ainsi que l'examen des photographies aériennes établissent en effet

que sur les hautes crêtes de l'Hindou Kouch, ils se prolongent assez loin vers l'Est au-delà des gorges de Sekari en direction des marbres du Salang dont les sépare cependant un important massif de granodiorites triasiques.

Si tel était le cas, un épisode de métamorphisme serait effectivement intervenu entre le Dévonien supérieur et le Viséen moyen, plus intense dans l'Hindou Kouch Central que dans l'extrémité occidentale de la chaîne. On peut rappeler à ce propos qu'un accroissement similaire d'Ouest en Est de l'intensité du métamorphisme a été signalé au Sud de la vallée du Ghorband dans la partie Nord des Monts de Turkman, faite de terrains métamorphiques identiques à ceux de l'Hindou Kouch et comportant des niveaux de calcaire cristallin dans lesquels ont été observés des articles de Crinoïdes (Blaise et de Lapparent, 1975).

Indépendamment des incertitudes qui demeurent quant aux relations stratigraphiques exactes entre les niveaux siliceux à Radiolaires et Conodontes décrits ci-dessus et les autres terrains anciens de la région, le fait que ces microfossiles ne portent les marques d'aucune déformation importante démontre toutefois que l'épisode de métamorphisme à amphiboles bleues dont témoignent les schistes cristallins de l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch est intervenu avant le dépôt du Dévonien supérieur.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLAND V. et LANG J. (1974). — Les rapports géomorphologiques quaternaires et actuels du Bassin de Bamyan et de ses bordures montagneuses (Afghanistan central). *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dynam.*, (2), vol. XVI, fasc. 3, p. 327-350.
- BIGEY F. (1976). — Bryozoaires : éléments de la faune d'Iraq (Bordure dévonienne du Bassin de Bamyan, Afghanistan central). *4e Réunion ann. Sc. Terre*, Paris, p. 54.
- BLAISE J., BORDET P., MONTENAT C., DESPARMET, R. et MARIN, P. (1977). — Recherches géologiques dans les Montagnes Centrales de l'Afghanistan (Hazarajat et sa bordure orientale). *Mém. sér. Soc. géol. France*, 8, p. 117-143, 4 fig., Paris.
- BLAISE J., BOULIN J., BOUYX E., LYS M., TERMIER G. et VACHARD D. (1978) - Découverte de Permien dans la "Série des schistes et quartzites du Haut-Helmand", dans les Monts de Turkman, en Afghanistan central, et incidences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (7) t. XX, p. 109-113, 4 fig.
- BLAISE J. et LAPPARENT A.F. de (1975). — Données sur le Paléozoïque des Monts de Turkman et de Paghman, en Afghanistan. *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, p. 176-179.
- BORDET P., BOUYX E. et LAPPARENT A.F. de (1971). — Reconnaissance géologique de la Montagne de Bamyan (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 272, p. 783-788, 1 fig., Paris.
- BOULIN J. (1972). — L'évolution stratigraphique et structurale de l'Hindou Kouch central, en Afghanistan, d'après la transversale du Salang. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dynam.*, (2), vol. XIV, fasc. 4, p. 371-382.
- BOULIN J. (1981). — Afghanistan structure, Greater India concept and eastern Tethys evolution. *Tectonophysics*, 72, p. 261-287.
- BOULIN J. (1988). — Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, Amsterdam, 148/3-4, p. 233-246.
- BOULIN J. et BOUYX E. (1977). — Introduction à la géologie de l'Hindou Kouch occidental. *Mém. h.-sér. Soc. géol. France*, Paris, 8, p. 87-105, 7 fig.
- BOULIN J., BOUYX E. et LYS M. (1973). — Découverte de Carbonifère inférieur marin (Viséen et Namurien A) à l'Est du col du Shebar, dans le versant méridional de l'Hindou Kouch en Afghanistan. *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 277, p. 129-132, Paris.
- BOULIN J., BOUYX E., LYS M. et VACHARD D. (1977). — Découverte de Bashkirien dans le Paléozoïque supérieur du versant sud de l'Hindou Kouch occidental en Afghanistan. *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 284, p. 891-894, Paris.
- BOULIN J., BOUYX E. et LYS M. (1978). — Présence de Moscovien dans le versant méridional de l'Hindou Kouch, en Afghanistan, et implications paléogéographiques. *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 287, p. 603-605, Paris.
- BOULIN J., BOUYX E., COLLOMB P. et VACHARD D. (1987). — Présence de Dévonien supérieur dans les calcaires cristallins de la série volcano-sédimentaire d'Awpar (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). Implications paléogéographiques et structurales. *C.R. Acad. Sci.*, sér. II, 304, p. 1009-1012.
- BOUYX E. (1972). — Problèmes stratigraphiques et structuraux dans l'Hindou Kouch occidental, au Nord du Bassin de Bamyan. *Rev. Géogr. Phys. Géol. dynam.*, Paris, (2), vol. XIV, fasc. 4, p. 383-396, 6 fig., 1 pl.
- BOUYX E. et COLLOMB P. (1985). — Les schistes cristallins à amphiboles bleues du massif du Sang-e-Caspan, à l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch (Afghanistan). *C.R. Acad. Sci.*, sér. II, 300, p. 213-216.
- BOUYX E., LAPPARENT A.F. de, TERMIER G. et TERMIER H. (1970). — Découverte de Goniatites dans le Permien inférieur de la Montagne de Bamyan (Hindou Kouch occidental, Afghanistan). *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 270, p. 1441-1444, Paris.
- BRANSON E.B. et MEHL M.G. (1933). — Conodont studies N° 1, 2. *Univ. Missouri Studies*, 8, 1, 2, 168 p., Columbia.

- BRICE D. (1970). — Etude paléontologique et stratigraphique du Dévonien de l'Afghanistan. Thèse Doct. Lille, *Notes et Mémoires Moyen-Orient*, 11, p. 1-364.
- BRICE D., COLLEAU A. et LAPPARENT A.F. de (1969). — Sur la stratigraphie du Dévonien de Robat-e Pai (Afghanistan central). *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 268, p. 2856-2858.
- BRICE D. et LANG J. (1968). — Sur un nouveau gisement de Dévonien supérieur à Iraq (Bamian, Afghanistan). *C.R. Som. S.G.F.*, 4, p. 180.
- BRICE D. et LAPPARENT A.F. DE (1969). — Stratigraphie du Dévonien de Ghok (province du Ghar, Afghanistan). *C.R. Acad. Sci.*, sér. D, 269, p. 1595-1598.
- CHMYRIOV V.M. et MIRZAD S.H. (1972). — Geological Map of Afghanistan (1 : 1 000 000). *Minist. Mines Ind.*, Kabul.
- DESIO A. (1977). — Corrélations entre les structures des chaînes du Nord-Est de l'Afghanistan et du Nord-Ouest du Pakistan. *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, n° 8, p. 179-188.
- DRONOV V.I., KAFARSKIY A.Kh., DENIKAEV Sh. Sh., SALAH A.S., SONIN I.I., CHMYRIOV V.M. et ABDULLAH J. (1973). — Scheme of stratigraphy of Afghanistan (a short explanatory note to the geological map of Afghanistan on the scale 1/1 000 000). *Geology and mineral resources of Afghanistan*, Ed. 1, Kabul.
- FABRIES J. et LANG J. (1970). — Quelques remarques sur les formations anté-néogènes de la région de Bamian (Afghanistan central). *Bull. Soc. géol. France*, 7e sér., t. XII, p. 108-113.
- FURON R. (1924). — Notes préliminaires sur la géologie de l'Est de l'Afghanistan (l'Hindou-Kouch : régions nord et sud). *Bull. Soc. géol. France*, t. XXIV, fasc. 4, p. 3-12, 11 figs, Paris.
- GRIESBACH C.L. (1886). — Field-Notes from Afghanistan. *Rec. Geol. Surv. India*, vol. XIX, part 4, p. 235-267.
- HAYDEN H.H. (1911). — The geology of Northern Afghanistan. *Mem. géol. Surv. India*, 39, 1, p. 1-97, 12 figs., 19 pls., 1 carte, Calcutta.
- LANG J. (1972). — Bassins intramontagneux néogènes de l'Afghanistan central. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), vol. XIV, fasc. 4, p. 415-426.
- LAPPARENT A.F. de (1971). — Essai sur le Paléozoïque de la région d'Hajigak (Afghanistan) et son encadrement. *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, t. XCI, p. 145.
- LAPPARENT A.F. de (1972a). — Esquisse géologique de l'Afghanistan. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, (2), vol. XIV, fasc. 4, p. 327-344.
- LAPPARENT A.F. de (1972b). — L'Afghanistan et la dérive du Continent indien. *Rev. Geogr. Phys. Dynam.*, (2), vol. XIV, fasc. 4, p. 449-456.
- LAPPARENT A.F. de, LAVIGNE J. et LE MAITRE D. (1964). — Sur l'extension du Dévonien en Afghanistan central. *C.R. Acad. Sci.*, tsér. D, 258, p. 4102-4104.
- LYS M. et LAPPARENT A.F. de (1971). — Foraminifères et microfacès du Permien de l'Afghanistan central. *Notes et Mém. Moyen-Orient*, 12, p. 48-133, 13 figs., 16 pls., Paris.
- LYS M., BOUYX E. et BOULIN J. (1990). — La Biozone à *Cancellina* (Permien moyen, Kubergandien) dans le Versant Méridional de l'Hindou Kouch (Afghanistan). *Facies*, 23, p. 37-46, fig. 7-8, pl. 7-8, 4 tabl., Erlangen.
- STOCKLIN J. (1977). — Structural correlation of the Alpine ranger between Iran and Central Asia. *Mém. h. sér. Soc. géol. France*, n° 8, p. 333-353.
- TAPPONNIER P., MOLNAR P., PROUST P. et BOUSQUET J.C. (1976). — Quelques observations microtectoniques et sismotectoniques sur les mouvements récents et actuels de grands décrochements en Afghanistan. *4e Réunion ann. Sc. Terre*, Paris, p. 373.
- VACHARD D. (1980). — Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur. Les données afghanes. *Thèse Univ. Dijon ; Docum. et Trav. IGAL*, 2, 463 p., 75 figs, 50 tabl., 35 pls., Paris.
- WEIPPERT D. (1964). — Zur Geologie des Gebietes Doab-Sayghan-Hajar (Nordost-Afghanistan). *Beih. geol. Jb.*, 70, p. 153-184, 7 figs., 1 tabl., 2 pls., Hannover.
- WEIPPERT D. et WITTEKINDT H. (1964). — Ein Vorkommen von paläozoischem Salz im Westlichen Zentralafghanistan. *Geol. Jb.*, 82, p. 99-102.
- WELLMAN H.W. (1966). — Active wrench fault of Iran, Afghanistan and Pakistan. *Geol. Rundschau*, 55, p. 716-735.
- WOLFART R. et WITTEKINDT H. (1980). — Geologie von Afghanistan, 492 p., 76 figs., 41 tabl., 3 cartes in texte, 16 pls. h.t., Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétaé 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 Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
Tome IV	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n°2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune 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
Tome VII	n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
Tome VIII	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
Tome IX	n°1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
	n°2. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élastombranches de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancein</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantotraccés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestioñ des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènese 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
« 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
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Héliénides 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 Héliénides 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 Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIEN, <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, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
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>Notice 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>	T.T.C. 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 2 (2^{me} série), Fascicule 4

parution 1993

	pages
Bernadette TESSIER. — Mesure du temps dans les séries géologiques : l'exemple des cycles de marée ; mise en évidence de la plus petite unité sédimentaire.....	165
Charlotte VINCHON, Jean-Paul P.DUPONT, Robert LAFITE, Alison MATTHEWS. — Turbidity in French coastal waters of the dover strait illustrated by satellite imagery.....	179
Emmanuel BOUYX, Martial CARIDROIT et Jean-Marie DEGARDIN. — Découverte de radiolaires et conodontes du Dévonien Supérieur dans l'extrémité occidentale de l'Hindou Kouch (Afghanistan). implications sur l'évolution tectonométamorphique de la chaîne ..	189

© 1993 Société Géologique du Nord Éditeur, 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)