

ordre:

THÈSE

PRÉSENTÉE A

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR D'ETAT ES SCIENCES

PAR

G. A. AUFFRET

Dynamique sédimentaire de la Marge Continentale Celtique

- Evolution Cénozoïque
- Spécificité du Pléistocène supérieur et de l'Holocène

soutenue le 11 Juillet 1983 devant la Commission d'examen :

	MM.
Président	M. VIGNEAUX Professeur
	L. BERTHOIS Professeur
Examineurs	A. GUILCHER Professeur
	A. KLINGEBIEL Professeur
	R. PRUD'HOMMÉ Professeur
	G. ALLEN Géologue à la Compagnie Française des Pétroles

N° d'ordre:

A Serge, insubli
chercheur de Solles -
Gierant

THÈSE

PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX I

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR D'ÉTAT ES SCIENCES

PAR

G. A. AUFFRET

Dynamique sédimentaire de la Marge Continentale Celtique

- Evolution Cénozoïque
- Spécificité du Pléistocène supérieur et de l'Holocène

soutenue le 11 Juillet 1983 devant la Commission d'examen :

	MM.
Président	M. VIGNEAUX Professeur
	L. BERTHOIS Professeur
Examineurs	A. GUILCHER Professeur
	A. KLINGEBIEL Professeur
	R. PRUD'HOMMÉ Professeur
	G. ALLEN Géologue à la Compagnie Française des Pétroles

à Geneviève et Marie-Brigitte

Chacun sait que des liens naissent du travail partagé.

Monsieur le Professeur BERTHOIS a été pour moi, comme pour beaucoup, un modèle.

Merci de ne m'avoir jamais imposé une route, mais de m'avoir toujours guidé avec une bienveillante sollicitude sur les libres chemins de recherches "à ma mesure".

Je remercie Monsieur le Professeur VIGNEAUX de m'avoir donné la possibilité de présenter ce mémoire devant l'Université de Bordeaux, le sujet traité ne pouvait avoir meilleur juge et meilleur auditoire ; je le remercie pour son accueil, sa compréhension et les encouragements reçus aux moments opportuns.

J'ai eu le privilège d'être l'assistant de Monsieur le Professeur BERTHOIS de 1962 à 1971 au laboratoire de Géologie de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes. C'est dans ce laboratoire que l'itinéraire que je devais parcourir s'est esquissé à partir des estuaires. J'y ai appris les fondements d'une méthode qui, privilégiant la mesure et l'expérimentation, soumet les idées à l'épreuve de l'observation.

Monsieur le Professeur GUILCHER en acceptant de participer à ce jury me fait un grand honneur, ses travaux et ceux de ses collaborateurs constituent les données de références essentielles à la périphérie du Massif Armoricaïn.

Monsieur le Professeur KLINGEBIEL en m'aidant à trouver un fil conducteur à mes divers travaux m'a communiqué la clef qui a permis la synthèse des divers travaux qui constituent ce mémoire, je l'en remercie.

Je remercie également Monsieur le Professeur PRUDHOMME d'avoir bien voulu accepter de juger mon travail.

J'ai rencontré Georges ALLEN, il y a déjà quelques années, quand il arrivait à Brest diriger l'équipe "Littorale", après avoir soutenu une thèse sur la Gironde. J'étais également depuis peu au Département "Milieu Solide" du Centre Océanologique de Bretagne, après avoir quelques années auparavant étudié la Rade de Brest, en collaboration avec le Professeur BERTHOIS. De cette rencontre naquit une confrontation enrichissante ; qu'étaient l'Aulne et l'Elorn par rapport à la Garonne et la Dordogne, et pourtant, la Rade se donnait parfois des airs d'estuaire ...

Je voudrais également rendre hommage aux Professeurs qui ont éveillé en moi l'intérêt pour la Géologie et la Sédimentologie, les Professeurs RIVIERE et LAFOND au SPCN d'Orsay, le Professeur AUBOUTIN en Géologie Générale (Orsay), le Professeur LUCAS en Géologie Historique (Orsay), puis au 3ème cycle de Géologie Stratigraphique (Université de Paris).

Mes travaux ont débuté à la Station Biologique de Roscoff en 1965 et s'y sont poursuivis jusqu'en 1970, je ne saurais oublier la qualité de l'accueil que j'y ai reçu et l'intérêt des collaborations que j'ai pu avoir avec L. CABIOCH, J.L. DOUVILLE et tout le personnel du laboratoire.

De nombreuses données exploitées dans cet ouvrage ont été acquises à l'occasion du programme BIOGAS, initié au Centre Océanologique de Bretagne par L. LAUBIER, avec la collaboration de chercheurs de l'Université, du CNRS et du Museum National d'Histoire Naturelle.

Je remercie vivement les officiers, les équipages et équipes des navires et submersibles sur ou dans lesquels j'ai pu embarquer (Pluteus II, Job ha Zelian, Jean Charcot, le Suroit, le Noroit, Glomar Challenger, Cyana).

Je remercie Messieurs les Professeurs BLANCHET et COUTELLE de l'Université de Bretagne Occidentale du soutien qu'ils m'ont apporté dans le cadre du GIS - CNRS - Université de Bretagne Occidentale - CNEXO.

Enfin je remercie la Direction du Centre National pour l'Exploitation des Océans et mes responsables successifs au Centre Océanologique de Bretagne, X. LE PICHON, G. PAUTOT, H.D. NEEDHAM, de m'avoir donné la possibilité de finir ce travail. Que tous mes collègues Géologues, Géo-physiciens, Géochimistes, trouvent ici l'expression de ma gratitude pour les encouragements qu'ils m'ont prodigué.

J'ai toujours reçu de F. MADELAIN, Chef du Département "Etudes Océaniques", un bon accueil, une aide efficace et de très bons conseils, je l'en remercie sincèrement.

Ma collaboration avec les collègues biologistes de ce département a toujours été très enrichissante, je remercie particulièrement D. DESBRUYERES et A. KHRIPOUNOFF de leur précieux concours.

Les rencontres avec des collègues étrangers ont parfois été décisives pour l'avancement de mes travaux, les Drs. STRIDE et KENYON de Wormley, le Dr. STOW d'Edimbourg, les Drs. EMBLEY de la NOAA et RYAN, co-responsable du Département Géologie et Géophysique du Lamont-Doherty Geological Observatory, le Dr. R. THOMPSON à bord du N.O. Glomar Challenger.

Si ce projet a pu se concrétiser, s'est grâce à la patience et au travail admirable des techniciens, dessinateurs et secrétaires, avec qui j'ai eu la chance de collaborer, Roger et Suzanne DELAYE au laboratoire de Géologie de l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, Bernadette BERTHE, Nicole GUILLO, Suzanne MARQUES, Catherine OLLIVIER, Yvette POTARD, Daniel CARRE, Jean-Pierre MAZE, Serge MONTI au Département Géologie, Géophysique et Géochimie Marines du Centre Océanologique de Bretagne.

Que les étudiants et stagiaires avec qui j'ai eu la chance de collaborer soient tous remerciés pour leur sympathie et tout ce qu'ils m'ont appris, Sophie PARADIS, Claudine LE MUT, Bernadette COLENO, Anne MAUVIEL, Sylvette ROY, Bernadette FOURNIER, Bernard GLOAGUEN, Pierre VATREMEZ.

Je remercie enfin tout particulièrement pour leurs encouragements et leur collaboration déterminante pour l'aboutissement de cette thèse, René KERBRAT, Carla MULLER, Léo PASTOURET, Claude PUJOL, Myriam SIBUET, Bertrand SICHLER, Annick VANGRIESHEIM, Jean-René VANNEY et Colette VERGNAUD-GRAZZINI.

Je suis redevable à Madame ROLET de la qualité de présentation de ce rapport. Les défauts, fautes, oublis, erreurs, me sont exclusivement imputables.

PLAN

1re PARTIE

CHAPITRE I - CADRE SPATIAL ET TEMPOREL

I - Cadre géographique

II - Paramètres de l'environnement

A - Contexte tectonique

B - Niveaux marins

C - Climat

D - Contexte hydrologique et hydrodynamique

1. *Hydrologie*

2. *Le coupe atmosphère-océan et la circulation générale*

3. *Courants de marée*

4. *Houles*

CHAPITRE II - METHODOLOGIE ET RAPPEL DES LOIS HYDRODYNAMIQUES DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE

I - Etude des sites

II - Etudes lithologiques

A - Classification des sédiments

B - Etudes minéralogiques

C - Etudes granulométriques

III - Modalités des transports sédimentaires

A - Transport par les courants

1. *Charriage*

a) *Nombre de REYNOLDS*

b) *Nombre de FROUDE*

c) *Vitesse de frottement*

d) *Relation de STERNBERG*

e) *Abaque de BONNEFILLE*

f) *Equation de SHIELDS*

g) *Remarques*

- 2. *Transport par saltation*
- 3. *Suspension*
- B - *Mise en mouvement par la houle*
- C - *Transport gravifique*
 - 1. *Conditions de stabilité des sédiments*
 - a) *Pression et contrainte effective*
 - b) *Contrainte de rupture*
 - 2. *Processus gravitaires et dépôts associés*
 - a) *Coulée en masse*
 - b) *Coulée sableuse*
 - c) *Coulée fluide*
 - d) *Turbidite*
- D - *Tableaux synthétiques*

CHAPITRE III - LE DOMAINE COTIER

- I - *Caractères hydrodynamiques du domaine côtier*
 - A - *Le littoral*
 - B - *Les estuaires*
- II - *La Rade de Brest*
 - A - *Cadre géologique*
 - B - *Environnement*
 - 1. *Bathymétrie et morphologie*
 - 2. *Apports des petits fleuves tributaires de la Rade de Brest*
 - a) *Débits liquides, débits solides et débits en solution*
 - b) *Minéralogie des sédiments en suspension*
 - 3. *Hydrologie de la rade*
 - a) *Mesures de septembre-octobre 1966*
 - b) *Mesures de février-mars 1967*
 - c) *Indice de HANSEN et RATTRAY*
 - d) *Temps de stockage des eaux fluviales*
 - e) *Echanges hydrologiques avec la Mer d'Iroise*
 - 4. *Hydrodynamisme*
 - a) *Caractère des houles en rade*
 - b) *Courants de surface et de fond*
 - 5. *Les sédiments superficiels*
 - C - *Processus sédimentaires*
 - 1. *Dynamique de la zone littorale*
 - a) *Introduction*
 - b) *Evolution du cordon du Loc'h*
 - 2. *Transports en suspension*
 - a) *Sédiments en suspension dans la Ria de l'Elorn*
 - b) *Sédiments en suspension dans les eaux de la rade*
 - c) *Cycle annuel des turbidités*
 - d) *Teneurs en suspension en Iroise*
 - 3. *Transports sur le fond*

- D - Modèle hydrologique
- E - Discussion
- III - La Baie de Morlaix
 - A - Cadre géologique
 - B - Environnement
 - 1. *Bathymétrie*
 - 2. *Apports fluviaux*
 - 3. *Hydrologie*
 - 4. *Hydrodynamisme*
 - 5. *Les sédiments superficiels*
 - a) *Aperçu d'ensemble*
 - b) *Lithologie des sables de la Pierre Noire*
 - c) *Granulométrie des sables de la Pierre Noire*
 - C - Processus sédimentaires
 - 1. *Transports en suspension*
 - 2. *Transports sur le fond*
 - a) *Vitesse critique d'érosion*
 - b) *Transport en régime normal*
 - c) *Rôle des houles*
 - d) *Résultante des transports sédimentaires*
 - D - Discussion
- IV - Discussion et conclusion

CHAPITRE IV - LA PLATEFORME CONTINENTALE

Introduction

I - La plateforme interne

- A - Distribution des sédiments
- B - La plateforme interne au large de Roscoff
 - 1. *Le pré littoral côtier*
 - a) *Bathymétrie*
 - b) *Cadre sédimentaire*
 - c) *Péetrographie sédimentaire*
 - 2. *Le pré littoral du large*
 - a) *Introduction*
 - b) *Sonar latéral*
 - c) *Photographies sous-marines*
 - d) *Péetrographie sédimentaire*
 - e) *Populations granulométriques*
 - f) *Dynamique sédimentaire*
- C - Synthèse des observations effectuées au Sud de la Manche occidentale
 - 1. *Péetrographie sédimentaire*
 - a) *Eléments d'origine terrigène*
 - b) *Eléments d'origine biologique*
 - 2. *Relation entre granulométrie et péetrographie sédimentaire*

- II - La plateforme externe
 - A - Introduction
 - B - Distribution des sédiments
- III - Caractéristiques lithologiques et dynamique des sédiments de la plateforme
 - A - La plateforme interne
 - 1. *La plateforme nord-armoricaine*
 - 2. *La plateforme sud-armoricaine*
 - B - La plateforme externe
 - C - Dynamique sédimentaire
- IV - Conclusions

CHAPITRE V - LA PENTE CONTINENTALE ET LES FONDS ABYSSAUX AU NORD DU GOLFE DE GASCOGNE

Introduction

- I - Cadre morphologique
- II - La pente continentale
 - A - Dispositif morphologique
 - B - Sédiments superficiels
- III - Le domaine abyssal
 - A - Morphologie
 - B - Sédiments superficiels
 - C - Zones BIOGAS
 - 1. *Zone 1*
 - 2. *Zone 2*
 - 3. *Zone 3*
 - 4. *Zone 4*
- IV - Discussion

CHAPITRE VI - LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE AU COURS DE L'Holocène Supérieur

Introduction

- I - L'érosion continentale et les apports fluviaux
- II - Les transports par charriage sur la plateforme continentale
 - A - Paramètres hydrodynamiques
 - B - Transports massiques maximums théoriques au Sud de la Manche occidentale
 - C - Activité des accumulations sableuses en Manche occidentale et en Mer Celtique
 - D - Sens des transferts sableux
- III - Les processus sédimentaires sur la pente continentale supérieure et le rôle des canyons

- IV - Importance de l'hydrodynamisme
 - A - Evaluation d'indices d'hydrodynamisme
 - B - Protocole analytique
 - C - Test de la méthode
 - D - Comparaison du niveau énergétique des zones BIOGAS 1 et 2
- V - Les transferts dans le bassin profond
- VI - Discussion et conclusion

2ème PARTIE

Introduction

CHAPITRE I - EVALUATION DES BILANS SEDIMENTAIRES ET RECONSTITUTION DES PALEOCIRCULATIONS PROFONDES

- I - Le matériel étudié
- II - Etablissement des bilans sédimentaires
- III - Reconstitution des paléocirculations profondes

Introduction

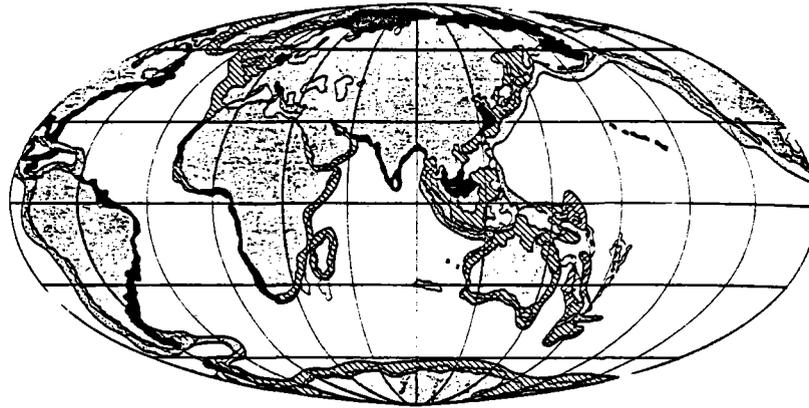
1. *Distinction entre contourites silto-argileuses et turbidites "distales"*
 - a) *Contexte régional*
 - b) *Taux de sédimentation*
 - c) *Structures sédimentaires*
 - d) *Textures*
 - e) *Minéralogie*
2. *Indice d'activité hydrodynamique*

CHAPITRE II - EVOLUTION DES REGIMES SEDIMENTAIRES DEPUIS LE CRETACE SUPERIEUR

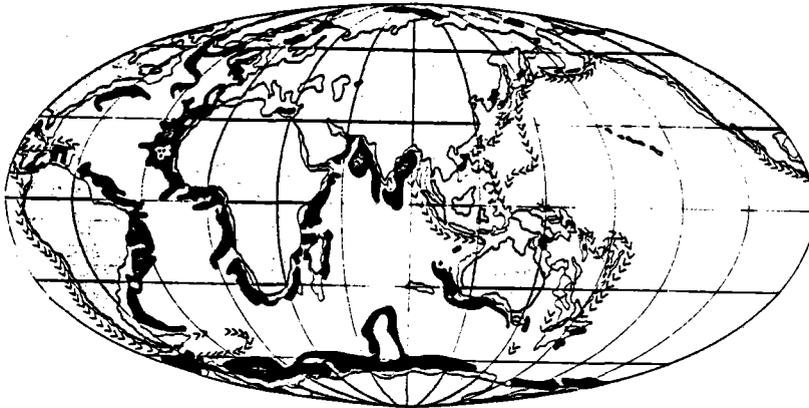
Introduction

- I - Evolution structurale du Golfe de Gascogne
 - II - Evolution des dépôts sédimentaires de la marge nord du Golfe de Gascogne du Crétacé supérieur au Pléistocène supérieur
 - A - Crétacé supérieur
 - B - Paléocène
 - C - Eocène
 - D - Oligocène
 - E - Miocène
 - F - Pliocène
 - G - Quaternaire
1. *Forages du Glomar Challenger*

FIG. 1 - *Distribution des marges continentales à l'échelle du globe.*



- 1 : *stade initial*
 2 : *juvénile ou peu sédimenté*
 3 : *mature ou fortement sédimenté*
 4 : *opposée à une zone de subduction.*



- 1 : *glacis continentaux*
 2 : *fossés*
 (d'après K.O. Emery, 1980)

INTRODUCTION

— Les marges continentales peuvent-elles encore aujourd'hui être qualifiées de "ceinture d'ignorance", ainsi que DRAKE et BURK les qualifièrent en 1974 ? Certes, depuis cette date, les explorations pétrolières et les forages profonds ont commencé de combler ce vide de connaissances. Les premières cartes bathymétriques levées avec un faisceau à multiples rayons, et quelques explorations en submersibles nous ont permis de "voir" enfin les traits d'un paysage dont L. BERTHOIS et R. BRENOT, avec des moyens moins élaborés, au prix d'un travail considérable et d'une infinie patience, nous avaient au préalable dessiné les grandes lignes.

A l'échelle du globe, dont elle représente 14 % de la superficie, les marges constituent la transition entre le domaine continental, dont l'altitude moyenne se situe au niveau moyen 1000 m, et le domaine océanique situé au niveau moyen 4000 m. Il s'agit donc d'une dénivelée considérable ; vues des plaines abyssales, les marges présentent un relief comparable aux grandes chaînes de montagne et, certes, c'est l'impression que donnent certaines de leurs parois les plus abruptes quand on les parcourt à bord de Cyana.

La figure 1, d'après EMERY (1980), montre la distribution (figs 4, 5) des différents types de marges. Le Golfe de Gascogne est classé dans le type "peu sédimenté" par opposition aux marges dites "matures" de l'Atlantique Ouest. On distingue classiquement trois grandes unités : plateau, pente et glacis, elles-mêmes divisées en sous-unités (figs 2, 3) (HEEZEN *et al.*, 1959).

Tous les auteurs s'accordent pour admettre que les variations du niveau marin qui se sont succédées au cours des époques géologiques, contrôlèrent largement le régime sédimentaire des marges continentales (HAYS et PITMAN, 1973 ; VAIL *et al.*, 1977) (fig. 6).

En fait, niveau marin, climat et tectonique étant étroitement dépendants les uns des autres, il est évident que tous ces facteurs doivent jouer un rôle signifiant. Nous nous proposons donc d'évaluer l'influence respective de ces différents paramètres dans le cas de la marge nord du Golfe de Gascogne. Ce, en nous appuyant d'une part sur l'examen du régime sédimentaire actuel, et d'autre

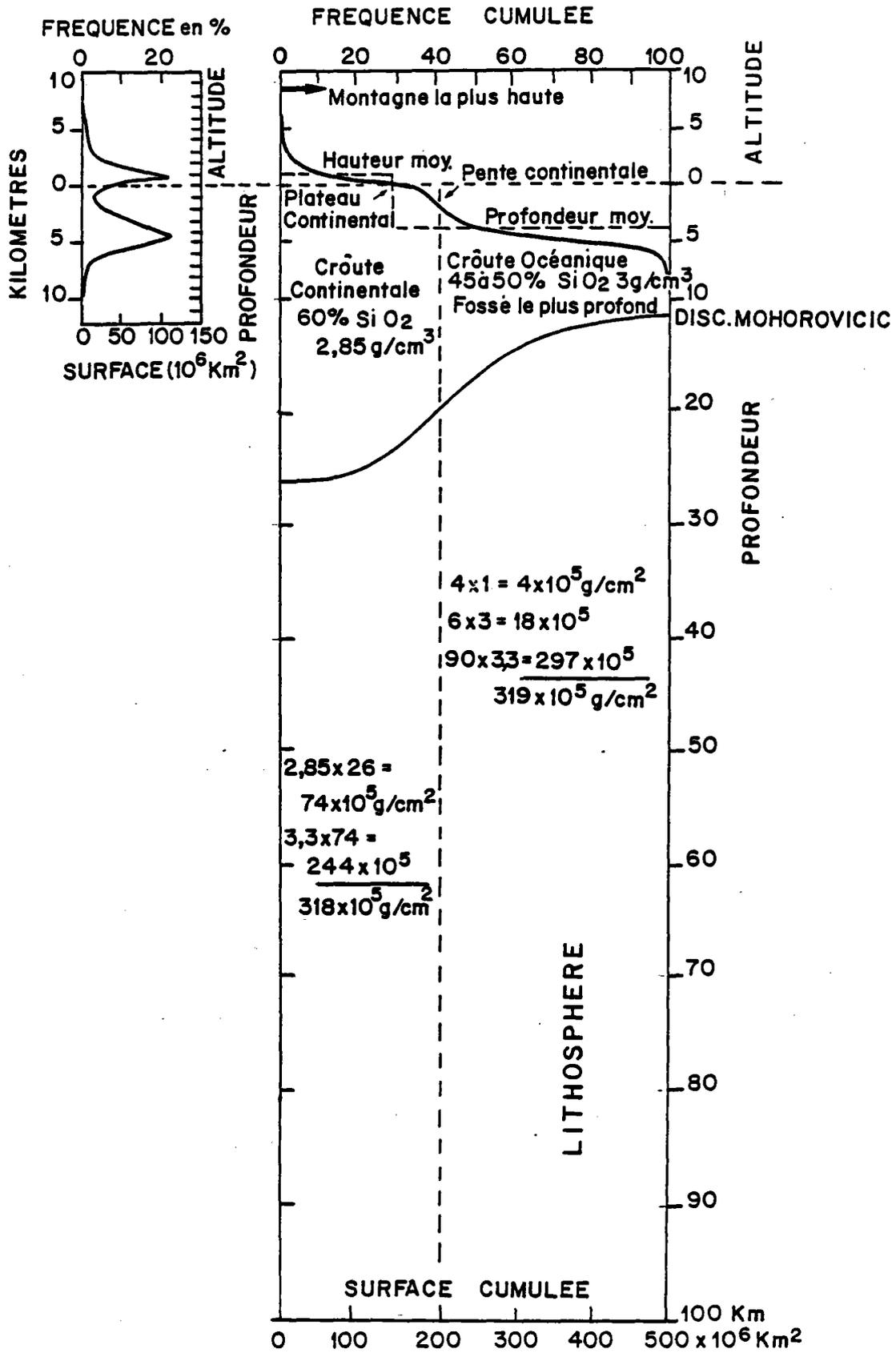


FIG. 2 - Fréquence cumulée des surfaces d'égale altitude, situation des marges continentales à la transition des domaines continentaux et océaniques.

part sur un essai de reconstitution des régimes tertiaires et quaternaires.

Cette thèse comprend donc deux parties, consacrées respectivement à l'Actuel et aux périodes géologiques anciennes.

Dans la première partie, nous étudierons les processus sédimentaires, depuis les estuaires, jusqu'au domaine abyssal. A partir de ces études locales, nous tenterons de rétablir la continuité des phénomènes actuels à l'échelle de la marge et d'évaluer les flux sédimentaires concernés. Nous avons étudié la côte nord du Finistère et le Sud de la Manche occidentale à partir de la Station Biologique de Roscoff, puis la Rade de Brest grâce aux moyens de la Marine Nationale ; enfin, à la suite de la création du Centre Océanologique de Bretagne, la pente continentale et les zones abyssales grâce aux moyens d'investigations du CNEXO.

Le fil conducteur qui guide ces différents travaux est la dynamique sédimentaire. Dans chacune des zones étudiées, nous avons recherché les relations pouvant exister entre la lithologie des formations superficielles et les forces physiques en présence. Cette démarche n'est certes pas nouvelle, de nombreux chercheurs : géologues, sédimentologues, géographes avaient déjà pressenti que la distribution des sédiments en Manche et en Mer Celtique, ou bien reflétait un équilibre avec les forces actuelles : PRATJE (1950), BOILLOT (1964), BELDERSON et STRIDE (1966), HOMMERIL (1965), LARSONNEUR (1965, 1971) ; ou bien traduisait une mise en place dans des conditions de milieu et de profondeur différentes de celles prévalant actuellement : DANGEARD (1923, 1928), FURNESTIN (1937), BOURCART (1938, 1947 A, B, C), BERTHOIS (1946, 1959 B).

Tous ces auteurs fondaient leur raisonnement et leurs conclusions sur les seules données disponibles à savoir l'intensité et la direction des courants de surface.

L'utilisation de courantographes nous a permis de mesurer ces paramètres pour les courants de fond, et d'en déduire les conditions de stabilité, en des sites sélectionnés dont la nature du substrat sédimentaire était par ailleurs reconnue.

Pour cette appréhension du régime sédimentaire sur une marge, il était également nécessaire de délimiter de façon aussi peu arbitraire que possible une unité de lieu. Nous avons choisi la marge nord du Golfe de Gascogne limitée entre 45°30 et 52° Nord et 1° à 13° Ouest.

Cette région nous semble *a priori* présenter une certaine unité naturelle en ce sens qu'elle constitue la périphérie immergée de deux massifs anciens : le Massif Armoricain et la Cornouaille britannique.

Nous nous devons néanmoins de souligner l'originalité de ce dispositif morphologique qui offre, en effet, peu de ressemblance avec celui d'une marge passive "type", où ligne de rivage et rupture de pente du plateau continental sont subparallèles.

Ici, cette dernière, au nord du domaine, représente l'ouverture d'un profond "entonnoir" (la Manche), tandis qu'au Sud avec la Marge Armoricaine, nous retrouvons un modèle plus classique. Le caractère exceptionnel de ce cadre morphologique, devra rester présent à notre esprit, dans toute tentative de généralisation ultérieure.

Enfin, il est également nécessaire de préciser l'unité de temps à laquelle nous nous référons dans cette première partie. La référence nécessaire est la courbe d'évolution du niveau marin. Après une période de rapide montée entre -16000 BP (-120 m) et -5000 BP (-6m) (figs 7 et 8), il atteignit progressivement une cote proche du niveau actuel. L'écart maximum observé au cours de ces

TABL. 1 - Classification des sédiments.

Texture CaCo3	Cailloutis	Graviers	Sables	Lutites
70 %	Coquinites	Graviers bioclastiques	Sables bioclastiques	Boues calcaires
30 %	Cailloutis silica-calcaires ou calcaires siliceux	Graviers	Sables	Boues marneuses
	Cailloutis siliceux	Graviers siliceux	Sables siliceux	Vases

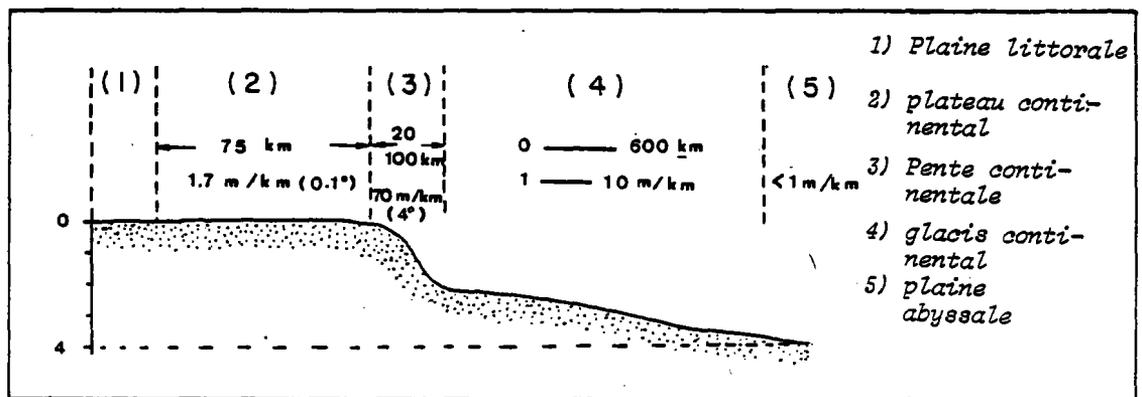
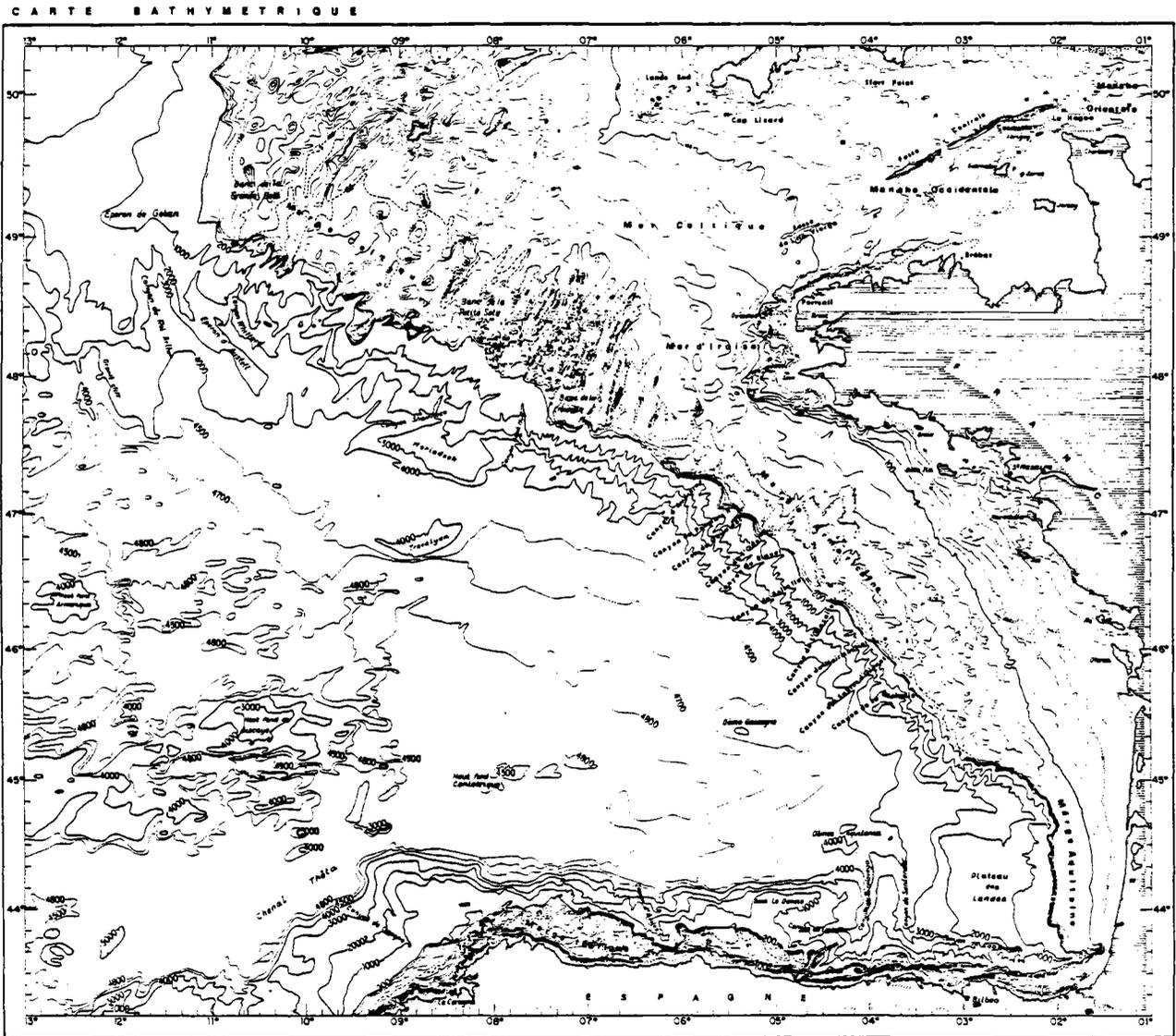


FIG. 3 - Différentes unités morphologiques des marges continentales (d'après Heezen et al., 1959)

FIG. 4 - Bathymétrie de la Manche occidentale et du Golfe de Gascogne.



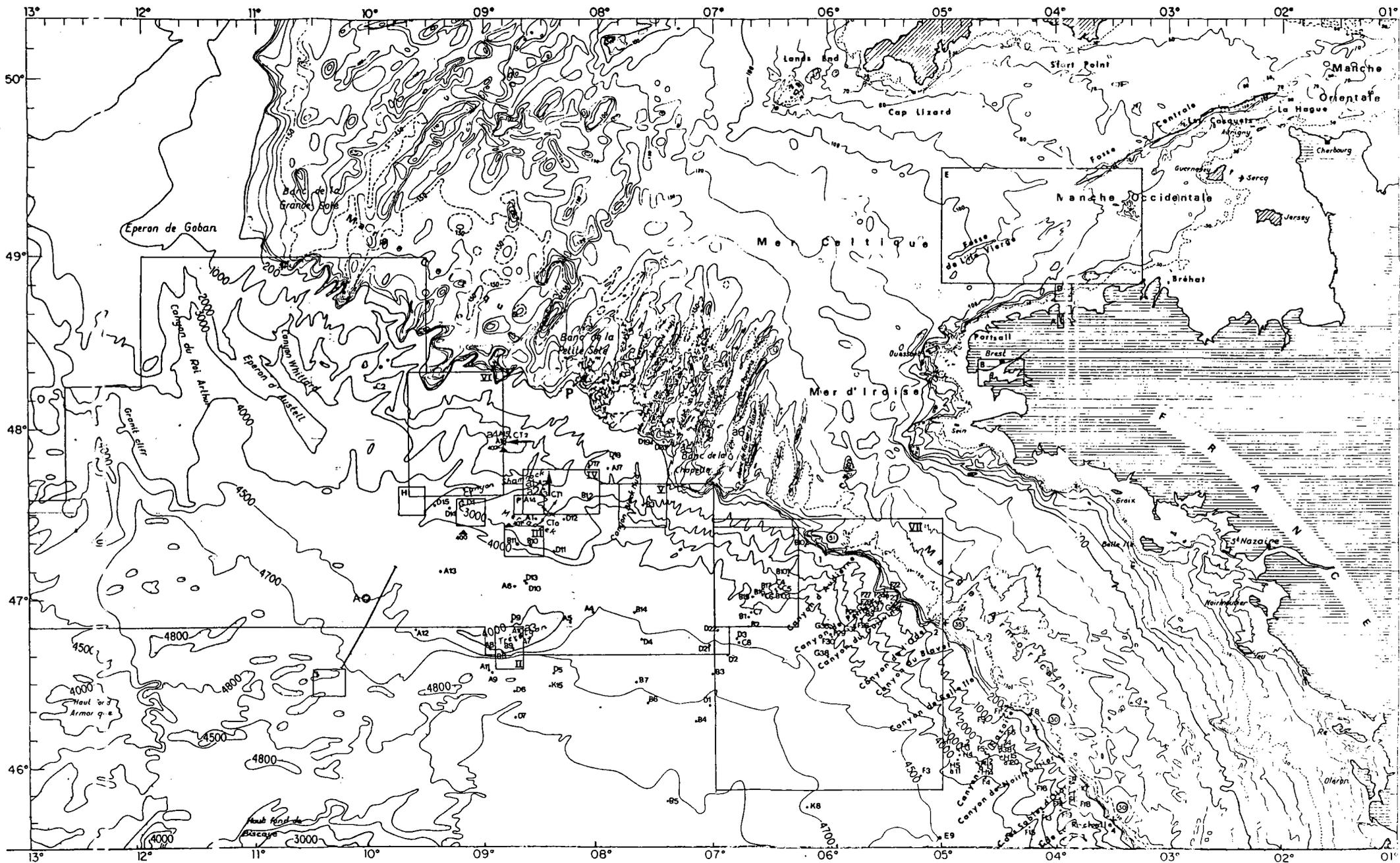


FIG. 5 - Manche occidentale et
Marge Nord du Golfe de Gasco-
gne ; bathymétrie et locali-
sation des zones étudiées.

Plateau continental d'après les données du Service Hydrographique de La Marine, du BRGM et du
BEILIP (zone des Grands Bancs).

Pente continentale et zone abyssale d'après la carte au 1/1 000 000 du Golfe de Gascogne au
Sud de 47°N (Berthois et al., 1969) et les cartes au 1/250 000 au Nord de 47°N (Berthois, 1976).

Zones étudiées par l'auteur :

A à I : bathymétrie, lithologie, dynamique sédimentaire

I à VI : bathymétrie (J. Charcot, Margas, avril 1975)

CT₀ : station courantologique de Gould et Mc Kee (1973)

CT₁ - CT₂ (Auffret et al., 1975)

1¹ à 4² (Cavanie et Hyacinthe, 1976)

Carottages : voir tableaux 28 A et B.

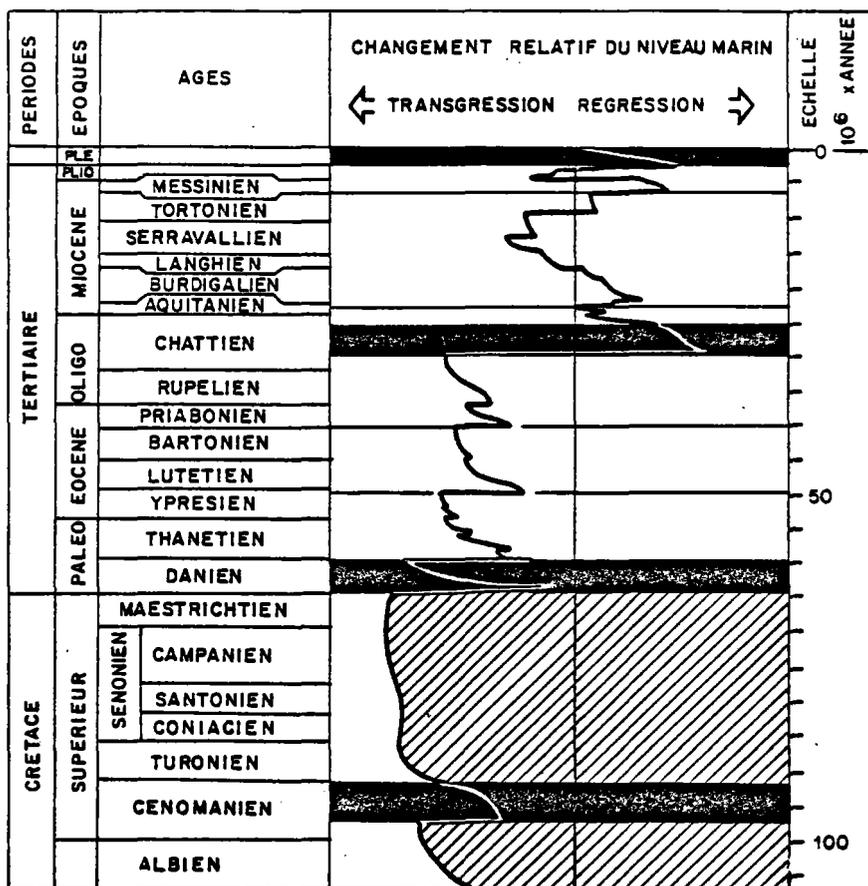
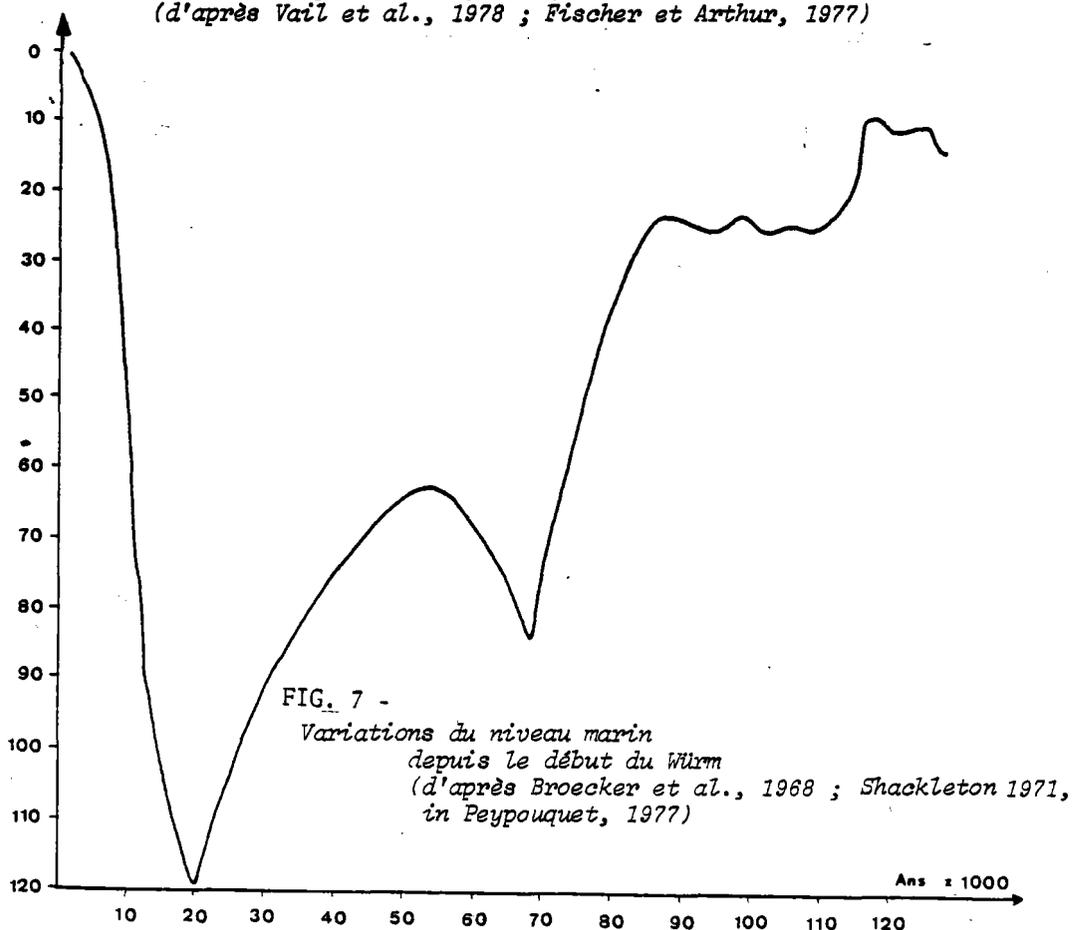


FIG. 6 - Cycle des transgressions et régressions depuis le Crétacé Supérieur et période glaciaire (en noir)
(d'après Vail et al., 1978 ; Fischer et Arthur, 1977)



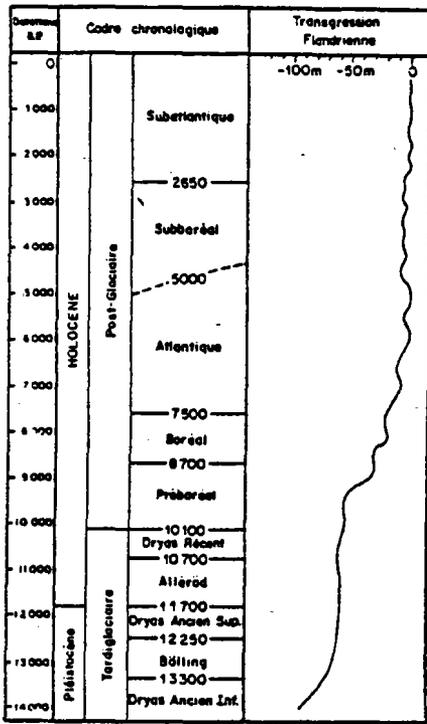


FIG. 8 - Evolution des niveaux marins au cours de l'Holocène supérieur.

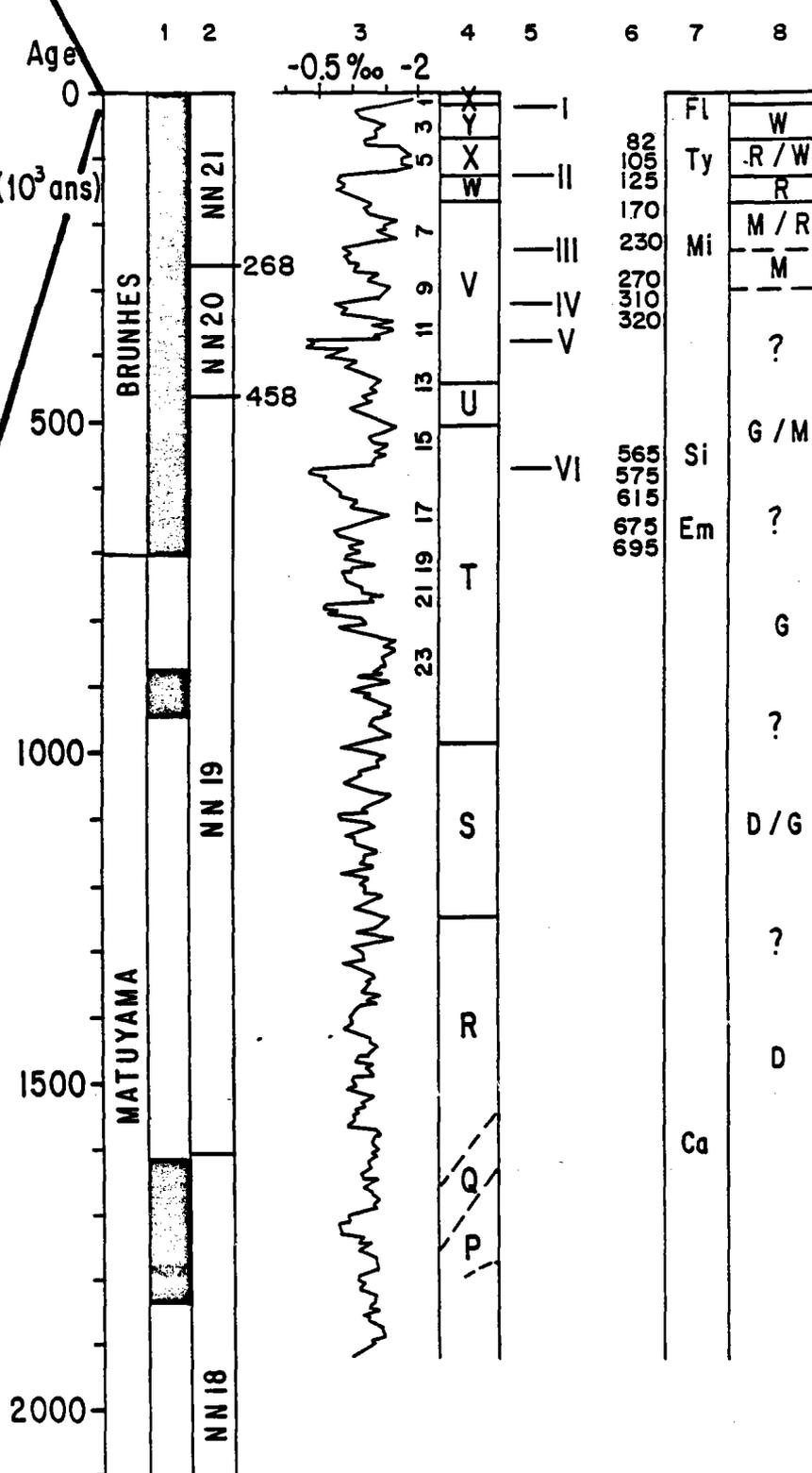


FIG. 9 - Stratigraphie du Plio-quaternaire (d'après Pujol, 1980).

- 1 Polarités magnétiques (noir : normale ; blanc : inverse) d'après LA BRECQUE et al (1977)
- 2 Zones de nannofossiles (THIERSTEIN et al, 1977)
- 3 Stratigraphies isotopiques (SHAKELTON, 1977)
- 4 Biozones en domaine tropical
- 5 Terminaison de VAN DONK
- 6 Age des hauts niveaux marins
- 7 Fl - Flandrien Ty - Tyrrhénien
 Mi - Milazien Si - Sicilien
 Em - Emilien Ca - Calabrien
- 8 Phases glaciaires alpines

5000 dernières années est du même ordre de grandeur que l'amplitude des marées au Sud de la Manche. On peut donc considérer, *en première approximation*, que le régime sédimentaire actuel est représentatif de cette période qui correspond approximativement à l'Holocène supérieur. Nous verrons ci-dessous que des fluctuations importantes du climat se sont néanmoins produites au cours des derniers millénaires sans compter les perturbations des écosystèmes provoquées par le développement de l'agriculture puis de l'industrie.

S'agissant d'une étude des formations meubles des fonds marins, il est également nécessaire de considérer que celles-ci sont, soit en équilibre avec les conditions présentes, soit reflètent des conditions différentes des conditions actuelles qui prévalaient lors de leur mise en place (EMERY, 1968).

Il nous appartiendra de préciser ultérieurement cette distinction et de montrer comment, dans une certaine mesure, elle est à l'origine des divergences d'opinion entre les auteurs.

La deuxième partie est consacrée aux régimes sédimentaires cénozoïques et quaternaires. Le cadre géographique reste pratiquement identique, mais la localisation des zones étudiées en détail ne se recouvre que de façon imparfaite. Nous nous sommes donc appuyés sur les travaux publiés par différents auteurs pour rendre possible une comparaison. Nous avons bénéficié pour cette étude des moyens du CNEXO, N.O. LE SUROIT et N.O. J. CHARCOT, et d'une participation au leg 48 du programme IPOD, sur le GLOMAR CHALLENGER.

Les échelles chronologiques ont été particulièrement bien établies pour cette région : HAILWOOD *et al.* (1979), FUJOL (1980) (fig. 9) pour le domaine marin, MORZADÉC-KERFOURN (1974) pour le domaine continental. Pour ces périodes anciennes, nous fonderons nos reconstitutions de l'environnement océanique sur l'évolution des dépôts sédimentaires. Il nous appartient donc d'étudier leurs natures lithologiques et d'évaluer l'importance des taux d'accumulations de leurs divers constituants. D'autre part, s'agissant des paléocirculations, nous proposons une méthode d'évaluation fondée sur les variations texturales de la composante silteuse des sédiments abyssaux. Les conclusions auxquelles nous aboutissons sont confrontées aux résultats obtenus par d'autres auteurs à l'aide des indicateurs géochimiques et micropaléontologiques.

Enfin, dans la conclusion nous examinons comment le régime sédimentaire de la marge nord du Golfe de Gascogne a varié en fonction des changements du niveau marin et du climat. Nous pourrions enfin tenter de caractériser le régime actuel, c'est-à-dire définir en quoi il peut être original ou, au contraire, en quoi il peut être considéré comme "normal" par rapport aux régimes antérieurs.

Nous examinons successivement dans cette première partie, le cadre spatial et les paramètres de l'environnement, c'est-à-dire le champ d'action et les forces en présence. Nous exposons ensuite, la méthodologie adoptée et les données théoriques impliquées dans l'évaluation des transports sédimentaires. Puis nous présentons les résultats de nos investigations dans les divers domaines constitutifs du système étudié : domaine côtier, plateforme continentale, domaine abyssal.

Enfin nous tentons de dégager à partir de ces approches fragmentaires une image d'ensemble des flux sédimentaires à travers le système constitué par la marge nord du Golfe de Gascogne.

CHAPITRE I

CADRE SPATIAL ET TEMPOREL

I - CADRE GEOGRAPHIQUE

Les ensembles morphologiques qui constituent la marge nord du Golfe de Gascogne sont (figs 4 et 5) :

- de l'Eperon de Goban au Canyon d'Audierne : la Marge Celtique ;
- de ce dernier au Canyon de Cap Ferret : la Marge Armoricaïne.

A l'Ouest, le Golfe de Gascogne est limité par une ligne passant par le Haut Fond Armoricain (au Nord) et le Haut Fond de Biscaye (au Sud).

La Mer Celtique occupe le plateau continental entre la côte sud de l'Irlande et la pointe de la Bretagne. Le Sud de la Mer Celtique est souvent désigné sous le nom "Approches Occidentales de la Manche". Le trait morphologique le plus important de la Mer Celtique est la présence d'une série de bancs allongés, de direction Nord-Est/Sud-Ouest : Grande Sole, La Chapelle, Parsons, Castor... Ces bancs peuvent atteindre 60 km de long et une dénivellée de 50 m par rapport au fond, leur sommet se trouvant entre 50 et 100 m de la surface.

La Manche fait partie du plateau continental du Nord-Ouest de l'Europe. Elle ouvre à l'Ouest sur la Mer Celtique à des profondeurs voisines de 100 m. La Manche Occidentale peut être subdivisée, selon CABIOCH (1968), de la façon suivante : au Nord, les baies de la côte anglaise, au milieu, le bassin occidental, au Sud-Est, le Golfe Normanno-Breton. Le bassin occidental est le plus important, la topographie ne présente que quelques rares accidents (Banc des Langoustiers) et dépressions axiales (Fosse de l'île Vierge et Fosse Centrale). Néanmoins des images du fond obtenues au sonar latéral et des levés bathymétriques détaillés y ont relevé la présence de grandes rides sableuses dont les crêtes hautes de 10 à 20 m sont allongées généralement selon la direction Nord-Ouest/Sud-Est, ainsi qu'une zone de ruban sableux, que nous avons étudiée en détail.

Le bord sud de la Manche occidentale est caractérisé par la présence d'un abrupt morphologique de 30 à 50 m d'amplitude qui correspond au contact du bassin sédimentaire et du socle du Massif Armoricaïn. Cette zone est caractérisée localement par la présence d'accumulations sableuses dont nous avons étudié un exemple au large de la Baie de Morlaix (Trezen Vraz). La côte nord du Massif Armoricaïn est échançrée de larges baies : celles de Morlaix, de Saint-Brieuc et enfin du Mont Saint-Michel. Nous avons étudié en détail la Ria de la Penzé et une accumulation de sables fins dans la Baie de Morlaix, les sables de la Pierre Noire.

La Mer d'Iroise fait face à la pointe ouest de la Bretagne. Cette dernière est par ailleurs caractérisée par trois grandes baies qui s'ouvrent sur l'océan : la Baie d'Audierne, la Baie de Douarnenez et la Rade de Brest que nous avons étudiées en détail de 1966 à 1969.

II - PARAMETRES DE L'ENVIRONNEMENT

A - CONTEXTE TECTONIQUE

Les marges Celtique et Armoricaïne sont des marges passives. L'activité sismique actuelle sur et à la périphérie du Massif Armoricaïn est effectivement relativement modeste. Elle est principalement centrée sur une ligne Pointe du Raz - Angers. Deux tremblements de terre d'intensité 8 ont été enregistrés (15 février 1657 : Sainte Maure de Touraine, 25 janvier 1799 : Bouin, Vendée). Au Nord de la Bretagne, dans les Iles Anglo-normandes et dans le Cotentin, la sismicité a pu atteindre le degré 7 (in VOGT, 1979). La région d'Oléron a été affectée en 1972 par une activité sismique importante dont le foyer était situé vers 25 km de profondeur. La zone de forte activité du Sud de la Bretagne paraît correspondre à l'accident sud-armoricaïn mais l'origine de ces séismes n'est pas à notre connaissance attribuée à une cause précise. Ainsi, on ne peut préciser qu'elle est la contribution éventuelle des réajustements post-glaciaires de l'écorce terrestre dans cette activité sismique.

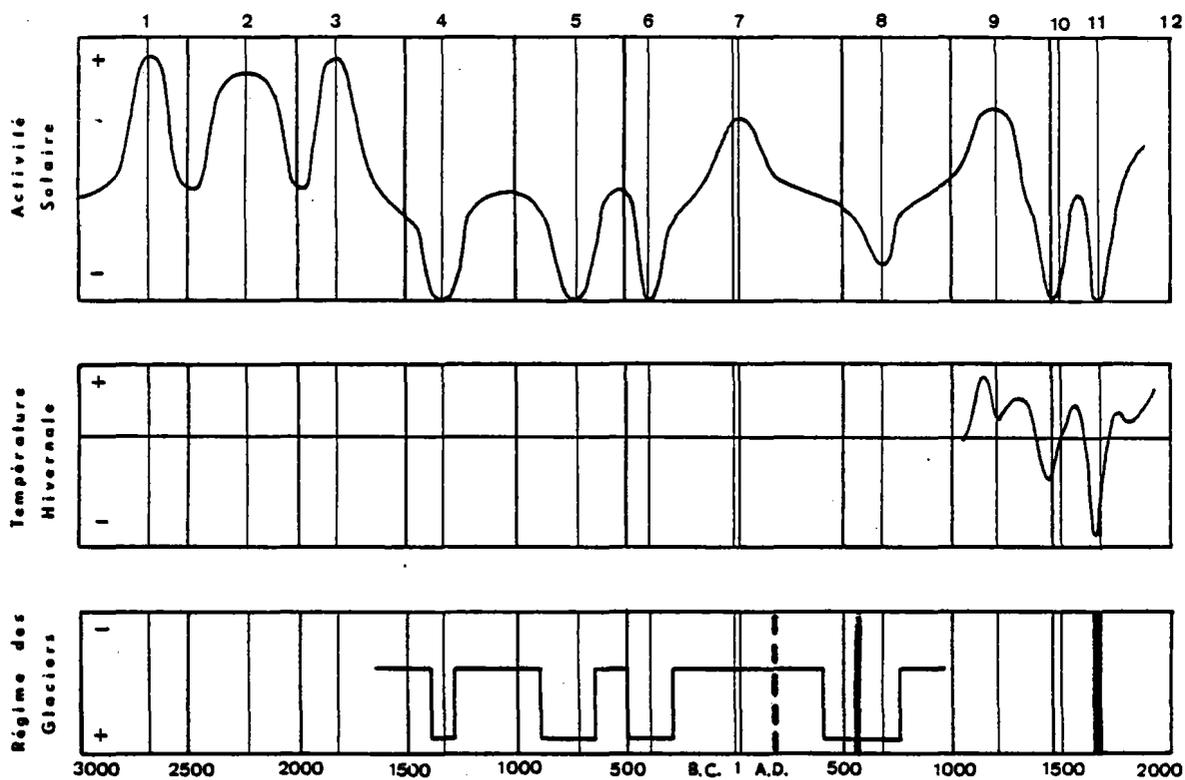
B - NIVEAUX MARINS

Il est communément admis que les niveaux marins ont décliné de l'ordre de 200 à 300 m depuis le Crétacé supérieur. L'existence des bassins sédimentaires actuellement émergés tels le Bassin Parisien et le Bassin Aquitain en est l'illustration. A cette tendance régressive se surimposèrent des oscillations qui devinrent particulièrement nombreuses et importantes au Quaternaire ; ce, en relation avec l'accumulation des glaces sur les inlandsis antarctiques et arctiques (fig. 6).

Trois facteurs principaux contrôlent les variations du niveau marin :

- 1 - les variations de volume des bassins océaniques,
- 2 - le volume des calottes glaciaires,
- 3 - l'équilibre isostatique de la lithosphère.

FIG. 10 - Evolution climatique au cours de la période historique.



- | | |
|---------------------------|-------------------------|
| 1 - Optimum sumérien | 7 - Optimum romain |
| 2 - Optimum des pyramides | 8 - Minimum médiéval |
| 3 - Optimum de Stonehenge | 9 - Optimum médiéval |
| 4 - Minimum égyptien | 10 - Minimum de Spörer |
| 5 - Minimum homérien | 11 - Minimum de Maunder |
| | 12 - Optimum moderne |

Les barres noires verticales correspondent aux nappes détritiques présentes dans l'estuaire de la Loire (d'après Barbaroux et al., 1980).

Ce dernier point a été particulièrement étudié par WALCOTT (1972, 1980), CHAPPELL (1974), CLARK *et al.* (1978). Ces auteurs distinguent deux types de mouvements de l'écorce en réponse à la fonte des glaces et à la remontée concomitante du niveau marin. D'une part des mouvements élastiques correspondant à un réajustement quasi instantané, d'autre part des mouvements de relaxation de plus longue période faisant intervenir un fluage des matériaux de l'asthénosphère. Ce dernier effet aurait été particulièrement important à la périphérie de l'ancien inlandsis canadien entre 16000 et 6000 BP, puisque parallèlement à un surélévement de la zone déglacée de l'ordre de 600 à 1000 m, on observerait une subsidence à la périphérie de l'ordre de 60 à 140 m, à une distance de 1200 km du centre de l'inlandsis.

Depuis 6000 BP le niveau marin n'aurait pas varié à l'échelle globale, la tendance à l'immersion observée dans l'hémisphère nord étant compensée par une tendance inverse dans l'hémisphère sud.

En un point donné les variations du niveau marin sont donc la résultante des réajustements de l'écorce, de la variation de volume des glaces accumulées dans les inlandsis, de la variation de volume des bassins et du rapport entre vitesse d'accumulation des sédiments et vitesse des changements de niveau.

Ainsi, à la périphérie du Massif Armoricaïn, le niveau actuel des mers a été atteint vers 2000 BP. Cette remontée s'est probablement accompagnée d'oscillations, ainsi le niveau actuel aurait été déjà atteint, voire dépassé, vers 3000 et 2000 BP (MORZADEC-KERFOURN, 1974). Il y a 16000 ans, il était 120 m environ plus bas (figs 7 et 8). Le domaine compris entre 0 et 100 m a donc été exposé pendant une longue période aux actions continentales. La position actuelle de la ligne de rivage est fortuite à l'échelle des temps géologiques.

D'après MORZADEC-KERFOURN le marégraphe de Brest aurait enregistré entre 1807 et 1936 une montée relative du niveau marin de l'ordre de 0,8 mm/an qui pourrait correspondre d'après MORNER (1969) à la remontée eustatique, la part du réajustement hydro-isostatique et du "glacial rebound" dans ce taux n'est pas connue. Le taux actuel serait de 0,5 mm/an (GUILCHER, 1965).

Pour certains auteurs (CURRAY, 1969 ; GUILCHER, 1969) les niveaux marins du début du Pléistocène auraient été plus élevés que les niveaux récents. Cette opinion n'est pas confirmée par les variations isotopiques de l'oxygène des carbonates (fig. 9). En effet, d'après LALOU et DUPLESSY (1976), ces variations sont liées aux fluctuations du volume de l'eau de mer, et il apparaît que le niveau marin actuel n'aurait été excédé (de 10 m au plus) que vers 125000 BP au début de l'interglaciaire Riss-Würm.

En ce qui concerne le Massif Armoricaïn, GUILCHER (1948, 1969) a reconnu des surfaces d'aplanissement à 50-60 m, mais seuls des galets témoignent de ces stationnements. Des dépôts marins d'âge pléistocène inférieur (MORZADEC-KERFOURN, 1972) sont présents dans la vallée du Guindy entre 30 et 55 m d'altitude et dans la vallée de l'Aber Ildut entre 45 et 50 m (HALLEGOUET, 1971). L'âge du premier de ces gisements a été discuté par PINOT (1966 A), GUILCHER (1969), HALLEGOUET (1971). MORZADEC-KERFOURN apporte sur l'évolution du niveau marin au cours du Quaternaire les précisions suivantes :

- présence de stationnement entre 30 et 60 m au Pléistocène inférieur ;
- niveau au-dessus de 6 m lors de l'interglaciaire Mindel-Riss ;

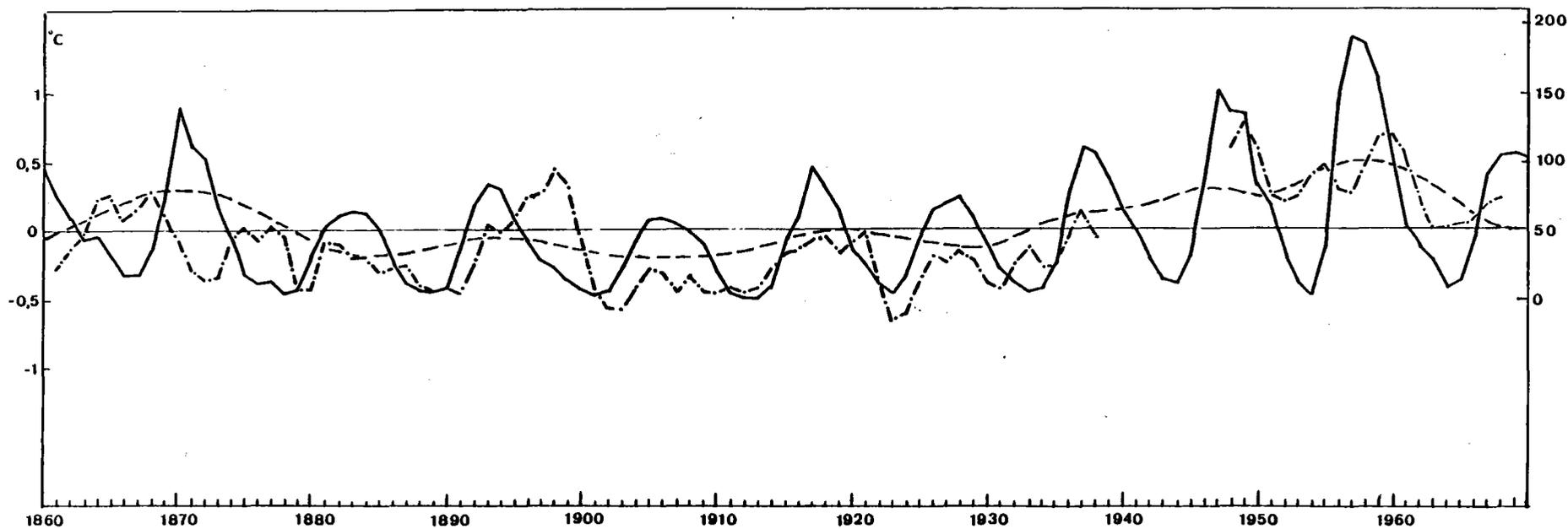


FIG. 11 - Evolution des températures de l'eau de mer (courbe points-trait) dans le proche Atlantique et variations de l'activité solaire au cours des dernières décennies (courbe en trait plein).

- niveau supérieur à l'actuel au début de l'Emien (ce en accord avec les indications isotopiques).

Le problème de l'évolution des niveaux marins du Quaternaire ne peut donc être considéré comme définitivement résolu.

C - CLIMAT

Le climat actuel à nos latitudes est l'aboutissement d'une évolution qu'il convient de résumer pour comprendre sa spécificité. Au cours du Cénozoïque (c'est-à-dire depuis 60 millions d'années), le climat du globe semble avoir connu une tendance générale au refroidissement, jalonnée par deux événements majeurs qui sont, vers 15 millions d'années, le développement d'une calotte glaciaire sur l'Antarctique, et vers 1.8 MA (BP), l'instauration d'une calotte glaciaire sur le Groënland. Les derniers 2 millions d'années ont été caractérisés par l'alternance d'une vingtaine de phases glaciaires et interglaciaires ; elles ont été mises en évidence grâce aux mesures isotopiques du rapport O^{18}/O^{16} (SHACKLETON et OPDYKE, 1977) (fig. 9). Ces périodes climatiques se sont succédées de manière cyclique, et l'on a pu mettre en évidence des périodes de 23000 ans (10 % de la variance), 42000 ans (25 %) et 100000 ans (50 %). Ces périodes sont celles de la précession, de l'obliquité et de l'excentricité du mouvement de la terre sur son orbite.

La fin de la dernière phase glaciaire (Wilm IV) est datée de 10000 BP. Après une succession de phases, tempérée chaude et humide (Préboréal), tempérée chaude et sèche (Boréal), tempérée chaude et humide (Atlantique), puis tempérée sèche (Subboréal), les conditions actuelles (Subatlantique) que l'on peut qualifier de tempérées humides, ont été réalisées il y a 2200 ans. L'histoire climatique de la période historique a également connu des phases de refroidissement ou de réchauffement marquées par l'avance ou le retrait des glaciers et des changements du couvert végétal. Ces variations se traduisent par des fluctuations de l'abondance du C^{14} dans les stries d'accroissement des arbres.

En outre, les observations astronomiques ont permis de montrer une corrélation entre l'activité solaire (déduite pour la période antérieure à 1650 de l'abondance du C^{14}) et la température moyenne dans l'hémisphère nord (EDDY, 1976). L'activité solaire (BILLET, 1978) est évaluée grâce au nombre de WOLF, calculé à partir du nombre et de l'importance des taches solaires :

$$R = K (10 g + f)$$

avec : f = nombre de taches à la surface du soleil,

g = nombre de groupes de taches,

K = coefficient tenant compte de la méthode d'observation.

Il apparaît, en effet, qu'il existe une relation entre la quantité d'énergie radiée par le soleil, sa vitesse de rotation à l'équateur, et le nombre et l'importance des taches solaires. Le dernier minimum de l'activité solaire s'est produit entre 1650 et 1720 de notre ère ; c'est la période de MAUNDER, connue également sous le nom de Petit Age Glaciaire. On peut noter (fig.10) que les minimums d'activité solaire coïncident avec une avance des glaciers et qu'ils marquent donc une accentuation des tendances humides et froides par opposition aux périodes de forte activité (sèches et chaudes).

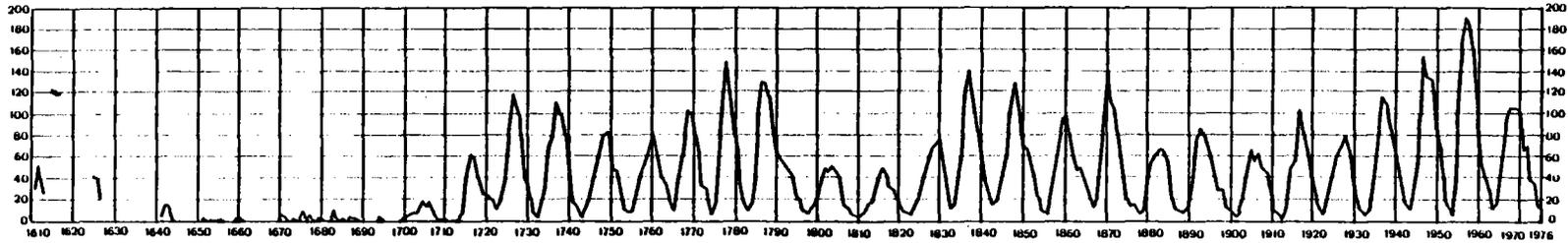


FIG. 12 - Moyenne annuelle du nombre des taches solaires d'après Eddy (1977)

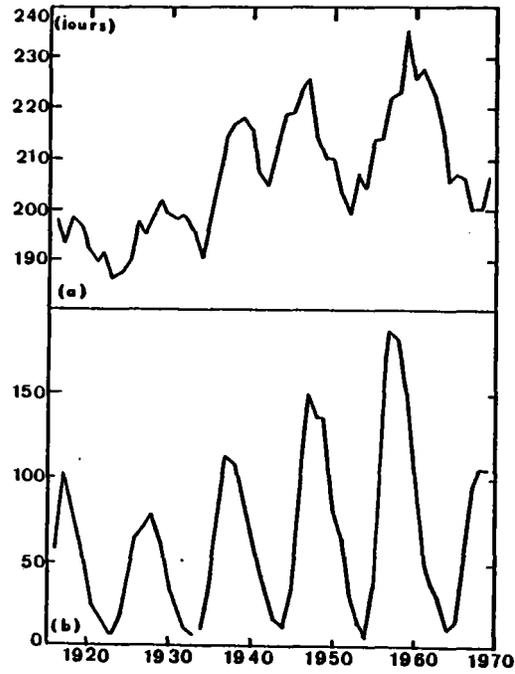


FIG. 13 - Index de sévérité de la température (nombre de jours où la température a dépassé 5°C) au nord de l'Ecosse ; et fluctuations de l'activité solaire

A partir des données historiques, il est possible d'étudier l'évolution des différents paramètres dans le Nord-Est Atlantique ; c'est ce qui a été fait par SERVAIN (1976) et BILLET. Les travaux de ce dernier ont établi l'existence d'une forte corrélation entre les températures de l'air et de l'eau, mais on note un décalage (de 15 jours à un mois) entre les minimums de température de l'air et de l'eau de surface. En moyenne annuelle, l'air est plus froid que l'eau d'une valeur variant entre 0,2 et 0,4°C, donc les eaux cèdent de la chaleur à l'atmosphère. L'évolution récente montre un léger réchauffement depuis le début du siècle jusqu'en 1940, et un réchauffement très sensible de 1940 à 1960 : le refroidissement qui a suivi semblait être stabilisé vers 1969 (fin de la série étudiée). En ce qui concerne l'existence de cycles, une forte oscillation biannuelle apparaît, les années paires étant des années froides. Cette période est particulièrement bien définie entre 1949 et 1969 ; on note également une périodicité de 11 ans qui suit le cycle de l'activité solaire avec un déphasage de deux à trois ans (fig. 11).

SERVAIN a étudié les données concernant les températures de l'eau à différentes immersions ; au Nord-Est de la Mer Celtique, il a mis en évidence de nombreuses périodes (4 mois, 8 mois, 21-24 mois, 58-64 mois). L'analyse d'une série de mesures de la pression atmosphérique aux Iles Scilly entre 1923 et 1972 a révélé des périodes identiques, notamment celles à 3,7 mois et onze ans. SERVAIN conclut que l'évolution thermique est induite par les oscillations de la pression atmosphérique. Il note, par ailleurs, la recrudescence des vents d'Ouest aux Iles Scilly pendant les années paires (c'est-à-dire les années froides).

Il apparaît donc que le régime cyclonique entraîne une dérive d'eau froide venant du Nord-Ouest et, par voie de conséquence, un déficit calorifique pour les masses d'air.

ANGELL et KORSHOVER (1974) expliquent la périodicité de deux ans, par un déplacement moyen vers l'Est de 2,7° de la position moyenne des basses pressions d'Islande. Cette perturbation atmosphérique serait également observable à l'échelle globale et aurait son origine dans la dynamique de la troposphère.

Pour SARUKHANYAN et SMIRNOV (1970), les maximums d'activité solaire sont associés à une diminution des gradients moyens de pression. "Cette situation, génératrice de mouvements anticycloniques, tendrait à affaiblir le caractère zonal de la circulation atmosphérique tout en favorisant les déplacements dans le sens méridien" (SERVAIN, p. 100). La figure 12, d'après EDDY (1976), montre que la période de onze ans est elle-même modulée par des variations à plus longue période, avec des minimums notoires en 1810 et 1910. Cette "période" paraît être de l'ordre de 100 ans, la décroissance observée depuis le maximum de 1957 pourrait donc marquer une phase d'activité décroissante dont le minimum pourrait se produire vers l'an 2000, si ce rythme séculaire se poursuivait.

L'augmentation de l'activité solaire entre 1940 et 1957 s'est effectivement accompagnée d'un réchauffement sensible des masses d'eaux. En outre, d'après SERVAIN, l'enregistrement de la pression atmosphérique aux Iles Scilly montre que, de 1923 à 1940, les basses pressions (régime cyclonique) prévalaient, tandis que, de 1940 à 1958, les hautes pressions étaient prédominantes. La figure 13, d'après KING (1973) révèle que durant la même période, la température de l'air s'est accrue à Eskdalemuir en Ecosse (55°N, 3°W).

Entre 1945 et 1977 on a observé dans le Finistère (Station Météorologique de Guipavas) des maximums des températures moyennes (+1°) déphasés de deux ans environ par rapport aux maximums d'activité solaire observés en 1947 et 1958. Des maximums notoires de précipitations se sont produits

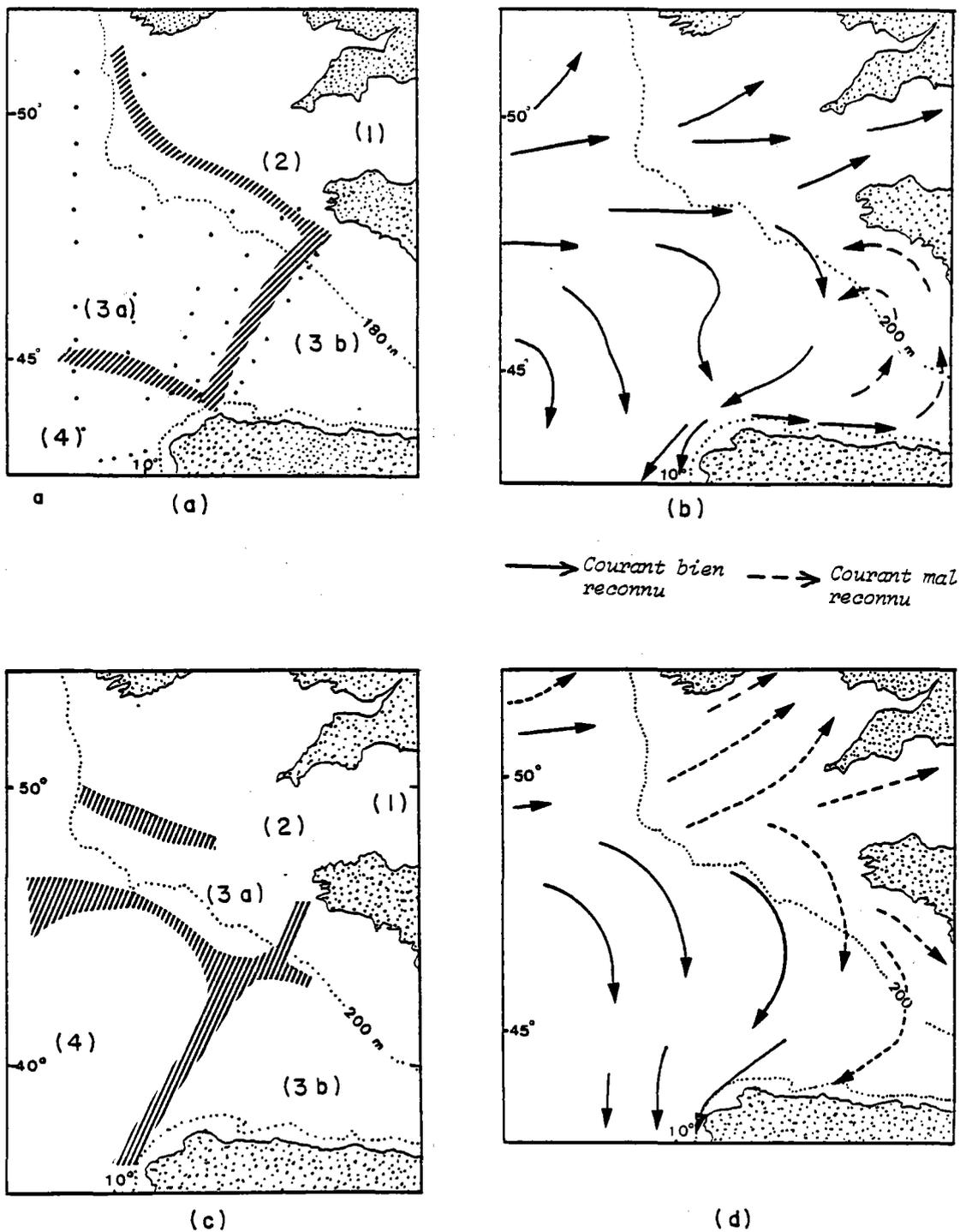


FIG. 14 - Distribution des masses d'eau de surface (d'après Bary) et champs de courants (d'après les pilot chart) en janvier (a,b) et en juillet (c,d)
 1 - Eau de la Manche 2 - Eau entre Land's Est et Ouessant
 3 - Eau de transition 4 - Eau méridionale

aux environs de 1951 et 1960, des maximums secondaires ont été observés en 1965, 1966 et 1975. Les maximums de 1951 et 1960 se sont produits lors d'une phase de décroissance de l'activité solaire.

D - CONTEXTE HYDROLOGIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

1 - Hydrologie

Les eaux superficielles du Golfe de Gascogne sont caractérisées par des variations spatio-temporelles importantes. BARY (1963) distingue plusieurs types d'eau dont la localisation est illustrée par la figure 14. En outre, les distributions verticales des températures et des salinités en Manche et en Mer Celtique (LE FLOCH, 1978) font apparaître les traits suivants.

Au Sud de la Manche occidentale : homogénéité thermique de la surface au fond pendant toute l'année (variation 8°50 à 15°50).

Au voisinage d'Ouessant : présence d'une thermocline à faible gradient de juillet à septembre.

Au large, la thermocline est beaucoup plus marquée, les températures de surface variant de 11° à 17°C, tandis qu'à 100 m de profondeur elles ne varient plus qu'entre 11° et 12°C, cette thermocline disparaît de décembre à avril.

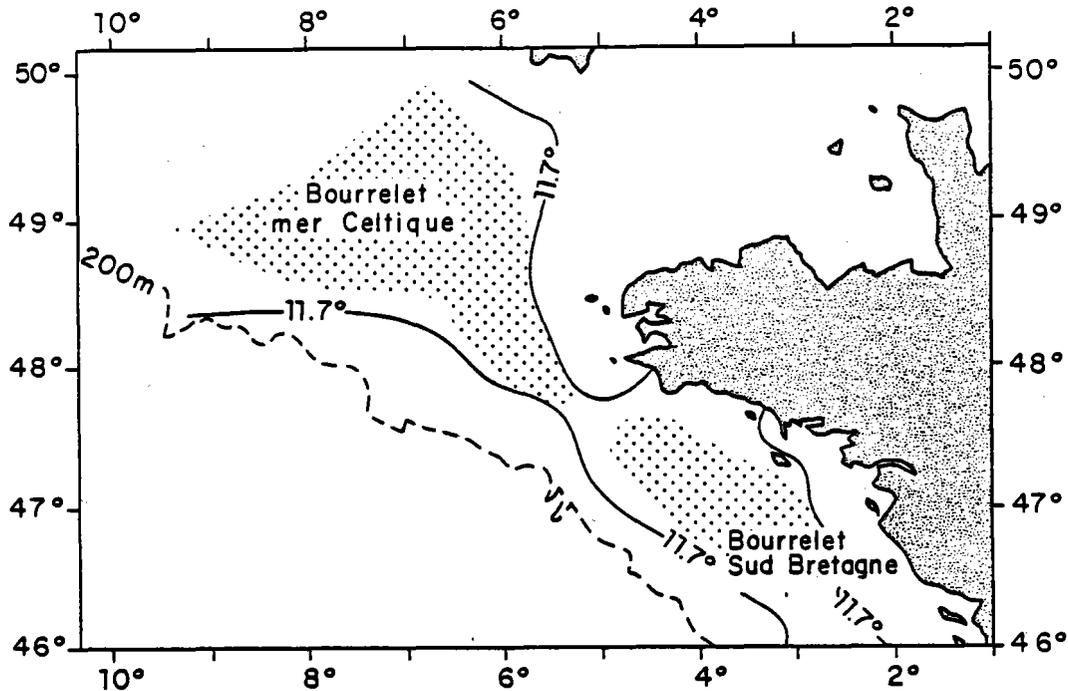
Un trait remarquable de la plateforme armoricaine est l'existence d'un "bourrelet froid" signalée par LE DANOIS (1921-1936) et étudiée par VINCENT et KURC (1969), VINCENT (1973). Ce bourrelet est constitué d'une masse d'eau qui occupe le centre d'un tourbillon cyclonique décrit par HENAFF (1973) (fig. 16).

Une structure hydrologique analogue est également observable au Sud de l'Irlande. Une alimentation éventuelle du bourrelet froid de la Bretagne sud par celui de la Mer Celtique, suggérée par la figure 15 est une possibilité qui reste, selon LE FLOCH, à démontrer. Une autre hypothèse concerne le rôle éventuel des apports de la Loire dans la constitution de ce bourrelet froid. En résumé, trois hypothèses principales restent en présence : formation "*in situ*" par "cascading" hivernal : alimentation latérale par une source lointaine (bourrelet irlandais), alimentation par remontée d'eau froide à la faveur des "upwelling" mis en évidence par photos satellite. Cette dernière interprétation dont les conséquences sont très importantes pour la dynamique de la circulation sur la marge est actuellement l'objet des travaux du Laboratoire d'Océanographie Physique de l'Université de Bretagne Occidentale.

Entre les masses d'eau superficielles décrites par BARY, d'épaisseur variable suivant les saisons et 550 m de profondeur, FRUCHAUD *et al.* (1976) distinguent :

- Au Sud-Ouest, l'Eau Centrale Nord-Atlantique (ECNA) dont les caractères varient pour la température de 11°C à 12,40°C et pour la salinité de $S = 35,6 \text{ ‰}$ à $S = 35,80 \text{ ‰}$;
- Au Nord du 47e parallèle, une masse d'Eau de Plateforme plus homogène ($T^{\circ} = 11^{\circ}\text{C}$, $S = 35,57 \text{ ‰}$) ;
- Une zone de transition orientée Nord-Ouest/Sud-Est sépare ces deux masses d'eau.

FIG. 15 - Situation du "bourrelet froid" en automne.



TABL. 2 - Technique d'évaluation des principaux composants des sédiments.

COMPOSANTS	METHODE D'EVALUATION	
Foraminifères		Evaluation sur frottis
Nannofossiles	Teneur en CaCO_3 mesurée en Calcimètre Bernard	Evaluation sur frottis contrôlée par le pourcentage des particules inférieures à 10μ de la fraction calcaire
Carbonates indéterminés		Evaluation sur frottis contrôlés par la différence entre la teneur totale en CaCO_3 et la somme des teneurs en nannofossiles et foraminifères.
Quartz	Dosage semi-quantitatif par diffraction X (méthode de l'étalon interne de F Na)	
Matériel $< 10 \mu$ de nature non calcaire (argile + divers)	Analyse texturale (compteur Coulter) sur l'échantillon décalcifié	
Organisme siliceux	Evaluation sur frottis contrôlée par la différence entre 100 % et la somme des constituants ci-dessus + dosage par diffraction X après transformation en cristoballite.	

- De 550 m à 2000 m, l'Eau Profonde Nord-Atlantique qui, à la latitude du golfe, est un mélange en proportions variables d'Eau Méditerranéenne, d'Eau Profonde de la Mer du Labrador, d'Eau Arctique de Fond et d'Eau Antarctique de Fond (LE FLOCH, 1969 ; TCHERNIA, 1969).

- De 2000 m au fond, l'Eau de Fond Nord-Atlantique : eau-type caractérisée par des températures comprises entre 2,5 et 3,4°C et des salinités comprises entre 34,9 et 34,97 ‰.

2 - *Le coupe atmosphère-océan et la circulation générale*

La zone étudiée est située dans les moyennes latitudes entre 44° et 50° Nord. Elle fait donc partie d'un secteur latitudinal soumis à d'importantes variations saisonnières. Les paramètres climatiques sur l'Atlantique Nord-Est ont été récemment étudiés par BILLET (1978) sur une période comprise entre 1854 et 1973, et SERVAIN (1976) pour la période comprise entre 1902 et 1964. BILLET a publié une série de cartes qui donnent la situation météorologique mensuelle moyenne, et notamment le champ de pression et l'intensité des vents en janvier et en juillet.

A partir de ces champs de pression, il est possible de déduire la direction des vents "moyens" en se fondant sur les principes qui régissent les déplacements d'air. Ces champs de vents permettent d'inférer la direction des courants de dérive en appliquant la règle d'ECKMAN. Les situations "moyennes" de janvier et de juillet sont représentées sur les figures 16 et 17, la zone tourbillonnaire (1) est hypothétique.

En tout état de cause, la circulation résiduelle au débouché de la Manche est mal connue ; des interprétations différentes, correspondant sans doute à une variabilité intrinsèque, ont été proposées par DIETRICH (1950), COOPER (1967). Les travaux du Laboratoire d'Océanographie Physique de l'Université de Bretagne Occidentale (HENAFF, 1973 ; SERVAIN). LE MAGUERESSE (1974) et LE FLOCH (1978) ont montré la complexité du phénomène en relation avec la dynamique des courants de marée. Deux tendances semblent toutefois clairement établies : en hiver, la prépondérance en Mer Celtique d'une résiduelle dirigée vers le Sud-Ouest, tandis que du Plateau Aquitain à la Pointe de Penmarc'h, on observe un mouvement cyclonique (fig. 16) ; en été, un mouvement résiduel dirigé vers le Nord ou le Nord-Est au débouché de la Manche (DIETRICH, 1950).

3 - *Courants de marée*

La marée observée sur la marge nord-est de l'Europe est liée à une onde progressive qui se propage dans l'Atlantique Nord-Est en sens inverse des aiguilles d'une montre, autour d'un point amphidromique situé approximativement par 53°N et 32°O (fig. 18). Cette onde dont l'amplitude est inférieure à 1 m, atteint sensiblement au même instant tous les points du littoral situés entre Bayonne et la Pointe de Penmarc'h. Dans cette région, à plus de 12 milles des côtes, les courants de marée sont généralement inférieurs à 1 noeud et giratoires. Ils deviennent alternatifs et plus rapides près

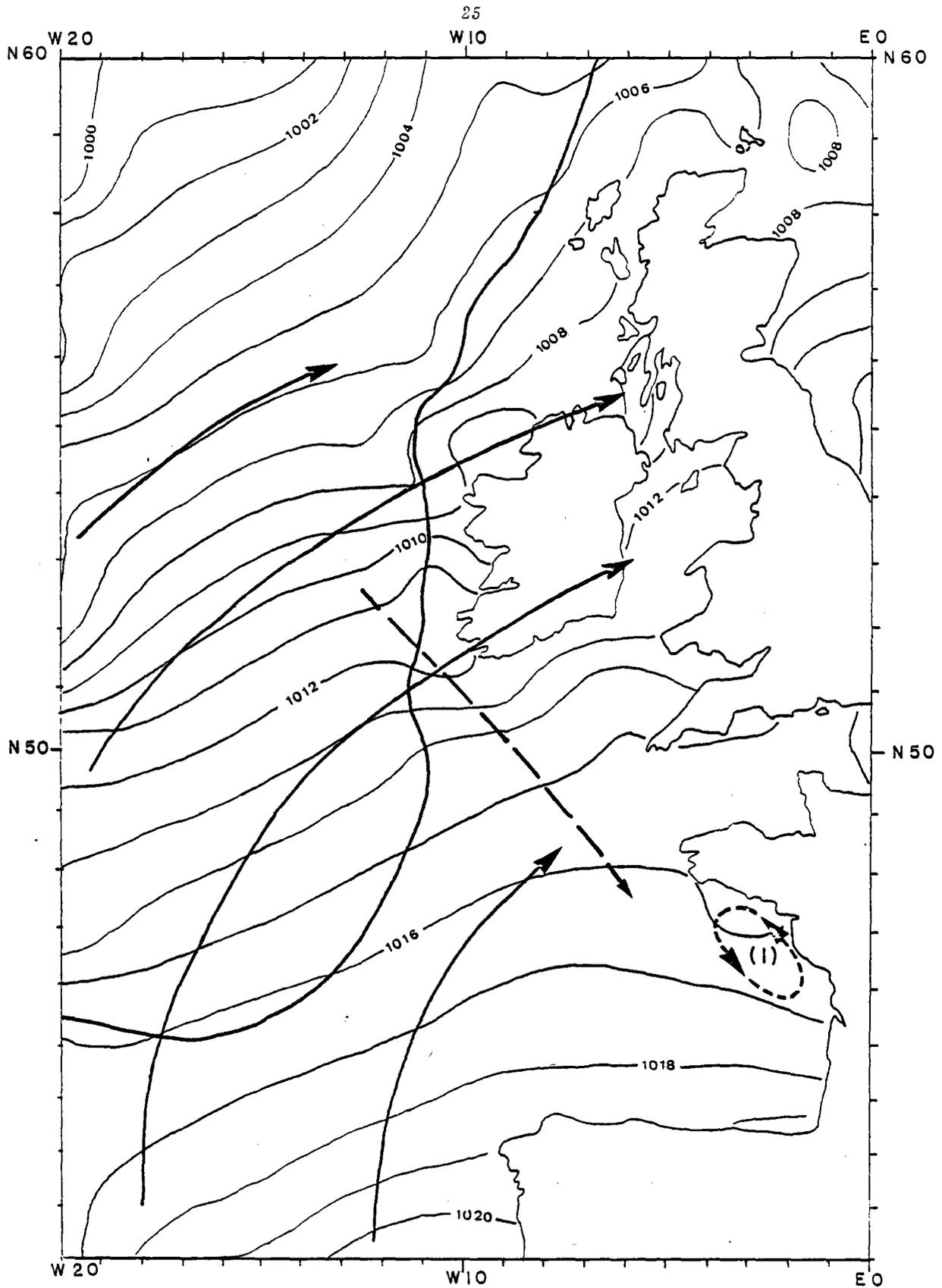


FIG. 16 - *Champ de pression moyen en janvier d'après Billet (1978)*
Champ de vents et courants de dérive inférés

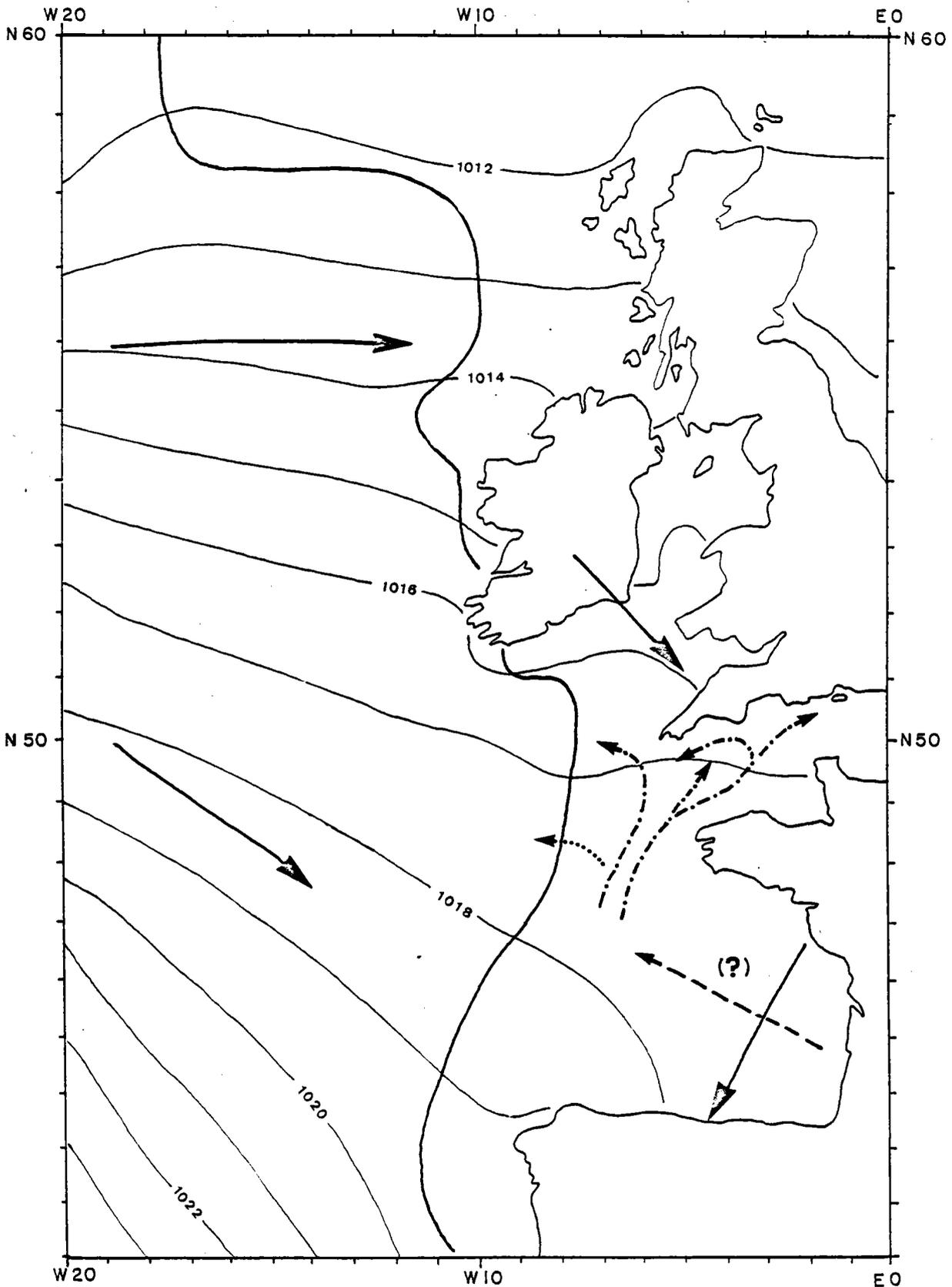
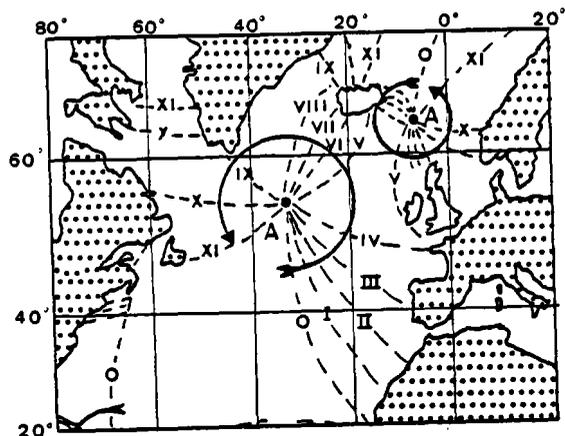


FIG. 17 - *Champ de pression moyen en juillet d'après Billet (1978)*
Champ de vents inférés et courants de surface (—→) et de fond (.....→) d'après Cooper.



G. 18 - Propagation de l'onde marée dans l'Atlantique Nord-Est autour du point amphidromique A

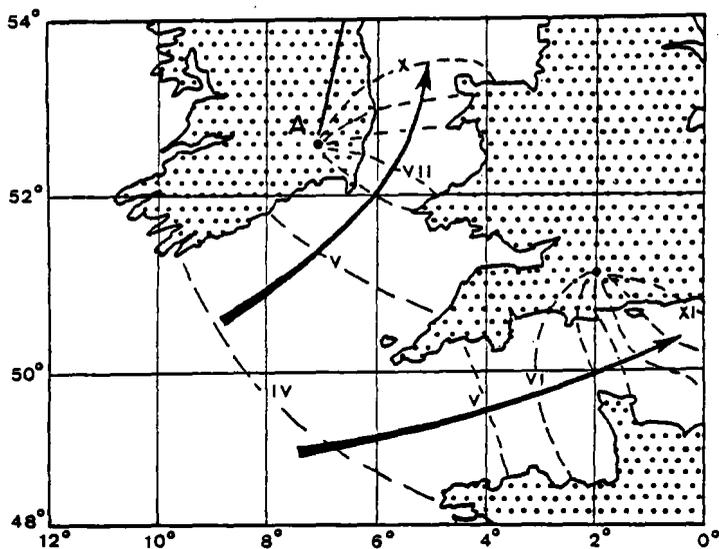


FIG. 19 - Propagation de l'onde marée en Manche

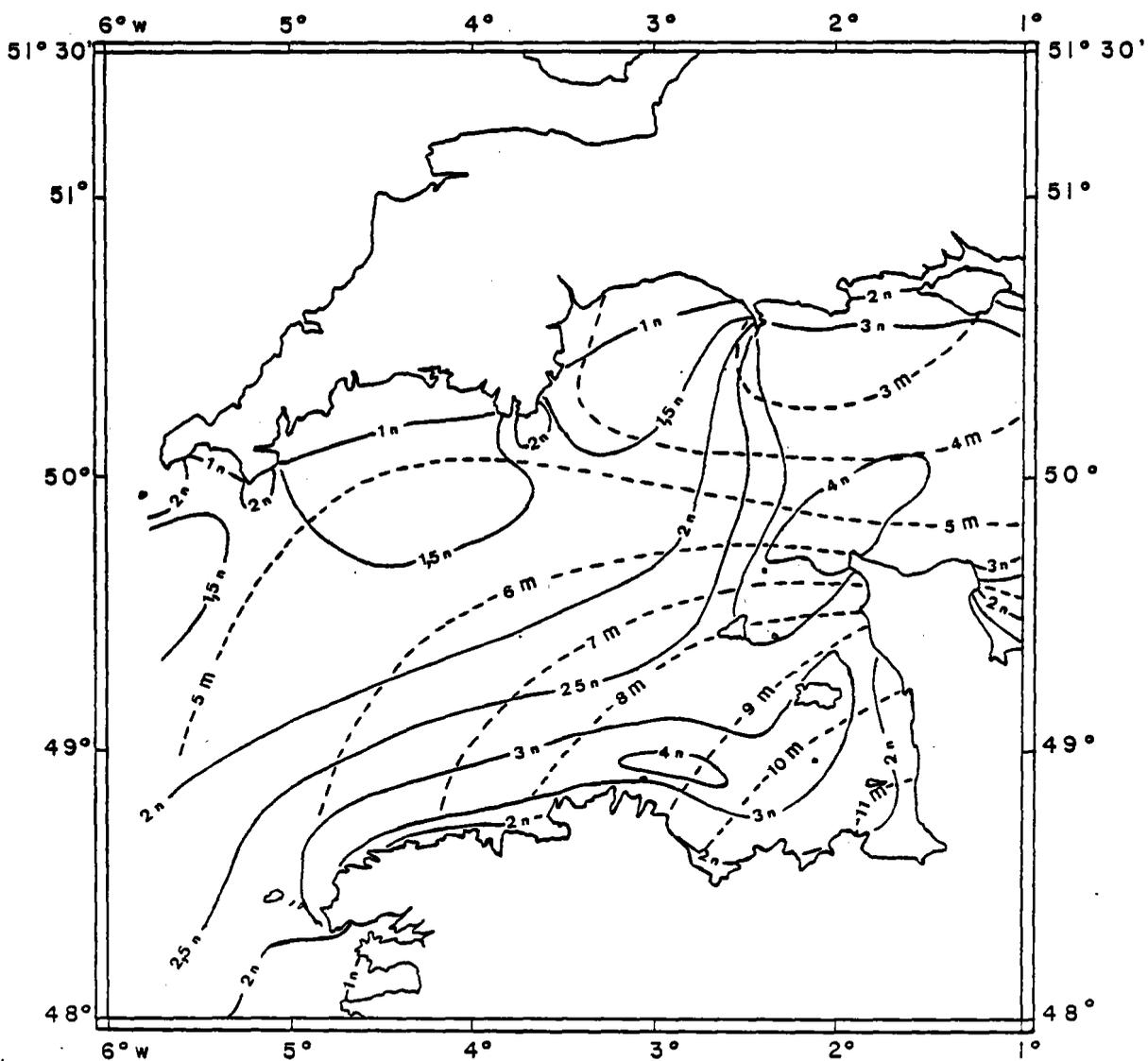


FIG. 20 - Ligne d'égale amplitude de la marée, et vitesse maximum des courants de marée en Manche Occidentale

des côtes. En Manche occidentale (fig. 19), l'onde marée augmente d'amplitude, la réflexion de l'onde incidente sur la péninsule du Cotentin entraîne la formation d'une onde stationnaire qui se marque par un gradient important des amplitudes, à l'Est d'une ligne Ile Vierge - La Hague.

La carte des intensités maximales des courants de marée en Manche (fig. 20) met en évidence le rôle de nodale joué par la ligne La Hague - Pointe du Dorset. Le caractère d'onde stationnaire de la marée dans le Golfe Normanno-Breton est également souligné par un maximum d'intensité dans la région des Héaux de Bréhat. DOUVILLE (1975) a publié des cartes particulièrement intéressantes qui concernent l'intensité des courants au voisinage du fond (fig. 21). Cette carte montre, d'une part que les intensités restent inférieures à 50 cm/s, et d'autre part que les maximums sont d'autant plus élevés que la profondeur est faible.

Cette observation, conforme aux prédictions, a, nous le verrons, d'importantes conséquences sédimentologiques. En effet, la vitesse horizontale maximale liée à une onde d'amplitude faible par rapport à la profondeur est :

$$u = C \frac{a}{h} \quad (\text{avec } C = \text{vitesse de l'onde, } a = \text{amplitude, } h = \text{hauteur d'eau})$$

$$\text{Comme } C = (gh)^{1/2}$$

$$\text{On a } u = a \frac{g}{h}^{1/2}$$

Pour a constant, u décroît comme la racine carrée de h .

Par ailleurs, les courants de surface tournent sur leur droite à l'Ouest de $4^{\circ}30$ et sur leur gauche à l'Est de $3^{\circ}45$; le sens de giration est variable dans la zone intermédiaire. Au voisinage du fond, par contre, la rotation s'effectue dans toute cette zone sur la gauche, soulignant la différence des régimes entre la surface et le fond.

CAVANIE et HYACINTHE (1976) ont étudié les courants de marée en six stations situées à proximité de la rupture de pente du plateau continental (par 200 m de profondeur), depuis la Mer Celtique jusqu'au Canyon de Cap Breton. Ces mesures, d'une durée de 48 h environ, réalisées au printemps et à l'automne 1972, ont permis de montrer que l'intensité maximum pour un coefficient de 80 diminuait de 50 cm/s au Nord à 20 cm/s au Sud (fig. 5). Les courants de marée tournent sur leur droite, et portent vers le plateau jusqu'à la pleine mer, soulignant le caractère stationnaire de l'onde marée sur le plateau continental entre Permarc'h et Bayonne.

Les conditions de stationnarité de l'onde marée dans le Golfe de Gascogne ont une conséquence indirecte importante (CAVANIE, communication personnelle). En effet, étant donné la simultanéité des variations de niveau qu'elle implique, et pour les profondeurs grandes par rapport à l'amplitude de la marée (200 à 50 m), les vitesses à tout moment sont (dans l'hypothèse d'une pente régulière) identiques. En effet, pour un point A_1 à la rupture de pente, la vitesse moyenne au cours du flot ou du jusant est égale au volume marné divisé par la section, soit :

$$U_1 = \frac{L_1 \times l \times h}{H_1 \times l} = \frac{L_1 \times h}{H_1}$$

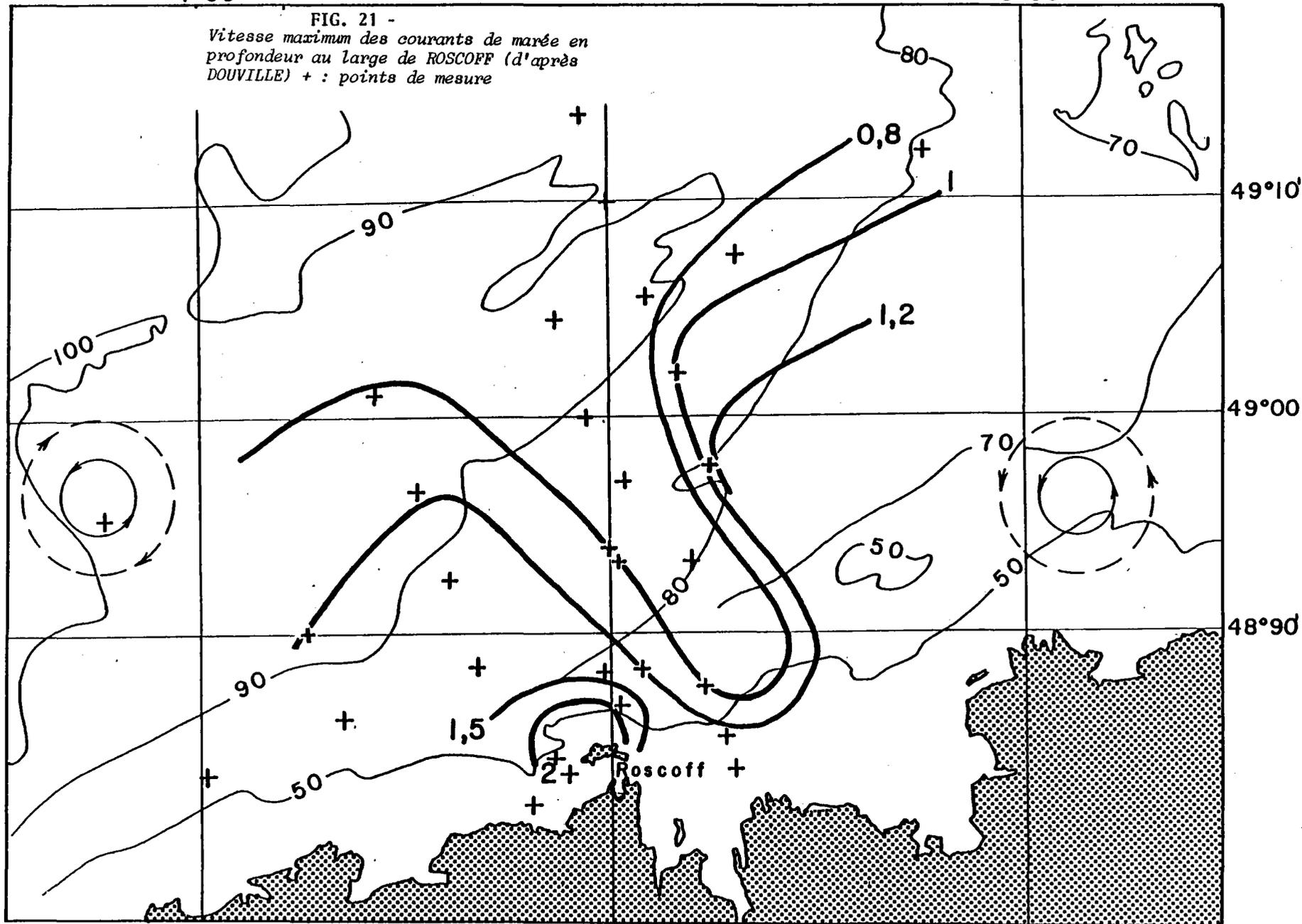
avec : L_1 = largeur du plateau
 H_1 = amplitude de la marée
 l = largeur de transport
 H_1 = profondeur en A_1

4°30'

4°00'

3°30'

FIG. 21 -
Vitesse maximum des courants de marée en
profondeur au large de ROSCOFF (d'après
DOUVILLE) + : points de mesure



Au point A_2 de profondeur $\frac{H_1}{2}$ situé au point $L_2 = \frac{L_1}{2}$, la vitesse moyenne est :

$$U_2 = \frac{L_1 \times 1 \times 2 \times h}{2 \times H_1 \times 1} = \frac{L_1 \times h}{H_1} = U_1$$

Le même raisonnement peut être fait pour tout moment de la marée, en considérant la vitesse U correspondant au marnage dh .

Le profil du plateau par $46^\circ N$ est convexe entre 200 et 100 m. Il en résulte que la vitesse maximum dans cette zone doit être supérieure à celle mesurée par 200 m de profondeur (30 cm/s).

En outre, comme nous l'avons vu plus haut, quand le rapport de l'amplitude de l'onde à la profondeur diminue, la vitesse maximum devient une fonction inverse de la racine carrée de h .

La profondeur à partir de laquelle cette loi s'applique paraît être de l'ordre de 90 m au Sud de la Manche occidentale (fig. 21).

Néanmoins la disposition des isointensités du courant maximum montre que cette relation n'est pas simple. En effet, l'isovaleur de 80 cm/s dessine une inflexion marquée vers la Baie de Morlaix, de part et d'autre de laquelle le sens de giration des courants est inversé. Ainsi des facteurs complexes liés à la réflexion de l'onde marée interfèrent vraisemblablement avec la profondeur. Le dispositif morphologique dans son ensemble contrôle donc la propagation de l'onde marée, ceci devrait se traduire par des conséquences importantes au niveau des processus sédimentaires. Nous le vérifierons dans les chapitres suivants.

L'onde marée affecte non seulement les couches de surface mais toute la tranche d'eau jusqu'aux profondeurs abyssales.

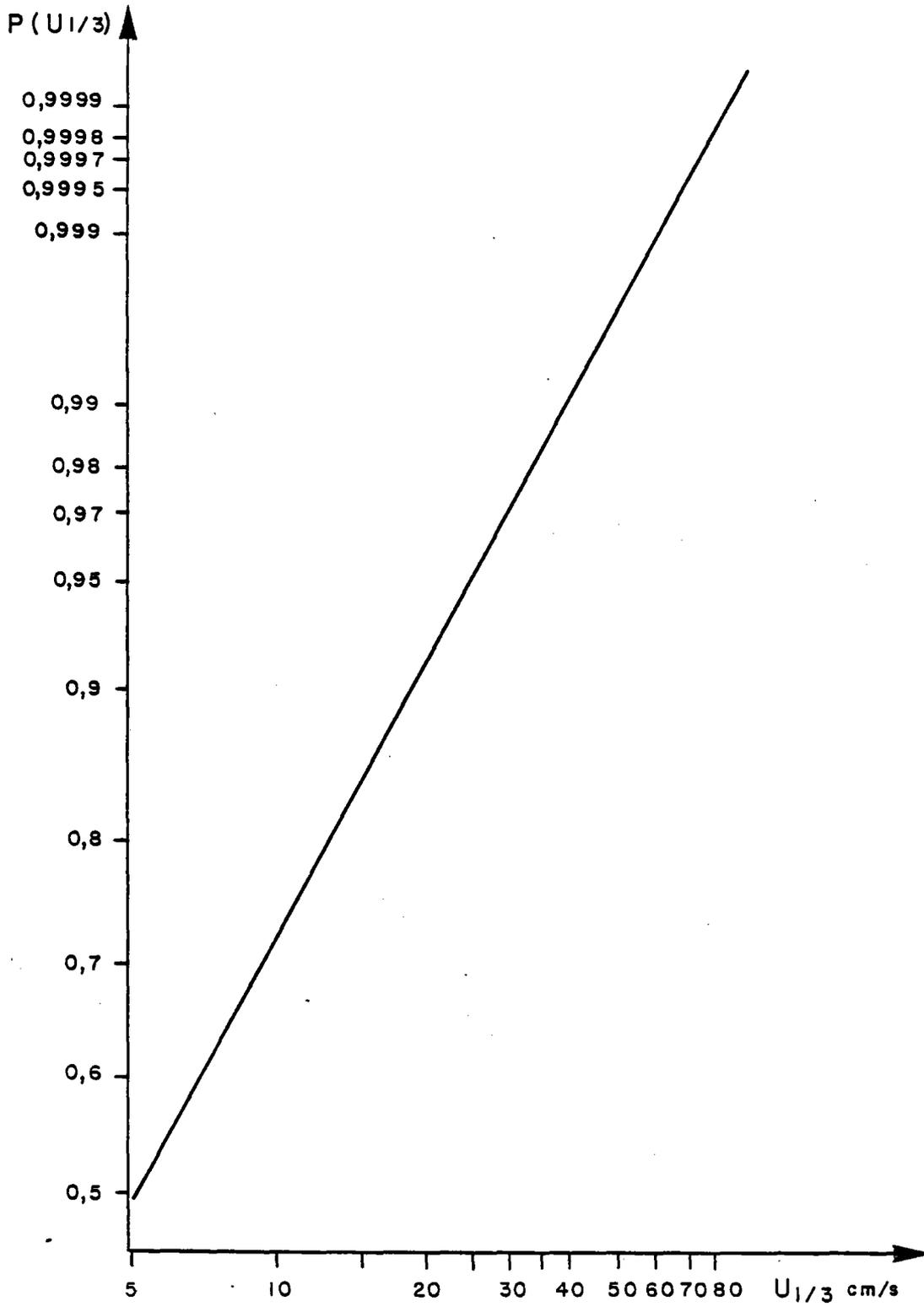
Ainsi GOULD et Mc KEE (1973) ont pu mettre en évidence les composantes lunaire (M_2) et solaire (S_2) par 2000 m de profondeur sur le Glacis de Meriadzek (fig. 5). Les courants alternatifs diurnes peuvent atteindre 25 cm/s. De telles composantes ont été également mises en évidence par KARTAVSTEFF et BILLANT (1979, 1980) au point 7 du programme NEADS (fig. 5, étoile A).

Au cours de la campagne GEOGAS, nous avons réalisé deux mesures de courant à une profondeur voisine de 2000 m (fig. 5). La vitesse et la direction du courant à environ 1 m du fond étaient enregistrées toutes les 2 mn. Les enregistrements obtenus ont montré l'existence au point CT 1, situé à l'enracinement oriental de la ride Aegis, de courants pouvant atteindre une vitesse voisine de 20 cm/s, et portant en moyenne vers le Nord. Au point CT 2, la vitesse était en moyenne plus faible. Elle a atteint cependant une valeur de 15 cm/s pendant près d'une heure, tandis que le courant portait en moyenne vers l'Ouest. La faible durée de ces enregistrements n'a pas permis de mettre en évidence des composantes périodiques.

Des mesures de longue durée, effectuées par GOULD et McKEE (1973), dans la même région, ont montré le caractère périodique et rotatoire de ces courants dans lesquels ils ont pu distinguer les composantes lunaire (M_2) et solaire (S_2) de la marée. Les intensités maximales qu'ils rapportent sont du même ordre que celles que nous avons mesurées. Ils signalent enfin au centre du Golfe de Gascogne (GOULD, 1974) des courants alternatifs diurnes pouvant atteindre 25 cm/s et une composante résiduelle vers le Nord, ceci à une immersion de 1400 m.

Des mesures sur une durée de un an ont également été réalisées à l'occasion du programme NEADS (KARTAVSTEFF et BILLANT, 1979, 1980) au point 7 ($47^\circ N - 10^\circ W$) aux immersions 1000, 1500, 3000, 3500 et 4000 m, par une profondeur de 4500 m. Les intensités moyennes et maximums du courant mesurées par 4000 m de profondeur sont 4 cm/s à 15 cm/s respectivement.

Des mesures récentes réalisées dans la zone BIOGAS 4 (fig. 5) (A. VANGRIESHEIM, communication personnelle), à environ 500 m du fond, ont fourni une vitesse maximum de 15 cm/s (mesure sur une heure), alors que le courant portait au 320° . Cette direction correspond sensiblement au grand axe de la courbe enveloppe de l'ensemble des mesures.

FIG. 22 - PROBABILITE CUMULATIVE $P(U_{1/3})$ EN FONCTION DE $U_{1/3}$ 

d'après CAVANIE (1975)

4 - Houles

Parmi les paramètres hydrodynamiques, la houle occupe une place importante, et très controversée. Son champ d'action privilégié est bien entendu le littoral. La règle empirique qui veut qu'une houle "sente le fond" dès que la profondeur atteint la moitié de sa longueur d'onde, montre que seules les houles océaniques sont capables de mouvoir des sédiments sous 100 m de profondeur. Nous examinerons cette question de la mise en mouvement des matériaux par la houle dans le chapitre 2, nous rappelons seulement ici les résultats de CAVANIE (1975).

Il a proposé une loi de probabilité (fig. 22), de $U^{1/3}$, valable pour la zone située au large du Finistère par 100 m de profondeur. La vitesse $U^{1/3}$ est la moyenne des vitesses telles que 66 % leur soient inférieures. D'après ces données, l'intensité $U^{1/3} = 20$ cm/s est atteinte, 10 % du temps c'est-à-dire 30 à 40 jours par an. En Manche, en Mer d'Iroise et en Mer Celtique, l'importance des courants de houle par 100 m de fond est donc habituellement relativement faible par rapport à l'intensité des courants de marée. Cependant, pendant quelques dizaines d'heures par an, la conjugaison de cette agitation avec les courants de marée est susceptible d'engendrer des épisodes de paroxysmes pour les processus sédimentaires. En revanche, sur la Marge Armoricaire, le rôle des houles apparaît d'autant plus considérable que l'activité sédimentaire est probablement réduite en leur absence.

CHAPITRE II

METHODOLOGIE ET RAPPEL DES LOIS HYDRODYNAMIQUES DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE

I - ETUDE DES SITES

Nous avons étudié différentes zones de la marge continentale depuis le littoral jusqu'à la zone abyssale . Nous avons choisi dans chacune de ces zones quelques secteurs où les observations ont été concentrées. Dans chacun de ces secteurs l'objectif était de préciser qualitativement et si possible quantitativement l'importance et les modalités des transports sédimentaires.

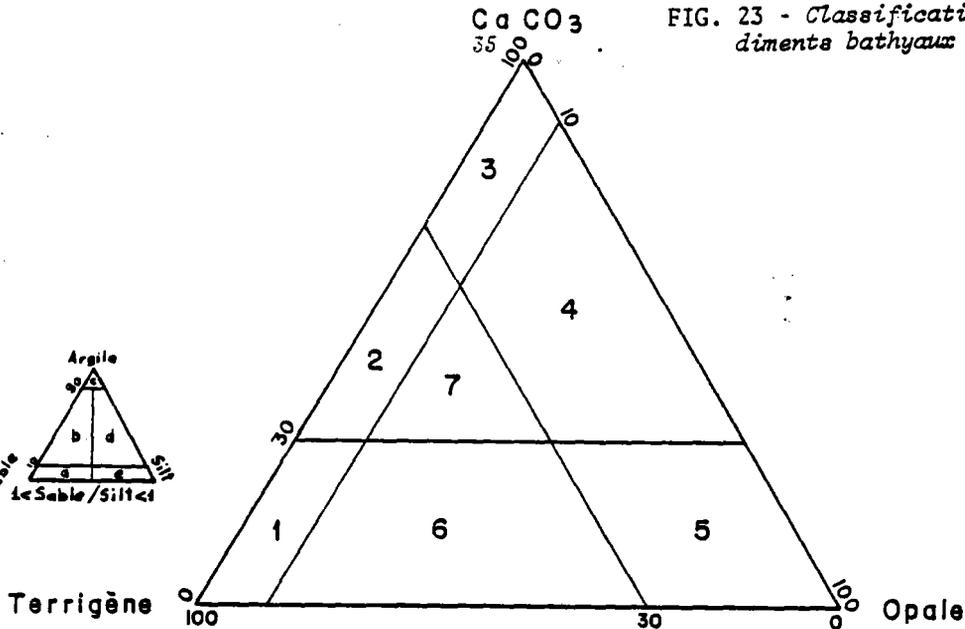
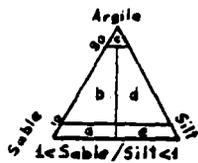
Dans chacun d'entre eux, à quelques exceptions près, la séquence suivante d'opérations a été effectuée :

- levé bathymétrique,
- échantillonnage,
- mesures de courants au voisinage du fond.

Nous ne nous étendrons pas sur les techniques relatives au levé bathymétrique (elles ont été exposées en détail par BERTHOIS, 1976,1977), ni sur les problèmes posés par les mesures de courant ; on trouvera des renseignements sur ces techniques dans LACOMBE (1965). Nous préciserons, par ailleurs, dans chacun des cas, les modalités particulières adoptées qui furent tributaires des moyens techniques disponibles.

Ca CO₃
35 50

FIG. 23 - Classification des sédiments bathyaux et abyssaux.



1. Vase (mud). 1 a. Vase sableuse (sandy mud). 1 b. Vase argilo-sableuse.
1 c. Vase argileuse (clayey mud). 1 d. Vase argilo-silteuse.
1 e. Vase silteuse (silty mud).
2. Boue marneuse (marly ooze). 10 à 25 % de foraminifères : boue marneuse à nannofossiles et foraminifères,
25 à 50 % de foraminifères : boue marneuse à foraminifères et nannofossiles,
> 50 % de foraminifères : boue marneuse à foraminifères.
3. Boue (ooze).
4. Boue silico-calcaire (siliceous calcareous ooze).
5. Boue siliceuse (siliceous ooze). Boue à diatomées, boue à radiolaires.
6. Vase siliceuse (siliceous mud). Vase à diatomées, vase à radiolaires.
7. Boue marno-siliceuse (siliceous marly ooze).

LOGS LITHOLOGIQUES

LEGENDE

	boue à nannofossiles		vase argileuse à nannofossiles
	boue à foraminifères		vase sableuse à foraminifères
	boue à nanno. foram. ou à foram. nanno.		sable
	boue marneuse à nannofossiles		vase sableuse
	boue marneuse à foraminifères		vase silteuse et argileuse/argile pélagique
	boue marneuse à nanno. foram. ou à foram. nanno.		
	boue marneuse (composants calcaires non identifiables)		
	boue marno-sableuse à nannofossiles		
	boue marno-sableuse à foraminifères	10 à 30 % composant mineur	50 % composant majeur
	boue marno-sableuse à nanno. foram. ou foram. nanno.		10 à 50 % composant mineur
			> 50 % composant majeur

II - ETUDES LITHOLOGIQUES

A - CLASSIFICATION DES SEDIMENTS

La classification lithologique que nous avons adoptée est présentée dans le tableau 1. Elle est fondée sur deux critères : granulométrie et teneur en carbonate de calcium.

La granulométrie nous permet de distinguer 4 classes ; à partir de la teneur en carbonate de calcium, nous effectuons une partition en trois catégories. On aboutit ainsi à la définition de 12 types sédimentaires.

Ce cadre est généralement suffisant pour les problèmes rencontrés sur le plateau continental. Nous devons cependant insister sur sa valeur locale ; ainsi, les débris de roches calcaires étant relativement rares, ainsi que de façon générale le calcaire détritique, il en résulte que le pourcentage de carbonate de calcium représente essentiellement les apports organogènes.

Cette situation est loin d'être vérifiée pour l'ensemble des plateaux continentaux.

Ce cadre est néanmoins insuffisant pour rendre compte de la diversité des dépôts bathyaux et abyssaux. Nous avons représenté sur la figure 23 sous forme d'un diagramme triangulaire la nomenclature adoptée pour ces dépôts, qui fait intervenir le pourcentage d'organismes calcaires (foraminifères et nannofossiles) et siliceux.

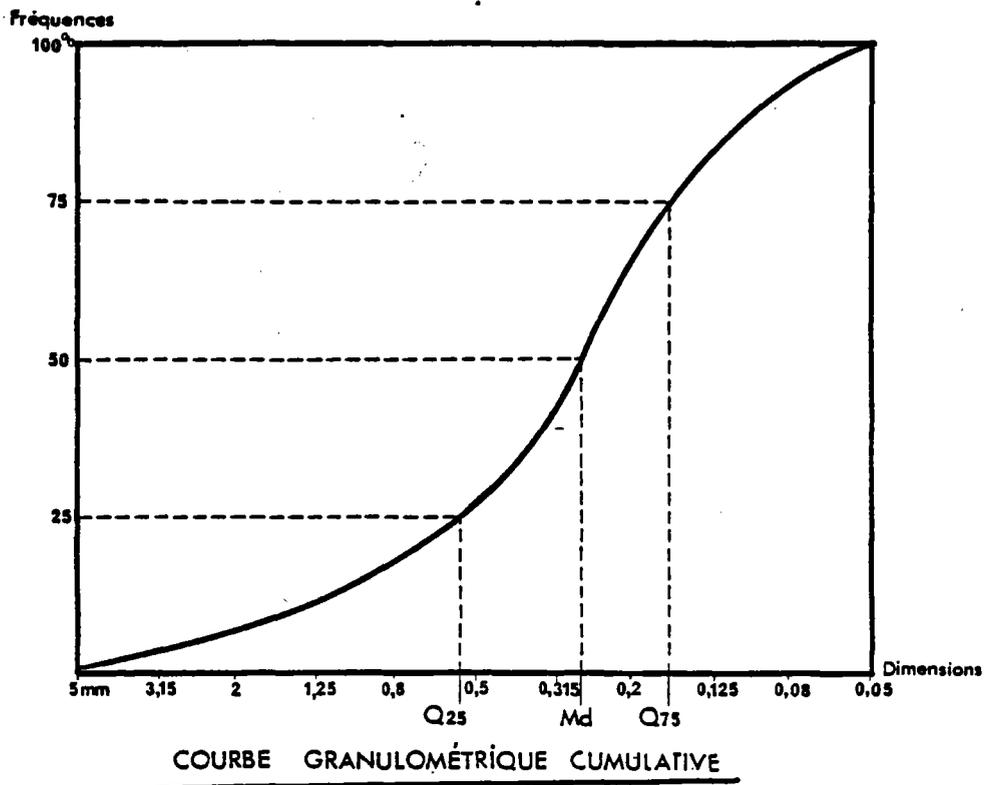
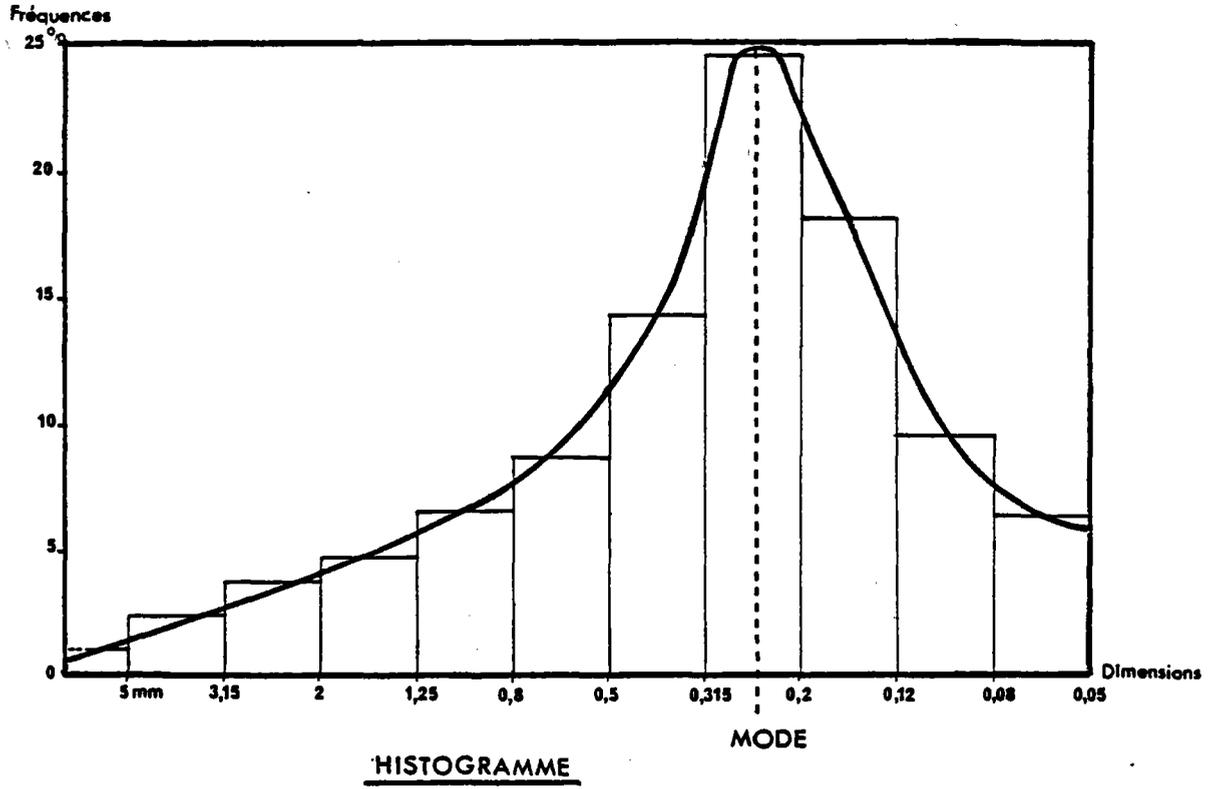
Le critère de taille pris en considération est la médiane (voir ci-dessous), mais il est bien connu que beaucoup de sédiments ne sont pas homogènes ; ainsi un "sable" hétérométrique peut comprendre une fraction de graviers et/ou de lutites (particules inférieures à 63 μm) qui peut modifier notablement son aptitude à l'érosion.

B - ETUDES MINERALOGIQUES

Les techniques d'étude lithologique sont largement tributaires de la texture des sédiments étudiés. La composition lithologique des sédiments hétérogènes -comprenant des fractions caillouteuses ($2\text{ cm} < d < 20\text{ cm}$), graveleuses ($2\text{ mm} < d < 2\text{ cm}$) et sableuses ($0,63\text{ mm} < d < 2\text{ mm}$) - a été établie à partir de la composition de chacune de ces fractions obtenue par comptage, tandis que celles des sédiments comprenant des fractions silteuses et argileuses importantes a été établie par examen au microscope de frottis et l'analyse diffractométrique.

La lithologie des sédiments profonds ($>2000\text{ m}$) a été établie à partir d'une méthode qui est résumée dans le tableau 2 . Nous avons récemment perfectionné cette méthode en dosant l'opale d'origine biologique (diatomées, radiolaires, spicules siliceux...) après transformation en cristobalite par chauffage à 1000° (après décalcification) et analyse diffractométrique aux rayons X, en présence d'un étalon interne de NaF.

FIG. 24 - Distribution texturale, définition des paramètres Q25, Md et Q75.



Nous rappellerons dans les différents chapitres le détail des techniques utilisées. Le principe directeur de ces études est néanmoins resté constant, à savoir que l'accent a été mis davantage sur la détermination des principaux composants que sur la minéralogie détaillée de certaines fractions, tels les minéraux lourds ou les argiles parce qu'il s'agit d'études délicates et longues qui nécessitent une spécialisation.

C - ETUDES GRANULOMETRIQUES

La distribution des fréquences massiques des différentes classes granulométriques d'un sédiment est une fonction de nombreux facteurs, parmi lesquels on peut citer : la nature des matériaux constitutifs, l'état d'usure, de fragmentation ou d'agrégation de ces divers composants et, enfin, le triage hydrodynamique au cours du transport (si le transport a existé) (SWIFT *et al.*, 1972).

Les techniques d'études granulométriques sont tributaires de la taille du matériel, elles ont été exposées et discutées en détail par de nombreux auteurs : KRUMBEIN et PETTIJOHN (1938), BERTHOIS (1959 C), etc... L'opération de tamisage est la technique classique qui permet la détermination de la distribution granulométrique des sables (2 mm à 63 μ). La distribution granulométrique des silts et des argiles ne peut être établie de cette façon. La tendance à l'agrégation augmentant rapidement dans ces classes dimensionnelles on utilise généralement le classement par sédimentation et la loi de STOKES pour étudier la répartition en masse en fonction du diamètre équivalent (diamètre des sphères de quartz qui aurait la même vitesse de chute que la classe de particule considérée). Nous avons utilisé depuis de nombreuses années un compteur électronique qui fournit une répartition de dimension, fonction du diamètre nominal (diamètre de la sphère de même volume que la particule considérée). Le principe et le fonctionnement de cet instrument sont décrits dans BERTHOIS (1968).

Il est nécessaire de signaler que cette conception des "granulométries" est tout à fait empirique et que l'assimilation des distributions ainsi déterminées, avec les distributions statistiques telles qu'elles peuvent être mathématiquement définies (SERRA, 1967), ne saurait être faite. La notion de fréquence, notamment, doit être basée sur des nombres et non sur des poids.

Mesure de routine, l'analyse granulométrique, si elle ne relève pas de la statistique orthodoxe, est néanmoins utile pour deux raisons au moins : d'une part, c'est une description physique du matériel considéré qui, en soi est indispensable pour prévoir son comportement mécanique, notamment sa susceptibilité à l'érosion ; d'autre part, les courbes granulométriques des sables apparaissent soit sous la forme d'une courbe concave ou convexe, soit sous celle d'une succession de segments correspondant, selon VISHNER (1969), aux diverses modalités possibles du transport : traction, roulement, saltation, suspension...

Il est d'usage de caractériser la distribution granulométrique des sables à l'aide de divers paramètres calculés à partir des valeurs de la médiane (M_d), du premier (Q_1) et du troisième quartile (Q_3) (fig. 24). Ces valeurs représentent les dimensions du sédiment telles qu'une fraction, égale respectivement à 50 %, 25 % et 75 % du poids du sédiment, soit plus grossière. Ces valeurs déterminées graphiquement permettent le calcul des indices de classement S_o et d'asymétrie as_T . Nous

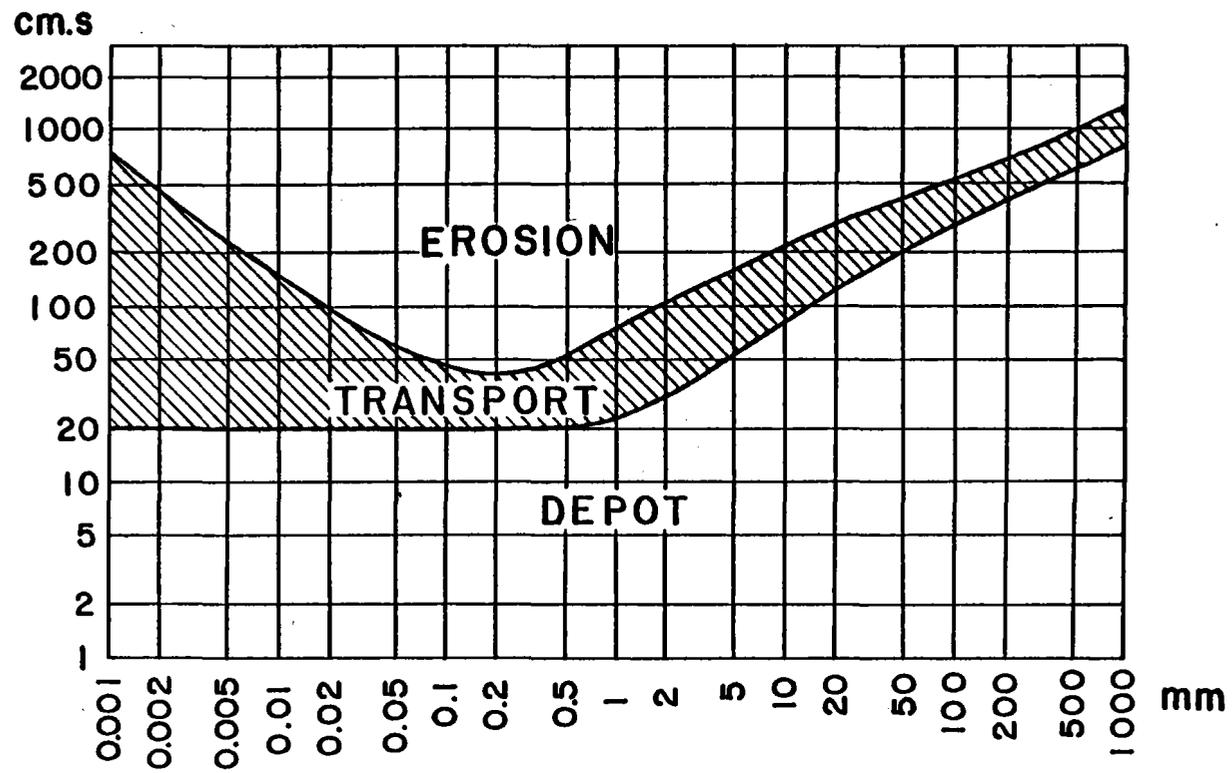


FIG. 25 - *Abaque de Hjulström*

avons choisi les indices de TRASK pour leur simplicité (in LE LANN *et al.*, 1973) :

$$S_o = \frac{Q_1}{Q_3} \quad \text{et} \quad a_{sT} = \frac{Q_1 - Q_3}{Md^2}$$

Plus la valeur de S_o est faible, meilleur est le classement du sédiment ; pour une valeur de l'asymétrie égale à 1, la fraction grossière et la fraction fine du sédiment sont triées de façon équivalente (la courbe de distribution est symétrique). Les valeurs de l'indice d'asymétrie supérieures à 1 indiquent un meilleur classement de la fraction fine et sont interprétées comme la conséquence de processus de décantation ; tandis que les valeurs de l'indice inférieures à 1 indiquent un meilleur classement de la fraction grossière et sont interprétées comme la conséquence de processus de "vannage".

En fait, l'absence de matériel dans les plus petites dimensions, peut correspondre soit à un non-dépôt ou une érosion ultérieure de la fraction la plus fine (concevable uniquement dans des sédiments non cohésifs), soit à l'absence de particules de petite taille dans le stock sédimentaire concerné.

L'étude de la distribution de dimension des sédiments constitués en majorité par des lutites (particules $< 63 \mu$) est l'objet de la microgranulométrie. Ces analyses ont également un double intérêt : par l'analyse successive de la distribution de la fraction fine du sédiment total et du sédiment décalcifié, on peut évaluer l'abondance de la fraction "non carbonatée" (il s'agit essentiellement des nannofossiles). D'autre part, les sédiments de texture fine sont le plus souvent déposés dans les zones calmes du littoral ou des profondeurs bathyales et abyssales. S'agissant de particules aisément transportées, les variations spatiales et temporelles des propriétés texturales sont susceptibles, ainsi que nous l'exposerons ultérieurement, d'être interprétées en terme de variation d'intensité des courants au voisinage du fond.

III - MODALITES DES TRANSPORTS SEDIMENTAIRES

A - TRANSPORT PAR LES COURANTS

Nous rappellerons ici les principaux concepts et les principes fondamentaux qui régissent le transport des sédiments. Ceci afin de préciser la méthode que nous avons adoptée pour l'évaluation des vitesses critiques de mise en mouvement des sédiments. S'agissant de tels critères, nous avons signalé ci-dessus que l'apparition de force de cohésion à l'intérieur du sédiment, liée à la présence d'une phase fine, pouvait modifier considérablement les seuils d'érosion. Ces calculs s'appliquent donc essentiellement à des matériaux meubles, c'est-à-dire aux dépôts dont le pourcentage en lutite est inférieur à 5 %.

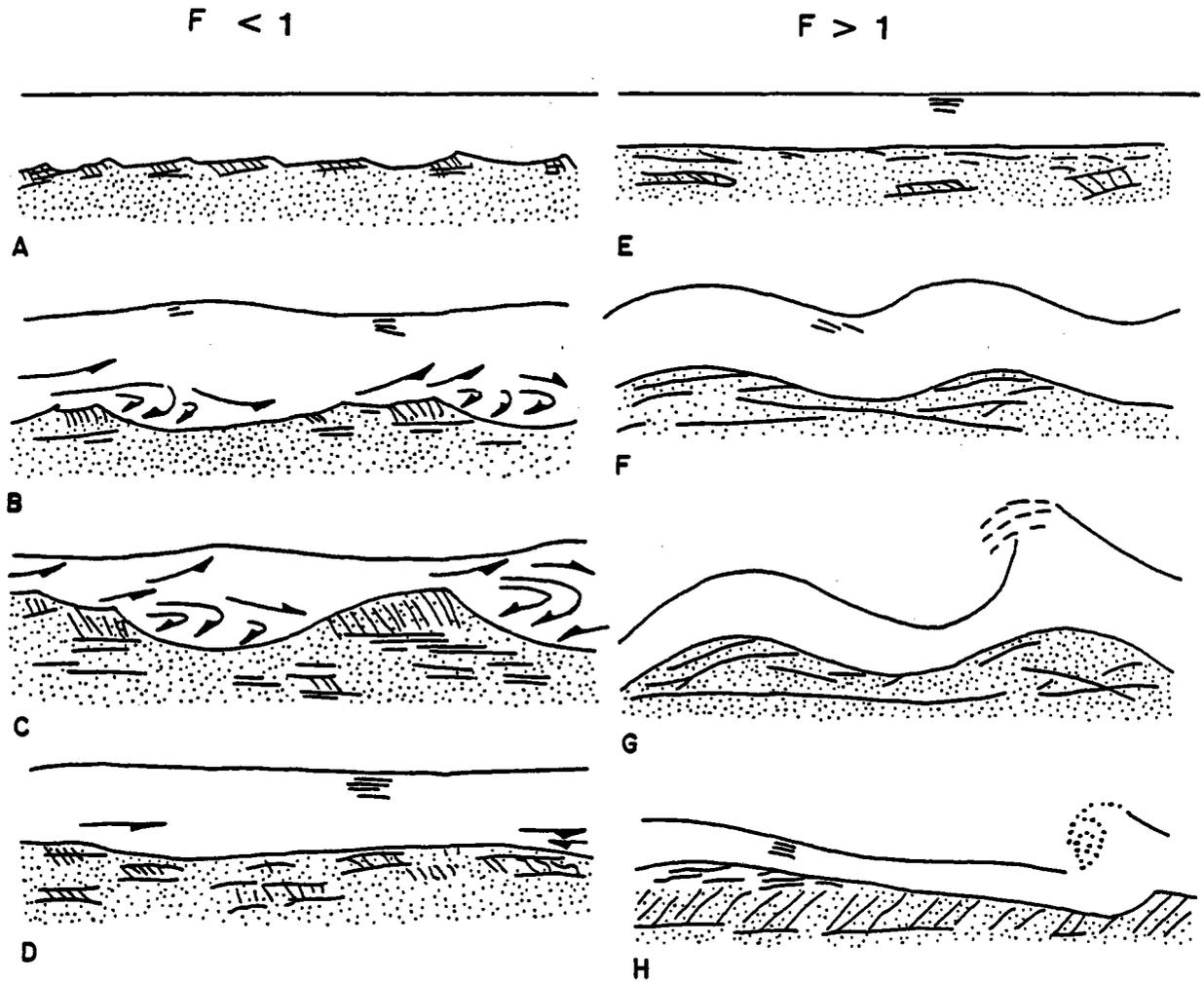


FIG. 26 - Morphologie liée au transport par courant tractif
en fonction du nombre de Froude

En fonction de la taille des matériaux sédimentaires et de l'intensité du courant, on peut distinguer schématiquement trois modes de transport :

- *charriage* : les grains restent en contact au cours de leur cheminement sur le lit sédimentaire,
- *saltation* : les grains perdent momentanément le contact avec le lit sédimentaire,
- *suspension* : les grains restent en permanence au sein de la masse fluide.

1 - Charriage

Depuis les travaux de HJULSTROM (1939) (fig. 25), relatifs aux conditions d'érosion, de transport et de dépôt par les rivières, de nombreuses études effectuées par les hydrauliciens ont permis la définition de plusieurs paramètres fondamentaux dont il sera fait usage dans les chapitres suivants.

a) Nombre de REYNOLDS

$$R = \frac{\rho H \bar{U}}{\mu}$$

ρ : masse spécifique de l'eau

H : profondeur de l'écoulement

\bar{U} : vitesse moyenne de l'écoulement

μ : viscosité moléculaire de l'eau (0,01 poise pour l'eau à 20°C)

Pour $R < 1500$, l'écoulement est laminaire

Pour $R > 1500$, l'écoulement est turbulent

En fait, les écoulements dans la nature sont pratiquement toujours turbulents à l'exception d'une couche de très faible épaisseur (de l'ordre du micron ou du millimètre) qui se trouve au contact des sédiments à grain fin.

b) Nombre de FROUDE

$$F = \frac{\bar{U}}{gH}$$

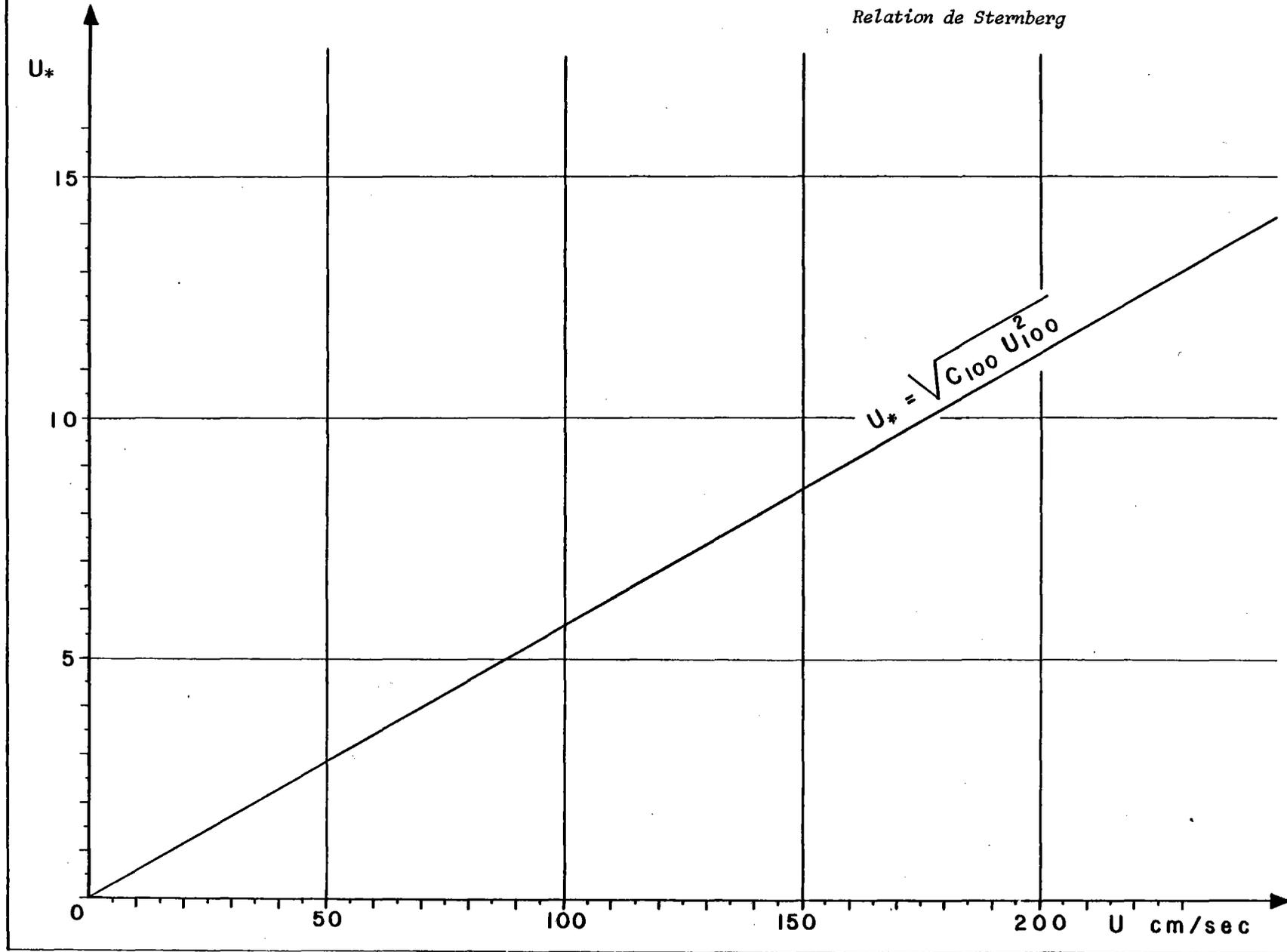
g : accélération de la pesanteur

H : hauteur d'eau

Ce paramètre exprime le rapport de la vitesse de l'écoulement à la vitesse de propagation d'une onde dans le liquide au repos. Il conditionne le mode de transport des matériaux du lit sédimentaire pour $F < 1$, le transport des sables s'effectue sous forme de rides et de dunes pour $F > 1$ le transport s'effectue en nappe puis sous forme d'anti-dunes qui progressent contre le courant (bien que la résultante du débit solide soit dirigée vers l'aval) (fig. 26).

FIG. 27 -

Relation de Sternberg



c) Vitesse de frottement

Si l'on considère le système constitué par l'eau en mouvement sur un fond sédimentaire et un solide placé sur le fond, ce dernier est soumis d'une part aux forces de pression et, d'autre part, aux forces de cisaillement liées au gradient de la vitesse du courant.

$$\tau = \mu \frac{du}{dz}$$

τ : force par unité de surface (dyne/cm²)

μ : viscosité du liquide (poise)

$\frac{du}{dz}$: gradient de la vitesse du courant au voisinage du fond.

On appelle vitesse de frottement la grandeur u_* .

$$u_* = \frac{\tau}{\rho}$$

Cette grandeur a la dimension d'une vitesse.

Pour des parois rugueuses en régime turbulent, le profil des vitesses peut être exprimé par :

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{K} \text{Log} \frac{z}{Ks} + 8,5$$

Ks : coefficient de rugosité (approximativement le P 75)

K : constante de Von KARMAN (0,4 en eau claire, 0,2 en eau chargée).

Ou encore :

$$\frac{\bar{u}}{u_*} = \frac{1}{K} \text{Log} \frac{z + z_0}{z_0} \quad (\text{SVERDRUP et al., 1942})$$

z_0 : longueur de frottement (niveau théorique où $\bar{u} = 0$).

Cette relation a l'avantage de permettre une détermination graphique de u_* .

d) Relation de STERNBERG

STERNBERG (1968), à la suite de nombreuses mesures en milieu marin (de profondeur comprise entre 8 et 42 m), a proposé une relation "moyenne" entre la vitesse de frottement U_* et U_{100} , vitesse du courant 1 m au-dessus du fond.

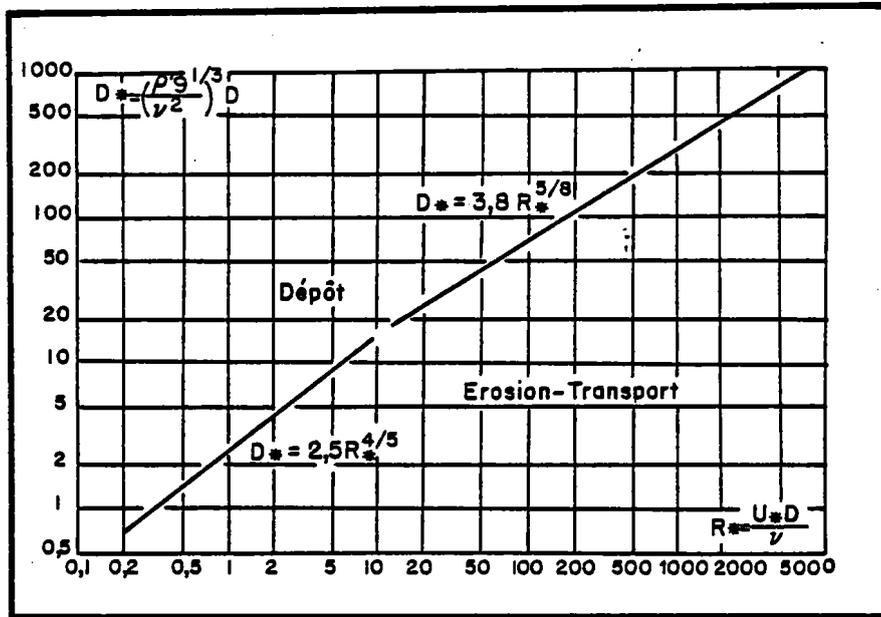
$$U_*^2 = C \times U_{100}^2$$

$$\text{et } C = 3,1 \times 10^{-3}$$

$$\text{donc } U_*^2 = 3,1 \times 10^{-3} \times U_{100}^2$$

Cette relation est utile quand on ne dispose que d'une seule mesure de courant et où il est donc théoriquement impossible de calculer U_* (fig. 27).

FIG. 28 - Abaque de Bonnefille.



e) Abaque de BONNEFILLE

Dans un essai de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments, BONNEFILLE (1963) introduit les valeurs suivantes :

$$(2) \quad R_{*} = \frac{U_{*} Md}{\nu}$$

Md : dimension de la médiane des matériaux

ν : viscosité cinématique ($\nu = \frac{\mu}{\rho}$)

c'est-à-dire le nombre de REYNOLDS étoilé caractéristique de l'écoulement.

$$\text{et (3)} \quad Md_{*} = \frac{(\rho'g)^{1/3}}{(\nu^2)} Md$$

$$\rho' = \frac{\rho_M - \rho}{\rho}$$

ρ' est la masse volumique relative du matériau sous l'eau

ρ_M : densité du matériau

ρ : densité de l'eau de mer.

Il dénomme Md_{*} "diamètre sédimentologique" du matériau bien qu'il s'agisse d'une grandeur sans dimension car pour un matériau et un fluide donnés, Md_{*} est proportionnel à la dimension des particules solides. Nous avons à 15°C pour le quartz :

$$\nu = 0,014 \quad \text{et } Md_{*} = 230 Md \text{ (cm)}$$

Groupant les résultats antérieurs de divers hydrauliciens avec ses propres résultats, BONNEFILLE propose les relations suivantes (fig. 28) :

$$(4) \quad \text{pour } 0,1 < R_{*} < 10 \quad Md_{*} = 2,5 \times R_{*}^{4/5}$$

$$(5) \quad R_{*} > 10 \quad Md_{*} = 3,8 \times R_{*}^{5/8}$$

Connaissant la distribution granulométrique des sédiments en un point, le calcul de la vitesse critique d'érosion de ce sédiment s'effectue selon le processus suivant :

- 1 - déduire de la courbe granulométrique la médiane Md du sédiment,
- 2 - en déduire le diamètre sédimentologique (Md_{*}) à l'aide de la formule (3),
- 3 - à l'aide de l'abaque de BONNEFILLE, déduire de Md_{*} le nombre de REYNOLDS étoilé critique R_{*c} ,
- 4 - déduire la vitesse de frottement critique u_{*c} de R_{*c} et de Md en utilisant la relation (2),
- 5 - calculer la vitesse d'érosion critique u_c en fonction de u_{*c} en utilisant la formule (1) ou l'abaque (fig. 32).

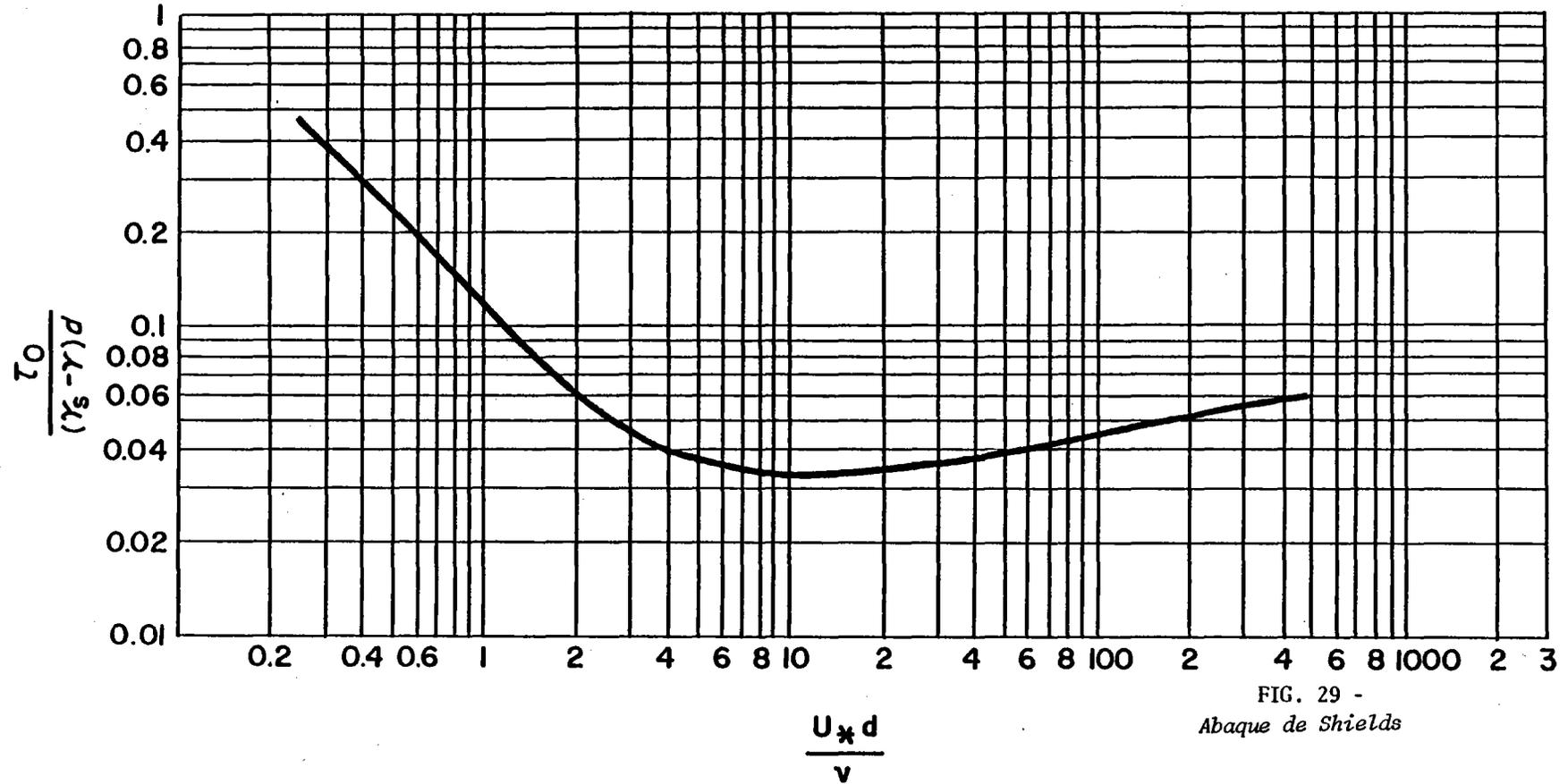


FIG. 29 -
Abaque de Shields

f) Equation de SHIELDS (figs 29, 30)

$$\frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma)d} = f\left(\frac{dU_*^*}{\nu}\right)$$

Cette équation exprime que le rapport des forces de cisaillement à la force de gravité qui s'exercent par cm^2 sur une couche de grain monodimensionnel est une fonction du nombre de REYNOLDS étoilé (R_*^*).

$$\frac{dU_*^*}{\nu} = \frac{12 d}{\delta}$$

δ étant l'épaisseur de la sous-couche laminaire.

Pour une particule de 7,2 mm, la force tractrice critique est : 70 dyne/cm² (fig. 30)

$$u_{*c} = \frac{\tau_0}{\rho}$$

$$u_{*c} = 8,3 \text{ cm/s}$$

L'épaisseur de la sous-couche laminaire δ est :

$$\delta = \frac{12}{u_*} \cdot \nu$$

si $u_* = 8,3 \text{ cm/s}$, $\nu = 0,01$ on a $\delta = 0,14 \text{ mm}$. Comme les grains correspondants ont un diamètre de 7,2 mm, la sous-couche laminaire ne pourra évidemment pas exister. Pour des grains de 0,16 mm, la valeur de τ est de 1,5 dyne/cm², $u_{*c} = 1,25 \text{ cm/s}$ et δ est égal à 0,96 mm, la sous-couche laminaire existe.

g) Remarques

Il est à noter que ces formules ne sont applicables qu'à un matériel non cohésif, c'est-à-dire aux sables ou aux sédiments où les fractions silteuses et argileuses ne dépassent pas 10 %. Les conditions d'érosion des vases sont, quant à elles, fonction, plus de leurs propriétés mécaniques (teneurs en eau, résistance au cisaillement...) que de leurs paramètres texturaux.

MIGNIOT (1968-1977), CORMAULT (1971) et CASTAING (1981) ont établi les relations qui prévalent quand les forces de cohésion entrent en jeu (médiane < 63 μ ou pourcentage en lutites > 5 %). La vitesse critique d'érosion est alors fonction de la cohésion c'est-à-dire de la teneur en eau du sédiment. A partir d'une rigidité de 1,5 N/m² correspondant à des teneurs en eau de 65 % (en fonction du poids humide), la vitesse critique d'érosion croît de façon importante (fig. 31).

En outre, le diagramme de SHIELDS est valable pour un fond plat et des particules monodimensionnelles. Il est également évident que le coefficient C de STERNBERG est une moyenne ; en fonction de la texture des matériaux et des structures sédimentaires (rides, mégarides), il est susceptible de varier entre $2,5 \times 10^{-3}$ et $11,6 \times 10^{-3}$ pour un fond sableux. Ces variations sont illustrées sur le diagramme de BAGNOLD (fig. 32) par deux séries de valeurs pour le paramètre θ , selon

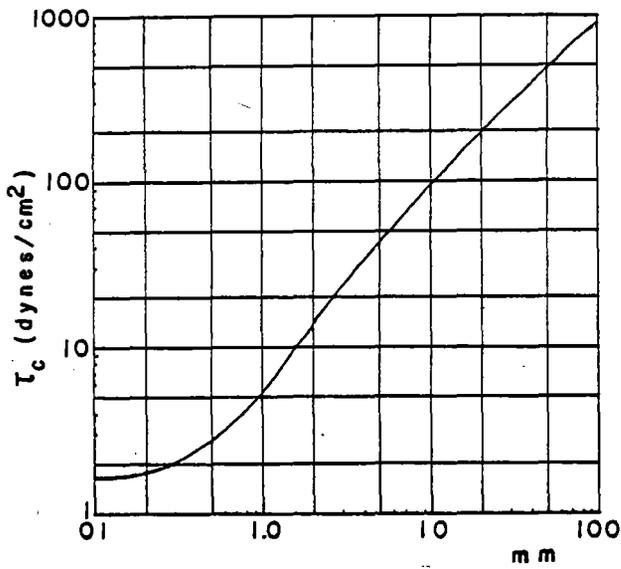


FIG. 30 - Force de cisaillement critique en fonction de la dimension des particules (d'après Shields)

FIG. 32 -

Abaque de Bagnold

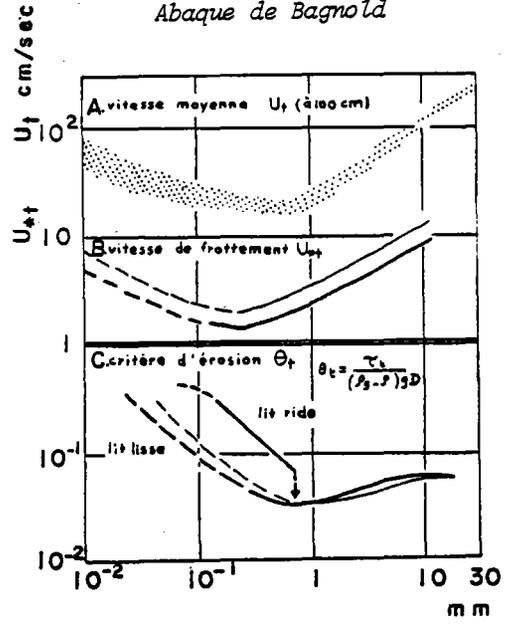
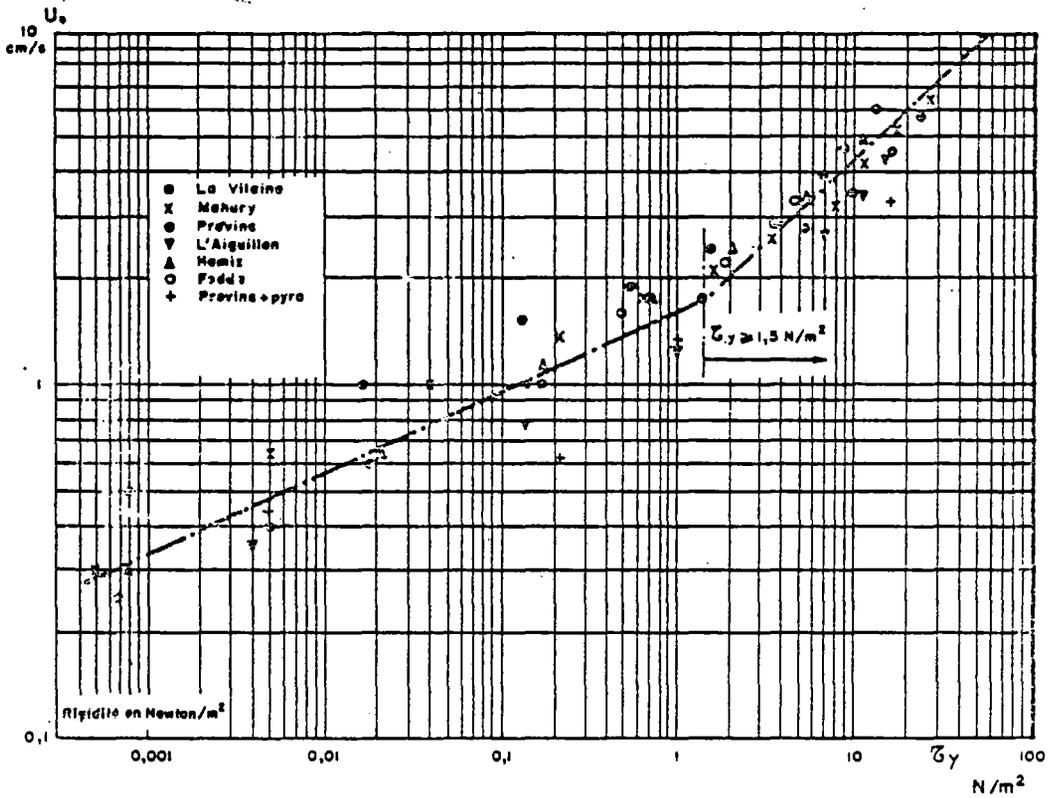


FIG. 31 - Abaque de Migniot.



que le fond est lisse ou ridé.

Comme :
$$U_c^2 = \frac{U_{*c}}{C}$$

une erreur d'un facteur 4 sur C conduira à surestimer ou sous-estimer la vitesse critique d'érosion d'un facteur 2.

Enfin, la connaissance de la vitesse critique de frottement nécessaire pour la mise en mouvement du matériel sédimentaire, de la vitesse de frottement et de la direction du courant en un point permet d'évaluer le sens et la masse du débit solide charrié. STERNBERG (1972) a proposé une méthode pour calculer le transport massique théorique en fonction des forces tractrices effectives et critiques. Si \bar{U} est la vitesse maximum, 100 cm au-dessus du fond on a :

$$T_o = 3 \times 10^{-3} \rho \bar{U}_{100}^2$$

Connaissant la vitesse critique d'érosion, on peut calculer :

$$T_c = 3 \times 10^{-3} \rho U_c^2$$

On calcule ensuite :

$$\frac{T_o - T_c}{T_c}$$

En fonction de $\frac{T_o - T_c}{T_c}$ et de la médiane du sédiment, on calcule la valeur du coefficient K (fig. 33a)

Le transport massique maximum peut être calculé par la formule :

$$\frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} g j = K \rho U_*^3$$

ou grâce à une abaque (fig. 33b).

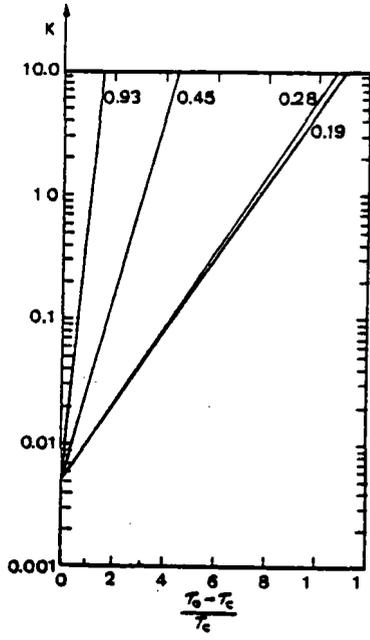
2 - Transport par saltation

Dans la discussion ci-dessus, nous avons insisté sur le rôle des forces de cisaillement qui déterminent le seuil au-dessus duquel une particule d'un lit sédimentaire a une forte probabilité d'être érodée. Les forces de pressions orientées dans la direction verticale voient leur importance s'accroître quand la dimension et le poids des particules diminuent. L'équation de BERNOUILLI rend compte de la force ascensionnelle à laquelle est soumise une particule.

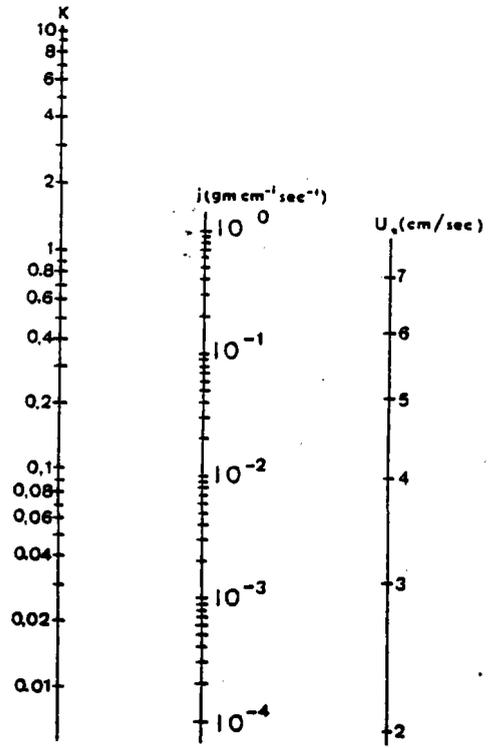
$$\frac{p}{\rho} + g y + \frac{U^2}{2} = \text{constante}$$

Cette équation exprime le fait que le long d'une ligne de courant la somme des composantes de l'énergie par unité de masse, liée à la pression $\frac{p}{\rho}$, à la charge ($g y$) et à la vitesse $\frac{U^2}{2}$ est constante.

La distribution des vitesses autour d'une particule exposée à un courant étant telle que le maximum est observé au sommet de la particule, il en résulte une pression minimum sur les faces



(a)



(b)

FIG. 33 -

Abaque de Sternberg

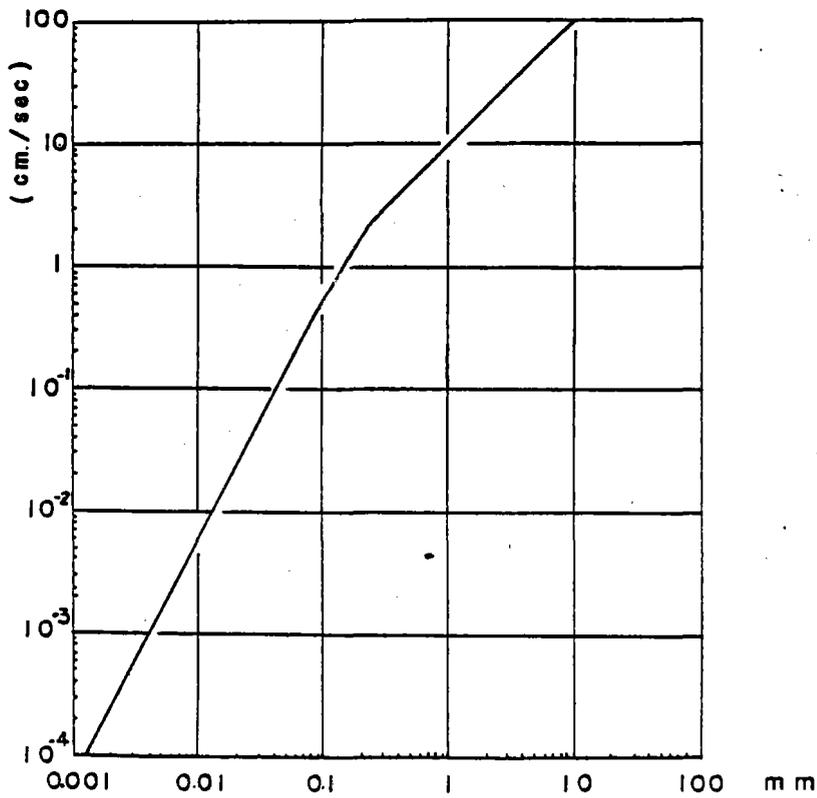


FIG. 34 - Vitesse de chute de sphère de quartz dans l'eau à 16°C

supérieures et une pression maximum sur les faces inférieures, dont la résultante est une composante ascensionnelle. Lorsque cette force excède le poids de la particule, il en résulte un arrachement et un déplacement horizontal de la particule. Au sein du fluide la différence de pression diminue et n'est plus suffisante pour sustenter la particule qui, par conséquent, retourne au lit sédimentaire, après un parcours horizontal fonction de la vitesse du courant et de son poids. Il est évident qu'en fonction de ces paramètres, tous les intermédiaires existent depuis le charriage pur jusqu'à la suspension uniforme.

3 - Suspension

Le transport en suspension concerne essentiellement les particules inférieures à 1 mm, et plus précisément les fractions < 200 μ des sédiments dont la vitesse de sédimentation obéit à la loi de STOKES. La chute d'une sphère en régime laminaire est le cas le plus simple. La vitesse de chute (fig. 34) dépend du diamètre de la particule.

De 1 μ à 0,2 mm : $u = f(D^2)$; au-delà de 0,2 mm : $u = f(D)$

Deux forces agissent sur la particule qui se sédimente :

- F_G : poids de la particule
- F_R : force de résistance : F_I (inertie) + F_V (viscosité)

A la vitesse limite de chute : $F_R = F_G$.

Les forces de résistances sont de deux types : force d'inertie et force due à la viscosité du fluide.

Force d'inertie seule

La force d'inertie est la force due à l'accélération de la masse de liquide déplacée par la particule au cours de son mouvement. Elle est liée à la densité du liquide, à la vitesse de chute de la particule et à son diamètre.

$$F_I = f(\rho, u, D)$$

$$F_R = c(\rho u^2 D^2)$$

Dans le cas d'une sphère : $A = \frac{\pi D^2}{4}$ (surface du cercle)

$$D^2 = \frac{4 A}{\pi}$$

D'où :

$$F_R = c(\rho u^2 \frac{4 A}{\pi})$$

En faisant apparaître : $\frac{8 c}{\pi} = c_d$ (coefficient de traînée)

$$F_R = \frac{8 c}{\pi} \frac{\rho u^2}{2} \times A \quad (I)$$

Intervention des forces de viscosité (en écoulement laminaire)

Elles dépendent de forces intermoléculaires qui varient avec la température.

Le coefficient de traînée est fonction des forces de viscosité. Il peut s'exprimer en fonction du nombre de REYNOLDS.

Pour des sphères de diamètre inférieur à 200 μ (à faible concentration), on a :

$$C_d = \frac{24}{Re} = \frac{8C}{\pi}$$

F_R peut donc s'exprimer :

$$(I) \quad F_R = \frac{24}{Re} \cdot \rho \cdot \frac{u^2}{2} \cdot \frac{\pi D^2}{4}$$

$$\text{or :} \quad Re = \frac{u \cdot D \cdot \rho}{\mu}$$

$$\text{d'où :} \quad F_R = \frac{24 \mu}{u \cdot D \cdot \rho} \cdot \frac{\rho u^2}{2} \cdot \frac{\pi D^2}{4}$$

$$F_R = 3 \pi \cdot \mu \cdot u \cdot D$$

Lorsque la vitesse de chute limite est atteinte,

$$F_R = F_G = \frac{\pi}{6} \cdot D^3 (\rho_M - \rho) g$$

$$\text{d'où :} \quad 3 \pi \cdot \mu \cdot u \cdot D = \frac{\pi}{6} D^3 (\rho_M - \rho) g$$

$$\text{soit :} \quad u = \frac{\pi \cdot D^3 \cdot (\rho_M - \rho) g}{6 \cdot 3 \cdot \pi \cdot D \cdot \mu}$$

$$u = \frac{(\rho_M - \rho) g}{18 \mu} \cdot D^2 \quad \text{LOI DE STOKES}$$

Cette loi est valable jusqu'à un diamètre de 200 μ .

A 20°C, la valeur de cette expression est de :

$$\frac{(\rho_s - \rho) g}{18 \mu} = 0,892 \cdot 10^4 \quad \text{pour : } u \text{ en cm/s} \\ \text{et } D \text{ en cm}$$

On peut aussi écrire, sous une autre forme :

$$u = \frac{2}{9} g \frac{(\rho_s - \rho)}{\mu} R^2$$

La température du fluide a une action prépondérante sur la vitesse de chute de la particule ; par exemple, pour une particule d'un diamètre de 20 μ , dans l'eau douce :

- à 20°C, $u = 0,035$ cm/s

- à 4°C, $u = 0,022$ cm/s

L'influence de la salinité sur la vitesse de chute est, au contraire, relativement négligeable. A 4°C, avec une salinité de 35 ‰, la vitesse est de 0,020 cm/s.

Si le diamètre de la particule dépasse 0,2 mm, la viscosité μ n'intervient plus :

$$u = \frac{8}{3} \frac{(\rho_M - \rho)}{\rho} \cdot g \cdot D$$

Le transport en suspension concerne essentiellement des particules d'un diamètre inférieur à 200 microns. Nous sommes donc dans le domaine d'application de la loi de STOKES.

Le transport est lié à la turbulence dans le milieu liquide, en régime laminaire.

$$\tau = \mu \frac{du}{dz}$$

En régime turbulent,

$$\tau = (\mu + \eta) \frac{du}{dz}$$

η étant la viscosité tourbillonnaire, beaucoup plus importante que la viscosité moléculaire.

On peut à tout moment décomposer le vecteur vitesse au sein du fluide en une composante normale et une composante tangentielle, u_n peut atteindre 8 % de u_t . Pour qu'il y ait transport des particules en suspension, on admet empiriquement que la vitesse d'écoulement doit être égale à 12 fois la vitesse de chute de la particule.

Sur une tranche d'eau donnée, les teneurs en particules restent alors constantes, le mouvement des particules qui montent équilibrant alors celui des particules qui descendent. Le flux, vers le bas, est :

$$M_b = u \cdot N_z$$

Le flux, vers le haut, s'exprime en fonction du gradient de la concentration et de coefficient de diffusion tourbillonnaire A_s :

$$M_h = \frac{A_s}{\rho} \cdot \frac{dN}{dz}$$

A l'équilibre,

$$u \cdot N_z = \frac{A_s}{\rho} \cdot \frac{dN}{dz}$$

N étant la concentration au niveau considéré z et N_1 étant la concentration au niveau du fond (z_1).

$$\frac{N}{N_1} = e^{-\left(\frac{u\rho}{A_s}\right)(z - z_1)}$$

Au niveau du fond ($z = z_1$), on vérifie que $N/N_1 = 1$. Quand on s'éloigne du fond ($z - z_1$) augmente et N/N_1 tend vers 0.

L'étude de la distribution des concentrations permet donc d'évaluer le coefficient de diffusion turbulente (A_s), lorsque l'on fait l'hypothèse que les produits en suspension peuvent être

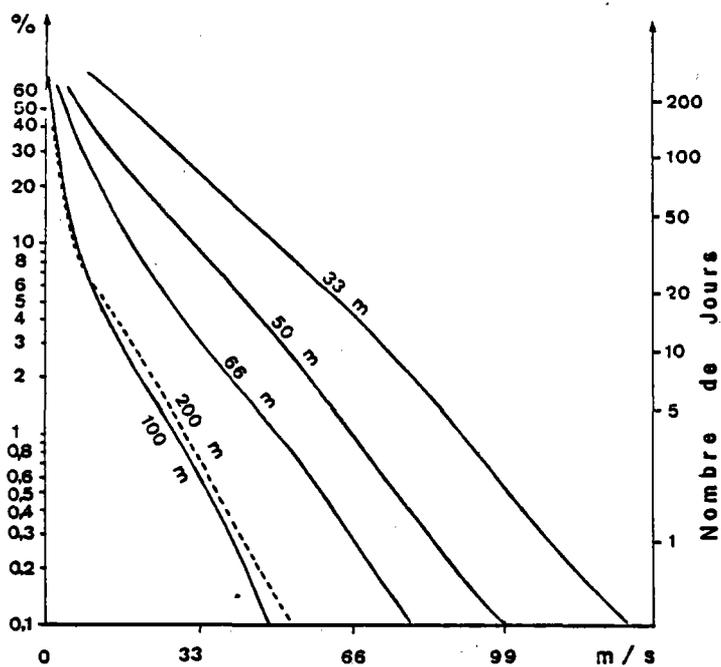


FIG. 35 - Pourcentage du temps où une intensité donnée, pour une profondeur donnée, est dépassée : en Manche Occidentale (traits pleins), en Mer Celtique (tiretés) d'après Draper (1963)

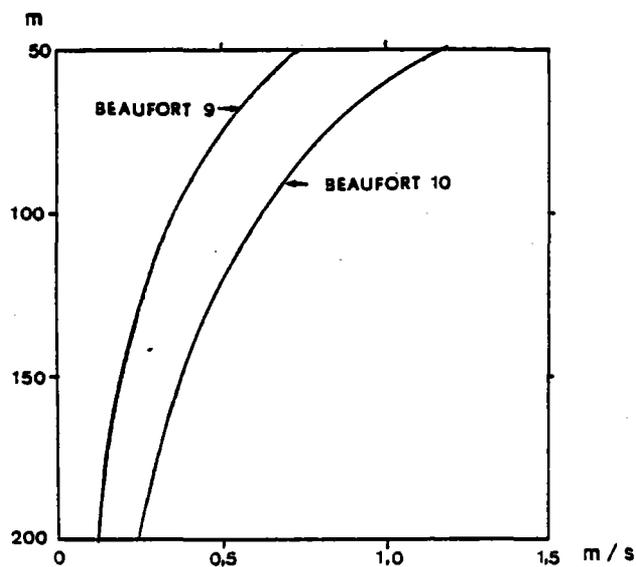


FIG. 36 -

Agitation maximum induite par des vents de force 9 et 10 sur les fonds de la Mer Celtique, d'après Ewing (1973)

assimilés à une population monodimensionnelle.

En fonction de la vitesse de chute des particules et de l'intensité de la turbulence, on observe des régimes de suspension uniforme ou de suspension "gradée".

B - MISE EN MOUVEMENT PAR LA HOULE

Les mouvements oscillatoires associés aux vagues s'accompagnent quand les profondeurs diminuent, de forces de cisaillement également oscillatoires au niveau du fond. A vitesse équivalente cette force de cisaillement est plusieurs fois plus importante que celle qui résulte d'un courant unidirectionnel. Néanmoins, en l'absence d'un tel courant, l'agitation du fond provoquée par la houle aurait une résultante nulle, tandis que la combinaison de ces deux actions peut entraîner un transport sédimentaire qui n'existerait pas sans l'appoint d'énergie fourni par la houle.

La vitesse maximale à une profondeur h , liée à une houle, d'amplitude $H = 2a$, de période T , et de longueur d'onde L est, d'après LAMB (1945) :

$$U_h = \frac{\pi H}{T \operatorname{Sh} 2\pi \frac{h}{L}}$$

La vitesse de frottement correspondante, décalée de $\pi/4$ par rapport à la vitesse, est :

$$U_h^* = \frac{8 \nu U_h^2}{\pi T} \quad 1/4$$

avec ν : viscosité cinématique de l'eau.

On remarque que pour une même vitesse, la vitesse de frottement est d'autant plus élevée que la période est plus courte, cette observation peut, sans doute en partie, expliquer l'importance de l'action des vagues sur les littoraux caillouteux de baies fermées, ce malgré la faible amplitude des vagues. Des abaques (MIGNIOT, 1968 ; LECLERC *et al.*, 1976) permettent de calculer directement ces différents paramètres pour des houles de différentes caractéristiques et différentes profondeurs d'eau.

De nombreux auteurs ont étudié sur des bases théoriques et expérimentales les conditions d'entraînement des matériaux par la houle.

DRAPER (1967), HADLEY (1964), EWING (1973) et CAVANIE (1975) ont publié des abaques permettant de prévoir, pour une houle et une profondeur données, l'intensité maximum du courant sur le fond, ou la probabilité d'occurrence d'une intensité donnée.

DRAPER a fourni des abaques (fig. 35) permettant d'estimer, pour des profondeurs variables, le pourcentage du temps pendant lequel une intensité déterminée est atteinte ou dépassée.

EWING a fourni sous forme d'abaque la valeur maximum du courant induit sur le fond par des houles correspondant à des mers de force 9 et 10, pour ces dernières, les vitesses induites par 200 m de profondeur pourraient atteindre 25 cm/s (fig. 36).

FIG. 37 - Abaque de Castaing.

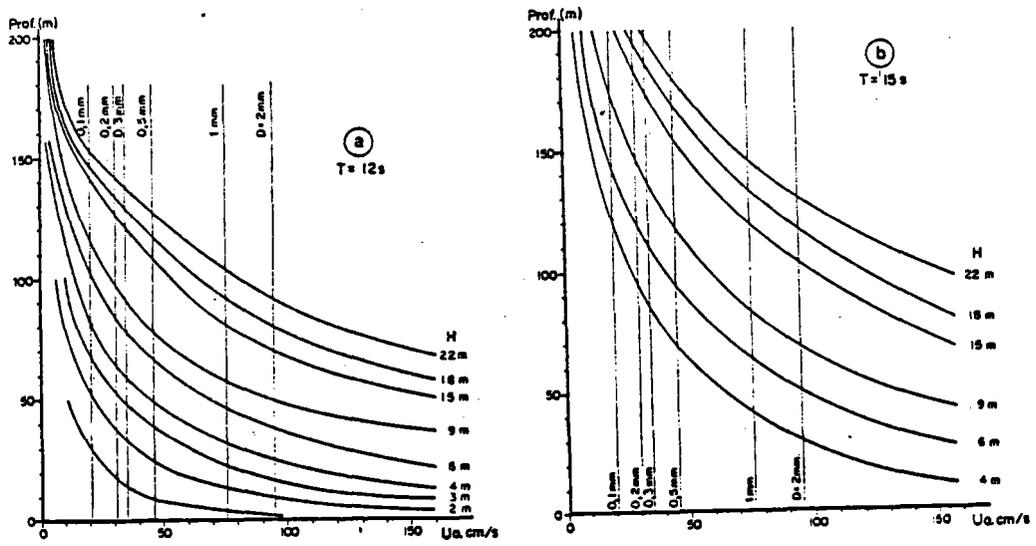
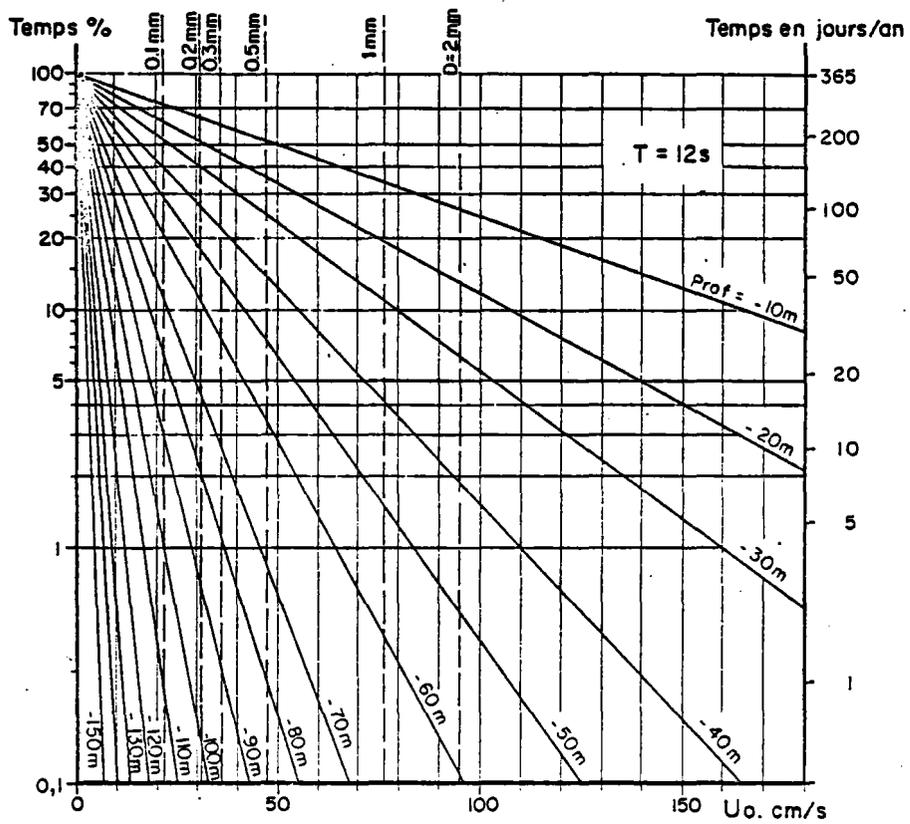


FIG. 38 - Abaque de Castaing.



Pour BONNEFILLE et PERNECKER (1966), les lois de début d'entraînement sont identiques, que l'on soit en régime de courants continus ou oscillatoires. Cette conclusion fondée essentiellement sur des travaux expérimentaux est en désaccord avec les données théoriques qui précèdent.

Les conditions de mise en mouvement des matériaux meubles et cohésifs ont été récemment examinées par CASTAING (1981). D'une part, il a discuté les différentes lois proposées et mis en évidence leurs divergences. Ainsi, selon les critères de BONNEFILLE et PERNECKER pour une houle de 12 s de période, une amplitude de 2 m suffirait à mettre en mouvement des particules de 2 mm par 10 m de profondeur, tandis que pour MIGNIOT (1977), elles ne sauraient être mises en mouvement quelle que soit l'amplitude. D'autre part, CASTAING a dressé des abaques qui, combinant à la fois les conditions de houles et leurs probabilités d'occurrence, permettent, pour différentes profondeurs et différentes périodes, la prévision du nombre de jours par an où telle fraction sédimentaire est mobilisable. Il utilise, par ailleurs, les données expérimentales de CORMAULT (1971) pour évaluer le comportement des matériaux cohésifs (figs 37, 38).

C - TRANSPORT GRAVIFIQUE

Ce mode de transport concerne les déplacements de sédiments où la phase liquide n'est plus le vecteur mais, au contraire, où elle se trouve entraînée passivement dans le mouvement de la phase solide qui se déplace sous l'action des forces de gravité. Nous exposerons donc, tout d'abord, les conditions qui régissent la stabilité des sédiments, puis les divers processus susceptibles d'intervenir à la suite de la rupture de l'équilibre sédimentaire.

Les principaux domaines concernés sont la pente et le glacier continental, les sédiments impliqués sont donc en majorité silto-argileux et, accessoirement, sableux au niveau de la rupture de pente.

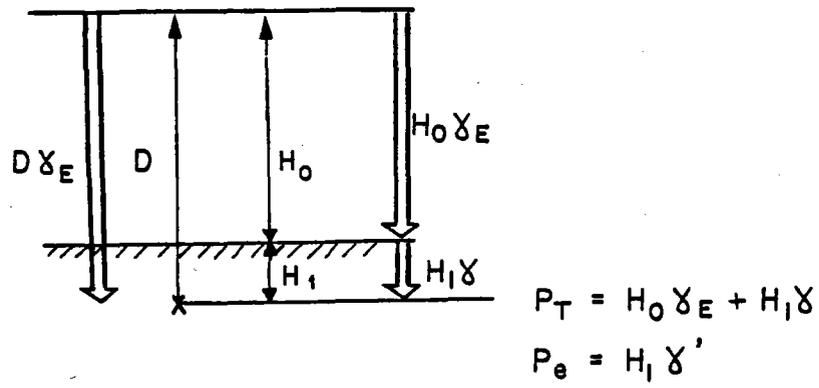
La place que nous accordons ici aux processus gravitaires peut paraître au premier abord disproportionnée par rapport à leur importance. En fait, nous verrons ci-dessous (chapitre 5), qu'outre une probabilité d'occurrence non nulle dans la nature actuelle, ces processus furent particulièrement actifs pendant les périodes de bas niveau marin du Quaternaire.

1 - Conditions de stabilité des sédiments

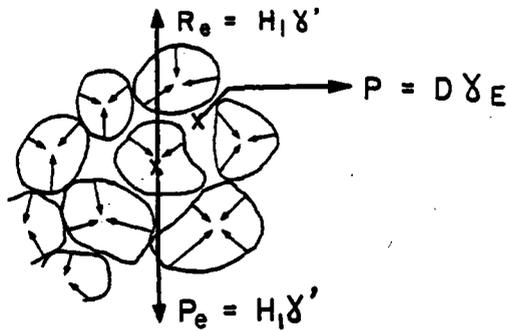
a) Pression et contrainte effective

La pression hydrostatique en un point de la colonne sédimentaire distant de D de la surface de l'eau est dans un sédiment compacté (fig. 39) :

$$P_H = D \gamma_E \quad (\gamma_E \text{ densité de l'eau})$$

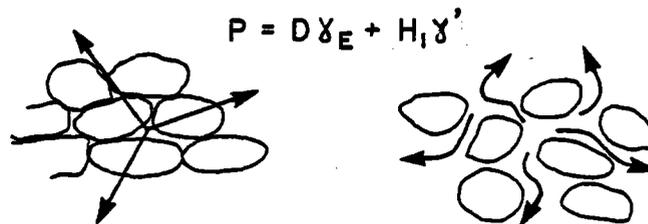


a



b

Equilibre stable



c Surpression par compaction brutale Liquéfaction

FIG. 39 - Rupture d'équilibre d'une masse sédimentaire à la suite d'une surpression des fluides remplissant les espaces intergranulaires

La pression totale P_T qui s'exerce sur un grain enfoui dans le sédiment à la profondeur H_1 , peut être considérée comme la somme de deux composantes, la première liée au poids de la colonne d'eau de la surface au lit sédimentaire ($H_0 \gamma_E$), la seconde liée au poids de la colonne sédimentaire de hauteur H_1 ($H_1 \gamma$), γ étant la densité du mélange eau et sédiment ; on a :

$$P_T = H_0 \gamma_E + H_1 \gamma$$

La pression hydrostatique P_H s'exerce dans toutes les directions. Sa résultante sur les grains est donc nulle. La pression effective sur un grain à la profondeur D est donc :

$$P = P_T - P_H$$

$$P = H_0 \gamma_E + H_1 \gamma - (H_0 + H_1) \gamma_E = H_1 (\gamma - \gamma_E) = H_1 \gamma'$$

γ' est le poids spécifique apparent du sédiment.

Tant que la compression n'est pas achevée, une surpression est supportée par l'eau des pores. Quand la compression est terminée, la pression effective est supportée par les grains et les fluides des pores sont à la pression hydrostatique.

b) Contraintes de rupture

Une colonne sédimentaire au repos est soumise à un champ de contraintes. La résistance au cisaillement a été expérimentalement étudiée par TERZHAGI (1959). Les essais triaxiaux effectués au laboratoire ont permis d'établir la valeur de cisaillement critique pour des pressions de confinement variables. La résistance au cisaillement est exprimée par la relation :

$$\tau_c = \tau_0 + \sigma \tan \phi$$

ϕ est l'angle de frottement interne, τ_0 la cohésion, σ est la pression effective (P).

La relation $P = H_1 \gamma'$ conditionne donc la résistance au cisaillement, c'est-à-dire l'équilibre de la masse sédimentaire. L'angle de frottement interne ϕ et τ_0 étant des constantes caractéristiques du sédiment, toute modification du paramètre $H_1 \gamma'$ est donc susceptible de modifier τ_c . Ainsi une diminution de H_1 par érosion de la partie superficielle, ou une réduction de la densité apparente du sédiment sont susceptibles d'abaisser la résistance au cisaillement et de provoquer une rupture de l'équilibre de la masse sédimentaire qui pourra entraîner un glissement en masse (slump).

Les figures 39 b et c, illustrent les conditions d'équilibre stable et une rupture d'équilibre au sein du sédiment due à une perturbation de l'arrangement des grains. Cette désorganisation de la structure se traduit par une surpression brutale des fluides inter-granulaires qui est égale au poids apparent ($H_1 \gamma'$) du matériel sédimentaire. Il peut en résulter une liquéfaction du sédiment et un glissement en masse (slump). Ce phénomène est à l'origine des propriétés de thixotropie (perte de cohésion) caractéristiques de certains types de matériaux (sable, montmorillonite).

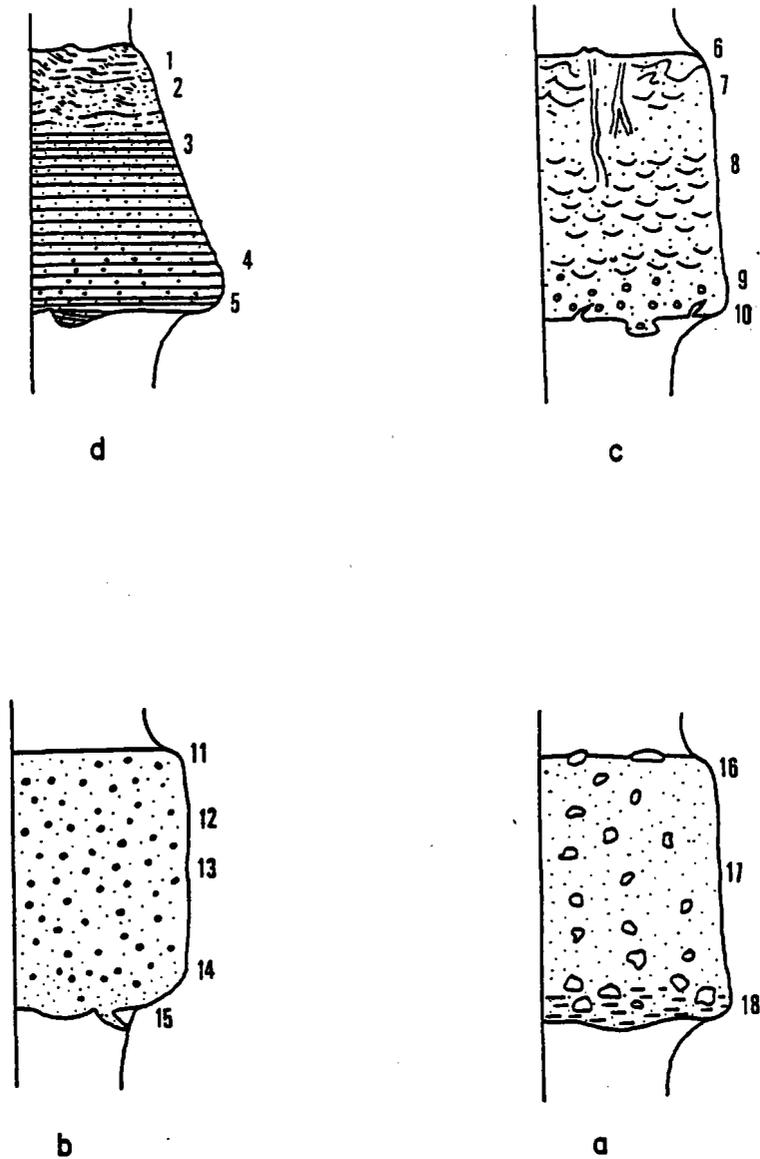


FIG. 40 - Dépôts résultant de processus gravifiques :
 a) coulée en masse, b) coulée sableuse,
 c) coulée fluide, d) turbidite

1 : rides, 2 : rides migrantes, 3 : laminations,
 4 : granoclassement, 5 : sillon d'érosion, 6 : volcan
 de boue, 7 : cheminée d'évacuation du fluide, 8 : struc-
 ture en assiette, 9 : granoclassement apparent, 10 : sil-
 lon d'érosion et structure de charge, 11 : sommet plat,
 12 : non granoclassé, 13 : massif, orientation des grains
 dans le sens de l'écoulement, 14 : granoclassement in-
 verse à la base, 15 : érosion et injection à la base,
 16 : sommet irrégulier, 17 : massif, mal classé, 18 :
 zone de cisaillement, striations.

2 - Processus gravitaires et dépôts associés

a) Coulée en masse

Conglomérat et brèches résultant d'écoulement en masse comportent, lors du dépôt, trois phases : eau de mer, matrice et éléments figurés (sables, graviers, blocs). Le fait que les éléments du conglomérat semblent flotter au sein de la matrice fait supposer que lors du transport ils furent soumis à une poussée verticale due au principe d'ARCHIMEDE, la densité du fluide étant celle du mélange eau-phase minéralo-organique fine. La figure 40, représente de façon schématique leur structure sédimentaire. Il s'agit de dépôts massifs mal classés, dont la base est caractérisée par une zone de cisaillement. Le sommet du dépôt présente une surface irrégulière.

b) Coulée sableuse

Les études de BAGNOLD (1956, 1966) ont fourni le fondement du concept de coulée sableuse (grain flow). Il a montré expérimentalement que dans les mélanges solide-liquide, dont la concentration particulaire excède 9 %, il apparaît quand le mélange est en mouvement une composante normale ou pression dispersive dont l'origine est une interaction granulaire qui contribue à l'entretien de la turbulence.

Le processus dynamique est contrôlé par l'interaction granulaire qui résulte de la dissipation de la pression dispersive. Les dépôts résultants ne présentent pas de structures sédimentaires. On peut observer à la base du lit un granoclassement inverse.

c) Coulée fluide

L'évacuation de l'eau interstitielle vers le haut assure le maintien en suspension des grains. Les dépôts résultants présentent parfois des structures sédimentaires (notamment des cheminées d'expulsion du fluide) et un granoclassement mal défini.

d) Turbidite

La turbulence du fluide assure le maintien en suspension du matériel transporté. On distingue les courants à faible densité et à forte densité. Les dépôts résultants présentent un granoclassement et des structures sédimentaires décrites par BOUMA (1962).

D - TABLEAUX SYNTHETIQUES

Nous avons résumé dans les tableaux 3A et 3B, l'ensemble des processus susceptibles d'intervenir dans le domaine étudié et les dépôts associés. Cette classification fixe le cadre lithologique des études exposées dans les chapitres suivants.

Processus	Agent de sustentation	Type de dépôt	
Charriage	Turbulence des courants de marée	Corps sableux Dunes hydrauliques Ruban sableux	(1)
Saltation Suspension	Turbulence engendrée par les courants de marée, la houle et les courants associés aux vents, ou à la stratification saline.	Tidalite Vasière	(2)

(1) BERTHOIS (1959B), HOUBOLT (1968), KENYON (1970), STRIDE (1970), Mc CAVE (1971), BELDERSON *et al.* (1972), AUFFRET *et al.*, (1975 A).

(2) DRAKE (1976).

TABL. 3 A -

TABL. 3 B *Processus sédimentaires et dépôts associés.*

	PROCESSUS		AGENT DE SUSTENTATION	TYPE DE DEPOT		
GRAVIFIQUE	Coulée en masse		Matrice	Conglomérats en brèches	1	
	Coulée sableuse			Pression dispersive		Fluxoturbidites
	Coulée fluide		Flux intergranulaire		Conglomérat resédimenté	X
	courant de turbidité	Haute concentration		Turbulence du mélange eau-sédiment	Turbidite sableuse	
		Faible concentration			débordement	
forte épaisseur						
faible épaisseur						
HYDRODYNAMIQUE	Courant de densité (cascading)		Composante verticale de la turbulence de l'eau de mer		5	
	courant de fond	fort (> 20 cm/s)		Contourite sableuse	6	
		faible (1 à 20 cm/s)			Contourite silto-argileuse	7
	Sédimentation non entravée			Hémipélagite	Pélagite	8

- 1) Kuenen (1950-1967), Kuenen et Migliorini (1950), Bouma (1962), Walker (1973), Mutti et Ricci-Lucchi (1972), Middleton et Hampton (1976)
- 2) Nelson et al. (1977)
- 3) Genesseeux et al. (1971), Keller et al. (1973), Shepard et al. (1977), Stow et Bowen (1978)
- 4) Moore (1969)
- 5) Nelson et al. (1973) Mc Cave (1972)
- 6) Heezen et Hollister (1964)
Hollister et Heezen (1972)
- 7) Eittreim et Ewing (1972), Stow et Lovell (1979)
- 8) Arrhenius (1963), Berger (1974)

CHAPITRE III

LE DOMAINE COTIER

Situé à la frontière des trois milieux : air, terre, mer, le littoral est le lieu de multiples interactions et de considérables transferts de matières dont la résultante constitue un fragile équilibre en perpétuel réajustement (INMAN et BRUSH, 1973). A la surface du globe, cette frange s'allonge sur 440000 km. Elle reçoit des fleuves en moyenne $1,1 \times 10^6 \text{ m}^3$ par seconde et 530 tonnes de matériaux solides, correspondant à une charge solide moyenne de 500 mg/l.

La résultante des flux de matériaux : sables et vases, se traduit, selon les régions, par un bilan positif (la côte progresse), négatif (la côte régresse), ou équilibré. L'évolution du trait de côte se faisant, bien entendu, pour un niveau marin supposé stable à l'échelle de temps considérée (quelques dizaines à quelques centaines d'années).

WANLESS (1976) distingue deux groupes de facteurs qui contrôlent ce bilan. Les facteurs primaires comprennent : le contexte topographique "préexistant", l'évolution du niveau marin et le contexte climatique. Les facteurs subordonnés sont le régime des houles et des courants, les apports terrigènes, la géométrie des corps sédimentaires, la chimie des eaux et les peuplements benthiques.

Les différents aspects morphologiques du littoral résultent des nombreuses combinaisons de ces divers facteurs primaires et secondaires (SWIFT, 1976A). Deux classes prédominantes peuvent être distinguées selon que le substrat des côtes est rocheux ou meuble.

Les littoraux du Massif Armoricaïn appartiennent généralement au premier type, avec une prédominance des côtes à ria et des côtes rocheuses. La Baie du Mont Saint-Michel et, à un degré moindre la Baie d'Audierne, constituent une exception à cette règle. Un seul grand estuaire est présent : celui de la Loire. Ces types morphologiques résultent de l'envahissement par la mer à l'Holocène supérieur, d'un modelé continental façonné par les divers processus d'érosion subaériens au cours des bas niveaux marins du Quaternaire.

Ce domaine côtier a été l'objet de nombreuses études, nous ne citerons ici que quelques-unes parmi les plus importantes.

BERTHOIS, après avoir étudié la Rance en 1955 en collaboration avec C. BERTHOIS, se consacre de 1950 à 1970, à l'analyse des apports fluviaux et des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Loire ; il étudia également les rias de l'Aulne et du Conquet, en collaboration avec GUILCHER en 1957 et avec SALMON (1963) la Ria du Trieux. PINOT (1961) étudia le littoral du Trégor, BEIGBEDER (1963) la Baie de Saint-Brieuc, GLEMAREC (1963) le Golfe du Morbihan, GUILCHER et PRULEAU (1963) la partie orientale de la Rade de Brest ; tandis que l'Université de Caen et le laboratoire de l'Ecole des Hautes Etudes de Dinard étudiaient la Baie du Mont Saint-Michel (BAJARD, 1966 ; DOLET, GIRESSSE, LARSONNEUR, 1965 ; GIRESSSE, 1965). Nous trouvons en 1968 notre étude sur la Ria de la Penzé, celle de MOIGN (1968) sur la Rade de Brest. Puis, en 1970, nos travaux en collaboration avec BERTHOIS dans cette même zone, la thèse de GROVEL sur la Rade de Lorient, et les travaux d'HINSBERGER sur la Baie de Douarnenez. Enfin, récemment, les thèses de GALENNE (1974B), SALOMON (1976) et BARBAROUX (1980) sur la Loire et de GOULEAU (1975) sur la Baie de Bourgneuf.

Nous nous proposons donc d'examiner les conditions dans lesquelles sables et vases sont "importés" ou "exportés" du domaine côtier armoricain.

Après avoir rappelé, en préambule, quelques généralités sur le contexte hydrodynamique du domaine côtier, nous étudions deux cas : la Rade de Brest protégée des houles du large où débouchent les estuaires de l'Aulne et de l'Elorn, et la zone externe de la Baie de Morlaix exposée aux houles de la Manche, avec les rias de Morlaix et de la Penzé.

Dans chacun de ces cas, nous exposons tout d'abord les facteurs primaires "géologiques", puis les facteurs secondaires : bathymétrie, apports fluviaux, hydrologie, hydrodynamisme, la nature des dépôts superficiels, puis, enfin, les modalités des transports sédimentaires en suspension et sur le fond.

En conclusion de ce chapitre, nous tentons d'évaluer l'importance et le sens des transferts sédimentaires dans la zone côtière du Massif Armoricaïn ; en nous appuyant sur nos résultats et les travaux publiés par les nombreux auteurs cités ci-dessus.

I - CARACTERES HYDRODYNAMIQUES DU DOMAINE COTIER

A - LE LITTORAL

Le domaine littoral est le théâtre d'une activité hydrodynamique permanente dont l'intensité est considérable. On peut distinguer néanmoins deux états de ce système. Le premier état résulte de la superposition des actions permanentes des courants de marée et des houles de beau temps. Le second état correspond aux paroxysmes résultant de la conjonction de différents phénomènes : marées d'équinoxe, ondes de tempêtes, crues des fleuves. En régime normal on peut y distinguer trois zones (SWIFT, 1976 A). De 0 à 10 m, une zone soumise à l'influence prédominante des vagues (le 0 correspond au niveau moyen). De 10 à 20 m, une zone où l'intensité et la direction des courants de

fond est contrôlée de façon prédominante par les phénomènes de friction engendrés par les courants de marée. De 20 à 80 m (?), une zone où un équilibre géostrophique tend à s'établir entre les gradients de pression due à l'onde de marée et la force de CORIOLIS.

En régime paroxysmal, ces trois zones peuvent encore être observées, mais l'addition des composantes dues à l'action de la houle et des vents, provoque leur translation vers le large. De plus, en présence d'un afflux d'eau à la côte, provoqué par les ondes de tempêtes, les courants tendent à s'orienter parallèlement aux isobathes.

B - LES ESTUAIRES

Les estuaires constituent un environnement particulier du domaine côtier où la canalisation des écoulements contraint, dans une large mesure, les processus hydrodynamiques. Quand l'estuaire est suffisamment large, les courants de flot et de jusant tendent à établir un équilibre entre les gradients de pression et les forces de frottement et de CORIOLIS. Les courants de flot et de jusant liés à l'onde de marée, sont également caractérisés par une asymétrie liée au freinage de l'onde de flot qui se produit du fait de la diminution de la profondeur.

Pour un même volume marné, la durée du flot est d'autant plus courte que la profondeur est faible ; il en résulte que l'intensité des courants de flot est plus importante que celle des courants de jusant. ALLEN *et al.* (1980) ont montré les implications considérables de cette asymétrie sur les processus sédimentaires. Nous reviendrons plus loin sur ces conséquences.

Néanmoins la circulation hydrologique dans un estuaire est très différente de celle que l'on pourrait observer dans une baie (fût-elle morphologiquement comparable) où ne déboucherait aucun fleuve. Le mélange entre eau douce et eau salée induit une circulation résiduelle. Les débits impliqués par cette circulation peuvent atteindre plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines, de fois la valeur des débits fluviaux.

En fait, d'après BOWDEN et GILLIGAM (1971), le courant résiduel en un point donné d'un estuaire résulte de l'addition de plusieurs composantes.

1 - Un courant résultant des gradients de densité, phénomène advectif, consistant en un courant dirigé vers l'aval en surface et un courant de fond dirigé vers l'amont.

2 - Un courant lié au débit fluvial qui donne une vitesse moyenne vers l'aval égale à :

$$V_{FL} = \frac{Q}{S}$$

Q = débit des fleuves en m³/s
S = section de l'estuaire à mi-marée

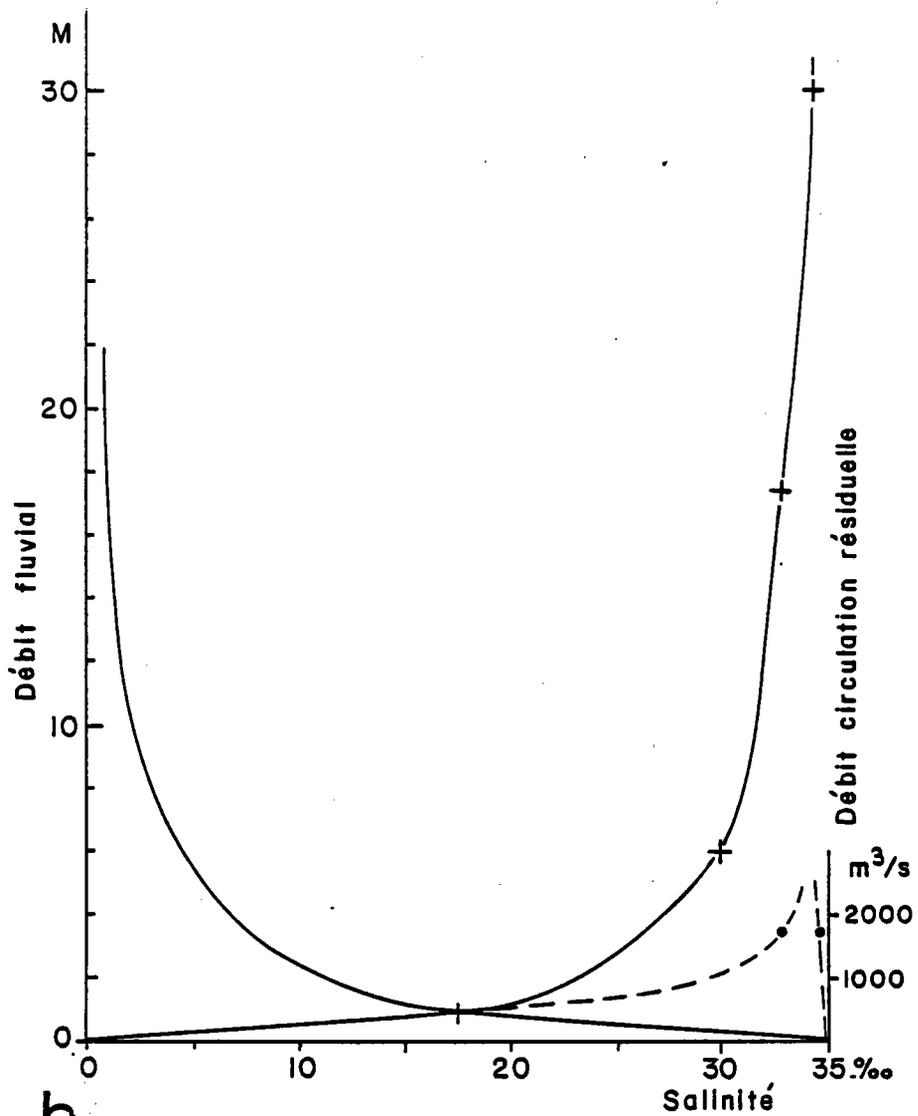
3 - Un courant lié à la "chenalisation" des écoulements de flot et de jusant en relation avec la morphologie des fonds et avec la force de CORIOLIS.

4 - Un courant dû aux effets des inégalités de niveau dans les marées diurnes.

Nous y adjoindrons pour mémoire les courants de dérive dus aux vents.

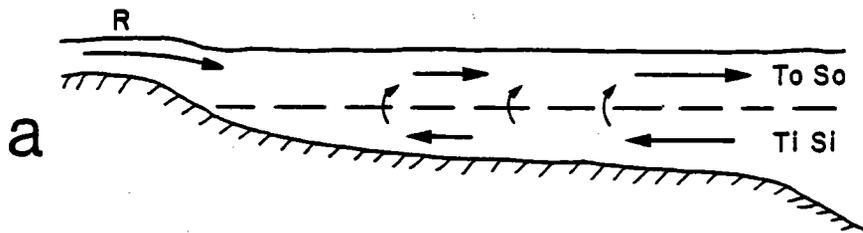
Les composantes 1 et 3 seraient les plus importantes. Lorsque l'amplitude des marées augmente, ainsi que l'ont montré ALLEN *et al.* (1980), la composante 4 peut devenir prépondérante.

FIG. 41 a et b - Bilan hydrologique de la circulation estuarienne.



b

Poste II	Si	So	M	R m ³ /s	MxR
étiage	35	34.8	175	11	1768
crue	35	33	17.5	100	1750



a

En effet, en revif, le volume d'eau moyen de l'estuaire augmente, tandis qu'il décroît en déchets. Ces différences impliquent une "résiduelle" dirigée vers l'amont dans le premier cas, vers l'aval dans le second. En fonction des conditions de propagation de l'onde marée, les estuaires peuvent se classer, en outre, en trois catégories (LE FLOCH, 1961). L'amplitude de l'onde marée varie en fonction de la géométrie du chenal selon la loi de GREEN (LAVAL, 1964).

$$h = K(H^{-1/4} B^{-1/2})$$

h = amplitude de l'onde ; H = profondeur ; B = largeur du chenal.

Cette augmentation de l'amplitude est contrariée par la dissipation de l'énergie due aux forces de frottement. On a alors les trois cas suivants :

- Estuaire *hyposynchrone* : l'amplitude de l'onde marée décroît de l'aval vers l'amont.
- Estuaire *synchrone* : l'amplitude est conservée.
- Estuaire *hypersynchrone* : l'amplitude de l'onde marée augmente vers l'amont puis diminue.

PRITCHARD (1955) a proposé une classification des estuaires fondée sur l'importance relative des processus d'advection et de diffusion :

- 1 - Les estuaires à coin salé (sans marée) caractérisés par une advection longitudinale et verticale ayant pour résultante un mouvement dans le coin salé.
- 2 - Les estuaires à coin salé avec marée. L'écoulement "moyen" ou "résiduel" est dirigé vers l'amont au fond et vers l'aval en surface.
- 3 - Les estuaires partiellement mélangés. Si le débit fluvial est faible par rapport au marnage, il peut s'établir un chenal de flot et un chenal de jusant.
- 4 - Les estuaires "homogènes". Le mouvement de sel vers l'amont ne résulte que de processus diffusifs.

La figure 41a permet d'établir les relations suivantes entre les débits et les salinités.

$$T_o = T_i + R \quad (\text{Débit sortant} = \text{débit rentrant} + \text{apports fluviaux})$$

$$T_o S_o = T_i S_i \quad (\text{Conservation du sel})$$

$$T_i = \frac{S_o}{S_i - S_o} R \quad \text{et} \quad T_o = \frac{S_i}{S_i - S_o} R$$

$$\text{ou} \quad (T_i + R) S_o = T_i S_i$$

$$T_i S_o + R S_o = T_i S_i$$

$$T_i (S_i - S_o) = R S_o$$

$$T_i = \frac{S_o}{S_i - S_o} \times R$$

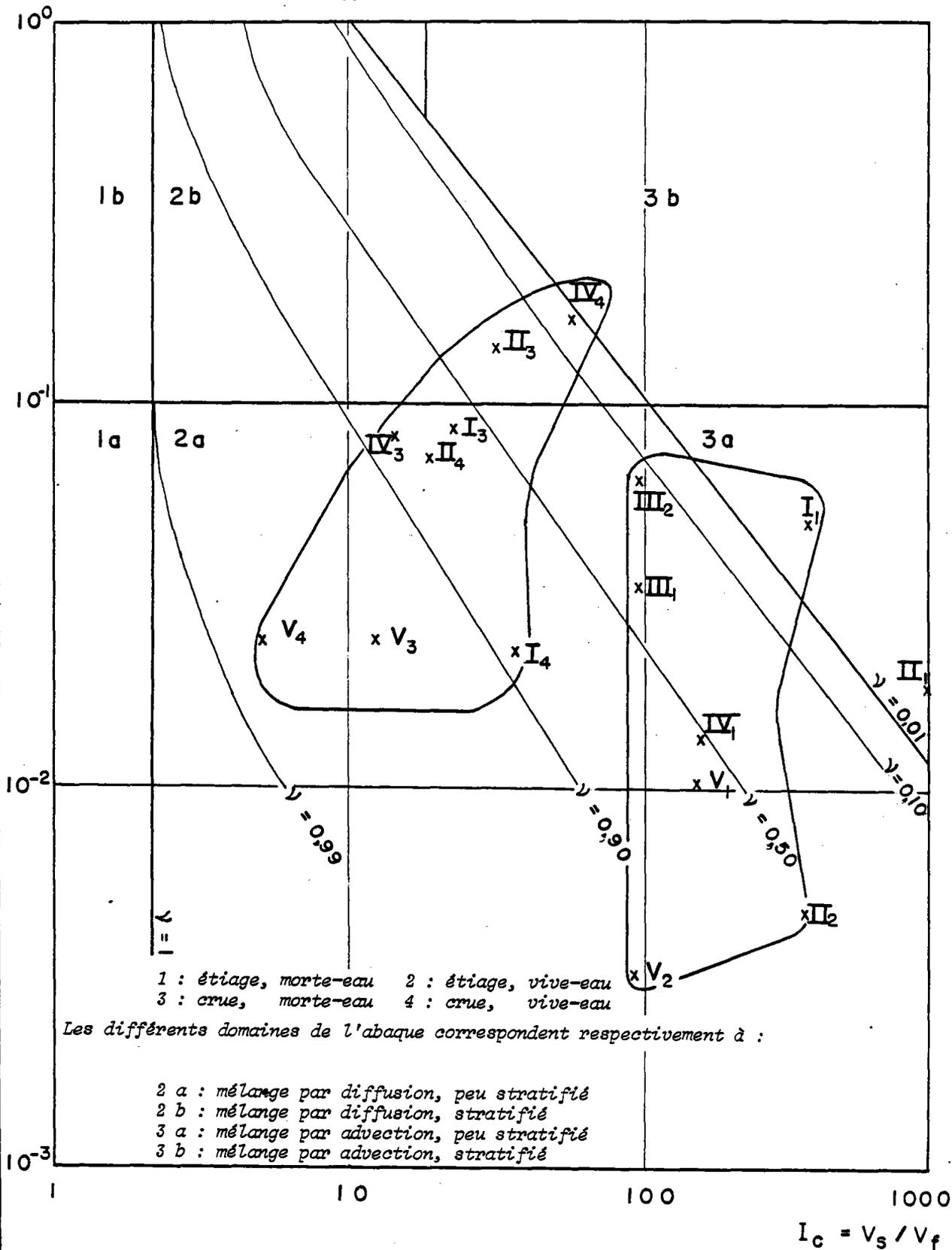
Ainsi, pour $S_o = 34 \text{ ‰}$ et $S_i = 35 \text{ ‰}$

$$T_i = 34 \times R$$

FIG. 42 - DIAGRAMME DE HANSEN ET RATTRAY (1966)

Les chiffres romains indiquent les différents postes de mesures
 Les chiffres arabes, les différentes campagnes

$$I_s = \frac{\Delta s}{s_0}$$



L'évolution du facteur multiplicateur M en fonction de $S_0 \times (S_i - S_0)^{-1}$ est illustrée par la figure 41b. Il est clair que pour une baie fermée sans apports fluviaux M serait élevé, mais R étant nul T_i serait également nul. Outre ces phénomènes d'advection les estuaires sont le siège de phénomènes de diffusion. Cette diffusion est d'autant plus importante que la stratification est faible.

HANSEN et RATTRAY (1965) ont proposé un indice $v = f(I_s, I_c)$ qui permet de rendre compte de l'importance relative de ces deux phénomènes dans un estuaire (fig. 42) (in ALLEN, 1972).

On a
$$I_s = \frac{\Delta S}{S_0}$$

Deux paramètres I_s et I_c permettent une évaluation de v .

$$I_s = \frac{\Delta S}{S_0} \quad \text{avec } \Delta S = S_f - S_s$$

S_0 = salinité moyenne de la tranche d'eau sur un cycle de marée.

S_f = salinité moyenne au fond.

S_s = salinité moyenne en surface.

et
$$I_c = \frac{V_{rs}}{V_{fl}} \quad \text{avec : } V_{rs} = \text{vitesse résiduelle en surface}$$

$$V_{fl} = \text{vitesse liée au débit fluvial}$$

Le calcul de ces deux paramètres permet l'évaluation de v sur un diagramme de circulation - stratification. Plus I_c est élevé, plus les phénomènes d'advection sont importants (fig. 42).

Pour $v = 0$. La diffusion est nulle et l'intrusion saline se fait par advection dans un écoulement à deux couches (modèles 1 et 2 de PRITCHARD).

Pour $v = 1$. L'advection est nulle et le flux de sel résulte uniquement de processus de diffusion sans circulation résiduelle (modèle 4 de PRITCHARD).

Nombre d'estuaire

Ce paramètre exprime le rapport entre les forces inertielles dues aux débits fluviaux et celles de gravité liées à la distribution de la salinité (HARLEMAN et IPPEN, 1969). Le nombre de FROUDE densimétrique exprime le rapport entre ces deux types de force.

$$N_f = \frac{V_{flt}}{ghm} \quad \text{avec } V_{flt} = \text{vitesse maximum du flot en surface}$$

g = accélération de la pesanteur
 hm = profondeur moyenne de l'eau

et
$$N_e = \frac{\Omega N^2}{TQ_{fl}}$$

Ω = volume oscillant (volume jusant + volume flot)/2
 T = période de marée (12.5 h)
 Q_{fl} = débit fluvial

Une forte valeur de N_e indique un faible gradient vertical de salinité. La limite entre état "bien stratifié" et "faiblement stratifié" se situe aux alentours de 0,1 à 0,2.

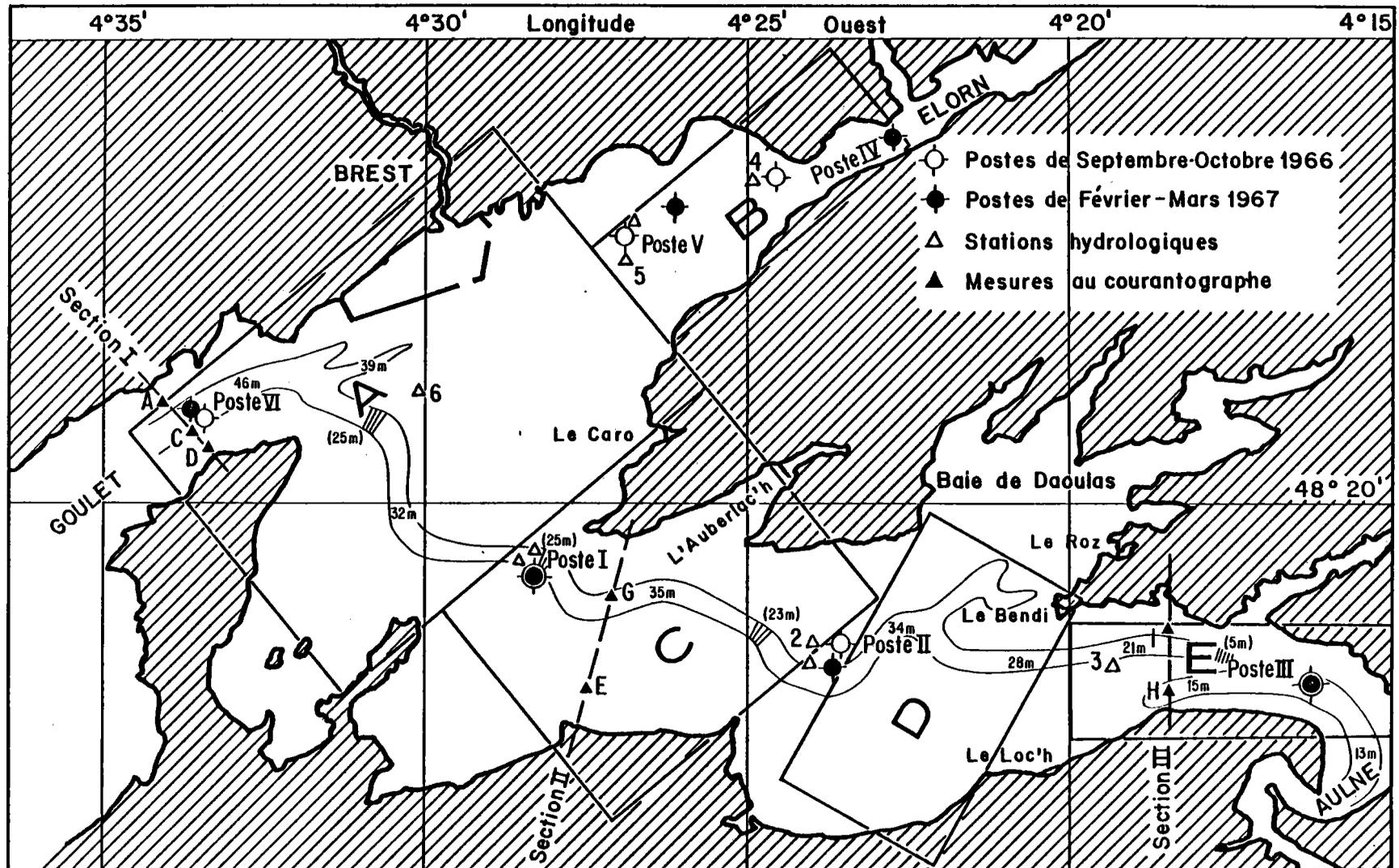


FIG. 43 -¹ Postes de mesures en rade de Brest (de septembre 1966 à février 1968) et localisation des principaux cordons littoraux.

II - LA RADE DE BREST

Ce chapitre reprend une partie des données publiées dans diverses publications (BERTHOIS et AUFFRET, 1968, 1969, 1970 B, C). Ces données sont complétées à la lumière des nouveaux travaux sur les estuaires et des nouvelles données publiées sur la rade (POMMEPUY *et al.*, 1979 ; BASSOULET, 1979 ; DELMAS, 1981 ; SALM de la Rade de Brest).

A - CADRE GEOLOGIQUE

Le cadre géologique de la Rade de Brest a été exposé dans le SALM de la rade. Nous résumons ici les principaux aspects de cette présentation.

Deux grand domaines sont présents :

- au Nord, le socle précambrien du Léon ;
- au Sud, l'extrémité orientale du synclinorium médian qui traverse la Bretagne centrale.

La rade est établie sur ce substratum où les schistes prédominent largement sur les grès.

Le contact entre ces deux domaines est marqué par la faille Goulet - Elorn.

Les formations cristallophyliennes du Léon sont recoupées par les granites hercyniens. Les falaises de la rive nord du Goulet correspondent à ces formations (granite de St Renan, granodiorite de Tregana).

La faille de l'Elorn appartient à un système de failles de direction OSO-ENE qui jalonne le Sud du Plateau du Léon. Cette direction, et une direction quasi perpendiculaire, ont guidé les cours actuellement immergés de l'Elorn et de l'Aulne.

B - ENVIRONNEMENT

1 - Bathymétrie et morphologie (fig. 43)

La Rade de Brest est un plan d'eau de 181 km^2 communiquant avec la Mer d'Iroise par un chenal (le Goulet) long de 6 km et large en moyenne de 2 km. Le volume de marnage en mortes eaux moyennes est de 494 millions de m^3 . Il atteint 1037 millions de m^3 en vives eaux moyennes.

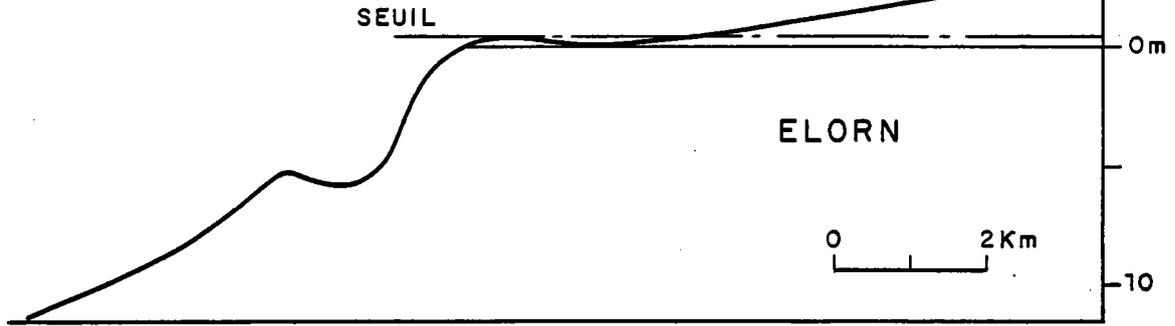
On peut y distinguer trois secteurs : la rade nord où débouche l'Elorn, la rade centrale à l'Ouest d'une ligne reliant la pointe nord de l'île Longue à la Pointe de l'Armorique et cette dernière à l'embouchure de la Penfeld, la rade sud échancree de nombreuses petites baies où débouchent de nombreux petits fleuves tels la Mignonne, la Rivière du Faou ou l'Aulne. Les profondeurs maximums de l'ordre de 25 m sont situées dans la rade centrale.

Le Passage

Landerneau

75

FIG. 44 - Profil en long des rias de l'Elorn et de l'Aulne.



Tere nez

Le Passage Lanvian

Gully_Glaz

SEUIL

AULNE

0 4 Km

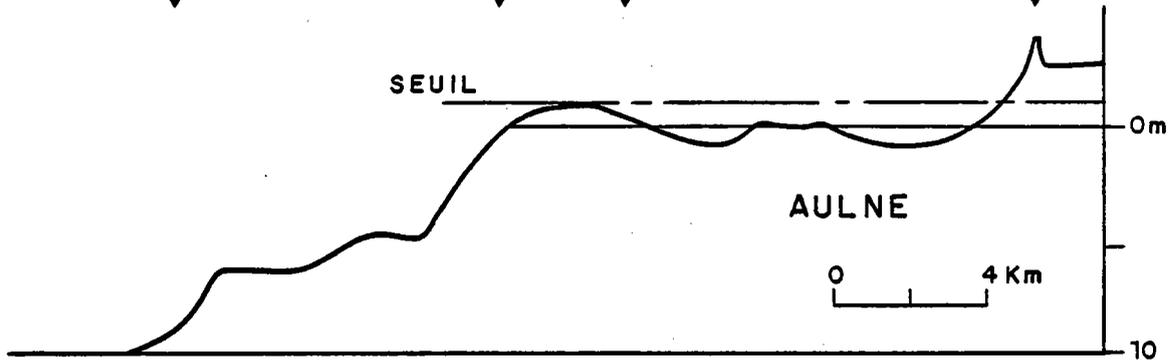
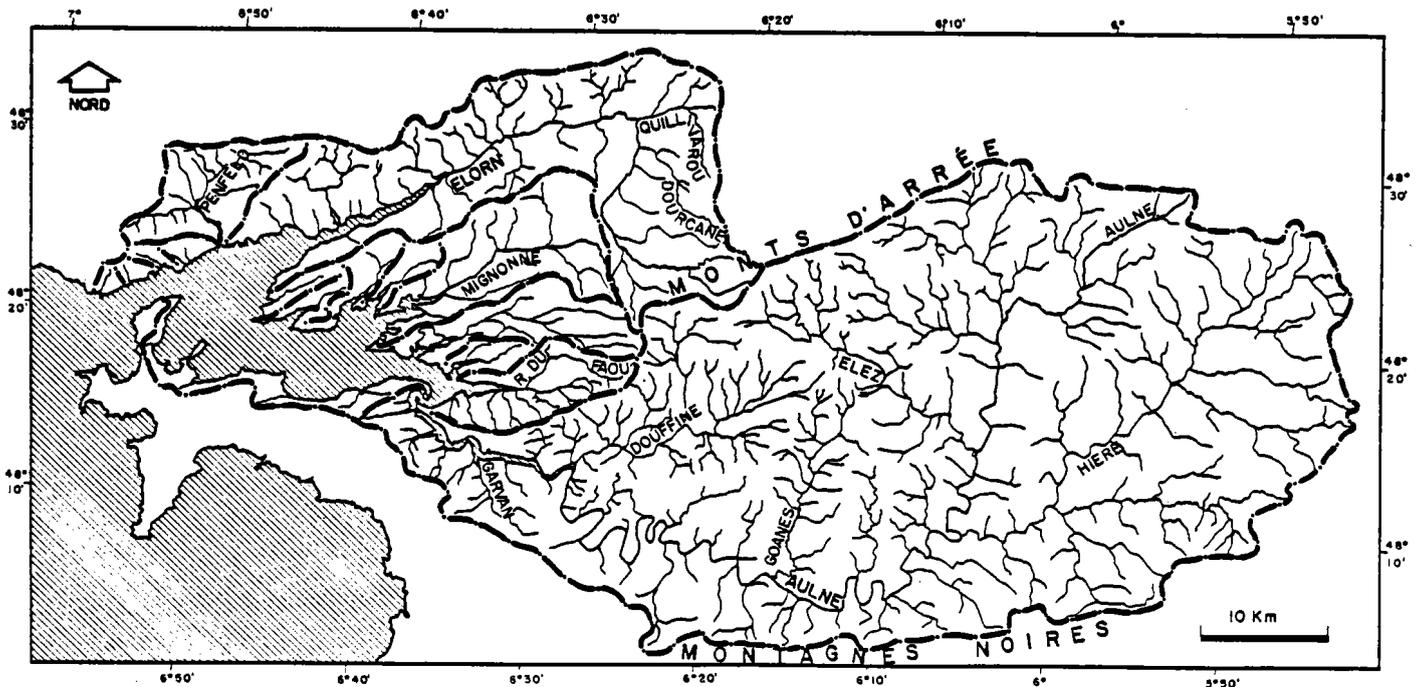


FIG. 45 - Bassins versants de la rade de Brest (d'après le SAUM de la rade)



Nous avons évalué le volume d'eau de la rade en mesurant, à l'aide d'un planimètre OTT, les surfaces comprises entre les isobathes 20 m, 10 m, 5 m et le zéro hydrographique, d'après la carte de la Rade de Brest du Service Hydrographique de la Marine, n° 6098.

On a obtenu :

- Surface comprise à l'intérieur de l'isobathe de 20 m.....	23 143 900 m ²
- Surface comprise entre 20 m et 10 m.....	40 285 700 m ²
- Surface comprise entre 10 m et 5 m.....	22 279 400 m ²
- Surface comprise entre 5 m et 0 m des cartes marines.....	73 062 600 m ²
- Surface comprise entre 0 m et le trait de côte.....	22 500 000 m ²
Total.....	181 211 600 m²
- Surface obtenue par mesure directe.....	189 810 000 m ²
- Surface totale adoptée.....	185 000 000 m ²
- Volume à pleine mer de V.E. (coef. 95).....	2 807 997 000 m ³
- Volume à basse mer de V.E.....	1 770 665 240 m ³
- Volume de marnage.....	1 037 331 760 m ³
- Volume à pleine mer de M.E. (coef. 45).....	2 536 887 440 m ³
- Volume à basse mer de M.E.....	2 042 699 800 m ³
- Volume de marnage.....	494 187 640 m ³

Un chenal (fig. 43) peut être suivi depuis le Goulet jusqu'à Landévernec, sa profondeur diminue de -46 m à -28 m au niveau de la Pointe de Bendi. Le fond de ce chenal paraît accidenté par des seuils au niveau de la Cormorandière, de la Pointe de l'Armorique, et entre les pointes de Doubidi et de Lanvéoc, ces localisations suggèrent qu'ils correspondent à des remontées du substrat rocheux.

A la Traverse de l'Hôpital, le chenal est interrompu par un seuil situé vers -5 m, suivi d'un rebroussement brutal du chenal vers le Sud-Ouest, il s'agirait, selon VACHER (1919) et GUILCHER et PRULEAU, d'un méandre accusé de l'ancien cours fluviatile de l'Aulne, partiellement colmaté lors de la dernière transgression. Quelques profils "sparker" devraient permettre de confirmer cette hypothèse.

Les rias de l'Elorn et de l'Aulne présentent chacune un seuil dans leur zone avale. Relativement peu marqué dans le cas de l'Elorn (fig. 44), ce seuil a une amplitude de 3 m dans la Ria de l'Aulne à Lanvian (fig. 44). La localisation de ces seuils, au voisinage du zéro des cartes marines, n'est probablement pas fortuite. La rade et les rias qui y débouchent constituent donc un dispositif morphologique particulièrement complexe. Il nous appartiendra de mettre en évidence les modalités de son fonctionnement, tributaires de son isolement relatif par rapport à l'Iroise, de l'étroitesse et de la longueur des rias et de la faiblesse des débits fluviaux (tableau 4, fig. 45).

TABL. 4 - Débit des fleuves tributaires de la Rade de Brest.

Fleuve	Surface du bassin versant km ²	Etiage m ³ /s		Débit moyen annuel m ³ /s	Crue en m ³ /s	
		Extrême	D.C.E. 10		D.C.C. 10	Extrême
Penfeld	69	0,030	0,080	0,60	2,20	4,0
Elorn	403	0,325	0,860	5,65	22,55	38,8
Mignonne	115	0,100	0,280	1,90	7,50	13,0
Hôpital	69	0,060	0,170	1,10	4,50	8,0
Faou	55	0,040	0,110	0,80	3,00	5,5
Douffine	176	0,250	0,500	3,00	12,00	30,8
Aulne	1 842	0,650	1,300	24,00	118,00	163,0
Garvon	26	0,040	0,100	0,90	2,30	4,5
	2 755			37,95		

D.C.C. 10 - Débits de crue n'étant dépassés que durant 10 jours par an.

D.C.E. 10 - Débits d'étiage tels que 10 mesures seulement lui sont inférieures.

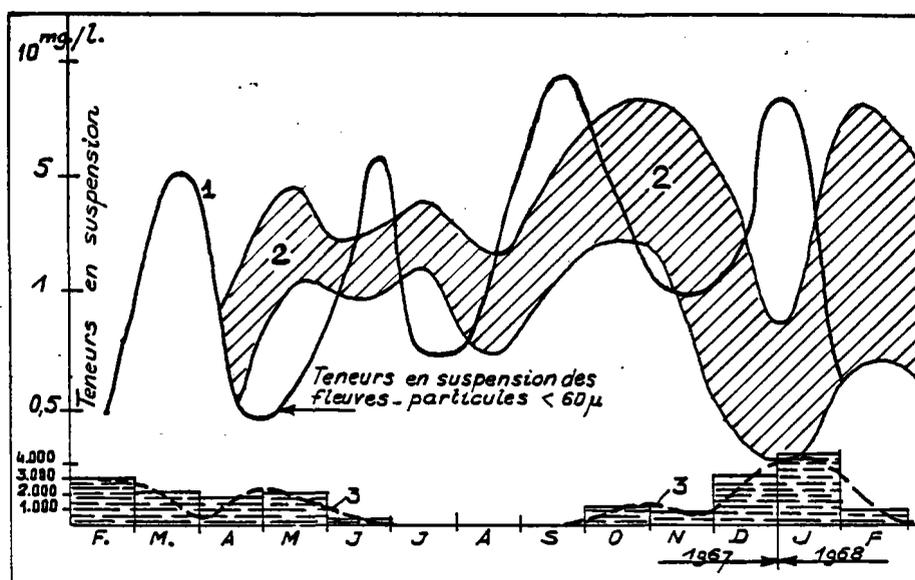


FIG. 46 - Teneurs en suspension des eaux des fleuves et des eaux de la rade, de février 1967 à février 1968. Importance des perturbations atmosphériques (chiffrees en kilomètre de vent de vitesse supérieure à 10 m/s ayant soufflé au cours des différents mois).

2 - Apports des petits fleuves tributaires de la Rade de Brest

a) Débits liquides, débits solides et débits en solution

La majeure partie des eaux de ruissellement du Finistère central se jette dans la Rade de Brest (fig. 45). Le bassin versant de l'Aulne ($1\,842\text{ km}^2$) est le plus important, il draine le Bassin de Châteaulin. Le bassin de l'Elorn est beaucoup plus réduit, 346 km^2 pour l'Elorn proprement dit. En effet, l'Elorn et la Penfeld ($66,8\text{ km}^2$) ne reçoivent du Nord que de très courts affluents. L'Elorn, sur sa rive sud, ne reçoit également que de courts affluents. En effet, toute une série de petits fleuves, dont la Mignonne, la Rivière de l'Hôpital, la Rivière du Faou sont des cours d'eau indépendants, drainant au total 278 km^2 et débouchant dans les rias de la rade orientale. On peut noter encore que le bassin versant des fleuves de la partie méridionale de la rade est insignifiant ($30,8\text{ km}^2$). Là aussi, la ligne de partage des eaux défavorise la rade au bénéfice de la Baie de Douarnenez. En dernière analyse, le rôle essentiel est donc tenu par l'Aulne qui, à Châteauneuf, n'ayant pourtant pas reçu encore son affluent principal, présente un débit moyen annuel de $22\text{ m}^3/\text{s}$. Les régimes de ces fleuves montrent un maximum des débits en février et un minimum en septembre-octobre.

Les teneurs en suspension des petits fleuves tributaires de la Rade de Brest ont été mesurées sur des échantillons prélevés périodiquement depuis le début de l'année 1967 jusqu'à la fin de l'année 1968. L'évolution de la moyenne des teneurs est représentée sur la figure 46. L'existence d'une station de jaugeage sur la rivière Douffine, affluent de l'Aulne, nous a permis de calculer son débit solide en suspension et l'apport en matériaux dissous par intégration planimétrique de la courbe des débits solides par seconde en fonction du temps. Nous avons obtenu pour le débit solide total de la Douffine, entre le 8 février et le 12 décembre 1967, une valeur de 665 tonnes pour un débit liquide moyen de $3\text{ m}^3/\text{s}$. La somme des débits moyens des fleuves tributaires de la rade est d'environ $39\text{ m}^3/\text{s}$, soit un débit liquide annuel d'environ $1\,230.10^6\text{ m}^3$. Si nous prenons pour base de calcul l'apport en suspension de la Douffine, nous obtiendrions pour l'ensemble des cours d'eau tributaires de la rade un apport total annuel en suspension d'environ 10 000 tonnes de sédiments secs.

On sait qu'en Loire le débit solide, même au cours des années les plus défavorables, comme 1959, ne s'abaisse pas au-dessous de $21,8\text{ gr/m}^3$; en appliquant cette valeur au débit moyen annuel des fleuves de la Rade de Brest, on obtiendrait 26 800 tonnes. Mais il faut considérer que dans le premier cas il s'agit d'un vaste bassin versant drainé par de nombreux cours d'eau vers un seul exutoire dont la compétence de transport est considérable, tandis que dans le deuxième cas, ce sont de nombreux petits cours d'eau dont les bassins versants sont peu étendus. Cependant, nous devons signaler qu'en décembre 1967 la Douffine a présenté pendant quelques heures un débit liquide de $5,7\text{ m}^3/\text{s}$ et un débit solide de 4,9 tonnes/heure. Ce fait souligne l'importance des crues, même de faible durée, dans les transports de matériaux en suspension et montre que notre estimation du débit solide basée sur une seule année d'observation doit être considérée comme une première approximation.

En ce qui concerne le matériel dissous de la Douffine, pour la période du 5 juillet au 12 décembre 1968, les apports ont atteint 5 700 tonnes, soit 10 fois le tonnage en suspension de l'année entière. L'ordre de grandeur de nos mesures est confirmé par des analyses effectuées sur

les eaux du Trieux qui ont fourni une concentration minimale de 110 mg/l.

BASSOULET a estimé les apports en suspension de l'Aulne pour 1977 à 8 000 tonnes. Compte tenu que l'Aulne représente à elle seule 65 % de la totalité des débits liquides, on peut estimer à 12 000 tonnes, à partir de cette valeur, les apports solides en rade pour cette année. Cette évaluation est très voisine de l'évaluation que nous avons effectuée pour l'année 1967 (caractérisée par des pluviosités comparables) à partir des apports de la Douffine.

b) Minéralogie des sédiments en suspension

Cette étude minéralogique des apports fluviaux permettra une comparaison avec la composition des sédiments en suspension dans les eaux et les sédiments de la rade.

- L'Elorn

Les apports reflètent fidèlement la composition minéralogique moyenne des limons ; les minéraux sont : quartz, micas, chlorite, kaolinite, illite ; à noter la grande rareté des feldspaths. Ce phénomène a déjà été observé en Loire (BERTHOIS et AUFFRET, 1970a).

- La Mignonne

Les sédiments en suspension offrent une grande variété minéralogique : quartz, mica, illite, chlorite, kaolinite, chloritofide, pyrophyllite, sidérite. En décembre 1967, la sidérite est abondante, à la même époque le chloritofide est bien représenté à côté des phyllites. En janvier 1968, la sidérite est encore abondante, ce minéral est donc un composant notable des apports sédimentaires actuels. Il en va de même de la pyrophyllite.

- Le Faou

La pyrophyllite est bien caractérisée. Elle accompagne les minéraux ordinaires : quartz, mica, illite, chlorite, kaolinite et sa teneur augmente dans la fraction fine.

- L'Aulne

Les apports sont riches en minéraux phylliteux : mica, illite, chlorite, kaolinite, la fraction fine était riche en sidérite en février 1968.

- La Douffine

Les minéraux sont : quartz (plus abondant que dans l'Aulne), chlorite, kaolinite, pyrophyllite.

3 - Hydrologie de la rade

Quatre campagnes de mesures hydrologiques et courantologiques ont été réalisées en rade en septembre-octobre 1966 et février-mars 1967. En outre, de février 1967 à juillet 1968, des observations hydrologiques ont été réalisées régulièrement en 6 stations (pour des conditions de marées identiques).

a) Mesures de septembre-octobre 1966 (tableaux 5 à 7, figs 47 à 52)

Il est intéressant d'observer que la salinité moyenne par poste évolue peu entre la morte eau et la vive eau ; au poste amont (III et IV) la salinité moyenne est légèrement plus faible malgré l'augmentation du marnage.

b) Mesures de février-mars 1967 (tableaux 8 à 10, figs 53 à 58)

Les mêmes remarques que précédemment peuvent être faites. Les salinités sont cependant plus faibles : de 2 à 3 ‰.

Nous avons calculé les valeurs de I_s et de I_c pour les mesures effectuées en septembre-octobre 1966 et février-mars 1967. Pour chacune de ces époques, une campagne de mesures a été réalisée en marée de morte eau et en marée de vive eau.

c) Indice de HANSEN et RATTRAY

Le report des valeurs de I_s et de I_c sur l'abaque de HANSEN et RATTRAY (fig. 42) permet d'évaluer la valeur de v pour les différentes conditions hydrologiques.

- *Etiage morte eau (1)*

Les valeurs de v sont soit inférieures à 0,01 (poste I et II) (advection dominante avec faible stratification), soit voisines de 0,50 (poste III, IV, V) : intrusion saline par advection et diffusion avec faible stratification. Cette situation doit correspondre, en outre, avec le modèle 3 de PRITCHARD (estuaire partiellement mélangé avec débit fluvial faible par rapport au marnage et individualisation de chenaux de flot et de jusant).

- *Etiage vive eau (2)*

La tendance ci-dessus doit être renforcée car les mesures faites ont révélé en surface une vitesse résiduelle dirigée vers l'amont ; il est vraisemblable que si les mesures avaient été réalisées sur une transversale des zones à écoulement permanent vers l'aval auraient été mises en évidence.

Au poste III, la valeur de v est de l'ordre de 0,2. L'advection est donc dominante, la stratification saline relativement peu élevée. Au poste II, advection et diffusion sont équilibrées, tandis qu'en V la diffusion est prédominante, tandis que la stratification est peu marquée.

FIG. 47 - Teneur virtuelle en eau douce des différentes zones de la rade en septembre-octobre 1966 (morte-eau, mi-marée)

Septembre-Octobre 1966 coeff 45

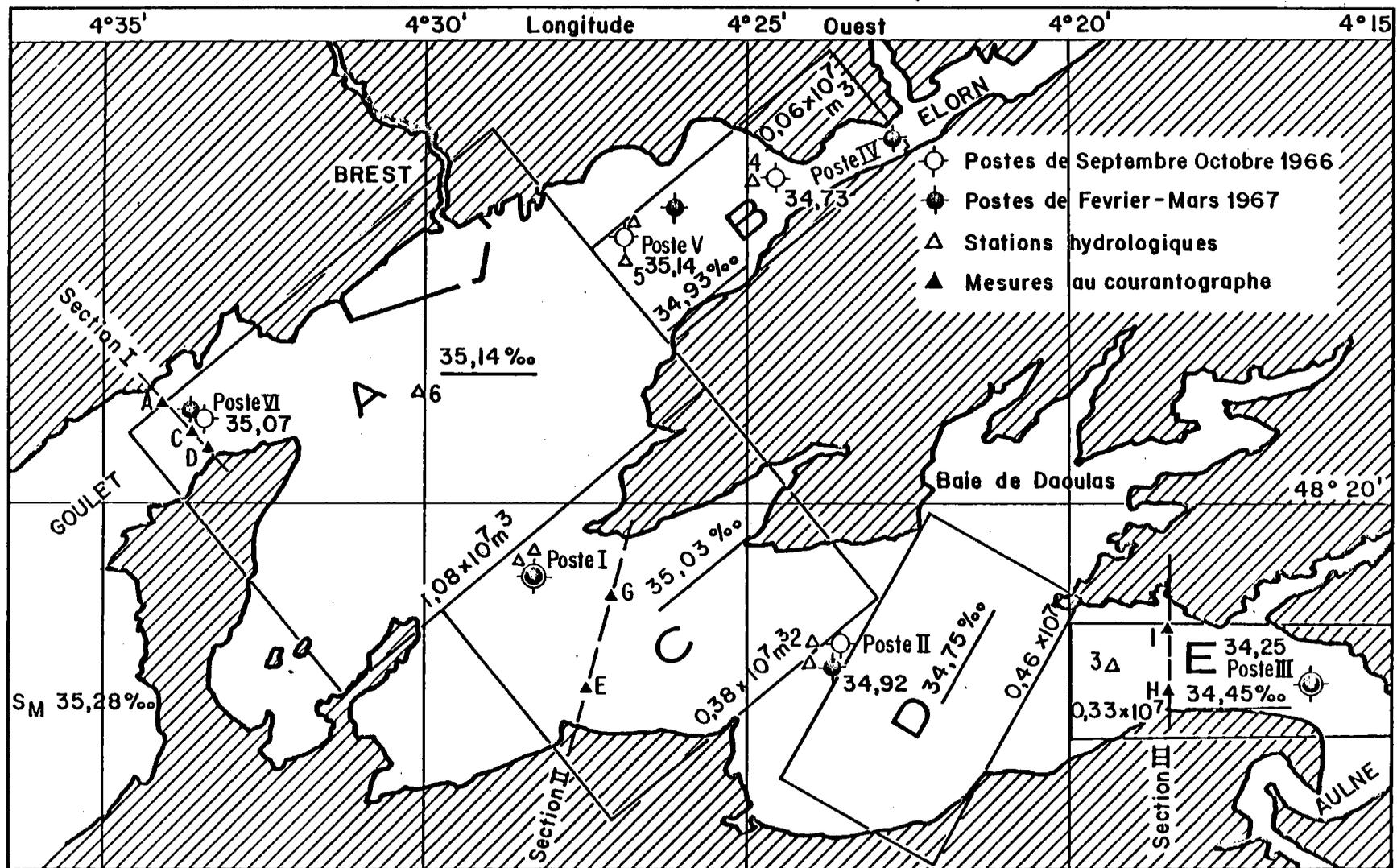


FIG. 48 - Teneurs en suspension dans les eaux de la rade
 Septembre-octobre 1966 (morte-eau, mi-marée)

Septembre Octobre 1966 ME

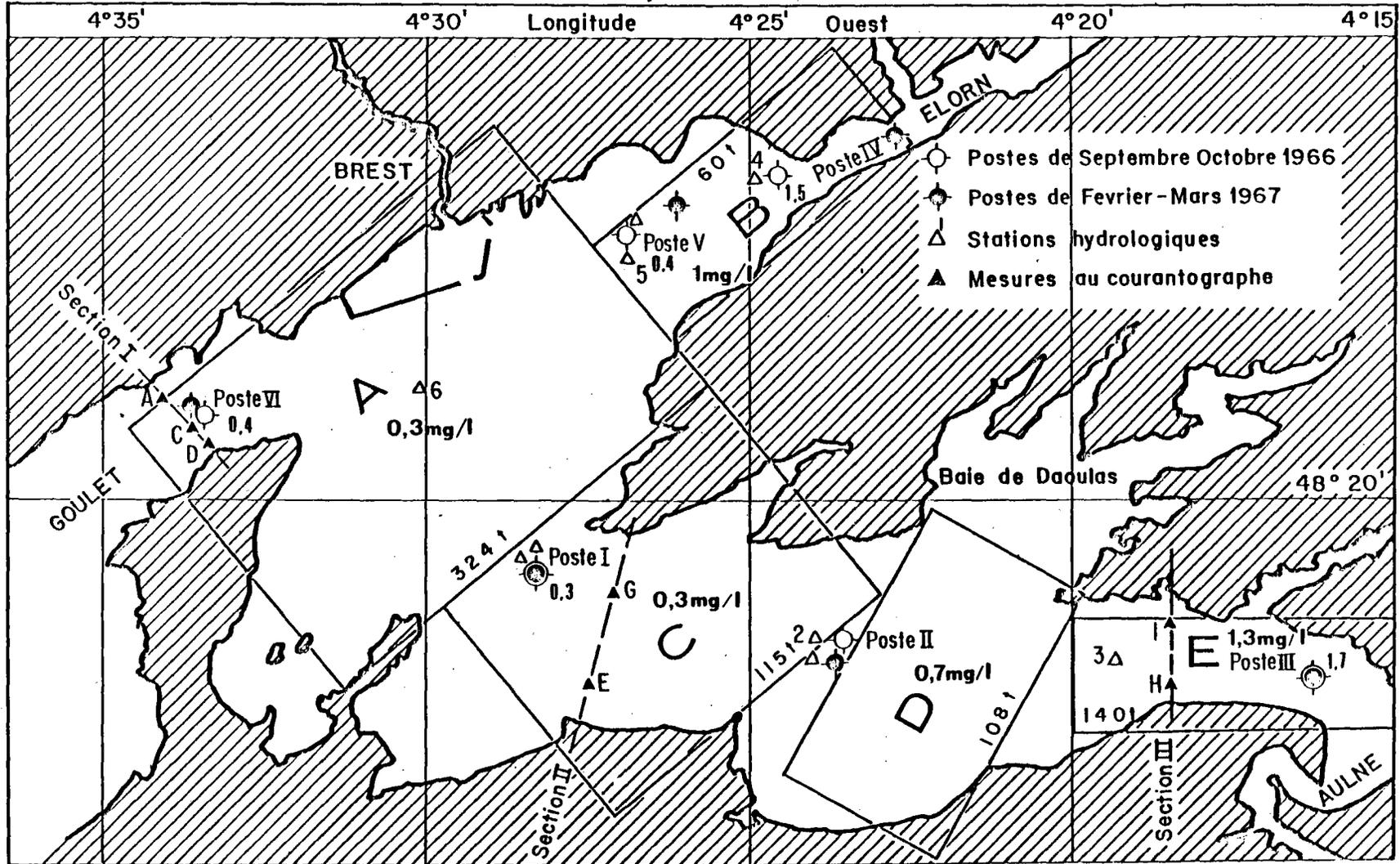


FIG. 49 - Teneur virtuelle en eau douce des différentes zones de la rade en septembre-octobre 1966 (vive-eau, mi-marée)

Septembre-Octobre 1966 . coeff 95

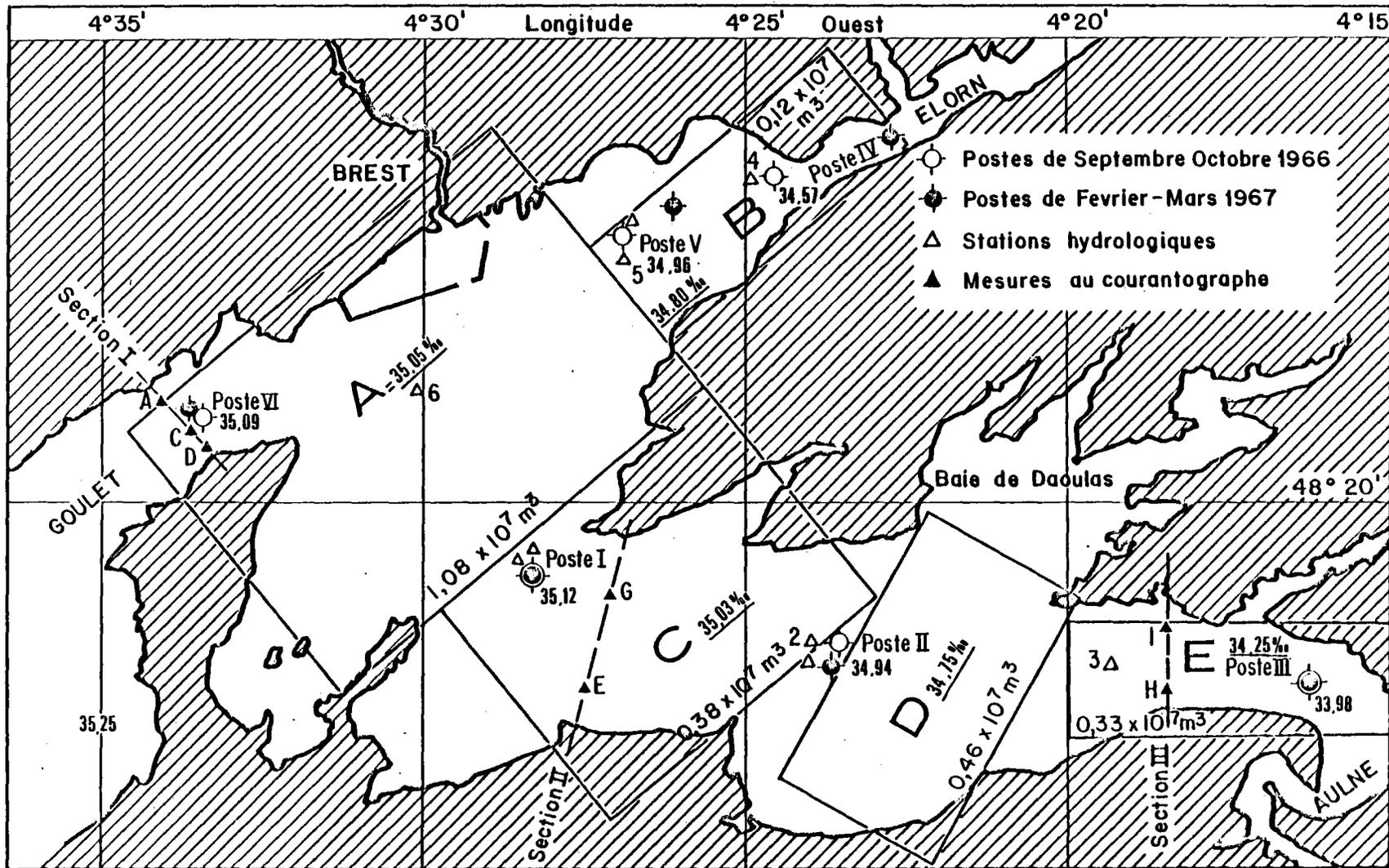
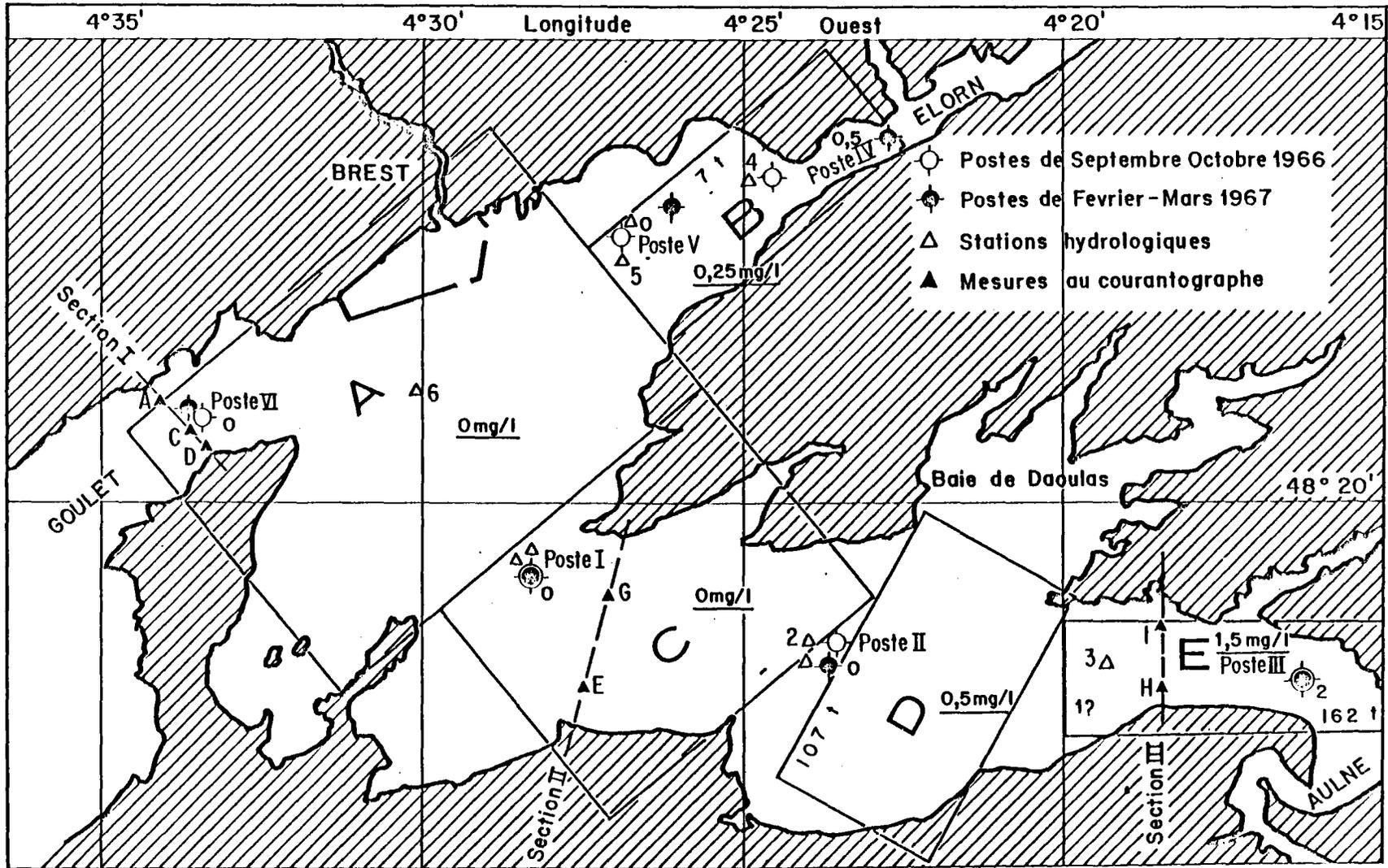
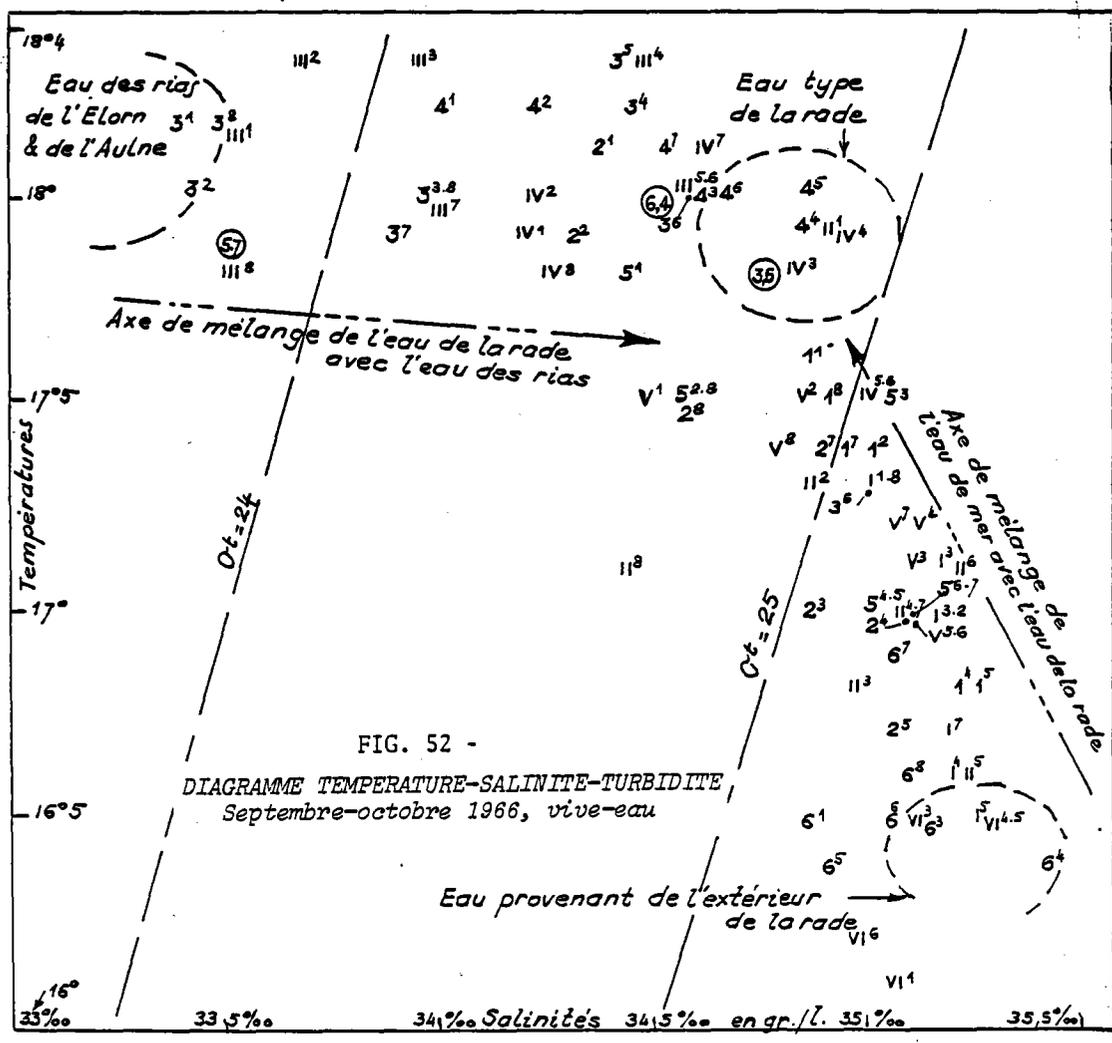
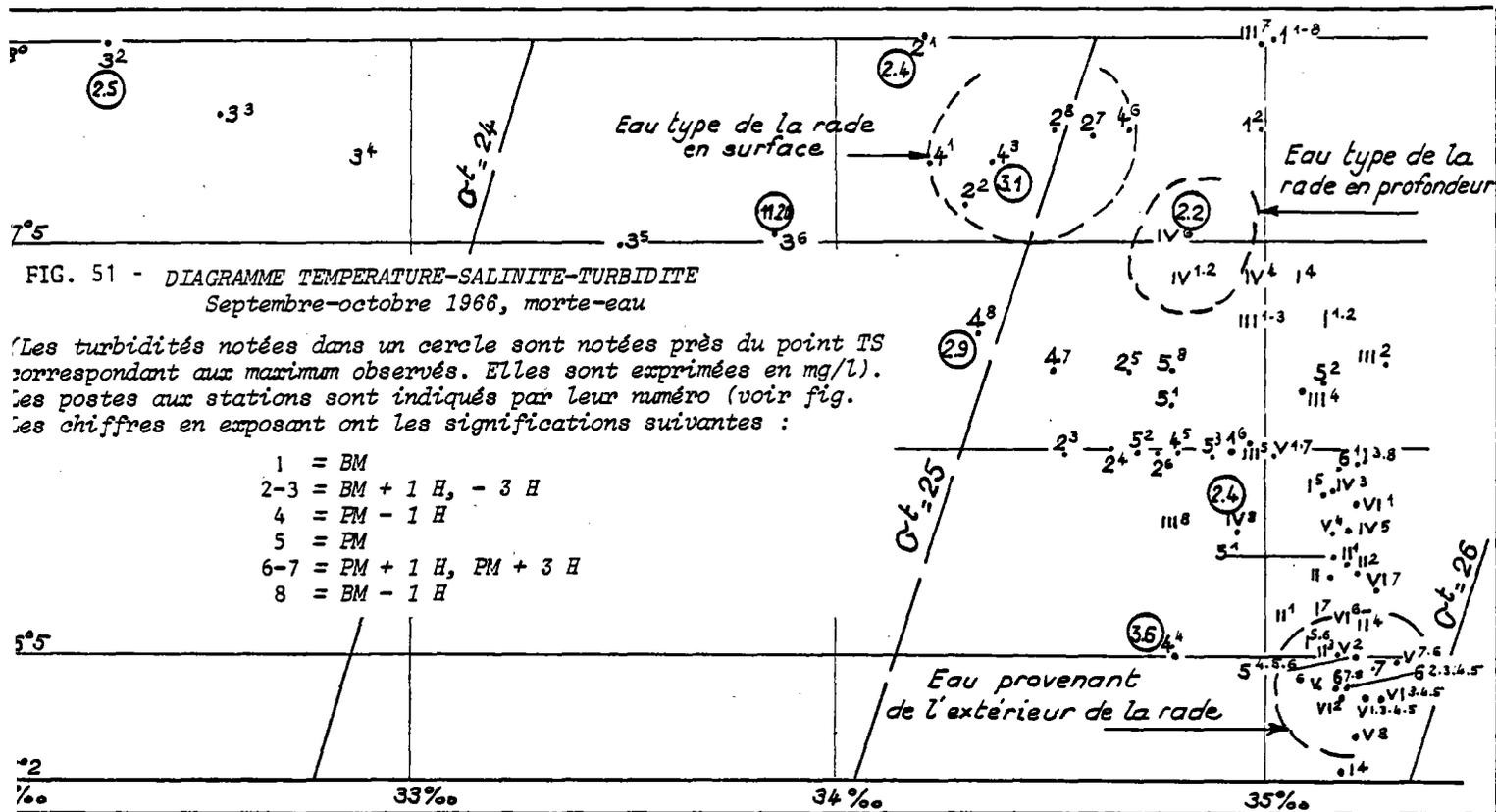


FIG. 50 - Teneurs en suspension dans les eaux de la rade
 Septembre-octobre 1966 (vive-eau, mi-marée)

Septembre Octobre 1966 VE





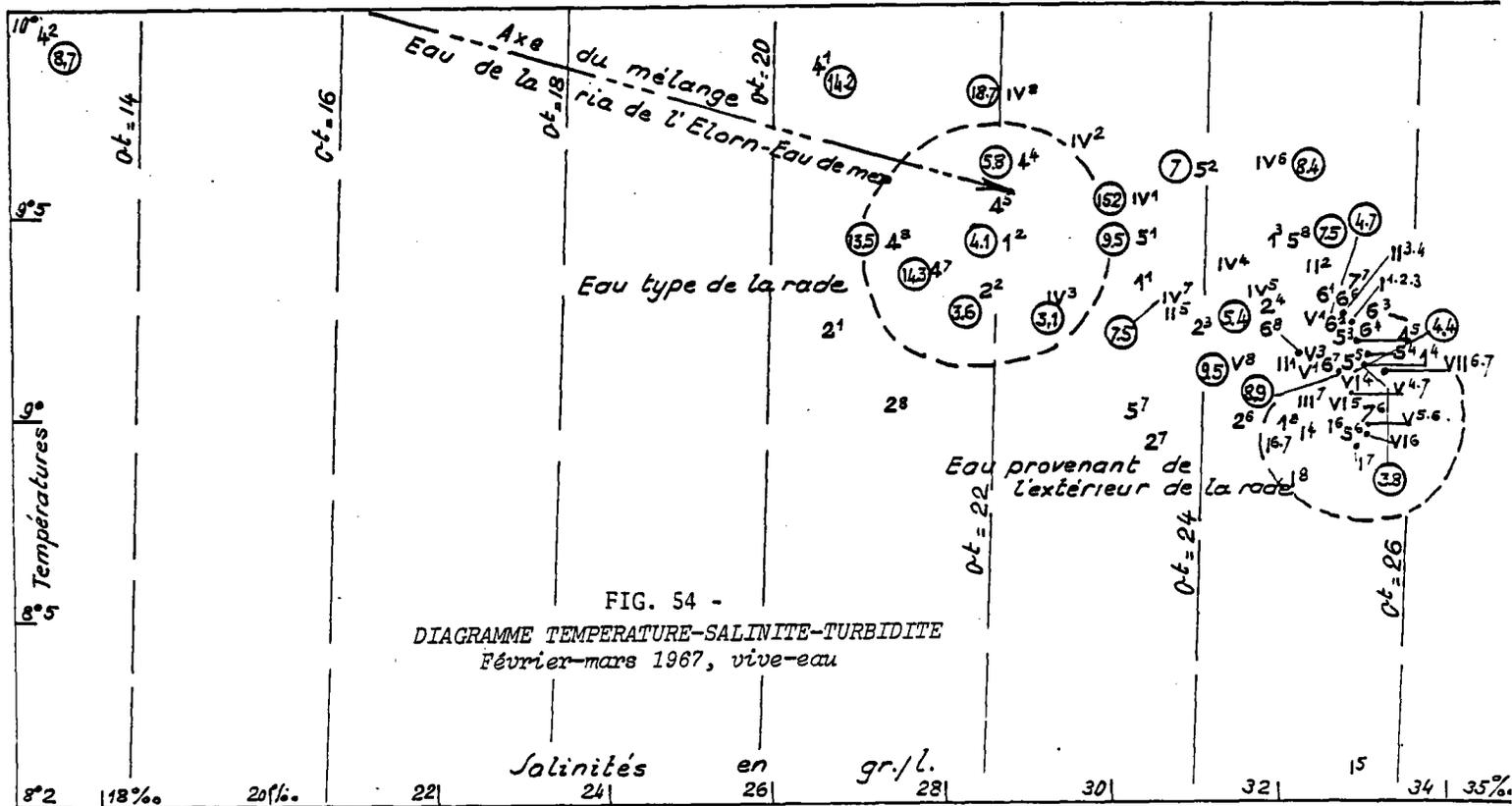
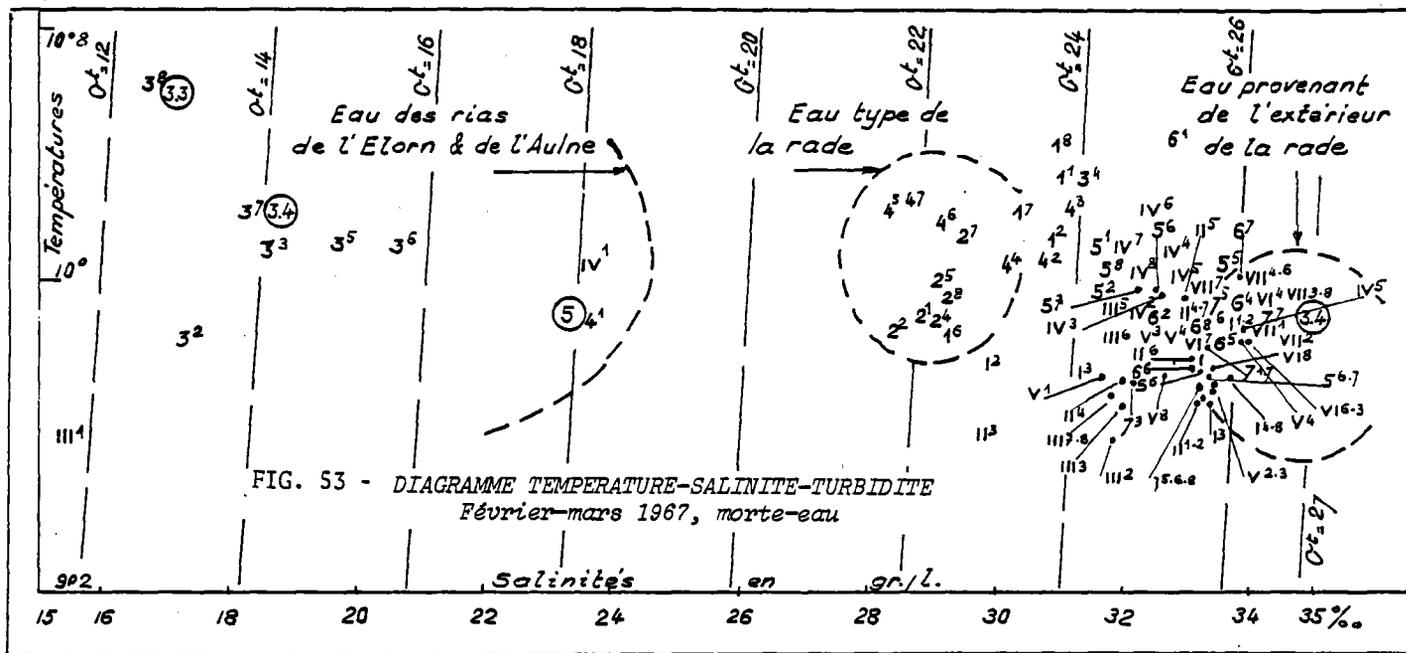


FIG. 55 - Teneur virtuelle en eau douce des différentes zones de la rade en février-mars 1967 (morte-eau, mi-marée)

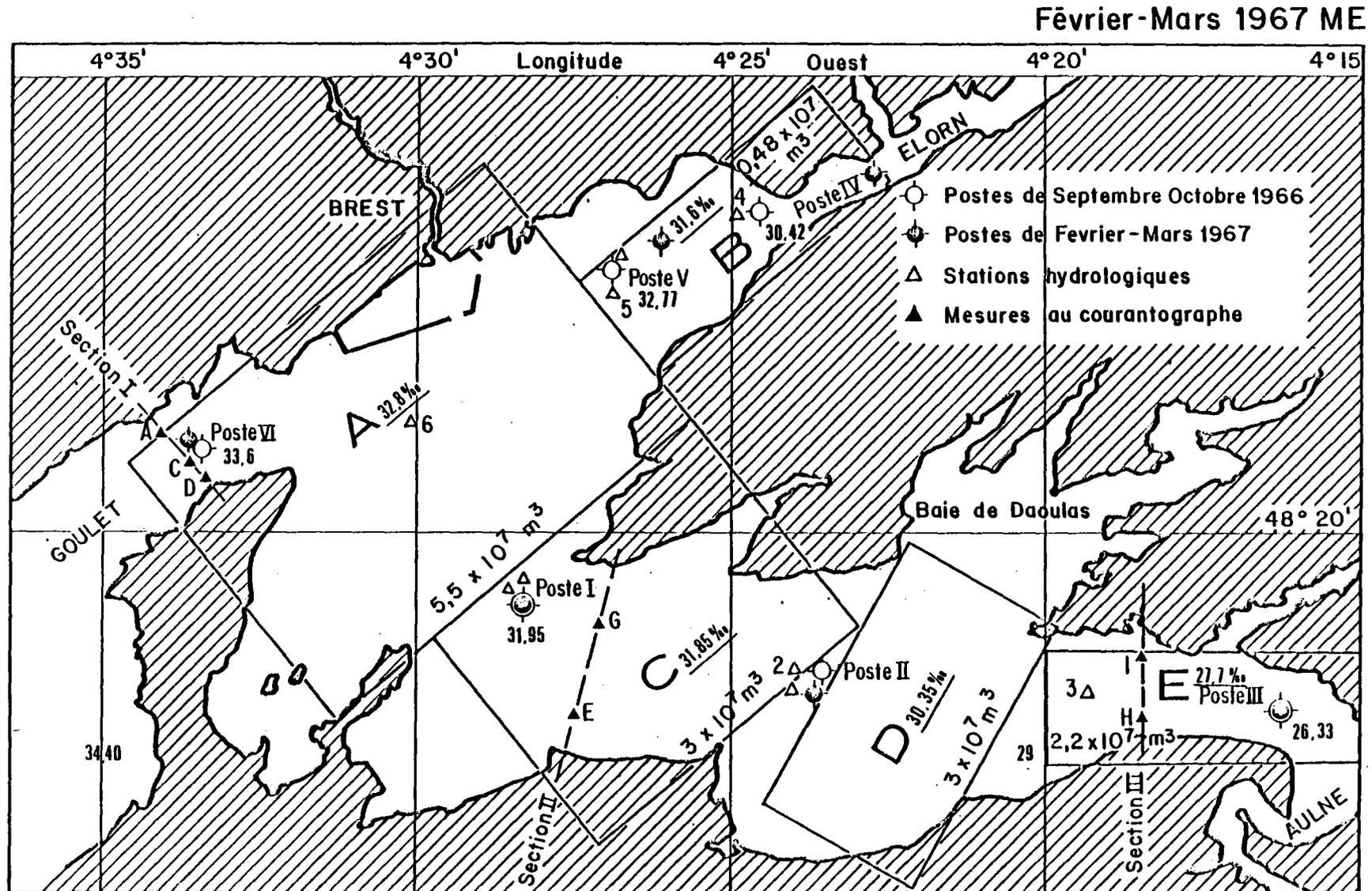


FIG. 56 - Teneurs en suspension dans les eaux de la rade
(morte-eau, mi-marée)

Février Mars 1967 ME

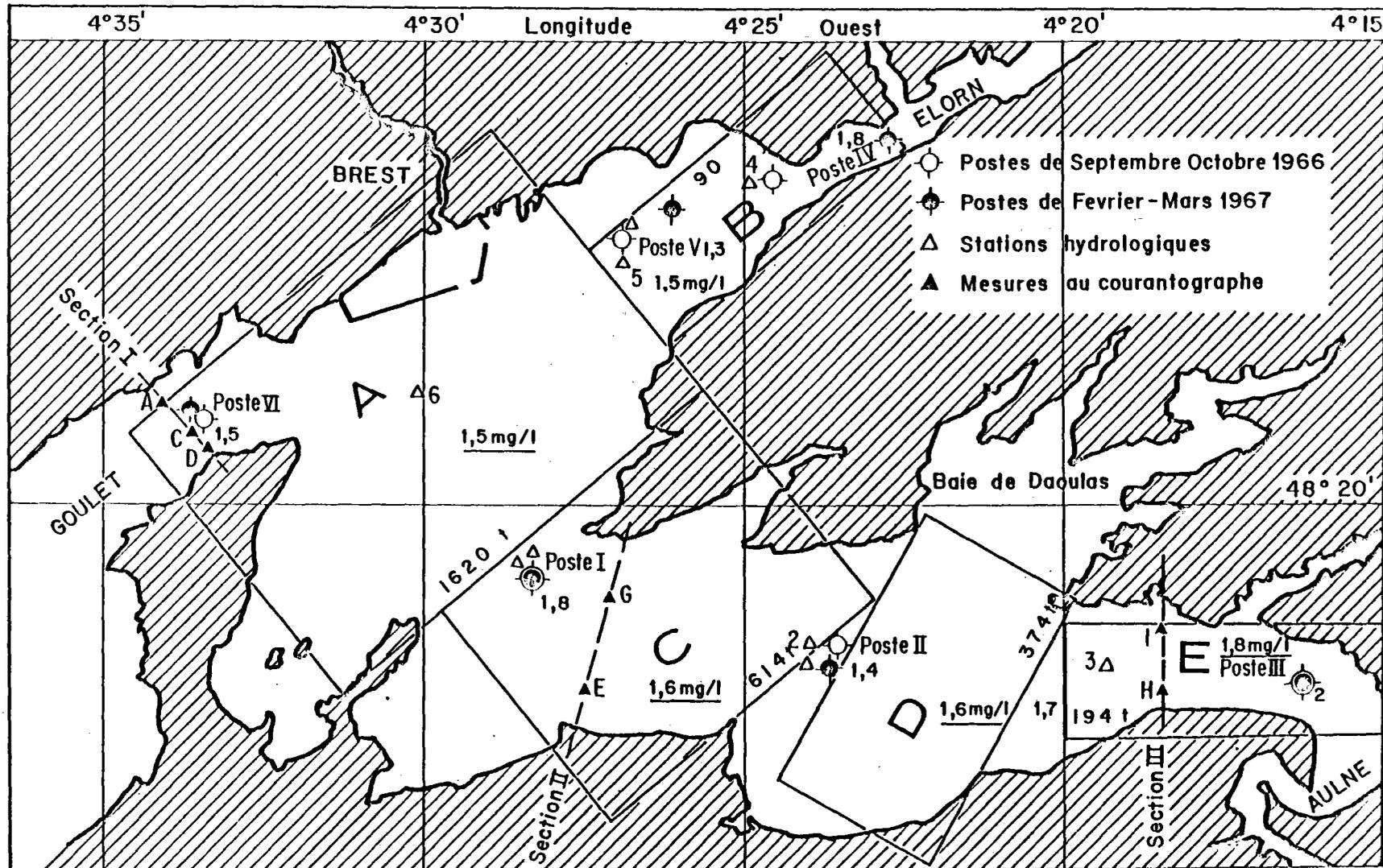


FIG. 57 - | Teneur virtuelle en eau douce des différentes zones de la rade en février-mars 1967 (vive-eau, mi-marée)

Fevrier - Mars 1967 VE

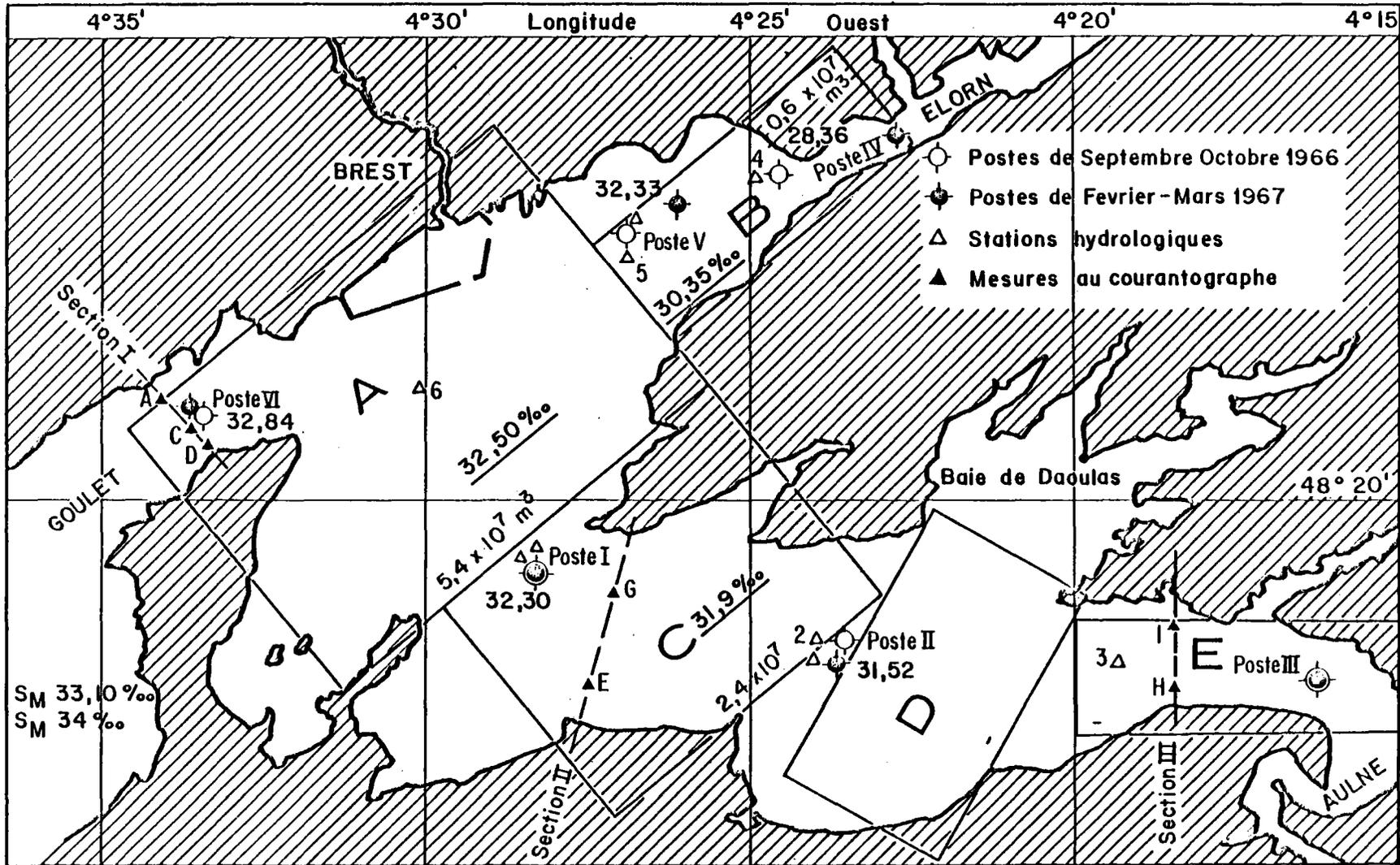
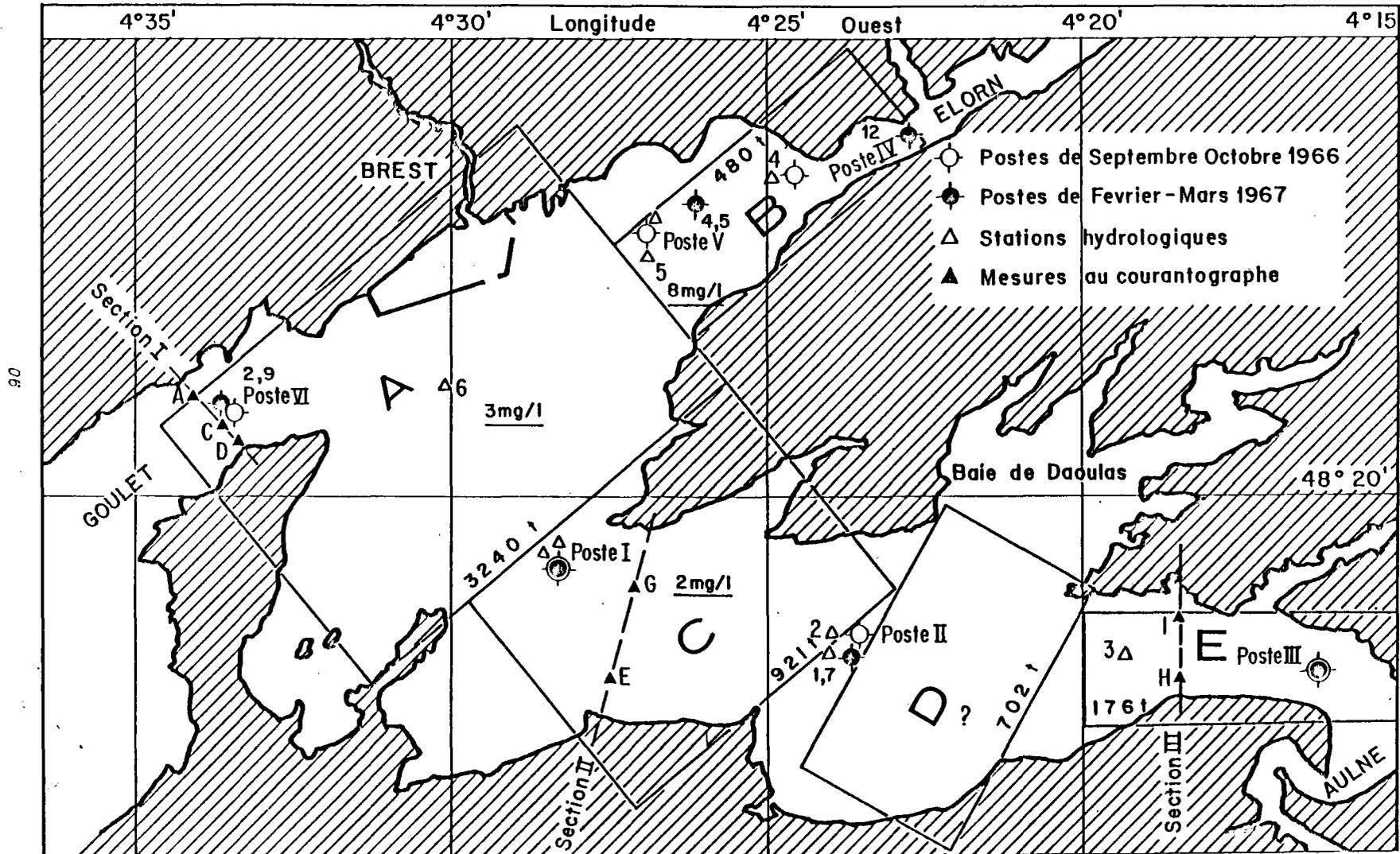


FIG. 58 - Teneurs en suspension dans les eaux de la rade
(vive-eau, mi-marée)

Fevrier-Mars 1967 VE



TABL. 5 - Indices de stratifications en étiage.

Septembre - Octobre 1966							
Stations	Coefficient 45			Coefficient 95			
	ΔS	SM	Is	ΔS	SM	Is	
I	0,16	35,14	0,0046	0,05	35,12	0,0014	
II	0,66	34,92	0,0189	0,23	34,94	0,006	
III	1,06	34,25	0,0309	0,09	33,99	0,0026	
				0,12	33,97	0,0035	
IV	0,51	34,73	0,0147	0,16	34,57	0,0046	
V	0,39	35,14	0,0111	0,10	34,96	0,0029	
VI	0,02	35,07	0,0006	0,12	35,09	0,0034	

TABL. 6 - Indices de circulation en étiage.

Septembre - Octobre 1966							
Poste	Coefficient 45				Coefficient 95		
	Vrs _{cm/s}	Débit	Sm ²	v _{f1} _{cm/s}	Ic	Vrs _{cm/s}	IC
I	4,1	8	66 690	0,012	346	0	0
II	12,4	8	62.700	0,012	1 033	20,8	233
III	8,6	8	9 975	0,08	108	8	100
IV	4,6	2	6 840	0,03	155	0	0
V	5,7	8	18 810	0,04	144	3,91	98

TABL. 7 - Nombre d'estuaires en étiage.

Septembre 1966

Coefficient 45

Poste	V_{flt} m/s	Hm	ghm	\sqrt{gHm}	Nf	Nf^2	Ω	TQf1 m^3	$\Omega/TQf1 \times 2$	Ne
III	0,10	16	150	12,6	0,008	0,000064	8×10^4	45×10^4	0,08	5×10^{-6}
II	0,10	24	240	15,5	0,006	0,000036	120×10^6	"	130	5×10^{-3}
I	0,20	28	280	16,7	0,012	0,000144	216×10^6	"	240	3×10^{-2}
VI	0,57	33	330	18,2	0,031	0,000961	500×10^6	"	550	5×10^{-2}
V	0,14	13	130	11,4	0,012	0,000144	48×10^6	"	50	7×10^{-3}
IV	0,19	10	100	10	0,019	0,000361	3×10^4	9×10^4	10^{-3}	4×10^{-7}

Coefficient 95

III	0,70	17	170	13,03	0,053	0,0028	16×10^4	45×10^4	0,16	10^{-5}
II	0,74	24	240	13,5	0,047	0,0022	240×10^6	"	260	10^{-2}
I	0,75	28	280	16,7	0,045	0,0020	432×10^6	"	480	6×10^{-2}
VI	1,4	33	330	18,2	0,077	0,0059	1000×10^6	"	1100	10^{-1}
V	0,5	13	130	11,4	0,043	0,0018	96×10^6	"	100	14×10^{-3}
IV	0,70	13	130	11,4	0,061	0,0037	6×10^4	9×10^4	2×10^{-3}	8×10^{-7}

TABL. 8 - Indices de stratification en crue.

Février-Mars 1967							
Stations	Coefficient 45			Coefficient 95			
	Δ S	SM	Is	Δ S	SM	Is	
I	2,91	31,95	0,0911	0,71	32,30	0,0219	
II	3,96	31,69	0,125	2,37	31,52	0,075	
III	11,32	26,33	0,4299	Pas de mesures			
IV	2,54	30,42	0,0835	4,79	28,36	0,1688	
V	1,06	32,77	0,0323	0,79	32,33	0,0244	
VI	0,77	33;60	0,0229		32,84		
VII	1,29	33,61	0;0384	Pas de mesures			

TABL. 9 - Indices de circulation en crue.

Février-Mars 1967							
Poste	Vrs cm/s	Débit	Sm ²	Vfl cm/s	I _c 45	Vrs cm/s	I _c 95
I	3	90	66 690	0,13	23	4,5	34
II	4,9	90	62 700	0,14	35	2,6	18,5
III	0	90	9 975	0,9	0	pas de mesures	
IV	2,2	10	6 840	0,14	15,7	8,5	60,7
V	6,5	90	18 810	0,47	13,8	2,58	5,5

TABL. 10 - Nombre d'estuaires en crue.

Février-mars 1967

Poste	V _{FLT}	Hm	gHm	V _{gHm}	NF	NF ²	Ω	TQf1 m ³	Ω/TQf1 x 2	Ne
III	0	16	160	12,6	0	0	8 x 10 ⁴	45 x 10 ⁵	0,08	0
II	0,23	32	320	17,8	0,0129	0,00016	120x10 ⁶	"	13	10 ⁻²
I	0	29					216x10 ⁶	"	24	0
VI	0,5	42	420	20,5	0,024	0,00059	500x10 ⁶	"	55	3 x 10 ⁻²
V	0,3	20	200	14,14	0,021	0,00045	48x10 ⁶	"	5	2 x 10 ⁻³
IV	0,3	16	160	12,6	0,023	0,00056	3x10 ⁴	90 x 10 ⁴	10 ⁻⁴	0
II	0,40	31	310	17,6	0,022	0,00051	240x10 ⁶	45	26	10 ⁻²
II	0,90	29	290	17,02	0,052	0,002	432x10 ⁶	"	48	10 ⁻¹
IV	0,35	16	160	12,6	0,027	0,0007	6x10 ⁴	90 x 10 ⁴	2 x 10 ⁻⁴	0
VI	1,6	40	400	20	0,08	0,0064	1000x10 ⁶	45	110	7 x 10 ⁻¹

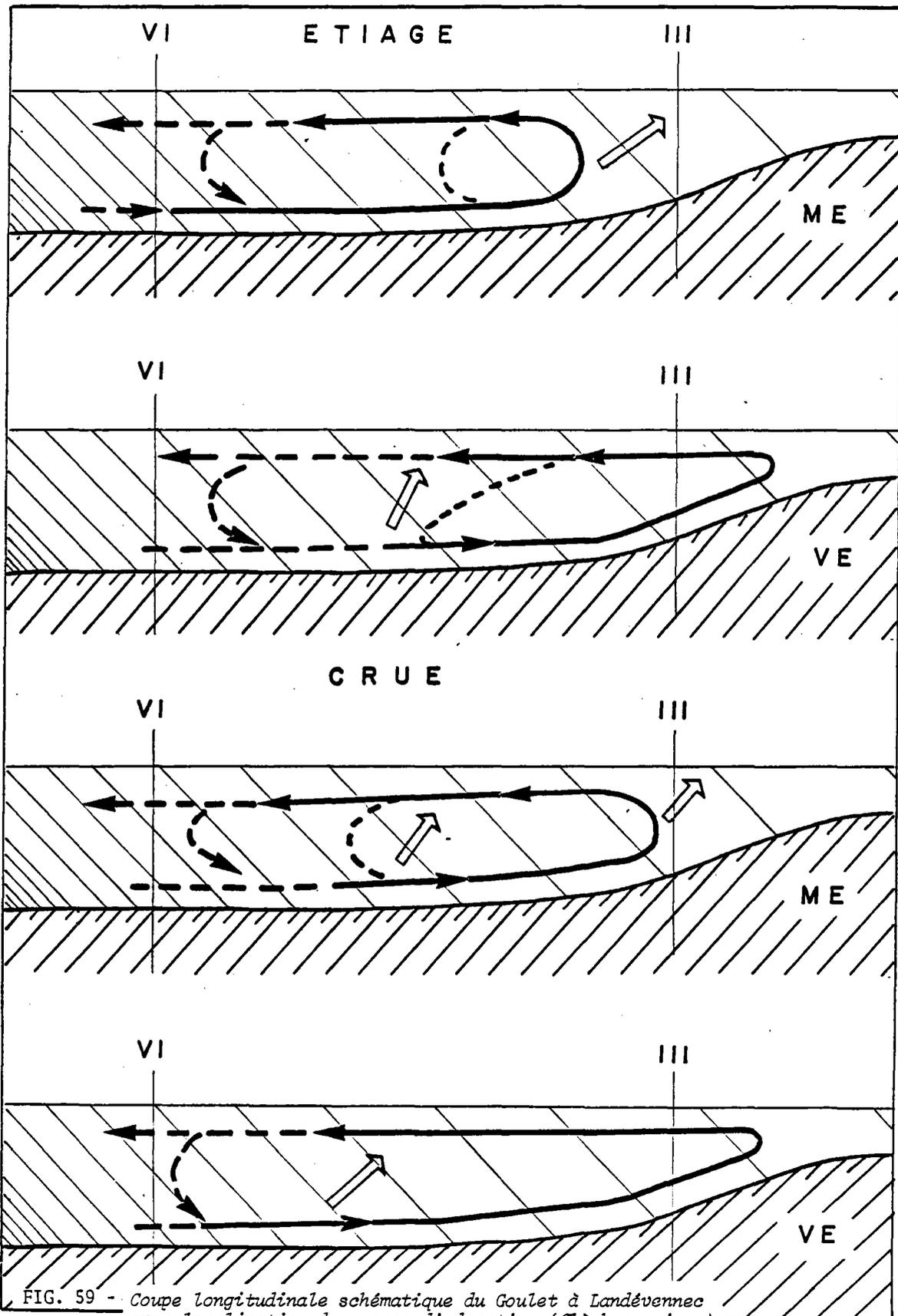


FIG. 59 - Coupe longitudinale schématique du Goulet à Landévernec
avec localisation des zones d'advection (flèches noires)
et de diffusion (flèche évidée)
en étiage, crue, morte-eau et vive-eau

- "Crue" morte eau (3)

On observe un décalage des points caractéristiques des stations I, II, IV et V vers les zones de stratification plus élevée. Les valeurs de v semblent plus dispersées, minimum en II (0,3) et maximum en IV (0,8) et V (0,94). Le point II est dans le domaine des stratifications appréciables avec advection dominante, tandis qu'en IV et en V la diffusion est importante. Quoiqu'il en soit, les valeurs résiduelles, négatives en surface (flot dominant) aux postes III et V indiquent que l'estuaire est encore du type partiellement mélangé.

- "Crue" vive eau (4)

La dispersion des points s'accroît, ainsi en I l'augmentation du coefficient de marée a pour conséquence une diminution de l'indice de stratification, tandis que les processus de diffusion turbulente sont importants. Il en est de même en II avec une stratification plus marquée ; par contre, dans les zones amont (station IV), l'advection est très importante, tandis qu'en V la diffusion est importante. Ainsi la rade est encore du type partiellement mélangé avec des zones à caractère hydrologique très diversifié : diffusion turbulente dans la partie centrale de la rade, advection marquée à l'amont (écoulement résiduel vers l'amont en profondeur et vers l'aval près de la surface).

La rade apparaît donc comme un type particulièrement complexe d'estuaire partiellement mélangé. Il en résulte des processus hydrologiques variés dont la localisation géographique est susceptible de variation en réponse au cycle des marées et des saisons.

La localisation des zones d'advection ou de diffusion dominante est schématiquement représentée sur la figure 59. En étiage et en vive eau, l'envahissement de la rade par des masses d'eau "homogènes" provoque le refoulement vers l'amont de la zone de mélange advectif. En crue en morte eau, l'ensemble de la rade est caractérisé par l'occurrence simultanée des phénomènes de diffusion et d'advection ; tandis qu'en vive eau, les phénomènes advectifs sont dominants en amont et les phénomènes diffusifs en rade centrale.

De façon générale en étiage la rade est du type 3a (mélange par advection, peu stratifié) en crue elle est de type 2a = les phénomènes de diffusion deviennent localement importants ($0,5 < v < 0,9$).

d) Temps de stockage des eaux fluviales

La détermination du volume d'eau et de la salinité moyenne sur un cycle de marée en cinq zones, A, B, C, D, E (tableau 11) a permis de calculer pour trois séries de mesures le volume d'eau douce inclus dans les eaux de la rade, à mi-marée, c'est-à-dire 3 m au-dessus du zéro des cartes marines. Si l'on suppose que le débit moyen d'étiage est $10 \text{ m}^3/\text{s}$, que le débit moyen de crue est de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, il en résulte des temps de renouvellement respectifs de 26 et 20 jours.

suspension inclus dans les eaux de la rade en étiage et en crue.

SEPTEMBRE-OCTOBRE 1966

C O E F F I C I E N T 45 (Eau de mer SM = 35,28)								C O E F F I C I E N T 95 (Eau de mer SM = 35,25)						
Zones	Sm°/‰	% SM	% eau douce	Volume zone MS	Volume eau douce	Turbidité moyenne g/m ³	Tonnage en suspension	Sm	% SM	% eau douce	Volume zone	Volume eau douce	Turbidité moyenne g/m ³	Tonnage en suspension
A	35,14	99	1	108 x 10 ⁷	1,08 x 10 ⁷	0,3	324	35,05	99	1	108 x 10 ⁷	1,08 x 10 ⁷	0	-
B	34,93	99	1	6 x 10 ⁷	0,06 x 10 ⁷	1	60	34,80	98	2	6 x 10 ⁷	0,12 x 10 ⁷	0,25	7
C	35,03	99	1	38,4 x 10 ⁷	0,38 x 10 ⁷	0,3	115	35,03	99	1	38,4 x 10 ⁷	0,38 x 10 ⁷	0	-
D	34,75	98	2	23,4 x 10 ⁷	0,46 x 10 ⁷	0,7	108	34,75	98	2	23,4 x 10 ⁷	0,46 x 10 ⁷	0,5	107
E	34,45	97	3	10,8 x 10 ⁷	0,33 x 10 ⁷	1,3	140	34,25	97	3	10,8 x 10 ⁷	0,33 x 10 ⁷	1,5	162
					231 x 10 ⁷		747					2,37 x 10 ⁷		276
F E V R I E R - M A R S 1967														
(Eau de mer 34,4 ‰)								(Eau de mer 34 ‰)						
A	32,8	95	5	108 x 10 ⁷	5,5 x 10 ⁷	1,5	1620	32,5	95	5	108 x 10 ⁷	34 ‰	3	3240
B	31,6	92	8	6 x 10 ⁷	0,48 x 10 ⁷	1,5	90	30,35	89	11	6 x 10 ⁷	0,6 x 10 ⁷	8	480
C	31,85	92	8	38,4 x 10 ⁷	3 x 10 ⁷	1,6	614	31,9	94	6	38,4 x 10 ⁷	2,4 x 10 ⁷	2	921
D	30,35	88	12	23,4 x 10 ⁷	3 x 10 ⁷	1,6	374	?	-	-	-	-	3 ?	702 ?
E	27,7	80	20	10,8 x 10 ⁷	2,2 x 10 ⁷	1,8	194	?	-	-	-	-	8 ?	176 ?
					14,18 x 10 ⁷		2892							5519 ?

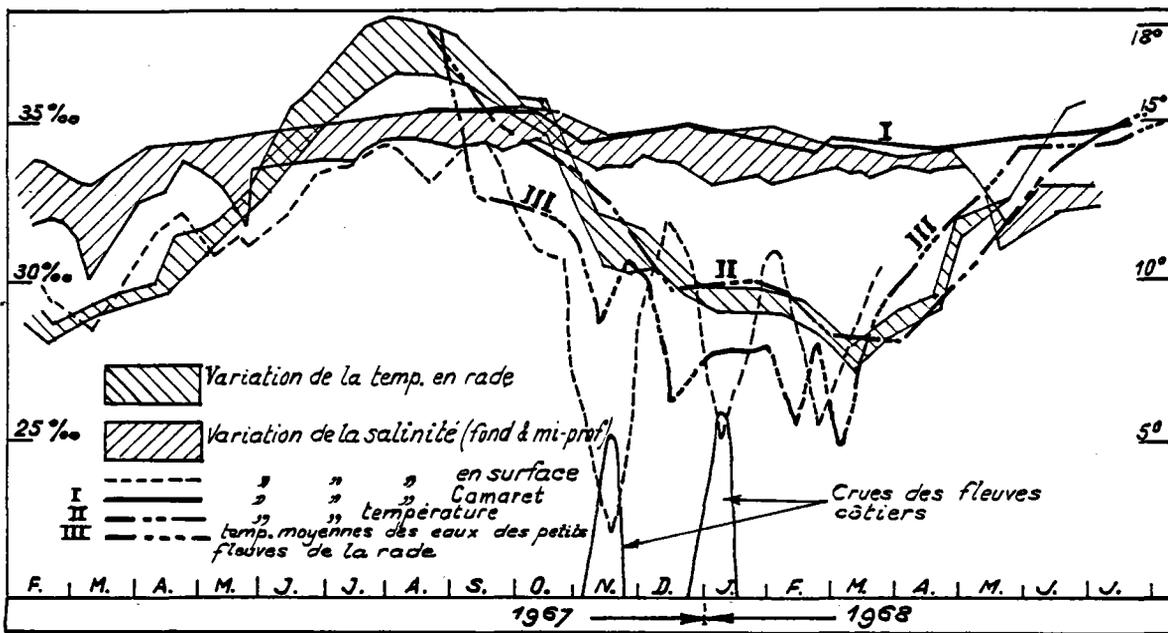


FIG. 60 - Evolution hydrologique de la rade de Brest de février 1967 à juillet 1968

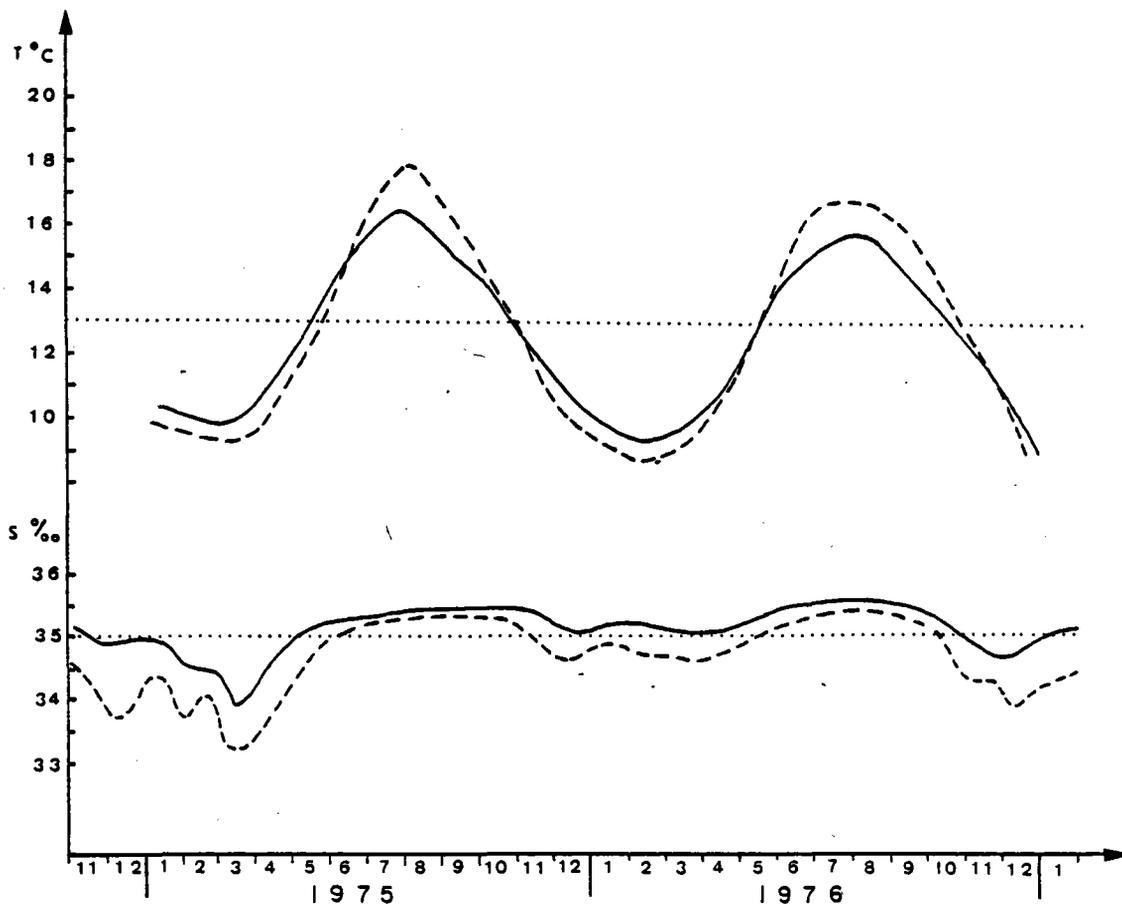


FIG. 62 - Evolution des salinités et des températures en rade
 et dans les anses de Bertheucame et Camaret
 à demi-profondeur et au fond, en 1975 et 1976
 d'après les observations publiées par le RNO (Aminot, 1978)

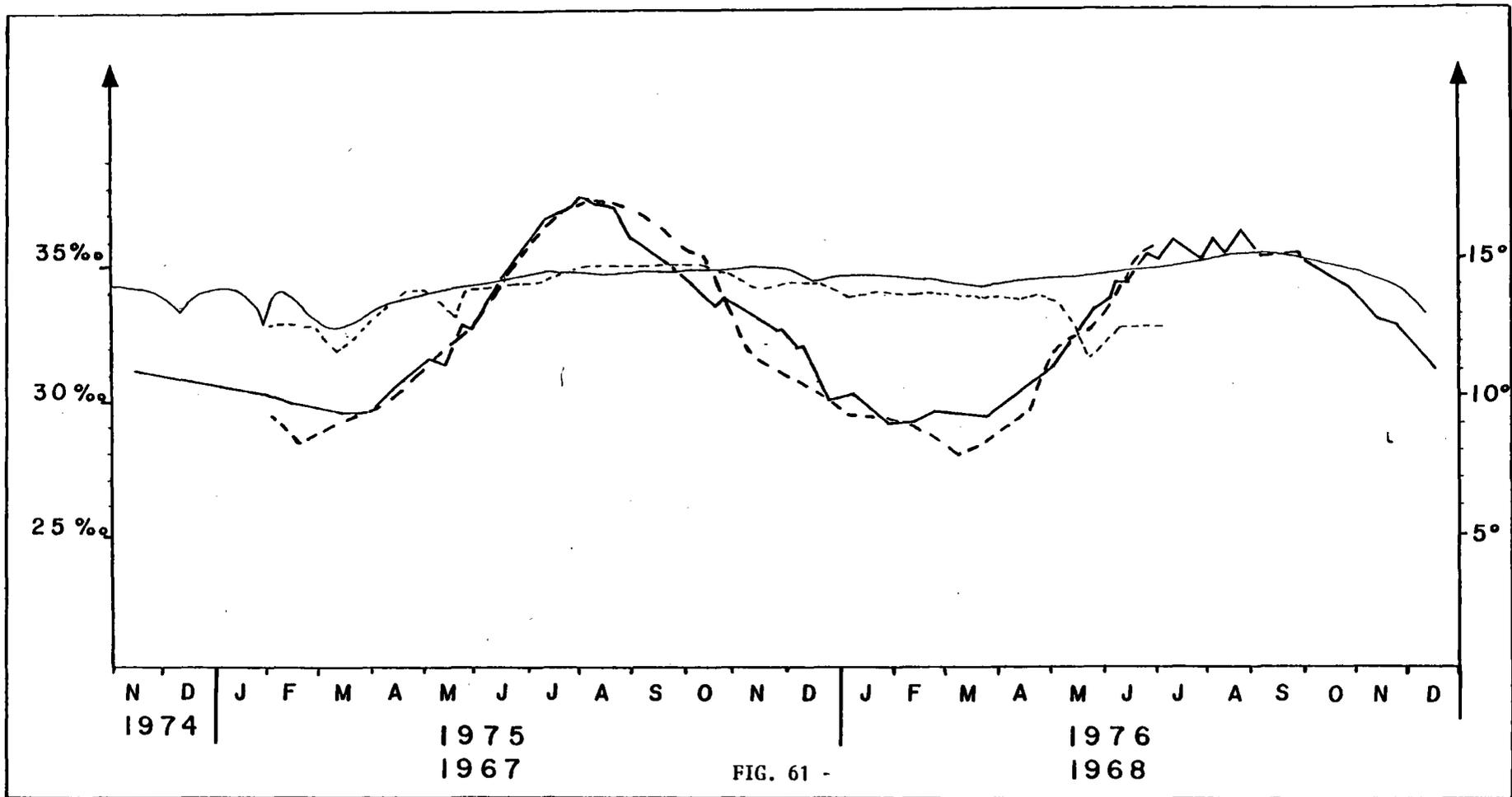


FIG. 61 -

*Evolution des températures et des salinités en rade
pour les années 1967-1968 et 1975-1976*

*(pour 1967-1968, il s'agit de moyennes tenant compte
de la surface. Pour 1975-1976, il s'agit d'une moyenne
établie à partir des seules mesures à mi-profondeur et
au voisinage du fond)*

e) Echanges hydrologiques avec La Mer d'Iroise

Nous avons tracé pour chacun des postes d'observation les courbes de variation des salinités et des températures aux trois profondeurs d'immersion (surface, mi-profondeur et fond). Puis nous avons tracé les courbes enveloppes de ces valeurs, elles matérialisent ainsi les écarts maximums observés aux divers points de mesure (fig. 60).

On observe sur cette figure une évolution cyclique des températures, les minimums (7° à 8°) ayant lieu à la fin de février ou au début de mars, tandis que les maximums voisins de 19° ont lieu à la fin de juillet. La courbe III représente les températures moyennes des petits fleuves tributaires de la Rade de Brest ; malgré des fluctuations importantes par rapport à la température atmosphérique, les variations d'ensemble s'accordent bien avec celles des eaux de la rade. Dès l'automne, les températures des rivières sont, en moyenne, inférieures de 3° à celles de l'eau de la rade ; les écarts pouvant atteindre 5° en période froide. Dès le printemps, les températures des eaux des rivières sont supérieures d'environ 1° à celles de la rade. Les températures mesurées en surface à la sortie de la rade sont voisines de celles de l'intérieur. En Iroise, les écarts s'amortissent avec des maximums dépassant à peine 16° et des minimums voisins de 10° .

Ainsi l'étude des températures fait apparaître le caractère continental très accusé des eaux de la rade ; elles s'apparentent aux eaux côtières de l'Anse de Camaret et de l'Anse de Bertheaume qui constituent une zone de transition avec l'Iroise.

Les salinités de fond et de demi-profondeur montrent une certaine homogénéité ; elles ont également une évolution cyclique avec une salinité minimale de 30 à 33 ‰ déphasée de trois à quatre mois par rapport aux crues hivernales des fleuves. L'influence des crues est néanmoins marquée par l'abaissement des salinités en surface où les minimums (< 25 ‰) coïncident avec les crues fluviales du début de novembre 1967 et du début de janvier 1968.

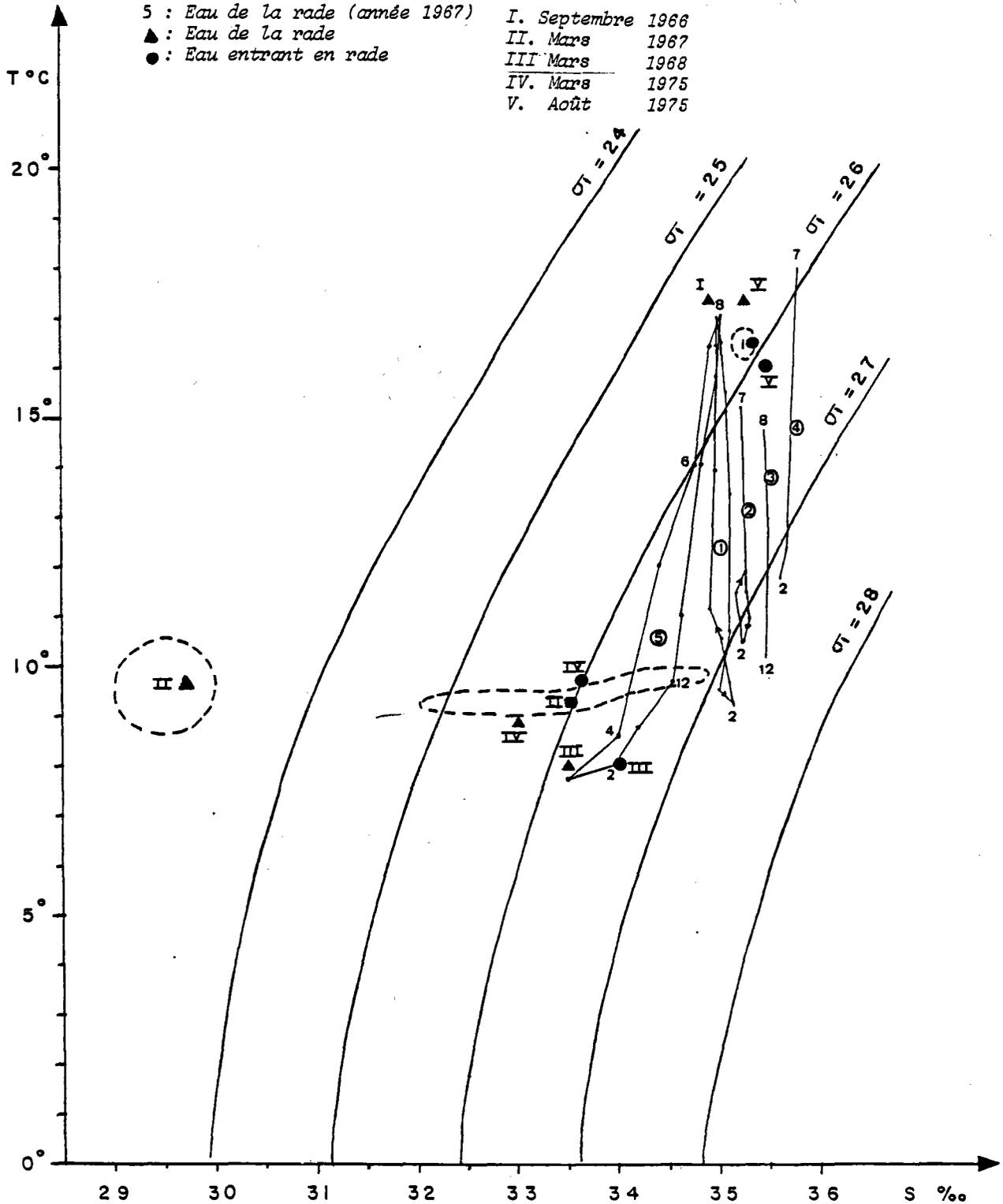
Depuis novembre 1974, les eaux de la rade font l'objet d'observations régulières effectuées par les soins du Réseau National d'Observations (R.N.O.). Les mesures portent sur de nombreux paramètres, dont la température et la salinité de l'eau. Trois postes de mesures sont situés en rade, trois autres à l'extérieur du Goulet, dans les anses de Bertheaume et de Camaret. Les observations sont faites sans tenir compte de l'heure de la marée. Nous avons donc tenu compte uniquement des mesures à mi-profondeur et en profondeur, seules susceptibles d'être relativement peu affectées par le cycle tidal. Les salinités (fig. 61) de 1975 sont voisines de nos mesures de 1967, par contre, l'année 1976 a connu un déficit de pluviosité, et les salinités sont plus élevées dès le mois de mai. On peut noter en outre (fig. 62) que les salinités à mi-profondeur et au fond ne décroissent notablement à l'extérieur de la rade qu'à partir de janvier ; certes, une légère décroissance est observée dès novembre, mais elle est moins marquée. Le minimum de salinité dans les anses de Camaret et de Bertheaume est observé à la mi-mars, ceci suggère qu'un maximum d'eau douce est évacué à cette époque.

Nous avons reporté sur un diagramme TS (fig. 63) les points caractéristiques des masses d'eau de la rade, d'après nos données et les données du R.N.O. ; sur ce diagramme, figurent également (d'après BARY, 1963), les droites caractéristiques des masses d'eau superficielles présentes à l'Ouest de la Bretagne qui sont : l'Eau Côtière, l'Eau de Transition et l'Eau Méridionale.

FIG. 63 -

Diagramme température-salinité des eaux superficielles
de la Manche, du golfe de Gascogne (d'après Barry, 1963)
et de la rade de Brest

- 1 : Eau de la Manche 2 : Eau entre Lands End et Ouessant
3 : Eau de transition 4 : Eau méridionale
5 : Eau de la rade (année 1967) I. Septembre 1966
▲ : Eau de la rade II. Mars 1967
● : Eau entrant en rade III. Mars 1968
IV. Mars 1975
V. Août 1975



En septembre 1966, l'eau de la rade a une composition très voisine de celle de la Manche, tandis que les eaux qui l'alimentent ont une composition intermédiaire entre l'Eau de la Manche et l'Eau de Transition ; cette situation est tout à fait en accord avec la situation hydrologique moyenne pour cette époque de l'année (fig.14).

En mars 1967, l'eau de la rade et l'eau qui l'alimente paraissent dériver d'une dessalure d'Eau de Manche. Encore une fois, cette hypothèse est en accord avec la distribution moyenne des masses d'eau à cette époque.

4 - Hydrodynamisme

a) Caractère des houles en rade

Il n'existe (paradoxalement) que peu de mesures sur les caractéristiques de la houle en Rade de Brest (non plus d'ailleurs que sur la propagation de l'onde marée). Un plan de vague a été dressé par l'Institut de Géographie de l'Université de Bretagne Occidentale (SAUM, 1977). Il concerne une houle atlantique de Sud-Ouest de période 11 secondes. Dans la partie septentrionale de la rade, l'influence de la houle océanique reste sensible. Son amplitude y dépasserait "fréquemment" (?) deux mètres. La majorité des houles atlantiques est néanmoins très amortie sinon annulée dans les régions sud et est de la rade. Le littoral n'est donc concerné le plus souvent que par l'agitation induite sur un fetch très court. Le clapot résultant est caractérisé par une courbure relativement forte et une faible longueur d'onde. Un tel clapot est néanmoins susceptible d'occasionner des remaniements sédimentaires importants (BONNEFILLE et PERNECKER, 1966) sur le littoral.

D'après les mesures des Ponts et Chaussées, les vagues les plus importantes observées en rade au Sud du Port de Commerce, c'est-à-dire dans la zone la plus exposée aux houles du large, pourraient atteindre une hauteur de 3 m, pour une période de 4 secondes. Nous avons calculé la vitesse maximum induite sur le fond par une telle houle en utilisant la formule proposée par MADSEN (1976).

Pour des fonds de 5 mètres elle pourrait atteindre 28 cm/s, l'intensité ne serait plus que de 9 cm/s par 10 m de profondeur. Cette intensité est loin d'être négligeable, surtout si son action se conjugue avec celle des courants de marée.

b) Courants de surface et de fond

L'ensemble des stations de mesures de 12 heures réalisées en automne 1966 et au printemps 1967, et des mesures courantographiques de longue durée (fig. 64) nous ont permis d'esquisser les grands traits de la circulation en rade.

En vive eau (fig. 65), l'individualisation des chenaux de flot et de jusant typique des estuaires partiellement mélangés est remarquable dans la section 2. Sur la rive sud au point E, le flot en profondeur dure 8 heures, tandis que sur la rive nord au point G, le jusant a une durée

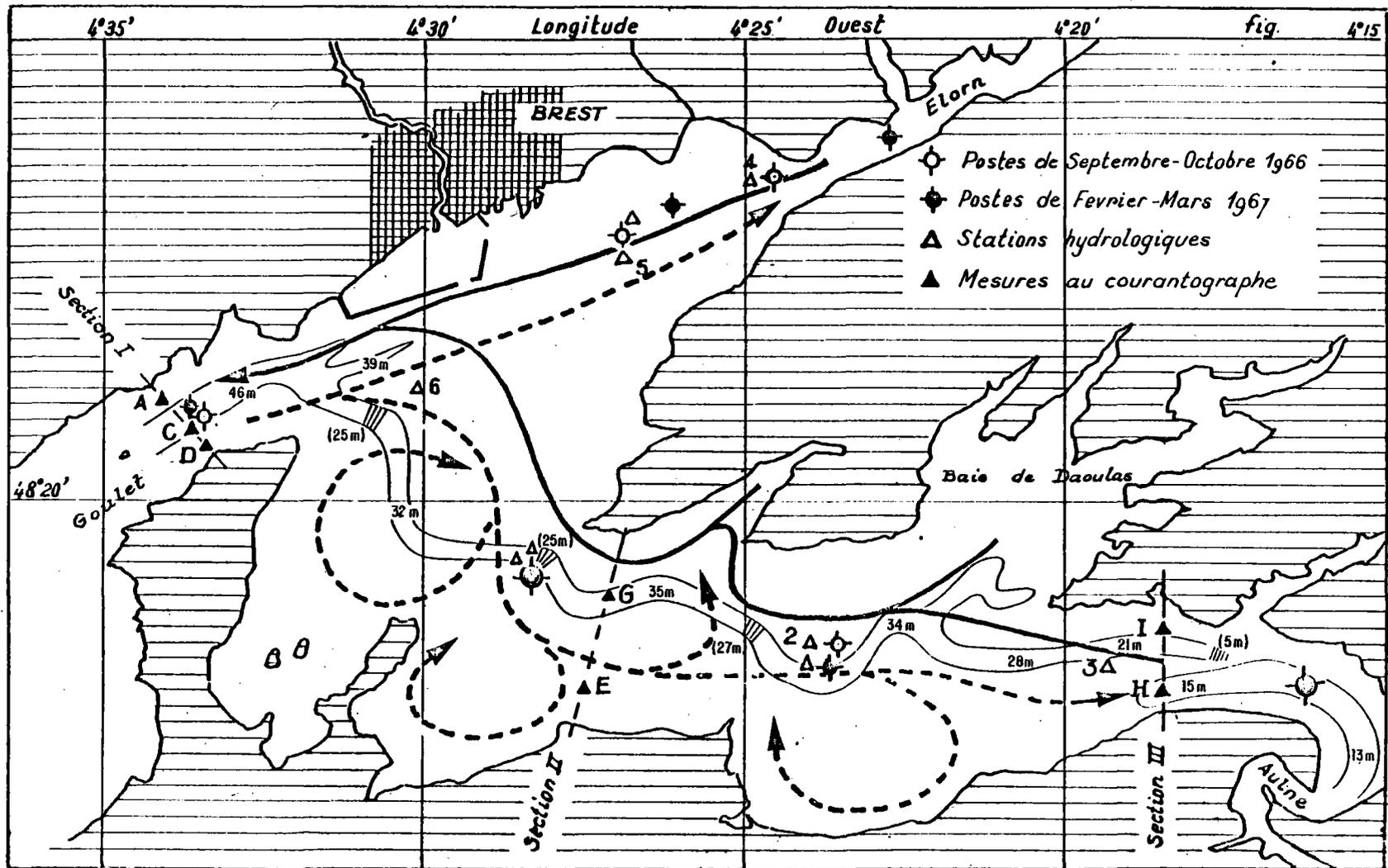


FIG. 64 - Axe d'écoulement préférentiel du flot et du jusant dans la rade de Brest

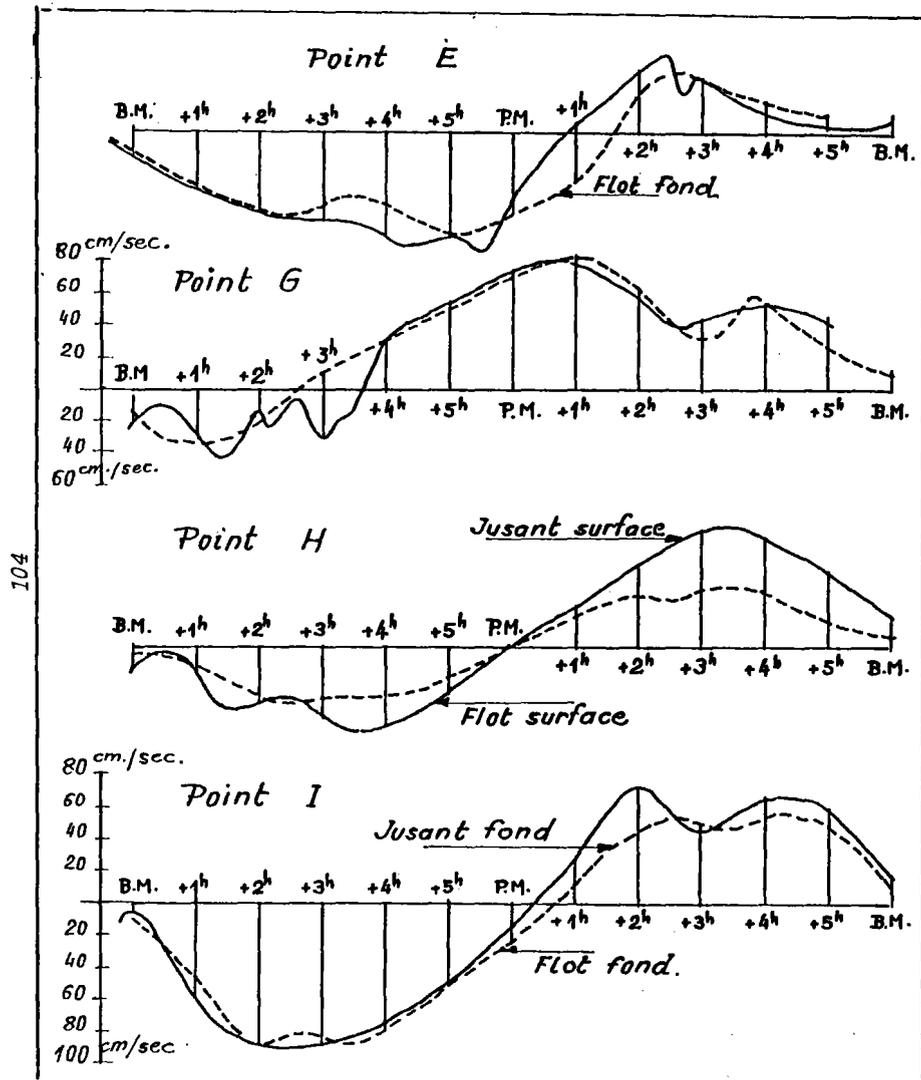
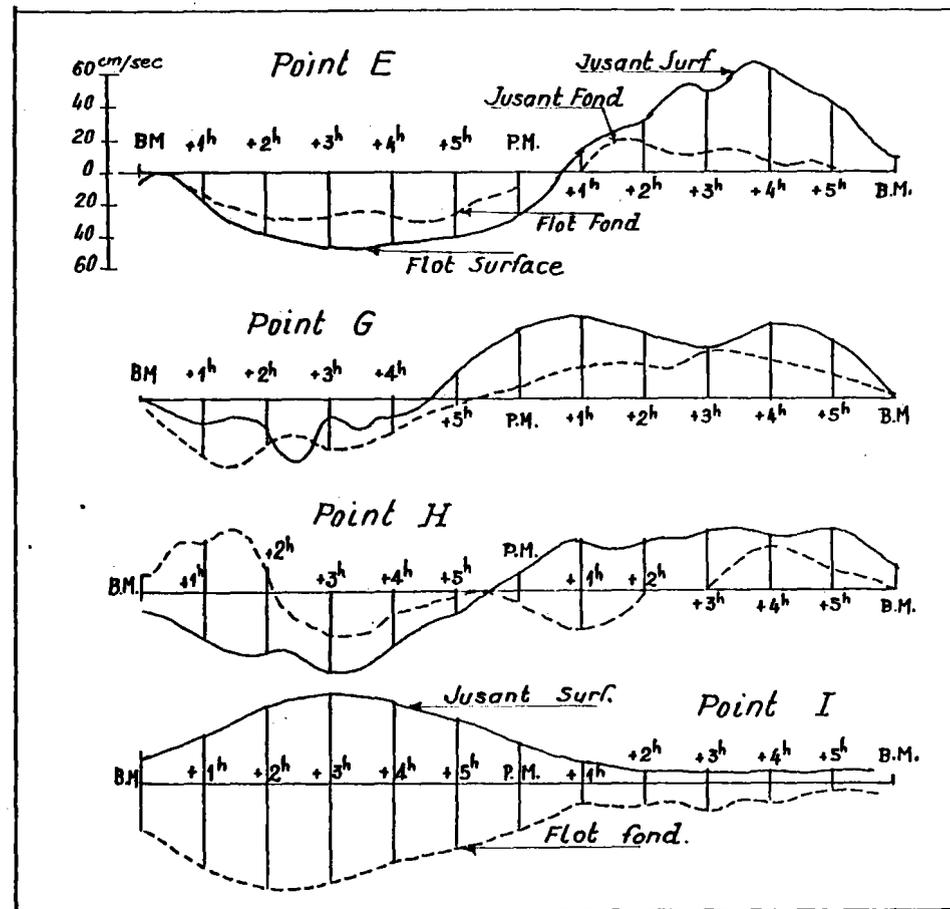
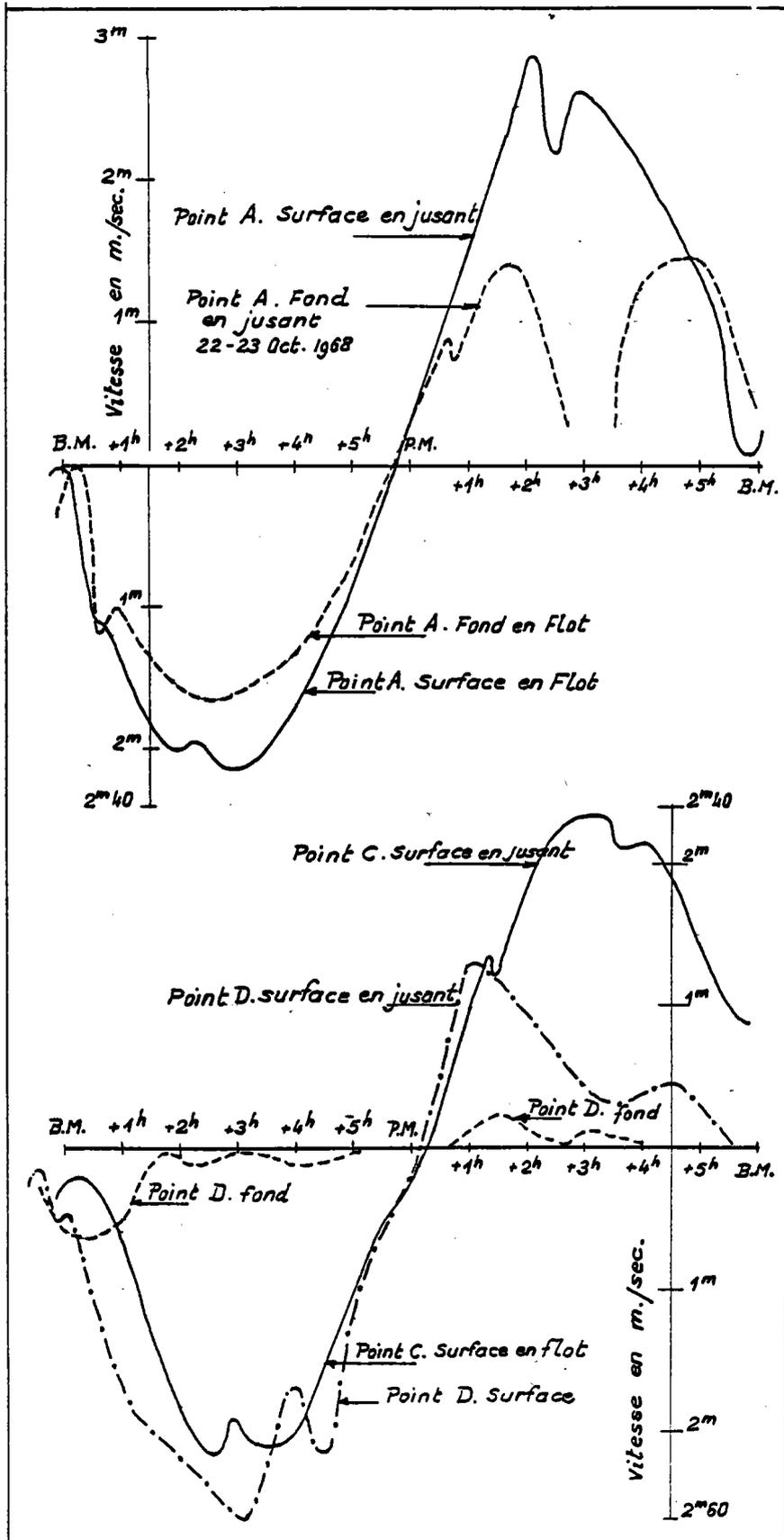


FIG. 65 - Enregistrement courantographique du 7.10 (23 h 00) au 8.10.1968 (11 h 00) en surface et au fond (Sections 3 et 3, vive-eau)

FIG. 67 - Enregistrement courantographique en morte-eau (novembre-décembre 1968) Sections 2 et 3



Enregistrement courantographique du 22.10 (10 h 00)
 au 23.10.1968 (23 h 00) en surface et au fond
 (Section 1 Goulet, vive-eau)



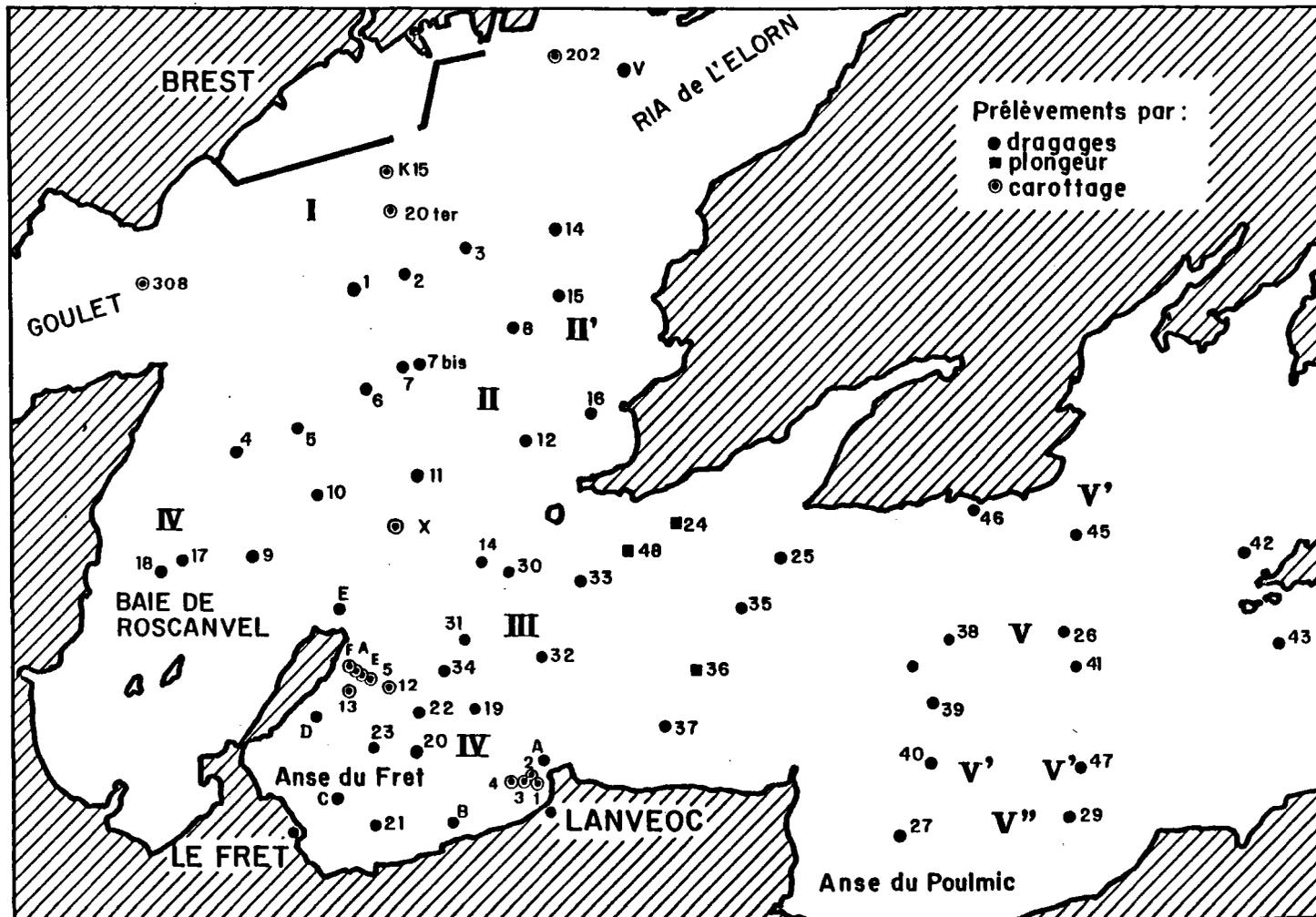


FIG. 68 - Localisation des prélèvements de sédiments en rade de Brest

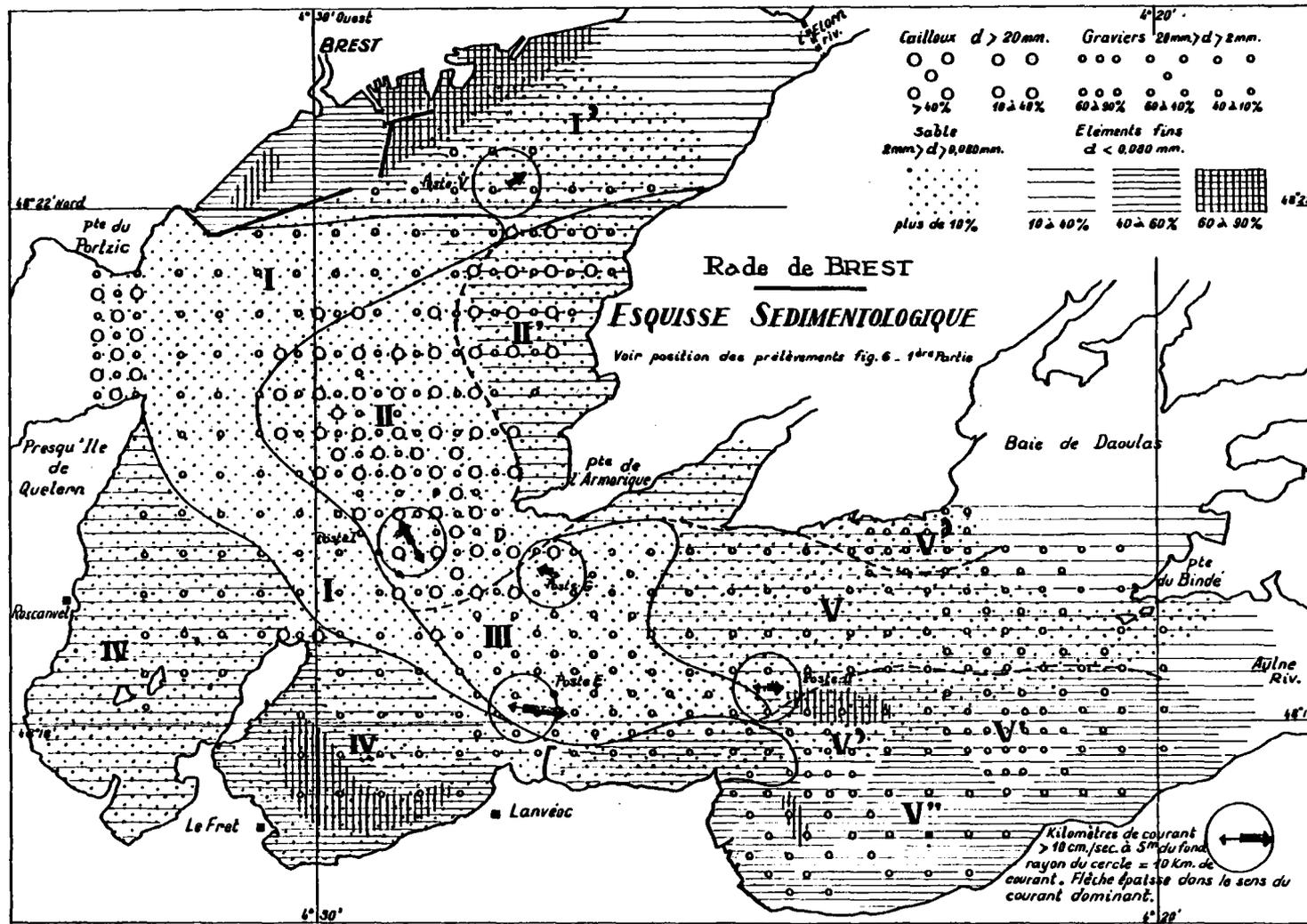


FIG. 69 - Carte sédimentologique et résultantes des courants de flot et de jusant au voisinage du fond (La résultante dominante est représentée par une flèche épaisse)

équivalente. On remarque en outre la modulation de ces courants, deux maximums sont séparés par une durée de trois heures. Une asymétrie semblable est observée dans le Goulet aux points D et A (fig. 66). En D, sur la rive sud, le flot est de faible intensité pendant une durée de 6 heures ; il est en outre modulé. En A, sur la rive nord, le jusant est dominant, mais présente un minimum d'intensité 3 heures après la pleine mer.

En morte eau, au point H de la section 3 (fig. 67), le courant de flot présente deux maximums, le premier 3 h 30 avant la pleine mer, le second 1 h après la pleine mer ; tandis qu'au point I en profondeur, le courant porte en permanence vers l'amont et vers l'aval en surface.

Ces observations confirment l'influence des phénomènes de circulation de type estuarien, et l'établissement de systèmes à deux couches indiqués par les indices hydrologiques.

On note par ailleurs une certaine indépendance des grandes lignes de cette circulation par rapport au tracé des cours fluviatiles immergés.

5 - Lithologie et distribution des sédiments superficiels

La nature des sédiments superficiels de la rade a fait l'objet de travaux importants. GUILCHER et PRULEAU ont étudié en détail la partie orientale, tandis que MOIGN étudiait l'ensemble de la rade.

Une campagne de dragage (fig. 68) et de prélèvements ponctuels par plongée a permis de dresser une esquisse de la répartition des différents types sédimentaires. Nous avons choisi un certain nombre d'échantillons représentatifs de ces principaux types. Ils ont été soumis à une étude complète comprenant : la granulométrie, la détermination des composants minéralogiques, pétrographiques et organogènes de la fraction sableuse par examen à la loupe binoculaire, enfin ceux d'entre eux qui possédaient une fraction fine suffisamment importante ont été analysés aux rayons X avec, dans de nombreux cas, une analyse thermique différentielle de contrôle.

Nous avons distingué quatre fractions granulométriques :

- cailloux : diamètres supérieurs à 20 mm ;
- graviers : diamètres compris entre 20 mm et 2 mm ;
- sables : diamètres compris entre 2 mm et 0,080 mm ;
- fraction fine : diamètres inférieurs à 0,080 mm.

La multiplication des prélèvements nous a permis d'esquisser une répartition des dépôts par zones sédimentaires présentant parfois des anomalies locales suffisamment importantes pour justifier une distinction en sous-zone (fig. 69).

ZONE I

Cette zone est composée de deux parties. La branche nord est le prolongement vers l'est des fonds du goulet, la branche sud-ouest correspond au chenal de flot. Le passage vers les fonds

vaseux de la Ria de l'Elorn (zone I') ou du Sud de la rade se fait semble-t-il de façon progressive. Du point de vue biologique (CHASSE et GLEMAREC, 1977) cette zone correspond à l'étage côtier et au faciès à *Branchiostoma lanceolatum* et *Venus fasciata*.

ZONE II

Cette zone, située sur le prolongement de la Pointe de l'Armorique, est caractérisée par l'abondance des gros éléments qui sont un mélange de schistes très fissibles et de gneiss. Les graviers sont répartis de façon homogène et passent progressivement à la zone médiane III qui est plus sableuse.

Cette formation caillouteuse résulte vraisemblablement de l'abrasion par la mer, du head limoneux, suivant un processus qui se poursuit actuellement sur le littoral : les cailloux du head sont progressivement dégagés de leur gangue limoneuse jusqu'au moment où les blocs libérés sont assez abondants pour constituer un "pavage" quasi continu qui s'oppose à l'érosion marine. Dans la zone II' une fraction fine "actuelle" se surimpose à cette formation résiduelle.

ZONE III

Les échantillons récoltés dans cette zone forment trois catégories :

- a) sable coquillier, n° 4, 5, 10 ;
- b) sable coquillier avec fraction vaseuse ; ce sont des sables coquilliers qui recouvrent un fond vaseux, n° 24, 36 ;
- c) sable coquillier à très gros débris ; la teneur en sable augmente vers l'Anse de l'Auberlac'h, n° 32, 33, 48.

L'existence de la vase est très probable au-dessous des sables des catégories a et c, car les sédiments sableux coquilliers sont souvent peu épais (10 cm environ). Ces sables procèdent des produits du remaniement par la mer du head et des limons continentaux auxquels se trouvent mélangés des débris d'origine biologique (Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes, maërl, etc...). La distribution des dépôts est la résultante des conditions de mise en place des formations continentales à l'air libre et des conditions hydrologiques actuelles qui sont dans une certaine mesure indépendantes de la morphologie antérieure.

ZONE IV

Elle s'étend sur la Baie de Roscarvel et l'Anse du Fret. Les sédiments des points 17 et 18 sont des sables vaseux noirâtres déposés en milieu réducteur. Dans l'Anse du Fret on observe une forte concentration des éléments fins dans une zone en forme de croissant dont la concavité est tournée vers le NE ; elle occupe une dépression entre la côte et une série de hauts fonds qui séparent l'anse de la rade proprement dite.

ZONE V

Elle est caractérisée par des sables envasés dans la partie la plus profonde ; elle est bordée au Nord et au Sud par des zones (V') riches en bancs de maërl (*Lithotamnium* sp.). La vase y est également abondante (on note la présence de galets de vase). D'après CHASSE et GLEMAREC, les vases sableuses à *Nucula turgida* sont très fertiles. Elles sont le support de bancs de maërl où la biomasse peut atteindre 80 g de matière organique sèche par m².

Les travaux de GUILCHER et PRULEAU ont permis de souligner par ailleurs la complexité morphologique et sédimentologique de cette zone et notamment l'importance de la phase carbonatée qui la distingue nettement des zones estuariennes classiques.

C - PROCESSUS SEDIMENTAIRES

1 - Dynamique de la zone littorale

a) Introduction

Parmi les nombreux travaux consacrés à la Rade de Brest, les cordons littoraux ont déjà retenu l'attention de beaucoup de chercheurs depuis COLLIN (1921) jusqu'aux travaux plus récents de GUILCHER *et al.* (1957).

Un inventaire très complet des formes d'accumulation littorales de la rade a montré que les matériaux qui les constituent proviennent du remaniement par la mer des coulées de solifluxion périglaciaires, lors de la transgression flandrienne. BERTHOIS (1950) a pu montrer également que l'orientation des formes d'accumulations pouvait dans la plupart des cas s'expliquer par les théories classiques de SCHOU (1945).

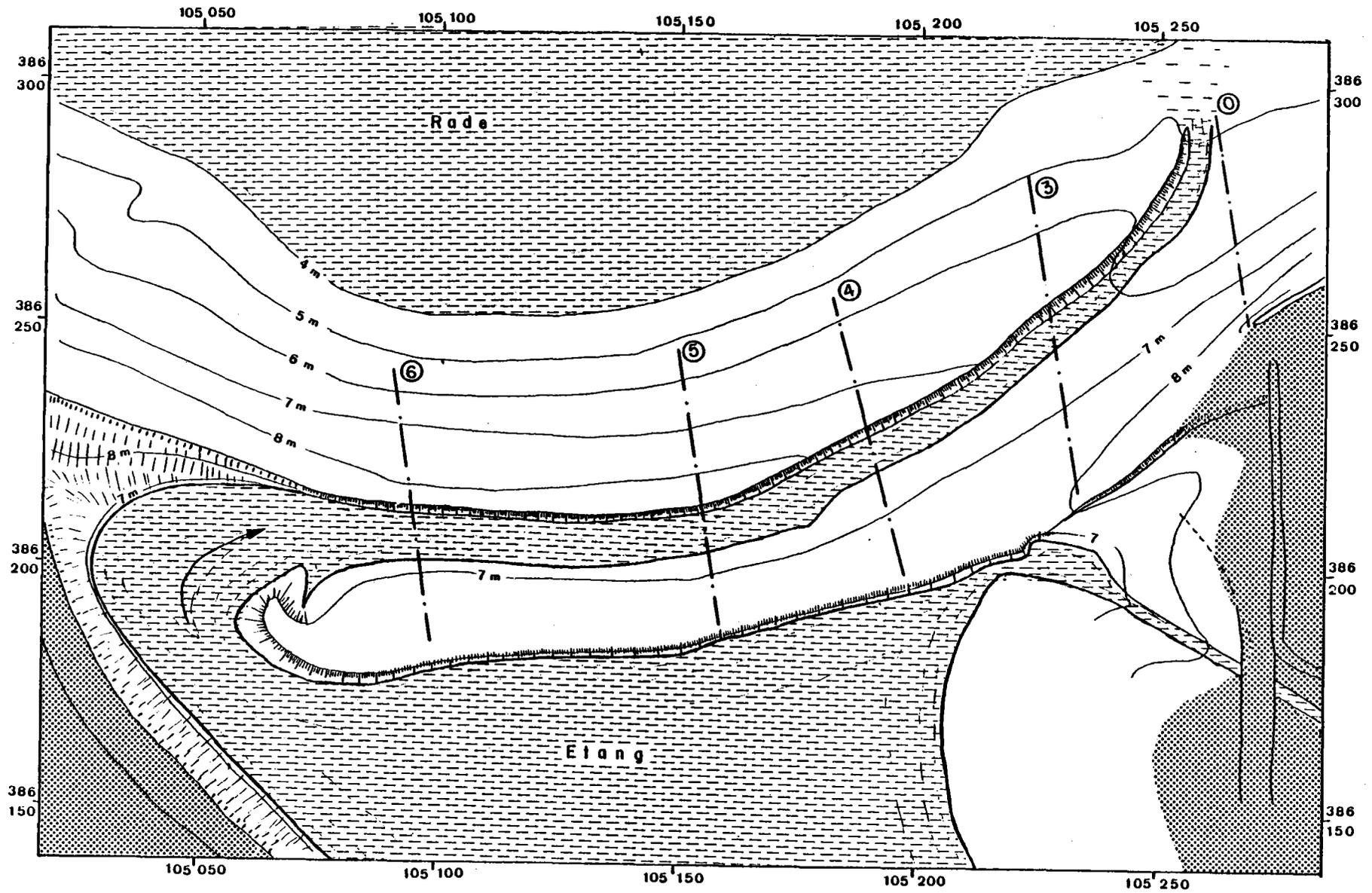
Des matériaux caillouteux revêtent presque exclusivement le littoral sud de la Rade de Brest. Un examen un peu plus approfondi permet néanmoins de constater qu'en général cailloux et graviers ne forment qu'un mince placage sur un conglomérat limoneux dont les constituants sont difficilement séparables. Les blocs qui forment le revêtement superficiel meuble ont été dégagés de leur gangue limoneuse. L'étude de la dynamique littorale devrait nous permettre de comprendre les processus d'érosion qui ont prévalu tout au long de la transgression flandrienne et qui doivent être responsables des textures et structures sédimentaires d'une proportion importante des sédiments du plateau continental.

b) Evolution du cordon du Loc'h (fig. 70)

On observe au Loc'h un ensemble de formations littorales typiques de la Rade de Brest. Une falaise limoneuse est activement attaquée par la mer. Les produits résultant de cette attaque sont très hétérométriques et servent immédiatement à l'activité constructrice des vagues. Un cordon

FIG. 70 -

Cordon littoral du Loc'h à Landevennec
Morphologie en novembre 1967
- 0 à 6 Profils Topographiques



naturel "double" sépare la mer d'un petit étang où pénètre l'eau salée en haute mer de vive eau.

Les blocs et graviers qui composent ces cordons sont identiques à ceux que l'on rencontre communément sur les estrans sud de la rade ; ils sont fréquemment encapuchonnés d'une mince pellicule de limon fin et reposent sur un conglomérat limoneux apparaissant en de nombreux points sous cette formation qui ne dépasse pas quelques décimètres d'épaisseur. Nous avons cherché à préciser les conditions d'évolution actuelle de ce cordon : est-il encore actif ? ou est-ce une forme d'accumulation fossilisée ?

La figure 70 représente la planimétrie et l'altimétrie en novembre 1967, c'est-à-dire à la fin de nos observations, nous avons reproduit ce document dans tous ses détails pour permettre son utilisation dans des recherches ultérieures. Toutefois, nous nous sommes abstenus d'y faire figurer les états antérieurs de 1966 et juin 1967 qui en auraient rendu la lecture difficile.

Il est apparu que ce sont les houles engendrées par des vents de secteur NO qui modifient le plus intensément la topographie actuelle ; même des perturbations très courtes mais atteignant une amplitude suffisante peuvent occasionner de notables déplacements des matériaux.

Lors des périodes calmes, la partie sommitale des cordons tend à s'engraisser lentement.

Les modifications topographiques paraissent résulter de deux mouvements composants :

- translation de matériaux parallèlement au rivage (mouvement démontré par la formation des rides perpendiculaires à la côte et la progression des blocs vers l'Est à la suite du coup de vent de novembre 1967) ;

- translation perpendiculaire au rivage faisant progresser le cordon vers le Sud (mouvement démontré par la progression vers le Sud de la crête du 2ème cordon, l'accentuation de la pente du talus et l'érosion de la rive droite du chenal qui tend à maintenir sa section d'écoulement).

La tendance actuelle paraît procéder de ces deux mouvements.

Dans la partie est de l'anse du Loc'h, on peut voir en falaise la superposition de deux heads lithologiquement différents : le head supérieur qui est le moins puissant est constitué par des graviers schisteux tandis que le head inférieur, formé de blocs plus volumineux, est gréseux ou quartziteux. C'est le head inférieur qui affleure sur l'estran notamment dans le fond de l'exutoire de l'étang d'où le second head a été déblayé par la mer et les eaux de ruissellement. C'est encore ce head gréseux qui forme le soubassement du cordon littoral du Loc'h ; il présente des traces de cryoturbation : fentes et polygone. Ceux-ci ont été déformés au cours de la mise en place de la deuxième nappe du head. Ce phénomène est particulièrement bien visible sur le cordon littoral qui barre la Rivière du Faou. Les matériaux des cordons littoraux paraissent donc provenir en majorité du remaniement de la deuxième nappe de head par la mer, à ceux-ci se sont ajoutés quelques éléments provenant du remaniement du head sous-jacent.

Le deuxième cordon du Loc'h, qui a une épaisseur de 1 à 3 m, est composé de blocs anguleux ou faiblement émoussés (GUILCHER *et al.*, 1957) de graviers, de maërl, de débris de coquilliers plus ou moins agglutinés par un sédiment fin. Ce ciment provient de la percolation des eaux vaseuses littorales à travers les interstices des matériaux plus grossiers. Une fouille exécutée dans la partie est du cordon du Loc'h a permis de récolter sous ce cordon un bloc de limon à 0,80 m de profondeur dans une nappe d'eau limoneuse. La morphologie actuelle du cordon résulte d'un état d'équilibre dynamique établi depuis le Flandrien. Le matériel mis en oeuvre est celui constitutif des

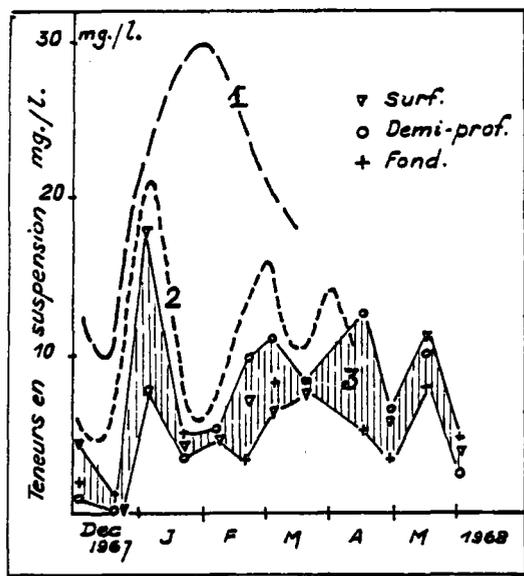


FIG. 71 -

Evolution comparée des teneurs en suspension des eaux de la ria de l'Elorn (à St-Nicolas), des apports en suspension de l'Elorn, et de la turbidité en rade (Poste 4).

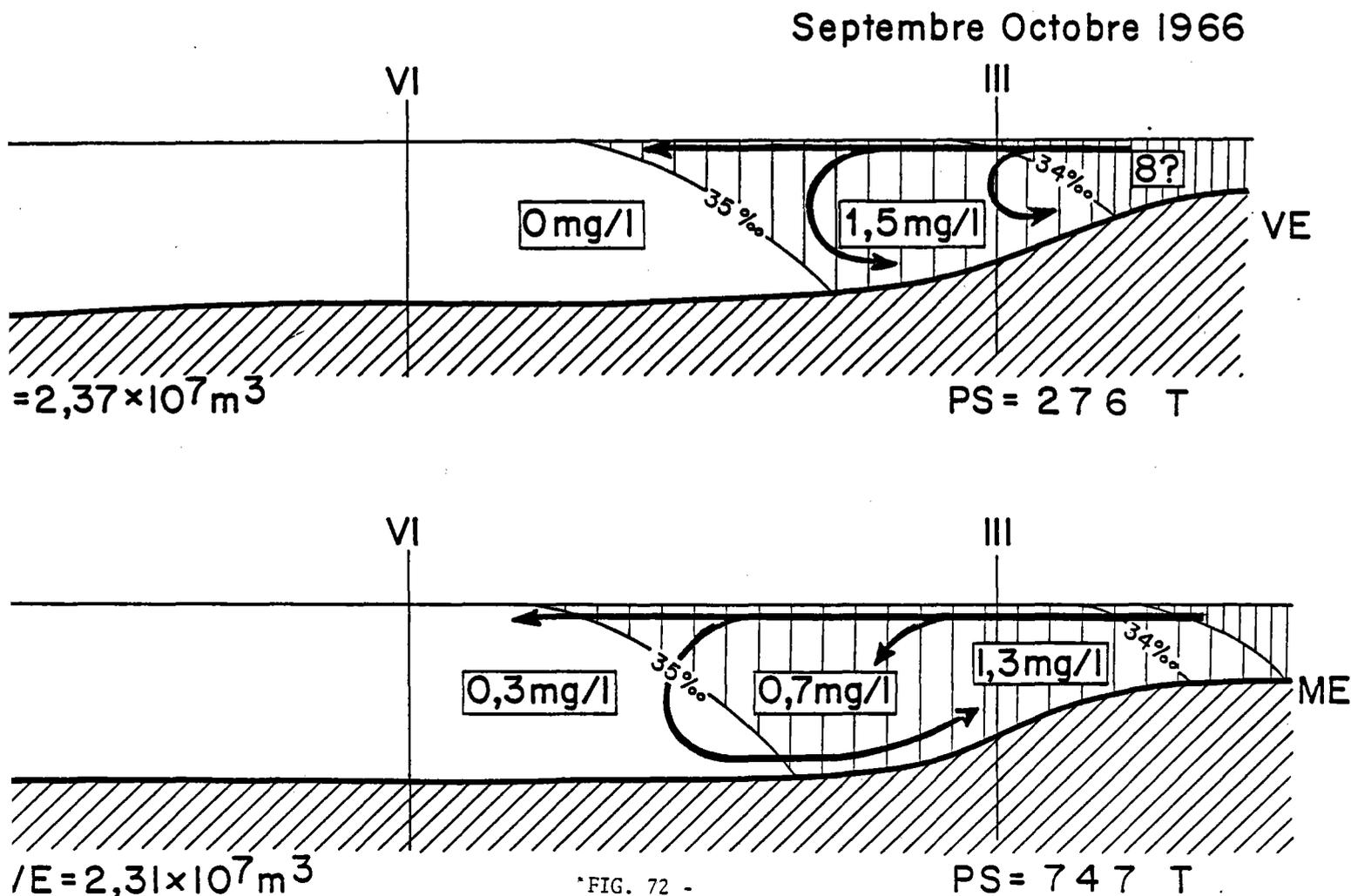


FIG. 72 -

Moyenne des salinités et des turbidités en rade en étiage, figurées en coupe longitudinale du Goulet à Landévennec

limons et du head périglaciaire qui, dégagé de sa gangue lors de l'érosion du littoral par les vagues, fournit les cailloutis et les galets, de même que la fraction fine des vases. La tendance évolutive actuelle montre donc une progression du cordon littoral vers l'intérieur au niveau du thalweg.

L'évolution quaternaire du cordon du Loc'h peut être schématisée comme suit :

- . Würm : coulée de solifluxion donnant lieu à la mise en place du head et des limons ;
- . Flandrien : transgression marine, remaniement du head par la mer, mise en place du cordon.

2 - Transports en suspension

a) Sédiments en suspension dans la ria de l'Elorn

Pour préciser le rôle des rias dans le transfert des eaux turbides en rade, nous avons étudié plus particulièrement celle de l'Elorn.

On constate que les variations de la turbidité dans cette ria (fig. 71) coïncident avec celles du fleuve, aussi bien en durée qu'en amplitude. Par contre, la turbidité des eaux de la rade, mesurée au poste 4, n'atteint sa valeur maximale qu'avec un retard d'environ 1 mois sur les crues fluviales et les maximums de turbidité dans la ria. Ceci montre que le "bouchon vaseux" qui occupe la ria est alimenté au moins en partie par le fleuve, mais que l'évolution des turbidités en rade est déphasée par rapport à cette évolution.

Des prélèvements ont été faits à Saint-Nicolas, de mars à mai 1968. La minéralogie des sédiments en suspension reflète les grands traits des apports de l'Elorn à la même époque, mais on note parfois des différences :

- les feldspaths peuvent être plus abondants ;
- en mai 1968, la sidérite, absente des apports actuels de l'Elorn, a été trouvée dans les eaux profondes. Ce minéral pourrait provenir des couches ferrugineuses de l'Ordovicien ;
- en juin 1968, ce minéral est abondant dans les eaux de surface et à mi-profondeur. Sa présence dans les eaux de la ria, pendant une période d'étiage de l'Elorn, montre que le bouchon vaseux de la ria est partiellement alimenté par des remaniements sédimentaires locaux ou en provenance de l'aval ;
- un échantillon prélevé à mi-profondeur en juin 1968 a fourni un spectre très net de pyrophyllite.

b) Sédiments en suspension dans les eaux de la rade (tableau 11)

Lors des campagnes de mesures de chaque station hydrologique une prise d'eau était effectuée à chaque "heure-marée" aux trois immersions suivantes : surface, mi-profondeur, 1 m du fond. Nous avons ainsi pu calculer la moyenne des turbidités pour chaque poste sur un cycle, flot-jusant. Les mesures étaient effectuées au laboratoire par la méthode néphélométrique (BERTHOIS, 1965 A) et doivent être considérées comme relatives, néanmoins les écarts par rapport aux valeurs vraies ne de-

Fevrier Mars 1967

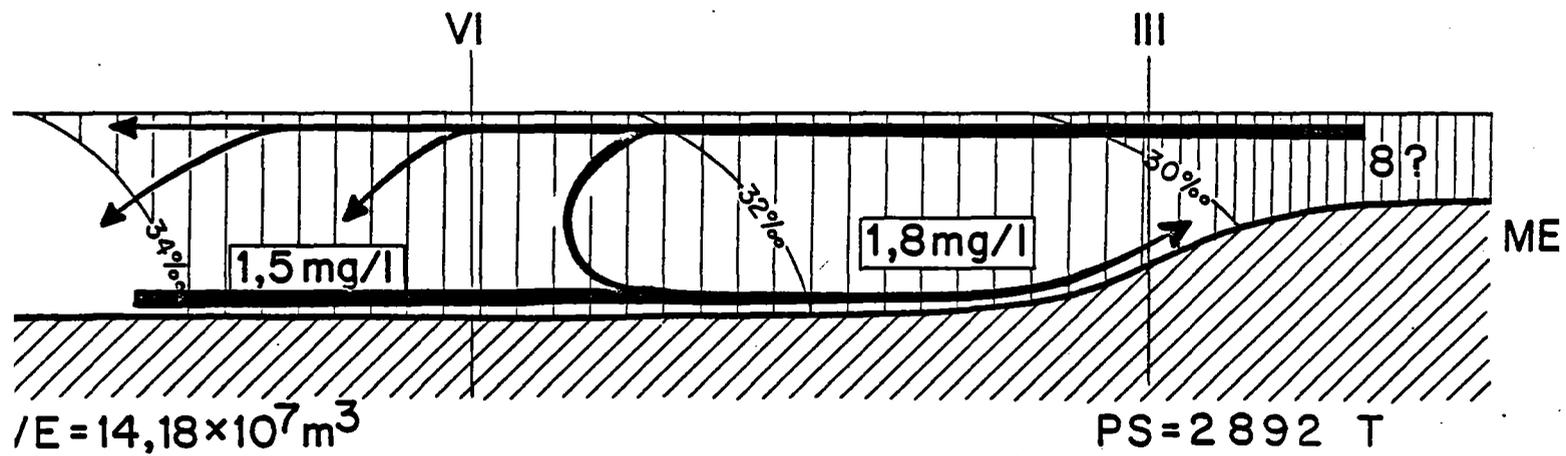
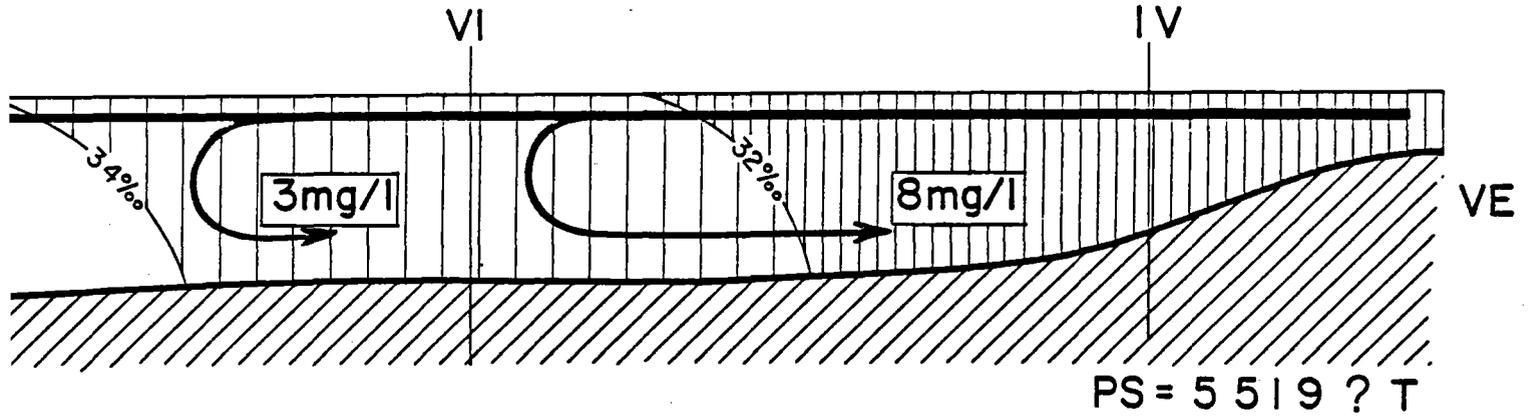


FIG. 73 - Moyenne des salinités et des turbidités de la rade en crue.

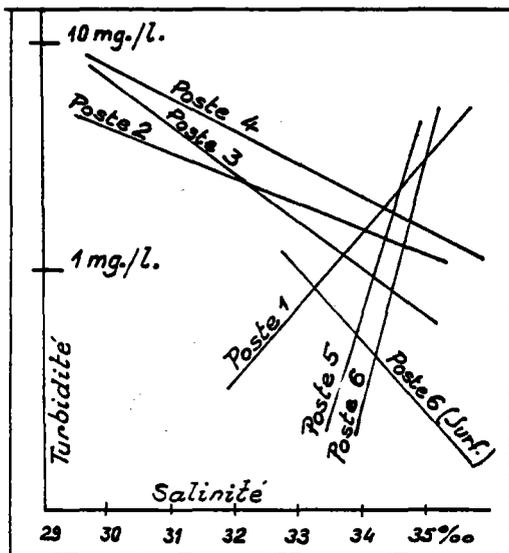


FIG. 74 -

Relation entre la turbidité et la salinité aux différents postes de la rade

vraient pas dépasser $\pm 50 \%$ et les variations observées pour les différents cycles de mesure permettent de comparer l'évolution en fonction de la variation des débits des fleuves et des coefficients de marée.

- Campagnes de septembre-octobre 1966 (fig. 72)

- Vive eau

Cette campagne de mesure est caractérisée par la faiblesse des turbidités en rade. Néanmoins, le tonnage en poids de sédiment est de 300 t environ malgré le fait que n'entrent pas dans l'évaluation les zones amonts (Elorn, Baie de Daoulas, Aulne) où une grande partie de la turbidité pourrait être concentrée. La faiblesse des turbidités en rade indiquent que dans ces conditions, la partie centrale est constituée par de l'eau de mer très semblable à celle présente à l'extérieur de la rade. Ceci est confirmé par les salinités dont les moyennes sont de 35,05 ‰ pour la zone A et 35,03 ‰ pour la zone B.

- Morte eau

On observe un gradient des teneurs moyennes qui augmentent vers l'amont de 0,3 mg/l à 1,3 mg/l. Ces teneurs sont relativement faibles, néanmoins elles représentent un poids de 800 t environ de sédiment sec.

Entre les deux cycles de mesure, la salinité moyenne des zones n'a pratiquement pas changé malgré la diminution des coefficients ; il semble même qu'elle ait eu tendance à augmenter dans les zones A et B.

La dominance du flot en profondeur et l'augmentation de la turbidité moyenne de la rade pourraient s'expliquer par un courant résiduel dirigé vers l'aval en surface. C'est-à-dire par un processus de courant de "densité" sans lien direct avec l'intensité des apports fluviaux à cette époque ni avec celle des courants de marée. Ainsi les masses d'eau turbides stockées au fond des rias s'écouleraient en surface vers l'aval à flux étant compensé par un flux de sens inverse en profondeur.

- Campagnes de février-mars 1967 (fig. 73)

- Vive eau

Le poste de mesure n° 3 n'a pu être assuré et ceci gêne considérablement les interprétations. Les turbidités sont nettement plus élevées qu'en étiage pour le même coefficient tandis que les salinités sont plus faibles et différentes de celles de l'extérieur dans les zones A, B, C. Le poids de sédiment pour les zones A, B, C est de l'ordre de 5 500 t (les mesures n'ont pas été réalisées, au poste 3, les teneurs des zones D et E sont donc extrapolées).

- Morte eau

Par rapport à la campagne d'étiage la situation est inversée, c'est-à-dire que les turbidités sont plus faibles qu'en vive eau. Elle présentent en outre la caractéristique d'être répar-

tie de façon relativement homogène. Il en est de même des salinités qui semblent encore légèrement plus élevées qu'en vive eau (zones A et B). Ceci témoigne donc d'une advection vers l'amont en profondeur, compensée par une résiduelle dirigée vers l'aval en surface. Cette advection a pour conséquence une homogénéisation des turbidités. Il s'agit donc en fait du même schéma qu'en étiage mais avec un déplacement vers l'aval de la zone estuarienne qui occupe à cette époque l'ensemble de la rade. La quantité de matériaux en suspension à cette époque est de l'ordre de 2 900 tonnes, c'est-à-dire très nettement inférieure à celle mesurée en vive eau. Il faut donc supposer qu'une partie du stock sédimentaire en suspension s'est sédimentée à l'intérieur ou à l'extérieur de la rade, ou a pu se trouver également refoulée vers l'amont grâce au courant résiduel profond.

c) Cycle annuel des turbidités

Concurremment aux dosages de turbidité des eaux dans les cours d'eau tributaires de la rade, nous avons suivi l'évolution de la turbidité des eaux. Les prélèvements en rade ne pouvaient posséder de signification qu'à la condition d'être effectués aux mêmes heures par rapport à la pleine mer et par des coefficients de marée sensiblement identiques (nous avons adopté 80). Les mesures qui n'ont pu être réalisées dans ces conditions ont été écartées.

Les prélèvements ont été faits aux 6 postes localisés sur la figure 43 en surface, à mi-profondeur et au fond. Les turbidités les plus élevées ont été observées aux postes amont : Pont de Plougastel (poste IV) et Landevennec (poste III) ; les turbidités maximums sont généralement observées en surface.

Dans la figure 46 nous avons choisi pour représenter la valeur de la turbidité en chaque poste de mesure la moyenne entre les valeurs maximums et minimums portées en coordonnées logarithmiques. La surface enveloppe de ces points matérialise la variation de turbidité des eaux de la rade. Des maximums sont observables vers la mi-mai, la mi-juillet, fin octobre et fin janvier. En outre, la turbidité des eaux de la rade montre une évolution parallèle à celle de la turbidité des eaux des fleuves avec un déphasage d'un à deux mois environ.

Il apparaît donc que le faible débit des fleuves a pour conséquence une progression très lente des eaux turbides vers l'aval au cours des flux et reflux successifs. D'autre part, la turbidité des eaux de la rade n'est pas contrôlée par l'agitation induite sur le littoral par les houles. En effet, si l'on compare la courbe 3 représentant les vents de $V > 10$ m/s avec l'évolution de la turbidité en rade, on constate que si le maximum de turbidité de la mi-mai coïncide avec des perturbations atmosphériques assez nombreuses, le maximum de turbidité de la mi-juillet s'est produit en l'absence de vent, enfin que de novembre à décembre, de nombreuses et importantes perturbations atmosphériques coïncident avec une décroissance des turbidités en rade.

Ainsi, la houle intervient localement et temporairement dans la turbidité des eaux de la rade qu'elle renforce par des remises en suspension, sur une frange littorale qui n'excède guère 300 m de largeur. Ces sédiments semblent se redéposer en grande partie après un transport relativement peu important, et ne paraissent pas se disperser dans l'ensemble de la rade. Nous pouvons donc conclure que la remise en suspension des sédiments fins par la houle agissant sur les hauts fonds ne peut rendre compte de l'évolution des turbidités en rade de Brest.

En étiage, la masse des particules en suspension est de l'ordre de 500 t ; à la fin de l'hiver elle est de l'ordre de 3 500 t. Il est remarquable que ces deux tonnages soient dans le même rapport que les volumes d'eau douce virtuellement inclus (2 et $14 \times 10^7 \text{ m}^3$ respectivement).

La figure 74 montre deux types de courbes. Les eaux des postes 2, 3 et 4 montrent un accroissement de la turbidité avec la dessalure des eaux : ce sont des postes amont qui reçoivent leurs eaux turbides directement des rivières. Par contre, aux postes 5, 6 et 1 du centre de la rade, la turbidité croît avec la salinité. Au poste 6, où la dessalure se fait sentir uniquement en surface, les deux phénomènes sont concomitants. Cette observation suggère l'existence de mouvements sédimentaires de grande amplitude dont nous étudierons ci-dessous les modalités.

Au poste 4, en juin 1968, les particules en suspension en surface et à mi-profondeur ont une composition minéralogique identique à celles des eaux de la Ria de l'Elorn. Mais dans les eaux profondes, nous avons rencontré de la calcite provenant du remaniement des sédiments vaseux riches en carbonates d'origine organique.

Outre les phyllites classiques : chlorite, kaolinite et illite, du quartz et des feldspaths dont la présence est banale dans les sédiments quaternaires du Massif Armoricaïn ; la pyrophyllite est présente dans le stock des particules en suspension transporté par les petits fleuves côtiers de la rade. MELOU et PLUSQUELLEC (1967) ont précédemment signalé la présence de ce minéral dans les formations géologiques locales. L'étude minéralogique des sédiments de la rade a montré sa présence ainsi que celle de sidérite dans la fraction fine ($\phi < 80 \mu$) des sédiments vaseux. Il apparaît donc dans l'ensemble une identité entre la minéralogie des sédiments de la rade et celle des apports fluviaux. Néanmoins, la présence de la calcite en suspension dans les eaux profondes, et des maximums de turbidité liés aux eaux les plus salées indique que des remaniements sédimentaires importants peuvent avoir lieu, entraînant le recyclage d'un stock de sédiments considérable.

d) Teneurs en suspension en Iroise

Nous avons réalisé une série de mesures en février-mars 1967 à l'entrée de l'Iroise (fig. 5). Les teneurs étaient comprises entre 0 et 3,7 mg/l. Les turbidités en surface variaient de 0 à 3,4 mg/l, à mi-profondeur elles étaient comprises entre 0,6 et 3 mg/l, au fond entre 0 et 3,7 mg/l. Les moyennes respectives étaient de 1,4, 1,7 et 1,6 mg/l. Le calcul des vitesses résiduelles en surface 10, 20, 30, 40 m de profondeur, et au voisinage du fond, montre une vitesse résiduelle dirigée vers l'aval en surface et vers l'amont à partir de 10 m de profondeur. L'étude des bilans massiques montre qu'en surface, le flux résiduel est dirigé vers l'aval. Il y atteint 15,3 mg/s pour une section de 1 dm^2 . A mi-profondeur, il est dirigé vers l'Est et atteint 6,7 mg/dm²/s. Le nombre des niveaux considérés rend imprécise l'estimation du bilan total. Néanmoins, il apparaît qu'en ce point les flux élevés de la surface sont caractéristiques d'une tranche d'eau relativement faible ($15,3 \times 100 = 1\,530 \text{ mg/s}$, pour une section de 1 dm de largeur), tandis que le flux plus faible en profondeur est compensé par l'épaisseur concernée ($6,7 \times 400 = 2\,680 \text{ mg/s}$). Ainsi, le débit global pourrait être à cette époque et pour ce point dirigé vers l'amont. Des mesures plus précises sont nécessaires pour vérifier la permanence ou le caractère saisonnier de ce flux.

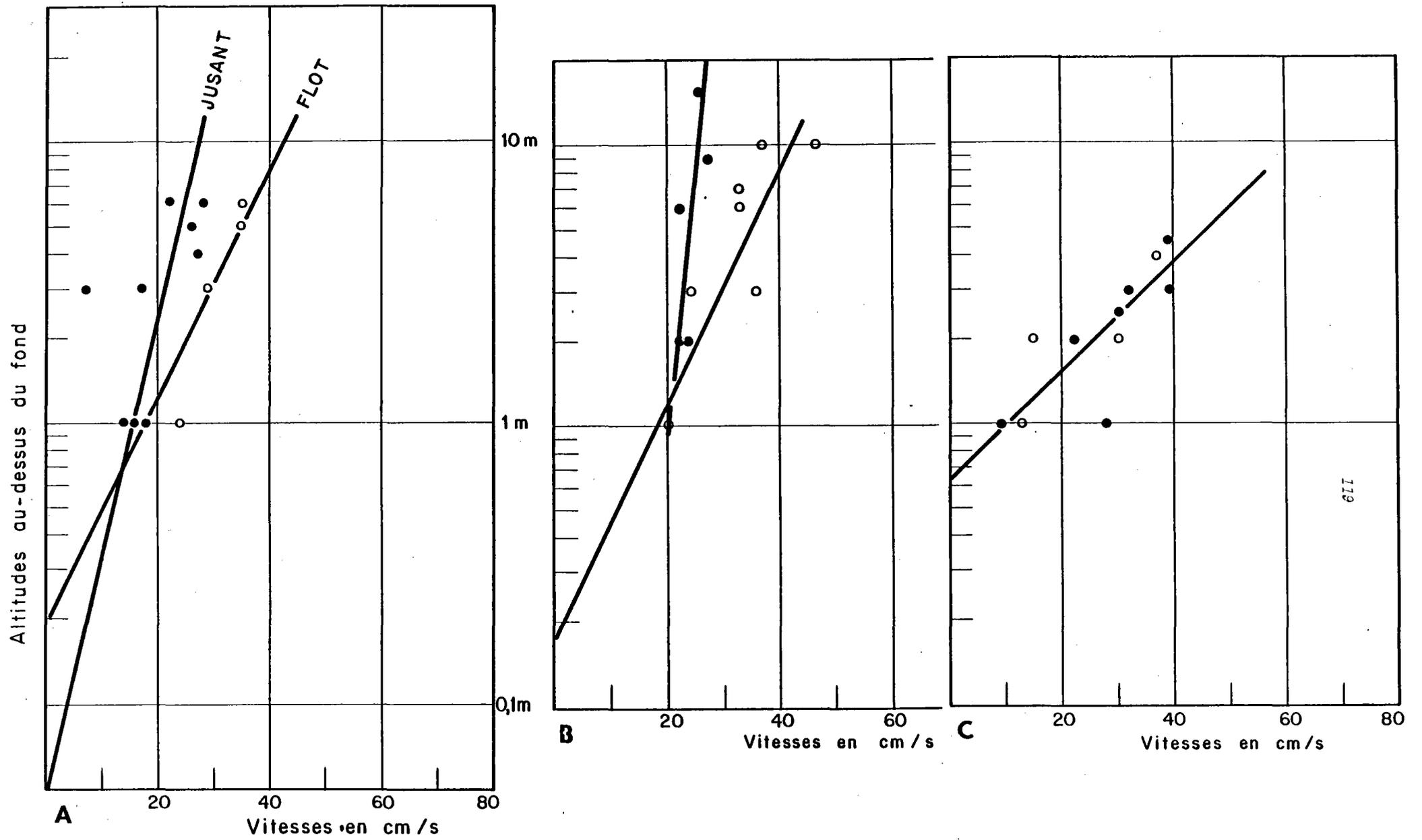


FIG. 75 - Détermination de la vitesse de frottement en vive eau aux postes 2, 4 et 5.

3 - Transports sur le fond

Les mesures courantographiques effectuées 5 m au-dessus du fond, jointes aux résultats extrapolés de mesures exécutées plus près de la surface, ont été utilisées pour calculer en chaque point l'équivalence kilométrique de l'eau ayant circulé sur le fond pendant un cycle de marée de vive eau (fig. 69). Dans cette évaluation, nous n'avons retenu que les vitesses supérieures à 10 cm/s seules susceptibles d'influencer notablement les dépôts sédimentaires.

Nous avons comparé les résultats obtenus pour chaque point de mesure avec la granulométrie du dépôt dragué au point le plus voisin. Nous avons également évalué la vitesse de frottement maximum en utilisant la formule de STERNBERG et en supposant que la vitesse varie peu entre 5 m et 1 m de fond. Ces valeurs ont été résumées dans le tableau 12.

Nous avons d'autre part tenté d'évaluer la vitesse de frottement "moyenne" à partir des gradients de vitesse mesurés lors des stations de mesure effectuées à poste fixe, lors des campagnes hydrologiques.

Nous avons utilisé la formule :

$$U_* = \frac{\bar{U}_{100} \times 0,4}{\text{Log } \frac{z}{z_0}}$$

z_0 étant la longueur de frottement.

La méthode que nous avons utilisée paraît, *a posteriori*, justifiée dans la mesure où les points du graphe ne sont pas trop dispersés, elle a l'avantage de pallier le faible nombre de mesure et l'imprécision relative de leur position par rapport au fond. Mais il s'agit bien d'une "moyenne" et nous reconnaissons que la signification d'une telle grandeur est limitée. La vitesse de frottement est estimée en déterminant l'intercept z_0 du graphe des vitesses en fonction des hauteurs par rapport au fond, sur une échelle logarithmique (fig. 75 a, b, c).

Deux droites différentes sont généralement obtenues, l'une pour le flot, l'autre pour le jusant. Les valeurs de $U_{100 \text{ cm}}$ extrapolées et de C_{100} dérivées sont rassemblées dans le tableau 13.

On peut comparer pour les postes 1, 2 et 5 les valeurs obtenues en utilisant la valeur U_{500} maximum et la formule de STERNBERG, avec cette valeur "moyenne" :

- au poste 1 : 2,6 cm/s pour 5 cm/s ;
- au poste 2 : 3,9 cm/s à 4,2 cm/s pour 4 cm/s ;
- au poste 5 : 2 à 4,5 cm/s pour 2 cm/s.

L'accord est donc relativement satisfaisant, néanmoins les valeurs de C_{100} estimées sont un ordre de grandeur plus élevé que le coefficient de STERNBERG. L'accord résulte donc du fait que dans le premier cas nous avons exagéré U_{100} en utilisant la valeur maximum de U_{500} .

Aux postes 3, 4, 5 et 6 les vitesses de frottement en flot sont supérieures à celles mesurées en jusant. Les valeurs de C_{100} que nous avons calculées sont en bon accord avec celles de LUDWIG (1973) pour la Baie de Chesapeake (fig. 76, tabl. 14). Nous avons évalué à titre indicatif la résultante des débits charriés au poste 5 :

$$\text{En flot : } \frac{T_0 - T_c}{T_c} = 19 \qquad U_* = 4,5 \text{ cm/s}$$

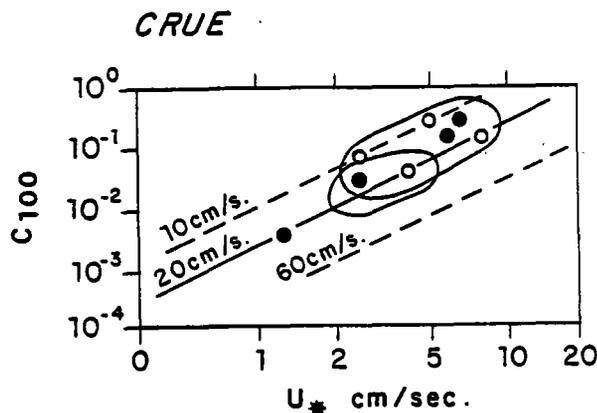
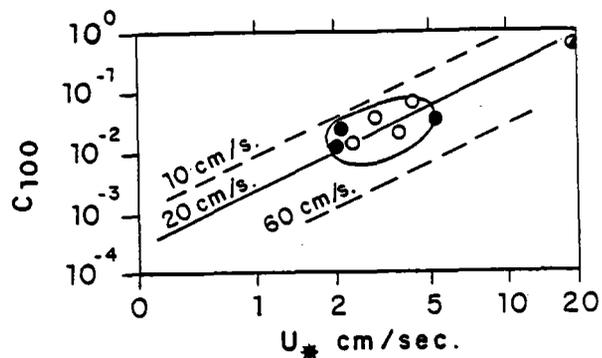


FIG. 76 - Relation entre vitesse de frottement et C 100 (● : jussant ; ○ : flot).

Station	Résultante amont (km)	Résultante aval (km)	Vitesse max. cm/s	U* cm/s	%C	%G	%S	%V	Md cm	Dx	Rx	U.*c
G	1,5	3,02	80	4,5	5	45	49		0,2	46	50	2,5
1	6,26	7,06	90	5	18	57	24		0,4	92	150	3,75
E	12,7	2,68	70	4	3	59	38		0,3	69	100	3,3
5	4,07	0	37	2		7	58	35	0,02	4,6	2	1
2	2,2	3,02	73	4		33	60	6	0,1	23	15	1,5

TABL. 12 - Résultante des courants de fond et comparaison des vitesses de frottement maximums aux postes G, 1, E, 5 et 2 avec les vitesses critiques d'érosion.

pour $Md = 0,02$ cm, on a (fig. 34) $K = 1000$ d'où : $\gamma = 3000$ gr/m/s.

En jusant :
$$\frac{T_o - T_c}{T_c} = 3 \quad U_* = 2 \text{ cm/s}, \quad K = 0,04, \quad \gamma = 0,06 \text{ gr/m/s}$$

Le débit charrié vers l'amont pour 3 h de flot serait donc de 30 t/m. L'importance de cette valeur théorique justifierait une étude plus approfondie et des observations "in situ". En effet, pour des différences faibles de la vitesse de frottement, le débit théorique peut varier dans de très grandes proportions.

En résumé, il apparaît que les vitesses de frottement associées au courant de flot sont plus élevées que celles prévalant lors du jusant. Il résulte de cette différence que la zone où le flot est prépondérant (fig. 69), est plus sableuse. Dans les zones où le jusant prédomine, les vitesses de frottement plus faibles permettent sans doute le dépôt et la conservation d'une fraction fine. Au Sud de la rade qui est sous l'influence prédominante du courant de flot, les particules fines remaniées par le courant de flot ne peuvent se déposer qu'au fond des anses de Roscanvel, du Fret et du Poulmic.

D - MODELE HYDROLOGIQUE

Nous avons tenté d'élaborer un modèle hydrologique de la rade qui prenne en compte les caractéristiques de température et de salinité et les changements du niveau moyen.

Le cycle annuel "moyen" de la salinité et de la température a été établi à partir des données de trois années : 1967, 1968 et 1975. A ces informations, s'ajoutent les données publiées par SERVAIN (1976) sur le niveau moyen de la rade qui s'appuient sur une série d'observations effectuées de 1953 à 1974 par le Service Hydrographique de la Marine Nationale. Après correction de la pression atmosphérique, SERVAIN a établi la courbe moyenne des anomalies de niveau mensuelles. L'évolution moyenne est la suivante (fig. 77) : le niveau moyen augmente de juillet à novembre ; il décroît de décembre à fin mars et connaît une stabilité relative d'avril à fin juin.

SERVAIN postule que les variations du niveau moyen sont dues aux variations de densité des eaux de la rade, et que les variations dues à la salinité peuvent être négligées. Nous avons reporté sur la figure 77 les variations concomitantes du niveau, de la salinité, de la température, et de la densité "moyenne" des eaux de la rade, d'après nos observations de 1967-1968 et celles du R.N.O. de 1975. Il apparaît que les variations de densité des eaux de la rade sont pratiquement en phase avec la variation du niveau moyen, mais de sens opposé à celui attendu par SERVAIN. Les variations de niveau ne peuvent donc être expliquées par les variations de densité. Une autre explication peut être recherchée dans le régime des courants sur le plateau continental à l'Ouest de la Bretagne.

SERVAIN a également étudié une série de mesures de la pression atmosphérique aux Iles Scilly (de 1923 à 1975) qui montre la prédominance du régime anticyclonique de juin à fin septembre (soit pendant quatre mois) tandis que le régime cyclonique est prépondérant pendant le reste de l'année. Il en résulte que les courants de dérive, à l'Ouest de la Bretagne portent vers le Sud-Ouest

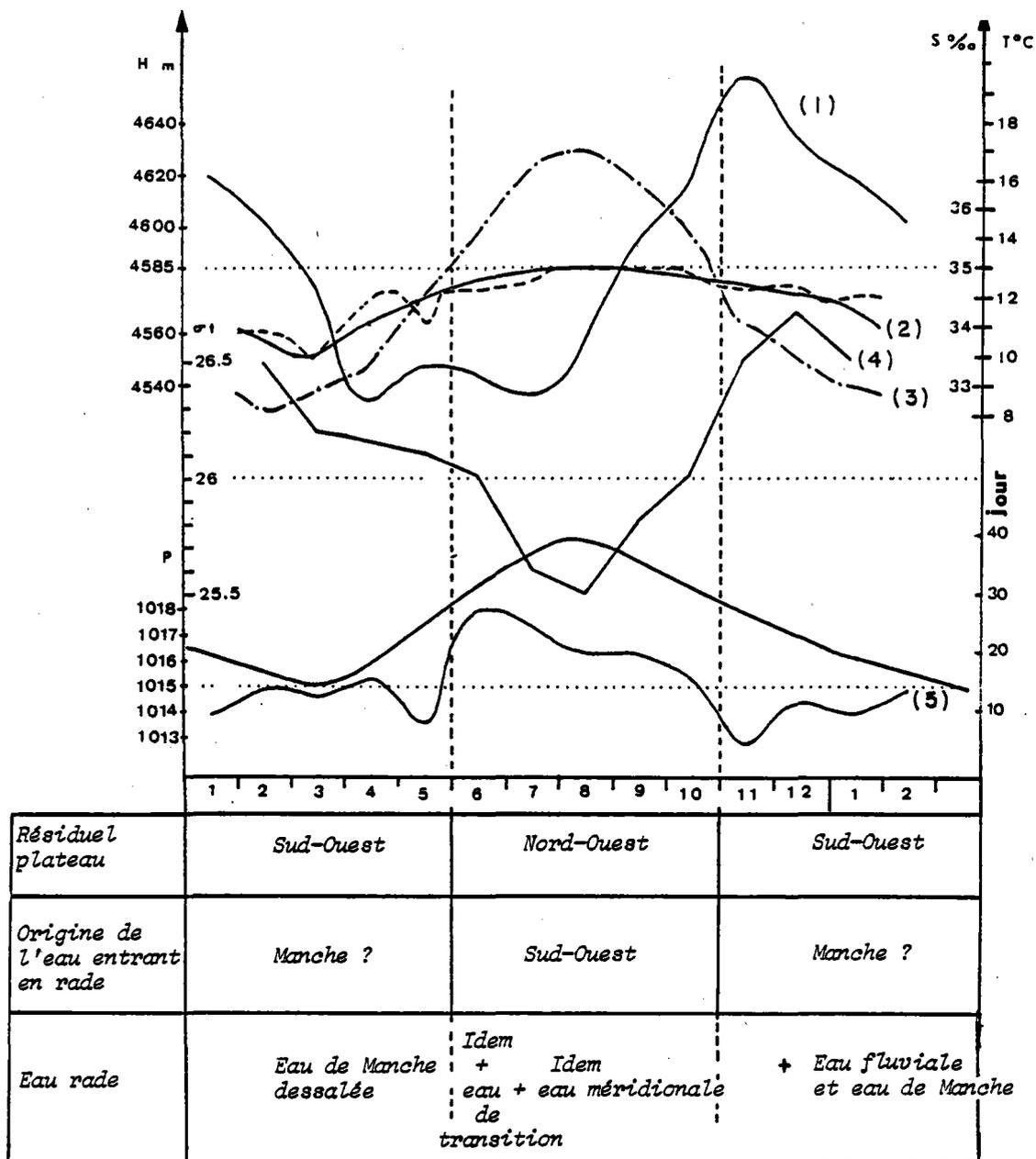


FIG. 77 - Variation du niveau moyen mensuel de la rade et de la pression atmosphérique moyenne aux îles Scilly (d'après Servain, 1976) et évolution de la salinité, de la température, de la densité des eaux de la rade pour l'année 1967

- 1 : niveau moyen de la rade
- 2 : tiretés, évolution de la salinité ; trait plein, courbe moyenne
- 3 : températures
- 4 : densités (σ_t)
- 5 : pressions atmosphériques aux îles Scilly

d'octobre à fin mai, et vers le Nord-Est de juin à fin septembre. La rade est donc alimentée, à partir du mois de mai, en eau de transition par le courant de dérive d'origine sud-ouest. En aout-septembre, selon les années, les eaux de la rade sont un mélange en proportion variable d'Eau de Manche et d'Eau de Transition. C'est donc l'advection due à ces masses d'eaux qui provoque l'augmentation du niveau moyen, car de juillet à octobre, la densité des eaux de la rade augmente du fait de l'augmentation de la salinité. A partir de novembre, la rade paraît alimentée par de l'Eau de Manche, entraînée par une dérive sud-ouest. En même temps, l'afflux des eaux à la côte cesse et le niveau diminue, tandis que la densité des eaux diminue du fait de la dessalure.

Ainsi l'afflux des matériaux en suspension de décembre à février accompagne une baisse du niveau moyen favorisant vraisemblablement une exportation du matériel en suspension vers l'Iroise.

E - DISCUSSION

Il nous appartient, à l'issue de cette présentation de discuter les modalités des transports sédimentaires en rade et ses échanges avec l'Iroise.

Nous avons noté, malgré la modestie des houles, que l'action des vagues pouvait entraîner l'érosion des falaises et mettre en oeuvre une dérive littorale impliquant galets et graviers. Les limons remaniés alimentent, quant à eux, les vasières littorales mais ne paraissent pas influencer sur le bilan des turbidités de la rade à l'échelle annuelle (on ne peut cependant exclure des transports importants très localisés dans l'espace et dans le temps).

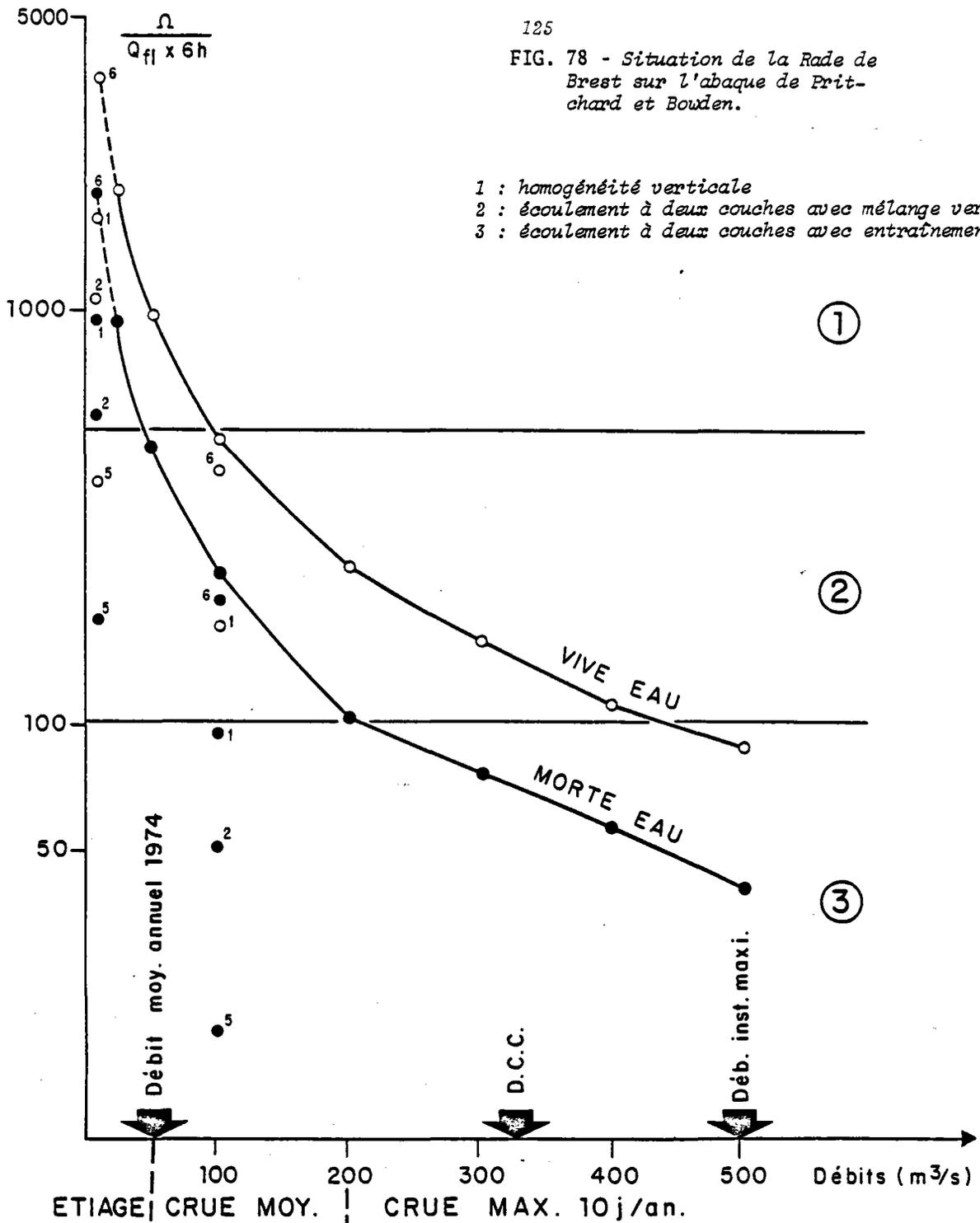
En ce qui concerne les sables, il apparaît, compte tenu de la modestie relative des houles, que le rôle des courants de marée est largement prépondérant dans leur dynamique. Nous avons vu que les vitesses de frottement semblaient dépasser les vitesses critiques d'érosion, ceci reste néanmoins à confirmer par des observations "*in situ*". Les transports se feraient préférentiellement vers l'amont au Sud de la rade, et vers l'aval au Nord, en relation avec dissymétrie des courants de fond liée à la force de CORIOLIS. Les vitesses de frottement les plus faibles qui semblent associées aux courants de jusant, expliquent la présence d'une fraction vaseuse plus importante sur les rives nord de la rade.

Ces transports au voisinage du fond, sont tributaires du cycle des courants de marée et présentent donc une quasi-permanence. Par contre, les transports en suspension paraissent étroitement associés aux fluctuations climatiques saisonnières.

BASSOULET (1979) a étudié la dynamique de la sédimentation dans la Ria de l'Aulne. Il a notamment évalué l'importance des apports fluviaux en 1977, année de pluviosité comparable à 1968. Les apports de l'Aulne ont représenté au cours de cette année 7 000 tonnes de sédiments secs, cette évaluation confirme l'ordre de grandeur des apports que nous avons estimé, mais le fait que 5000 tonnes furent introduites lors des seules crues de février, montrent l'importance des phénomènes paroxysmaux.

BASSOULET, par ailleurs, montre qu'en temps "normal" le bouchon vaseux de l'Aulne correspond à une masse moyenne de 5500 t de sédiments, à laquelle peuvent s'ajouter ou se soustraire

FIG. 78 - Situation de la Rade de Brest sur l'abaque de Pritchard et Bowden.



Poste	ME				VE			
	flot		jusant		flot		jusant	
	U_x	C	U_x	C	U_x	C	U_x	C
1	2,6	0,08	-	-	-	-	-	-
2	3,9	0,19	-	-	4,2	0,05	-	-
3	3,1	0,03	2,1	0,02	-	-	5,3	0,04
4	2,5	0,01	6,4	0,34	8,3	0,11	5,8	0,17
5	-	-	-	-	4,5	0,06	2	0,02
6	5,5	0,25	1,3	0,003	-	-	2,7	0,05

TABL. 13 - Vitesse de frottement en flot et en jusant, en morte eau et vive eau.

2200 t érodées ou déposées par les courants de marée. Il a mis également en évidence le rôle dominant de l'érosion par les courants de flot et l'importance des phénomènes de décantation au cours du jusant. Il conclut : "les cycles de marée semi-diurnes et bimensuels jouent donc le rôle prépondérant dans le contrôle des processus sédimentologiques... la majeure partie du bouchon vaseux provient des remises en suspension par la marée". Il est en effet clair que l'asymétrie des courants de flot et de jusant liée au freinage de l'onde marée induit un "coup de flot" dont le rôle est primordial dans la dynamique du bouchon vaseux (ALLEN *et al.*, 1980). Néanmoins la coïncidence entre la masse moyenne de ce bouchon vaseux et celle des apports fluviaux ne peut être fortuite.

Au cours des périodes de crue une masse de sédiments équivalente à celle présente dans le bouchon vaseux est introduite dans la ria de l'Aulne. Si nous supposons que la masse du bouchon vaseux ne varie pas il faut admettre, ou bien que ces 5000 t ont été piégées dans l'estuaire (sur les hautes slykkes ?) ou bien que tout ou partie de ce stock a été évacué en rade. Or, les études de GUILCHER et BERTHOIS (1957) ont montré que le régime sédimentaire des slykkes et des schorres des rias bretonnes paraissent refléter un équilibre entre érosion et sédimentation.

BASSOULET a également estimé le temps de séjour de l'eau douce dans la Ria de l'Aulne, il montre que sa durée semble mieux corrélée au débit de l'Aulne qu'au coefficient de marée. Il paraît évident que le devenir des apports fluviaux doit être également lié aux temps de résidence des eaux douces et qu'ils seraient donc plus facilement évacués en rade en période de crues.

A cet égard, il est important de noter que la masse des sédiments en suspension en rade en 1966-1967 a varié de 500 t en étiage à 3500 t en crue, ce dans une proportion égale au volume d'eau douce virtuellement présent. Nous en concluons qu'une part importante du bouchon vaseux de l'Aulne est expulsée en rade lors des périodes de crue et, par conséquent, que ces paroxysmes ont une importance fondamentale dans le cycle d'échange entre l'estuaire et la rade. Les modalités de cette expulsion ne peuvent être aisément étudiées. Il est vraisemblable que la circulation résiduelle dirigée vers l'aval en surface est alors très renforcée et qu'elle entraîne une masse importante de suspension hors du circuit habituellement clos des sédiments de la rive.

DELMAS a étudié la distribution et la dynamique des éléments dissous dans les estuaires de l'Elorn et de l'Aulne et en rade. Nous trouvons dans ses travaux de nouvelles indications sur la dynamique des masses d'eau, grâce aux traceurs que constituent les éléments chimiques.

DELMAS s'est particulièrement attaché à l'étude de l'hydrologie de la Ria de l'Elorn où l'influence marine est plus marquée que dans l'Aulne. Il a également proposé un modèle pour l'étude du temps de renouvellement des eaux de la rade, en considérant les échanges entre divers compartiments. L'hypothèse de base du modèle (stratification faible) en limite l'utilisation aux considérations d'étiages et de débit moyen. Pour ces seules périodes il permet la simulation des salinités à la sortie de la rade. La comparaison des prévisions et des observations est un test du modèle qui s'est avéré positif. Les ordres de grandeur calculés suggèrent que le volume moyen échangé entre rade et Iroise est égal à 1/30 du volume de la rade à PM, soit environ 10^8 m^3 (nous avons évalué à 10^7 m^3 ce volume en étiage, BERTHOIS et AUFFRET, 1970 B).

DELMAS note que "le pourcentage d'eau de l'Iroise pénétrant en rade est plus important lorsque la stratification augmente".

Ainsi, une fois de plus, nous pouvons souligner l'importance du contrôle climatique sur la dynamique de la rade. Pour DELMAS le flux des sels nutritifs sortant des rias est très important

en hiver "en raison de l'augmentation des débits et des teneurs dans les eaux fluviales... La productivité globale de l'écosystème... est dépendante de l'apport fluvial durant le premier trimestre et de la date à laquelle a lieu l'initiation du bloom...".

Nous avons signalé plus haut que les transports en suspension étaient contrôlés par quatre facteurs : géométrie de la rade, courants de marée, courants résiduels, circulation sur le plateau continental. Après avoir mis en évidence le rôle prépondérant de ce dernier facteur, examinons celui des trois premiers.

Géométrie de la rade :

L'élargissement de la rade au débouché du Goulet et la force de CORIOLIS se conjuguent pour donner naissance à un tourbillon central tournant dans le sens anti-cyclonique. D'autre part, les rives sud de la rade sont soumises à l'influence prépondérante du flot et les rives nord à l'influence du jusant. Le transport des suspensions contrôlé principalement par le jusant prévaut donc préférentiellement sur les rives nord.

Cycle nictéméral :

La diminution des hauteurs des pleines-mers en période de déchet se traduit par un déficit de $300 \times 10^6 \text{ m}^3$ sur 14 j, pour une section mouillée de $35 \times 10^3 \text{ m}^2$ dans le Goulet ; il en résulte une vitesse résiduelle moyenne au cours du jusant de 10 cm/s. Cette valeur est très importante, elle s'ajoute à la résiduelle résultant des courants de densité, particulièrement importante en crue et morte-eau quand la stratification est maximum et à celle résultant des chenalisations des courants de flot et de jusant résultant de la force de CORIOLIS.

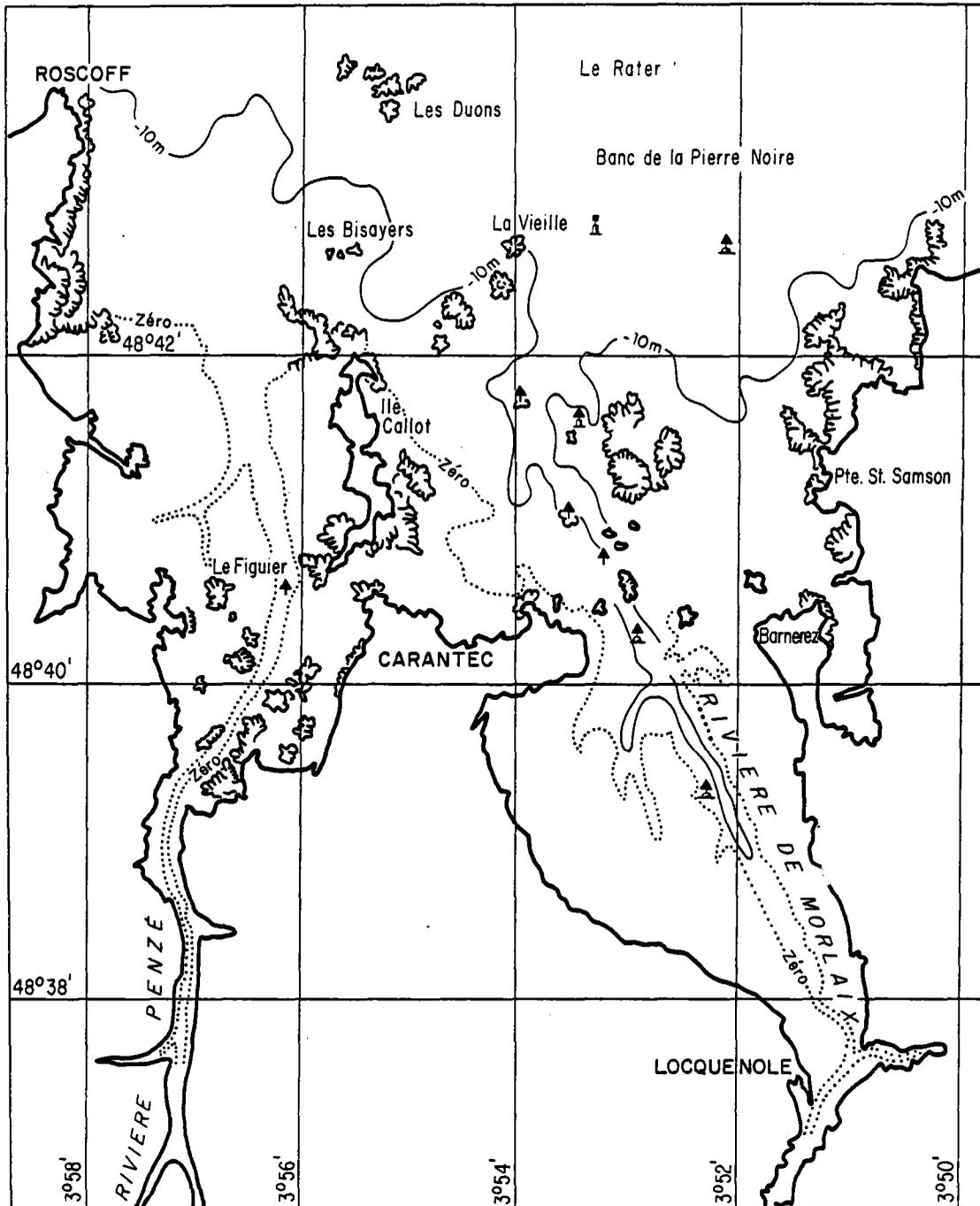
Le modèle hydrologique que nous avons décrit montre d'autre part que le niveau moyen de la rade, corrigé de la pression atmosphérique présente des fluctuations qui sont tributaires de la circulation sur le plateau continental. GROVEL (1970) avait déjà signalé ce couplage dans le cas de la Rade de Lorient.

Il apparaît également que selon les saisons l'un ou l'autre des facteurs peut avoir un rôle prépondérant. En étiage, il est évident que c'est le régime tidal semi-diurne et nictéméral qui contrôle la dynamique des suspensions. D'où l'accent mis par BASSOULET et ALLEN *et al.* sur l'importance de ce facteur qui prévaut près de 8 mois par an (fig. 78).

En crue et en déchet le renforcement de la circulation résiduelle de surface favorise le transit des suspensions des rias vers la rade. De décembre à mars, la circulation océanique, à l'extérieur de la rade, provoque une "vidange" qui favorise l'évacuation vers l'Iroise des eaux saumâtres turbides de la rade.

A l'échelle annuelle, le contrôle du transfert des suspensions sur le plateau continental est donc "climatique" la quasi-totalité des exportations étant concentrées sur quelques semaines. C'est donc l'ensemble des facteurs cités qui intervient dans le contrôle, mais l'évaluation de leur part respective nécessiterait un suivi à l'échelle pluriannuelle, le sens des transferts pouvant temporairement s'inverser selon les variations annuelles de la pluviosité.

FIG. 79 - Bathymétrie de la Baie de Morlaix.



III - LA BAIE DE MORLAIX

Par rapport à la Rade de Brest, la Baie de Morlaix présente la particularité d'être ouverte sur la Manche. Nous aurons ainsi l'occasion d'étudier une dynamique où l'action des houles est susceptible d'être plus significative. Nous évaluerons également à titre de comparaison l'influence des apports fluviatiles sur la sédimentation ; ces aspects ont été particulièrement étudiés par nous-mêmes en 1968 : LEFEVRE-LEHOERFF (1972), RIAUX (1977), BESLIER (1981). Nous ferons donc pour ce thème d'abondantes références aux résultats publiés par ces auteurs.

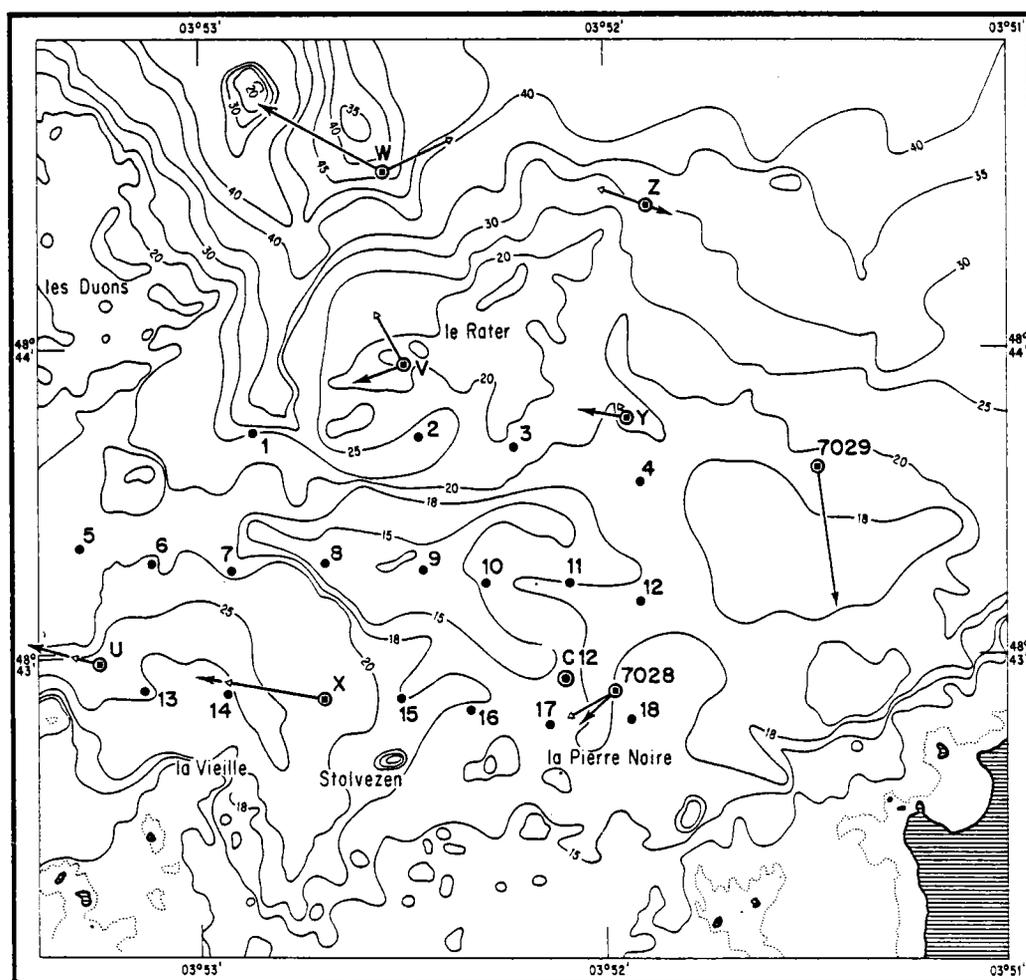
Les études de BESLIER qui suivirent la pollution de l'AMOCO-CADIZ ont eu le grand mérite de démontrer comment les phénomènes de circulation de type estuarien (généralement insoupçonnés dans ces milieux, eu égard à la faiblesse des débits fluviaux) avaient pu entraîner la pollution des zones internes de la baie ce, malgré la présence de barrages en surface.

A - CADRE GEOLOGIQUE

La baie de Morlaix se trouve située à la charnière d'un anticlinal constitué par deux familles de roches. Des roches métamorphiques qui constituent le vieux socle et qui dominent largement sur des roches éruptives interstratifiées d'une part, et des batholites granitiques d'autre part. Il n'a pas été possible de dater l'ensemble de façon précise, les roches métamorphiques doivent être antérieures au Cambrien : elles plongent sous les schistes coblenciens au Pont du Chemin de Fer sur la Penzé. Toutes ces roches métamorphiques ont un pendage subvertical et une orientation oscillant de 10° autour de Nord-Est/Sud-Ouest. Correspondant à une phase tectonique très ancienne, antérieure aux mouvements hercyniens, la majeure partie des granites coupent les complexes métamorphiques à l'emporte-pièce ; ils sont donc postérieurs aux mouvements ayant affecté les formations précédentes. SANDREA (1960) signale que les vallées de l'Horn, de la Penzé et de la Rivière de Morlaix, de direction NNO-SSE, constituent les limites naturelles d'un compartimentage entre les petites unités lithologiques du socle métamorphique ; les masses granitiques post-tectoniques découpent les axes métamorphiques sans être affectées par la discontinuité lithologique marquée par les vallées. Ainsi se trouve confirmée l'hypothèse précédente, à savoir que ces vallées occuperaient des accidents anciens ayant provoqué des cassures transversales dans le bourrelet anticlinal, ces accidents pourraient être datés de la phase bretonne de l'orogénèse hercynienne caractérisée par la direction NO-SE. Les grands traits de la topographie actuelle sont donc hérités des orogénèses précambriennes et paléozoïques.

FIG. 80 - Carte bathymétrique de la baie de Morlaix

Les emplacements des prélèvements numérotés de 1 à 18 sont indiqués par des points noirs ; les points de mesures courantographiques par un carré noir inscrit dans un cercle ; les trois stations de prélèvements biologiques par un point entouré d'un cercle. Les résultantes des courants de fond sont représentées à l'échelle de la carte bathymétrique en vive-eau par une flèche noire, et en morte-eau par une flèche claire.



B - ENVIRONNEMENT

1 - Bathymétrie (fig. 79)

Le cadre bathymétrique de la Baie de Morlaix est particulièrement complexe, ce en relation avec les caractéristiques géologiques de son substratum façonné selon un modelé continental lors des régressions auquel se trouvent surimposés des traits résultant d'accumulation sédimentaire holocènes.

Limitée au Nord par une ligne Roscoff - les Duons - le Rater - Pointe de Primel, la baie largement ouverte sur la Manche a une profondeur inférieure à 40 m. La Presqu'île de Carantec et l'île Callot qui la prolonge séparent la Rade de la Penzé à l'Ouest, de la Rade de Morlaix à l'Est. Dans chacune de ces deux rades la superficie située au-dessus du 0 des cartes marines est importante.

D'amont en aval on peut distinguer trois parties dans le cours maritime de la Penzé. De Penzé au Pont de la Corde (0 des cartes marines) la pente du chenal est faible. De Penzornou aux Bisayers la pente est plus forte, au niveau des Bisayers le chenal dessine un coude brusque vers l'Est que BOURCART (1949) a interprété comme un coude de capture par un affluent de la Rivière de Morlaix dont le cours parallèle se dirigeant vers le Nord, était situé à une côte plus basse. Cette partie du chenal serait en partie colmatée par les sables de la Pierre Noire.

Ce banc est limité au Nord par le haut fond du Rater et au Sud par les roches de la Pierre Noire qui le séparent de la zone "estuarienne" de la Baie de Morlaix. Sa profondeur moyenne est de 15 m environ au-dessous du niveau des plus basses mers ; il s'allonge sur 2,4 km en direction E-O. Nous avons dressé une carte bathymétrique de la zone (fig. 80) à partir de nos levés et des données de la carte marine. Nous avons pu réaliser également quelques coupes sismiques à l'aide d'un sparker de 60 joules caractérisé par une bande de fréquence d'émission allant de 0,1 à 2 kilohertz. Ces enregistrements ont permis de montrer que l'épaisseur du sédiment sur le flanc du Rater est de l'ordre de 8 m, tandis qu'elle atteint une dizaine de mètres sur le flanc sud-est de la Dune de la Pierre Noire. Au Sud de la Pierre Noire, l'île aux Dames sépare le Chenal de Ricard à l'Ouest du Chenal de Treguier à l'Est.

2 - Apports fluviaux (fig. 81)

Le bassin versant de la Penzé et de sa ria représente environ 54 km². Son débit moyen est de l'ordre de 2 m³/s, les débits de crue atteignent 10 m³/s, les valeurs d'étiage sont de l'ordre de 0,75 m³/s.

La Rivière de Morlaix est alimentée par le Jarlot, le Queffleuth et le Dourduff. Le bassin versant a une superficie de 360 km². Malgré sa superficie plus importante, le débit moyen cumulé de ses fleuves ne paraît pas beaucoup plus élevé que celui de la Penzé.

TABL. 14 - Caractéristique des courants au Pont de la Corde sur la Ria de la Penzé, en fonction du coefficient de marée.

Poste	Coefficient de marée	Flot			Jusant	Temps d'immobilité (heures)		
		S	1/3	1/2	S	flot	jusant	total
Février Pont de la Corde	32		-2PM		<u>+4PM</u>	4	4	8
Avril Pont de la Corde	85/90			-5PM	<u>+1PM</u>	2	0,9	2,9
Juillet Pont de la Corde	60/63			<u>-4PM</u>	+2PM	2	4,3	6,3
Juillet Pont du Chemin de Fer	54/55	-4PM			+3PM	2	1,5	3,5
Juillet Poste C	56/58					3	4,25	7,25

S = surface. 1/3 = 1/3 de la profondeur à partir de la surface.

1/2 = 1/2 de la profondeur à partir de la surface.

L'heure soulignée correspond au maximum de la vitesse du courant pour le cycle flot-jusant.

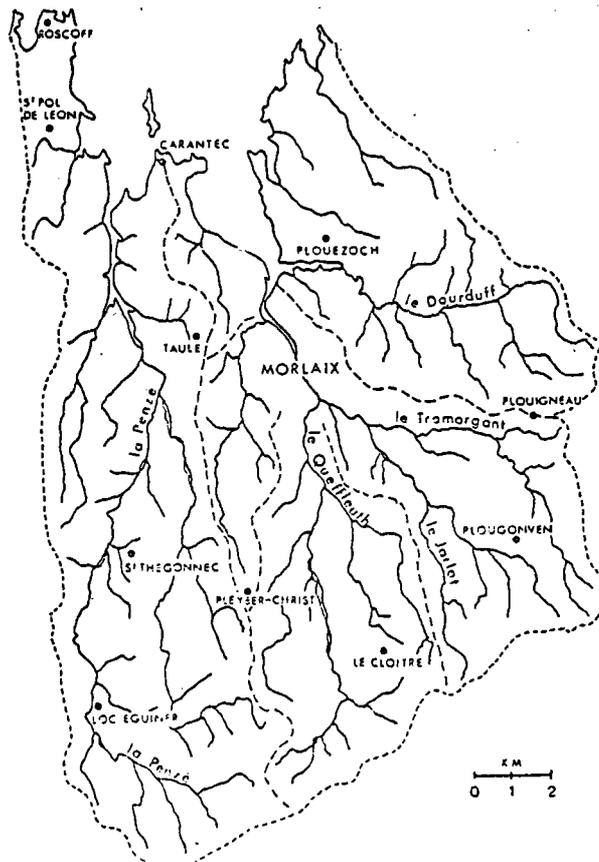


FIG. 81 - Bassins versants tributaires de la Baie de Morlaix.

3 - Hydrologie

L'hydrologie de la Baie de Morlaix a fait l'objet d'observations nombreuses, rares néanmoins sont les mesures simultanées couvrant l'ensemble de sa superficie. Nous avons donc utilisé divers travaux pour tenter de reconstituer une distribution 'quasi-synoptique' des salinités de surface en crue et vive eau.

La figure 82 montre que les rias de la Penzé et de Morlaix ont des salinités inférieures à 20 ‰. L'isohaline de 30 ‰ atteint dans les deux rades le Nord de la Presqu'île de Carantec. Les eaux de salinité supérieure à 35 ‰ sont présentes au Nord-Est d'une ligne les Duons - Pointe de St Samson. La zone située entre ces deux isohalines est donc influencée de façon saisonnière par la dessalure.

4 - Hydrodynamisme

Nous avons signalé ci-dessus l'importance des courants de marée au Sud de la Manche, l'intensité des courants de surface décroît du large vers la côte (figs 21, 22).

La circulation résiduelle dans le secteur côtier est encore largement méconnue. CABIOCH et DOUVILLE (1979) ont effectué des suivis de flotteur immergé à 2 m de profondeur. Les observations ont été réalisées en vive eau moyenne, par vent nul ou faible et mer calme. Elles ont révélé l'existence d'une dérive vers le Nord-Est en surface. Cette dérive pourrait ou bien être compensée par une entrée d'eau venant du Nord-Ouest, ou bien par une résiduelle portant vers le Sud-Ouest en profondeur.

Les campagnes de mesure dans les estuaires (AUFFRET, 1968 ; RIAUX, 1973 ; BESLIER, 1981) ont montré :

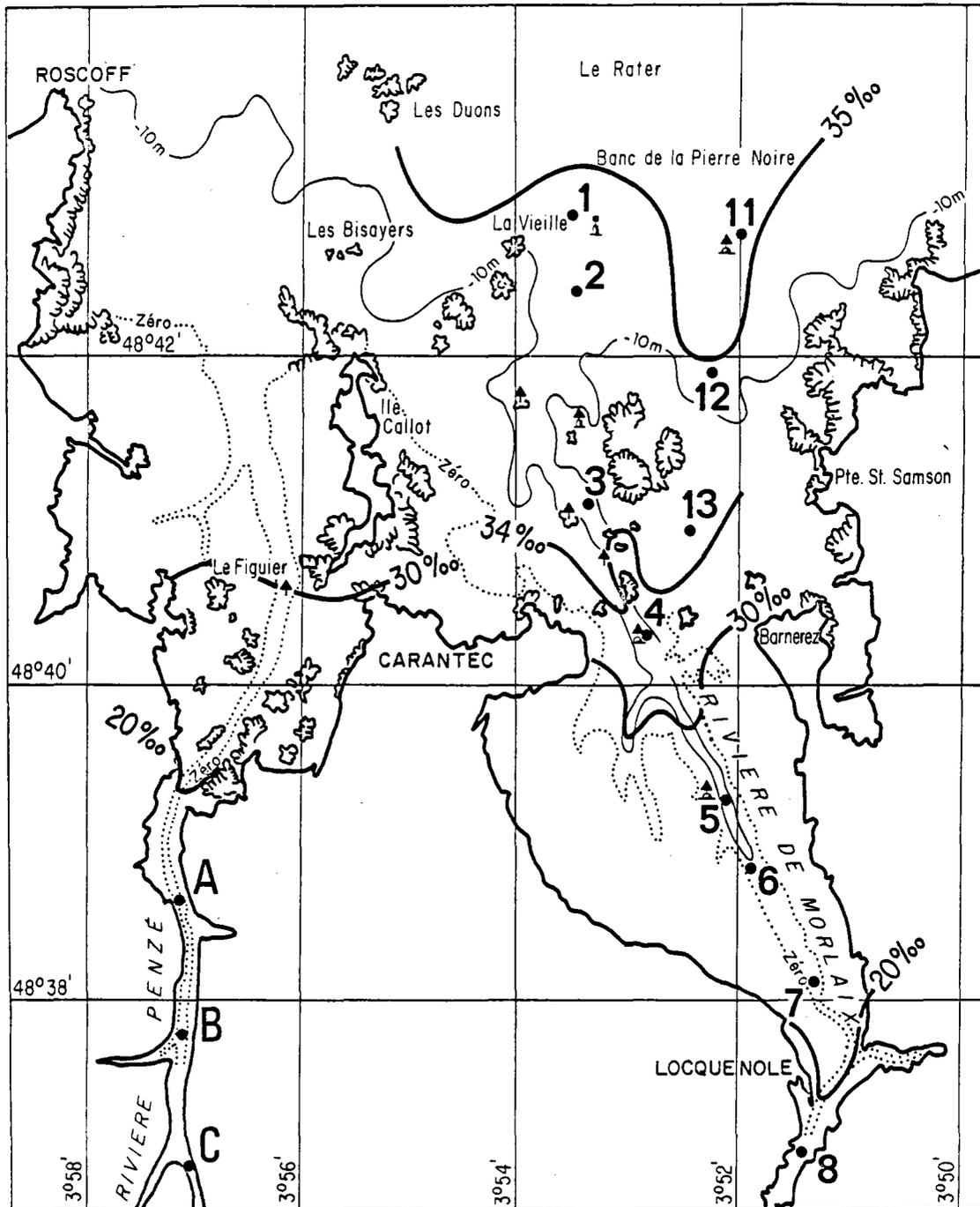
1 - l'influence du freinage de la propagation de l'onde marée sur le régime des courants dans les rias ;

2 - l'existence de résiduelle liée au caractère estuarien du milieu, et/ou aux fluctuations d'amplitude de la marée.

Ainsi, au Pont de la Corde (AUFFRET, 1968) le maximum des vitesses en flot et en jusant se produit d'autant plus tôt que le coefficient de marée est plus important et la période de quasi-immobilité des eaux de fond est d'autant plus longue que le coefficient est faible et que l'on se trouve en amont (tableau 14).

L'hydrodynamisme de la Rivière de Morlaix est très comparable d'après BESLIER à celui de l'Aulne étudiée par BASSOULET. Nous ne discuterons pas en détail ces phénomènes déjà exposés dans le chapitre précédent, nous nous attacherons davantage à la description des conditions hydrodynamiques dans la zone externe de la baie où l'influence estuarienne est réduite et où l'action des courants de marée et des houles est significative.

FIG. 82 - Salinités de surface à basse mer en vive eau et en crue.



A, B, C : stations occupées par Auffret, 1965-1966
 1 à 12 : stations de Beslier (1978-1979).

Les études de courant dans le secteur de la Pierre Noire ont fait l'objet de mesures en huit points d'une durée comprise entre une et trois semaines. Les enregistrements incluent au minimum une morte eau et une vive eau. Les coefficients extrêmes enregistrés ont été de 31 et 114 (printemps, automne 1970). Les enregistrements fournissaient les caractéristiques du courant toutes les 6 mn, mais les calculs ont été effectués sur une période de 30 mn. Ils ont permis à DOUVILLE de tracer les roses de courant pour les coefficients 45 et 95 (fig. 83) (AUFFRET et DOUVILLE, 1974).

Huit points (U, V, Z, Y, W, Z, 7028 et 7029) ont fait l'objet de mesures dans et autour de la zone étudiée. Les mesures en 7 points sont illustrées par leur rose de courant en vive eau et en morte eau ; au point 7029 les mesures n'ont été effectuées qu'en morte eau.

La Baie de Morlaix est exposée aux houles du secteur nord. En l'absence de tout matériel de mesure adapté à la mesure directe de l'agitation induite par la houle, deux plans de vagues de la zone (DOUVILLE, 1974) ont été établis d'après la méthode de la formule finie de propagation (LACOMBE, 1953). Les conditions adoptées sont les suivantes :

- vent d'Ouest/Nord-Ouest ($\lambda_0 = 100$ m, $T_0 = 12$ s, $2a_0 = 6$ m)

(λ_0 : longueur d'onde - T_0 : période - a_0 : amplitude)

- vent d'Est/Nord-Est ($\lambda_0 = 60$ m, $T_0 = 6,2$ s, $2a_0 = 2$ m).

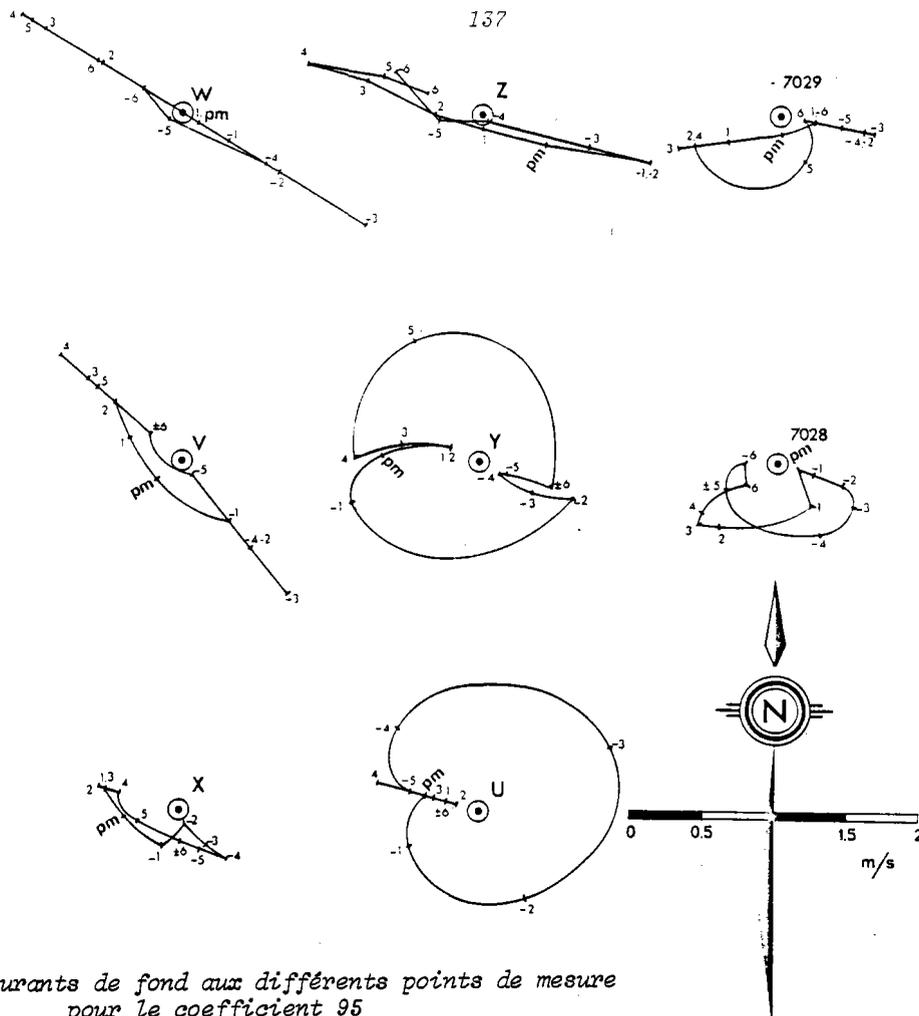
La figure 84 représente les lignes d'égale vitesse maximale au voisinage du fond dues à la houle pour les deux cas ci-dessus. Les résultats obtenus ne doivent être considérés que comme des multiples des vitesses réelles, le coefficient multiplicatif étant *a priori* constant dans l'ensemble de la zone étudiée et dans les deux cas étudiés. En toute rigueur, les résultats devraient être "calés" par une vérification expérimentale mais il apparaît d'ores et déjà que deux zones de haute énergie peuvent être distinguées, la première par vent de Nord/Nord-Est, centrée sur le Nord de l'île Callot, au Sud-Est de la zone étudiée, la seconde par vent de Nord/Nord-Ouest, au large de la Pointe de Primel.

5 - Les sédiments superficiels

a) Aperçu d'ensemble

Les synthèses cartographiques effectuées par BOILLOT (1964) et BESLIER ont mis en évidence un gradient d'affinement de l'extérieur vers l'intérieur de la baie. On trouve successivement du Nord au Sud, suivant la terminologie de LARSONNEUR (1971, 1977).

- graviers litho-bioclastiques et graviers bioclastiques
- sables bioclastiques graveleux
- sables bioclastiques fins
- sables bioclastiques
- (sables litho-bioclastiques fins)
- sables bioclastiques
- vase calcareuse
- vase.



IG. 83 - Roses des courants de fond aux différents points de mesure pour le coefficient 95

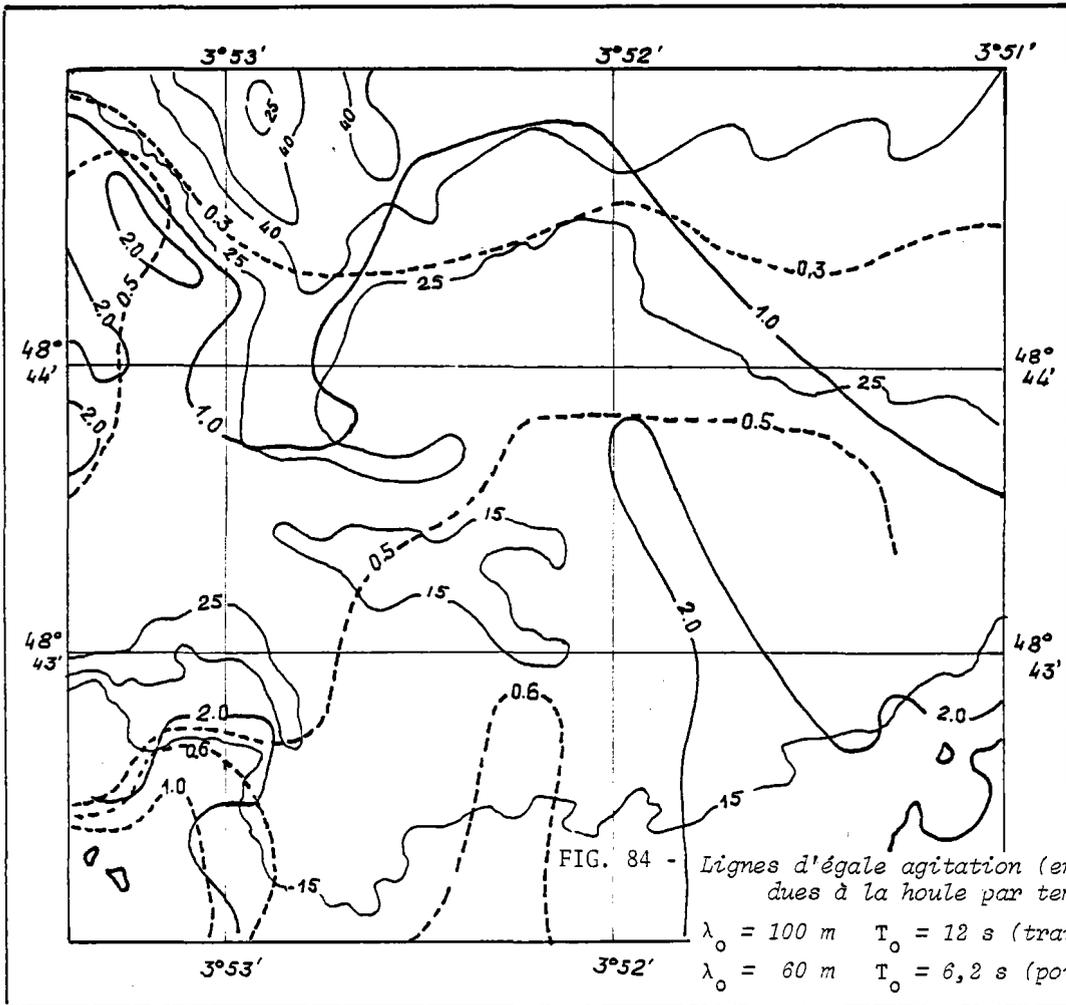


FIG. 85 - Peuplements benthiques d'après Cabioch (1968)

- I. Faciès à *Venus fasciata* (typique).
- II. Sous-faciès à *Abra prismatica* et *Glycymeris glycymeris*.
- III. Sous-faciès d'épifaune à *Sabellaria spinulosa*.
- IV. Faciès à *Abra alba* et *Corbulla gibba* (sous-faciès à *Hyalinoecia bilineata*).
- V. Fonds rocheux.

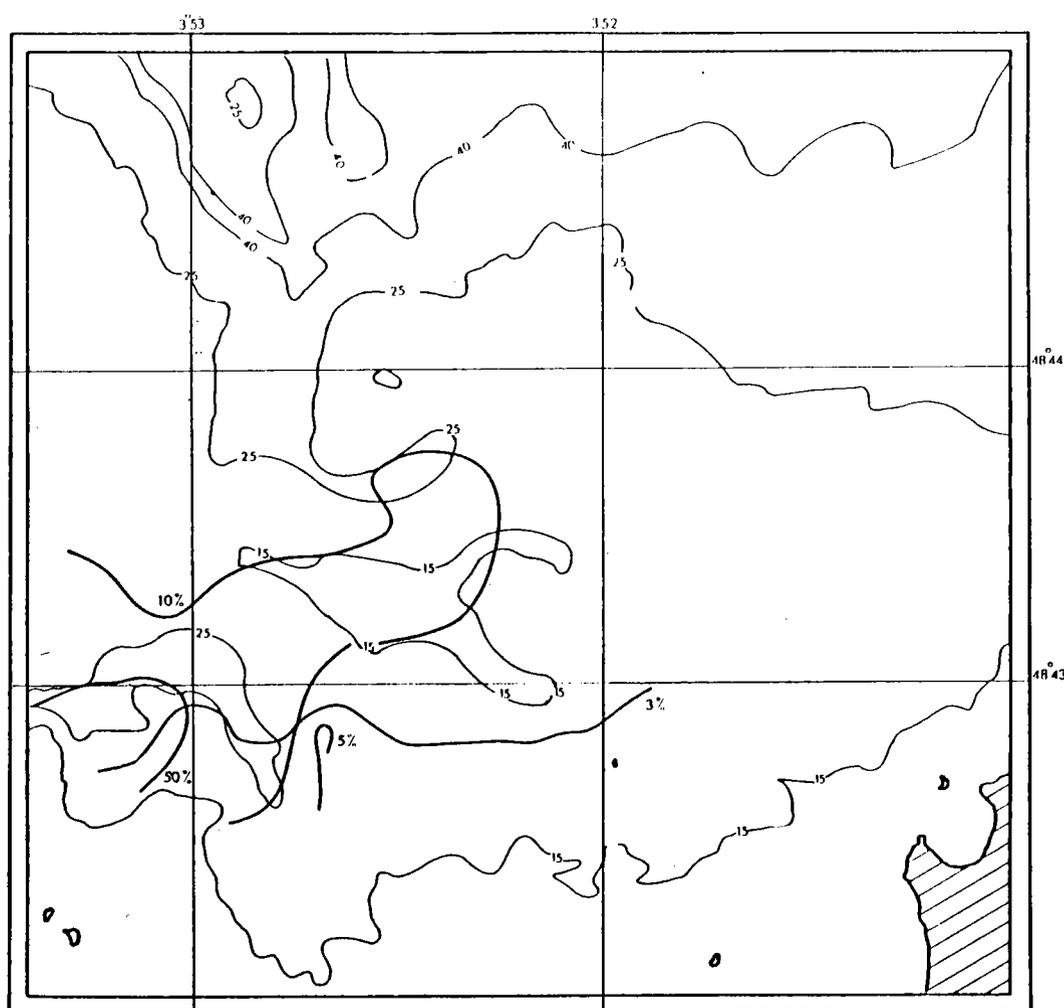
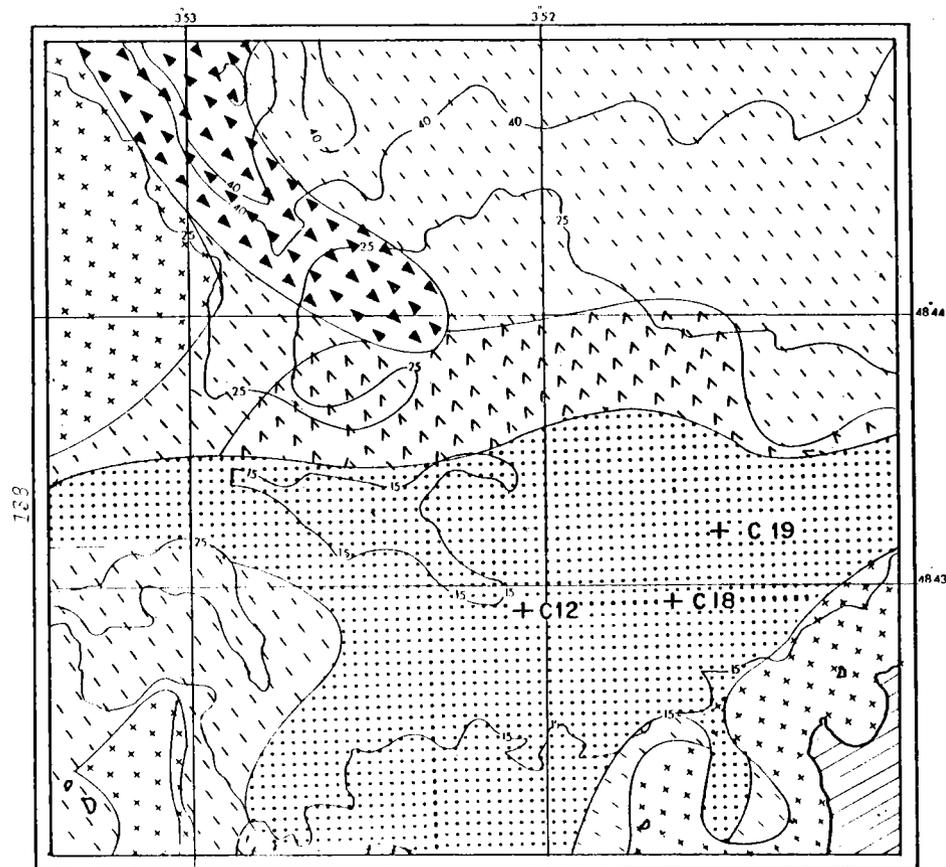


FIG. 88 - Pourcentages en fraction grossière supérieure à 315 μ (courbes de 10 et 50 %) et en fraction silteuse inférieure à 100 μ (courbes de 3 et 5 %).

Le gradient granulométrique s'accompagne d'une diminution des teneurs en carbonate de calcium, liée à l'enrichissement en pélites d'origine terrigène. La seule anomalie dans cette séquence est la présence à la sortie de la Rade de Morlaix de sables litho-bioclastiques fins, que l'on retrouve également à la sortie de la Rade de la Penzé, où il passe en aval à des sables litho-bioclastiques grossiers. Cette "exception à la règle" suggère qu'il n'existe pas de filiation génétique simple qui puisse rendre compte de la répartition des sédiments superficiels.

Nous avons étudié la lithologie des sables de la Pierre Noire, des vases de la Ria de la Penzé et de quelques échantillons de vases de la Baie de Morlaix. La composition minéralogique des vases de la Penzé est très banale : le quartz est dominant, il est accompagné de feldspaths, de micas, les argiles comprennent essentiellement : illite, chlorite et kaolinite. La calcite et l'aragonite sont peu abondantes, le taux de CaCO_3 est le plus souvent inférieur à 10 %.

L'étude d'un échantillon de vase de la partie interne de la Baie de Morlaix (48°39'45"N, 3°52'34"O) par 12 m de profondeur a montré qu'il comprenait une fraction sableuse, représentant 24 % du sédiment, constituée de débris de maërl et de mollusques; la fraction fine était composée quasi-exclusivement de quartz avec des traces de feldspaths et de calcite. Les peuplements benthiques de la Baie de Morlaix ont été étudiés de façon approfondie.

CABIOCH (1968) a désigné sous le nom de peuplement des sédiments fins à *Abra alba* et *Corbula gibba* (sous le faciès à *Hyalinoecia bilineata*) les populations variées des sables de la Pierre Noire. Il a étudié au moyen d'une drague la densité en nombre d'individus par m^2 en trois stations (fig. 85 : C 12, C 18 et C 19).

La dominance moyenne par groupe zoologique est de 81 % pour les Mollusques (Lamellibranches : 75 %, Gastéropodes : 6 %), 9 % pour les Crustacés, 5 % pour les Polychètes, 4 % pour les Sipunculidés, 1 % pour les Echinodermes. La composition de détail du peuplement, telle qu'elle apparaît sur ces relevés datant d'avril 1962 (CABIOCH, 1968) n'a que la valeur d'un exemple dont seules les dominances globales présentent sans doute une certaine permanence. Néanmoins on doit souligner l'absence des Bryozoaires qui, comme nous le verrons plus loin, constituent une part très importante de la thanatocoenose.

A leur périphérie, les sables fins dunaires passent à des sédiments grossiers à *Venus fasciata* qui sont présents sous trois faciès :

- a) faciès typique (fond coquillier hétérogène grossier),
- b) faciès à *Abra prismatica* et *Glycymeris glycymeris* qui assure la transition vers les sables fins,
- c) un faciès d'épifaune à *Sabellaria spinulosa*.

Dans les vasières, la diversité des peuplements diminue, tandis qu'une faune eurhyaline fait son apparition.

b) Lithologie des sables de la Pierre Noire

Deux prélèvements d'échantillons à la benne orange-peel ont été effectués aux noeuds d'un réseau régulier, dans le but d'évaluer les variations locales (fig. 80). La granulométrie des sables a été étudiée par tamisage ; la composition pétrographique des sédiments par comptage à la loupe binoculaire sur quatre fractions : supérieure à 2 mm, 2 à 0,8 mm, 0,8 à 0,315 mm,

0,315 à 0,100 mm. Deux cents grains environ étaient comptés et déterminés pour chacune des fractions sableuses, tandis que pour les graviers l'évaluation a été faite sur la totalité du résidu de tamisage (tableau 15).

- fraction terrigène

. *Débris rocheux* : cette catégorie est presque toujours présente, quoiqu'en faible proportion. Sa valeur extrême est de 6 %, sa moyenne de 0,7 %.

. *Quartz* : ce minéral est bien représenté. Les teneurs sont comprises entre 7 et 23 %, la teneur moyenne est de 13 %.

. *Minéraux lourds* : cette catégorie est toujours présente, ses teneurs sont assez variables et comprises entre 0 et 9 %. La teneur moyenne est de 1,5 %.

. *Micas* : cette catégorie est également toujours présente, quoiqu'en proportion moins importante. Les teneurs varient entre 0 et 2 %. La teneur moyenne est inférieure à 1 %.

- fraction d'origine organique

- *Grains indéterminables* : cette catégorie représente entre 20 et 56 % du sédiment total pour une moyenne de 45 % environ.

- *Lamellibranches* :

Chlamys sp. Ce genre est presque toujours représenté quoiqu'en faible proportion (0 à 1,5 %).

Venus ovata. Cette espèce est toujours présente et peut constituer jusqu'à 6 % du sédiment total.

Anomia ephippium. Cette espèce est toujours présente. La teneur maximum atteint 3 %. La teneur moyenne est de l'ordre de 1,5 %.

Abra sp. Ce genre est bien représenté. Les teneurs sont comprises entre 0,5 et 4 %. La teneur moyenne est de l'ordre de 2 %.

- *Cirripèdes* :

Balanus sp. Ce genre est bien représenté, mais les teneurs sont variables. Elles sont comprises entre 0 et 7,5 %. La teneur moyenne est de l'ordre de 1 %.

- *Bryozoaires* :

Cellaria et *Crisia* sont représentés par des articles qui résultent de la destruction de l'organisme après sa mort.

Cellaria sp. Ce genre est le plus souvent présent, mais en très faible quantité.

Crisia sp. Les teneurs sont comprises entre 1 et 9,5 %. La teneur moyenne est de l'ordre de 4 %.

Hippodiplosia foliacea. Ce genre est le plus souvent présent, mais en très faible quantité.

- *Divers Bryozoaires* : les débris non identifiables de Bryozoaires sont présents en proportion importante. 2,5 à 17 % pour une moyenne de 10 % environ.
- *Gastéropodes* : les Gastéropodes sont presque toujours présents mais en proportion variable. 0 à 8 %, la teneur moyenne est de l'ordre de 2 %.
- *Echinodermes* :
 - Ophiures. Les articles d'Ophiures sont presque toujours présents quoiqu'en faible proportion, de 0 à 2 %.
- *Tests d'Echinodermes* : les débris de tests sont presque toujours présents, en proportion variable, de 0 à 4 % pour une moyenne de 1,5 % environ.
- *Sclérites* : ces débris sont presque toujours présents et en proportion notable, 0 à 4 % pour une moyenne de 1 %.
- *Spongiaires* :
 - Spicules : ces débris sont presque toujours présents et en proportion notable, 0 à 3,5 % pour une moyenne de 1 % environ.
- *Foraminifères* : les Foraminifères sont toujours présents en proportion relativement constante, de 1 à 4 %, moyenne 2 % environ.

c) Granulométrie des sables de La Pierre Noire

Les distributions granulométriques des sables montrent que la variabilité locale, à l'échelle d'une dizaine de mètres (intervalle entre deux prélèvements) est très faible (fig. 86). Une telle identité des distributions granulométriques suggère *a priori* un triage hydrodynamique. Deux fractions granulométriques sont présentes, comme le montre l'enveloppe de l'ensemble des courbes granulométriques (fig. 87). L'existence d'une troisième fraction, inférieure à 100 μ , est suggérée par un changement de pente des courbes cumulatives, à partir de 125 μ .

MOSS (1962, 1963, 1972) a proposé un modèle pour l'interprétation des distributions granulométriques. Il distingue trois types de population : une population de base constitutive de la masse du sédiment, une sous-population de "contact" constituée des grains "trop gros" pour s'insérer dans la fabrique sédimentaire, une sous-population interstitielle qui s'insère dans les pores du réseau constitué par la fabrique. Une interprétation génétique de ces faciès est également proposée. La masse du sédiment (ou population de base) résulterait d'un transport par saltation, la population de contact, par roulement ou glissement, quant à la population interstitielle, elle résulterait de la décantation de suspension.

Les trois populations observées ici peuvent vraisemblablement s'interpréter en ces termes. On peut également noter (fig. 86) que la population de base présente deux stocks qui pourraient correspondre respectivement au transport par le courant de flot (le plus grossier ?) et par

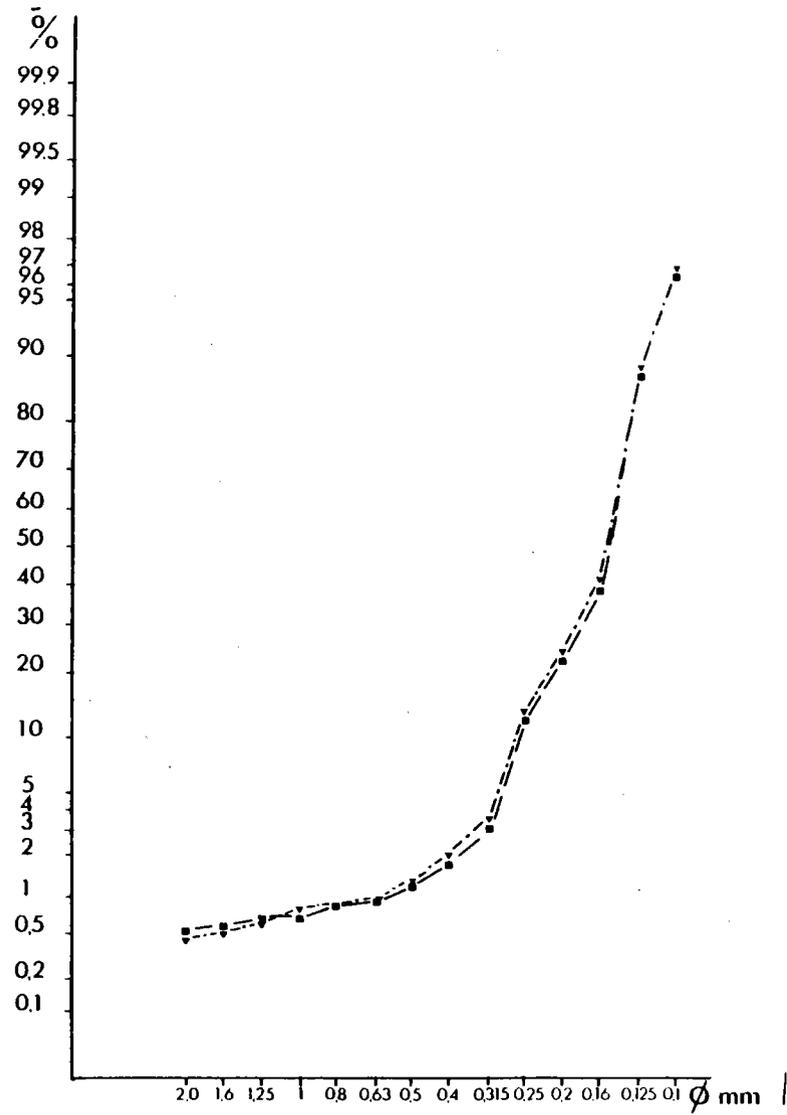


FIG. 86 - Courbes granulométriques de deux prélèvements successifs effectués au point Y

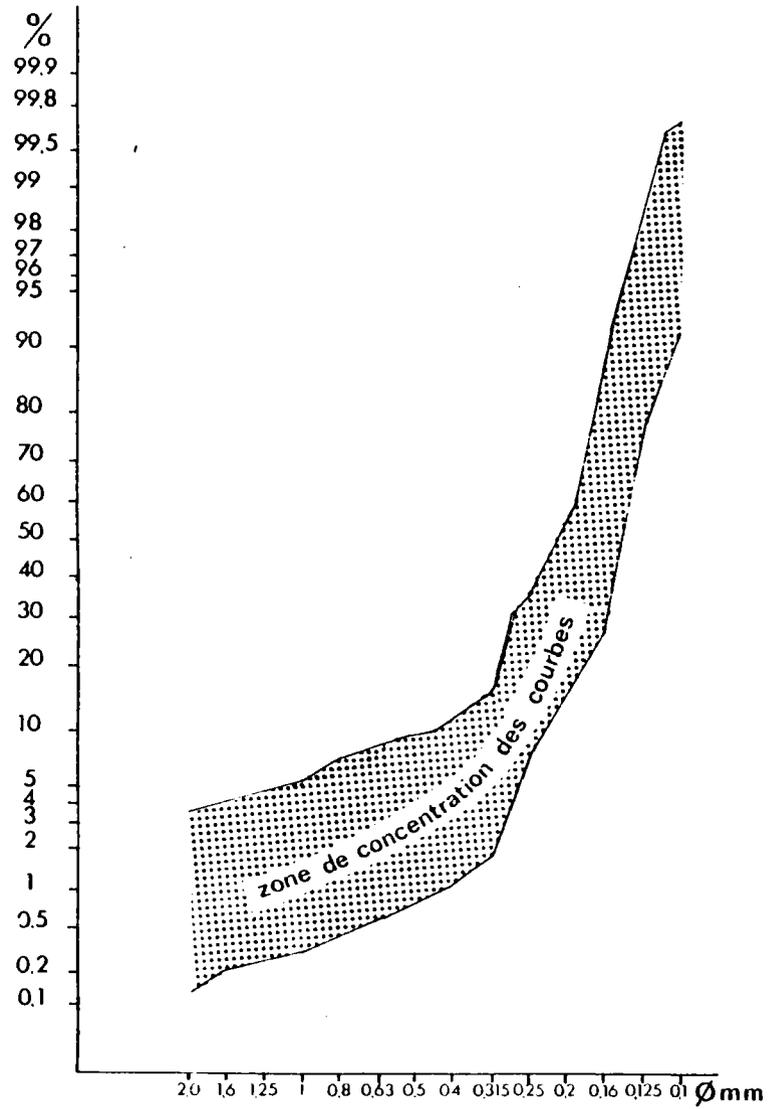


FIG. 87 - Surface enveloppe des courbes granulométriques des sables de la Pierre Noire

le courant de jusant. La fraction supérieure à 315 μ dont la distribution apparaît sur la figure est constituée principalement des restes d'organismes (Lamellibranches, Bryozoaires, Balanes, Gastéropodes) dont une importante proportion est étrangère à la biocoenose des sables fins et ne vit que dans les fonds grossiers hétérogènes ou sur la roche en place.

La fraction fine (90 % en moyenne du sédiment) est constituée de trois types de particules :

- particules d'origine organique indéterminables à la loupe binoculaire qui constituent 50 à 60 % de cette fraction ;

- particules minérales (quartz principalement) qui constituent 15 % en moyenne ;

- débris de Bryozoaires qui constituent 15 % en moyenne.

Les grains de quartz peu usés sont quelquefois recouverts d'une patine jaunâtre ; ils peuvent provenir de plusieurs sources : falaises limoneuses et estrans littoraux ou formations quaternaires et paléozoïques actuellement immergées. Les débris de Bryozoaires sont susceptibles d'avoir été transportés depuis les fonds grossiers et hétérogènes ou rocheux situés à la périphérie. Nous n'avons pas étudié en détail la minéralogie de la fraction silteuse ($< 100 \mu$) dont la distribution est illustrée par la figure 88 ; elle ne représente en effet que 1 à 2 % du sédiment total. La teneur en carbonate de cette fraction mesurée au calcimètre BERNARD sur trois échantillons a fourni des teneurs comprises entre 30 et 50 %.

C - PROCESSUS SEDIMENTAIRES

1 - Transports en suspension

Nous examinerons successivement les conditions de transport en étiage et en crue d'après les résultats de nos travaux sur la Penzé (1968) et les études de LEFEVRE-LÉHOERFF, RIAUX et BESLIER.

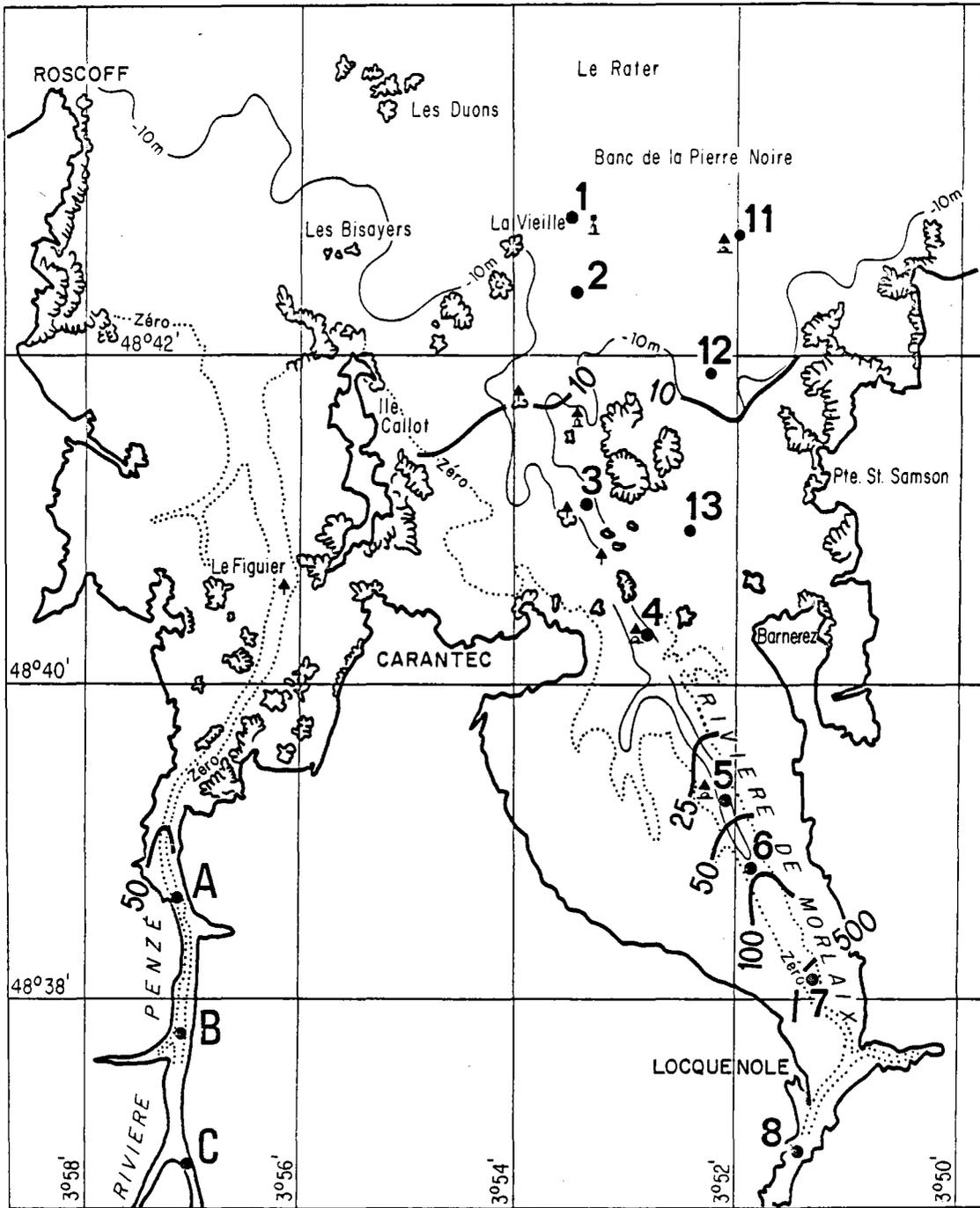
En étiage (juillet 1965), dans la Ria de la Penzé (AUFFRET, 1968), l'évolution pour des conditions de marée moyenne est la suivante :

Pendant le jusant les suspensions se déposent à l'amont, il se constitue ainsi un bouchon vaseux que l'irruption du flot suivant refoule vers l'amont en le diluant. Nous concluons donc : "il existe à chaque cycle de marée un remaniement sur place des vases en circuit fermé, seule, la fraction la plus fine de ces suspensions peut s'échapper vers la mer..."

Le maximum de turbidité dépasse 50 mg/l à l'amont en profondeur et atteint près de 10 mg/l au Pont de la Corde en surface vers basse mer.

Le rôle du coup de flot dans la dynamique du bouchon vaseux et la prédominance des phénomènes de décantation au cours du jusant ont depuis lors été soulignés par BASSCULET (1979) dans le cas de l'Aulne et ALLEN *et al.* (1980). En crue et en vive eau (fig. 89), la turbidité atteint 50 mg/l peu avant la basse mer au Pont de la Corde (avril 1965). On note donc l'influence du débit fluvial sur la charge au Pont de la Corde.

FIG. 89 - Turbidités de surface à basse mer en vive eau et en crue.



Valeurs exprimées en mg/litre

BESLIER a étudié en 1978 et 1979 l'hydrologie et les processus sédimentaires dans la Baie de Morlaix, ce pour différentes conditions de marées et de débits.

En étiage, les eaux de surface de la baie ont des salinités comprises entre 35 et 30 ‰. Le calcul des vitesses résiduelles montre que le point nodal est situé entre les postes 5 et 7 en morte eau.

En crue en morte eau il est refoulé entre les postes 7 et 8 en face du Dourduff, tandis qu'en vive eau il est de nouveau entre les postes 5 et 7.

En ce qui concerne les turbidités :

- en étiage et morte eau, les maximums atteignent 20 mg/l au poste 7 à PM + 5 H, tandis qu'en vive eau au même moment du cycle marée elles atteignent 20 mg/l au poste 5 et 100 mg/l au poste 7 ;

- en crue et vive eau les maximums sont de l'ordre de 30 mg/l au poste 5 à basse mer, mais elles atteignent 500 mg/l au poste 7.

BESLIER conclut : "l'existence du bouchon vaseux dans la Rivière de Morlaix semble n'être créé, tout comme dans l'estuaire de l'Aulne, que par la marée, le débit fluvial n'y joue qu'un rôle très subordonné concernant la charge et le déplacement amont-aval des eaux turbides".

Il n'est pourtant que d'examiner la figure 90 d'après BESLIER pour constater qu'en crue, une quantité importante de suspension arrive et paraît se déposer au poste 5, et que ceci ne se produit pas en vive eau en période d'étiage. Cette observation incite donc à nuancer l'affirmation précédente.

2 - Transports sur le fond

a) Vitesse critique d'érosion

Nous examinerons successivement les modalités du transport sédimentaire en régime "normal" c'est-à-dire en présence de la seule action des courants de marée, puis en période paroxysmale, quand l'agitation due à la houle se surimpose aux courants tidaux.

Nous procéderons tout d'abord à une évaluation de la vitesse critique d'érosion. Pour ce faire, nous avons calculé à partir des médianes relevées sur les courbes granulométriques le diamètre sédimentologique et déduit de l'abaque de BONNEFILLE (fig. 29) la vitesse critique de frottement caractéristique des stations de mesure de courant (tableau 16). En appliquant la formule de STERNBERG, nous en avons déduit la vitesse critique V_c , 100 cm au-dessus du fond. Sa valeur est de l'ordre de 20 cm/s dans l'ensemble de la zone sauf au point U où elle est légèrement supérieure. Pour les points Z, W, 7028 et 7029 où nous n'avons pas d'indications sur la granulométrie du sédiment, nous avons supposé une vitesse critique de 20 cm/s.

Nous avons observé l'évolution du fond marin, au point Y, au cours d'un cycle flot jasant en morte eau par temps calme. Les photographies sous-marines ont été prises pendant 15 h toutes les 1/2 h à l'aide d'un appareil disposé sur un bâti métallique posé sur le fond.

L'examen des photographies a montré les faits suivants (fig. 91) : à la fin du flot, le transport s'effectue par saltation. On observe sur le fond des "ripple marks" de 20 à 40 cm de longueur d'onde et de 5 à 10 cm environ d'amplitude. La vitesse du courant (75 cm au-dessus du fond)

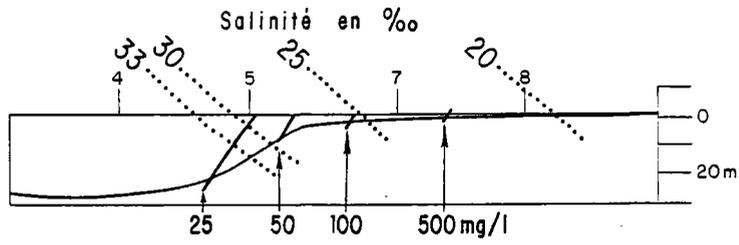
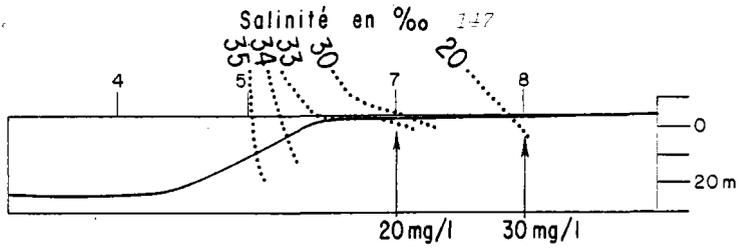


FIG. 90 - Profils longitudinaux des turbidités en Baie de Morlaix en vive eau, étiage et crue.

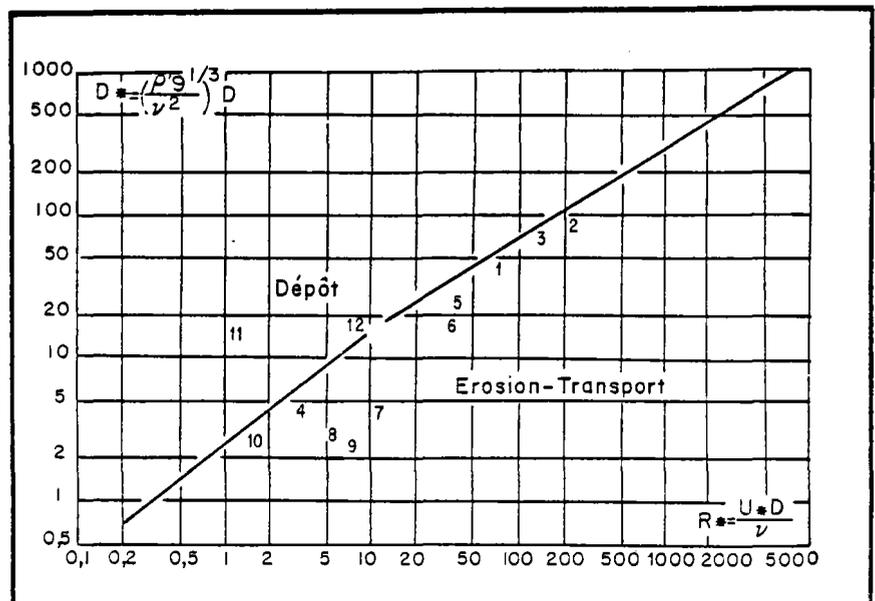
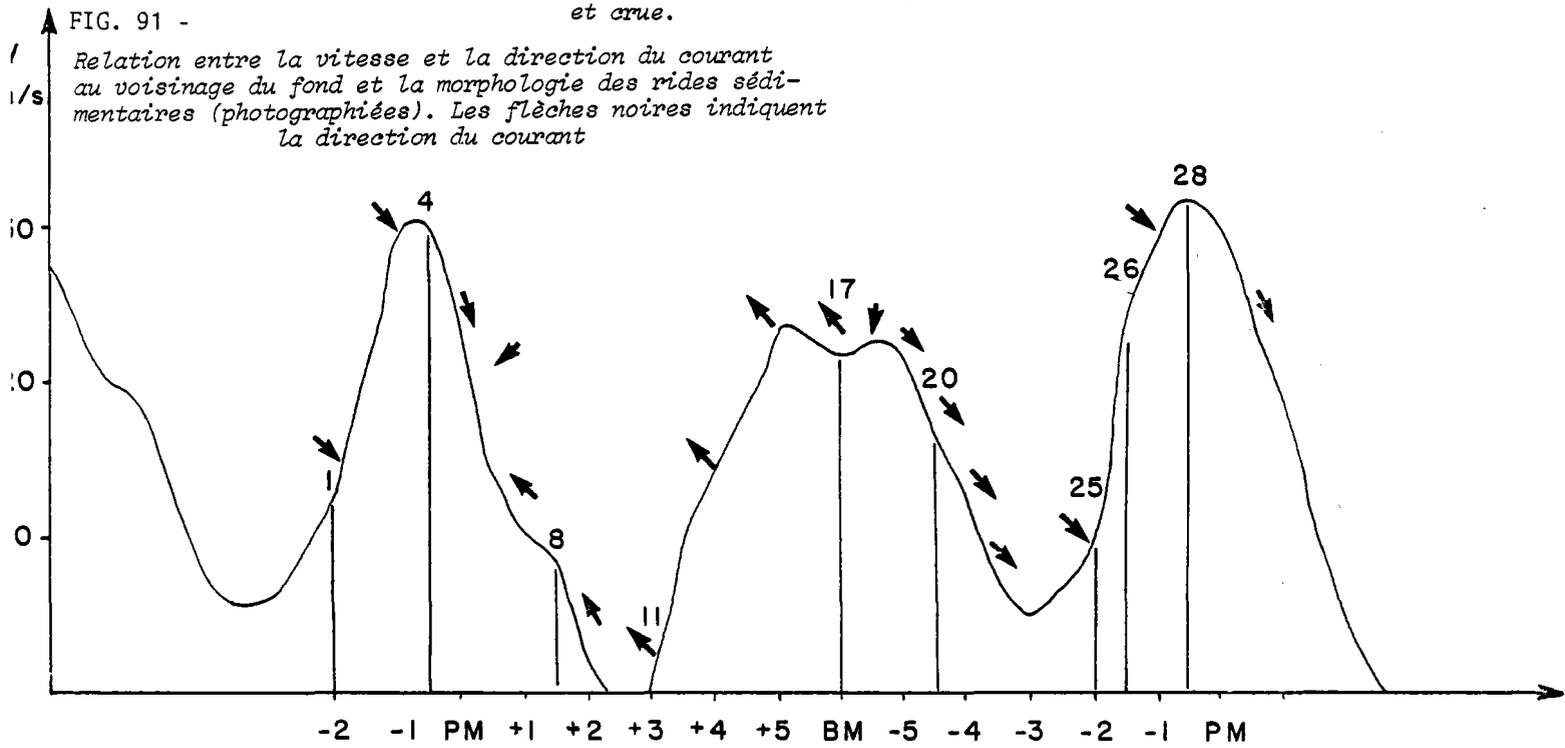


FIG. 92 - ABAQUE DE BONNEFILLE

atteint alors 20 à 30 cm/s, les crêtes des rides semblent stationnaires. Après une érosion des crêtes, lors de la renverse du courant qui correspond approximativement à pleine mer, une inversion du sens des rides s'effectue au cours du jusant. Le début du flot suivant est marqué par une inversion de l'orientation des rides. Si l'on compare l'aspect du fond lors des deux pleines mers consécutives, on s'aperçoit qu'il est pratiquement identique. Il apparaît donc que les crêtes des rides sont restées stables tandis qu'une partie de la fraction sableuse participait au transport. Les déplacements de sédiments semblent effectifs pour des vitesses du courant comprises entre 20 et 30 cm/s (75 cm au-dessus du fond).

Nous avons calculé le nombre de REYNOLDS, R_{*} , pour les vitesses de frottement correspondantes (1,2 et 1,7 cm/s) et pour les dimensions modales (150 μ et 630 μ). Les valeurs correspondantes pour chacune de ces dimensions et pour les vitesses de 20 à 30 cm/s sont résumées dans le tableau 17. Le report de ces valeurs sur l'abaque de BONNEFILLE (fig. 92) montre que la fraction fine est dans le domaine de l'érosion pour les intensités du courant comprises entre 20 et 30 cm/s. Par contre, la fraction grossière n'est transportée que pour les intensités du courant dépassant 30 cm/s, c'est-à-dire uniquement dans ce cas particulier par le courant de flot et pendant une durée très brève.

b) Transport en régime normal

L'intégrale de la courbe $V_{(t)}$ par rapport à t , $V_{(t)}$ étant borné inférieurement par V_c représente la distance qui serait parcourue par une molécule d'eau restant soumise dans le temps et l'espace aux conditions de la rose des courants du point en question.

Le tableau 18 récapitule l'ordre de grandeur de ces déplacements virtuels aux différents points, pour les coefficients 45 et 95, le temps d'un flot, d'un jusant, ou d'un cycle flot-jusant; ainsi que les directions principales du déplacement correspondant. De plus, figurent dans ce tableau le déplacement virtuel et la direction de la somme géométrique des deux vecteurs qui représente la résultante d'un cycle flot-jusant. L'ordre de grandeur de cette résultante par rapport aux composantes dont elle est la somme est souvent faible et de ce fait, ces indications doivent être considérées avec prudence. Néanmoins cinq stations entourant le Banc de la Pierre Noire (U, X, 7028, Y et V) sont caractérisées par une résultante dirigée vers l'Ouest. Au Nord-Est du banc (point 7029) en vive eau, une nette dominance Sud-Est est observable.

c) Rôle des houles

Le mouvement virtuel de la molécule d'eau peut servir de point de départ à l'étude de la seule direction des déplacements sédimentaires. Les amplitudes de ces déplacements sont en effet fonction du mode de transport (charriage, saltation ou suspension) des différentes fractions granulométriques et ne sauraient être assimilées à celles de la molécule d'eau. De plus, nous n'avons

TABL. 16 - Vitesse critique d'érosion des sédiments aux stations U, V, X et Y.

Poste	cm Médiane	U_M	U_M^*	D_*	R_*	R_c^*	U_c^*	U_c
U	0,08	100	5,5	18,4	4,4	11,1	2	34
V	0,019	120	6,5	4,4	12,0	1,9	1	20
X	0,015	60	3,2	3,45	5,0	1,4	0,9	20
Y	0,015	90	5,0	3,6	8,0	1,4	0,9	20

U_{75} cm/s	U_x	$R_x 150\mu$	$R_x 630\mu$	$D_x 150\mu$	$D_x 630\mu$
20	1,2	1,68	2,2	3,4	14,5
30	1,7	6,6	9,4	3,4	14,5

TABL. 17 - Nombre de REYNOLDS, pour les dimensions 150 μ et 630 μ et les vitesses de 20 et 30 cm/s.

POSTE	Vive-eau coefficient 95					Morte-eau coefficient 45				
	Flot	Ju-sant	Flot Jusant	Composantes principales	Résultantes	Flot	Ju-sant	Flot	Composantes principales	Résultantes
U	8,9	1,9	10,8	2,5 km/285°	2,5 km/285°	1,1	1,1	2,3	1,2 km/285°	1,2 km/285°
V	9,4	11,1	20,5	10,2 km/314° 9,6 km/142°	1,5 km/250°	1,4	3,4	4,8	3,4 km/316° 1,4 km/124°	2,0 km/325°
X	2,0	6,3	8,5	1,5 km/145° 5,6 km/280°	4,7 km/270°	0,6	4,1	4,6	0,6 km/100° 3,9 km/280°	3,3 km/280°
Y	5,7	7,4	14,1	2,8 km/120° 4,5 km/280°	2,2 km/255°	1,0	0,7	1,7	0,4 km/300°	0,4 km/300°
W	9,6	14,0	23,6	9,6 km/123° 14,0 km/300°	4,4 km/295°	4,5	2,0	6,4	2,0 km/320° 4,5 km/65°	4,5 km/40°
Z	10,9	10,0	20,9	10,9 km/110° 10,0 km/290°	0,9 km/110°	1,9	3,3	5,2	3,3 km/290° 1,9 km/110°	1,4 km/290°
7028	6	7,3	13,3	4,9 km/230° 3,3 km/120°	4,9 km/190°	0,2	2	2,2	2,0 km/140°	2,0 km/240°
7029	67	6,1	12,8	6,4 km/110° 5,8 km/200°	4,2 km/170°					

TABL. 18 - Déplacements virtuels en flot et en jusant et résultantes aux points U, V, X, Y, W, Z, 7028 et 7029.

pas tenu compte jusqu'ici des turbulences engendrées par la houle. Son action alternative de courte période et de faible amplitude est susceptible d'assurer la mise en suspension temporaire et donc le transport sous forme de "saltation" de particules qui, sans cet excédent d'énergie, resteraient en-dessous du seuil de mise en mouvement ou seraient transportées uniquement par charriage. Les périodes de fortes houles doivent donc être caractérisées par des transports sédimentaires notablement plus importants.

La concentration de l'énergie de la houle au Nord-Ouest de la Pointe de Primel favorise vraisemblablement la mise en mouvement des particules et leur acheminement vers le Sud-Ouest. En outre, la distribution de la fraction grossière des sédiments semble contrôlée par la zone de haute énergie centrée par vent de Nord-Est sur la pointe nord de l'Ile Callot (fig. 84). Il semble donc que cette zone, tout comme celle située au large de Primel, soit une zone de vannage où les particules plus petites que 315 μ sont mises préférentiellement en mouvement. Lors des coups de vent de Nord-Est, ces particules (Bryozoaires, quartz et débris organiques divers) pourraient donc être transportées par roulement, saltation ou même en suspension par les courants de marée.

Les particules transportées vers le Sud-Ouest depuis la Pointe de Primel s'accumulent dans la zone d'énergie minimale de la Dune de la Pierre Noire où cette fraction granulométrique constitue en fait 90 % du sédiment. Elle ne peut par contre s'accumuler dans la Fosse de la Vieille car l'agitation y est trop importante. Les plus fortes teneurs en fraction silteuse (inférieures à 100 μ) sont observées à la limite sud des sables de la Pierre Noire, dans une zone se trouvant sous l'influence des eaux turbides de la zone estuarienne.

d) Résultats des transports sédimentaires

Dans les conditions normales, le transit sédimentaire semble s'effectuer d'Est en Ouest au voisinage de la Dune de la Pierre Noire, tandis qu'au Nord-Est il s'effectuerait du Nord vers le Sud. Ce transit pourrait avoir contribué au colmatage de la paléo-vallée au Nord de la Fosse de la Vieille. La disposition longitudinale du banc sableux est en accord avec cette hypothèse. La présence de deux fractions granulométriques distinctes caractérisées chacune par une pétrographie sédimentaire différente a été signalée plus haut. Leur permanence dans l'ensemble des échantillons de sable dunaire aussi bien que l'homogénéité locale des distributions granulométriques, nous avaient *a priori* suggéré un triage hydrodynamique et l'existence de deux modes de transport sédimentaire différents.

La fraction grossière du sédiment (supérieure à 315 μ) ne pourrait être transportée que lors de la conjonction des maximums de courant (vitesse supérieure à 30 cm/s, 75 cm au-dessus du fond).

La distinction et l'interprétation des trois fractions granulométriques sont en bon accord avec les observations de MOSS et de VISHER (1969). L'approche que nous avons effectuée est essentiellement qualitative ; les modalités des transports sédimentaires et leur intensité restent encore à préciser pour diverses conditions de marée. De plus, les vents, par l'intermédiaire de la houle, ont également une action importante que seules des mesures très particulières pourraient permettre de mettre en évidence.

D - DISCUSSION

Nous avons examiné les modalités des transports sédimentaires en suspension dans les zones estuariennes de la Baie de Morlaix et les transports au voisinage du fond dans la zone externe.

En ce qui concerne les zones estuariennes, il apparaît qu'en période "normale", la dynamique des suspensions est contrôlée par le jeu des courants de marée, la dissymétrie des vitesses de propagation des ondes de flot et de jusant provoque un "coup de flot" d'autant plus marqué et une période de décantation d'autant plus longue que l'on progresse vers l'amont. Par contre, au moment des crues en vive eau, les eaux turbides atteignent les rades et s'y décantent, ce qu'elles ne font pas en vive eau et débit moyen. Cette différence ne peut s'expliquer que par l'addition d'une circulation résiduelle due à la dessalure des eaux, éventuellement accentuée par la résiduelle résultant des cycles nictéméraux. Ces périodes de crue d'une durée de quelques semaines par an sont néanmoins capitales pour le régime sédimentaire de la baie. En ce sens que les apports "terrigènes" peuvent fertiliser, mais que parallèlement les eaux marines "oxygénées" peuvent renouveler les eaux saumâtres estuariennes. Si ces eaux marines viennent à être polluées, comme ce fut le cas avec le pétrole l'AMOCO-CADIZ, cette pollution est *ipso facto* transférée à l'ensemble de la baie.

En ce qui concerne les zones sableuses présentées à la sortie de la baie, nous avons vu qu'elles occupent une zone de basse énergie relative quant à l'agitation due à la houle, mais qu'elles occupaient une zone de haute énergie relative quant à l'intensité des courants de marée. L'hypothèse d'une séquence d'énergie décroissante, de l'extérieur vers l'intérieur de la baie pour justifier leur présence n'est donc pas admissible. La présence d'accumulations dans cette zone s'explique par son bilan sédimentaire : il y arrive plus de sédiments qu'il n'en part. L'étude des résiduelles de courant au voisinage du fond suggère que ce transport s'effectue d'Est en Ouest et qu'il est sans doute favorisé lors des périodes de forte agitation induite par la houle.

Dans les conditions normales, les processus sédimentaires dans la Baie de Morlaix sont réduits au remaniement du bouchon vaseux dans les zones amont des rias. Malgré l'intensité des courants de marée des remaniements conséquents des dunes ne paraissent envisageables que lors des plus forts coefficients. Par contre, lors de la conjugaison des grandes marées et d'un régime cyclonique avec précipitations et tempêtes, les apports en suspension peuvent atteindre la Pierre Noire. Au même moment, des transports sédimentaires au voisinage du fond impliquant principalement des sables calcaires, prévalent depuis la zone située au Nord de la Pointe de Primel vers la Dune du Rater et le banc de la Pierre Noire.

IV - DISCUSSION ET CONCLUSION

Il nous appartient de tenter de conclure après cette étude de deux environnements côtiers. Ici, plus qu'ailleurs, la généralisation est dangereuse. Ces milieux sont si divers et les études de dynamique sédimentaire encore si rares.

Il nous faut dans cette discussion distinguer deux aspects, d'une part selon le degré d'exposition, d'autre part selon les saisons, pour tenter d'élargir à l'ensemble du domaine les observations locales que nous avons effectuées.

En Manche, le domaine côtier ouvert est constitué soit d'une côte rocheuse soit d'un cordon dunaire qui isole une dépression marécageuse au pied d'une falaise fossile (ALOISI *et al.*, 1977). On observe entre les cotes -5 et -10 m par rapport au zéro, une décroissance du grain médian qui correspond à la décroissance de l'énergie des houles.

La tendance actuelle du rivage est au recul, l'érosion peut progresser jusqu'au niveau de l'ancienne falaise fossile qui peut redevenir fonctionnelle, cette tendance est "transgressive" ; le matériel remanié est en majeure partie hérité de l'histoire pléistocène (heads et limons locaux). Les apports actuels consistent essentiellement en éléments bioclastiques.

Le domaine côtier abrité, dont nous avons étudié deux exemples, est le siège d'une sédimentation importante susceptible d'entraîner un colmatage progressif. La tendance actuelle y serait donc régressive. Les rias bretonnes constituent un dispositif particulièrement original, nous sommes attachés à rechercher les caractéristiques communes des rias de la côte nord du Massif Armoricain (BERTHOIS et AUFFRET, 1966). On peut y distinguer :

1 - Un domaine marin qui occupe la plus grande partie de la ria, la sédimentation y est contrôlée par les courants de marée, il constitue un piège à sable. C'est le cas de la Penzé et de la basse vallée du Trieux observée par BERTHOIS et SALMON (1963).

2 - Une zone médiane où les sédiments sont constitués par mélange des apports marins et fluviatiles. On y observe une réduction notable de la teneur en carbonate de calcium des sédiments.

3 - Une aire de sédimentation fluviatile marquée par un engorgement important.

En fonction de la forme de leur profil en long, du marnage et du débit fluvial, chacune de ces zones a une extension variable.

Quand l'isobathe 0 pénètre largement dans la ria, comme c'est le cas pour l'Aulne, l'Aber Benoît, l'Aber Wrach, la Rivière de Tréguier, le Trieux, la Sienne, l'extension de la zone marine est maximum. Dans le cas contraire (l'Elorn, l'Aber Ildut, la Penzé, la Rivière de Morlaix) elle est réduite.

Au Sud du Massif Armoricain, de Penmarc'h à Noirmoutiers, en amont d'une ligne de hauts fonds s'alignent les dépressions littorales (VANNEY, 1977) dont la profondeur excède rarement 30 m. La sédimentation vaseuse prédomine et de nombreuses rias y débouchent. Les indentations les plus profondes (celles où le zéro des cartes s'avance vers l'intérieur des terres) sont celles de Lorient, le Golfe du Morbihan, l'estuaire (ou ria) de la Vilaine, l'estuaire de la Loire et la Baie de Bourgneuf. Plus au Sud, des flèches sédimentaires isolent les pertuis charentais (BARUSSEAU, 1973).

GLEMAREC (1963, 1969) a étudié le Golfe du Morbihan. Il y distingue une zone orientale fortement envasée, une zone centrale où l'action des courants est plus importante ; on y trouve des fonds de sables grossiers et de graviers envasés, une zone occidentale où les courants peuvent atteindre 8 à 9 noeuds. Le fond de ces chenaux balayés par ces forts courants est asédimentaire.

La Baie du Mont St Michel est un modèle unique. Pour LARSONNEUR (1973, 1980) les sédiments de la baie s'affinent progressivement du large vers la côte sous l'influence décroissante des courants de marée, mais il signale également que l'énergie de houles de Nord-Ouest est absorbée par frottement sur le fond de la baie..., il ne nous paraît pas impossible que cette dépense d'énergie soit en partie consommée en transports sédimentaires. Mais il paraît effectivement difficile de faire la part entre les actions respectives de ces deux agents qui peuvent également conjuguer leurs actions.

Le volume de sédiment s'accumulant annuellement dans la baie est de l'ordre de $1\,250\,000\text{ m}^3$ par an (LARSONNEUR, 1980 ; Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1971-1977). Les teneurs en carbonate de calcium sont de l'ordre de 50 %. Si l'on admet que la moitié de ce matériel est d'origine marine, quelle est donc la source du 1 000 000 de tonnes de sédiments "terrigènes" qui constituent l'autre moitié et qui représentent une masse équivalente aux apports annuels de la Loire ? C'est une question qui reste posée.

Les littoraux ouverts sur l'océan sont au contraire caractérisés par des accumulations sédimentaires réduites situées en arrière d'une zone asédimentaire ou "tremplin" de BARUSSEAU (1973).

Un seul grand estuaire, celui de la Loire, débouche sur le plateau continental armoricain. Les apports de ce grand fleuve et les modalités des processus estuariens ont été étudiés essentiellement par BERTHOIS (1960 B, 1964C), BERTHOIS et AUFFRET (1970A), BERTHOIS *et al.* (1970) BARBAROUX et GALENNE (1973), GALENNE (1974), SALOMON (1976), BARBAROUX (1980).

C'est essentiellement à partir de ses études sur la Loire que BERTHOIS a mis en évidence le contrôle de la sédimentation estuarienne par la position d'une "lentille immobile" ou zone d'équilibre fluvio-marine, dont la position varie en fonction du marnage et du débit. Cette zone d'équilibre correspond sans doute aux points nodaux des circulations résiduelles. GOULEAU (1975) a étudié la Baie de Bourgneuf qui serait alimentée essentiellement par des apports en suspension issus de la Loire.

Les deux types de littoraux cités ci-dessus révèlent pleinement leur originalité en fonction du régime climatique. Le premier type (littoral ouvert) paraît évidemment soumis à l'influence prépondérante des houles et des courants associés, tandis que le deuxième (littoral abrité) voit, selon la configuration plus ou moins "close", houles, courants de marée et courants résiduels, jouer un rôle plus ou moins important.

Nous avons vu que ces zones fonctionnaient à la fois comme des pièges sédimentaires pour les sables et les vases, mais qu'en certaines périodes (décembre à mars), elles sont susceptibles d'exporter vers le plateau continental interne des particules en suspension.

Si les apports sableux de la Loire (BERTHOIS et MORIZE, 1960 ; BERTHOIS, 1964 B) paraissent pour l'essentiel bloqués dans l'estuaire, un certain nombre d'observations permettent de ne pas mettre en doute l'existence d'une expulsion d'une partie des apports en suspension, ainsi que CASTAING (1981) l'a démontré pour la Gironde. Ainsi, d'après CARRE (1978), en automne, le panache des eaux de la Loire se dirige vers le Nord-Ouest parallèlement aux isobathes ; la vitesse moyenne de propagation de ce panache est 5 cm/s. Cette situation persiste pendant l'hiver, elle est favorisée par

l'afflux d'eau à la côte.

La télédétection a permis à GUERIN et MONGET (1975) de montrer que les eaux turbides issues de la Loire se dirigeaient le 8 mars 1973 vers les couraux de Belle-Isle. A la suite d'une période de gros temps de Sud-Ouest en mars 1975, les images satellites ont montré le refoulement par les eaux du large des eaux turbides d'origine ligérienne vers le Sud de Belle-Isle (ALBUISSON *et al.*, 1975).

GROVEL (1970) a montré comment les apports fluviaux du Blavet et du Scorff, stockés en Rade de Lorient par "temps d'Ouest" étaient évacués dès que les courants de dérive portaient vers le Nord-Ouest sur le plateau.

On peut donc proposer les conclusions suivantes :

Les apports fluviaux sableux sont pour l'essentiel bloqués dans les estuaires ou les rias. D'autre part, les produits de l'érosion littorale ne semblent pas être l'objet d'une importante dispersion vers le large, le régime des houles et des courants tendent à les piéger dans la bande côtière.

En ce qui concerne les apports fluviaux en suspension, il paraît clair qu'une fraction de ces apports est expulsée sur le plateau continental. En temps normal (étiage et débit moyen) le flux et le reflux des courants de marée est responsable du refoulement des suspensions vers les zones amont des rias et des estuaires.

La présence permanente de ce "bouchon vaseux" dans les zones amont signalée dès 1941 par GLANGEAUD et en 1947 par FRANCIS-BOEUF, s'explique donc essentiellement de façon mécanique. Le phénomène de floculation sous l'influence de la salinité étudié par de nombreux auteurs (POSTMA, 1967 ; PAUC, 1976...) semble ici un phénomène subordonné. Par contre l'agrégation de particules élémentaires en édifices de plus en plus complexes (ainsi que l'a décrite KRONE, 1976) est favorisée ou inhibée par la turbulence engendrée par les courants. De décembre à mars, au contraire, sous l'influence de facteurs internes aux estuaires et de facteurs externes, une fraction importante des apports fluviaux est expulsée sur le plateau. Le contrôle de ces transports est donc en fin de compte "climatique". Ils rendent compte probablement de l'essentiel du bilan sédimentaire des zones côtières malgré leur concentration sur quelques semaines et jouent donc un rôle primordial quant à la fertilité des zones internes de la plateforme continentale.

Un flux particulière de direction opposée et de faible intensité, mais s'étalant sur une plus longue durée est peut-être susceptible de compenser cette exportation. A la faveur de ce flux, une partie des apports fluviaux peut sans doute être refoulée dans les zones estuariennes, en même temps qu'une fraction minérale et biogène (planctons, débris organiques) d'origine marine. Le bilan sédimentaire à l'échelle décennale est probablement fonction des conditions hydrographiques locales, l'évaluation des termes de ce bilan nécessiterait un suivi à l'échelle pluri-annuelle.

CHAPITRE IV

LA PLATEFORME CONTINENTALE

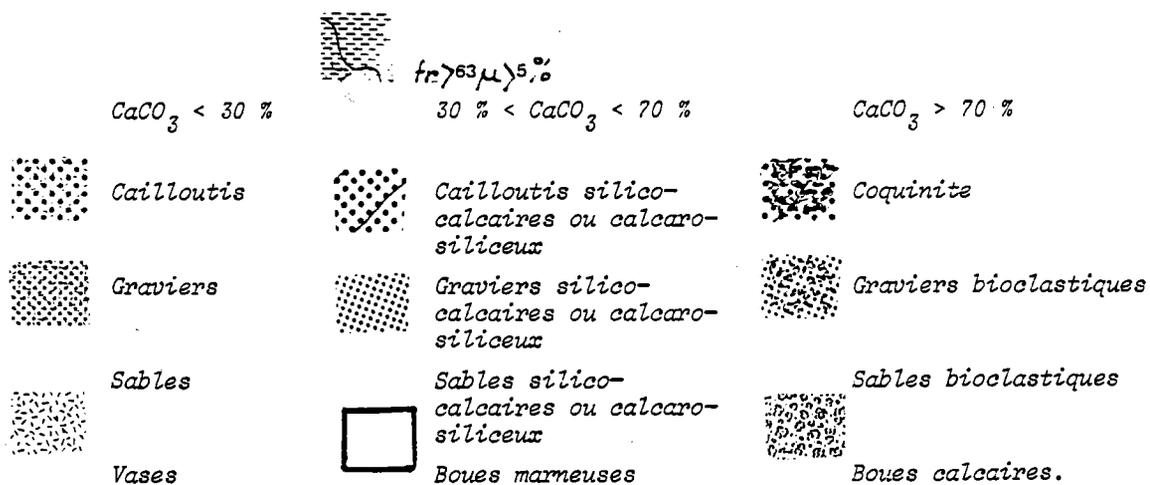
INTRODUCTION

Comme celui du domaine côtier, le régime sédimentaire des plateformes continentales est contrôlé par des facteurs primaires : contextes bathymétrique et géologique, niveaux marins, climat et des facteurs subordonnés : hydrologie, régime des courants et des houles, apports terrigènes et production biogène. Tous ces paramètres contribuent à des degrés divers à l'accélération ou au ralentissement des flux sédimentaires, entre le domaine côtier et les domaines abyssaux et bathyaux. De nombreux modèles ont été proposés pour rendre compte de la nature et de la distribution des sédiments sur les plateaux continentaux.

Le plus ancien (JOHNSON, 1919) se fonde sur une décroissance de la granulométrie des sédiments de la côte vers le large, accompagnant une diminution de l'action des vagues. SHEPARD en 1932, puis EMERY en 1952 et 1968, montrèrent que ce dispositif était en fait rarement réalisé dans la nature. On trouve en effet dans les zones externes des plateformes continentales des sables plus grossiers que dans les zones internes. Cette observation conduisit EMERY à proposer le concept de sédiments reliques "déposés dans des conditions différentes des conditions actuelles" (c'est-à-dire lors des bas niveaux marins précédant la dernière transgression), en opposition aux sédiments détritiques, provenant de l'érosion des côtes et des apports fluviaux, dans leur configuration actuelle. Selon lui, 70 % des sédiments des plateformes continentales actuelles seraient des sédiments reliques

SWIFT *et al.* (1971) proposèrent de définir comme "palimpsestes" les sédiments reliques ayant subi depuis leur dépôt des modifications mineures de leurs caractéristiques texturales et minéralogiques primitives.

FIG. 93 -



- 1 BIOGAS 1, 21 j - 16 m du fond
64 j - 21 m du fond D/Eoc/COB
- 2 Neads, 203 j - 500 m du fond, max : 12.2 cm/s
267 j - 500 m du fond, max : 15 cm/s D/Eoc/COB
- 3 Point 80-02, 349 j - 400 m du fond, max : 12.9 cm/s D/Eoc/COB
- 4 Point I, 45 j - 250 m du fond (Neads)
- 5 BIOGAS 4, 330 j - 10 m du fond, max : 15.2 cm/s
6.5 j - 20 m du fond, max : 15.6 cm/s D/Eoc/COB
- 6, 7 Zephyr, 12 j - 10 m du fond, max : 8.7 cm/s
et 10.4 cm/s D/Eoc/COB
- 8 Point Q, 353 j - 50 m du fond, max : 13.1 cm/s (Neads)
- 9 Edyloc 22, Station néphélocrométrie D/Eoc/COB
- 10 Edyloc 20, Station bathysonde, néphélocrométrie D/Eoc/COB

SWIFT *et al.* (1972), SWIFT (1976 B) ont proposé un modèle fondé sur trois facteurs : importance des apports continentaux, énergie disponible, stabilité dans l'espace (et dans le temps) de la ligne de rivage.

Deux régimes sont distingués : le régime autochtone où les sédiments résultent essentiellement du remaniement "sur place" de formations sédimentaires préexistantes, le régime allochtone où les sédiments proviennent des apports fluviaux.

Une autre distinction est apportée par la notion d'exposition, plateforme abritée, plateforme ouverte qui rappelle la distinction faite au niveau du domaine côtier.

Bien que ne se recouvrant pas rigoureusement, cette dichotomie peut être mise en parallèle avec celle communément utilisée en analyses de faciès entre plateforme interne et plateforme externe. La limite entre ces deux zones est arbitrairement fixée à la profondeur moyenne du plateau, soit environ 100 m de profondeur. VANNEY (1977), dans son étude de la plateforme armoricaine situe cette limite à 70 m rappelant que STETSON (1939) avait adopté la même limite sur la plateforme est des Etats-Unis car elle correspondrait à la profondeur maximum à laquelle était supposée se faire sentir l'action des vagues.

Nous disposons donc "*a priori*" d'un cadre conceptuel très élaboré pour nous guider dans l'étude des dépôts de la plateforme.

Nous examinerons successivement la plateforme interne au Sud de la Manche occidentale, puis la plateforme externe de la Mer Celtique et du Plateau Armoricaïn, avant de discuter les traits majeurs de la distribution des sédiments sur l'ensemble de la plateforme.

Nous nous fonderons pour cette étude sur une compilation de la distribution des sédiments superficiels que nous avons réalisée à partir des travaux de nombreux auteurs, plus particulièrement : VANNEY (1969), HINSBERGER (1970), ANDREIEFF *et al.* (1971), HOMMERIL *et al.* (1972), BARUSSEAU (1973), PINOT (1974), LARSONNEUR *et al.* (1980).

Le principe de la classification des sédiments que nous avons adopté est exposé dans le chapitre I.

I - LA PLATEFORME INTERNE

A - DISTRIBUTION DES SEDIMENTS

La carte sédimentologique que nous avons compilée permet de distinguer les ensembles suivants (fig. 93) :

- Au Nord de la Bretagne, du Sud au Nord :
 - galets et graviers siliceux ($\text{CaCO}_3 < 30 \%$),
 - sables calcaro-siliceux ou silico-calcaires ($30 \% < \text{CaCO}_3 < 70 \%$),
 - sables biogènes ($\text{CaCO}_3 > 70 \%$),
 - sables calcaro-siliceux ou silico-calcaires ($30 \% < \text{CaCO}_3 < 70 \%$),
 - sables siliceux ($\text{CaCO}_3 < 30 \%$).

- A l'Ouest de la Bretagne, entre Ouessant et Sein (HINSBERGER, 1970), les fonds sont de nature très variée. On y rencontre des accumulations sableuses (Dune du Four) mais également des fonds graveleux et des fonds envasés tel le paléo-delta sous-marin de l'Elorn.

- Sur le Plateau Armoricaïn, entre Penmarc'h et Oléron, on rencontre essentiellement des vases siliceuses (zone interne de la Grande Vasière qui passe vers le Sud-Est aux graviers et sables siliceux des glacis plaines vendéens).

Nous présentons ci-dessous les résultats de l'étude que nous avons réalisée au Sud de la Manche occidentale. Nous discuterons ensuite ces conclusions à la lumière des travaux réalisés dans ce même secteur (BOILLOT, 1964 ; LEFORT, 1969 ; HOMMERIL, 1965).

B - LA PLATEFORME INTERNE AU LARGE DE ROSCOFF

1 - Le pré littoral côtier

a) Bathymétrie

Une campagne de sondages a permis l'établissement d'une carte bathymétrique de la zone comprise entre 48°45' et 48°55' de latitude Nord et 3°49' à 4°2' de longitude Ouest (fig. 94) (AUFFRET *et al.*, 1971).

Les sondages ont été effectués en suivant les hyperboles Decca des réseaux rouge et vert, dont l'orientation dans la région de Roscoff est particulièrement commode pour un tel travail. Les lignes de sondage suivies étaient espacées de deux milles environ.

Les lignes directrices de la topographie sont orientées Nord-Est/Sud-Ouest à l'Est de la feuille. Mais dans la partie sud de la carte, les isobathes s'infléchissent en direction Est-Ouest. Il en résulte un resserrement très important au Nord de l'Ile de Batz où, en moins de 4 milles, les fonds passent de 0 à 75 m.

A cette physionomie générale se surimpose dans la partie centrale le promontoire constitué par la formation gravelo-sableuse du Trezen-Vraz (la Grande Dune) et du Bank ar Forest (Banc de la Forêt) qui prolonge vers le large le massif dunaire qui s'appuie sur les récifs des Trépieds. Ce promontoire constitue la limite nord-est du "Toul ar Singed" (Trou aux Singes). Le Toul ar Singed semble avoir été parcouru par deux cours fluviaux : le plus important, à l'Est, longe le Trezen-Vraz. Ces vallées peuvent être suivies jusqu'à la profondeur de 75 m.

La représentation du relief sur la carte, par des isobathes, entraîne inévitablement une certaine régularisation en ne faisant pas apparaître les inégalités inférieures à l'intervalle choisi et en arrondissant le contour des accidents de forte amplitude.

La figure 95 représente quatre exemples de profils qui illustrent la transition entre l'abrupt paléozoïque et la plateforme lutétienne qui correspond, d'après BOILLOT (1964), à une surface structurale.

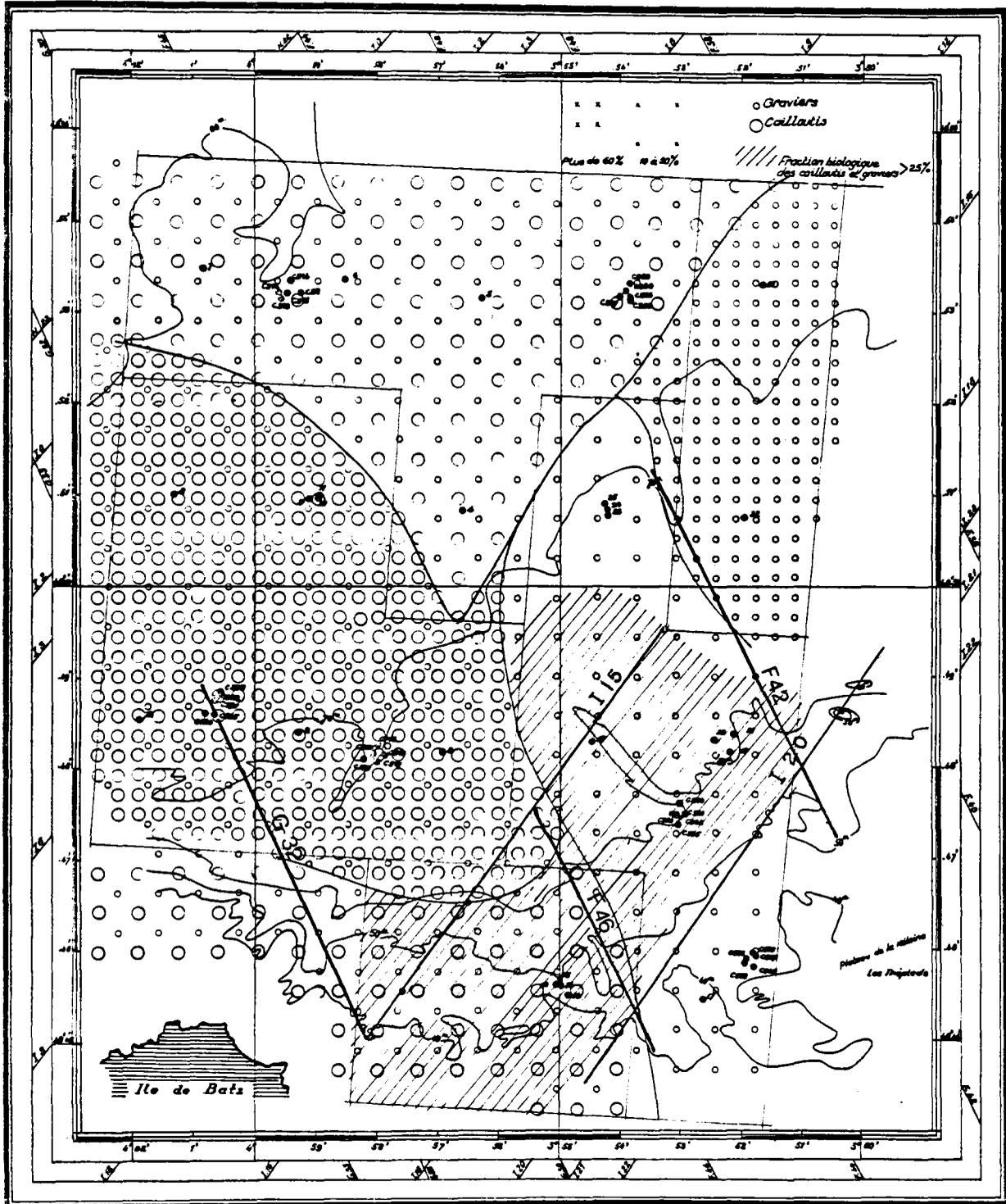


FIG. 94 - Bathymétrie, localisation des prélèvements des profils I15 et I20 et des zones sédimentaires au Nord-est de l'île de Batz

b) Cadre sédimentaire

Nous poursuivrons notre exposé en replaçant la zone étudiée dans le cadre sédimentologique tracé par BOILLOT. On y rencontre en suivant la terminologie de cet auteur :

- zone I : les cailloutis

(plus de cailloux que de sables et de graviers)

- . Ia - de 100 à 70 % de cailloux,
- . Ib - moins de 70 % de cailloux.

- zone II : les graviers

(plus de graviers que de cailloux ou de sable).

- zone III : sables biogènes

(plus de sable que de cailloux ou de graviers)

- . IIIa - 40 à 15 % de cailloux : sables caillouteux,
- . IIIb - moins de 15 % de cailloux) : sables graveleux
- entre 30 et 4 % de graviers)
- moins de 4 % de graviers,
- . IIIc - sable hétérogène,
- . IIId - sables grossiers dunaires,
- . IIIe - sables fins dunaires.

Les définitions adoptées par BOILLOT s'appuient sur un très grand nombre de dragages et avaient pour objet de refléter aussi fidèlement que possible la nature et la répartition des ensembles sédimentaires présents. Il en résulte un ensemble de critères précis mais de valeur probablement locale.

Nous avons, pour notre part, limité les discriminations à quelques faciès sédimentaires bien différenciés (cailloutis, graviers, sables). On peut, en effet, admettre que la faciès sédimentaire en un point est nettement marqué par une fraction dès lors que celle-ci excède 50 % du total, c'est d'ailleurs ce que BOILLOT semble avoir admis pour définir la zone des cailloutis.

Notre étude, réalisée à partir d'un réseau de reconnaissance à maille relativement large, ne visait pas à une description exhaustive mais a été réalisée à la fois dans un esprit de recherche méthodique et dans le but de situer l'environnement sédimentaire des accumulations sableuses. Nous avons donc tenté d'établir une carte schématique délimitant des zones "homogènes" et d'y évaluer les teneurs moyennes des différentes fractions granulométriques. Pour connaître la précision avec laquelle sont estimées les teneurs moyennes, on a utilisé une méthode géostatistique dérivée de la théorie des probabilités, initialement mise au point pour résoudre des problèmes d'estimation minière (AUFFRET *et al.*, 1970).

Nous avons ainsi distingué cinq zones (fig. 94) : une zone caillouteuse (I) (Trou aux Singes et Tachad), une zone graveleuse (II) (Nord-Est du Trezen-

TABL. 19 - Lithologie des sédiments de la zone pré littorale côtière.

N°	% Ca	ID	CD	GD	G	Mx	Ca	Pm	Cho	Chd	G.g	V.o	S.e	Nn	Ss	Ae	Gast	Op	Br	Hi	Cs	Cr	Cp	Bc	Spi	Ech	BT	V.c	C.b			
ZONE 1																																
3	0		100																													
C 916	1,9	0,8	94	4	0,1				0,1		0,3		0,1					0,2		0,2				0,2					0,2			
C 917	1,5	0,9	94	4,5														0,2		0,2			0,1	0,1					0,3			
C 918	7	3,3	70	23			0,6		0,3		0,2		0,2				0,2			2									2,5			
C 919	4	1,95	92	4					0,3		0,2		0,05					0,3		0,9		0,15		0,15					1,05			
C 920	2	1,5	55	13														0,3		0,1				0,1					0,1			
2	1,5	0,7	97	1,5			0,2												0,3		0,1								0,4			
8	15	8	65	20								2							1	0,5	3		0,5						5			
9	7,9	37,5	16	2	2,5		5					8						2,5	3	0,5	19		1						25,5			
10	14,5	8,5	65	20	0,5		1,5					1						0,5		0,5	2,5		3						3			
11	23	8	70	7			0,5					4						1	4	1	2		2	0,5					7			
12	6	2,5	73	21								0,5						0,5		1	0,5				0,5				1,5			
ZONE 2																																
31	66	21,5	1	53								14,5																				
22	22	14		71	1	6	1					5						2	4		4		0,5	1,5								
ZONE 3																																
23	56,5	32,5		39	4,5		1,5					5,5									4,5			12,5						4,5		
24	68,5	31,5		25	6,5	1	6					8,5									2	1		16,5	1				3			
25	71,5	36		22	3,5	3	2				5,5	14									5	1		8					6			
18	87	33,5		9	4		2,5				14	15						1,5			11			7	2,5				11			
19	88	29,5		4	8		1,5				13	23	5								1,5	3		11	1,5				4,5			
20	91	25,5		9	7		4,5				20	13	3								3	3		9		3			6			
21	83	32,5		8	9		8	3,5			11	10,5	2,5								2	2		11					4			
C 931	39	11,5		50	3	8			1,5		0,5	13		3				2,5			2	2		2	2,5				2,5			
C 932	38,5	9,5		47	6,5	8						4,5						4,5	3					4,5	6				9,5			
C 933	41	19		37	17,5	4,5					1	5						1	2					3	3,5				8,5			
C 934	75	41,5		2	14,5	8,5	7,5					3												22								
C 935	74,5	37,5		12	3	10,5	3				3,5	15,5												6	6							
C 936	59,5	20		19	17	3,5						15,5		1										1					21			
C 937	40,5	15	3	51	5,5	2,5						7									8,5	3		1,5	3				11,5			
C 938	44,5	19,5	4	45	5	1,5						13						0,5	1										10,5			
C 939	63	31,5		18	13	6					2	13		1							5,5	9							15,5			
C 940	63	39		18	19		2					8									8	2			2				10			
17	100	60										2,5			2,5			1			23,5		1	2	7,5				23			
ZONE 4																																
4	26	16,5	30	38	6		2					3,5									2											
5	51	29		47	2		8					3																				
6	34,5	23,5	29	36	0,5																											
7	56	34		43	1		4																									
C 926	47,5	15		60	1	1,5						4	0,5								2											
C 912	45,5	20	33	20	1,5	2,5	6				1	4,5									1											
C 927	48	16	5	53	1	3	2					4,5									1,5	1										
C 928	32,5	18,5	4	60	1	2,5	2,5					2																				
C 929	6	6	75	19																												
C 930	91,5	51		2	6,5							5																				
C 911	20	20	42	38																												
ZONE 5																																
1	61	19,5	25	14								4	21								3	6,5		1	2							
13	11	7	69	20									3																			
14	90	25		10			6						8																			
15	77	31		3	7	12,5							20																			
16	95	16,5		4	1,5	5						5	15	26,5																		

CaCo₃ : % en carbonate de calcium, ID : particules organiques de nature indéterminée, CD : cailloux détritiques, GD : graviers détritiques, G : quartz, Mx : minéraux lourds, Ca : grains détritiques calcaires, Pm : *Pecten maximus*, Cho : *Chlamys opercularis*, Chd : *Chlamys distorta*, C'asp : *Chlamys sp*, Gg : *Glycimeris glycimeris*, Vo : *Venus ovata*, Se : *Spisula elliptica*, Nn : *Nucula nucleus*, Ss : *Sabella-ria spinulosa*, Ae : *Amonia ephipium*, Gast : Gasteropodes, Op : Ophiures, Br : bryozoaires, Hi : *Hippodiplosia foliacea*, Cs : *Cel-laria sp*, Cr : *Crisia sp*, Cp : *Cellepora pumicosa*, Bc : *Balanus crenatus*, Spi : Spicules de spongiaires, Ech : Echinodermes, BT : totalité des Bryozoaires, Vc : *Venus casina*, CB : Coquilles > 2 cm, Ar : *Arca sp*, For : foraminifères.

Vraz), une zone sableuse (III) et deux zones hétérogènes (IV et V).

Nous décrivons ci-dessous la nature des fonds selon cinq profils qui traversent les diverses zones (fig. 95)*

- Profil I 15

Ce profil traverse l'angle sud-est du Toul ar Singed. La photographie montre un bloc anguleux. En 80 c'est un fond de blocs et de cailloutis qui apparaît. En 228 on observe un fond typique de cailloutis à Ophiures.

La photographie 89 montre une couverture sableuse, de même que 240 et 505. L'épaisseur du sable est au maximum d'une dizaine de mètres. Nous devons signaler que nous avons interprété comme un pointement du socle le sommet à 50 m, alors que lors de l'enregistrement Sparker nous avons seulement noté à cet emplacement une remontée du socle sans affleurement. Il se pourrait donc qu'il s'agisse seulement de la partie la plus abrupte d'une dune. La photographie 486 au-delà du profil montre les cailloutis. Il semble donc qu'ils se retrouvent de part et d'autre du Trezen-Vraz, mais leur épaisseur sous le sable est difficile à évaluer. Elle pourrait être plus faible qu'au Toul ar Singed.

- Profil F 46

Ce profil est orienté Sud/Sud-Est à Nord/Nord-Ouest. La photographie montre la roche en place. Au Sud-Est, les dépressions entre les pointements du socle sont colmatées par un remplissage sédimentaire. En surface, on observe des sables coquilliers. Le niveau calcaire n'a pas été identifié sur le profil sismique.

- Profil G 32

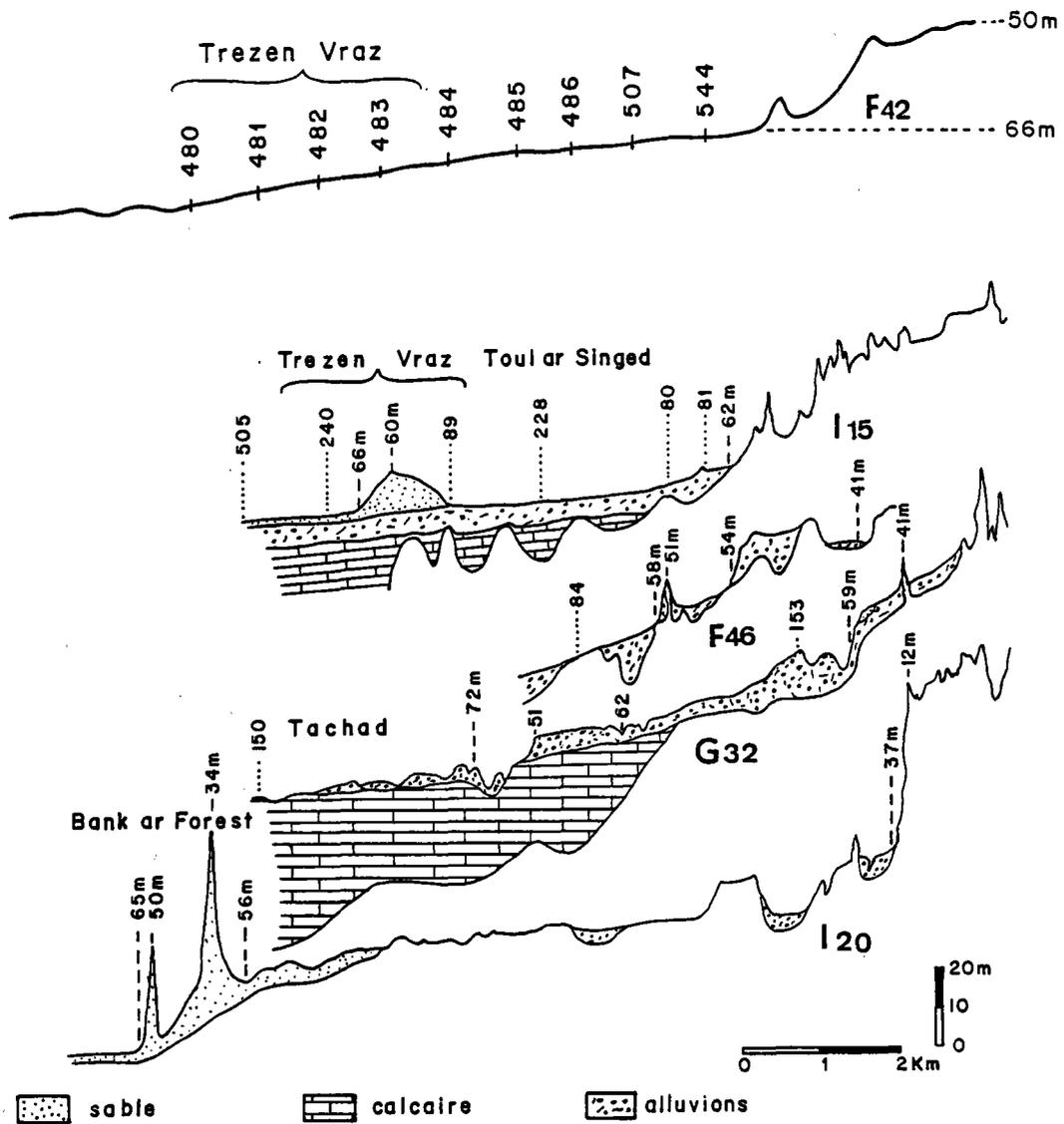
Ce profil, orienté Sud/Sud-Ouest à Nord/Nord-Ouest intéresse plus particulièrement les fonds du Tachad. Les photographies montrent ou bien un fond de cailloutis (153, 51) ou bien de cailloutis et de blocs (62) ou la roche en place (149). La figure 95 montre, vers 65 m, le contact en biseau du calcaire éocène et du socle paléozoïque et un prisme sédimentaire de 10 m d'épaisseur maximum (dont les cailloutis et les blocs sont le toit) qui diminue l'épaisseur vers le large. L'analogie avec les formations superficielles actuellement émergées nous a conduits à assimiler ce prisme sédimentaire au head périglaciaire ou à une formation fluviatile mise en place en période de bas niveaux marins.

- Profil I 20

Ce profil est intéressant par ses deux dunes hydrauliques dont la plus importante a une amplitude de 40 m pour 500 m de longueur d'onde. Le contact du calcaire et du socle n'a pu être ob-

* Nous avons pu, pour cette étude, bénéficier de l'examen de la collection de photographies sous-marines de la Station Biologique de Roscoff. Bien que ces photographies ne soient pas reproduites dans cet ouvrage, nous en avons noté les références pour permettre au lecteur de les consulter.

165
 FIG. 95 - Profils morphostructuraux dans la zone pré littorale côtière.



	d_{cm}	U_M	U_M^*	D_*	R_*	R_c^*	U_c^*	U_c
N.E. Roscoff								
A	0,08	39	2,2	18,4	18	13	1,6	28
D	0,08	40	2,3	18,4	18	13	1,6	28
E	0,08	40	2,3	18,4	18	13	1,6	28
F	0,04	62	3,5	9,2	14	5,5	1,4	25

TABL. 20 - Vitesses maximums des courants de marée et vitesses critiques d'érosion dans la zone pré littorale côtière.

servé sur les enregistrements Sparker mais sa présence est suggérée par l'horizontalité du profil bathymétrique à la cote 65 m.

- Profil F 42

Les photographies 485 à 480 montrent les sables grossiers à *Venus fasciata* du Trezen-Vraz qui recouvrent d'une faible épaisseur la nappe de cailloutis.

c) Pétrographie sédimentaire

Nous avons effectué une série de dragages dans la région étudiée (fig. 94). Dix huit échantillons ont été prélevés selon un réseau rectangulaire : en 6 des noeuds de ce réseau ainsi qu'en des points supplémentaires, les dragages ont été répétés avec un décalage de 250 m environ afin d'étudier la variabilité locale.

L'étude détaillée a donc porté au total sur une quarantaine d'échantillons. Le pourcentage en cailloutis (fraction granulométrique supérieure à 20 mm) a été calculé à bord à partir de la totalité du dragage. Les pourcentages en graviers et en sables ont été calculés au laboratoire sur le prélèvement partiel effectué à bord. En outre, la fraction biologique de la totalité des cailloux de l'échantillon est séparée et son pourcentage calculé ; la même opération est effectuée sur les graviers, après échantillonnage à l'aide d'un séparateur mécanique.

Les différentes fractions des échantillons dragués ont été examinées, mais nous avons étudié plus particulièrement la fraction sédimentaire d'origine biologique. La composition lithologique du sédiment a été établie après séparation en trois fractions (graviers : 20 mm à 2 mm, sables grossiers : 2 à 0,6 mm et sables fins : 0,6 à 0,089 mm).

Nous décrivons ci-dessous la lithologie de ces dépôts (tableau 19).

- Fraction d'origine terrigène

Cailloux d'origine détritique

Leur teneur varie entre 100 et 65 % dans la zone caillouteuse ; quasiment nulle dans la zone sableuse, elle est très variable dans les zones hétérogènes.

Graviers d'origine détritique

Leur teneur varie entre 0 et 23 % dans la zone caillouteuse ; dans la zone sableuse, elle est comprise entre 2 et 51 %. Dans les zones hétérogènes, elle varie entre 3 et 53 %, tandis qu'elle atteint 71 % dans la zone graveleuse (2).

Quartz

Les teneurs en quartz sont relativement élevées dans la zone sableuse (3). Elles y varient entre 3 et 19 % (m = 8 %) ; elles sont plus faibles dans les zones hétérogènes (m = 2 %).

Minéraux

Tout comme le quartz, les grains minéraux sont abondants dans la zone sableuse. Leurs teneurs varient entre 0 et 8 % (m = 3 %). Ils sont également abondants dans la zone hétérogène (5).

- Éléments d'origine organiqueGrains indéterminables

Cette catégorie représente entre 0,7 et 62 % des échantillons pour des moyennes de 6 % (zone 1), 30 % (zone 3) et 23 % (zones hétérogènes et graveleuses : 2 et 4).

Grains calcaires détritiques

Les teneurs sont relativement élevées (0 à 8 % ; m = 2 %) dans la zone sableuse (3) et dans la zone hétérogène (4 et 5) (m = 2,5 %).

Lamellibranches

- *Glycymeris glycymeris* : les teneurs en débris varient de 0 à 20 % dans la zone sableuse (3) (m = 4 %). C'est donc un important constituant.

- *Venus ovata* : les teneurs sont particulièrement élevées dans la zone sableuse (3) où elles sont comprises entre 3 et 23 %, de même que dans la zone hétérogène (5) (3 à 26,5 %) pour des moyennes respectives de 10 % et 15 %.

Echinodermes

- *Ophiuridés* : les teneurs sont généralement faibles. Elles sont maximums dans la zone sableuse (0 à 6,5 %) (m = 1 %). Les teneurs relativement importantes sont également notables dans la zone caillouteuse (0 à 2,5 %).

- *Bryozoaires* : *Cellaria* sp. et *Crisia* sp. Les teneurs en *Crisia* sont particulièrement importantes dans la zone sableuse entre 0 et 19 % (m = 3 %). On note d'ailleurs que ces teneurs sont généralement inversement proportionnelles à celles de *Cellaria* (m = 4 %). Il s'agit là vraisemblablement d'un tri hydrodynamique, les teneurs sont faibles dans les zones hétérogènes (4 et 5) et la zone graveleuse (2).

Cirripèdes

- *Balanus* sp. : les Balanes constituent une composante importante des fonds sableux, jusqu'à 22 % du sédiment (m = 6 %). Elles sont nettement moins abondantes dans les fonds hétérogènes.

Spongiaires

- *Spicules* : ils constituent une part appréciable des sédiments sableux (jusqu'à 7 % ; m = 1,5 %). On note également leur présence sur les fonds caillouteux.

Les courbes granulométriques de 18 échantillons prélevés dans la zone d'accumulation sableuse du Trezen-Vraz montrent distinctement trois stocks granulométriques. Ces trois populations sont caractérisées par trois modes à 6 mm, 1,1 mm et 0,360 mm et correspondent sensiblement aux graviers, sables grossiers et sables fins. Bien que présentant une diversité maximum de sédiments,

l'enveloppe des courbes granulométriques des sédiments des zones hétérogènes et graveleuse met également en évidence ces trois populations (fig. 96).

Nous avons calculé les vitesses critiques d'érosion correspondant à ces trois classes (tableau 20).

Des mesures de courant de longue durée (8 à 15 j) ont été effectuées en 5 stations : A, B, D, E, F (fig. 94). Les vitesses maximums mesurées sont comprises entre 40 et 60 cm/s ; elles sont donc susceptibles de mouvoir les trois fractions granulométriques (tableau 21), toutefois la fraction graveleuse n'est susceptible d'être mobilisée qu'au seul point F.

Nous avons également calculé pour les points A, B, D, F, la résultante des vitesses de courant de flot et de jusant en vive eau (coefficient 95) supérieures à la vitesse critique de 20 cm/s. Ces résultantes sont représentées en grandeur et en direction sur la figure 97. On peut observer aux points D et B une résultante dirigée sensiblement vers le Sud-Ouest, tandis qu'au point A (Banc de la Forêt) elle est dirigée vers le Sud et en F (les Trépieds) vers l'Est. Une expérience de marquage des sables, réalisée dans cette zone par LE GORGEU et BOILLOT (1964), montra une dérive des sédiments vers l'Est. Notre mesure confirme donc la justesse de cette observation locale.

Il apparaît, en effet, évident qu'au contact de la plateforme et du socle paléozoïque, il existera sur le fond un déséquilibre des courants, le flot l'emportant sur le jusant, en durée et en intensité. Ce phénomène se fait également sentir au point A, mais il semble que vers le large la direction générale de la dérive des sédiments soit dirigée vers le Sud-Ouest. Ceci est en bon accord avec l'orientation des dunes hydrauliques présentées sur le profil I 20.

Nous avons évalué à 80 cm/s l'agitation au fond susceptible d'être induite par une forte houle de secteur Nord-Ouest ($\lambda_0 = 100$ m, $T_0 = 12$ s). Dans ces conditions (tableau 21), l'ensemble des sédiments du Trezen-Vraz est susceptible d'être mobilisé.

2 - Le pré littoral du large

a) Introduction

Les observations courantologiques et les prélèvements sédimentaires réalisés dans cette zone résultent en grande partie d'une campagne effectuée en 1970 à bord du Job-ha-Zelian. Les mesures de courant et les photographies sous-marines proviennent des travaux de la Station Biologique de Roscoff à bord du Pluteus II. Les enregistrements sonar nous ont été communiqués par le National Institute of Oceanography (Dr STRIDE).

La zone étudiée au Sud de la Manche occidentale (fig. 18) s'étend au large des côtes du Massif Armoricaïn, sur 80 milles de longitude et 50 milles en moyenne de latitude, entre 3°15 et 5° de longitude Ouest et de 48°40' à 49°30' de latitude Nord. Sa bathymétrie est caractérisée sur le rebord du Massif Armoricaïn par la zone de contact entre le socle et la plateforme des terrains sédimentaires du Secondaire et du Tertiaire, représentée dans cette région principalement par le Lutétien. Cette zone de contact immergée par 80 m au large des abers est située vers 65 m au large de Roscoff et remonte jusqu'à 30 m au niveau du Golfe Normanno-Breton.

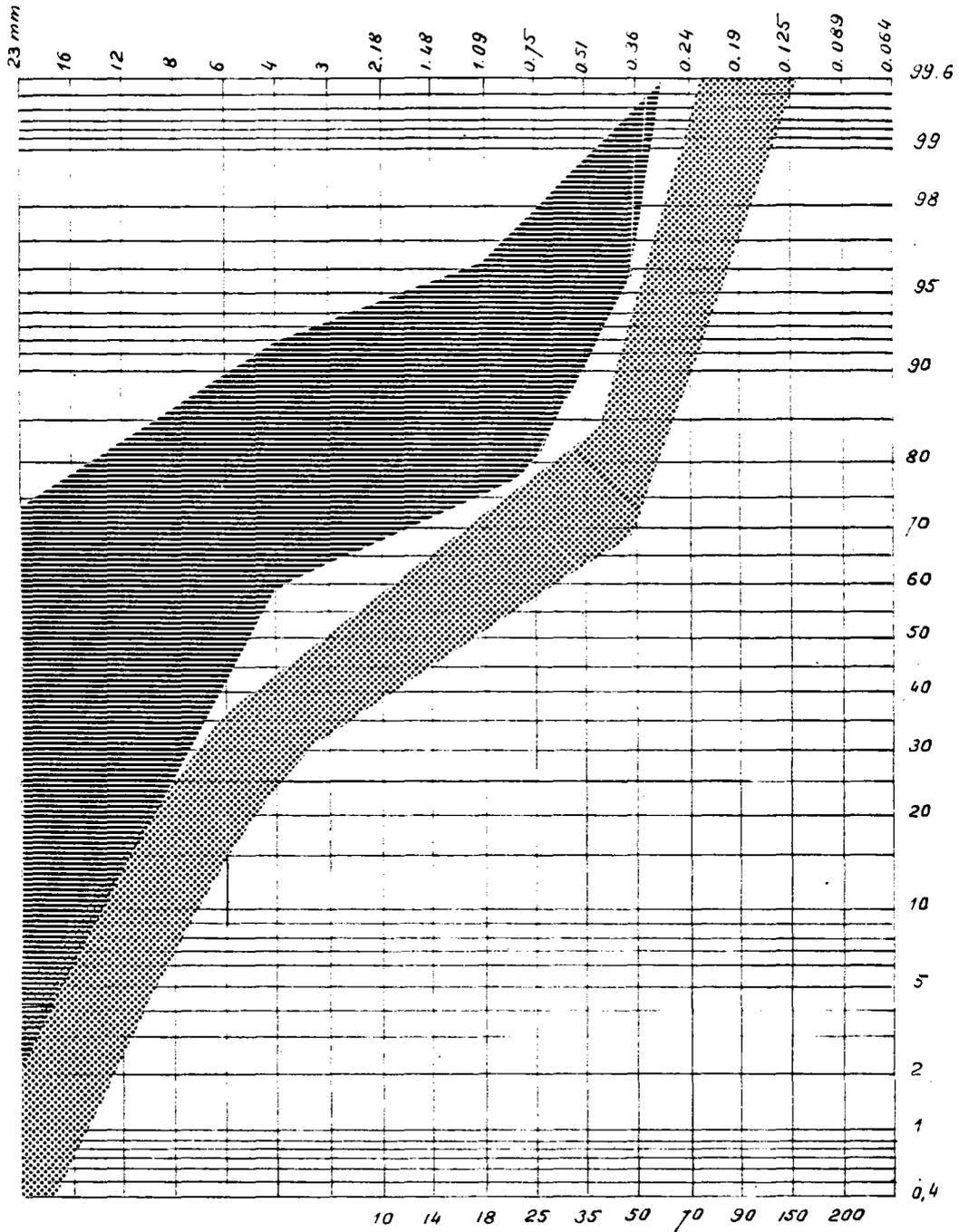


FIG. 96 - Enveloppe des courbes granulométriques dans la zone sableuse (points) et les zones hétérogènes (traits horizontaux)

d cm	D^*	R_c^*	v/D	U_c^* cm/s	U^* cm/s
0,036	8,3	4	0,28	1,1	20
0,11	25	20	0,9	1,8	32
0,6	138	300	0,01	3	52

TABL. 21 - Evaluation des vitesses critiques d'érosion pour les trois populations granulométriques.

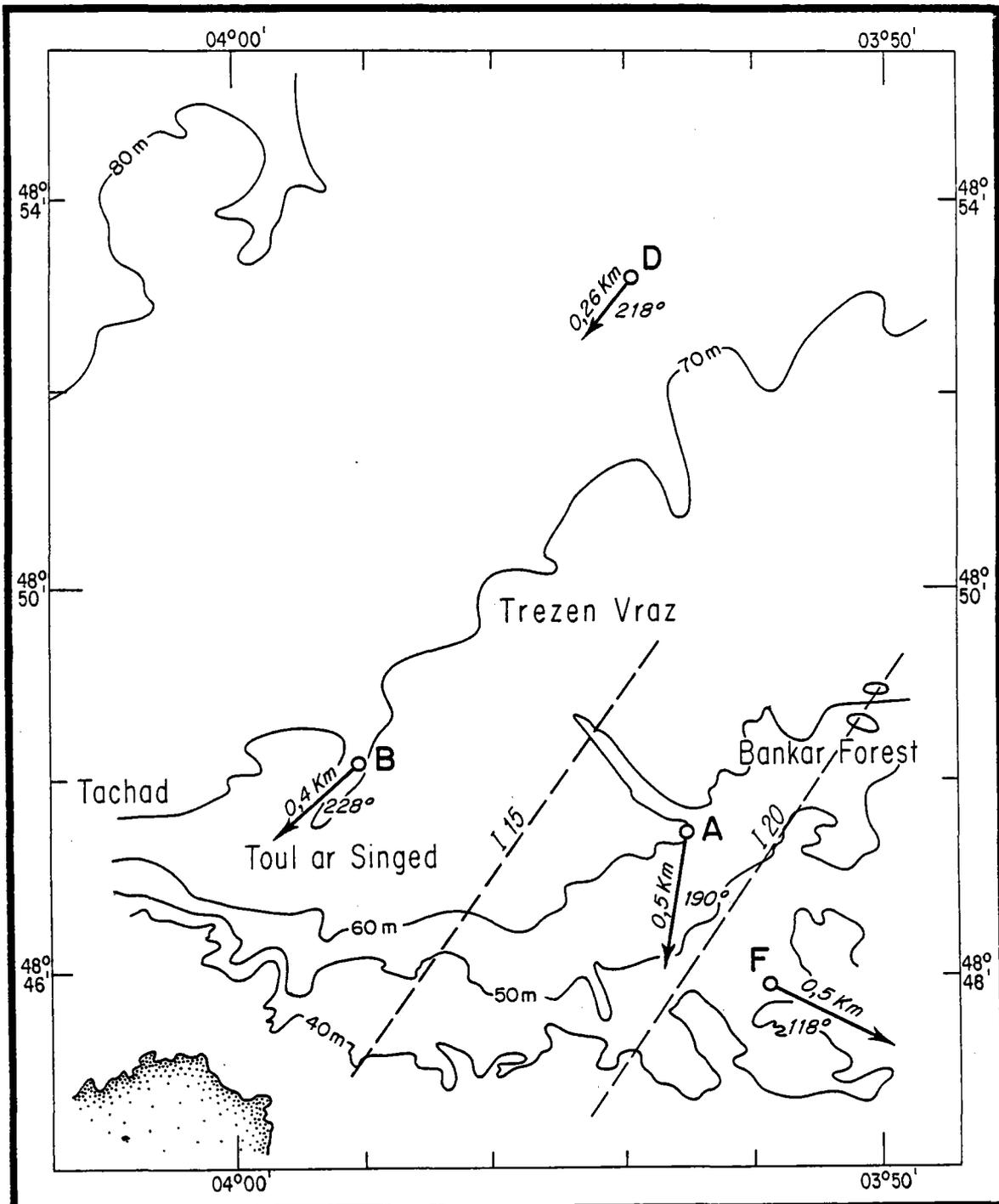
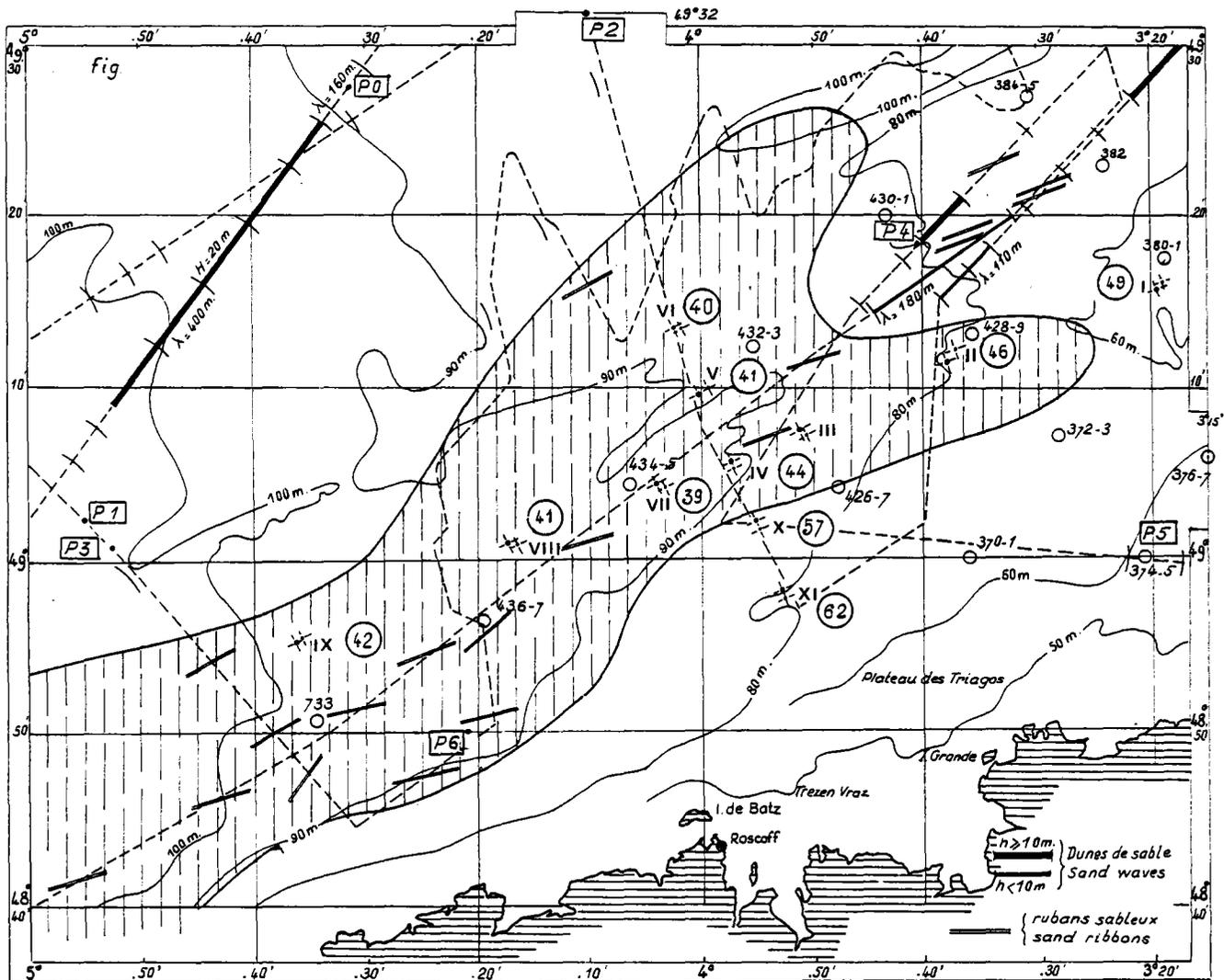


FIG. 97 - Résultante des vitesses de courant supérieures à la vitesse critique d'érosion (20 cm/s) aux quatre points de mesure

171
 FIG. 98 - Bathymétrie et localisations des prélèvements et des observations sur la Plateforme interne nord-armoricaine.



Zone hachurée verticalement : zone des rubans sableux. I à IX : stations courantologiques et prélèvements de sédiments associés. P0 à P6 encadrés : emplacement des planches "sonar" (voir annexe). 39 à 62 entourés d'un cercle : vitesse de courants en cm/s à 0,70 cm du fond extrapolées pour le coefficient de marée de 95. Cercle : localisation des photographies sous-marines citées.

Les isobathes de direction Nord-Est/Sud-Ouest, au Nord-Est de la carte s'infléchissent en direction Est/Nord-Est - Ouest/Sud-Ouest en se resserrant vers le Sud-Ouest. Les fonds inférieurs à 90 m dessinent au Nord-Ouest une large dépression allongée Nord-Est/Sud-Ouest.

BOILLOT (1964) a donné une carte schématique de la répartition des sédiments dans la Manche occidentale. Il y distingue la bande côtière qui comprend notamment les accumulations sableuses au contact du socle paléozoïque, une zone de cailloutis et enfin trois zones sableuses distinguées en fonction de leur teneur en Bryozoaires.

KENYON (1970), utilisant les résultats obtenus à l'aide du sonar latéral, a pu mettre en évidence l'existence, au Sud de la Manche occidentale, d'une zone où prédominent des accumulations sableuses longitudinales désignées sous le nom de "ruban sableux".

Cette zone ne coïncide pas avec les zones distinguées par BOILLOT, mais chevauche la zone des sables coquilliers à Bryozoaires et la zone des cailloutis.

Schématiquement on peut donc considérer que l'ensemble de la zone est constitué d'une nappe grossière de cailloutis et de graviers détritiques, bordée au Nord et au Sud par deux zones sableuses (fig. 93).

Dans son étude de la faune benthique du Sud de la Manche occidentale, CABIOCH (1968) a distingué deux principaux ensembles :

1 - l'ensemble frontolittoral, regroupant les fonds accidentés, qui constitue le prolongement en profondeur du socle armoricain, avec leur cortège de fonds ensablés dont il a été question ci-dessus (Pierre Noire),

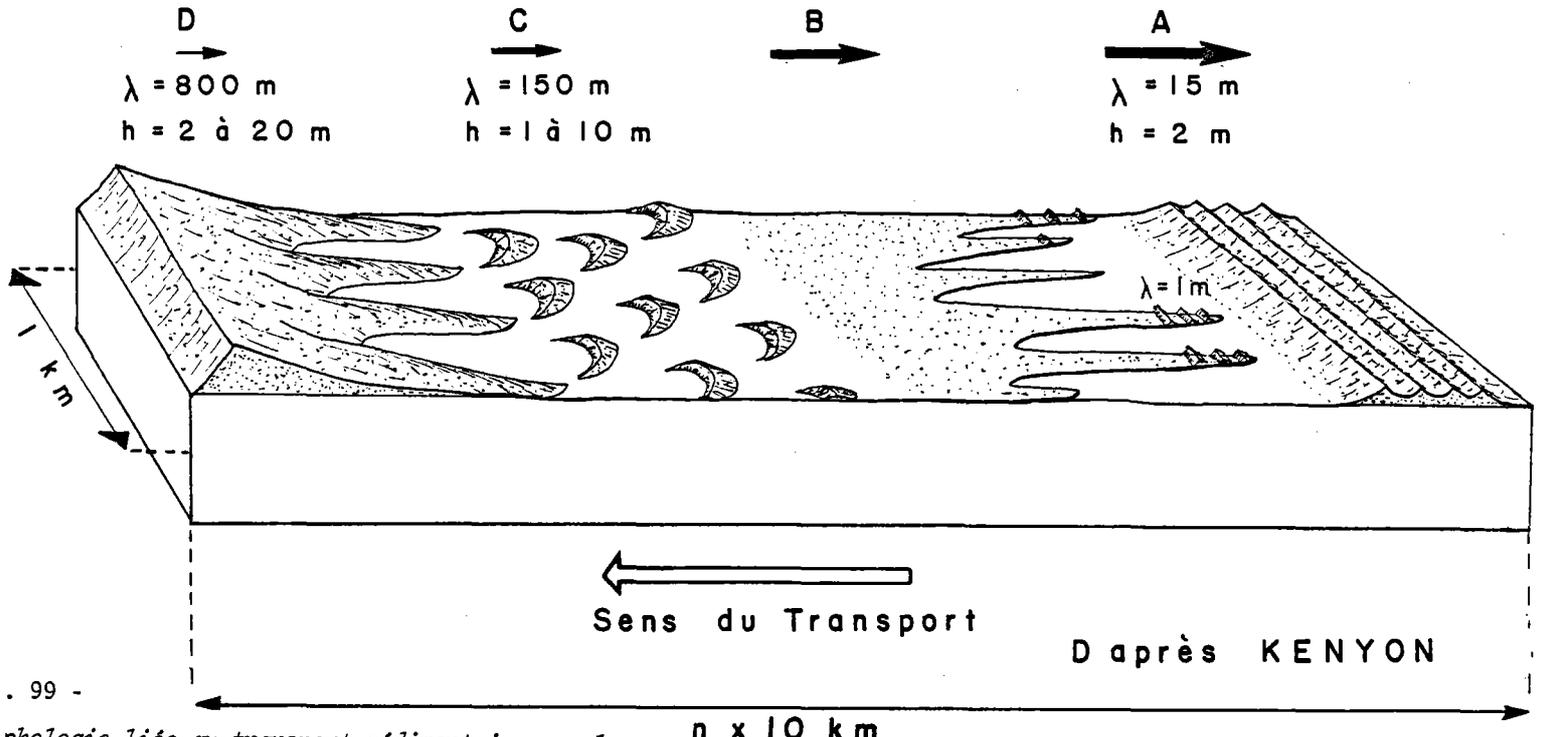
2 - l'ensemble pré-littoral, constitué par les fonds plats, à pente très faible, qui occupe la majeure partie du secteur occidental de la Manche. Comme nous l'avons vu plus haut, une nappe de cailloutis et de graviers s'étale sur ces fonds qui s'ensablent progressivement vers le Nord, vers l'Ouest et vers l'Est (Banc des Langoustiers).

Dans cet ensemble, on peut distinguer, suivant CABIOCH, deux biocoenoses séparées par la ligne des 80 m : la biocoenose des cailloutis et graviers pré-littoraux côtiers et la biocoenose des cailloutis et graviers pré-littoraux du large. Ces deux biocoenoses sont recoupées par des faciès liés à l'hydrodynamisme et ses interactions avec le substrat. Ces faciès se succèdent dans l'ordre suivant, du Sud au Nord :

- faciès à Spongiaires dominants dans l'encroûtement (A, D),
- faciès à Bryozoaires dominants dans l'encroûtement (B, C),
- faciès d'appauvrissement graveleux (E) ou sableux (F),
- faciès d'épifaune à *Sabellaria spinulosa* (J).

Le Trezen-Vraz avec son auréole de graviers (dont il a été question ci-dessus) fait exception à cette disposition d'ensemble que l'on suit avec régularité de Portsall à l'Île de Batz et des Triagoz au large de Port-Blanc.

Quand on quitte la nappe des cailloutis et graviers en direction du Nord-Ouest, on voit se raréfier et disparaître la faune qui la caractérise. On passe alors à des fonds de sables zoogènes grossiers (I). Les grandes valves vides de Lamellibranches, peu nombreuses sur les fonds de graviers, sont souvent abondantes. Les valves de *Glycymeris glycymeris* dominent habituellement, accompagnées de valves de *Chlamys opercularis* et moins communément de *Venus casina* ou *Cardium crassum*.



phologie liée au transport sédimentaire sur le plateau continental (d'après Kenyon, 1970)

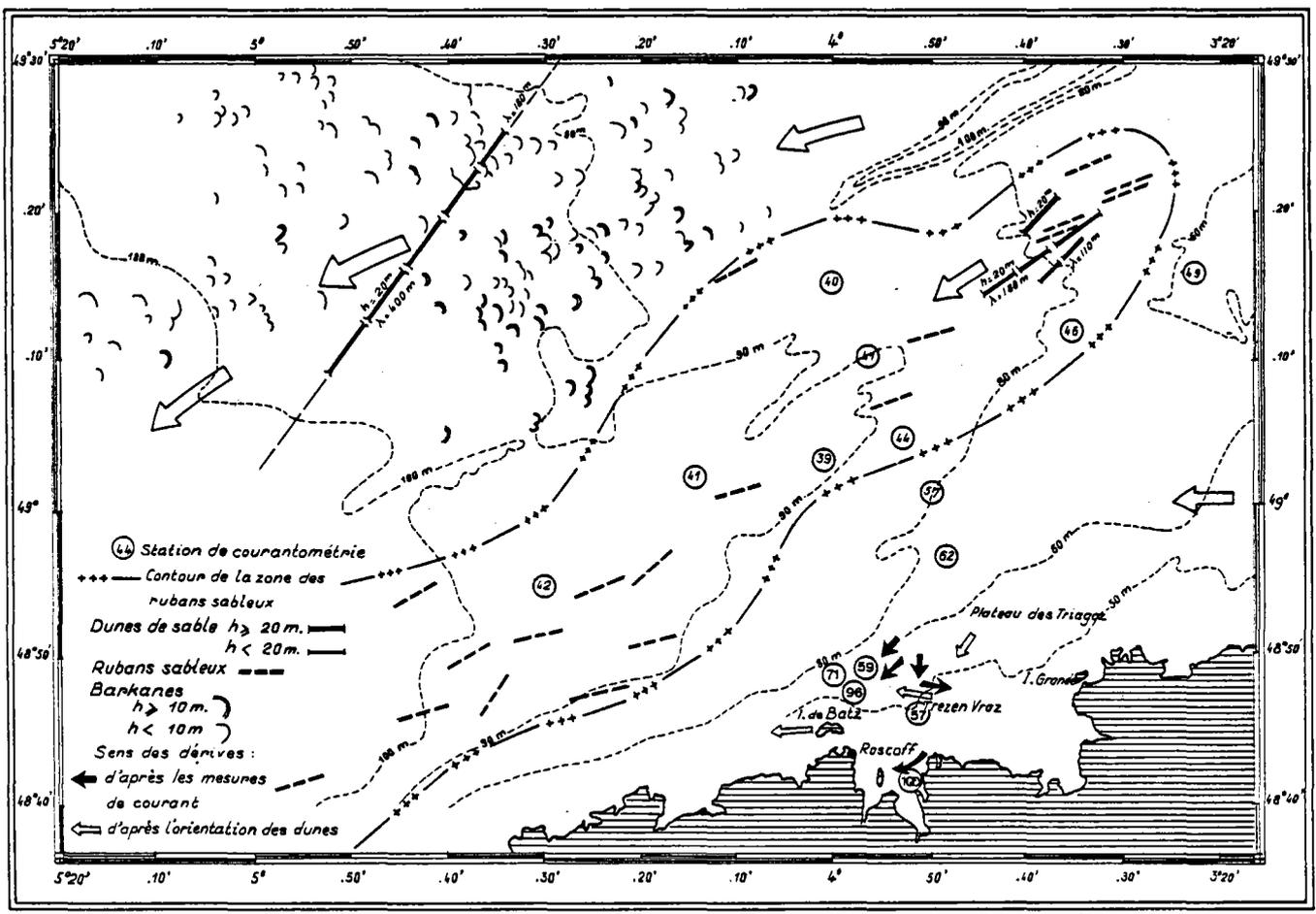


FIG. 100 - Bathymétrie, localisation des barchanes et de la zone des rubans sableux, vitesse maximum du courant au voisinage du fond, et résultantes des transports sédimentaires (mesurées : flèche noire, et inférées : flèche blanche) au sud de la Manche occidentale.

b) Sonar latéral (fig. 99)

Cette étude est limitée à la zone comprise entre 3°15' et 5° de longitude Ouest et 48°30' à 49°32' de latitude Nord. La zone de rubans sableux du type B, signalée par KENYON, est allongée selon un axe Sud-Ouest/Nord-Est. Elle est bordée au Nord-Ouest, au Nord-Est, à l'Est et peut-être au Sud par des zones où prédominent des rides sableuses allongées perpendiculairement au courant.

Nous allons décrire successivement quelques-uns des aspects relevés par les enregistrements obtenus au sonar latéral dans ces différents secteurs géographiques (fig. 100).

- Secteur nord-ouest

Cette zone est caractérisée par des dunes sableuses asymétriques (pl. 1a) orientées perpendiculairement au courant, flanc abrupt tourné vers le Sud-Ouest et qui peuvent atteindre une amplitude voisine de 20 m. La longueur d'onde, pour les plus hautes d'entre elles, est voisine de 400 m. Elle diminue jusqu'à 160 m, lorsque leur amplitude est inférieure à 10 m. La longueur de leur crête est supérieure à 1 km. Les rides peuvent prendre une forme arquée similaire à celle des barkanes décrites dans les déserts ; parfois, elles se dichotomisent (pl. 1b).

La planche 1c montre une série de petites barkanes qui passent à des structures allongées par suppression de l'une des branches. Ce type pourrait constituer une forme de passage entre les fonds ridés à grandes barkanes et les fonds situés au Sud-Est de cette zone qui sont caractérisés par les rubans sableux.

Un levé bathymétrique détaillé réalisé en 1973 par la mission océanographique de l'Atlantique a rencontré un grand nombre de reliefs à pentes dissymétriques. La jonction des points hauts rencontrés a souvent permis de reconnaître une forme de dune en croissant de "type barkane". La pente raide située à l'intérieur du croissant est orientée vers le Sud-Ouest et est caractérisée par un pendage moyen de 9° (fig. 101).

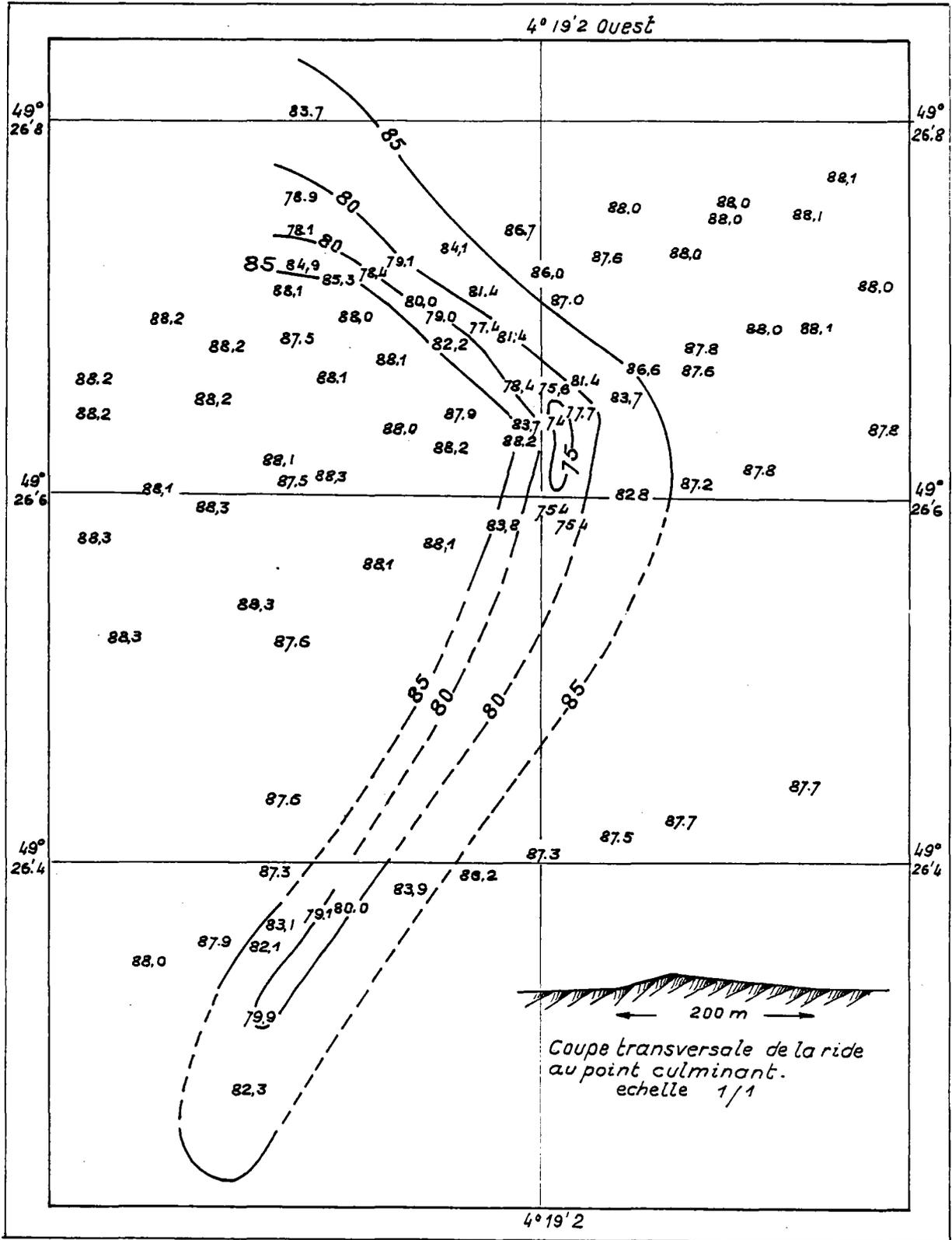
La figure 100 montre la localisation des formes cartographiées. Elle met en évidence le groupement en triangle des formes les plus hautes dans une région relativement bien délimitée. On peut également remarquer que l'orientation d'ensemble de cette zone est sensiblement parallèle à celle de la zone des rubans sableux. Un tel groupement des champs de dunes en triangle a également été observé en mer du Nord par Mc CAVE (1971).

- Secteurs nord-est et est

Au Nord-Est de la zone (pl. 2a), les dunes sableuses asymétriques orientées comme précédemment coexistent avec des rubans sableux dont la direction leur est quasi-perpendiculaire (compte-tenu de la distorsion de l'échelle). L'amplitude des rides atteint encore localement une vingtaine de mètres, mais elle diminue vers le Sud, la longueur d'onde est de 150 m en moyenne.

La planche 2b montre une accumulation complexe constituée par des rides secondaires de longueur d'onde égale à une dizaine de mètres, accidentant une accumulation largement étalée perpendiculairement au courant, la face abrupte des rides étant tournée vers l'Est.

FIG. 101 Levé à grande échelle d'une barkane, dressé par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine



Par ailleurs, à proximité de la côte, le sable se raréfie, les barkanes tendent vers la forme en rubans ou encore les enregistrements sont uniformément grisâtres, indiquant la présence d'un substrat grossier.

- Zone des rubans sableux

Cette zone est caractérisée par une couverture sableuse de très faible épaisseur, disposée en bande longitudinale sur un substrat grossier. La planche 2c montre le rubanement indiqué par des bandes claires sur le fond grossier qui apparaît en sombre. Cette zone semble séparée de la côte par le prolongement vers l'Ouest de la zone des rides.

c) Photographies sous-marines

Les fonds de la zone des rubans sableux se distinguent par l'existence de placages de sable individualisés, superposés à un fond grossier (434, 432, 430, 431). Des photographies comme les numéros 436, 437, 435, 433 sont probablement caractéristiques des bandes grossières comprises dans l'intervalle entre les rubans sableux.

Les fonds de la zone des rides sableuses sont caractérisés par une plus grande hétérogénéité comme cela était suggéré par les dragages. Les photographies peuvent en effet montrer :

- les rides sableuses (428, 429),
- des fonds grossiers ensablés et ridés (380, 381, 382),
- des fonds caillouteux ensablés (370, 371, 376, 377),
- des fonds détritiques caillouteux et graveleux (426, 374, 375).

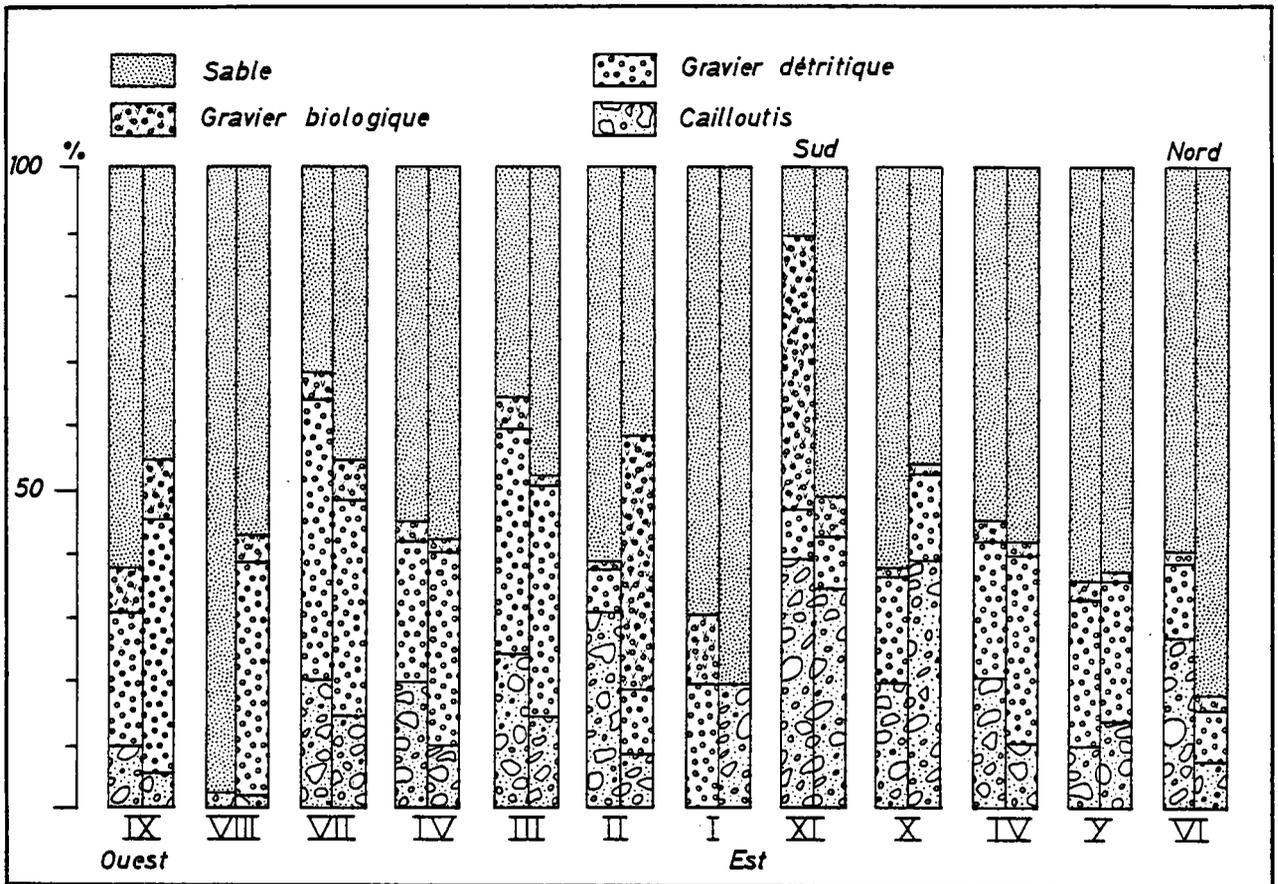
Ces deux dernières catégories sont d'ailleurs semblables aux fonds grossiers compris dans l'intervalle entre les rubans.

L'examen des photographies permet donc de préciser la microstructure des fonds correspondant aux deux grandes zones mises en évidence par l'examen des enregistrements sonar.

d) Pétrographie sédimentaire

Un examen détaillé a permis d'établir, à partir de pesées et de considérations volumétriques, une composition pétrographique approximative, en %, pour une trentaine d'échantillons prélevés par dragage ou à la benne ROMANOVSKY en 11 stations (fig. 98). Nous nous sommes particulièrement attachés à définir la précision des résultats obtenus, en répétant les prélèvements dans une zone limitée (1/2 mille entre les deux points de dragage). La drague utilisée est une drague RALLIER DU BATY qui permet d'obtenir couramment sur les fonds hétérogènes de 60 à 100 kg de sédiments, poids humide). Nous avons mesuré à bord, par pesée, la proportion de cailloux ($d > 2$ cm), de graviers (2 cm $< d < 2$ mm), de sables ($d < 2$ mm). La composition lithologique a été étudiée sur trois fractions : graviers, sables grossiers, sables fins).

FIG. 102 - Lithologie des dragages.



TABL. 22 - Lithologie des sédiments dans la zone pré littorale du large.

N°	% Ca	ID	C - CD	GD	Q	Mx	Ca	Pm	Ch.o	Ch.d	Gg	Vo	Se	Nn	Ss	Ae	Gast	Op	Br	Hi	Cs	Cr	Cp	Bc	Spi	Ech	BT	Ve	Ar	For	
1A	62	21,8		27	11		7		3,9			3,4	2					0,7		0,5	20,7			2							
1B	62	37,5	19	12	6,5	0,4	8		0,4			1,5	0,3		0,4		3,5				10,3			0,9							
2A	54	36,5	31	7	8,3		1,7		1,2			1,1						3			8,6			0,3	1,4						
2B	76	41	9	10	4,5		4,5		2			12	2							4	6,5			0,5					4		
3A	38	19	24	35	2,5		7,5		1,5			4	0,5								4,5			1,5							
3B	34	17,5	38	26	1,7	0,6	4,6		0,6			0,6					1,2				5,7			2,3		1,2					
4A	57	30	20	22	1		5,7		1,7		0,5	0,3									18,5			0,3							
4B	52	34,5	10	30	2,3		6,8		1,6			0,7									13,6	0,5									
5A	37	13		60	2,8		9		3,4			1,6					0,6				7,8			1,7							
5B	65	34	10	23	1,5		6,5		2,5			3									19,5										
5B	61	30,5	14	22	2,5		4,5		2,5			2,5							2,5	2	17										
5B	41	41	30	29																											
6A	55	35,5	27	12	5,5		3,3		1,2			1,1									0,3	14,1									
6B	80	52	8	8	4		2,6		5,6			2,5									15,8			1,2							
6B	61	45	-2	15	12		0,6		4,8		2	2,2									3,1	12		0,6							
7A	35	23	20	44	1,1		3,2		3,7			0,9														0,2					
7B	50	32	14	34	1,7		3,2		0,5			2,1									1,2	10,4			1,4						
7B	45	17	-7	42	4,8		8		6,2			1									11,7			1,8							
8A			25																												
8B	59	27,7	1	37	4,3		2		1,9		1,2	2,45										19,5				0,4					
8B	23	15		76	0,8		0,6		0,6		1,2	0,3	2,7				0,3		2,7		2,5			1,4							0,9
9A	53	38	9	22	5,5		0,4		1,4			1									2,5	18,9			1,1						
9B	51	22	5	40	3,6		2,8		4,3		2,25	1									1,35	15,4			0,9						0,6
9B	39	12		60	1,3		3,6		3,3			1,1									1,6	15,9			1,1						1,8
10A	61	36	20	17	1,3	1,1	5,1		2,2			1,6	1,3									0,6									
10B	44	29	39	14	2		0,9		0,9			0,4										5,9									
11A	52	19	40	8			2,4		6,4			10,6	2,1								10,5	0,5			0,1						0,1
11B	53	30	35	8			4,2	14,4	1,9			2,3									1	2,1			0,4						0,4
11B	48	23,5	-6	43	2,1	0,8	5,7		5,3		4	3,7									8,9										

CaCo₃ : % en carbonate de calcium, ID : particule organique de nature indéterminée, CD : cailloux détritiques, GD : graviers détritiques, G : quartz, Mx : minéraux lourds, Ca : grains détritiques calcaires, Pm : Pecten maximus, Cho : Chlamys opercularis, Chd : Chlamys distorta, Chsp : Chlamys sp, Gg : Glycymeris glycymeris, Vo : Venus ovata, Se : Spisula elliptica, Nn : Nucula nucleus, Ss : Sabella-ria spinulosa, Ae : Amonia ephipium, Gast : Gasteropodes, Op : Ophiures, Br : bryozoaires, Hi : Hippodiplosia foliacea, Cs : Cel-laria sp, Cr : Crisia sp, Cp : Cellepora pumilosa, Bc : Balanus crenatus, Spi : Spicules de spongiaires, Ech : Echinodermes, BT : totalité des Bryozoaires, Ve : Venus casina, CB : Coquilles > 2 cm, Ar : Arca sp, For : foraminifères.

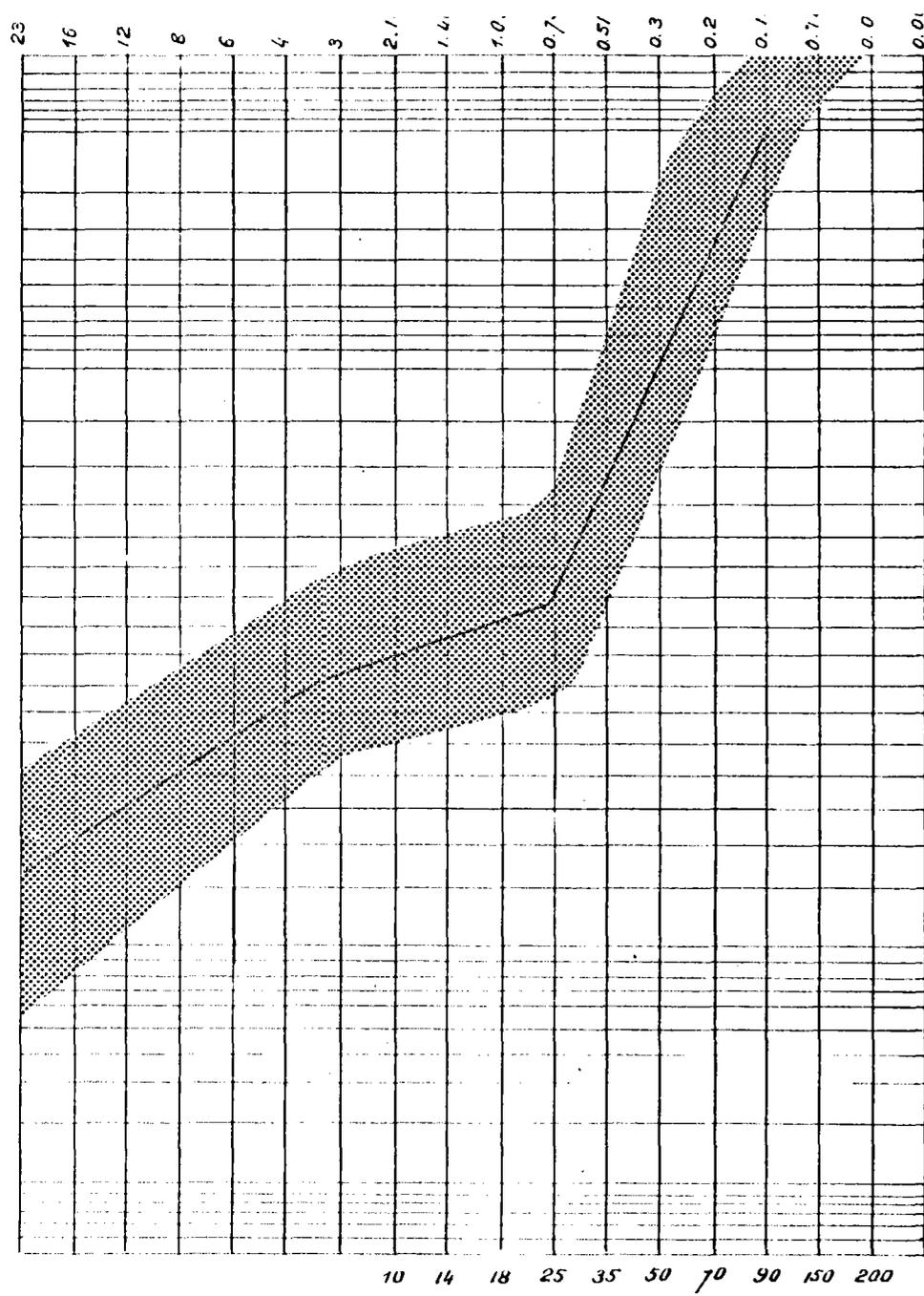


FIG. 103 - Enveloppe des courbes granulométriques des sédiments de la zone des rubans sableux et courbe "moyenne"

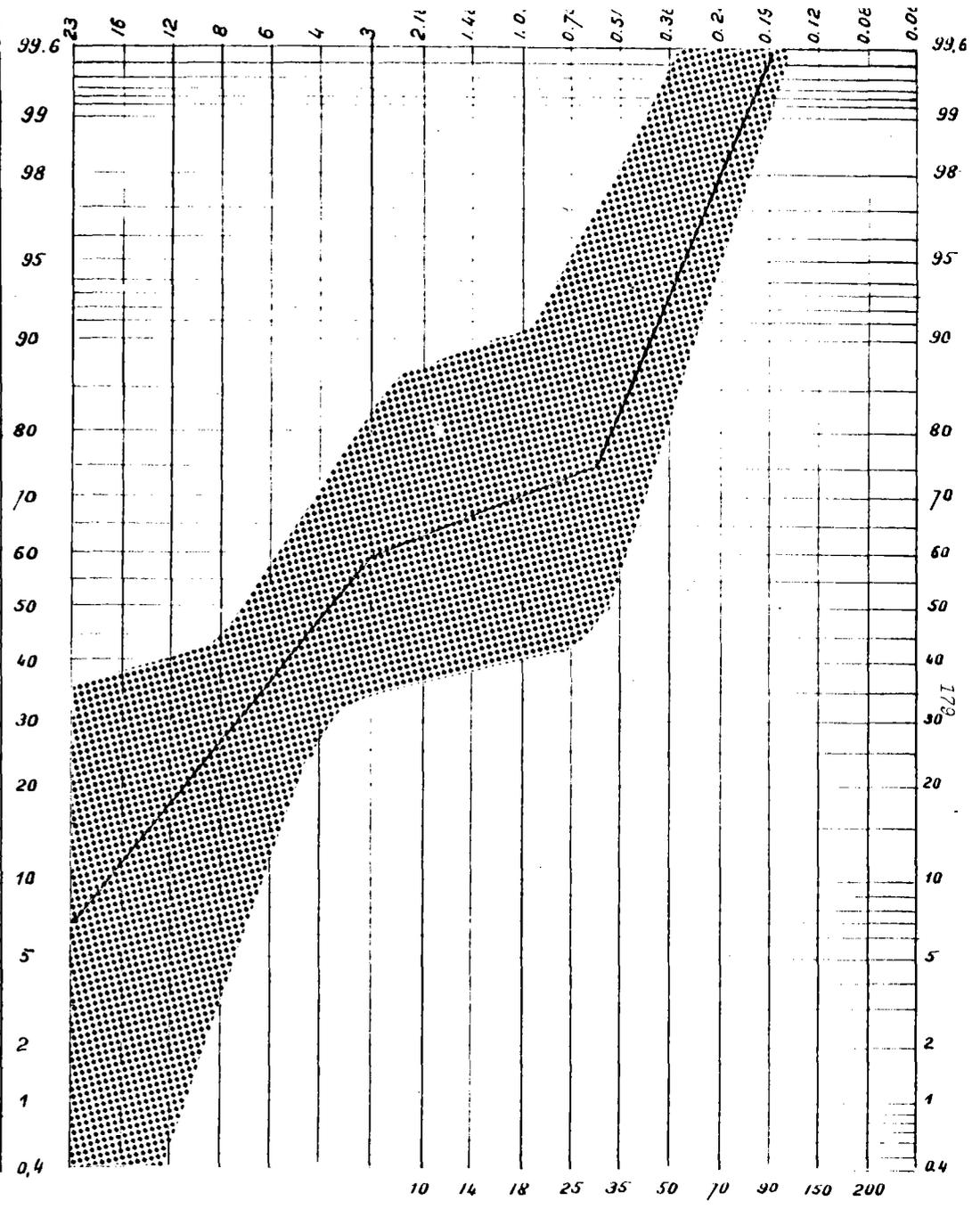


FIG. 104 - Enveloppe des courbes granulométriques des sédiments de la zone des rides et courbe "moyenne"

De façon générale, les dragages et les prélèvements à la benne semblent indiquer, d'Ouest en Est, un enrichissement du substrat en cailloutis et un appauvrissement en graviers, et, du Sud au Nord, un enrichissement en sables avec néanmoins des variations locales importantes qui peuvent être attribuées aux rubans sableux (tableau 22, fig.102).

Aux points II et XI (fig. 98), la présence en proportion importante de débris coquilliers grossiers de la dimension des graviers (40 et 42 % respectivement) suggère l'existence des rides sableuses observées sur les enregistrements sonar perpendiculairement à la direction du courant maximum. L'existence de ces rides occasionne le triage de la fraction coquillière grossière dans les intervalles situés entre les crêtes, c'est ce qui explique la forte proportion de Lamellibranches des genres *Chlamys* et *Venus ovata* dont les débris sont concentrés dans cette classe dimensionnelle.

Par ailleurs, on constate pour les fractions détritiques et les gros débris coquilliers (cailloutis, graviers détritiques et biologiques, quartz, calcaire détritique) la tendance des zones à forte teneur à être entourées de zones à faible teneur. Par contre, la fraction sableuse dans son ensemble et les Bryozoaires montrent la tendance inverse, ce qui traduit une répartition plus homogène à l'échelle des dragages (centaines de mètres) et caractérise peut-être la surimposition du cycle sédimentaire actuel aux cycles antérieurs responsables de la mise en place des fractions détritiques grossières et des formes d'accumulation les plus importantes.

e) Populations granulométriques (figs 103 et 104)

Les analyses granulométriques mettent en évidence trois à quatre stocks granulométriques supérieurs à 23 mm, 23 à 3 mm, 3 mm à 750 μ , 750 μ à 125 μ .

Le premier stock est constitué de cailloux d'origine détritique, dont nous n'avons pas étudié la nature ; il représente en moyenne 18 % du sédiment total.

La deuxième population représente entre 20 et 30 % du sédiment total et est composé en majorité de graviers détritiques.

La troisième fraction correspond approximativement aux sables grossiers (2 mm à 750 μ), elle ne représente que 5 à 10 % du sédiment total.

La quatrième fraction (750 à 89 μ) constitue de 30 à 50 % du sédiment ; une proportion importante des débris (50 %) n'est pas identifiable.

f) Dynamique sédimentaire

Les courants ont été mesurés au voisinage du fond en 9 stations, pendant 12 ou 24 h (fig. 98). La direction du courant lors des maximums de flot et de jusant est Est-Ouest dans l'ensemble de la région étudiée. Les intensités maximums indiquées sur la figure 98 ont été extrapolées pour un coefficient de 95 à partir de la fonction reliant coefficient et intensité établie lors de mesures de longue durée pour des points du large. Un gradient d'augmentation (de 40 à 62 cm/s) vers le Sud apparaît nettement ; d'Ouest en Est, la situation est plus complexe : la station 7 semble coïncider avec un minimum (39 cm/s), le courant maximum augmentant vers l'Est/Nord-Est (40 cm/s) et vers l'Ouest/Sud-Ouest (42 cm/s) (tableau 23).

TABL. 23 - Vitesses maximums des courants de marée et vitesses critiques d'érosion.

Poste	d_{cm}	U_M	U_M^*	D_*	R_*	R_{*c}	U_{*c}	U_c
1	0,044	49	2,73	10,1	12	6	1,36	25
2	0,051	46	2,56	11,7	13	7	1,37	25
3								
4	0,051	44	2,45	11,7	12,5	7	1,37	25
5	0,051	41	2,28	11,7	11,6	7	1,37	25
6	0,036	40	2,23	8,3	8	4,5	1,25	22
7	0,051	39	2,17	11,7	11	7	1,27	25
8	0,051	41	2,28	11,7	11,6	7	1,37	25
9	0,051	42	2,34	11,7	11,9	7	1,37	25
10	0,051	57	3,17	11,7	16,1	7	1,37	25
11	0,051	62	3,45	11,7	17,6	7	1,37	25

TABL. 24 - Evaluation des vitesses critiques d'érosion dans la zone pré littorale du large.

D_{cm}	D^*	R^*	v/D	U_{*c}^*	U_{100c}
1,6	368	1 500	0,006	9	160 cm/s
0,18	41	40	0,005	2	35 cm/s
0,040	9,2	5	0,25	1,25	22 cm/s

TABL. 25 - Vitesses maximums liées à la conjugaison des courants de marée et de l'agitation due à la houle.

	U_{*c}^* cm/sec	U_{95} cm/s	U_H cm/sec	U_T cm/sec	U_T cm/sec	ΔU_x cm/sec
Baie de Morlaix		> 25	< 50	= 75		
Pierre Noire (point Y)	1,1	100	200	300	17	16
Les Trepieds (point F)	1,5	57	82	139	7,9	6,4
Point XI	1,5	62	50	112	6,3	4,8
Point X	1,5	57	48	105	5,9	4,4
Point IV	1,5	44	46	90	5,1	3,6
Point V	1,5	41	46	87	4,9	3,4
Point VI	1,5	40	46	86	4,8	3,3

Nous avons également calculé la vitesse critique de frottement nécessaire pour assurer le transport des 3 classes granulométriques, à l'exclusion des cailloutis. Les résultats de ces calculs sont rassemblés dans le tableau 24.

Il apparaît donc que dans les conditions ordinaires en l'absence de houle, les seules fractions susceptibles d'être transportées lors des maximums de courant seront les deux classes de dimensions inférieures. Le calcul de l'agitation au fond montre que même lors des perturbations atmosphériques dues à la houle (tableau 25), les fractions caillouteuses et graveleuses n'apparaissent pas susceptibles d'être mobilisées.

C - SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS EFFECTUÉES AU SUD DE LA MANCHE OCCIDENTALE

1 - Pétrographie sédimentaire (tableau 26)

a) Éléments d'origine terrigène (fig. 105)

- *Le quartz*

Un gradient d'appauvrissement vers le large est notable, de 13 % dans la zone du prisme pré-littoral côtier, à 3 % dans la zone des rubans.

- *minéraux lourds*

Il est intéressant de noter leur concentration relative par rapport au quartz vers le large (6 % contre 2 % de quartz dans la zone hétérogène) qui pourrait résulter des processus de tris dynamiques qui ont opéré dans cette zone tout au long de son histoire quaternaire.

b) Éléments d'origine biologique

- *grains calcaires usés*

Ils sont plus abondants au large (6 %) que près de la côte.

- *Venus ovata*

La teneur maximum 10 % est dans l'accumulation sableuse du pré-littoral du large.

- *Cellaria* sp.

Les teneurs maximums (12 %) sont dans les zones hétérogènes du prisme pré-littoral côtier (c'est-à-dire près des zones de production).

- *Crisia* sp.

Les teneurs maximums (5 %) sont dans la zone d'accumulation du prisme pré-littoral côtier. Les teneurs deviennent quasiment nulles vers le large.

TABL. 26 - Lithologie des sédiments de la plate-
forme interne Nord-Armoricaine.

	CD GD	SR	Q	MX	P	CA	G	CH	VO	AE	AB	GL	BS	BR	CR	CS	HF	OP	SC	EC	FGR	FOR	CAR	ID
1) Littoral; Baie de Morlaix			50	10	20																		10	
2) Frontolittoral Pierre Noire		1	13	1,5	<1		2	<1	<1	1,5	2		1	10	4	<1	<1	<1	1	1,5	1	2		56,5
1) Prélittoral côtier (Trezen Vraz)	16		8			2			10			4	6		3	4		1			1,5			44,5
2) Toul ar Singed	<90														<1			<1			<1			8
3) Fond hétéro- gène	40		2	6		2,5			15				<1		<1	10								23
1) Prélittoral du large zone des rubans	63		3			4		2,5	1,5							12								14
2) Zone des rides	55		4			6		3	5							7								20

VO : Venus ovata - BS : Balanus sp. - GL : Glycymeris glycymeris - CH : Chlamys sp. - LH : Lithotamnium sp.
 AE : Anomia ephippium - CD : Cailloutis détritiques - GD : Gravier détritiques - SR : Débris rocheux <2mm -
 Q : Quartz - MX : Minéraux divers - P : Phyllites - CA : Grains calcaire roulés - CS : Cellaria sp. -
 CP : Cellepora pumicosa - CR : Crisia sp. - CAR : Carbonates - OR : Matières organiques - G : Gastéropodes -
 AB : Abra sp. - HF : Hippodiplosia foliacea - OP : Ophiures - SC : Sclérites - EC : Echinodermes autres que
 Ophiures - SP : Spicules de Spongiaires - FOR : Foraminifères - ID : Indéterminés.

- *Ophiures*

Les teneurs sont maximums (1 %) dans la zone d'accumulation sableuse du prisme pré-littoral côtier.

- *Foraminifères*

Les teneurs sont maximums (2 %) dans la zone d'accumulation sableuse frontolittorale (Pierre Noire).

2 - Relation entre granulométrie et pétrographie sédimentaire (tableau 27)

De la côte vers le large, nous avons vu la persistance de trois populations granulométriques (en considérant les cailloutis comme la prolongation de la population de graviers). Les cailloutis sont constitués essentiellement de débris rocheux.

Les graviers sont composés d'une fraction détritique (débris rocheux) et une fraction d'origine organique qui comprend essentiellement des débris de Mollusques pour la plupart indéterminables, le Lamellibranche *Venus ovata* étant particulièrement bien représenté. Les débris identifiables de cette espèce diminuent quand on va vers le large. Dans le prisme pré-littoral côtier, les débris de Balanes sont abondants. Ils sont absents dans le pré-littoral du large. D'autres composants ont une importance accessoire tels les débris de *Glycymeris glycymeris*, dans la zone d'accumulation sableuse du prisme pré-littoral côtier et les débris de *Chlamys* dans le pré-littoral du large.

Les sables grossiers sont constitués essentiellement de débris non identifiables et de Balanes dans les sédiments du prisme pré-littoral côtier ainsi que d'une fraction minérale importante (quartz et minéraux divers). Dans les zones hétérogènes et vers le large, les articles de *Cellaria* constituent une part importante de ces sables ; ils sont accompagnés en moindre proportion de débris de *Cellepora punicosa*, de *Chlamys* sp. et de *Venus ovata*.

Les sables fins dans la zone du prisme pré-littoral côtier sont composés en majorité de grains d'origine organogène indéterminables. Parmi les grains identifiables, les débris de *Cellaria* et *Crisia* et le quartz sont les éléments dominants. De façon générale, le quartz dans cette fraction granulométrique est observable dans toutes les zones. Dans le pré-littoral du large, les débris de *Cellaria* sont abondants. Les grains calcaires roulés sont un élément notable du pré-littoral.

En résumé, il apparaît qu'un certain nombre de constituants sont limités à certaines zones. Ainsi, dans la fraction gravier, les Balanes ne dépassent guère le prisme pré-littoral côtier (< 1 % dans le pré-littoral du large). Dans cette même fraction, les débris de *Venus ovata* montrent une nette diminution dans les sédiments du pré-littoral du large.

Dans les sables grossiers, les Balanes ne dépassent pas le pré-littoral côtier. Les articles de *Cellaria* sont observés depuis les zones hétérogènes du pré-littoral côtier jusqu'au pré-littoral du large (leur zone de production).

Dans les sables fins, par contre, les composants sont plus largement dispersés. Le quartz est présent partout, les débris de *Crisia* sont présents dans les zones d'accumulation frontolittorale et du prisme pré-littoral côtier. Cette dernière zone est également alimentée par les débris de *Cellaria*, et les grains calcaires roulés que l'on retrouve dans les sédiments du large.

mlométriques des sédiments de la plate-
forme interne Nord-Armoricaine.

Zones	Graviers (2 cm à 2 mm)						Sables grossiers (2 mm à 0,8 mm)									Sables fins (0,8 mm à 89 µ)					Fraction fine inférieure à 89 µ			
	VO	BS	GL	CH	LH	AE	Q	MX	CA	BS	VO	CH	AE	CS	CP	Q	CA	CS	CR	AE	Q	P	CAR	OR
Littoral (Baie de Morlaix)																					65	20	10	5
Frontolittoral Pierre Noire	20	12		4		3				25			7			16			10	3	60	10	30	
Prélittoral côtier :																								
1) Trezen Vraz	40 ?	<10 ?	<10 ?			10	10	15	15	15						15	10	10	10					
2) Toul ar Singed	20			5							5				15	5	15	30						
3) Fonds hétéro- gènes	35										10				15	10	10	30						
Prélittoral du large	10			15						10	10	?	10	13	10	10	10	25						

VO : Venus ovata - BS : Balanus sp. - GL : Glycymeris glycymeris - CH : Chlamys sp. - LH : Lithotamnium :
 AE : Anomia ephippium - CD : Cailloutis détritiques - GD : Graviers détritiques - SR : Débris rocheux <2mm
 Q : Quartz - MX : Minéraux divers - P : Phyllites - CA : Grains calcaire roulés - CS : Cellaria sp. -
 CP : Cellepora pumicosa - CR : Crisia sp. - CAR : Carbonates - OR : Matières organiques - G : Gastéropodes -
 AB : Abra sp. - HF : Hippodiplosia foliacea - OP : Ophiures - SC : Sclérites - EC : Echinodermes autres :
 Ophiures - SP : Spicules de Spongiaires - FOR : Foraminifères - ID : Indéterminés.

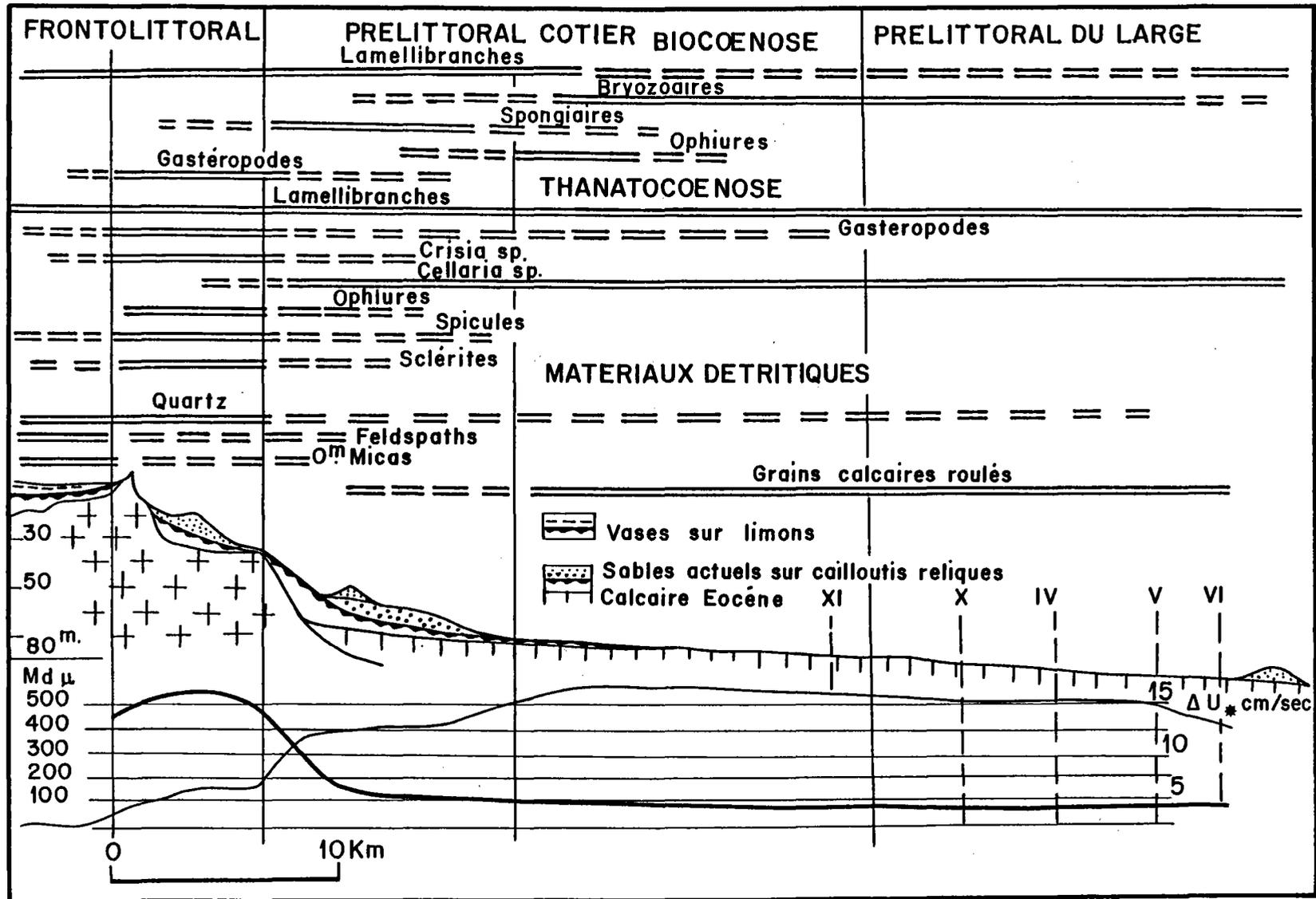


FIG. 105 - Coupe transversale schématique du Sud au Nord de la Manche occidentale, avec localisation des biocoénoses, des thanatocoénoses et des matériaux d'origine terrigène.

II - LA PLATEFORME EXTERNE

A - INTRODUCTION

Contrairement aux chapitres précédents fondés essentiellement sur des observations personnelles, celui-ci résulte d'une compilation de travaux publiés par de nombreux auteurs, les références que nous avons particulièrement utilisées sont les suivantes : VANNEY (1969, 1977), HINSBERGER (1970), LANCELOT *et al.* (1970), ANDREIEFF *et al.* (1971), BARUSSEAU (1973), PINOT (1974), BOUYSSÉ *et al.* (1976, 1979), LARSONNEUR *et al.* (1980, 1982), ainsi que les travaux des auteurs britanniques : BELDERSON *et al.* (1970), HAMILTON *et al.* (1980).

B - DISTRIBUTION DES SEDIMENTS

BELDERSON, KENYON et STRIDE (1970) ont proposé une zonéographie des fonds de la Manche et de la Mer Celtique fondée essentiellement sur l'aspect du fond sédimentaire observé au sonar latéral, mais également sur la nature du substrat. Il distingue ainsi :

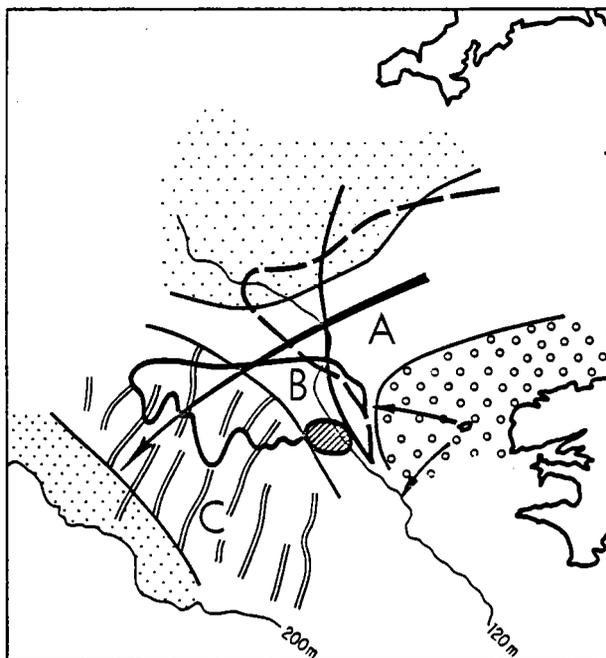
- 1 - des zones d'érosion ou un lit rocheux (Cotentin) où des dépôts glaciaires (Mer d'Irlande) affleurent,
- 2 - des zones caractérisées par la présence de rubans sableux (dont la zone que nous avons étudiée au Sud de la Manche occidentale). Le sable en placage est en transit sur des sédiments plus grossiers (cailloutis, graviers),
- 3 - des zones de dunes sableuses.

Nous avons étudié ci-dessus une partie de la zone des dunes qui occupe le débouché de la Manche occidentale. La couverture sableuse y est souvent discontinue et laisse apparaître un conglomérat basal constitué principalement par de gros débris coquilliers (*Glycymeris glycymeris*). A proximité de la rupture de pente du plateau continental, la couverture est continue et les dunes reposent sur un substrat sédimentaire épais d'une vingtaine de mètres d'épaisseur.

STURROCK (en préparation) a pu dater grâce au C^{14} des sédiments coquilliers de l'axe de la Manche occidentale. Un âge de 4750 ± 50 BP a été obtenu pour la fraction fine d'un sédiment prélevé par 113 m de profondeur. Par contre, des plaques de Balanes prélevées par 157 m de profondeur ont été datées 10920 ± 150 BP.

Le Sud des Approches occidentales de la Manche est caractérisé par la présence de placages de dimension et d'épaisseur variables (quelques centimètres à 2 m) constitués de sables ou de sables vaseux. Ces bancs sont allongés ou transverses par rapport au courant de marée dominant. Ils présentent le plus souvent des limites nettes et reposeraient sur un conglomérat basal. Essentiellement détritique à la base, leur partie supérieure s'enrichit en sable calcaire d'origine biologique. Au Nord-Est de la Mer Celtique, les dépôts vaseux ou de sables vaseux sont abondants.

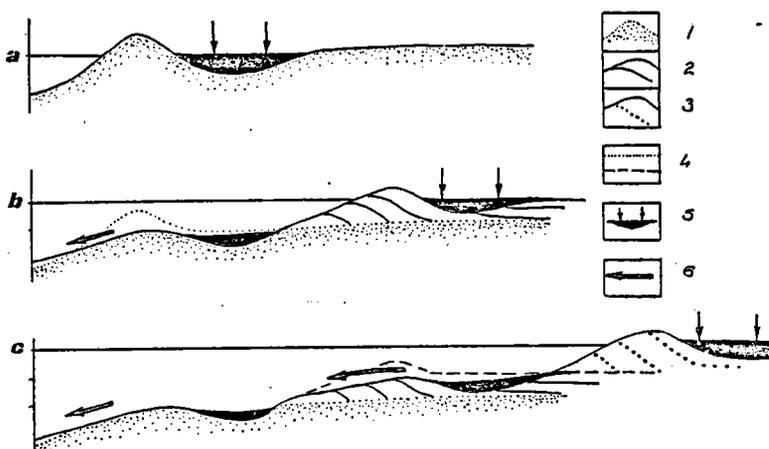
FIG. 106 - Faciès sédimentaire sur la plateforme externe et distribution de divers composants.



Modèle sédimentaire des Approches occidentales de la Manche d'après Bouysse et al. (1979).

1 : auréole de cailloutis. 2 : sables quartzeux. A : sables biogènes. B : sables fins. C : sables moyens. La ligne en tiretés délimite la zone à Lamellibranches, la ligne en traits pleins : la zone à Bryozoaires. Les traits doubles représentent la ligne de crête des bancs sableux. Les flèches : la direction présumée des transports sur le fond.

FIG. 107 - Evolution des fonds de la Plateforme sud-armoricaine au cours de la transgression.



Modèle d'évolution des fonds de la plateforme armoricaine d'après Vanney (1979). 1, 2, 3 : position successive des cordons littoraux. 4 : anciennes topographies. 5 : zone de dépôts vaseux en arrière des cordons. 6 : transport en suspension vers l'aval.

En s'approchant du rebord de la plateforme, on rencontre des bancs allongés dans la direction NNE-SSO comme ceux du Castor, de la Chapelle, le Banc Parsons et le Kaiser-i-Hind. Les dimensions de certains bancs sont considérables : le Parsons et le Castor ont 8 km environ de large pour une vingtaine de kilomètres de longueur. Ils sont caractérisés par une faible hauteur relative. Le Banc Parsons culmine à 100 m au-dessus de fonds de 140 à 150 m. Leurs pentes sont donc relativement faibles. Aucun de ces bancs ne présente sur toute son étendue une granulométrie homogène. Le sédiment est constitué d'un mélange de sable et graviers en proportion variable. Les éléments les plus grossiers se rencontrent tantôt dans les dépressions (Nord du Banc du Castor) ou sur le sommet des bancs (ainsi sur le Kaiser-i-Hind).

BOUYSSSE *et al.* (1979) ont étudié la nature et la distribution des sédiments de cette région. Ils distinguent trois zones (fig. 106) : la zone A constitue la prolongation des sédiments de la Manche, la zone B est caractérisée par des sables fins, la zone C est caractérisée par des sables moyens, et du point de vue morphologique par les "Grands Bancs". Trois sous-faciès y sont distingués : une zone à Lamellibranches, une zone à Bryozoaires et une zone à Foraminifères.

Ils ont également étudié de façon détaillée la distribution des débris de Bryozoaires (*Cellaria* et *Crisia*) (fig. 106). Ils mettent en évidence un gradient Sud-Ouest/Nord-Est marquant une dispersion vers le large à partir de Ouessant et des variations de teneur dans le sens Nord-Est/Sud-Ouest déjà signalée par BOILLOT. Il est remarquable d'observer le décalage vers l'"aval" des zones de forte teneur en *Crisia* reflétant une plus grande aptitude au transport, ce en liaison avec la finesse de ces débris.

L'origine même des Grands Bancs reste encore discutée, bien que la majorité des auteurs s'accorde sur une mise en place ancienne, en liaison avec les bas niveaux marins du Pléistocène.

Ainsi, l'étude des quartz inclus dans les sédiments des bancs de la Mer Celtique (BERTHOIS et LE CALVEZ, 1959) a fait apparaître des types granulométriques de plage ou de dune ou de remaniement d'un sable de dune par un courant lent. Ces sables sont comparables aux sables actuels des plages et des dunes du littoral du Golfe de Gascogne. Ainsi, à certaines époques, de vastes cordons dunaires se seraient développés à l'arrière desquels des vasières se seraient formées, lors de la transgression cette morphologie aurait migré d'Ouest en Est tandis que localement, à la faveur de courants de marée et de la houle, la vase pourrait avoir été éliminée (fig. 107). Il est important de remarquer que cette analogie de faciès n'implique pas que le matériel de ces cordons dunaires soit originaire de Gascogne, ainsi que semble le suggérer HINSBERGER. Au contraire, la disposition des bancs implique, semble-t-il, tout d'abord une dérive littorale du Nord vers le Sud. Ils pourraient donc s'interpréter :

- soit comme levées deltaïques des grands fleuves qui parcouraient la Manche, sur lesquels, localement, pouvaient être surimposées des dunes éoliennes ;
- soit comme le produit du remaniement de formations littorales lors des phases de transgression, le matériel de ces levées a pu alimenter une dérive littorale, mais en tout état de cause la morphologie d'ensemble aurait été grossièrement respectée tandis que le matériel sédimentaire subissait un tri et un façonnement nouveau.

Nous reviendrons plus loin sur cette origine quand nous discuterons le régime sédimentaire du Würm.

La Mer d'Iroise est caractérisée par la présence d'une importante nappe de sables coquilliers. D'après HINSBERGER (1970), sur 80 échantillons prélevés dans cette zone, trois seulement ont moins de 70 % de carbonate de calcium. Il s'agit donc de graviers et de sables calcaires d'origine biologique, essentiellement débris de Mollusques. On retrouve aussi des débris de Bryozoaires mais leur proportion décroît régulièrement depuis Ouessant jusqu'à La Chapelle.

L'aspect des sables est variable. Au Nord, le sédiment est de couleur claire, les graviers de quartz, assez rares, sont incolores et pratiquement "non usés". Au sud de 48°N, on drague fréquemment des sables roux. Ces sables sont plus fins, plus homogènes, les coquilles entières y deviennent très rares et les quartz apparaissent picotés et recouverts d'un enduit ferrugineux. On note dans ces sédiments la présence de glauconie et à l'état fossile des tubes de *Ditrupa arietina* une Annélide vasicole qui témoignerait d'une ancienne extension de la Grande Vasière (BOURCART, 1947 C, 1955 ; RIVIERE, 1951 ; BOILLLOT, 1964). Le sédiment aurait d'abord noirci sous l'influence de conditions réductrices régnant dans la vase, après le lessivage de la vase par les courants, les coquilles auraient conservé leur couleur jaune, responsable de l'aspect roux du sédiment. La présence locale de coquilles de *Glycymeris*, noircies et remplies de vase, dans les sédiments superficiels au large de l'Iroise, au milieu des sables coquilliers bien lavés, conduit HINSBERGER à adopter cette conclusion relative à l'extension ancienne de la Grande Vasière qui aurait pu s'étendre de sa localisation actuelle jusqu'à la Petite Sole.

Sur le Plateau Armoricaire externe des sables vaseux et des vases sont présents ; leur teneur en carbonate décroît vers le Sud-Est de 50 à 30 %. De la côte vers le large, ANDREIEFF *et al.* (1971) ont mis en évidence 3 ensembles :

1a - Vases et vases sableuses, entre 100 et 120 m de profondeur. L'assemblage des Foraminifères benthiques présents seraient en parfait équilibre avec les conditions actuelles.

1b - Sables vasards présents entre 100 et 120 m à l'Ouest, vers 150 m à l'Est, ils seraient également en équilibre avec les conditions actuelles.

2a - Sables supérieurs de 120 à 140 m. Ces sables sont caractérisés par un assemblage microfauistique d'origine mixte, 80 à 90 % de la microfaune est constituée par des tests glauconitisés de nature "fossile", suggérant que le faciès est un détritique côtier relique, la présence de 10 à 20 % d'espèces profondes "actuelles" lui confère un caractère "palimpseste". Ces sables se seraient mis en place lors d'un stationnement du niveau marin, à la cote -50 m.

2b - Sables moyens présents entre 130 et 150 m. Il s'agit du faciès des sables roux. Ces sables correspondraient à la partie supérieure d'un prisme détritico-côtier "relique" qui se serait mis en place lors d'un stationnement marin entre -100 et -120 m.

2c - Sables inférieurs. Dans l'assemblage microfauistique aux espèces présentes en 2a et 2b s'ajoute une proportion importante de Foraminifères planctoniques et benthiques en équilibre avec les conditions bathymétriques actuelles.

3a - Vase. Les Foraminifères planctoniques constituent 70 à 80 % de la microfaune totale, les Foraminifères benthiques sont en équilibre avec les conditions bathymétriques actuelles.

ANDREIEFF *et al.* notent par ailleurs la présence vers 150 m d'une "barrière à planctonique", cette barrière serait située à une plus grande profondeur en Mer Celtique (zone à Foraminifères de BOUYSSÉ *et al.*).

LAPIERRE (1966, 1967, 1969) et VANNEY ont également décrit les fonds de cette région connue sous le nom de "gros fonds rouges" et "petits fonds rouges".

Les gros fonds rouges ont une médiane comprise entre 2 et 0,8 mm et correspondent aux sables "a" de LAPIERRE constitués essentiellement de quartz roulés, patinés et colorés en rouge par de la limonite.

Les petits fonds rouges correspondent aux "sables fauves" et aux sables "b" de LAPIERRE. Ils occupent les dépressions de la plateforme externe et constituent au Sud de la zone un manteau continu qui se raccorde avec les sables landais.

La Grande Vasière appartient, d'après VANNEY, à la plateforme externe, puisqu'il situe la limite supérieure de celle-ci vers 70 m de profondeur. D'après sa description, il s'agit d'une zone aux frontières imprécises, décrite pour la première fois par DELESSE (1871).

Une couverture de sables vaseux dont l'épaisseur varie selon les endroits de quelques centimètres à plusieurs décimètres s'y trouve superposée à un soubassement de sables grossiers ou de graviers. On la délimite généralement par l'isopélite de 10 %. Elle s'allonge du Nord-Ouest au Sud-Est vers 250 km environ, du large de Groix où elle atteint une largeur de 50 km au plateau de Rocheborne. Le sédiment vaseux présente sa plus grande épaisseur dans les dépressions d'orientations diverses mais souvent de direction transverse au plateau. D'après PINOT (1966, 1974), VANNEY (1969), les pélites s'y trouvent mélangées à deux stocks sableux : sables roux, émoussés et patinés, sables très fins, gris et micacés.

III - CARACTERISTIQUES LITHOLOGIQUES ET DYNAMIQUE DES SEDIMENTS DE LA PLATEFORME

A - LA PLATEFORME INTERNE

1 - La plateforme nord-armoricaine

L'origine des formations superficielles de la Manche a été discutée par de nombreux auteurs depuis les travaux de DANGEARD (1928) sur le Pourquoi-pas ? Tous s'accordent sur la distinction à apporter entre sédiments siliceux et sédiments calcaires. Ceux-ci d'origine marine et récente (Holocène supérieur), ceux-là en majorité d'origine continentale et ancienne (Pléistocène).

Nous rappelons ci-dessous, avant de les discuter, les hypothèses formulées sur ces deux populations. DANGEARD interprète les cailloutis comme un produit d'épandage de glaces flottantes côtières pendant le Pléistocène. Pour FURNESTIN (1937, 1939, 1943), BOURCART (1938, 1947 A, 1948), BERTHOIS (1946) il s'agit d'une formation continentale mise en place lorsque le plateau était exondé. Pour BOILLLOT (1964) les cailloutis sont le résidu d'une formation alluviale pléistocène, gélifractée puis cimentée par une matrice calcaire. Pour HOMMERIL (1967) ils résulteraient du remaniement de

coulées de solifluxion. LEFORT (1969), à l'issue de son étude des fonds situés au large du Trégor, aboutit à la conclusion suivante : les galets gréseux seraient des apports fluviatiles remaniés dans des cordons littoraux et gélifractés lors d'un épisode au climat périglaciaire ; les galets granitiques proviendraient du remaniement local des coulées de solifluxion.

Pour BOILLOT (1964) les graviers siliceux résultent du remaniement du conglomérat à ciment calcaire ; ils auraient subi un tri hydrodynamique lors et après la transgression marine qui les aurait séparés des cailloutis avec lesquels ils étaient mélangés à l'origine. Pour LEFORT (1969), la répartition des graviers pourrait au contraire avoir été dès l'origine distincte de celle des cailloutis.

Pour BOILLOT les apports sableux actuels restent confinés au voisinage du littoral, au large, ils peuvent résulter de l'érosion ancienne et actuelle des formations gréseuses permotriasiques.

Selon LEFORT, les sables siliceux sont plus gros et moins usés près de la côte ; il propose deux explications :

- 1 - il existe une dispersion à partir du littoral ;
- 2 - il s'agit de deux populations différentes.

La différence de nature entre les assemblages de minéraux lourds du stock côtier et des sables siliceux de la Manche (DUPLAIX et BOILLOT, 1968) plaiderait, selon LEFORT, en faveur de la seconde hypothèse qui par ailleurs ne nous semble pas exclure la première.

En ce qui concerne les dépôts calcaires, BOILLOT a insisté sur l'importance des gradients, tout particulièrement celui affectant la distribution des débris de *Cellaria*. Il note :

- 1 - un enrichissement du large vers la côte "en même temps que diminuent les courants et les apports de Bryozoaires" ;
- 2 - un gradient d'enrichissement du NE vers le SO, lié à l'instauration des influences "atlantiques" favorables au développement des Bryozoaires et à la diminution du Sud au Nord (par suite de la décroissance des courants) des supports stables nécessaires au développement des Bryozoaires.

LEFORT a également étudié de façon très précise la composition des sables calcaires. Il observe la fragilité des débris d'Ophiures ; un gradient des teneurs en *Cellaria* avec une origine présumée au Nord-Ouest de la zone et le cantonnement des débris de *Balanus balanoides* au domaine côtier. Enfin, une répartition des sédiments obéissant à une succession de zones de production et de zones d'accumulation, celles-ci se situant à l'Est de celles-là.

L'étude, par HOMMERIL (1965), du secteur des Iles Anglo-Normandes apporte des enseignements très intéressants. En ce qui concerne les cailloux et graviers détritiques, il confirme également l'origine continentale locale de cette formation mise en place sous climat périglaciaire. Dans la fraction d'origine organique, les débris d'Ophiures sont également très rares. Quatre traceurs sédimentaires ont été utilisés : un Gastéropode (*Bittium reticulatum*) qui est dispersé vers le Sud-Ouest à partir de la côte du Cotentin, les débris de Balanes qui se dispersent vers l'Ouest à partir des zones de production littorales situées autour de Jersey. HOMMERIL signale, en outre, les résultats d'une datation portant sur des sédiments coquilliers du Banc de la Chole qui ont fourni un âge de 4590 ± 140 BP. Cette mesure montre l'ancienneté d'une partie du matériel calcaire d'origi-

ne biologique. D'autre part, une zone de maërl vivant est présente entre Jersey et le Cotentin ; il lui succède, vers le Sud, une zone de maërl mort. HOMMERIL signale que le maërl vit en milieu relativement agité. Ce fait confirme nos observations effectuées en Baie de Morlaix. Il signale, en outre, la présence d'une fraction fine qui se sédimente dans les interstices des arbuscules. Nous avons également observé ce fait et nous l'avons interprété comme un dépôt effectué au moment des étales de courant.

Nous n'avons pas de nouveaux arguments à apporter quant à l'origine des cailloutis qu'il s'agisse d'une formation continentale ayant subi de nombreuses influences dont celles de transports fluviatiles, de remaniements par les coulées de solifluxion et d'actions marines au sein de cordons littoraux, paraît désormais bien reconnu, qu'une certaine dispersion par les glaces flottantes à partir du littoral ait pu également prévaloir paraît également probable. Le fait important, et tous les auteurs s'accordent sur ce point, est que ces cailloutis paraissent actuellement stabilisés. Les mesures de courant et les estimations de l'agitation pouvant être induite par la houle que nous avons effectuées le confirme. En ce qui concerne les graviers, nous avons observé que la population granulométrique de 6 mm de médiane qui comprend donc une notable proportion de graviers de petite taille est susceptible, dans la région du Trezen Vraz, de se mouvoir sous la seule action des courants de marée les plus violents. Dans la zone du pré littoral du large la population de médiane 1,8 mm qui comprend une faible proportion de graviers de petite taille est également susceptible de se mouvoir sous la seule action des courants de marée les plus violents, donc, *a fortiori*, avec l'adjonction d'une composante induite par la houle.

Nous avons noté comme LEFORT une diminution de la taille des grains de quartz de la côte vers le large ; les quartz grossiers se cantonnent dans le pré littoral côtier tandis que les quartz fins sont ubiquistes. Il paraît assez simple de supposer que les quartz grossiers résultent de remaniements locaux prévalent dans la zone côtière et qu'ils ne sont donc pas dispersés vers le large. Nous rejoignons donc ici l'opinion de BOILLOT et de LEFORT.

L'étude de la distribution des débris calcaires montre en un sens la même tendance que les éléments siliceux à savoir que les débris d'origine côtière tels les débris de Balanes où les articles d'Ophiures ne se retrouvent pas dans les sédiments du large, tandis que, au contraire, des traceurs du "large" *Cellaria* et *Crisia* se retrouvent dans les sédiments côtiers.

Entre le pré littoral côtier et la zone des rubans sableux on devrait pouvoir situer une ligne de partage fictive entre les "bassins d'alimentation" du prisme côtier et celui des zones externes. L'hypothèse d'un transfert dominant du matériel sédimentaire vers le Sud-Ouest n'est pas en accord avec celle de BOILLOT qui se fondait sur l'existence d'un gradient dans l'abondance des articles de *Cellaria*, elle se fonde sur l'observation de l'orientation des barkanes et le modèle de KENYON (1970). Il se pourrait en outre que l'opposition houle-courant de jusant lors des perturbations d'Ouest contribue à accroître l'agitation au fond lors de ces périodes et à intensifier les transits sédimentaires vers l'"aval". Tout franchissement de cette ligne de partage du large vers la côte serait "irréversible", la particule devant aboutir tôt ou tard aux zones d'accumulation du pré littoral côtier ou du frontolittoral. Si nous sommes en accord avec BOILLOT et LEFORT sur l'existence de tels transferts, les mesures hydrodynamiques que nous avons effectuées nous conduisent néanmoins à nuancer le modèle dynamique proposé par BOILLOT et repris par J.P. AUFFRET *et al.* (1975).

Il apparaît, en effet, qu'un modèle sédimentaire basé sur l'observation des intensités des courants de surface qui décroissent du large vers la côte (fig. 20) et la distribution texturale des sédiments superficiels (incluant sans discernement les matériaux "reliques", "palimpseste" et "actuels") qui montrent un gradient d'affinement vers la côte et conduisant à un équilibre dynamique des sédiments qui seraient transportés des zones de "haute énergie" vers les zones de "basse énergie" est probablement simpliste (tableau 25).

Nous avons vu, en effet :

1 - que l'énergie disponible croissait depuis le pré littoral du large jusqu'à la zone frontolittorale (fig. 105) ;

2 - que les cailloutis et graviers du pré littoral du large étaient essentiellement des sédiments reliques, non mobilisables dans les conditions actuelles.

Le modèle actuel ne peut pas s'interpréter en terme de vitesses de courants mais en terme de bilan sédimentaire entre aires de production de sédiments carbonatés (les cailloutis du large) ou de sédiments siliceux (l'érosion littorale et l'érosion de la plateforme ?) et aires d'accumulation. Les sédiments reliques du pré littoral côtier et du pré littoral du large (cailloutis et graviers) sont des aires de production susceptibles d'alimenter les zones d'accumulation du pré littoral côtier et le transit sédimentaire sur la plateforme externe. Les accumulations sableuses du pré littoral côtier et du frontolittoral sont des pièges sédimentaires (en milieu de haute énergie relative).

Ce point de vue est en parfait accord avec les travaux de HAMILTON *et al.* (1974, 1980) dans l'estuaire de la Severn et en Mer Celtique. Ces auteurs ont mis en évidence dans les secteurs qu'ils ont étudiés une relation inverse entre le grain moyen et la vitesse de frottement maximum. La diminution du grain moyen des dépôts ne peut que traduire la durée des processus sédimentaires de transport, les particules les plus fines étant transportées le plus loin, car susceptibles d'être prises en charge pendant une durée plus importante des épisodes d'activité courantologiques (cycles tidaux, ondes de tempêtes...) (HAMILTON, 1982 ; SWIFT et LUDWIG, 1976).

2 - La plateforme sud-armoricaine

La plateforme interne du Plateau Armoricaïn présente un caractère très différent de celle de la Manche. Elle est à la fois plus étroite et séparée des zones externes par une zone de hauts fonds. Dépression littorale et plateforme interne sont caractérisées par des fonds de nature variée : vases, sables vaseux, graviers envasés, sables grossiers et graviers... La vase et les "sables gris micacés" d'origine "récente" constituent une couverture de quelques centimètres à quelques décimètres sur une nappe de graviers et de sables grossiers de caractères reliques. Pour VANNEY : "l'activité morphosédimentologique est plus importante que dans la zone externe, sans toutefois revêtir des formes spectaculaires...". La limite de cette dernière étant située à 70 m, la Grande Vasière est exclue de cet ensemble. Le système morphosédimentaire de la plateforme interne au Sud du Massif Armoricaïn comprend les éléments suivants, de l'extérieur vers l'intérieur : hauts-fonds et glacis, couraux, baies.

Pour VANNEY, les transports sédimentaires dans ce secteur fonctionnent de façon préférentielle du large vers la côte ; nous retrouvons donc là une analogie avec la plateforme interne de la Manche ce, malgré les différences morphologiques et lithologiques qui existent entre ces deux domaines.

B - LA PLATEFORME EXTERNE

Les travaux de BERTHOIS (1955), BERTHOIS et LE CALVEZ (1959), BOILLOT (1964), BELDERSON *et al.* (1970), HINSBERGER (1970), ANDREIEFF *et al.* (1971), BOUYASSE *et al.* (1979) et LARSONNEUR *et al.* (1982) fournissent des informations diverses sur les sédiments de la plateforme externe. Il convient de tenter de relier entre elles ces différentes approches et notamment de distinguer sédiments reliques et sédiments modernes et de situer la frontière (si elle existe) entre ces deux ensembles.

BERTHOIS (1955) a montré, à partir d'analyses minéralogiques et granulométriques, l'existence, entre Brest et La Chapelle, de différents stocks sableux, certains d'entre eux mis en place dans des conditions hydrodynamiques différentes de celles prévalant actuellement. BERTHOIS et LE CALVEZ (1959) signalent notamment la présence de niveaux de galets au voisinage de la rupture de pente et de l'isobathe 50 m, ces niveaux de galets et certaines zones où affleurent des sables grossiers sont interprétés comme d'anciennes formations littorales : plages, dunes et cordons qui isolèrent de la mer des lagunes et une plaine alluviale localisées sur le site de ce qui devait devenir la "Grande Vasière". Cette interprétation sera reprise par la suite et confirmée par la majorité des auteurs (LANCELOT *et al.*, 1970 ; BLAZHCHISHIN, 1972).

Les sables supérieurs, moyens et inférieurs de ANDREIEFF *et al.* ont un caractère relique indubitable. Cette nappe relique "masquée" en amont par les vases, vases sableuses et sables vasards est transgressée en aval par les vases à Foraminifères. Ces deux faciès étant tous les deux "Holocène supérieur", HINSBERGER situe vers 48°N la limite entre les sables biogènes actuels et le faciès à *Ditrupa arenaria*.

Pour BOUYASSE *et al.* (1976, 1979) et LARSONNEUR *et al.* (1982) les sables moyens des Grands Bancs ont des caractères minéralogiques marquant une discontinuité nette avec les sables fins et sont donc reliques. Il nous est donc possible de tracer une limite relativement précise entre formations actuelles et reliques (fig. 93). Celle-ci marque l'extension maximum des sédiments de l'Holocène supérieur.

La distinction entre sédiments modernes et sédiments reliques ne préjuge pas que ces derniers ne puissent être présentement l'objet de remaniements par mélanges, liés notamment à l'activité des organismes ; soustraction de certaines fractions par vannage ou, au contraire, addition d'éléments biogènes actuels d'origine benthique ou pélagique. Ainsi, des Foraminifères planctoniques et benthiques ou des débris de *Crisia* qui viennent s'ajouter aux sédiments de la zone C des Grands Bancs.

La présence de sédiments reliques à l'interface indique tout simplement que le taux de sédimentation pour l'Holocène supérieur peut être considéré comme nul dans ces zones externes.

C - DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE

Après avoir présenté les caractéristiques de la couverture sédimentaire des zones internes et externes de la plateforme, nous examinons maintenant de façon essentiellement qualitative différents aspects de la dynamique sédimentaire de la plateforme. Nous reprendrons ce thème sous un aspect quantitatif dans le chapitre consacré à l'évaluation de l'importance des flux sédimentaires actuels.

Des tentatives de synthèse concernant ce thème ont déjà été proposées par BOILLOT (1964), HOMMERIL *et al.* (1972), J.P. AUFFRET *et al.* (1975), VANNEY (1977), HAMILTON *et al.* (1980), LARSONNEUR *et al.* (1982) et nous-mêmes (AUFFRET *et al.*, 1972 ; ALOISI *et al.*, 1977).

En Manche occidentale les fonds de cailloutis "reliques" (fig. 93) constituent des zones de production à partir desquelles le matériel sédimentaire d'origine biogène est distribué soit vers le littoral où il constitue un prisme pré-littoral côtier, soit vers les zones axiales où il constitue la zone silico-carbonatée.

MURRAY *et al.* (1982) ont pu mettre en évidence en octobre 1979, sur les fonds des Approches de la Manche une composante résiduelle au voisinage du fond dirigée vers l'Ouest ; ceci grâce aux traceurs que constituent les Foraminifères benthiques (fait important : cette résiduelle serait de sens opposé à celle qui caractérise la masse d'eau sous la thermocline). Ces travaux confirment donc le sens des transports, du Nord-Est vers le Sud-Ouest suggéré par l'observation des figures sédimentaires et la distribution des débris de Bryozoaires.

A partir de cette zone, une dérive vers le Sud-Ouest est suggérée par l'orientation des formes d'accumulations du Sud de la Manche occidentale. Vers 47°30 de latitude au débouché de la Manche, sur la plateforme externe, les transports tendent à s'orienter de façon prédominante en direction Nord-Ouest/Sud-Est c'est-à-dire parallèlement aux isobathes. Un transport vers le Sud au niveau des Grands Bancs est suggéré par la transgression des débris de *Crisia* sur la nappe des sables moyens. Néanmoins, ainsi que nous l'avons exposé et ainsi que l'ont confirmé LARSONNEUR *et al.* (1982) la limite des apports modernes reste située à une cinquantaine de kilomètres environ de la rupture de pente dans la région des Grands Bancs. Le seul endroit où il nous semble (sur la base de la distribution des sables calcaires - fig. 93) qu'ils pourraient être susceptibles d'atteindre la rupture de pente du plateau est situé à l'Est du Banc de La Chapelle, mais cette hypothèse reste encore à vérifier par des travaux appropriés (fig. 136).

Un des traits essentiels du Plateau Armoricain, sous 70 m de profondeur, est la présence de la Grande Vasière dont la situation sous le "bourrelet froid" est particulièrement remarquable. VANNEY évoque deux possibilités pour l'alimentation de la vasière en particule fine : soit une alimentation en hiver par refroidissement des eaux chargées de la plateforme interne, impossible sur le plan hydrologique étant donné la dessalure de ces eaux ainsi que LE FLOCH (1978) l'a démontré ; cette alimentation pourrait être rendue possible grâce à l'appoint des suspensions (courants de densité), soit une décantation de couches néphéloïdes engendrées par l'agitation due à la houle dans le domaine de la plateforme interne sous une "wave-base" de sédimentation.

VANNEY ne semble pas envisager la possibilité d'une alimentation directe à partir du panache turbide des eaux issues de l'estuaire de la Loire. Il privilégie donc la part de l'héritage dans l'origine des lutites de la Grande Vasière.

Les "petits fonds rouges" de la plateforme externe armoricaine peuvent avoir localement un caractère "palimpseste". Ce caractère se manifeste au Nord du Plateau Armoricain par l'apport d'éléments d'origine biogène (débris de *Cellaria* notamment). Cet enrichissement est le plus souvent interprété comme la preuve d'un transit du Nord-Est vers le Sud-Ouest, dont la réalité mise en doute par HINSBERGER est confirmée par les minéraux lourds et les débris carbonatés (LAPIERRE, 1969).

La plateforme externe de la Manche occidentale se singularise par la nappe centrale de sédiments biogènes d'âge holocène supérieur. Elle est dépourvue des dépôts vaseux d'importance comparable à ceux de la Grande Vasière. Cependant la présence locale de sables vaseux (BELDERSON *et al.*, 1970 ; BOUYSSSE *et al.*, 1979) doit être soulignée. En l'absence de données sur la minéralogie de cette fraction fine, on ne peut que spéculer sur son origine biogène (attrition des débris coquilliers, foraminifères, nannofossiles ?) ou terrigène. Il est remarquable de noter que le gisement de ces sables vaseux correspondent également à l'extension du "burrelet froid" de la Mer Celtique. Tous les éléments de la discussion sur la Grande Vasière et notamment la part de l'héritage et de l'actuel dans la formation de ces dépôts restent valables. Il apparaît donc une image d'ensemble de la plateforme où l'on voit du Sud-Est vers le Nord-Ouest se désagréger la continuité de nappes sédimentaires par ailleurs de plus en plus récentes et de plus en plus fines de la zone externe vers la zone interne. Ces fonds décrits par BELDERSON *et al.* au Sud des Approches occidentales, avec leur succession de soubassements grossiers, détritiques et de placages superficiels biogènes, illustrent un état transitoire entre la couverture "continue" telle qu'elle peut être observée dans les zones internes du plateau Armoricain et la lacune sédimentaire des zones externes.

En effet, BOUYSSSE et LE CALVEZ (1967) ont étudié 14 carottes prélevées sur le plateau continental entre la Pointe de Penmarc'h et l'île de Groix ; l'étude du matériel prélevé a permis de mettre en évidence un granoclassement positif avec des gravelles et des sables à la base qui passent à des sables fins et des vases. L'examen des assemblages de Foraminifères montre que ce granoclassement correspond à une augmentation progressive de la hauteur d'eau et par conséquent à une diminution de l'agitation.

Une évolution identique a été mise en évidence à l'Ouest de la Gironde (VIGNEAUX, 1971), où dans une des carottes prélevée on a pu montrer la transition entre des sables de plage et des faciès lagunaires puis le passage à des vases marines. Ces observations permettent de situer la ligne de rivage de 10000 BP vers -50 m.

Certains auteurs ont pensé pouvoir utiliser la fraction argileuse des sédiments comme traceur de l'origine des sédiments de la plateforme continentale : KLINGEBIEL *et al.* (1966, 1967), RUMEAU et VANNEY (1968, 1969), LATOUCHE (1970, 1971, 1972), LATOUCHE et PARRA (1970), VIGNEAUX *et al.* (1970), BARBAROUX et GALLENNE (1973). Les travaux de ces auteurs ont démontré la grande homogénéité du stock argileux dans l'ensemble du Golfe de Gascogne. Illite et chlorite dominant l'assemblage, montmorillonite et kaolinite sont moins bien représentées, ce qui est une caractéristique générale des sédiments du Nord-Est Atlantique.

La composition moyenne des argiles des marges Armoricaïne et Aquitaine, d'après LATOUCHE et PASSA serait : illite 50 %, chlorite et interstratifiés 25 %, kaolinite 15 %, montmorillonite et interstratifiés 10 %. Néanmoins, dans les secteurs côtiers, LATOUCHE (1971, 1972) a pu mettre en évidence l'influence des apports fluviaux grâce à une diminution vers le large du rapport montmorillonite/illite.

En Manche, dans les zones littorales (GIRESSE, 1967 ; HOMMERIL *et al.*, 1972 ; LARSONNEUR, 1972) l'illite et kaolinite seraient dominantes.

BARBAROUX et GALLENNE (1973) ont étudié l'évolution du stock argileux depuis l'estuaire de la Loire jusqu'à la pente continentale. Ils mettent en évidence la concentration de la montmorillonite dans le bouchon vaseux, et une décroissance du rapport montmorillonite-illite identique à celle observée au large de la Gironde.

RUMEAU et VANNEY, dans la même région, ont distingué à partir des assemblages argileux quatre formations : alluvions fluviales, dépôts d'estuaires (Loire, Vilaine, Vie, Charente et Sèvre), vasières internes (Mor Bras, Baie de Bourgneuf, Fosse du Croisic, dépressions envasées au large de la Vendée) et Grande Vasière, plateau continental externe. Les dépôts d'estuaire présentent selon VANNEY un caractère intermédiaire entre les dépôts fluviaux et ceux des vasières ; il met en doute, néanmoins, une origine fluviale récente des argiles des vasières, préférant y voir essentiellement l'héritage des vases déposées sur le plateau lors des périodes antérieures de bas-niveau marin.

Il semble donc que la phase argileuse des sédiments ne saurait, à elle seule, servir de traceurs des apports actuels, ce en raison de l'homogénéité des stocks et de la nature des apports actuels conforme généralement à ce stock homogène car résultant pour l'essentiel du remaniement de formations anciennes.

IV - CONCLUSIONS

La question essentielle qui reste posée est donc l'évaluation de la part des apports du cycle sédimentaire "actuel" c'est-à-dire Holocène supérieur dans la masse du matériel sédimentaire présent sur la plateforme.

Certes ainsi que BERTHOIS (1958, 1960A, 1965B) l'a exposé et ainsi que les discussions précédentes le suggèrent, celle-ci paraît faible. Les conditions hydrodynamiques dans les estuaires sont en effet telles que seule la fraction la plus fine des sédiments est susceptible d'être évacuée vers le large.

Selon CARALP et VIGNEAUX (1976) ces apports si faibles soient-ils pourraient n'être actifs que depuis une époque très récente, ce en relation avec le comblement des estuaires qui n'auraient leur équilibre dynamique que depuis 1000 BP environ. D'après VIGNEAUX *et al.* (1972), jusqu'à cette époque "le taux de sédimentation n'a pas pu suivre celui de la remontée du niveau marin". BARBAROUX *et al.* (1974) ont montré que l'estuaire de la Loire vers 6300 BP présentait également un stade de vacuité. Dans ces conditions une exportation des sédiments pouvait-elle exister sur la plateforme ? Il n'est pas interdit de le supposer ; en effet, si le profil en long de l'estuaire était moins accentué, on peut envisager que la propagation de l'onde de flot était moins perturbée,

et que le phénomène du "coup de flot" si important dans la genèse du bouchon vaseux et le piégeage des sédiments dans l'estuaire pourrait avoir été moins important qu'aujourd'hui.

Le test de cette hypothèse n'est pas aisé dans la mesure où il apparaît difficile de trouver une zone du plateau continental interne où le taux de sédimentation aurait été suffisamment important et régulier pour permettre une évaluation de l'évolution des apports fluviaux au cours des derniers millénaires.

En résumé, deux nappes de sédiments modernes encadrent donc le Massif Armoricaïn : l'une au Nord constituée de sables biogènes, l'autre au Sud formée de vases essentiellement terrigènes. Cette opposition géographique traduit leur différence de situation morphologique et hydrodynamique :

- plateau très large, hydrodynamisme élevé, faible influence terrigène d'une part,
- plateau relativement étroit, hydrodynamisme modéré et influence terrigène d'autre part.

Dans les zones les plus externes on observe au Nord comme au Sud une zone de non-dépôt où affleurent des sédiments reliques de nature lithologique variable : sables mixtes des Grands Bancs, sables calcaires entre La Chapelle et le Canyon d'Audierne, sables mixtes du Canyon d'Audierne au Canyon de La Rochelle. Enfin, localement, au voisinage de la rupture de pente du plateau, une zone caractérisée par des dépôts à Foraminifères pélagiques et benthiques, ces derniers en équilibre avec les conditions bathymétriques actuelles.

CHAPITRE V

LA PENTE CONTINENTALE ET LES FONDS ABYSSAUX AU NORD DU GOLFE DE GASCOGNE

INTRODUCTION

Les pentes continentales constituent, après la frange côtière, la deuxième discontinuité majeure entre le domaine continental et le domaine océanique. L'augmentation brutale du gradient bathymétrique limite les conditions de stabilité des sédiments pélagiques ou terrigènes qui s'y accumulent. Par ailleurs, la circulation océanique générale et les ondes de natures diverses voient leur propagation entravée ; on peut donc s'attendre à rencontrer, au moins épisodiquement, des conditions hydrodynamiques favorisant l'érosion ou le non-dépôt.

Le glacis continental et la plaine abyssale sont les provinces morphologiques qui prolongent la pente vers les grands fonds. Cette terminologie ne nous paraît pas bien adaptée au dispositif réalisé par la marge nord du Golfe de Gascogne. Nous avons choisi de regrouper ces deux zones sous le terme plus général de domaine abyssal dont la limite supérieure a été fixée par les océanographes biologistes à 2000 m.

Concernant ces zones, nous voudrions, tout en suivant la même démarche que précédemment, répondre plus précisément à quatre questions :

- 1 - Peut-on reconnaître des faciès particuliers ? En quoi sont-ils liés à la nature des sédiments de la plateforme ?
- 2 - Quels sont les principaux processus sédimentaires qui y sont actifs et peut-on évaluer la niveau de cette activité ?
- 3 - Quelle est l'importance des transferts sédimentaire entre le plateau continental et le domaine abyssal ?
- 4 - Quel est le rôle respectif des canyons et des interfluves dans ces transferts ?

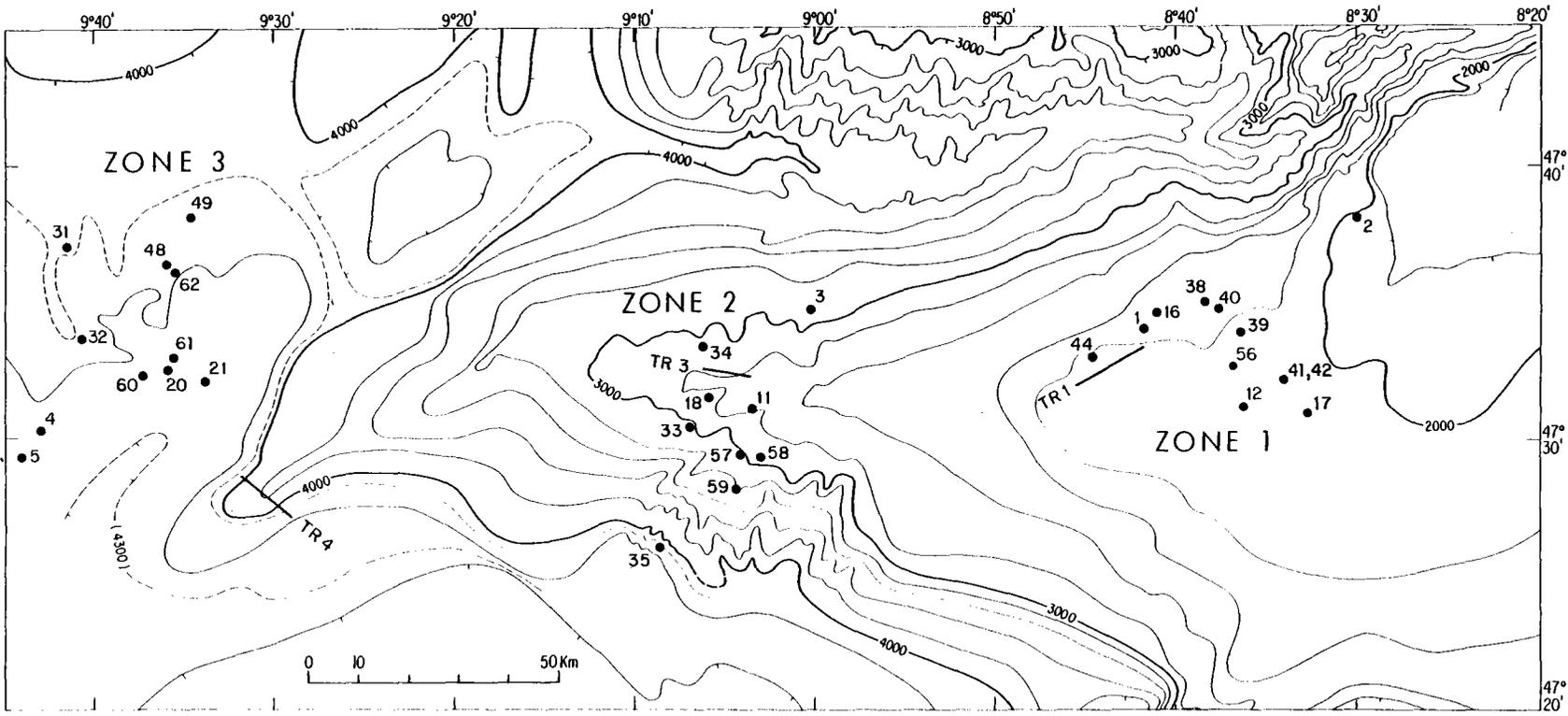
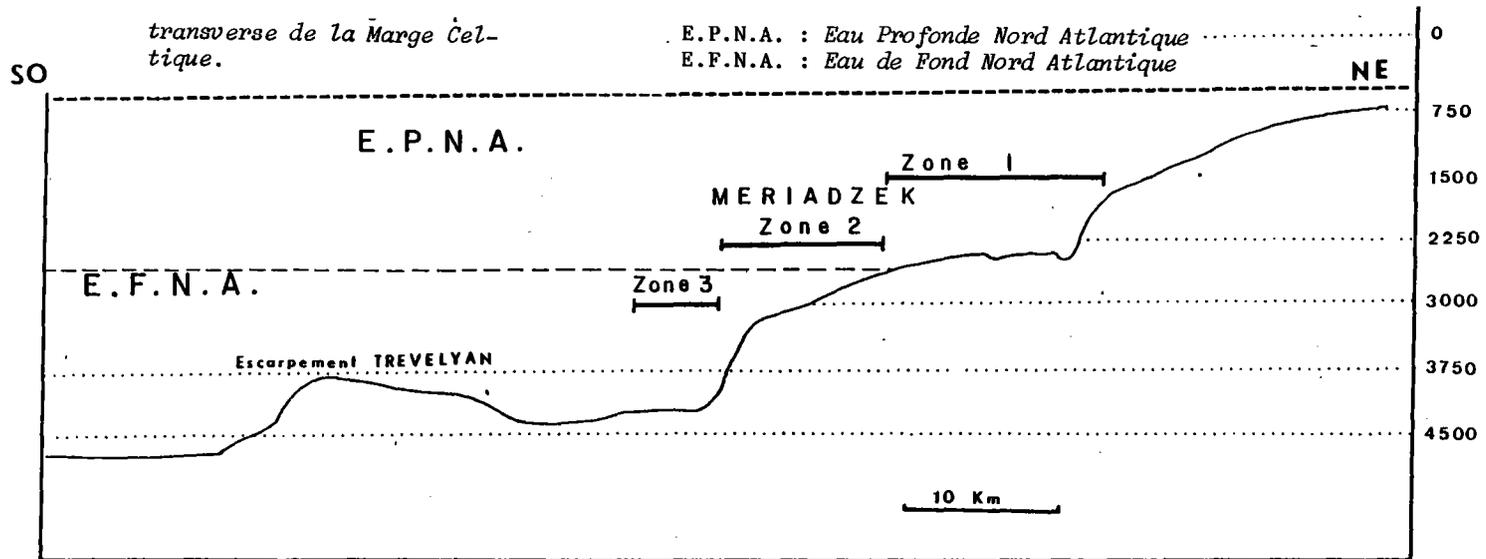


FIG. 109 - Carte bathymétrique du Glacis de Meriadzek.

Les études consacrées aux zones bathyales (200 à 2000 m) et abyssales du Golfe de Gascogne sont relativement nombreuses. Elles ont permis de mettre en évidence les variations lithologiques liées aux fluctuations climatiques du Quaternaire supérieur (CARALP *et al.*, 1968 ; CARALP, 1970, 1971 ; CARALP et PUJOS, 1970 ; VIGNEAUX *et al.*, 1970 ; PUJOL *et al.*, 1973 ; PUJOL et TURON, 1974). Les études régionales concernant le canyon Gascogne I (GONTHIER, 1972 ; GONTHIER et KLINGLEBIEL, 1973) et la région de Meriadzek-Trevelyan (GROUSSET, 1977) ont souligné la complexité de la distribution des faciès sédimentaires dans l'espace et dans le temps. Enfin, des synthèses sédimentologiques (VIGNEAUX, 1974 ; CARALP et VIGNEAUX, 1976) et géomorphologiques (VANNEY, 1977) ont également résumé les connaissances acquises sur les marges du Golfe de Gascogne.

Malgré l'importance de ces travaux, les observations directes concernant les processus sédimentaires restent encore très parcellaires. Seules des indications qualitatives pourront donc être le plus souvent dégagées à partir de trop rares observations.

Nous examinerons successivement le contexte morphologique, les données bibliographiques concernant la pente continentale supérieure, puis le domaine abyssal pour lequel nous nous appuyerons sur l'étude de quatre zones que nous avons étudiées dans le cadre du programme BIOGAS (LAUBIER et SIBUET, 1977 ; AUFFRET et PASTOURET, 1977).

I - CADRE MORPHOLOGIQUE

Les grands traits de la morphologie de la marge continentale du Golfe de Gascogne sont désormais bien connus. Les sondages effectués au cours de nombreuses missions du Théodore-Tissier, de la Thalassa, du Jean-Charcot, du Noroît et du Suroît ont donné lieu à la publication de séries de cartes (BERTHOIS, 1974-1976 ; BERTHOIS et BRENOT, 1957, 1958, 1961, 1962, 1964, 1967 ; BERTHOIS *et al.*, 1965, 1968, 1969). Des levés Seabeam récents (PASTOURET *et al.*, 1982) préliminaires aux campagnes de plongées CYMOR ont montré la complexité de la morphologie des canyons.

Nous avons établi la carte générale du golfe et des Approches de la Manche au 1/1000000 à partir des données les plus récentes obtenues sur la marge nord, lors de la phase préparatoire des forages IPOD et des campagnes de dragages du Centre Océanologique de Bretagne (fig. 5). Cette carte met en évidence un certain nombre de secteurs bien individualisés.

De l'Escarpement de Pendragon au Canyon d'Audierne, il s'agit de la Marge Celtique, caractérisée par une pente continentale large où s'individualisent des éperons et des hauts fonds, tels les Eperons de Goban et d'Austell, le Glacis de Meriadzek et le Haut Fond Trevelyan. Les canyons sous-marins sont relativement rares mais importants. La Marge Armoricaïne est située entre le Canyon d'Audierne et le Canyon de Cap Ferret : elle est caractérisée par une pente continentale étroite, ravinée par de nombreux canyons de moyenne importance.

Le profil bathymétrique de la figure 108 illustre le cadre morphologique des environnements sédimentaires étudiés dans la partie nord du golfe. La marge continentale dans cette région est très différente du modèle ouest atlantique décrit par HEEZEN *et al.* (*op. cit.*). Au lieu d'une pente continentale caractérisée par un gradient moyen de 250 m/km, auquel succède un glacis continental en pente douce, nous observons ici une succession de paliers caractérisés par des pentes de 30 à 80 m/km

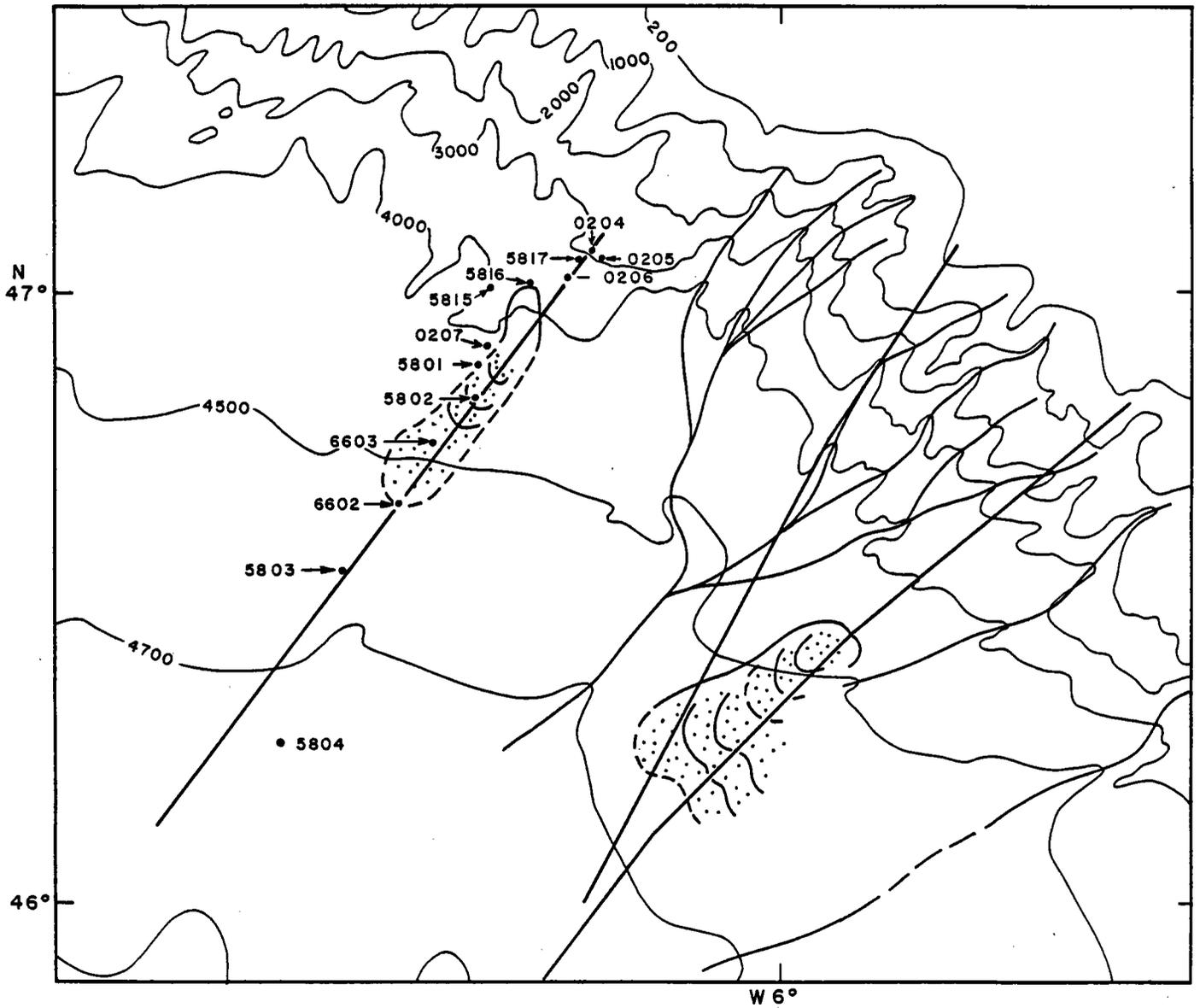
TABLE. 28 A. Identification des prélèvements de surface.

N°	Référence	Latitude(°N)	Longitude(° 0)	Profondeur(m)	% Ca CO ₃	% Sable
GEOGAS						
A1	CH 34 KS 01	47° 28,4	8° 34,2	2160	60	5
A2	02	47° 37,9	8° 30,1	1912	55	
A3	03	47° 37,4	8° 30,1	1896	55	6
A4	04	46° 54,5	8° 05,1	4416	62	6
A5	05	46° 50,9	8° 17,3	4237	50	3
A6	06	47° 03,2	8° 45,8	4370	60	10
A7	07	46° 45,4	8° 42,8	3640	62	8
A8	08	46°	8° 58,8	4285	62	10
A10	10	46° 46,4	8° 43,0	3761	15	1
A11	11	46° 33,8	9° 00	4714	22	
A12	12	46° 48,6	9° 37,6	4445	40	0
A13	13	47° 08,9	9° 24,4	4470	23	0
A14	14	47° 34,2	8° 42,6	2340	60	28
A15	15	47° 56,8	8° 47,6	1800	25	20
A16	16	47° 54,8	8° 50,7	1854	19	5
A17	17	47° 45,8	7° 57,5	589	16	10
MARGAS 1						
B2	CH 58 KS 02	46° 48,3	6° 44,5	4252	46	2
B3	03	46° 31,7	7° 03,6	4499	35	1
B8	08	46° 40,2	8° 52,4	4490	31	14
B15	15	46° 58,9	6° 41,8	3865	35	24
B16	16	46° 59,8	6° 36,6	3180	21	65
B101	CH 59 KS 101	47° 06,4	6° 23,8	2462	44	16
GEOMANCHE 1						
C1	SV 01 KS 01	47° 37,5	9° 12,0	3813	37	83
C2	02	48° 14,0	9° 59,4	2160	26	63
C3	03	48° 01,0	11° 53,3	3609	67	25
C4	SV 02 KS 04	47° 02,8	6° 28,3	3150	43	13
C5	05	47° 02,7	6° 26,1	2800	42	12
C6	06	47° 00,3	6° 30,9	2890	37	58
C7	07	46° 53,8	6° 42,5	4190	46	8
C8	08	46° 42,5	6° 49,9	4514	38	13

TABL. 28B-

N°	Référence	Latitude(°N)	Longitude(° 0)	Profondeur(m)	% Ca CO ₃	% Sable
	GEOMANCHE II					
D3	CH 66 KS 03	46° 44,3	6° 49,9	4463	41	11
D4	04	46° 44,6	7° 41,3	4524	34	2
D7	07	46° 26,2	8° 46,7	4753	54	4
D9	09	46° 51,5	8° 47,7	4039	65	11
D10	10	47° 04,9	8° 39,2	4331	60	11
D11	11	47° 18,3	8° 23,8	2794	31	3
D12	12	47° 28,3	8° 19,3	2100	31	6
D13	13	47° 05,8	8° 40,9	4359	63	20
D14	14	47° 31,3	9° 19,9	3304	18	2
D15	15	47° 32,2	9° 28,8	4040	42	13
D16	16	47° 33,3	9° 12,4	2970	26	5
D22	22	46° 47,8	7° 00,8	4388	41	4
	GESTLANTE 1					
E9	66 09	45° 34	5° 00	4490	28	4
	GESTLANTE 2					
F1	67 01	46° 18	4° 28	720	18	25
F3	03	45° 58	5° 10	4465	30	2
F4	04	45° 57	4° 35	4000	28	
F5	05	46° 06	4° 36	3010	27	35
F7	07	45° 28	5° 21	4175	50	5
F9	09	46° 16	4° 36	1970	33	28
F10	10	45° 52	3° 49	1370	46	
F11	11	45° 54	3° 50	1420	26	32
F12	12	45° 49	3° 56	2223	25	
F13	13	45° 44	4° 06	3400	27	
F14	14	45° 28	4° 25	4220	27	3
F15	15	45° 39	4° 12	4000	28	
F16	16	45° 54	4° 09	2010	28	
F17	17	45° 50	3° 52	1770	18	26
F19	19	45° 44	3° 56	1800	33	8
F26	26	46° 52	5° 43	2370	40	
F30	30	46° 46	5° 58	4130	31	2
	INATLANTE 2					
G37	68 37	46° 50	5° 46	3138	22	
G38	38	46° 39	6° 04	4420	27	
	GESTLANTE 3					
H2	69 02	46° 06	4° 52	2870	15	7
	GESTLANTE 4					
K8	72 08	45° 44,5	6° 11	4593	18	

FIG. 110 - *Glacis de la Marge Armorica, localisation de zones affectées par des processus gravitaires.*



Les zones en pointillés sont les zones d'accumulations gravitaires.

interrompue par trois abrupts (à 1500 m, 3000 m et 3750 m respectivement) dont les gradients moyens sont compris entre 200 et 500 m/km. La rupture de pente du plateau continental présente des accumulations sableuses dont l'origine sera discutée dans le chapitre 6. Le bas de la pente continentale et au débouché des canyons est caractérisé par des rides sédimentaires qui présentent des pentes de 150 m/km (supérieures aux valeurs observées sur les glaciers continentaux et inférieures aux valeurs "normales" de la pente continentale). La situation des stations 1, 2 et 3 est représentée sur les figures 108 et 109. Nous avons dressé la carte de la Ride Aegis d'après les levés de BERTHOIS, ceux que nous avons effectués lors des campagnes MARGAS et GEOMANCHE, et les récents levés au sondeur multifaisceau du Canyon Shamrock (PASTOURET *et al.*, 1982) et du Glacier de Meriadzek (D. DESBRUYERES - BIOGAS XI).

Le bassin profond est limité à l'Ouest par une zone de hauts fonds orientée Nord-Ouest/Sud-Est (Haut-Fond d'Armorique au Nord, Haut-Fond de Gascogne au Sud).

II - LA PENTE CONTINENTALE

A - DISPOSITIF MORPHOLOGIQUE

La caractéristique essentielle du dispositif morphologique de cette pente est la densité des canyons qui la dissèquent en une succession d'entailles et d'interfluves. La densité de ce réseau est particulièrement élevée sur la Marge Armoricaine.

Les têtes de canyon (VANNEY, 1977) présentent souvent l'aspect de bassin de réception torrentiel mais il n'y a pas, selon VANNEY, de relations directes évidentes avec les chenaux de la plateforme externe. D'après le même auteur, les interfluves les plus larges sont découpés par un réseau de ravins profonds de 100 à 200 m et orientés dans le sens de la plus grande pente.

B - SEDIMENTS SUPERFICIELS (tabl. 28)

La répartition des sédiments est relativement mal connue du fait de la densité relativement faible des prélèvements et de l'importante variabilité du milieu. Ainsi la transition entre la plateforme et le haut de pente, décrite localement par PINOT (1972, 1974), VANNEY (1969) et antérieurement par LE DANOIS (1948) montre des faciès aussi variés que des pouliers (levées de galets) ou des formations coralliennes (BERTHOIS et GUILCHER, 1961).

Au Sud-Ouest de la Petite Sole, on observe (fig. 93) le passage des sables silico-calcaires du plateau aux boues marneuses puis aux vases de la pente. Entre La Chapelle et le Canyon d'Audierne, les sables calcaires passent à des boues marneuses, tandis que de ce dernier au Canyon des Sables d'Olonne, les sables silico-calcaires de la plateforme passent presque sans transition aux vases du talus.

FIG. 111 - Profils 3.5 KC montrant des zones d'éboulements en masse.

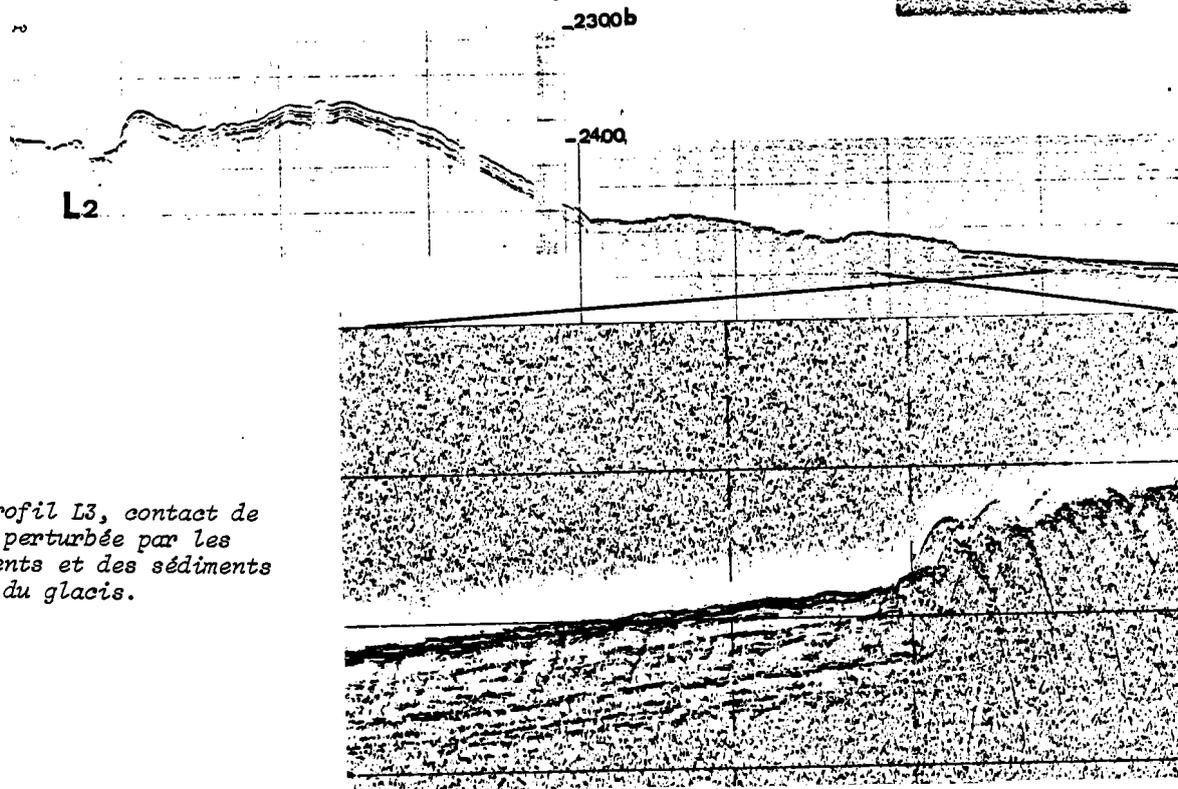
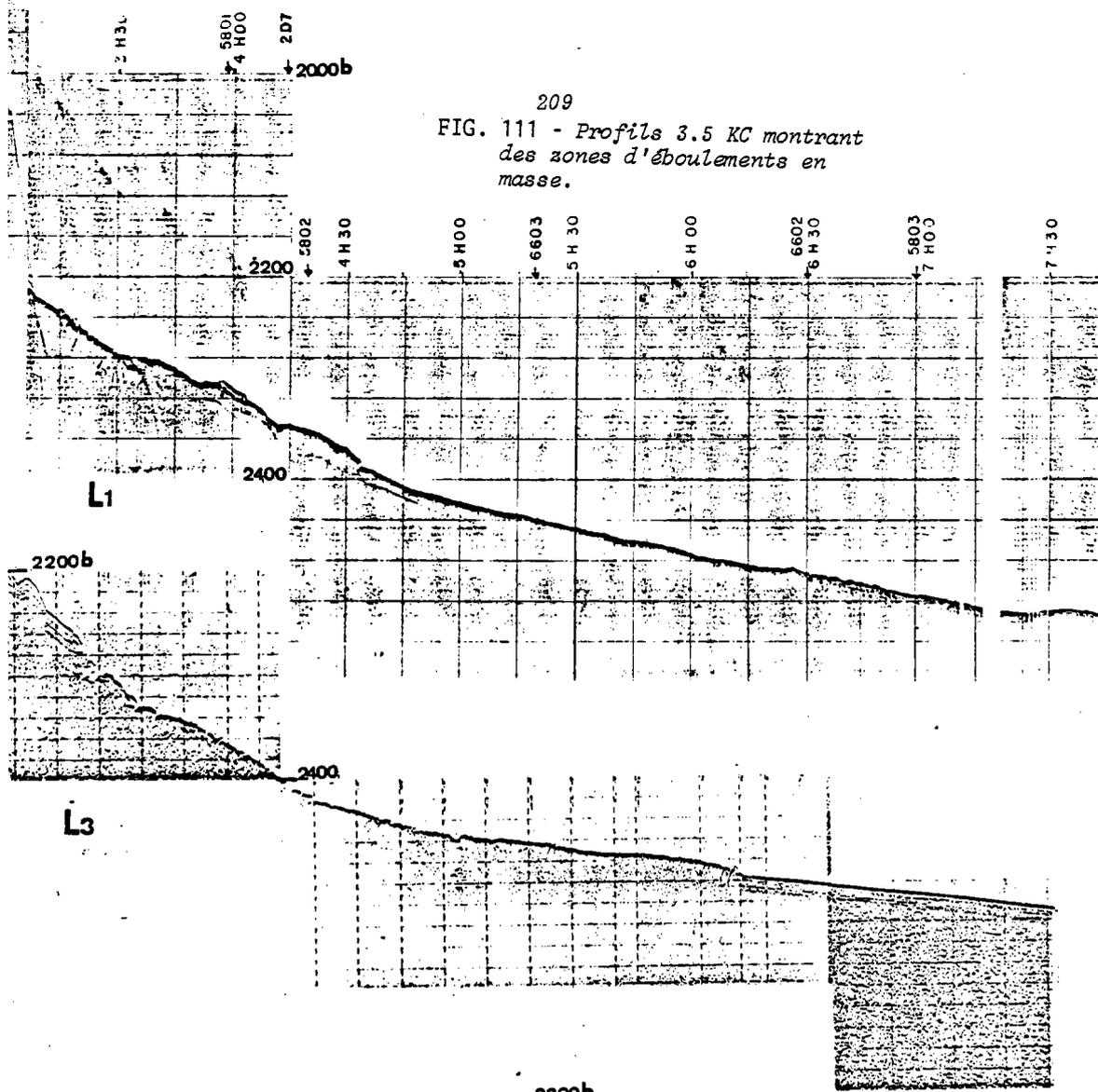


FIG. 112 - Profil L3, contact de la zone perturbée par les glissements et des sédiments faillés du glacier.

Profondeurs en brasses. 0 1 Mile

III - LE DOMAINE ABYSSAL

A - MORPHOLOGIE

Au-dessous de 2000 m de profondeur, les gradients bathymétriques tendent à s'atténuer, mais c'est essentiellement vers 4000 m de profondeur que se situe le passage au bassin profond. On observe au niveau de la transition pente-glacis la coalescence des divers tributaires en un canyon principal dont le débouché dans le bassin est généralement marquée par une ride sédimentaire fréquemment défléchie vers le Nord-Ouest. L'exemple le plus remarquable est la Ride Aegis située à l'Ouest du Glacis de Meriadzek (zone 2 du programme BIOGAS).

Une série de profils au sondeur de vase 3.5 KC réalisés au pied de la Marge Armoricaïne (fig. 110) montre des traits morphologiques et des faciès acoustiques en relation avec des phénomènes de glissement en masse (figs 111 et 112).

Sur le profil L_1 on observe au pied de la pente continentale une zone à hyperbole qui pourrait correspondre à la zone d'arrachement et superposée à une surface de discontinuité, des masses glissées laissant parfois apparaître une stratification interne. Cette masse glissée vient buter sur des formations sédimentaires caractérisées par des ondulations et affectées par l'érosion.

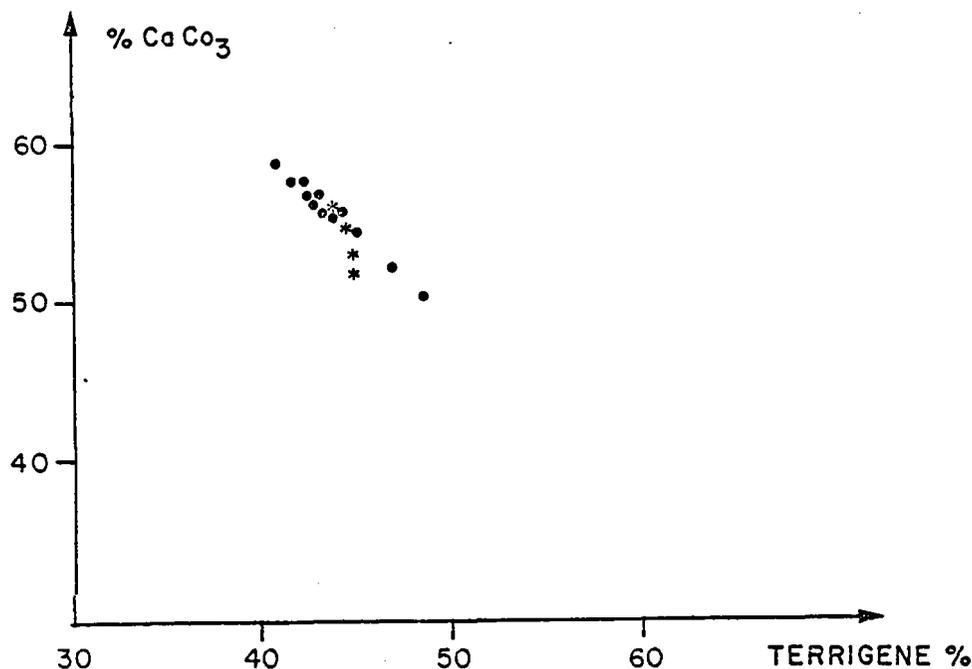
Le profil L_2 recoupe le thalweg d'un canyon, puis sur son flanc sud, une ride sédimentaire bien stratifiée en contrebas de laquelle on peut observer une série à hyperboles qui pourrait correspondre à la surface chaotique d'un glissement. Sur le profil L_3 il semble que l'on puisse localiser la zone de départ du glissement. Nous avons esquissé sur la figure 110 la localisation des zones affectées entre 4000 et 4500 m.

B - SEDIMENTS SUPERFICIELS

La carte de répartition des sédiments fait apparaître des traits remarquables : une zone de boues marneuses présente sur le Glacis de Meriadzek et le Haut-Fond Trevelyan, une zone de vases correspondant au Canyon Black Mud, une zone de boue marneuse prolongeant jusqu'au centre du bassin la zone des hautes teneurs en carbonate présente entre La Chapelle et la Canyon d'Audierne, enfin une zone de vase s'étendant apparemment sur tout le Sud-Est du Golfe, à l'exception du Dôme Gasconne (CARALP, 1971).

FIG. 113 -

Diagramme lithologique des carottes de la zone 1.
Les étoiles figurent les sédiments de la carotte KR 17

**ZONE 1**

TABL. 29 - Lithologie des sédiments de la zone 1.

ECHANTILLONS METRES	ZONE 1												KR 17				
	KRG 02	11	12	16	17	38	39	40	41	42	44	56	0-0,5	5-5,5	10-12,5	20-22,5	
FONDEUR	1900	2270	2110	2200	2085	2235	2125	2136	2091	2111	2155						
ITUDE	47°38,1	47°34	47°31,1	47°34,5	47°31	47°34,8	47°33,8	47°34,4	47°32,1	47°32	47°33	47°32,5					
ITUDE	8°29,5	8°41,5	8°36,2	8°41	8°32,8	8°38,3	8°36,4	8°37,6	8°34	8°34	8°44,5	8°36,3					
ABLE	26	34	15	38	17	21	14	18	16	15	21	15	15	10	11	10	
ANE	32	22	20	32	16	19	16	32	47	10	29	9	10	12	8	11	
	2,96		2,92		2,91	3,40	3,22	3,13	2,45	3	2,56	2,81	2,67	2,48	2,68	2,65	
	1,4		0,62		0,99	1,28	1,08	0,31	0,27	1,44	0,59	1,29	1,14	0,81	0,99	0,79	
ANE SILT	34	22	23	24	24	25	31	43	59	22	32	20	22	23	19	23	
03	51	59	57	57	58	56	55	53	56	56	58	57	56	55	53	52	
RTZ	8	8	11	15	9	11	10	9	11	10	10	10					
A			tr			1	1		tr	1	1	tr					
ERAUX LOURDS					tr		tr		1								
RE VOLCANIQUE														tr			
ITE	1		tr		tr					tr				tr	tr	tr	
UCONIE	tr								tr						2	2	
AMINIFERE pl.	15	10	10	10	10	12	10	11	10	10	30	13	3	3	5	3	
AMINIFERE be.	1				tr			tr							tr		
MOFOSSILE	32	46	42	45	42	42	43	35	44	44	25	38	52	49	45	45	
BONATE ind.	3	3	5	2	5	2	2	7	2	2	3	6	tr	tr	tr	tr	
TOMEES	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr			tr	tr		
CULES	tr		tr	tr	tr			tr	tr	tr	tr						
IOLAIRES			tr				tr	tr	tr	tr		tr		tr		1	
ICOFAGELLES				tr		tr	tr	tr									
BONE ORGANIQUE		0,37	0,69	0,50	0,69	0,47	0,52	0,55	1,08	0,58	0,47	0,44					
TE ORGANIQUE		0,038	0,064	0,058	0,088	0,058	0,038	0,065	0,059	0,061	0,055	0,054					
		9,7	10,3	8,6	7,8	8,1	8,8	8,46	18,3	8,85	8,54	8,1					
AL TERRIGENE	48	41	43	43	42	44	45	47	44	44	42	43	44	45	45	45	

C - ZONES "BIOGAS"

1 - Zone 1 (fig. 109)

Cette zone est située entre 2000 et 2200 m sur le versant nord-ouest du Glacis de Meriadzek à l'enracinement de la Ride Aegis.

Elle est sous l'influence de l'Eau Centrale Nord-Atlantique (fig. 108), masse d'eau animée par des courants alternatifs d'intensité pouvant atteindre 25 cm/s et de période semi-diurne. Les grands axes de l'ellipse de rotation sont orientés Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest (GOULD et Mc KEE, 1973).

La trofka 2 à l'Est de la zone a montré deux types de fond (MAUVIEL, 1982) ; dans la première partie du traict des monticules et une abondante faune d'*Acanella*, puis la profondeur augmentant, une densité plus importante de terriers et une faune d'holothuries et d'oursins.

Du point de vue lithologique (tableau 29, fig. 113), le substrat est constitué de boue à nannofossiles et foraminifères. Il est à noter qu'elles sont relativement riches en éléments siliceux, Diatomées, spicules et occasionnellement en Radiolaires et Silicoflagellés. Néanmoins, il ne semble pas que le pourcentage des éléments biogènes d'origine siliceuse puisse dépasser 1 %. La teneur moyenne en carbone organique est de 0,6 % (LAUBIER et SIBUET, 1977). Le rapport C/N est compris entre 7,8 et 10,8 pour une moyenne de 9,52.

La fraction grossière (21 % en moyenne) consiste pour l'essentiel en Foraminifères planctoniques. Les assemblages observés (déterminations L. PASTOURET) sont caractéristiques des biozones tempérées. Les Foraminifères benthiques sont présents ; ils sont généralement caractéristiques de la zone mésobathyale (CARALP, 1971). Cependant, quelques espèces de *Sigmoilina schlumbergeri* et *Bolivina albatrosis* ont été vraisemblablement déplacées depuis la zone épibathyale comprise entre 250 et 1700 m. La fraction détritique (quartz et micas) est le plus souvent inférieure à 3 %.

La figure 113 met en évidence le fait que ce groupe de sédiment constitue (avec la zone 2) le pôle le plus carbonaté et le moins terrigène de l'ensemble des zones étudiées dans le domaine abyssal du Golfe de Gascogne. L'étude détaillée de la carotte KR 17 (fig. 114) a montré que le sédiment est relativement homogène. Il s'agit d'une boue marneuse à nannofossiles de couleur brunâtre à grise (10 Y 6/3 à 5 Y 7/1) dont la teneur en CaCO₃ varie entre 56 et 52 %. Le diagramme lithologique (fig. 113) montre que la lithologie des différents niveaux de cette carotte est très semblable à celle des sédiments superficiels de l'ensemble de la zone.

Le taux de sédimentation estimé d'après les assemblages de Foraminifères (MAUVIEL, 1982) est de l'ordre de 26 mm/1000 ans pour l'Holocène supérieur.

Les faciès microganulométriques (fig. 115) sont dispersés ; certains d'entre eux (KR 40, KR 41, KR 44) suggèrent des processus de vannage, tandis que d'autres pourraient correspondre à des processus de décantation (KR 42, KR 38). L'ensemble des échantillons de la carotte KR 17 se situe légèrement dans le domaine du vannage. Le bon groupement des points suggère une stabilité des processus dynamiques au cours de l'Holocène supérieur.

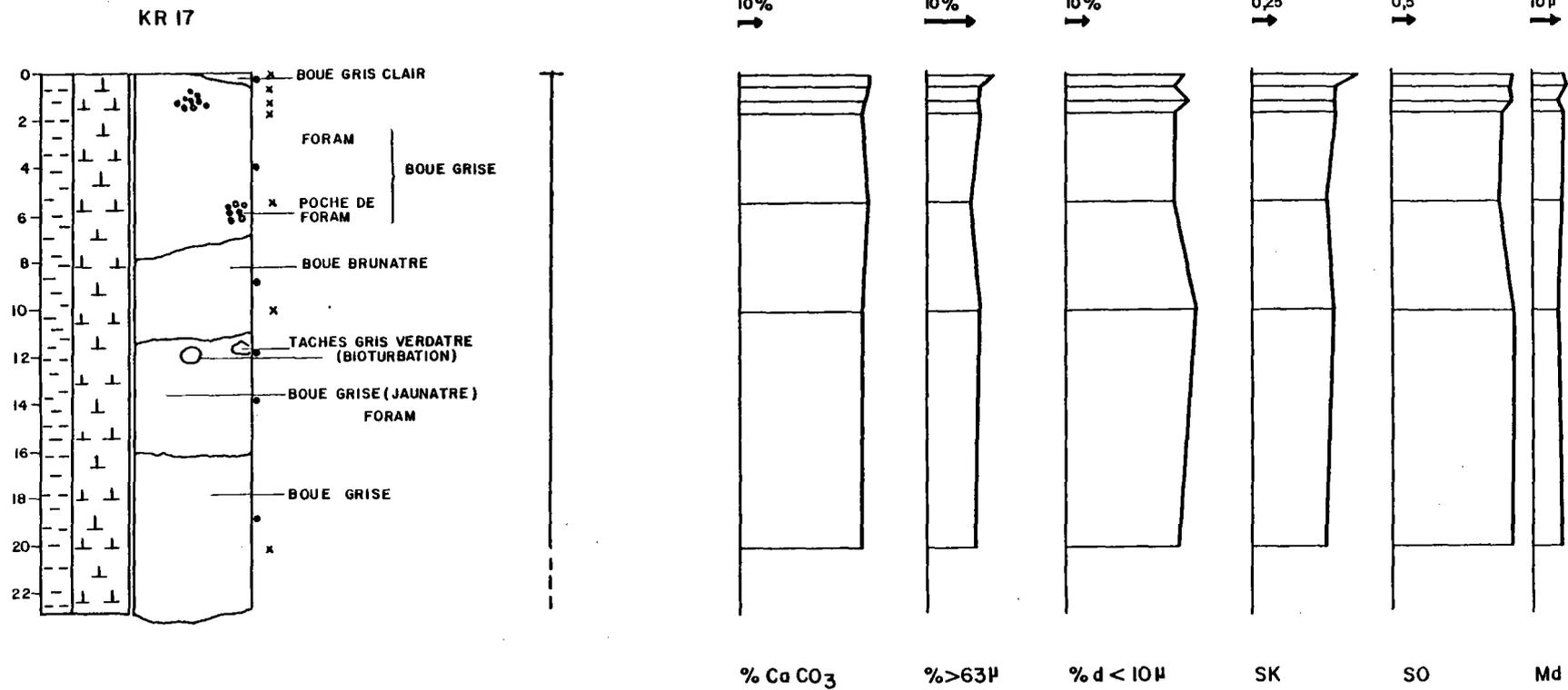


FIG. 114 - Lithologie de la carotte KR 17

La barre noire verticale représente l'épaisseur des sédiments d'âge "Récent" ou Holocène supérieur (C. Pujol, communication personnelle).

FIG. 115 -

Diagramme textural des carottes de la zone 1
 (x : $Md < 15 \mu$; \otimes : $15 < Md < 29 \mu$;
 ● : $20 < Md < 29 \mu$; Δ : $30 \mu < Md$)

ZONE 1

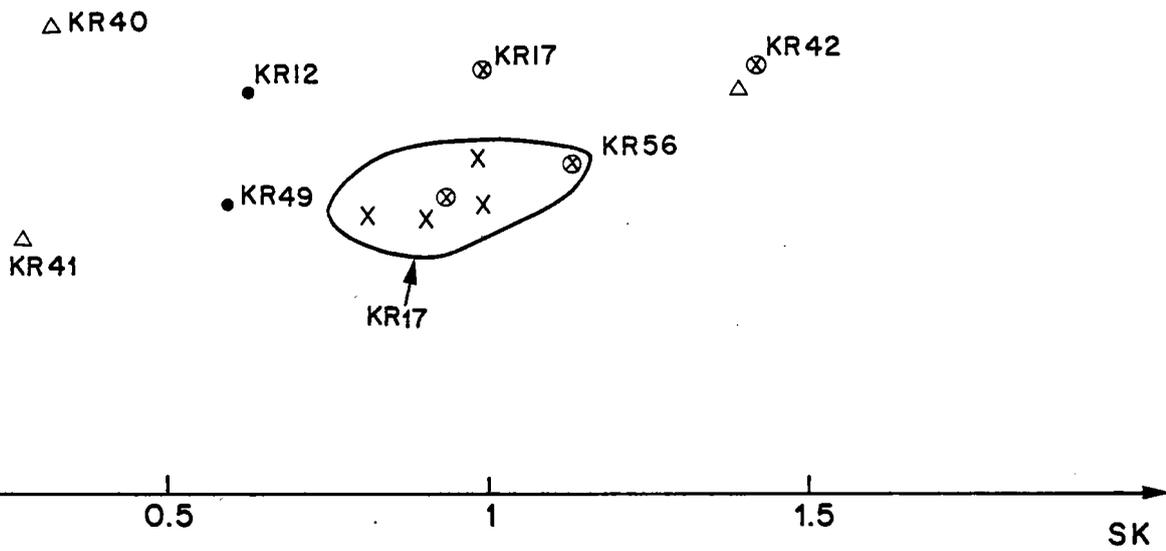
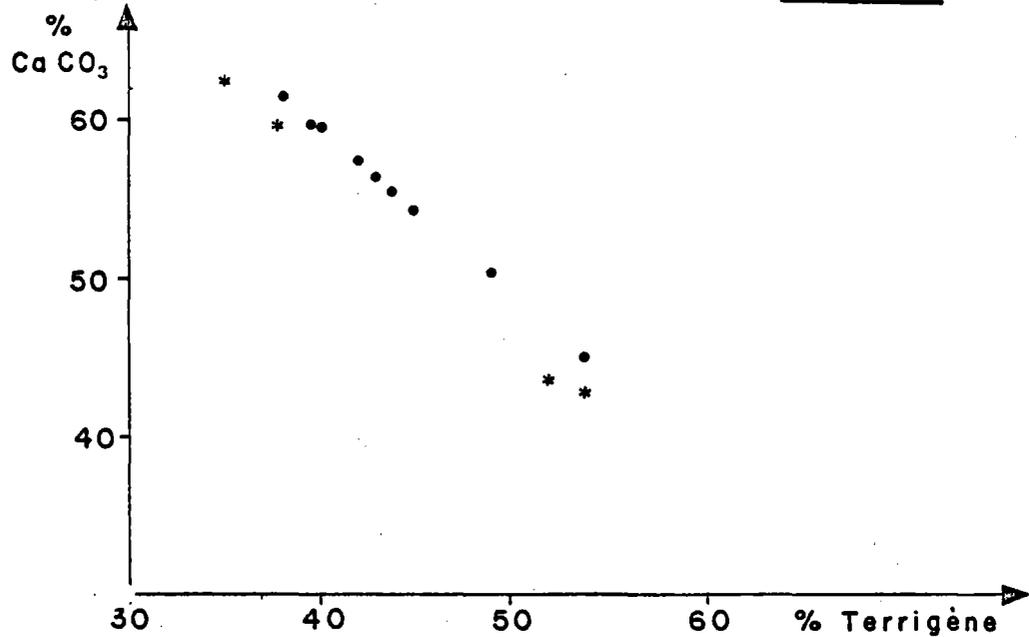


FIG. 116 -

Diagramme lithologique des carottes de la zone 2.
Les étoiles figurent les sédiments de la carotte KR 11

ZONE 2

TABL. 30 - Lithologie des sédiments de la zone 2.

ECHANTILLONS PARAMETRES	ZONE 2									K R 11			
	3	11	18	33	34	35	57	58	59	5-5,5	10-10,5	20-20,5	25-25,5
PROFONDEUR	3039	2726	2756	2963	2835	4140	3025	2765	2853				
LATITUDE	47°34,6	47°31,2	47°31,9	47°30,4		47°26	47°28,3	47°20,3	47°29,6				
LONGITUDE	9°04	9°04,2	9°06,4	9°06,9		9°08,7	9°04,4	9°02,9	9°03,9				
% SABLE	91	49	47	50	68	8	35	72	32	41	20	7	9
MEDIANE		60	57	64	90	40	50			40	23	19	18
So		5,11	3,38	1,79	1,64	2,45	1,28			3,27	2,81	2,24	2,42
SK		0,56	0,51	0,62	0,90	0,98	0,69			1,31	0,60	0,67	0,69
MEDIANE SILT	23	19	29	45	55	50	42	24		23	26	25	25
CaCO3	45	58	62	60	56	51	60	55	57	63	60	43	44
QUARTZ	21	6	22	13	13	10	11	13	11				
MICA			1		3	1					tr		
MINERAUX LOUROS	1		tr	tr	tr		tr	tr		tr	1	tr	
VERRE VOLCANIQUE													
PYRITE	tr				tr						tr	1	1
GLAUCONIE	1		tr				tr	tr		2	2	2	3
FORAMINIFERE pl.	44	30	30	20	15	3	30	47		20	10	10	8
FORAMINIFERE be.			tr								tr	tr	tr
NANNOFOSSILE	1	23	27	36	36	48	28	5		41	25	23	26
CARBONATE ind.		5	5	4	5		2	3		2	25	10	10
DIATOMÉES		tr	tr	tr	tr		tr	tr		tr	tr		
SPIGULES		tr	tr			tr	tr			tr	tr	tr	tr
RADIOLAIRES	tr			tr	tr			tr					
SILICOFLAGELLES		tr	tr		tr								
CARBONE ORGANIQUE	0,174	0,57	0,49	0,33		0,57	0,39	0,24	0,46				
AZOTE ORGANIQUE	0,022	0,048	0,054	0,038	0,038	0,077	0,041	0,029	0,051				
C/N	7,9	11,8	9,07	8,68	7,89	7,4	9,5	8,3	9				
TOTAL TERRIGENE	54	42	38	40	44	49	40	45	43	35	38	54	52

2 - Zone 2 (fig. 109)

Cette zone occupe sensiblement la partie médiane de la Ride Aegis entre 3000 et 3200 m. Elle est baignée par l'Eau de Ford Nord-Atlantique (2,5 à 3,4°C et 34,9 à 34,97 ‰). Les photographies sous-marines de la trofka TR 03 réalisées entre 2700 et 2800 m de profondeur montrent des rides de courants dont la longueur d'onde est de l'ordre de 20 à 30 cm et l'amplitude 5 cm environ. Un bourrelet à la crête de ces rides indique qu'au moment des prises de vues le courant portait vers le Sud-Ouest. A noter également la présence à l'affleurement de blocs et cailloutis erratiques dont la présence témoigne de phénomènes d'érosion ou de non dépôt depuis la fin du Würm.

La nature lithologique du substrat est extrêmement variée (tableau 29, figure 116). Il s'agit le plus souvent de boue marneuse à foraminifères et nannofossiles, mais la texture ainsi que les pourcentages en minéraux détritiques, Foraminifères, nannofossiles et éléments siliceux est très variable. Les teneurs en carbonates restent néanmoins élevées : 45 à 62 %. Il s'agit de Foraminifères : 15 à 40 % et de nannofossiles : 1 à 50 %. Les débris siliceux sont notables : Diatomées, spicules siliceux, Radiolaires, Silicoflagellés, mais leur total cumulé ne paraît pas atteindre 1 %, sauf par plus de 4000 m de profondeur au Sud-Est de la ride (KR 35). Les teneurs en carbone organique sont variables : 0,174 à 0,49 % pour une moyenne de 0,38 % (la plus faible de l'ensemble des zones). Le rapport C/N est compris entre 7,4 et 11,8. La moyenne est de 9,6.

La fraction grossière varie de 35 à 91 % et la teneur en composants détritiques de cette fraction varie de 3 à 50 %. Les assemblages de Foraminifères examinés sont identiques le plus souvent à ceux caractéristiques des masses d'eau superficielles du Golfe de Gascogne à l'exclusion de l'échantillon KR 03 où quelques éléments de *Globigerina pachyderma* senestre sont observables. L'abondance des débris quartzeux dans cet échantillon indique peut-être l'affleurement d'un niveau pléistocène. On a observé localement (KR 11) la présence de verre volcanique bulleux de couleur noire. Les Foraminifères benthiques observés apparaissent pour la plupart déplacés depuis les zones mésobathyales (*Planulina wuellerstorfi*, *Hyperamina* div. sp., *Trochammina* div. sp., *Reophax* div. sp.), épibathyales (*Sigmoilina schlumbergeri*, *Bolivina* div. sp.) et cirralittorales (*Cibicides lobalutus*, *Cibicides refulgens*).

L'ensemble des points figuratifs des prélèvements sur le diagramme lithologique (fig. 117) est plus dispersé que l'ensemble des points de la zone 1, mais occupe sensiblement la même position.

La carotte KR 11 (fig. 117) est constituée de boue marneuse à foraminifères et nannofossiles de couleur brunâtre. La teneur en CaCO₃ et en fraction grossière (Foraminifères) diminue notablement à partir de 20 cm. Il en résulte que le sommet de la carotte est identique à l'ensemble des prélèvements de l'interface eau-sédiment, tandis que sa base occupe la même position que le prélèvement KR 03 qui pourrait, d'après la remarque ci-dessus, représenter un affleurement pleistocène.

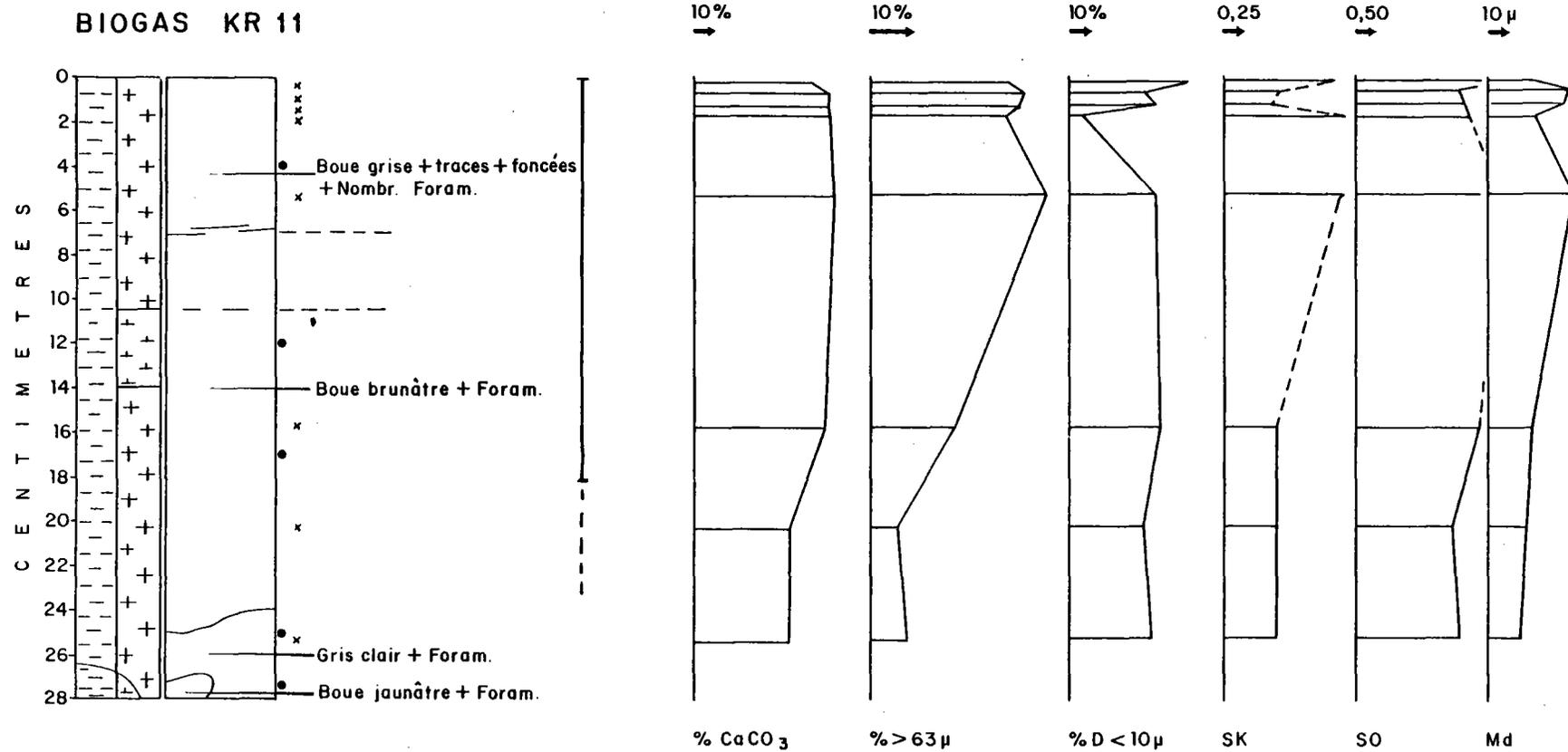


FIG. 117 - Lithologie de la carotte KR 11

FIG. 118 -

Diagramme textural des carottes de la zone 2

- × : $Md < 15$
- ⊗ : $15 < Md < 29 \mu$
- : $20 < Md < 29 \mu$
- △ : $30 < Md$

ZONE 2

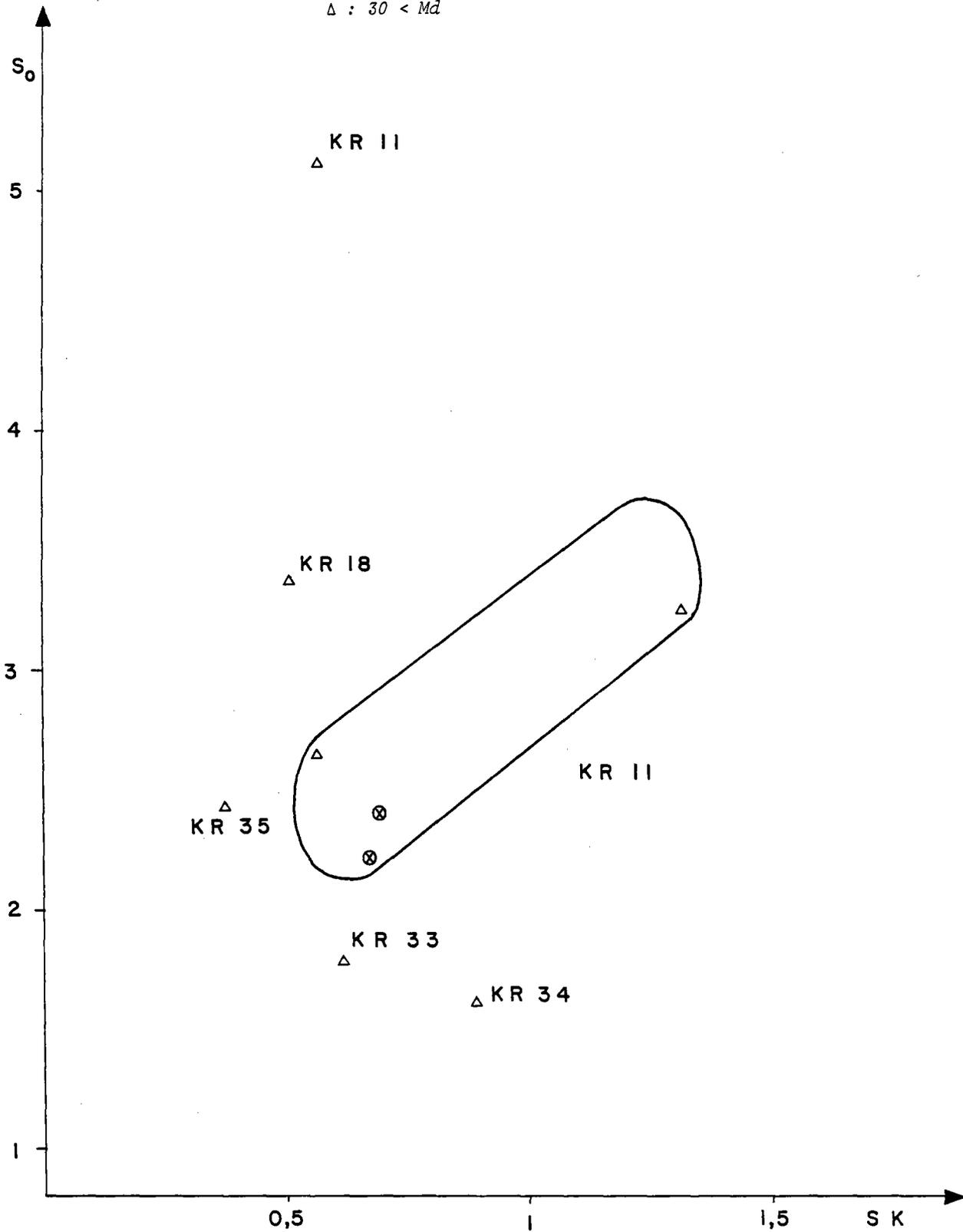
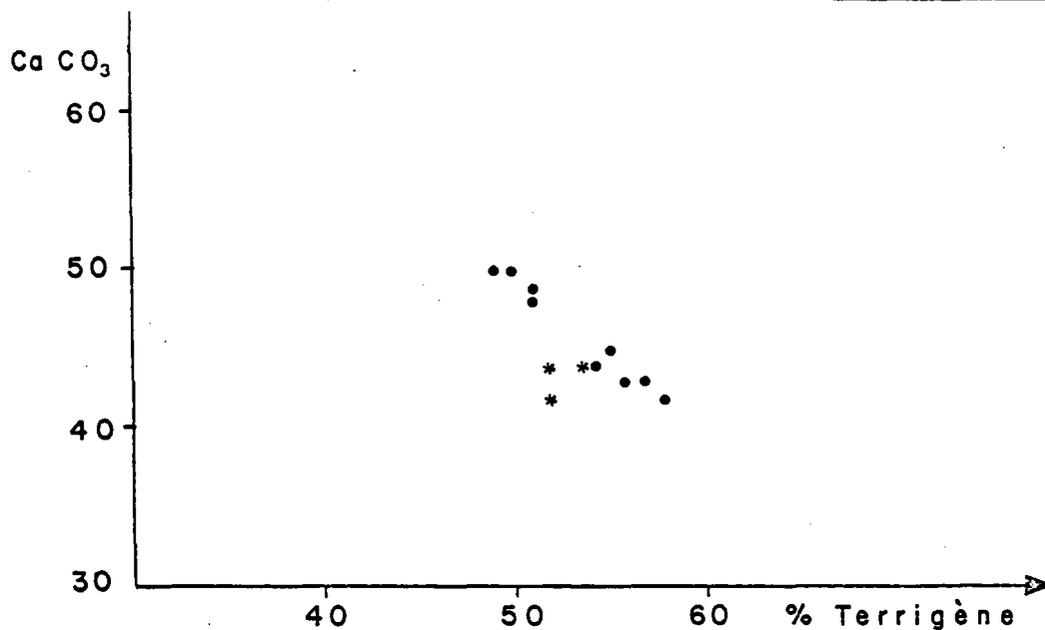


FIG. 119 -

Diagramme lithologique des sédiments de la zone 3.
Les étoiles figurent les sédiments de la carotte KR 20

ZONE 3



TABL. 31 - Lithologie des sédiments de la zone 3.

ECHANTILLONS PARAMETRES	ZONE 3											KR 20		
	4	5	20	21	31	32	48	49	60	61	62	0-0,5	5-5,5	20-20,5
PROFONDEUR	4180	4225	4256	4250	4097	4130	4300	4220	4220	4225	4180			
LATITUDE	47°30,5	47°29,3	47°32,4	47°31,5	47°37	43°33,6	47°36,2	47°38	47°32,3	47°32,8	47°36			
LONGITUDE	9°43	9°44,3	9°36	9°34,6	9°41,6	9°40,6	9°35,8	9°34,5	9°37,2	9°35,6	9°35,4			
% SABLE	23	12	22	22	30	20		29		16	14	18	22	8
MEDIANE	16	19	13	14	45	16		19		10	16	24	19	19
So	3,11	2,71	3,26	3,36	2,99	3,26		3,45		3	2,72	2,57	2,90	2,34
Sx	1,27	0,78	1,54	1,27	0,26	1,00		1,42		1,48	0,84	0,66	0,76	0,68
MEDIANE SILT	21	29	20	22	39	24		21		21	24	28		25
CaCO3	50	50	44	43	42	45		48		49	43	44	44	42
QUARTZ	15	9	14	20	22	18		18		12	15			
MICA	1									1	2			1
MINERAUX LOURDS	1			1						tr	1	1	tr	tr
VERRE VOLCANIQUE														
PYRITE														
GLAUCONITE	1	tr	tr					1			1	1	3	5
FORAMINIFERE pl.	6	5	25	10	10	15		10		12	6	15	10	3
FORAMINIFERE ba.		tr	tr							tr				
MANGROSSILE	39	40	27	31	30	28		33		34	33	15	17	34
CARBONATE ind.	5	5	2	2	2	2		5		3	4	tr	tr	tr
DIATOMÉES	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr		tr	tr	tr	tr	tr
SPICULES	tr	tr	tr	tr	tr	tr						tr	tr	tr
RADIOLAIRES	tr			tr				tr		tr	tr			
SILICOFLAGELLES	tr			tr		tr				tr	tr			
CARBONE ORGANIQUE	0,418	0,45	0,5	0,44	0,46	0,41		0,44		0,44	0,45			
AZOTE ORGANIQUE	0,046	0,048	0,057	0,05	0,039	0,046		0,046		0,041	0,044			
C/N	9,13	9,37	8,77	8,8	11,79	8,9		9,56		10,7	10,2			
TOTAL TERRIGENE	49	50	54	57	58	55		51		51	56	54	52	52

Le taux de sédimentation évalué à partir des assemblages de Foraminifères (MAUVIEL, 1982) est compris entre 0 et 20 mm/1000 ans.

Les faciès granulométriques (fig. 118) indiquent la prédominance des actions de vannage dont résulte un coefficient de classement bon à très bon pour les échantillons KR 57, KR 34 et KR 33. La majorité des échantillons de la carotte KR 11 témoigne également de processus de vannage, bien que leur classement soit moins bon que l'ensemble des échantillons de surface, quelques points cependant (niveaux 1 et 4) indiquent la prédominance des processus de décantation.

3 - Zone 3

La zone 3 est située à l'extrémité occidentale de la Ride Aegis au débouché du Canyon Shamrock entre 4000 et 4300 m de profondeur. La topographie de la zone (fig. 109) est complexe. Elle pourrait comporter des dépressions fermées qui pourraient résulter de la divagation de chenaux parcourus par les courants de turbidité.

Le traict de trofka TR 04 (fig. 109) est situé au Sud-Ouest de la zone à la terminaison ouest de la Ride Aegis. Les traces organiques sont nombreuses (piste d'Holothuries, terriers concentriques, Brisingsidés ?), les traces de courant sont peu nettes. Les linéations, quand elles sont présentes sont orientées Ouest-Est, c'est-à-dire dans une direction approximativement parallèle aux contours bathymétriques.

La nature lithologique des sédiments (tabl. 31 ; fig. 119) est relativement variée. Il s'agit le plus souvent de boue marneuse à nannofossiles et foraminifères. Les organismes siliceux, en particulier les Diatomées, sont relativement abondants mais ne paraissent pas susceptibles d'atteindre 1 %. Les teneurs en carbonate de calcium restent relativement élevées (43 à 50 %) pour une moyenne de 46 %. Il s'agit essentiellement de Foraminifères qui constituent 6 à 25 % du sédiment et de nannofossiles (30 à 40 % du sédiment total). La fraction terrigène est constituée de quartz (10 à 20 %), de micas, de minéraux lourds (amphibole) et d'argile (20 à 40 %, d'après l'examen des frotis). Les teneurs en carbone organique sont relativement élevées (0,42 à 0,50 % - moyenne 0,45 %). Les rapports C/N sont compris entre 8,8 et 11,89 pour une moyenne de 9,69.

La fraction grossière (> 63 μ) est comprise entre 14 et 23 % (moyenne 18 %). Elle comprend une proportion importante d'éléments terrigènes : quartz anguleux, émoussés luisants ou ronds mats, assez souvent recouverts d'une patine limonitique. La glauconie y est présente mais en faible quantité. Les Foraminifères benthiques sont parfois très rares, les formes agglutinantes, quoique présentes, sont généralement moins bien représentées que dans les stations 1 et 2. Les espèces les plus communément représentées : *Reophax div. sp.*, *Trochamina div. sp.*, *Flamulina wuellerstorfi* sont déplacées depuis les zones mesobathyales ou épibathyales (*Bolivina div. sp.*). La fraction organogène des sables comprend aussi une proportion importante de Foraminifères planctoniques. Les assemblages observés sont conformes à la microfaune actuelle. Les traces de dissolution sont absentes. Il convient donc de souligner le caractère mixte très accusé de ces sédiments où les influences terrigènes et pélagiques s'équilibrent. Malgré la profondeur importante, il semble que l'on soit

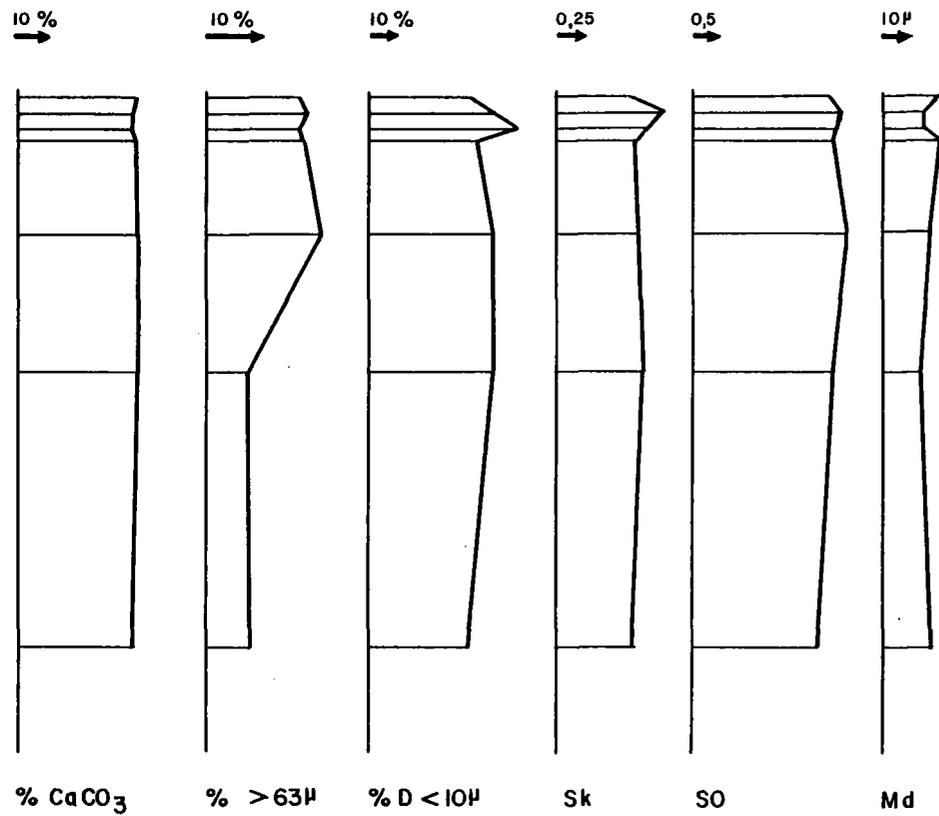
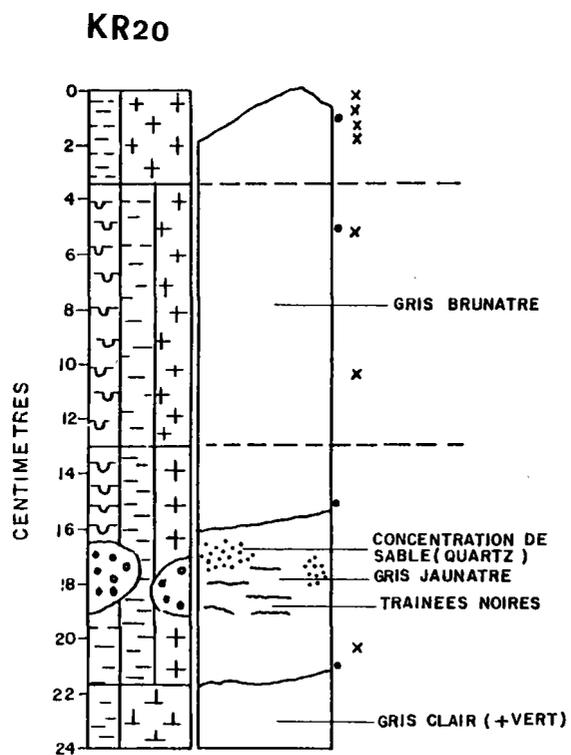


FIG. 120 - *Lithologie de la carotte KR 20.*

FIG. 121 - 222

Diagramme textural des sédiments de la zone 3

- x : $Md < 15$
- ⊗ : $15 < Md < 29 \mu$
- : $20 < Md < 29 \mu$
- Δ : $30 < Md$

ZONE 3

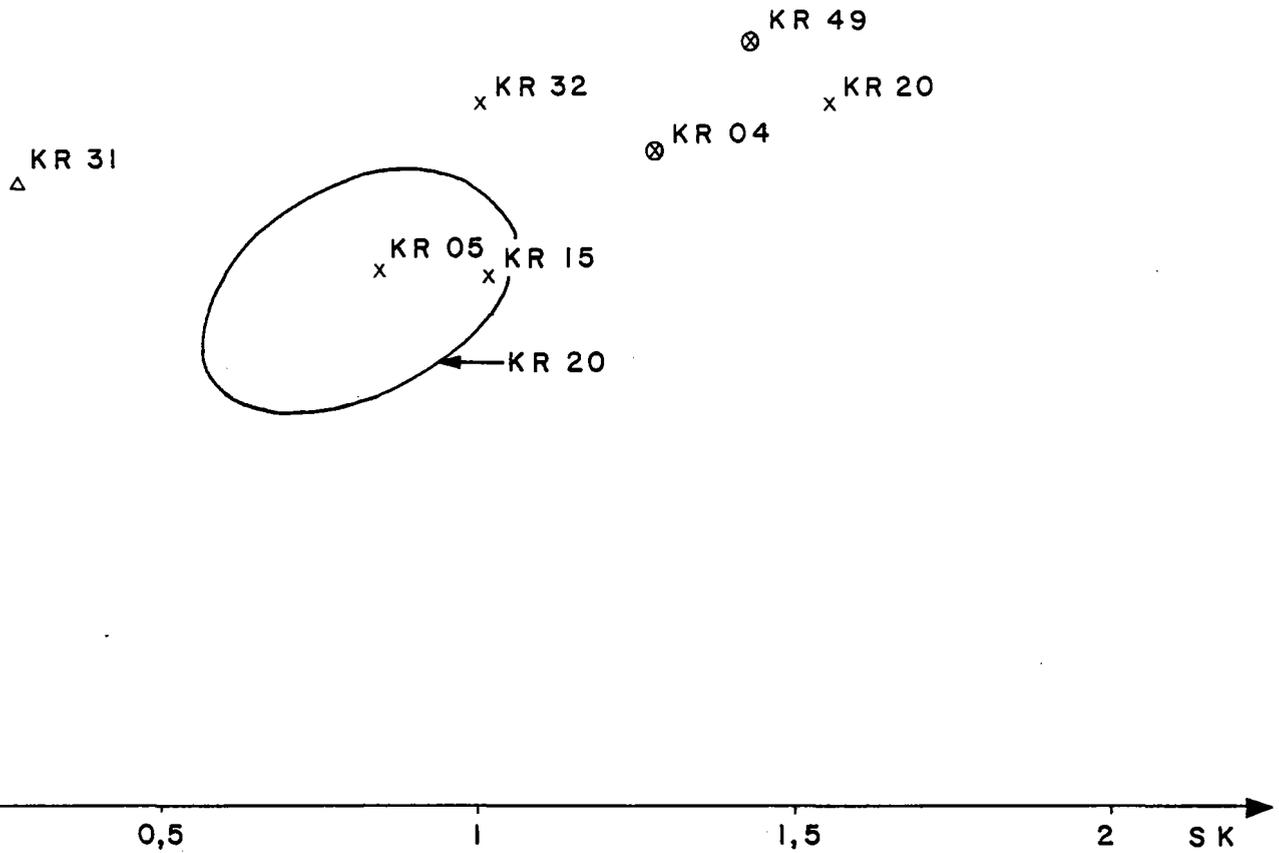
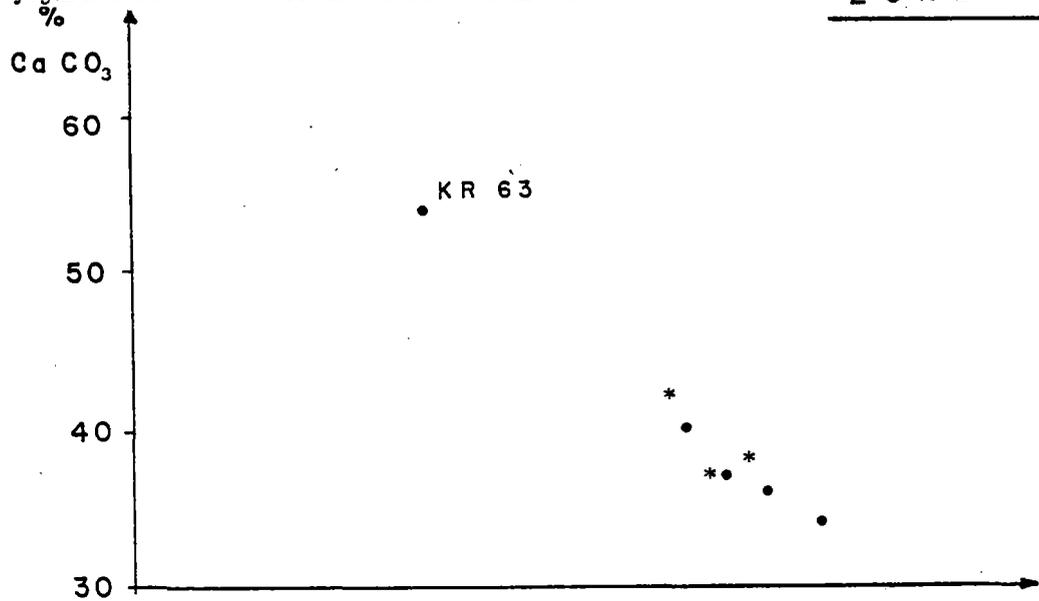
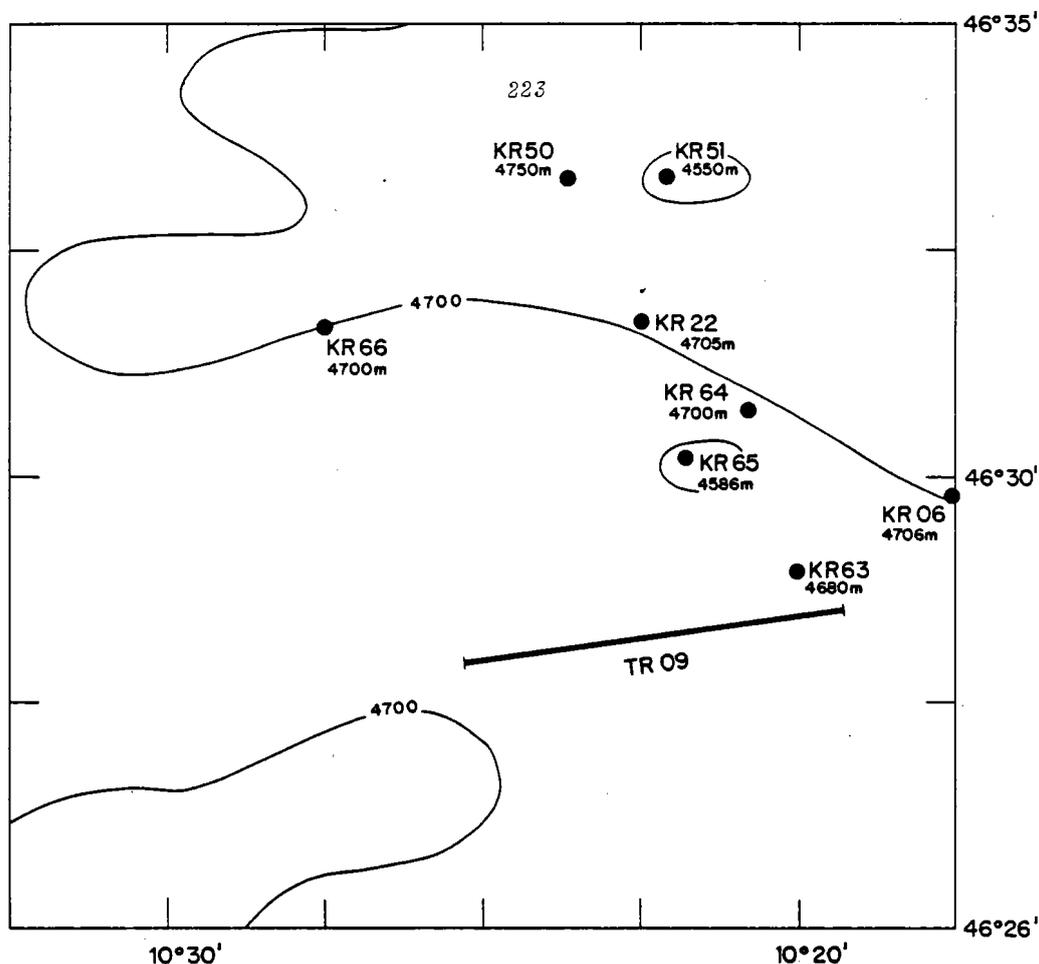


FIG. 123 - Diagramme lithologique des sédiments de la zone 4.
Les étoiles figurent les sédiments de la carotte KR 51

ZONE 4





ZONE 4

FIG. 122 - Esquisse bathymétrique de la zone 4, localisation des carottes Reineck et du trait de troïka TR 09

ECHANTILLONS PARAMETRES	ZONE 4					K R 51			
	22	51	63	64	66	1-1,5	1,5-2	10-10,5	20-20,5
PROFONDEUR	4705	4550	4630	4700	4700				
LATITUDE	46°31,8	46°33,5	46°28,7	46°30,8	46°31,7				
LONGITUDE	10°22,5	10°22	10°19,9	10°20,8	10°27,4				
% SABLE	28	8	19	63	-	3	1	48	82
MEDIANE	35	16	14		10	14	11	58	
So	2,68	2,93	2,99		2,39	2,35	2,31	1,35	
SK	0,48	0,78	1,05		1,00	0,73	0,81	0,79	
MEDIANE SILT	34	31	23		23	21	22	42	27
CaCO3	37	36	54	34	40	37	38	42	22
QUARTZ	23	17	12	29	9				
MICA	1								
MINERAUX LOURDS	1						tr	tr	
VERRE VOLCANIQUE									
PYRITE	1	1	1		1	1			
GLAUCONIE	1		tr						3
FORAMINIFERE pl.	2		10		3	2	5	5	10
FORAMINIFERE be.	tr						tr	tr	1
MANNOFOSFITE	28	30	37		27	35	8	5	9
CARBONATE ind.	7	6	7		10		25	32	2
DIATOMES		tr	tr		tr	tr	tr		
SPICULES			tr		tr	tr	tr		
RADIOLAIRES									
SILICOFLAGELLES	tr								
CARBONE ORGANIQUE	0,29	1,71	0,31	0,21	0,48				
AZOTE ORGANIQUE	0,023	0,14	0,028	0,02	0,058				
C/N	11,3	12,2	11	10,5	8,3				
TOTAL TERRIGENE	61	63	45	66	59	60	62	58	75

TABL. 32 - Lithologie des sédiments de la zone 4.

encore au-dessus de la lysocline des Foraminifères qui pourrait se trouver aux environs de 4200 m, si l'on en juge par leur raréfaction dans les échantillons KR 04 et KR 05.

La succession lithologique de la carotte KR 20 (fig. 120) se présente de la façon suivante :

- en surface, de 0 à 4 cm : boue marneuse à foraminifères et nannofossiles,
- de 4 à 12 cm : boue marneuse à nannofossiles et foraminifères,
- de 12 à 16 cm : boue marneuse à nannofossiles,
- de 16 à 22 cm : boue marneuse à nannofossiles de couleur jaunâtre. Vers 18 cm, on observe deux poches d'un sable quartzeux et glauconieux,
- de 22 cm à la base : il s'agit d'une boue marneuse à nannofossile de couleur gris clair.

Les points représentatifs de la lithologie de trois échantillons de cette carotte (fig. 120) sont voisins des échantillons de l'interface.

Les propriétés texturales des sédiments de surface (fig. 121) indiquent la prédominance des processus de décantation. L'influence de processus de vannage est néanmoins présente dans les échantillons KR 05, KR 31, KR 32 et KR 62 ; dans les trois derniers cas, il semblerait que ces processus de vannage soient en liaison avec une situation topographique surélevée (levées sédimentaires). L'ensemble des échantillons de la carotte KR 20 indique la prédominance des processus de vannage. La situation de ce carottage dans l'axe du thalweg est évidemment propice à de telles actions qui paraissent donc se produire de façon intermittente.

4 - Zone 4

Cette zone est située dans le bassin par des fonds compris entre 4550 et 4800 m (fig. 2). La dénivelée entre les stations 22 et 51 atteint environ 150 m pour une distance d'environ 3,5 km, soit environ 60 m/km. Nous ne sommes donc pas à strictement parler dans la "plaine abyssale" (fig. 2) puisque dans cette dernière, selon HEEZEN *et al.* (1959) les irrégularités du relief ne dépassent pas 1 m/km.

La nature lithologique des sédiments superficiels est variée (fig. 123). Il s'agit de boue marneuse à nannofossiles dont la teneur en carbonate de calcium est comprise entre 36 et 40 %. Un échantillon prélevé à 4787 m présente néanmoins un pourcentage de 54 % en CO_3Ca et comprend une quantité relativement importante de débris de foraminifères dont les autres échantillons sont dépourvus. Les teneurs en carbone organique sont très dispersées : 0,21 à 1,71 %. Les rapports C/N sont compris entre 8,3 et 12,2 (généralement supérieurs à 10). Le sédiment prélevé en KR 22 est caractérisé par une fraction grossière abondante (25 %) essentiellement composée de quartz (dont des grains émoussés luisants). On note également la présence de *Cibicides lobatulus* et *Cibicides refulgens* dans l'association des foraminifères benthiques. Il apparaît donc clairement que cette zone de bassin est alimentée en sédiment provenant des zones bathyales et littorales. L'absence

KR 51

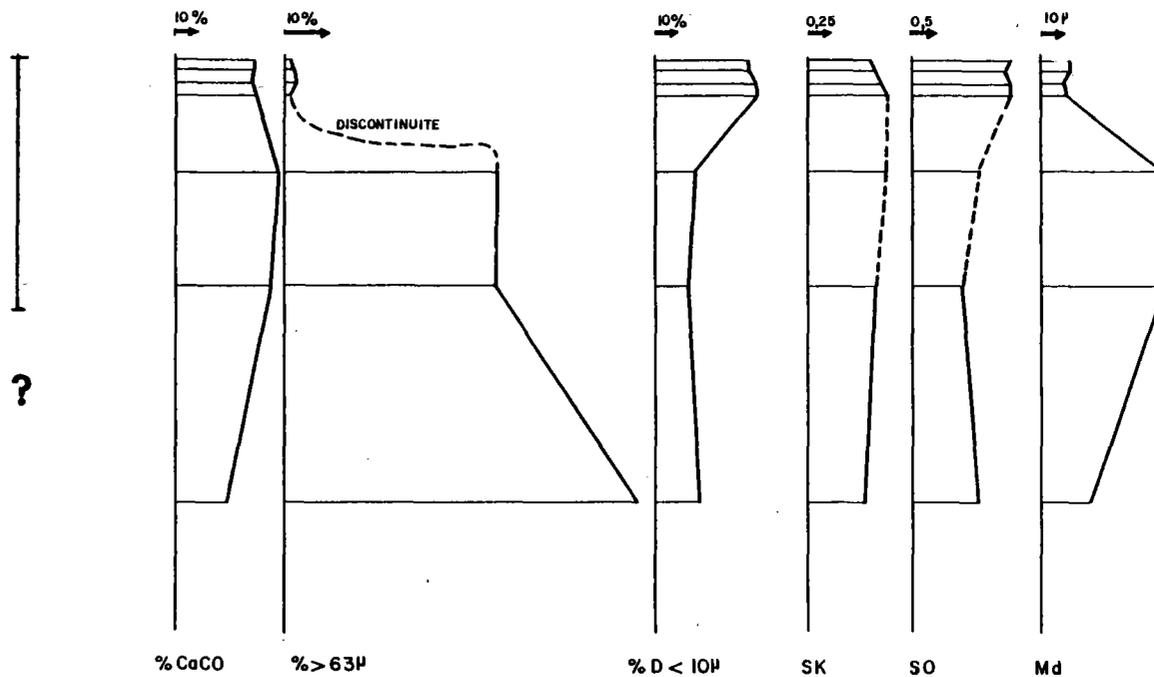
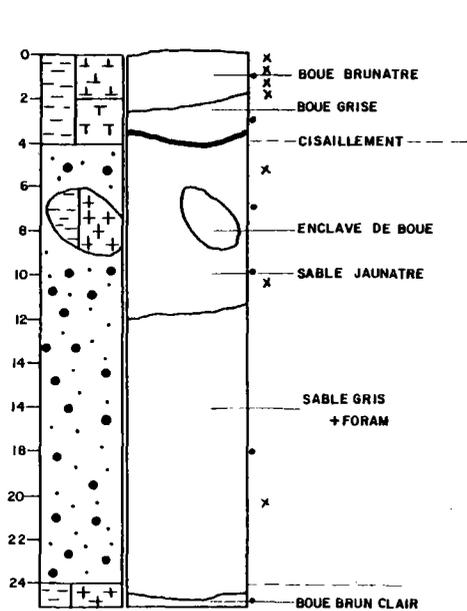


FIG. 124 - Lithologie de la carotte KR 51

FIG. 125 -

Diagramme textural des sédiments de la zone 4

- x : $Md < 15$
- ⊙ : $15 < Md < 29 \mu$
- : $20 < Md < 29 \mu$
- △ : $30 < Md$

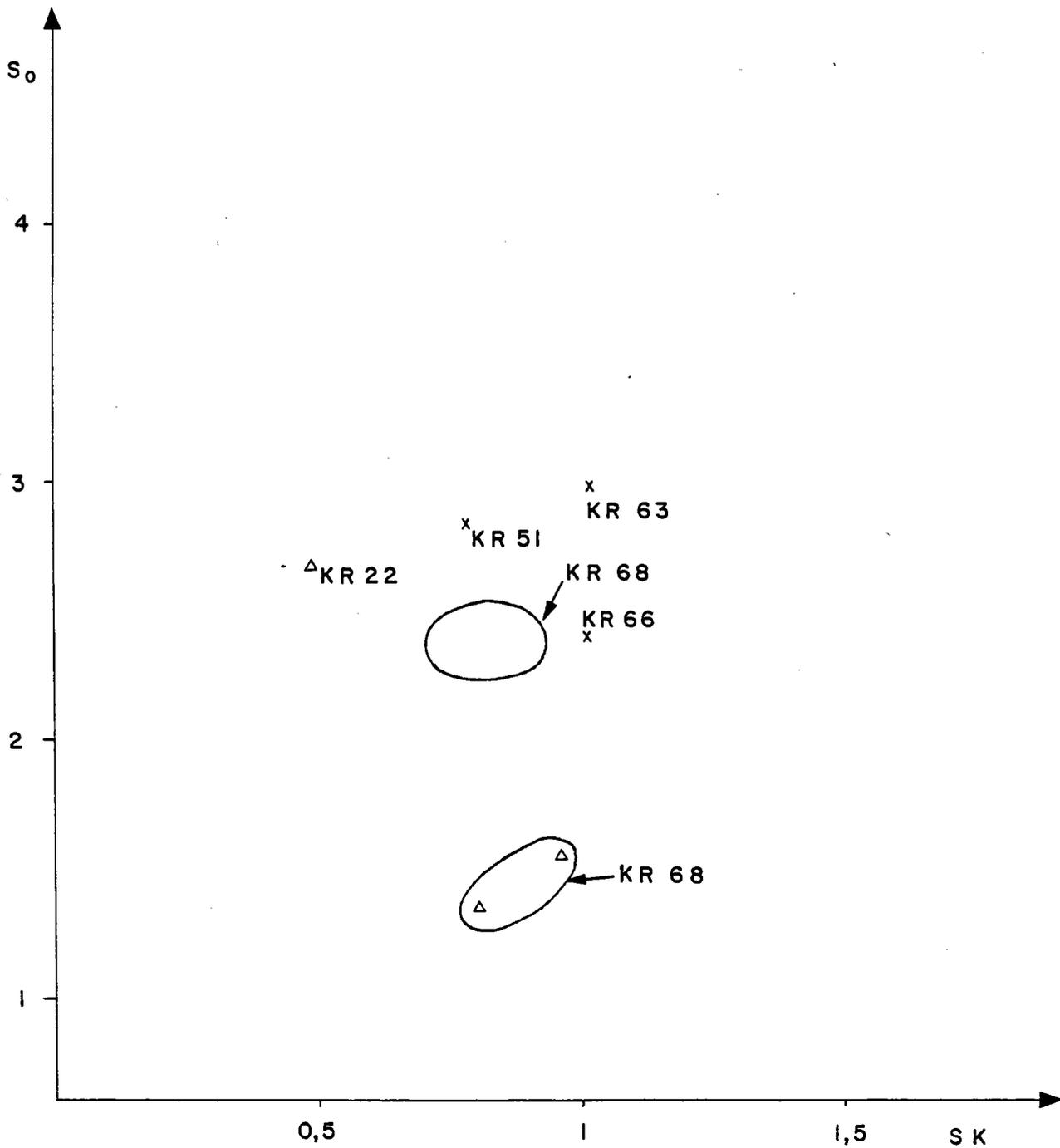
ZONE 4

FIG. 126 - Carottes Killenberg étudiées par Grousset.

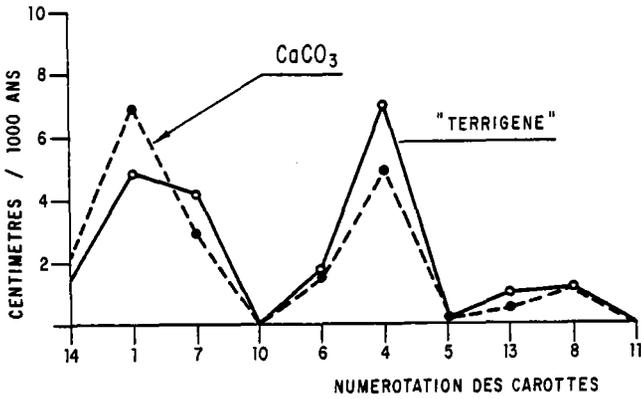
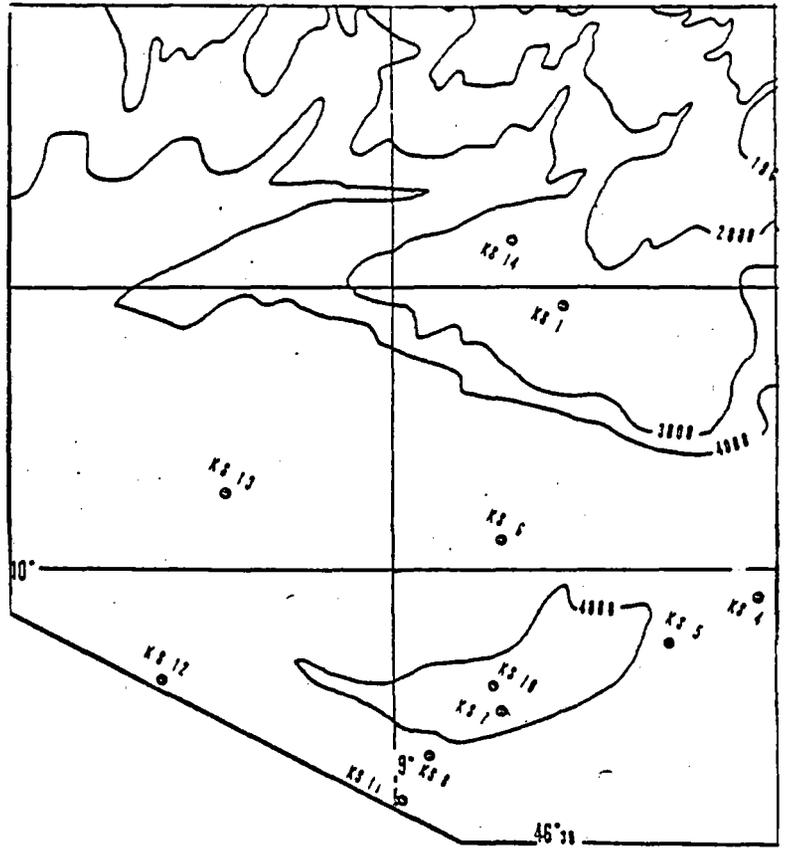
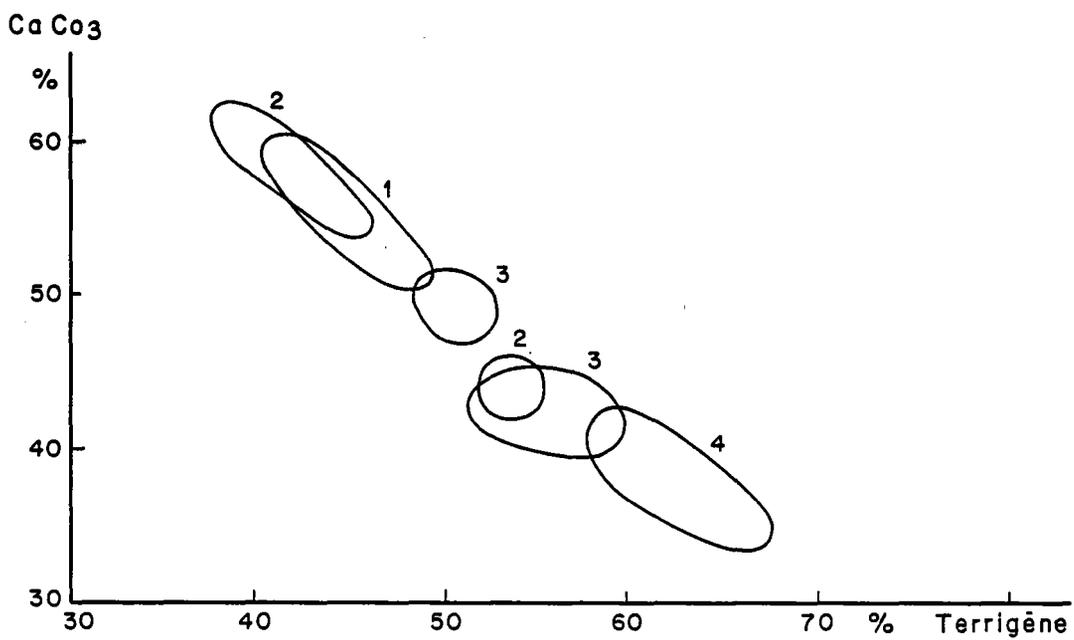


FIG. 127 - Taux de sédimentation Holocène supérieur des carottes étudiées par Grousset.

FIG. 128 - Diagramme lithologique des zones 1 à 4.



de traces de dissolution sur les Foraminifères planctoniques pourrait être liée à une saturation locale du milieu en CO_3Ca et à des apports massifs selon un processus observé dès 1891 par MURRAY et RENARD. Il est par ailleurs également intéressant de souligner le faible pourcentage des débris organiques siliceux.

La carotte KR 51 (fig. 124) est constituée de trois types de sédiments. De 0 à 4 cm, il s'agit d'une boue marneuse à foraminifères et nannofossiles de couleur jaunâtre à grise, dont la teneur en CaCO_3 est comprise entre 36 et 40 %, de 4 à 12 cm, il s'agit d'un sable marneux et glauconieux à foraminifères dont la teneur en sable est comprise entre 50 et 80 %. Vers 8 cm, on observe une enclave de boue marneuse et glauconieuse à foraminifères et nannofossiles. De 12 à 24 cm, on trouve un sable calcaire à foraminifères. Dans le diagramme lithologique (fig. 123) les niveaux de surface de la carotte sont voisins du groupe des sédiments de l'interface, tandis que le niveau inférieur se situe nettement vers le pôle terrigène. Enfin, un niveau de boue, épais de 5 mm environ, de même lithologie que le galet (?) présent à 8 cm, se trouve à la base de la carotte. Le diagramme lithologique met bien en évidence l'hétérogénéité des sédiments de cette zone.

Les indices texturaux (fig. 125) indiquent dans deux cas (KR 22 et KR 51) l'intervention de processus de vannage confirmés par les valeurs élevées de la médiane des silts de ces deux échantillons (34 et 31 μ respectivement). Les échantillons de sub-surface de la carotte KR 51 ont des médianes de silt nettement inférieures (21 et 22 μ) tandis qu'elles atteignent 42 et 27 μ dans le niveau grossier sous-jacent probablement mis en place par un processus gravitaire (écoulements en masse, courants de turbidité ?).

Il apparaît donc que la zone abyssale du Golfe de Gascogne est loin de présenter les caractères d'homogénéité et de calme que l'on attribue généralement aux grandes profondeurs. On notera particulièrement les dénivelées importantes (méandres de chenaux ?), les fortes teneurs en carbonate de calcium et les indices de vannage qui paraissent en relation avec des apports massifs (courants de turbidité) et/ou des actions hydrodynamiques.

IV - DISCUSSION

Nous nous proposons dans cette discussion de tenter d'apporter une réponse aux questions que nous nous posons au départ. Mais tout d'abord il convient de rappeler les résultats des travaux de GROUSSET (1977) et les conclusions de son étude qui portait sur une radiale de carottages Küllenberg entre la pente et la bassin.

GROUSSET conclut à une prépondérance des faciès pélagiques pour l'Holocène supérieur. Les figures 126 et 127, d'après ses résultats, suggèrent que les taux des apports terrigènes et carbonatés sont très variables mais, fait très important, qu'ils sont relativement bien corrélés ; la teneur en carbonate, en effet, est généralement de l'ordre de 50 %, elle ne dépasse cette valeur que sur le Glacis de Meriadzek (zone 1, zone 2, carottes 1 et 14). La corrélation entre les apports de ces deux phases, c'est-à-dire leur augmentation ou leur diminution simultanée suggère que les processus responsables des apports de ces composants sont étroitement liés, s'ils ne sont pas tout simplement communs. Un tel mécanisme commun pourrait être le dépôt à partir de couches néphéloïdes de faibles densités selon le modèle de Mc CAVE (1972).

FIG. 129 - Pourcentage de Foraminifères pélagiques, en fonction des teneurs en carbonate de calcium dans les zones 1 à 4. 229

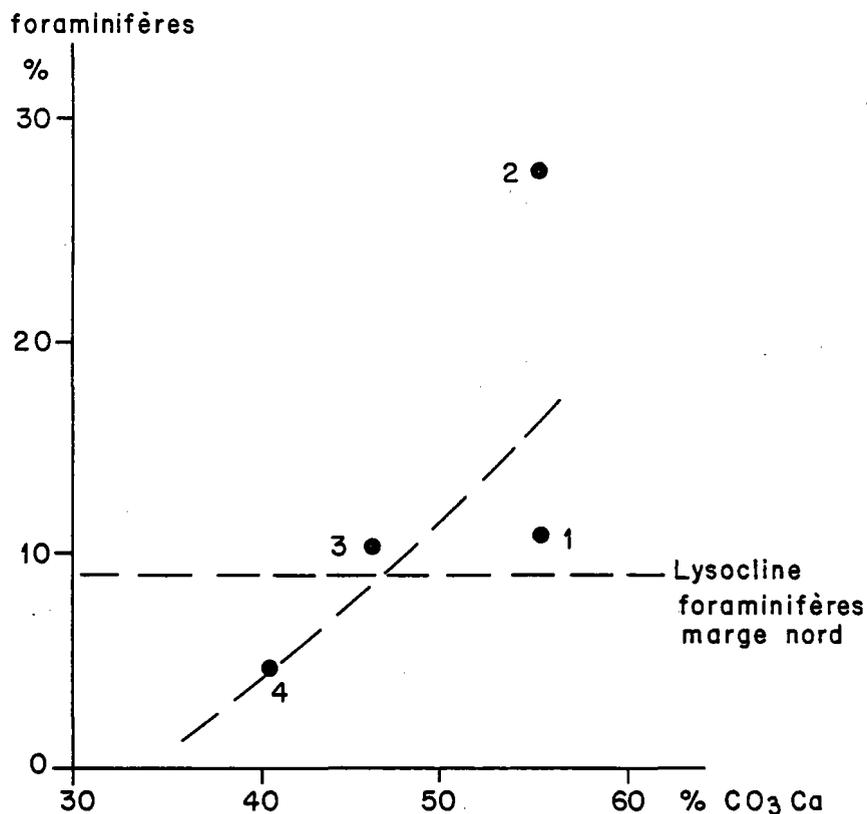
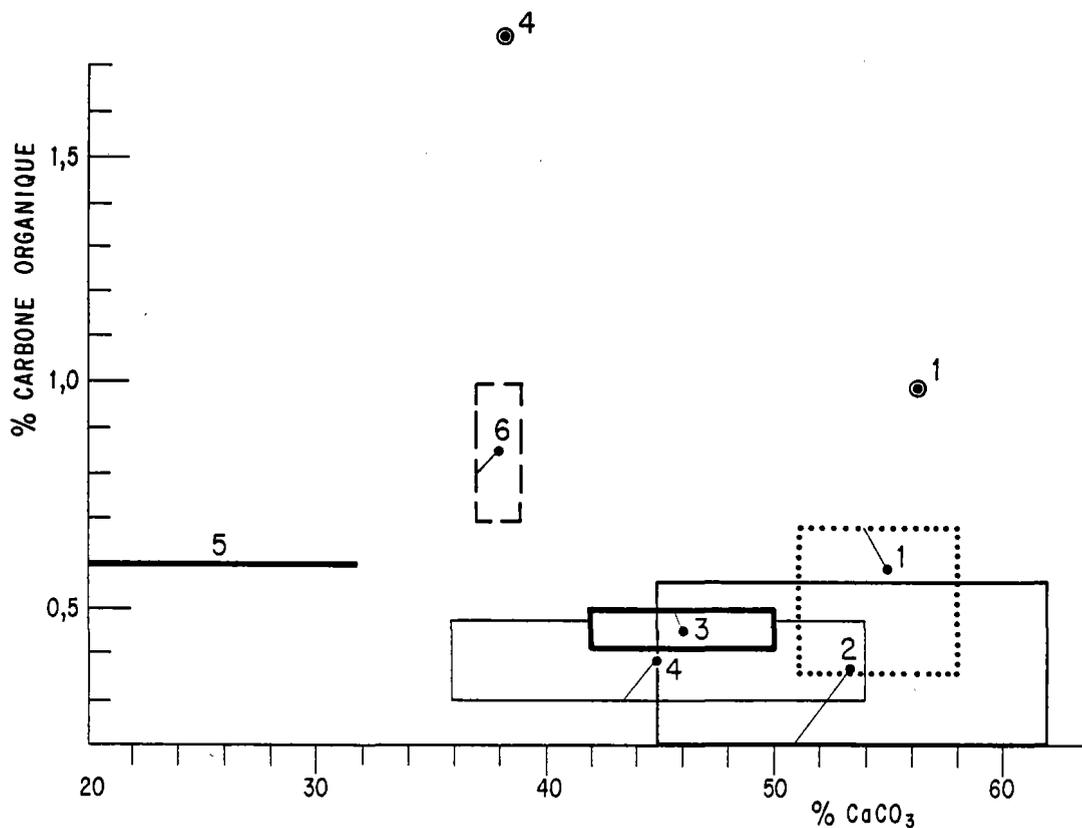


FIG. 130 - Diagramme CaCO₃, carbone organique des zones 1 à 4.

A titre de comparaison nous avons situé la position des zones 5 et 6 au Sud du Golfe de Gascogne (44°25'N - 4°50'O et 44°07' - 4°17'O respectivement).
Les points cerclés 1 et 4 figurent respectivement un échantillon exceptionnel des zones 1 et 4.



Un taux de sédimentation particulièrement élevé est observé dans la carotte KS 14, située précisément sur le parcours des apports qui prévaudraient à partir du Banc de La Chapelle.

On ne peut donc suivre totalement GROUSSET quand il note "les apports continentaux deviennent pratiquement nuls... nous trouvons sur le fond une véritable boue à Globigerines et nannoflore". Certes on ne peut affirmer sans restriction que la fraction terrigène présente dans les sédiments Holocène supérieur résulte d'apports continentaux actuels. En effet, elle peut résulter essentiellement du remaniement des sédiments pléistocènes de la plateforme externe ; mais on ne peut exclure l'éventualité qu'une certaine proportion de ce matériel (qui reste bien entendu à préciser) provient d'apports récents.

GROUSSET a également étudié la nature de la fraction argileuse. Il met en évidence un maximum des teneurs en smectite (35 à 40 %) vers 2000 m de profondeur, elles sont plus faibles (25 à 30 %) à 600 m et à 4000 m. La proportion de chlorite augmente par contre avec la profondeur. GROUSSET discute cette zonation en invoquant tour à tour une origine continentale proche des smectites ou un apport d'origine lointaine en relation avec la circulation océanique, soit du Nord avec l'une des composantes de l'Eau Profonde Nord-Atlantique, soit du Sud avec l'Eau Méditerranéenne. Cet apport d'origine lointaine serait responsable des teneurs de l'ordre de 45 % observées par 2000 m de profondeur. GROUSSET semble privilégier l'hypothèse des apports lointains, compte tenu de l'absence de continuité dans les teneurs en smectite observées depuis la pente continentale supérieure jusqu'au bassin. Par ailleurs, il situe la lysocline des carbonates vers 4600 m.

Après avoir rappelé ces résultats, d'autant plus importants qu'il s'agit des seules données connues sur l'évolution des taux de sédimentation depuis la pente jusqu'au bassin, nous résumerons les résultats de nos propres observations, avant de proposer une vision d'ensemble de la distribution des sédiments Holocène supérieur de la pente au bassin profond.

Tout d'abord concernant les faciès observés on note sur la marge nord (zones 1 à 4) une évolution lithologique en fonction de la bathymétrie (figs 128, 129). Les sédiments des zones 1 et 2 sont semblables pour ce qui est de la teneur moyenne en CaCO_3 et en argile. Ils diffèrent néanmoins de façon nette par leur pourcentage en Foraminifères planctoniques nettement plus élevé dans la zone 2 (le quartz présente la même tendance). Ces différences doivent être attribuées à un effet de vannage lié à une circulation océanique profonde particulièrement active dans ce secteur (AUFFRET *et al.*, 1975 B). La zone 3 est caractérisée par une diminution des teneurs en carbonates de calcium et une augmentation des teneurs en quartz (16 %). Il faut également souligner la relative abondance des organismes siliceux dans les zones 2 et 3 (Diatomées, Radiolaires, Silicoflagellés, spicules). Les sédiments de la zone 4 montrent une décroissance relativement peu importante du CaCO_3 par rapport à la station 3. La teneur en quartz reste élevée (16 %) et la teneur totale en terrigène atteint 65 %. La teneur en Foraminifères planctoniques décroît assez nettement par rapport à la zone 3 (11 à 5 %). Les Foraminifères planctoniques des zones 1, 2, 3 et 4 ne montrent pas de trace de dissolution. Les seules traces de dissolution ont été observées sur des Foraminifères d'un échantillon prélevé au Sud de la zone 2 par 4160 m de profondeur.

Les teneurs élevées en carbonate observées dans la zone 4, nous suggèrent que cette station est située au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates mais sous la lysocline des Foraminifères (ce en accord avec les observations de GROUSSET).

Nous avons tenté de caractériser les quatre zones étudiées à partir de deux paramètres, teneur en carbonate de calcium et teneur en carbone organique (LAUBIER et SIBUET, 1977 ; KHRIPOUNOFF, 1979). Le tableau 33 et la figure 130 illustrent la grande variabilité de ces deux paramètres, et le fait que des sédiments de la zone 4 pourraient avoir les mêmes caractéristiques que ceux de la zone 2 ou même ceux de la zone 1. Les teneurs en carbone organique des sédiments de la zone 2 paraissent "anormalement" basses par rapport à celles des zones 1 et 2, il s'agit là des conséquences de l'hydrodynamisme élevé susceptible d'entraver le dépôt des particules fines comme nous le verrons dans le chapitre VI.

En règle générale, il semble néanmoins que l'on assiste de la zone 1 à la zone 4 à une décroissance des teneurs en carbonate accompagnée d'une décroissance des teneurs en carbone organique.

En tout état de cause, on doit souligner la complexité des phénomènes de production primaire sur l'ensemble de la marge bien mis en évidence par les travaux de TREGUER *et al.*, 1979). Cette complexité pourrait être en relation avec les phénomènes tourbillonnaires et les remontées d'eau froide mise en évidence sur la pente et pour lesquelles HEAPS (1980) a proposé un mécanisme explicatif, à savoir, un effet d'entraînement des eaux profondes vers la rupture de pente du plateau du fait de la friction engendrée par les courantstidaux.

Le degré de variabilité de chacune des stations vis à vis des deux paramètres concernés peut être estimé à partir de l'aire des rectangles tracés à partir des valeurs extrêmes des deux paramètres. Dans l'ordre de variabilité croissante on trouve les zones 2, 4, 1 et 3.

Le rapport carbone-azote (C/N) augmente faiblement de la zone 1 (9,5) à la zone 4 (10,6), ces valeurs sont relativement basses pour le domaine abyssal (KHRIPOUNOFF (1979) signale même une valeur moyenne de 7 pour cinq échantillons de sédiments de la zone 1.

La valeur de ce rapport (DEBYSER, 1961 ; HOLM-HANSEN, 1971) dépend de plusieurs facteurs :

- activité microbienne qui libère plus rapidement les composés azotés sous forme d'ammoniaque ;
- nature de la matière organique : les végétaux terrestres ont des rapports C/N plus élevés (supérieurs à 10).

Les valeurs supérieures observées dans la zone 4 résultent donc, soit d'une réduction de l'activité microbienne, soit d'une proportion plus importante de débris végétaux d'origine terrestre dans la fraction organique.

La répartition des sédiments telle qu'elle nous apparaît suggère donc l'existence de transferts sédimentaires importants entre la plateforme externe, la pente continentale et le domaine abyssal. Ces transferts sédimentaires concernent essentiellement des lutites mises en suspension à la faveur de renforcements épisodiques des actions hydrodynamiques et évacuées vers la pente et les canyons sous la triple influence des courants tidaux, de la circulation résiduelle et de la gravité. Ce processus paraît particulièrement actif entre La Chapelle et le Canyon d'Audierne. Au niveau de la Petite Sole, les faciès vaseux "transgressifs" de la pente continentale supérieure selon l'expression de LE DANOIS suggèrent que le sens des transferts pourrait être inversé, le même phénomène se traduit sur le Plateau Américain externe par la présence de boues à foraminifères.

L'examen des microfaunes de Foraminifères benthiques sur la Marge Armoricaïne a permis à CARALP *et al.* (1970) de reconnaître une zonation bathymétrique des assemblages et d'en déduire

grâce à l'examen des thanatocoenoses d'importants déplacements depuis les zones épibathyales jusqu'au domaine abyssal. Les modalités de ces transports restent à préciser ; on peut supposer qu'ils s'effectuent sous forme de suspension de faible densité et que les canyons jouent un rôle de collecteur puis de distributeur de ces suspensions en bas de marge. L'examen des faunes de foraminifères benthiques réalisé par L. PASTOURET dans les sédiments des zones 1 à 4 a permis également de montrer l'existence de tels transferts, y compris jusqu'à la zone 4 pourtant éloignée de 250 km de la rupture de pente du plateau. On ne peut certes pas exclure que la mobilisation du matériel concerné ait pu débuté lors des bas niveaux du Pleistocène, mais des processus de remaniements récents sont selon toute vraisemblance impliqués (PUJOS-LAMY, 1973).

L'absence d'observations appropriées sur les phénomènes sédimentaires susceptibles de prévaloir dans les canyons, ne nous permet guère que de formuler des hypothèses sur cet aspect important de la dynamique sédimentaire. Ces hypothèses sont néanmoins fondées sur des observations d'ordre morphologique et sédimentologique que nous résumons ici afin de compléter la description des différents domaines de la marge.

La grande majorité des canyons à l'Est du méridien 10° Est est caractérisée par la direction Nord-Est/Sud-Ouest, perpendiculaire à la direction générale de la marge continentale (VANNEY, 1977). En fait, leurs cours présentent des changements de direction qui paraissent au moins dans certains cas nettement contrôlés par les directions structurales comme dans le cas du canyon Shamrock (PASTOURET *et al.*, 1981, 1982).

La morphologie des têtes de canyon rappelle parfois celle des bassins de réception torrentiels (VANNEY, 1977). C'est le cas des branches nord et sud du canyon Shamrock, du Canyon Blackmud et du Canyon d'Audierne dont les têtes aboutissent à des rentrants de la rupture de pente du plateau continental. Cette situation est également particulièrement bien illustrée entre les canyons de Penmarc'h et de Belle Isle (PINOT, 1974).

Cette localisation serait donc contrôlée par des processus sédimentaires propres à l'évolution de la rupture de pente, lors de la transgression ayant suivi le dernier bas niveau marin.

La pente moyenne des canyons serait, d'après VANNEY (1977), de 60 m/km mais elle est accidentée par des ruptures situées vers 1000 m de profondeur au Nord et 2500 m au Sud (PINOT, 1974).

Le Canyon de Penmarc'h (ou Gascogne I) a été étudié par GONTHIER (1972), GONTHIER et KLINGEBIEL (1973), le Canyon de Saint-Nazaire par BARBAROUX *et al.* (1969) et CLOCHIATTI *et al.* (1969), celui des Sables d'Olonne par CARALP *et al.* (1969), CARALP (1971). La texture des sédiments est très diverse : blocs, cailloutis, galets de vase, graviers, sables, lutites. Dans ces sables on retrouve des types rencontrés sur la plateforme externe du plateau continental (sables ocre, sables gris...).

Parmi ces faciès, des conglomérats à matrice sableuse ou vaseuse ne sont pas sans évoquer les faciès des écoulements en masse ("débris flows"). La présence de fonds sableux présentant des rides de courant a été signalée par BERTHOIS et ROMANOVSKY (1968) et GIRESSÉ *et al.* (1969) dans les canyons de Saint-Nazaire et des Sables d'Olonne. Leur présence est liée soit à un transport par charriage, dirigé vers l'"amont", soit aux contre-courants liés à la propagation des courants de turbidité (GONTHIER et KLINGEBIEL, 1973).

SHEPARD et DILL (1966) avaient antérieurement signalé la présence de telles figures par 1500 m dans le Canyon Blackmud.

La troïka TR 01, effectuée lors de la campagne Géomanche 2, dans le Canyon Shamrock (fig. 109) a également montré des rides sédimentaires orientées vers l'amont. La même observation a été effectuée par HAMILTON dans le Canyon Whittard (communication personnelle).

Un autre trait remarquable de la distribution des sédiments superficiels est la zone de haute teneur en carbonate centrée sur le Glacis de Meriadzek. Ces zones de haute teneur pourraient correspondre à un renforcement des actions hydrodynamiques, comme nous le verrons dans le chapitre suivant. Nous n'avons pas d'évidences claires prouvant la mise en place récente de dépôts par des processus gravitaires, soit sous forme de courants de turbidité de haute densité ou de glissements en masse. L'existence de tels processus n'est pourtant pas à exclure si l'on se réfère aux éruptions gazeuses observées sur la pente continentale (PAUTOT, 1976). Les masses glissées dont nous avons signalé la présence au pied de la marge (fig. 110) ont été vraisemblablement mises en place au Pleistocène, comme nous le verrons dans la 2ème partie.

Des hiatus sédimentaires superficiels sont détectés aussi bien dans les canyons (GONTHIER et KLINGEBIEL, 1973 ; CARALP et VIGNEAUX, 1976 ; AUFFRET *et al.*, 1975) que sur les interfluves (AUFFRET *et al.*, 1975 B) ou les dômes abyssaux (CARALP et VIGNEAUX, 1976).

A leur faveur, les sédiments du Würm à caractère généralement plus terrigène sont présents à l'affleurement. Au Sud de la zone étudiée sur les flancs du Dôme Gascogne, ce sont des boues carbonatées datant de l'interglaciaire Riss-Würm qui affleurent (CARALP et VIGNEAUX, 1976).

En conclusion, l'image qui ressort des observations réalisées est celle d'une variabilité beaucoup plus importante que celle que l'on pouvait *a priori* supposer. Ceci est particulièrement vrai pour le bassin profond qui apparaît directement influencé par des apports en provenance de la plateforme externe.

TABL. 33 - Caractéristiques moyennes des sédiments des zones 1 à 4.

	1	2	3	4
- Profondeur (m)	2000 2200	3000 3200	4000 4300	4600 4800
- CaCO ₃	51.58	45.62	42.50	36.54
- C org. %	0.4-0.7	0.2-0.6	0.4-0.5	0.2-0.5
- Sable %	10.38	8.91	12.30	8.63
- C/N	7.8-10.8	7.4-11.8	8.8-11.9	8.3-12.2
- Taux de sédimentation (mm/1000 ans)	> 30	0.25	> 30	?
- Vitesse maximum courant (cm/s)	25	> 30 ?		15

CHAPITRE VI

LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE AU COURS DE L'HOLOCENE SUPERIEUR

INTRODUCTION

Nous précisons dans ce chapitre divers aspects de la dynamique sédimentaire de la marge, déjà évoqués dans les chapitres précédents. Puis nous discutons les principales caractéristiques du fonctionnement de ce système au cours de l'Holocène supérieur, depuis l'introduction des sédiments dans le milieu marin jusqu'à leur accumulation dans le bassin profond. Nous ne prétendons pas néanmoins être exhaustif dans cette revue des processus impliqués, ainsi la dynamique des suspensions récemment examinées par CASTAING (1981) sur le Plateau Aquitain, n'est qu'indirectement abordée faute d'informations.

Avant de conclure nous examinerons successivement les points suivants :

- l'importance de l'érosion continentale et les apports fluviaux,
- les transports par charriage sur la plateforme continentale,
- les processus sédimentaires sur la pente continentale supérieure et le rôle des canyons,
- les transferts dans le bassin profond.

I - L'EROSION CONTINENTALE ET LES APPORTS FLUVIAUX

Les apports fluviaux les plus importants proviennent de la Loire et de la Garonne. Nous avons examiné les apports de la Loire.

BARBAROUX *et al.* (1980) ont étudié de façon détaillée un sondage de l'estuaire de la Loire. Ce sondage a rencontré :

- vers 44 m, une formation colluviale weichselienne remaniée ;
- entre 44 et 36 m des dépôts atlantiques, témoignant d'un remblaiement actif (>2 m/100 ans ?) et une relative discrétion de l'influence marine suggérée par la faible abondance des Hystrichosphères ;
- entre 36 m et 33 m des dépôts du Subboréal dont un niveau sableux au sommet qui marque une recrudescence des influences fluviatiles. Le taux de sédimentation moyen est 15 cm/100 ans ;
- entre 31 m et 12 m, il s'agit de dépôts d'âge subatlantique. Deux nappes détritiques sont présentes : D₂, attribuée à un remaniement marin, D₃ datée de l'époque gallo-romaine et marquant une recrudescence des apports fluviatiles.

FIG. 131 - Débits liquides de la Loire de 1864 à 1977.

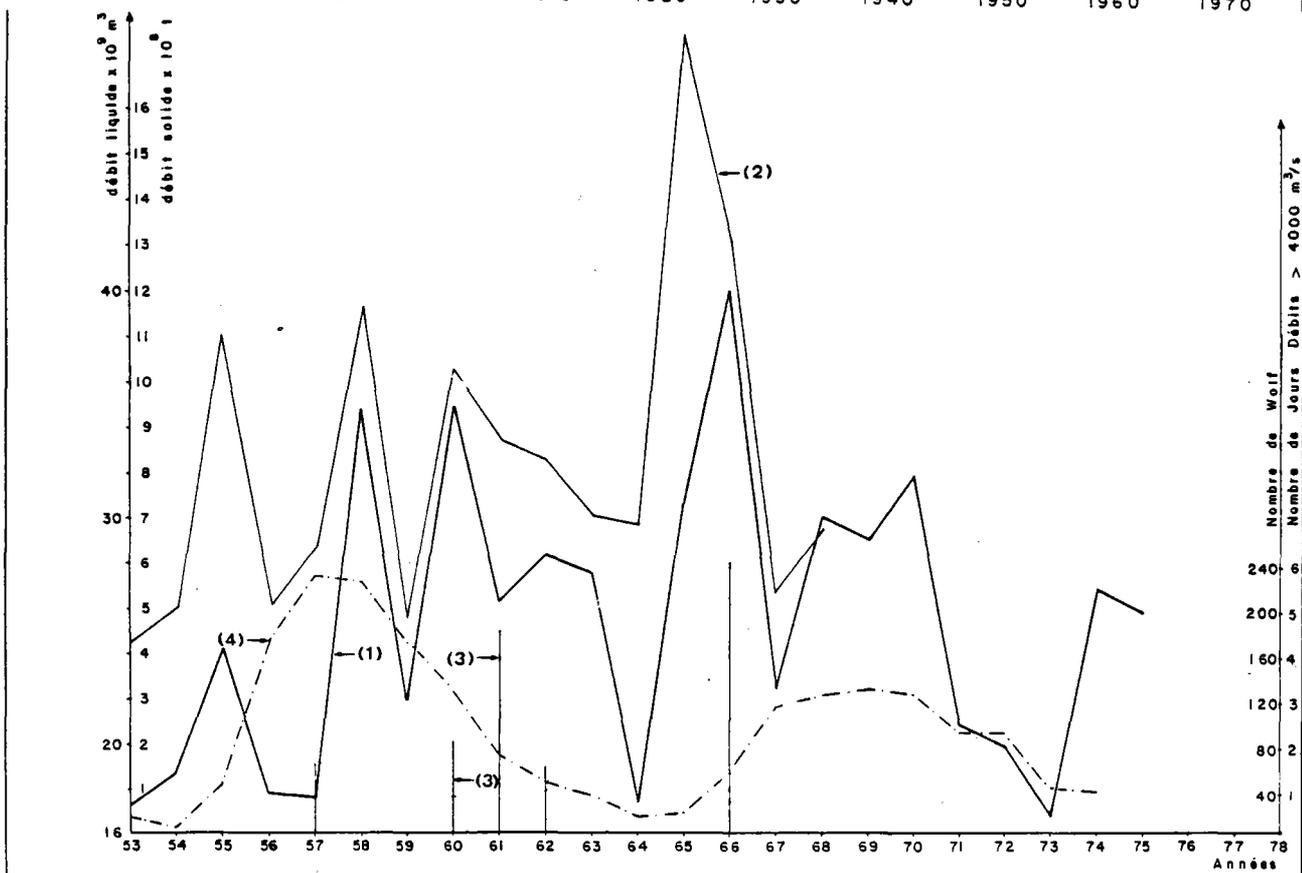
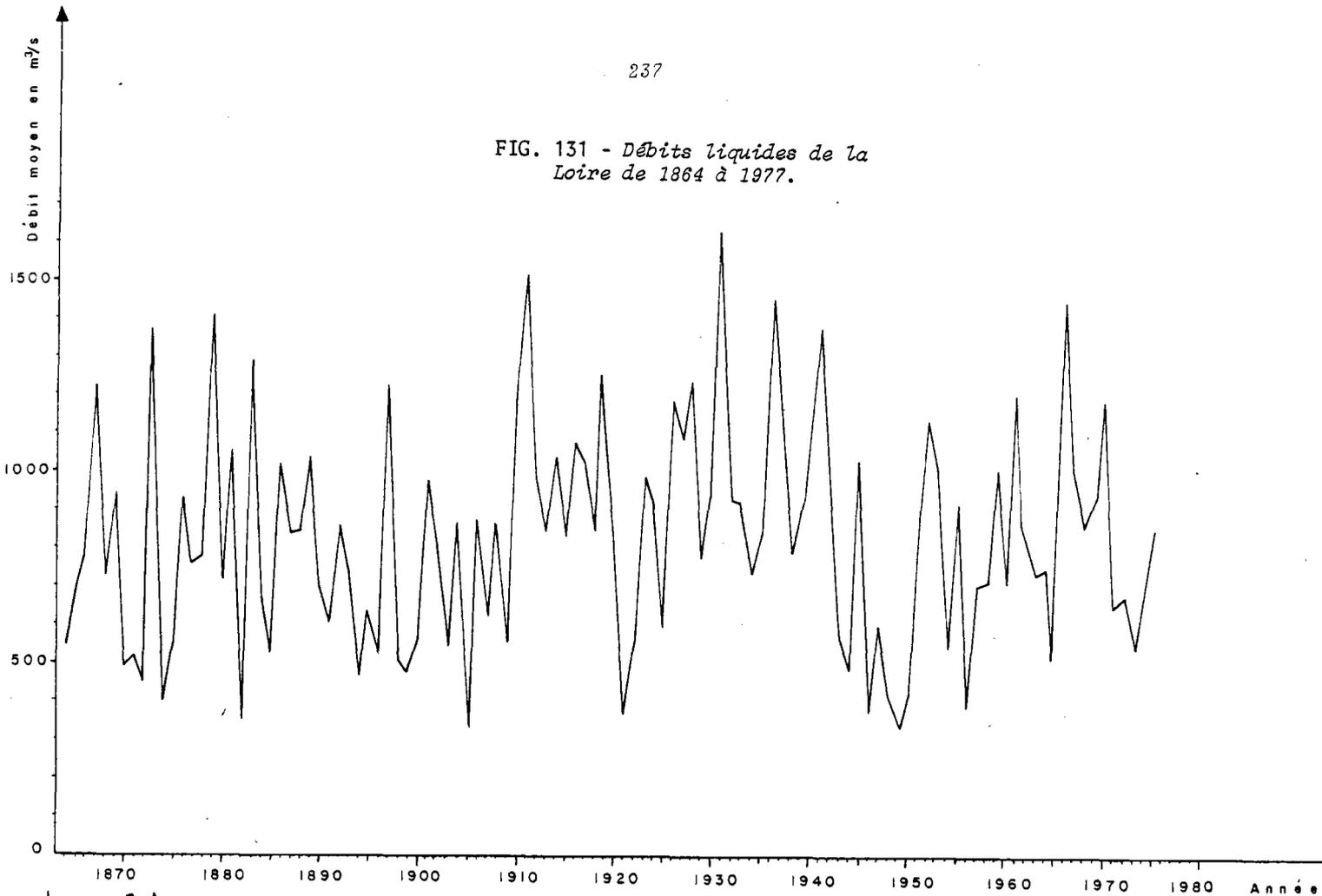


FIG. 132 -

1 Débits liquides, 2 débits solides, transportés en suspension (d'après les résultats de Berthois), 3 nombre de jours où le débit a dépassé 4 000 m³/s, et variations de l'activité solaire de 1953 à 1968.

Il faut noter que ces apports détritiques suivent immédiatement les premiers indices de déforestations et de mise en culture révélés par les assemblages polliniques.

Deux autres recrudescences des apports de la Loire sont notées vers 600 AD et au XVII^e siècle ; cette dernière poussée correspondant au "Petit Age Glaciaire".

Nous avons reporté sur la fig. 10 la situation de ces niveaux d'après les indications fournies par BARBAROUX *et al.* ; il semblerait donc que ces périodes d'apports paroxysmaux correspondent à des minimums de l'activité solaire que nous avons précédemment associés à des tendances froides et humides du climat, liées à la prépondérance du régime cyclonique. Fait remarquable, les conditions bathymétriques et hydrologiques actuelles, après la transgression et le colmatage qui lui ont succédé sont très voisines de celles réalisées au début de l'Atlantique.

La figure 131 représente l'évolution des débits liquides de la Loire, pour la période comprise entre 1863 et 1977 ; les débits mensuels nous ont été communiqués par l'Agence de Bassin Loire-Bretagne. Nous avons cumulé les débits de crue et d'étiage sur six mois (d'octobre à avril et de mai à septembre respectivement).

On peut noter que la décroissance des débits moyens observée entre 1936 et 1950 coïncide avec une augmentation de l'activité solaire.

Les débits solides ont été étudiés par BERTHOIS de 1953 à 1968. Le débit solide total annuel (fig. 132) apparaît positivement corrélé au débit liquide annuel, à l'exception des apports exceptionnels de 1965 qui faisaient suite au débit très faible de 1964.

Connaissant les débits transportés par les fleuves sous forme solide et dissoute, il est possible de calculer un taux d'érosion moyen (exprimé généralement en centimètres par millénaire) pour l'ensemble du bassin versant. Cette notion est évidemment très artificielle ; il est, en effet, bien connu que les différentes régions d'un bassin versant contribuent en proportions inégales au stock des particules transportées en fonction du relief (RUXTON et Mc DOUGALL, 1967 ; SCHUMM, 1963 ; AHNERT, 1970), de la lithologie, du climat et de la végétation (FOURNIER, 1960 ; STRAKHOV, 1967 ; SCHUMM, 1968), de l'activité tectonique (AHNERT, 1970). Ainsi pour l'Amazone (GIBBS, 1967) les zones montagneuses des Andes (12 % du bassin versant) fourniraient à elles seules 82 % du stock des particules en suspension. D'après INMAN et BRUSH (1973) la moyenne mondiale du taux d'érosion serait de 6 cm pour 1000 ans. Ce résultat est fondé sur un débit moyen de $1,1 \times 10^6$ m³/s et une charge solide moyenne (particule en suspension et charriée) de 480 mg/l, et suppose que l'altération d'une roche continentale "moyenne" de densité 2,7 fournit 20 % de particules dissoutes et 80 % de particules solides.

L'altération et l'érosion de 1 m³ de roche fournirait donc en moyenne 2160 kg de matériaux solides susceptibles d'être transportés par les eaux courantes. Ainsi pour la Loire, si nous estimons les apports solides "moyens" annuels à 900000 tonnes, cette quantité de matériaux correspondrait à un volume de 417000 m³, soit pour un bassin versant de 122000 km² et une période de 1000 ans, un taux d'érosion égal à 0,34 cm. En se fondant sur l'érosion d'un sol de densité 1,45, BERTHOIS (1964 A) a calculé un taux d'érosion de 0,6 cm.

Si l'on se réfère aux hypothèses de INMAN et BRUSH, la masse théorique du débit annuel des substances dissoutes devrait être de l'ordre de 225000 tonnes. Or, la masse déterminée par dosage est dix fois plus élevée. Deux causes sont susceptibles d'être invoquées pour expliquer cette différence :

- 1 - les substances dissoutes ne proviennent pas de l'altération des roches, mais de sols ;
- 2 - il existe un enrichissement considérable dû aux actions culturales (amendement).

Le taux d'érosion moyen correspondant à l'ensemble des bassins versants de la Rade de Brest serait également de l'ordre de 0,3 cm/1000 ans si l'on ne tient compte que des apports en suspension. Par contre, si l'on admet que les apports sous forme dissoute sont dix fois plus élevés, il

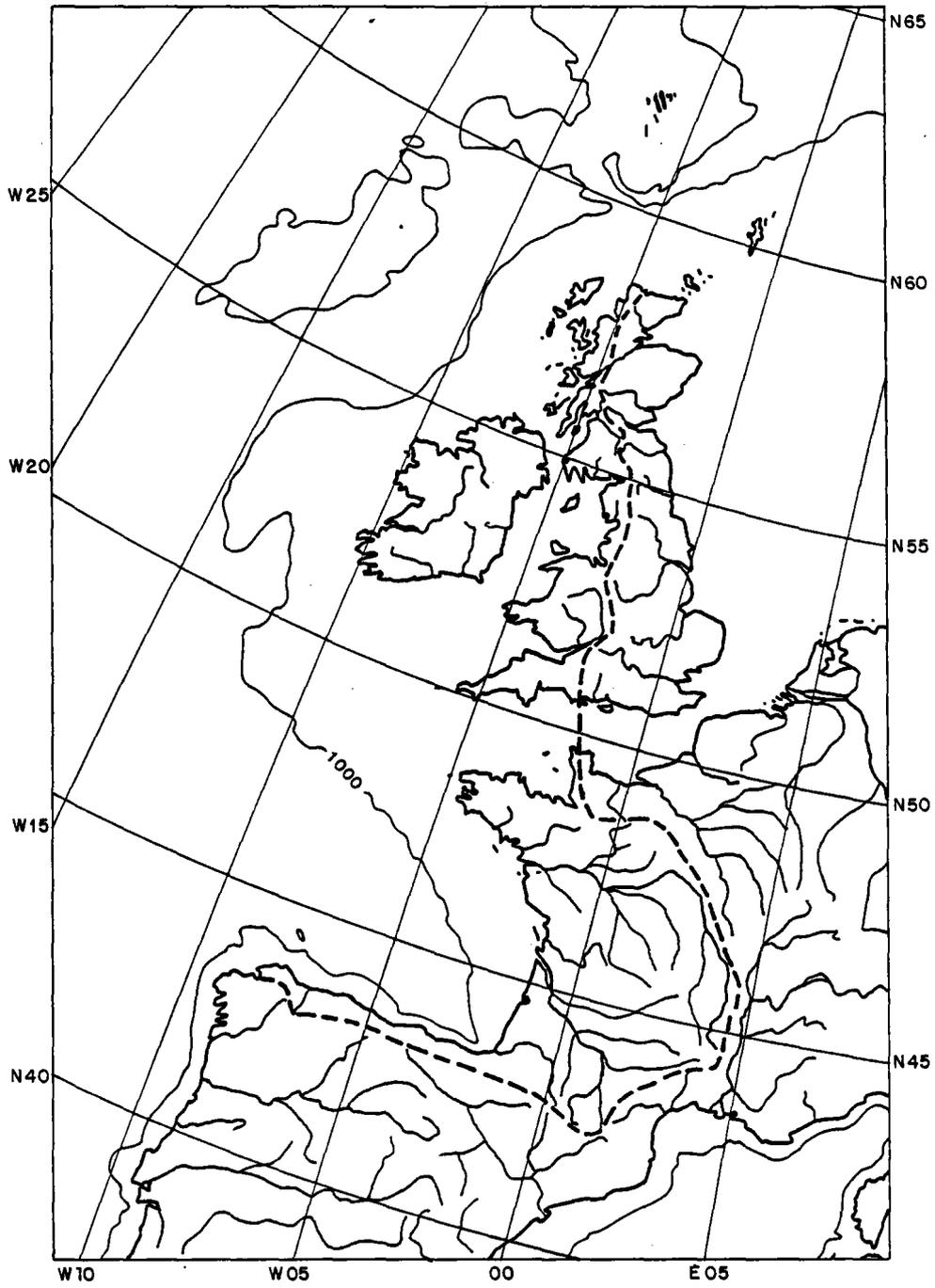


FIG. 133 -

Bassins versants du Golfe de Gascogne

faudrait multiplier le taux d'érosion d'autant.

La dégradation spécifique est le tonnage du matériel érodé par kilomètre et par an. Pour la Loire elle est égale à 7,38 t/km²/an, pour les fleuves tributaires de la Rade de Brest elle est de l'ordre de 3,6 t/km²/an.

L'importance des apports fluviaux en suspension dans le domaine marin sur les marges européennes est un paramètre qu'il serait intéressant de connaître avec une certaine précision, mais nous ne disposons que de connaissances fragmentaires sur les grands fleuves tels la Loire ou la Garonne. L'examen des résiduelles des courants de surface sur le plateau continental montre qu'il est nécessaire de faire intervenir dans le bilan toute la façade maritime comprise entre le Nord-Ouest de l'Ecosse et le Cap Finisterre (fig. 133). Pour évaluer l'ordre de grandeur des apports fluviaux dans cette zone, nous avons donc évalué la superficie des bassins versants concernés et multiplié cette superficie par l'excédent du volume des précipitations par rapport à l'évaporation. D'après les données climatiques, la hauteur moyenne des précipitations dans la zone concernée est de l'ordre de 1500 mm, tandis que l'évaporation est de 800 mm en moyenne. Pour une superficie des bassins versants de l'ordre de 350000 km², il en résulte un excédent de 245 x 10⁹ m³ (pour mémoire, rappelons que le débit moyen annuel de la Loire est 30 x 10⁹ m³).

Nous pouvons aborder cette évaluation par une autre méthode. Afin de pouvoir comparer les régimes fluviaux de fleuves, de bassins versants d'étendue et de situations variées, les potamologues ont établi un certain nombre de critères tels le module spécifique, valeur exprimée en m³ ou litre, par km², par seconde, qui représente la quantité moyenne d'eau fournie par seconde au fleuve par chaque kilomètre carré de bassin versant. Pour la Loire ce module spécifique, pour un débit moyen annuel de 800 m³/s, est de 6,56 l/s/km².

La moyenne sur 100 ans publiée dans l'Annuaire National du débit des cours d'eau (1972, vol. II) est de 7,52 l/s/km². Le module spécifique de la Garonne au Mas d'Agenais (*ibid*, 1971, vol. III) établi sur trente ans, est de 10,4 litres. Le module de la Dordogne à Bergerac est 20,7 (moyenne sur 13 ans, *ibid*, 1971, vol. III). Les modules spécifiques des autres petits fleuves entre Loire et Adour sont compris entre 5 et 40, le module moyen étant de l'ordre de 15. Le module spécifique moyen des fleuves tributaires de la Rade de Brest est 10 l/s/km², 17 pour le Blavet à Guerledan, 13,4 pour la Haute Severn (Pays de Galles) et 89 pour le Loch Quoich en Ecosse (GUILCHER, 1965). A titre de comparaison, le module relatif moyen du Rhône à Lyon, avant sa confluence avec la Saône est de 30,2 l/s/km². Si nous adoptons une valeur moyenne de 15 l/s/km² pour le module spécifique de l'ensemble des bassins versants considérés, il en résulte un débit liquide de 165 x 10⁹ m³, c'est-à-dire une estimation légèrement inférieure à la précédente.

En se fondant sur cette dernière évaluation et en postulant une turbidité moyenne de 50 g/m³, il en résulterait des apports annuels atteignant 8,25 x 10⁶ t, équivalant à une dégradation spécifique de 23 t/km²/an. Cette valeur est relativement élevée, mais à titre de comparaison, les fleuves de Chine, dont les bassins versants comprennent une importante couverture de loess, ont des dégradations spécifiques de l'ordre du millier de tonnes par km². Compte tenu de l'évolution annuelle du climat, les estimations ci-dessus sont susceptibles de varier dans un rapport de 1 à 10.

On doit par ailleurs souligner l'impact considérable de l'altération des paysages naturels et en particulier de la déforestation sur l'accroissement de l'érosion et des apports terrigènes (BARBAROUX, 1981).

TABL. 34 - Agitations maximums liées aux courants de marée et à la houle sur le plateau continental en Manche et dans le Golfe de Gascogne.

P		U_C	U_H	U_T
MANCHE	< 20 m Baie de Morlaix (abritée)	0,25	0,50	0,75
	30 m Pierre Noire (non abritée)	1,00	2,00	3,00
	60 m Les Trépieds (non abrités)	0,57	0,82	1,39
	80 m Pont VI	0,40	0,46	0,86
NORD	200 m 47°16'0 6°00'5	0,50	0,03	0,53
	50 m 47°16'	0,50	1,78	2,3
SUD	200 m 46°13'5 4°12'0	0,20	0,03	0,23
	50 m 46°13'5	0,20	1,78	2,00

 U_C = Vitesse maximum des courants de marée

 U_H = Vitesse maximum induite par la houle

 U_T = Vitesse maximum susceptible d'être observée

	d_{cm}	U_M	U_{*M}	D_*	R_*	R_{*c}	U_{*c}	U_c	$\frac{\tau_M - \tau_c}{\tau_c}$	K	J_M
Baie de Morlaix											
U	0,08	100	5,5	18,4	44	11,1	2	34	-	-	-
V	0,019	120	6,5	4,4	12	1,9	1	20	2,6	0,02	1
X	0,015	60	3,2	3,5	5	1,4	0,9	20	8	1	5
Y	0,015	90	5	3,6	8	1,4	0,9	20	-	-	-
Roscoff											
A	0,08	39	2,2	18,4	18	13	1,6	28	0,94	0,03	0,05
D	0,08	40	2,3	18,4	18	13	1,6	28	1,04	0,2	0,5
E	0,08	40	2,3	18,4	18	13	1,6	28	1,04	0,2	0,5
F	0,04	62	3,5	9,2	14	5,5	1,4	25	5,15	10	70
Manche sud											
1	0,04	49	2,7	10,1	12	6	1,36	25	2,84	1	4
2	0,05	46	2,6	11,7	13	7	1,37	25	2,4	0,2	0,5
4	0,05	44	2,5	11,7	12,5	7	1,37	25	2,1	0,1	0,2
5	0,05	41	2,3	11,7	11,6	7	1,37	25	1,7	0,06	0,1
6	0,04	40	2,2	8,3	8	4,5	1,25	22	2,3	0,1	0,2
7	0,05	39	2,2	11,7	11	7	1,37	25	1,4	0,02	0,02
8	0,05	41	2,3	11,7	11,6	7	1,37	25	1,7	0,06	0,1
9	0,05	42	2,3	11,7	11,9	7	1,37	25	1,8	0,07	0,15
10	0,05	57	3,2	11,7	16,1	7	1,37	25	4,2	2	10
11	0,05	62	3,5	11,7	17,6	7	1,37	25	5,15	10	70

légende :

- d = médiane des sables
- U_M = vitesse maximum mesurée 70 cm au-dessus du fond
- J_{*M} = vitesse de frottement maximum
- D_* = diamètre sédimentologique
- R_* = nombre de Reynold étoilé
- U_{*c} = vitesse de frottement critique
- U_c = vitesse d'érosion
- τ_M = force tractrice maximum
- τ_c = force tractrice critique
- K = coefficient de Sternberg
- J_M = débit charrié maximum, kg/m/s

TABL. 35 - Intensité maximum des transports sableux au Sud de la Manche Occidentale.

II - LES TRANSPORTS PAR CHARRIAGE SUR LA PLATEFORME CONTINENTALE

A - PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

Nous disposons de données relativement précises sur les conditions dynamiques au voisinage du fond en Manche, en Mer Celtique et dans le Golfe de Gascogne (ALOISI *et al.*, 1977).

Ces vitesses sont comprises entre 100 cm/s (Pierre Noire) et 20 cm/s au Sud du Golfe de Gascogne. Néanmoins, on sait que des intensités de deux noeuds sont observées en surface dans les zones littorales du golfe (Pertuis Berton, Pertuis d'Antioche...). On notera que l'intensité maximale au point I (200 m) (50 cm/s) est légèrement supérieure à celle du point VI (40 cm/s) par 80 m de profondeur. Le renforcement observé au point des Trépièdes est induit par la morphologie du fond.

Nous devons également tenir compte de l'agitation du fond susceptible d'être induite par les houles.

Nous avons évalué cette valeur dans la région de Roscoff pour les conditions suivantes : houle de secteur Ouest-Nord-Ouest de période 12 s, de longueur d'onde égale à 100 m et d'amplitude 2 a, égale à 6 m. Le calcul montre que les valeurs décroissent vers le large de 2 m/s à la Pierre Noire, à 46 cm/s au niveau de l'isobathe 80 m. D'après le modèle DS A5 de l'Electricité de France, ces conditions ne se produiraient, au cours d'une année, que sept fois environ durant 6 h (CAVANIE, 1975).

D'après CAVANIE, par 100 m de fond, des vitesses de 35 cm/s induites par la houle seraient observables dans 1,5 % des cas, c'est-à-dire l'équivalent de 4,8 jours par an. D'après DRAPER (1967), par 100 m de profondeur, la vitesse de 33 cm/s induite par la houle serait dépassée au large de la Cornouaille pendant l'équivalent d'une durée de 1,8 jour annuellement : les ordres de grandeur de ces évaluations sont donc comparables. EWING (1973), en précisant le modèle spectral de la houle, est parvenu à la conclusion que les vitesses estimées par HADLEY (1964) et DRAPER (1967) devaient être doublées dans des conditions de vent identiques (fig. 36).

Par ailleurs, le même auteur souligne le fait que les sinuosités de la rupture de pente du plateau continental doivent occasionner une réfraction des grandes longueurs d'onde et par conséquent une concentration de l'énergie de la houle sur les bancs tels celui de La Chapelle.

ALOISI *et al.* (1977) ont calculé la vitesse induite sur le fond pour des houles de paramètres respectifs ($a = 7,5$ m, $T = 12$ s, $\lambda_0 = 225$ m et $a = 2$ m, $T = 16$ s, $\lambda_0 = 400$ m), les vitesses maximums induites sont de 1,8 m/s pour des fonds de 50 m à 3 cm/s pour des fonds de 200 m.

Bien que la justification théorique de cette démarche ne soit pas prouvée, on peut faire l'hypothèse que l'agitation maximum susceptible de prévaloir au voisinage du fond est égale à la somme des deux composantes essentielles : courants de marée et houles. Ce faisant nous négligerons, faute de données, l'appoint des composantes dues aux courants de dérive ou aux ondes de tempête qui peuvent sans doute être momentanément importants, ce plus particulièrement sur la plateforme interne.

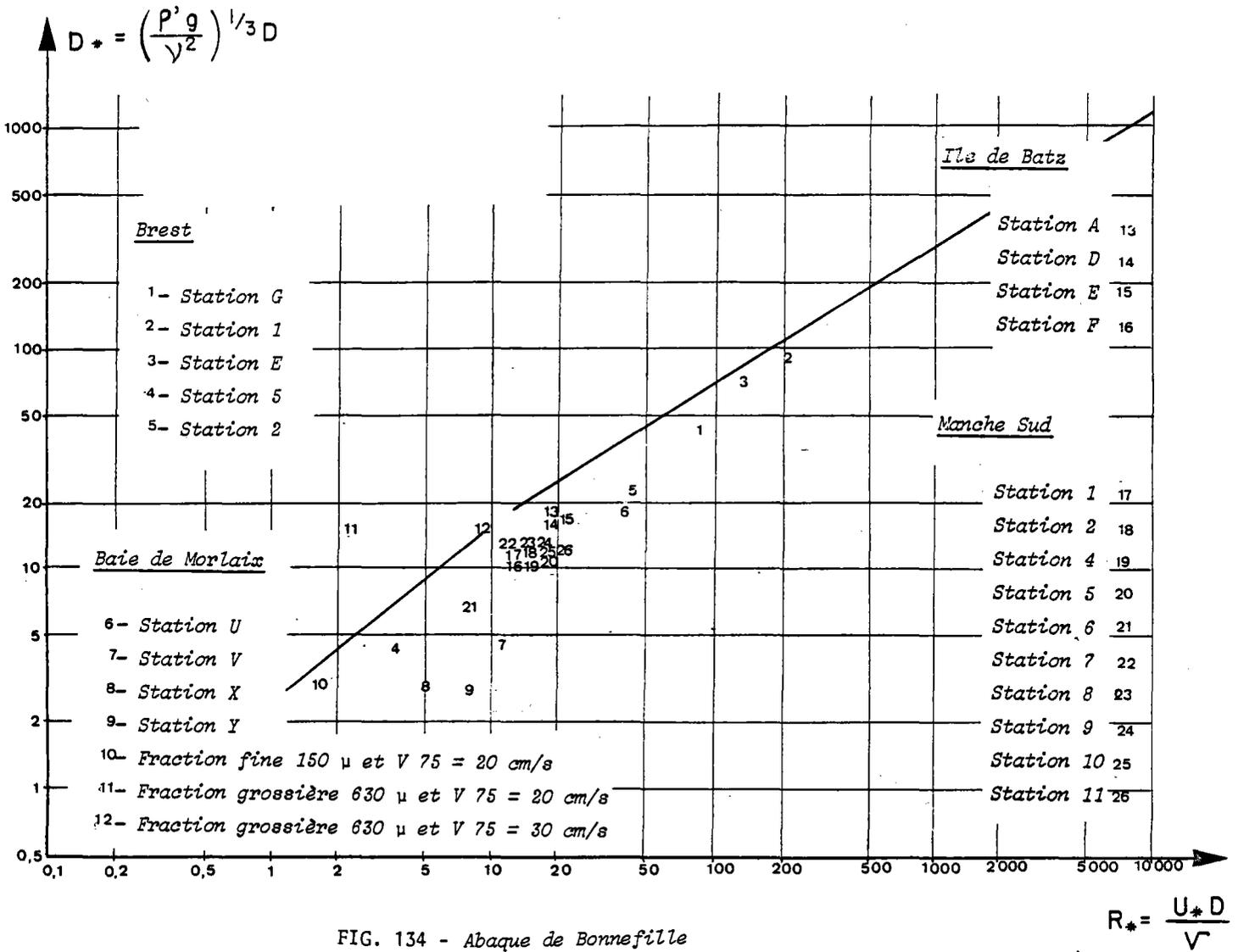


FIG. 134 - Abaque de Bonnefille

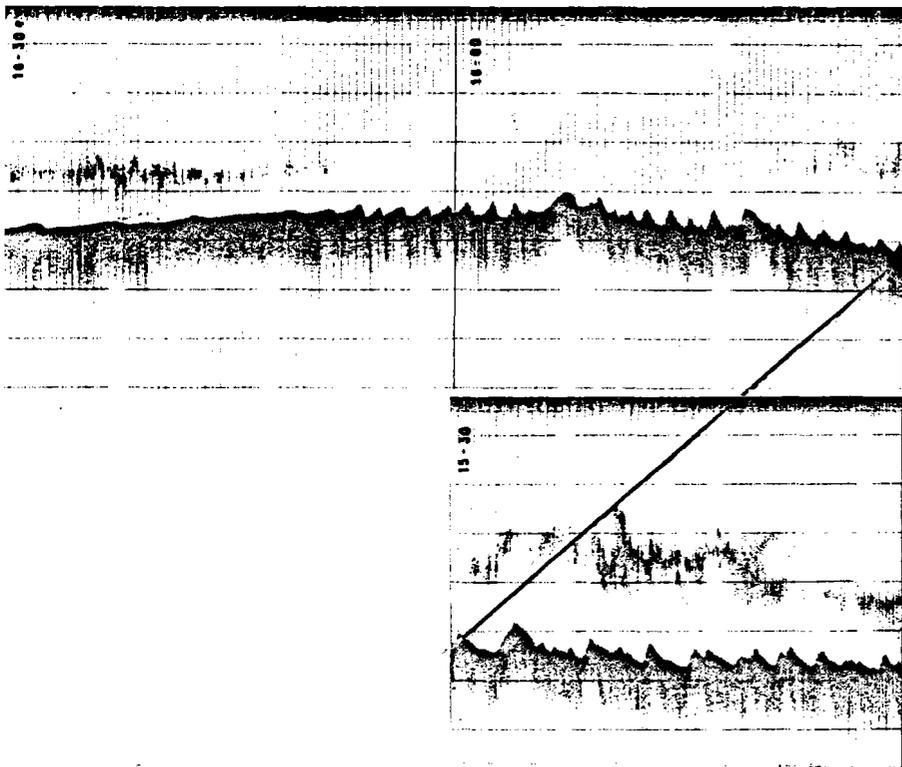


FIG. 135 - Banc accidenté de dunes sableuses au voisinage de la rupture de pente du plateau continental.

Remarquer la polarité inverse des dunes sur les deux flancs opposés du banc et la relation entre les oscillations de la couche diffusante et la morphologie des dunes.

Nous avons résumé dans le tableau 34 les données concernant les courants maximums susceptibles d'être observés en Manche occidentale et sur les marges du Golfe de Gascogne.

Il apparaît évident que le Nord du Golfe de Gascogne et la Manche sont caractérisés par une action dynamique des courants de marée beaucoup plus importante. Mais il est clair que les remaniements sédimentaires, lors des périodes de fortes houles, peuvent être importants au Sud du golfe.

B - TRANSPORTS MASSIQUES MAXIMUMS THEORIQUES AU SUD DE LA MANCHE OCCIDENTALE

Nous avons résumé dans la figure 134, l'ensemble des résultats relatifs aux possibilités de transport des sables sous l'action des courants de marée dans les différents domaines étudiés.

En outre, nous avons évalué le transport massique maximum susceptible de se produire, en relation avec le maximum des courants de marée observé. Nous n'avons pas tenu compte pour cette évaluation de la composante liée à la houle, car en sa seule présence, le débit charrié sur le fond serait nul ; il est néanmoins probable que son action doit entraîner une augmentation du débit solide, en entraînant la mise en mouvement de fractions granulométriques habituellement non déplacées.

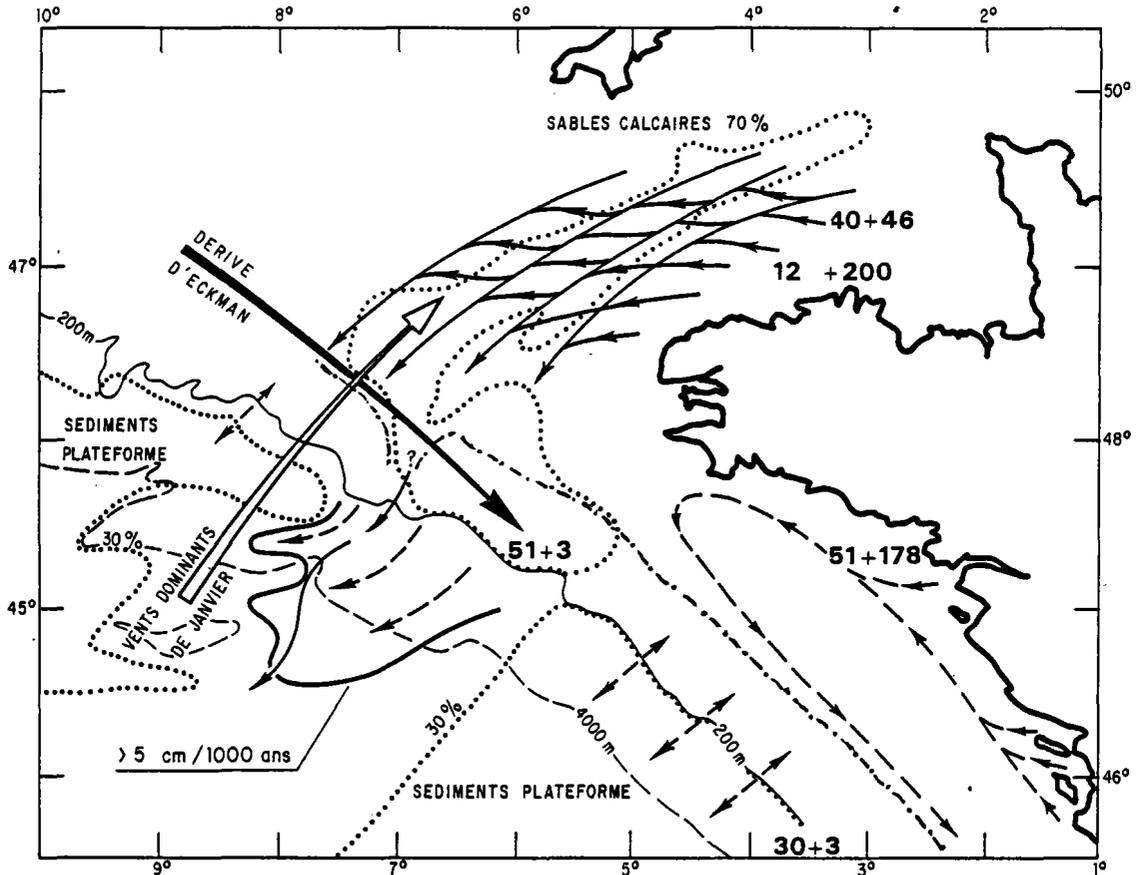
L'évaluation de la force tractrice effective et de la force tractrice critique permet, d'après STERNBERG (1972) de calculer (tableau 35) le transport massique effectif. Le calcul fait apparaître une diminution très nette de l'intensité du transport entre le point X et le point IV, puisque le débit massique maximum théorique varie de 10 kg/m/s à 0,2 kg/m/s. Il est remarquable de constater que cette différence ne correspond qu'à une diminution relativement faible du maximum des vitesses de 57 cm/s à 44 cm/s, mais qu'en fait elle correspond de façon précise à la limite entre la zone des rubans sableux et celle des accumulations sableuses littorales.

JONES *et al.* (1965) ont estimé l'importance du débit solide sur des dunes sous-marines en Mer d'Irlande, les mesures et les observations effectuées ont permis d'estimer sur une période de 42 jours une moyenne de 0,7 m³/m/j, ou pour une densité de 2 : 1,4 t/m/j.

C - ACTIVITE DES ACCUMULATIONS SABLEUSES EN MANCHE OCCIDENTALE ET EN MER CELTIQUE (AUFFRET *et al.*, 1975 B)

On observe en Manche et en Mer Celtique une hiérarchie de formes d'accumulations sédimentaires, allant des grands corps sableux aux petites rides de 30 à 50 cm de longueur d'onde qui accidentent la surface des grandes dunes. Au fur et à mesure que l'on descend dans l'échelle des formes, le degré de leur mobilité doit croître, l'activité d'ensemble d'un degré contribuant à l'activité du degré supérieur. La notion d'activité, pour de tels phénomènes, n'a de sens qu'en fonction de l'échelle spatiale et temporelle à laquelle on se situe. Ainsi, localement et à certain moment, comme l'ont montré les mesures effectuées au Nord-Est de la Dune des Trépieds, le transit sableux peut avoir une direction différente de la dérive régionale (dirigée vers le Sud-Ouest).

FIG. 136 a et b - Distribution schématique des transports sédimentaires sur les marges Celtique et Armoricaïne.



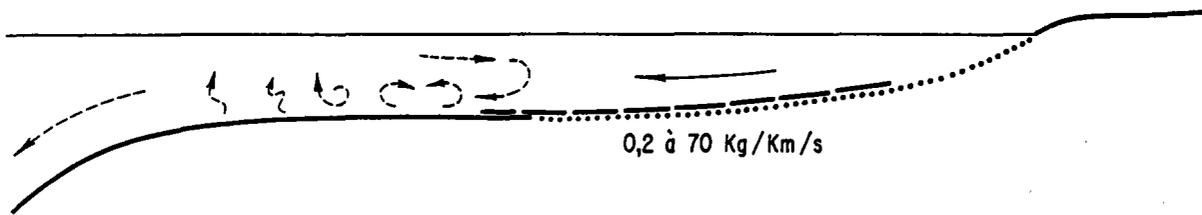
30 % - 70 % : teneurs en carbonate de calcium

5 cm/1000 ans : taux de sédimentation de l'Holocène supérieur

$x + y$: vitesse maximum des courants de marée et de l'agitation due à la houle. |E

SW

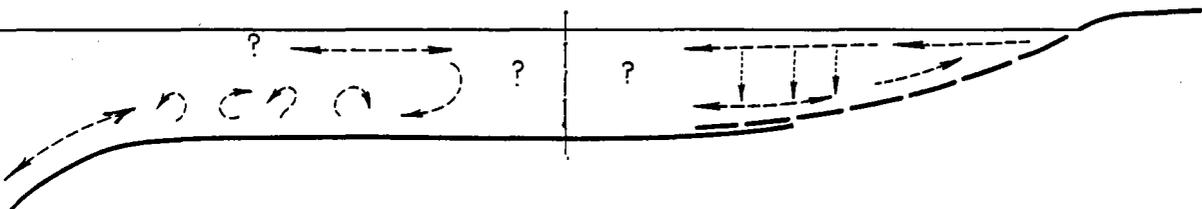
MANCHE



W

PLATEAU ARMORICAÏN

E



- Relique ou Palimpseste
- Moderne (Holocène)
- TRACTION
- - - - - SUSPENSION

Les petites rides sableuses oscillent sans doute journallement là où la vitesse des courants de flot et de jusant excèdent tout juste la vitesse critique de mise en mouvement. Si les vitesses de flot et de jusant excèdent largement ce seuil critique elles peuvent migrer et perdre leur individualité au cours de leur progression.

Les grandes dunes sableuses (fig. 135) qui accidentent les grands bancs ou les fonds plats de la Manche évoluent sans doute d'une part de manière continue, mais sans doute peu sensible, en relation avec les composantes résiduelles de la vitesse critique, d'autre part de façon brutale, lors de grandes perturbations atmosphériques coïncidant avec de fortes marées. Leur évolution doit sans doute pouvoir se mesurer à l'échelle de l'année ou de la dizaine d'années, si une localisation suffisamment précise est disponible. Il peut en résulter des mouvements en masse importants à la tête des canyons.

La géométrie et la dynamique des grands corps sableux (Banc du Castor, du Kaiser-i-Hind, Banc de La Chapelle) doivent être étudiées à l'échelle du Quaternaire (10^6 ans), leur évolution à l'échelle de l'année ou de la décade est probablement négligeable comme le suggère la nature relique ou palimpsest des dépôts superficiels.

D - SENS DES TRANSFERTS SABLEUX

En ce qui concerne le sens des transferts sableux actuels, l'idée essentielle est que les transferts doivent se faire des zones de "forte énergie" vers les zones de "faible énergie", c'est-à-dire dans le cas de la combinaison d'une onde de marée progressive et d'une houle venant du large, d'une part des zones côtières vers les zones externes, et d'autre part vers les pièges constitués par les zones abritées du littoral.

Nous venons de montrer que les sables du plateau continental de la Manche et de la Mer d'Iroise étaient susceptibles d'être transportés. Mais nous n'avons pas d'indication directe du sens ni du débit massique de ces transports. La synthèse cartographique effectuée suggère néanmoins que les sables sont transportés en direction Sud-Ouest dans l'axe de la Manche occidentale avant d'être refoulés vers le Sud et le Sud-Est au niveau de la Mer d'Iroise. Néanmoins, il apparaît que la nappe de sables biogènes calcaires d'âge Holocène supérieur ne constitue pas une couverture continue sur l'ensemble de la plateforme, le tracé probable de la limite entre les sables modernes et reliques est situé sur la fig. 136. Il apparaît donc que la nappe des sédiments modernes n'atteint, en aucun endroit, la rupture de pente du plateau continental.

III - LES PROCESSUS SEDIMENTAIRES SUR LA PENTE CONTINENTALE SUPERIEURE ET LE ROLE DES CANYONS

Rares sont les mesures de courant effectuées sur la pente continentale, selon les mesures effectuées par ROMANOVSKY (1971). Les courants de fond ont une direction prédominante, parallèle à la pente et une faible intensité (quelques cm/s).

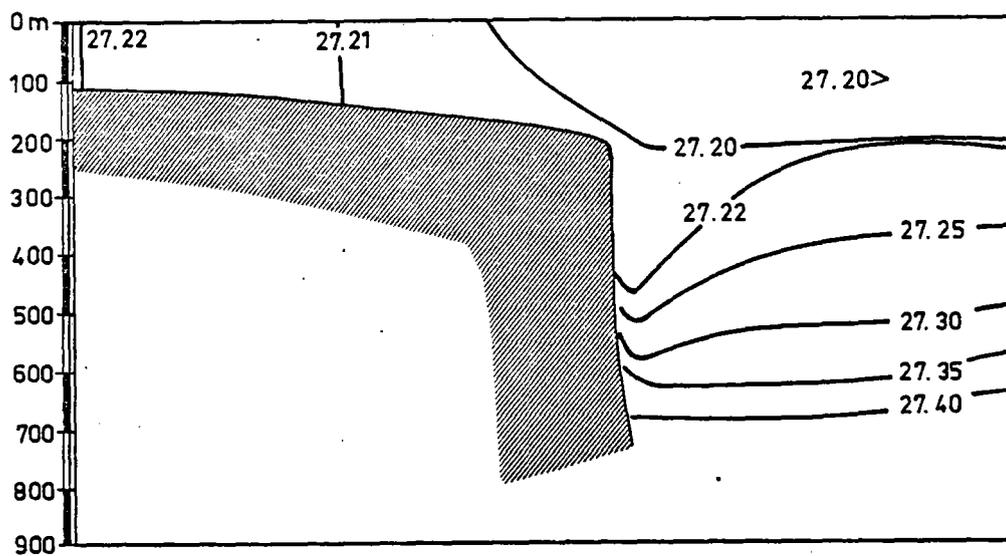
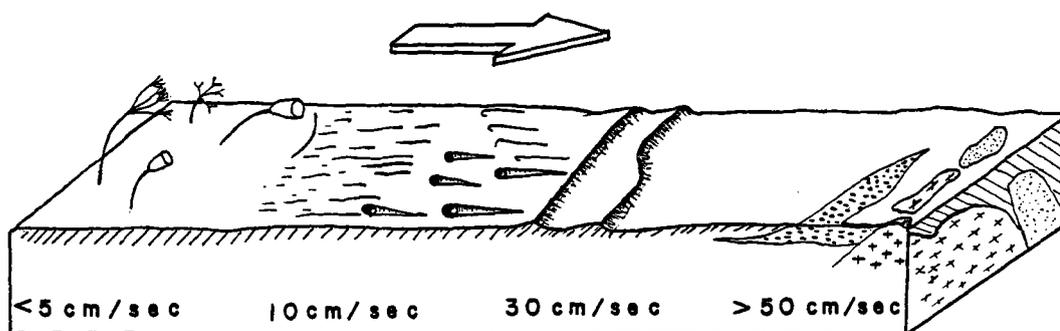


FIG. 137 - *Cascading au voisinage de la rupture de pente du plateau.*



D'après Heezen et Hollister
(1971) modifiée

FIG. 138 - *Structure sédimentaire liée au transport en milieu abyssal*

La rupture de pente du plateau est une zone clé sur laquelle nous n'avons que peu d'informations. L'ensemble des conditions topographiques et hydrologiques doit *a priori* conduire au renforcement de l'hydrodynamisme (courants de marées, courants de tempêtes, ondes internes) ou à l'initiation de processus hydrologiques ("cascading" ou enfoncement hivernal des eaux froides superficielles) selon le modèle de Mc CAVE (1972) ou au contraire "upwelling" favorisés par les courants de marée (fig. 137) (HEAPS, 1980).

Nous avons vu que le courant mesuré vers 200 m de profondeur (CAVANIE et HYACINTHE, 1976) décroissait de 50 cm/s au Nord-Ouest à 20 cm/s au Sud-Est.

La figure 137 montre une situation en liaison avec le phénomène de cascading, tandis que la figure 135 montre une réflexion acoustique qui pourrait être liée à des ondes internes affectant la thermocline ou la couche profonde diffusante.

L'existence d'ondes internes a été mise en évidence par les mesures de MAZE (1973).

D'après les études expérimentales de SOUTHARD et CACCHIONE (1972), CACCHIONE et SOUTHARD (1974), le déferlement de ces ondes sur une pente sableuse s'accompagnerait d'un transport sédimentaire vers l'aval sous forme de rides de courants asymétriques. De telles figures sédimentaires existent-elles sur la pente continentale supérieure ? Ceci reste à vérifier.

MOORE (1969) et Mc CAVE (1972) ont suggéré que la mise en suspension de particules fines sur la plateforme continentale pouvait conduire à la genèse de courants de turbidité de faible densité qui, à partir de la pente, se concentreraient progressivement dans les canyons. On doit cependant noter avec DRAKE (1976) qu'un accroissement de la charge solide de 10 mg/l équivaut à un refroidissement de 0,1°C. Pour compenser une différence de température de 10°C, il faut donc une charge de 1 g/l. Une telle turbidité n'est pas généralement susceptible d'être rencontrée au voisinage de la rupture de pente du plateau (sauf éventuellement au débouché de fleuves aux débits très importants et dans le cas d'un plateau très étroit, tel le cas du Congo). Par contre, on sait qu'il existe au voisinage du fond (ARMI et MILLARD, 1976 ; WIMBUSH, 1976) une couche mélangée de température homogène, dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres. L'existence de cette couche est liée à la turbulence engendrée par le frottement des courants sur le fond. Il est vraisemblable que des coefficients de diffusion plus élevés prévalent dans cette couche et qu'une faible différence de teneur en suspension provoquée par une mise en suspension sur une pente peut alors donner lieu à un courant de densité.

Des profils néphélonétriques effectués récemment dans le Canyon Shamrock ont permis de mettre en évidence la réalité de la couche néphéloïde liée à la couche mélangée profonde (A. VANGRIESHEIM, communication personnelle). Les transports en suspension dans les canyons seraient donc la résultante de mouvements oscillatoires (marées, ondes internes), de mouvements saisonniers et d'un appoint lié à l'influence de la gravité.

Nous n'avons pas davantage d'indications directes sur les modalités des transports sableux, les processus gravitaires sont probablement responsables de la plus grande partie des apports.

Les "cascades de sable" décrites par SHEPARD et DILL (1966) sont probablement des cas rarissimes dans le cadre morphologique actuel (haut niveau marin et plateforme continentale large). Les courants tidaux et les ondes internes sont probablement capables d'entraver le dépôt des suspensions et de remanier les sables mis en place par des mouvements gravitaires. Enfin, bien que l'on puisse observer des mouvements sableux vers l'amont, la résultante du mouvement des sables, à long terme, est vraisemblablement dirigée vers l'aval.

FIG. 139 - Diagramme des vitesses d'érosion et des vitesses de chute pour les particules de dimension comprise entre

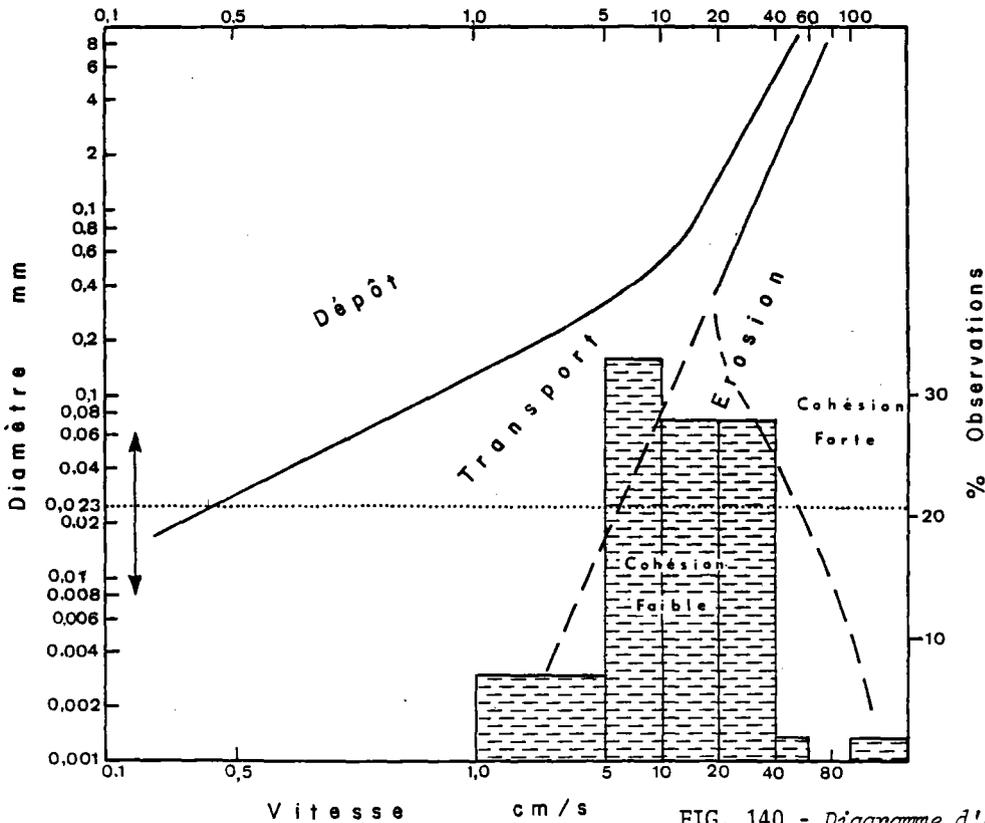
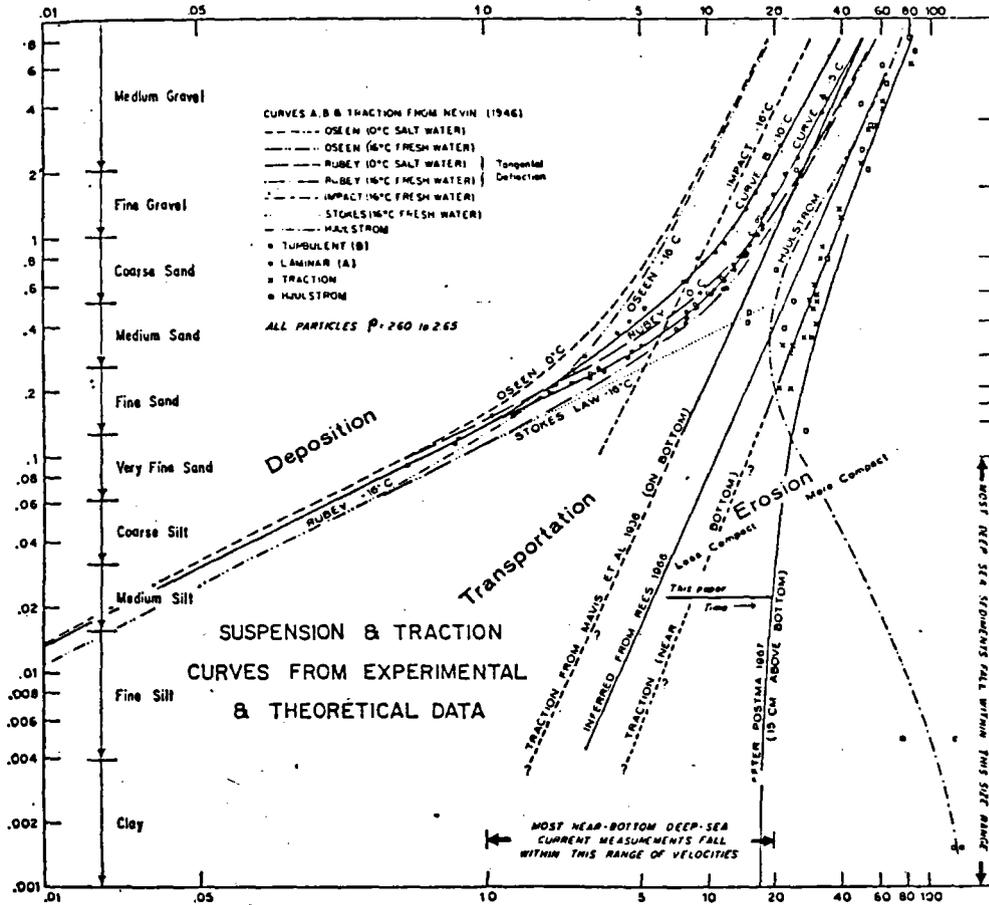


FIG. 140 - Diagramme d'érosion simplifiée et distribution des vitesses maximums de courant observées en milieu abyssal.

IV - IMPORTANCE DE L'HYDRODYNAMISME

A - EVALUATION D'INDICES D'HYDRODYNAMISME

Peut-on évaluer de façon "quantitative" à partir des caractéristiques texturales des sédiments, l'importance de l'hydrodynamisme en un site de la pente continentale ou plus modestement peut-on comparer son activité en divers sites océaniques ? C'est une question que nous nous sommes posée comme beaucoup de sédimentologues (ELLWOOD et LEDBETTER, 1977 ; GORSLINE, 1980).

L'examen de milliers de photographies de l'interface eau-sédiment a montré que le glacis continental était la zone privilégiée de contourites, du fait de l'accélération subie par les courants géostrophiques au niveau des marges. HEEZEN et HOLLISTER (1964, 1971), HOLLISTER et HEEZEN (1972) ont noté l'existence d'une hiérarchie des figures sédimentaires présentes à l'interface en fonction de l'intensité de l'hydrodynamisme (fig. 138).

L'étude des caractéristiques sédimentologiques des stations 1 et 2 fournissait une occasion d'aborder ce problème. En effet, la présence de rides sédimentaires dans la station 2, suggère que cette zone est soumise à des actions hydrodynamiques plus importantes que celles qui prévalent dans la zone 1. Encore faudrait-il pouvoir "quantifier" cette différence et tester sa signification. Nous avons proposé l'hypothèse que la fraction silteuse des sédiments (8-63 μ) était susceptible d'être corrélée à l'importance de l'hydrodynamisme (AUFFRET et PASTOURET, 1978 B ; AUFFRET *et al.*, 1981). Cette hypothèse résulte de la confrontation de deux données de base : d'une part, l'évaluation de la vitesse critique d'érosion, en fonction de la texture (HOLLISTER et HEEZEN, 1972), d'autre part, les données concernant les intensités maximum de courants susceptibles de prévaloir en milieu abyssal. Les figures 139 et 140 illustrent la distribution de ces deux paramètres.

Deux courbes des vitesses critiques d'érosion caractérisent les sédiments en fonction de leur cohésion (ou de leur teneur en eau). Nous avons reporté sur cette même figure les maximums des vitesses de courants, mesurées ou inférées au voisinage du fond en 34 stations recensées par STOW et LOVELL (1979), auxquelles nous avons joint les résultats de 9 stations que nous avons réalisées en Méditerranée occidentale et dans l'océan Atlantique (AUFFRET, données non publiées ; AUFFRET *et al.*, 1975 B ; AUFFRET et PASTOURET, 1975). Ces résultats indiquent que les silts de 23 μ sont, selon la cohésion du sédiment, susceptibles d'être érodés dans la majorité des stations.

En fait, le pourcentage de la fraction silteuse du sédiment supérieure à 23 μ , présente à l'interface doit être considéré comme la résultante d'un équilibre dynamique entre particules déposées et érodées (AUFFRET et PASTOURET, 1978B). La même approche a été adoptée par ELLWOOD et LEDBETTER (1977).

Le taux de sédimentation d'une fraction sédimentaire de vitesse de chute u_d est, d'après Mc CAVE et SWIFT (1976) :

$$R_d = \rho_d \times N_d \times u_d \times \rho' \left(1 - \frac{\tau}{\tau_{cd}}\right)$$

ρ = densité des particules

N_d = concentration volumique

τ = force de cisaillement à l'interface

τ_{cd} = force de cisaillement critique pour les particules de dimension d

ρ' = probabilité pour une particule de dimension d de se sédimenter.

Il est important de considérer que les particules exposées aux actions hydrodynamiques, à l'interface eau-sédiment sont également remaniées par les organismes (ROWE, 1974). Les observations des fonds marins et des carottes sédimentaires montrent que le sédiment peut se trouver mélangé sur

une épaisseur comprise entre 6 et 18 cm (PENG *et al.*, 1977). Il en résulte un lissage des fluctuations sur une durée qui, compte tenu d'un taux de sédimentation moyen de 6 cm/1000 ans, serait de 1000 à 3000 ans. Cette durée reste très courte à l'échelle du Cénozoïque et du Pléistocène. Il apparaît, en outre, que le brassage des particules au sein de la couche superficielle bioturbée, joue un rôle éminemment favorable, pour l'élimination des particules précédemment enfouies, en les exposant à plusieurs reprises à l'action des courants. Les caractéristiques texturales des silts sont donc en équilibre avec l'intensité maximale des courants survenus au cours de la période correspondant à un dépôt égal à l'épaisseur de la couche bioturbée.

Nous pensons donc que la moyenne des médianes des silts d'une population de sédiments est susceptible d'avoir une signification hydrodynamique. Néanmoins, nous savons que les paramètres texturaux peuvent être dépendants de la nature minéralogique des matériaux constitutifs, aussi idéalement il paraît utile de faire ces comparaisons texturales sur des fractions homogènes telles les carbonates ou la fraction "terrigène".

L'hypothèse d'ordre plus élevé que nous avons adoptée est donc la suivante : les variations de la médiane de la fraction silteuse des sédiments (8-63 μ) sont susceptibles d'être contrôlées par les variations de l'intensité de la circulation profonde ; en outre, s'il existe une forte corrélation positive entre les médianes des fractions carbonatées et résiduelles des silts, il y a de fortes présomptions pour que cette corrélation soit indicatrice d'un contrôle dynamique lors du dépôt sédimentaire.

Nous concluons de la discussion ci-dessus que l'accroissement simultanée de la médiane des silts calcaires et résiduels peut être interprété comme l'indice d'une intensification des actions hydrodynamiques.

Les valeurs de la médiane supérieures à 23 μ indiquent que les processus de vannage doivent être prépondérants, tandis que les valeurs inférieures correspondent à une dominance de la décantation. Nous proposons de traduire l'importance du contrôle hydrodynamique par le paramètre C_3 qui intègre les caractéristiques texturales et leur coefficient de corrélation.

$$C_3 = \frac{\overline{M}_{dsr} \times \overline{M}_{dsc}}{23^2} \times r \times 100$$

\overline{M}_{dsr} = moyenne de la médiane des silts résiduels

\overline{M}_{dsc} = moyenne de la médiane des silts calcaires

r = coefficient de corrélation

Ce coefficient d'hydrodynamisme est susceptible de varier entre -750 et +750.

Dans les cas où la fraction carbonatée du sédiment est très peu abondante, la signification de ce coefficient devient moins évidente ; on peut alors utiliser :

$$C_2 = \frac{\overline{M}_{dsr}^2}{23} \times 100 \quad \text{ou encore} \quad C_1 = \frac{\overline{M}_{ds}^2}{23} \times 100$$

\overline{M}_{ds} = moyenne des médianes des silts

En résumé, dans un ordre de complexité croissant on peut utiliser les critères suivants pour la comparaison des intensités relatives de l'hydrodynamisme entre deux stations :

- la moyenne des médianes des silts ;
- le coefficient C_2
- le coefficient C_3 .

GONTHIER *et al.* (1981), dans un essai de discrimination entre dépôts d'origine turbiditique et contourites, ont également comparé les propriétés texturales des fractions carbonatées et non-carbonatées.

B - PROTOCOLE ANALYTIQUE

La distribution granulométrique de la fraction sableuse ($> 63 \mu$) est déterminée par tamisage, celle des fractions silteuses et argileuses au compteur Coulter : 9 cc de la suspension recueillie, après tamisage sous l'eau, sont échantillonnées. Après dilution dans 250 cc d'eau, une fraction aliquote de 50 cc est prélevée et diluée dans 150 cc d'électrolyte pour analyse. Trois échantillonnages, à partir de la suspension originelle, et trois mesures au Coulter sont effectués pour chaque échantillon.

La détermination des paramètres texturaux du sédiment décalcifié est effectuée après attaque à l'acide chlorhydrique, 30 % de 9 cc de la suspension obtenue par tamisage. Après réaction, HCl en excès est éliminé par trois lavages et centrifugations, en présence d'eau distillée, à la suite de ces opérations le pH de la suspension est compris entre 7 et 8. Trois échantillonnages sont également effectués pour chaque niveau.

Connaissant le pourcent de la fraction sableuse, le pourcent de carbonate de la fraction sableuse, et celui du sédiment total, on peut calculer, à partir des distributions granulométriques du sédiment total et de la fraction résiduelle, celle de la fraction carbonatée.

Après la détermination des distributions texturales des fractions résiduelles et carbonatées du sédiment, on extrait de celles-ci la distribution en pourcentage des fractions silteuses résiduelles et carbonatées et la médiane de ces distributions. On calcule ensuite pour une population d'échantillons les moyennes et le coefficient de corrélation des médianes des silts :

$$ox = \frac{\sum x_i^2 - nx^2}{n - 1}$$

$$oxy = \frac{1}{n - 1} (\sum x_i y_i - \frac{1}{n} \sum x_i \sum y_i)$$

x = médiane des silts de la fraction résiduelle

y = médiane des silts de la fraction carbonatée.

On peut également calculer l'intervalle de confiance de ce coefficient qui est une fonction du nombre d'échantillons utilisé pour son évaluation ; plus généralement on vérifie que, compte tenu du nombre d'échantillons utilisé, le coefficient de corrélation calculé est significatif.

Nous avons déterminé l'erreur analytique sur l'évaluation de la médiane, en répétant 30 fois l'ensemble du processus analytique pour un même échantillon à partir du filtrat obtenu après tamisage.

TABL. 36 - Corrélation entre indices d'hydrodynamisme et vitesses de courant.

Zone	Vit. moy.	Vit. max.	haut.	méthode			C	h %	references	
				hydro.	in situ	durée				
Bassin du Cap	2cm/s	-	-	+	-	-	101	0.56	Wüst (1957)	
Vema Channel Sud	CT3	10cm/s	15	-	+	30mn	317	2.65	Auffret et al. (1975a)	
	CT4	6cm/s	15	-		44mn			Auffret et al. (1975a)	
Vema Channel Nord	CT01	6cm/s	15		+	44mn	159	0.85	idem	
	CT02	<1cm/s	15		+	80mn			idem	
Vema frac. zone	ST4	4cm/s	12cm/s	10	-	+	26 d	148	0.8	Vangriesheim (1980)
	ST5	3cm/s	12cm/s	10	-	+	8,5d			
Bassin d'Alboran	ST54	6cm/s	10cm/s	1	-	+	7 h	172	1.5	Auffret, données non publiées
Meriadzek terr.	CT02	7cm/s	20cm/s	1	-	+	9 h	148	2.29	Auffret et al. (1975b)

	% CaCO ₃	% sable	Md	Mds	Mdsr	Mdsc
KR 11 (6-8cm)	62	42	51	29	20	35
KR 18 (6-8 cm)	59	42	61	30	20	34
KR 34 (4-6 cm)	55	44	56	30	21	43
KR 16 (1-3 cm)	54	41	51	31	22	38
KR 16 (5-7cm)	55	38	47	33	23	47
KR 16 (18-20cm)	39	32	40	32	24	46
KR 16 (21-23 cm)	35	32	42	29	22	50
KR 17 (2-4 cm)	55	14	23	27	18	38
KR 17 (4-6 cm)	54	13	23	27	18	36
KR 17 (21-23 cm)	54	14	22	26	20	38
KR 38 (0-2 cm)	57	25	28	27	22	39
KR 38 (4-6 cm)	56	22	25	25	18	34
KR 38 (19-21cm)	51	19	24	25	24	28
KR 40 (2-4 cm)	55	17	32	33	19	44
KR 40 (21-23 cm)	50	9	21	24	22	29
KR 44 (2-4 cm)	56	20	25	25	19	36
KR 44 (16-18 cm)	54	16	23	25	19	30

Zone 2

$C_3 = 138$

Zone 1

$r = 0,22$

$C_3 = 33$

TABL. 37 - Paramètres texturaux et indices hydrodynamiques des sédiments des zones 1 à 4.

Lors des analyses de routine nous effectuons 3 mesures pour un même échantillon. Pour un coefficient de sécurité de 95 %, l'intervalle de confiance de la médiane est $\pm 2 \mu$.

La détermination des paramètres nécessaires au calcul de C_3 peut également se faire plus simplement, de façon graphique.

C - TEST DE LA METHODE

Il nous reste à vérifier la "validité" de cette méthode, c'est-à-dire à la tester en confrontant les indices calculés et les activités courantologiques dans des zones où nous disposons simultanément de mesures de courant et d'échantillons du fond marin. Ces deux conditions sont rarement réalisées simultanément. Nous avons pu néanmoins confronté ces deux données en réunissant les observations que nous avons pu recueillir lors de diverses campagnes, en Mer d'Alboran occidentale (AUFFRET *et al.*, 1974). dans l'Océan Atlantique au niveau du Vema Channel (AUFFRET et PASTOURET, 1975), dans le Bassin du Cap et dans le Chenal Vema (AUFFRET *et al.*, 1981). Ces données nous ont permis d'établir l'existence d'une corrélation positive entre la valeur du coefficient d'hydrodynamisme et la vitesse moyenne caractéristique de ces différents sites (tableau 36).

D - COMPARAISON DU NIVEAU ENERGETIQUE DES ZONES BIOGAS 1 et 2

Nous avons exposé dans le chapitre précédent les caractéristiques sédimentaires des zones 1 et 2. Nous avons calculé l'indice C_2 des deux zones, l'indice C_3 de la zone 1, et évalué à partir de trois échantillons seulement ce dernier indice pour la zone 2 (AUFFRET et SICHLER, 1982).

Les résultats sont résumés dans le tableau 37.

L'importance de l'écart-type est telle qu'on ne peut assurer que les différences observées sont significatives. Il existe dans les deux zones une importante dispersion. On peut néanmoins observer que notre modèle théorique n'est pas contredit par ces observations. Il est également évident que l'observation de la texture de la totalité des échantillons, ou de leur pourcentage en sable, conduirait à la même conclusion, mais il était important de vérifier que la différence de niveau hydrodynamique se marquait également au niveau des caractéristiques texturales de la fraction silteuse.

Cette vérification s'ajoutant aux autres indications, nous amène donc à conclure à l'existence d'un plus haut niveau dynamique dans la zone 2, cette hypothèse demande à être confirmée par les mesures de courant "in situ".

Les mesures de longue durée effectuées à la station 7 (fig. 5) ont montré une décroissance du courant entre 1000 et 3000 m de profondeur. La différence supposée entre les stations 1 et 2 peut sans doute s'expliquer par l'influence d'un effet topographique.

Les mesures de GOULD et Mc KEE (1973) effectuées sur la station 1, montrent, quant à elles, un renforcement du courant entre 1500 et 2000 m. En l'absence de mesures "in situ" aucune

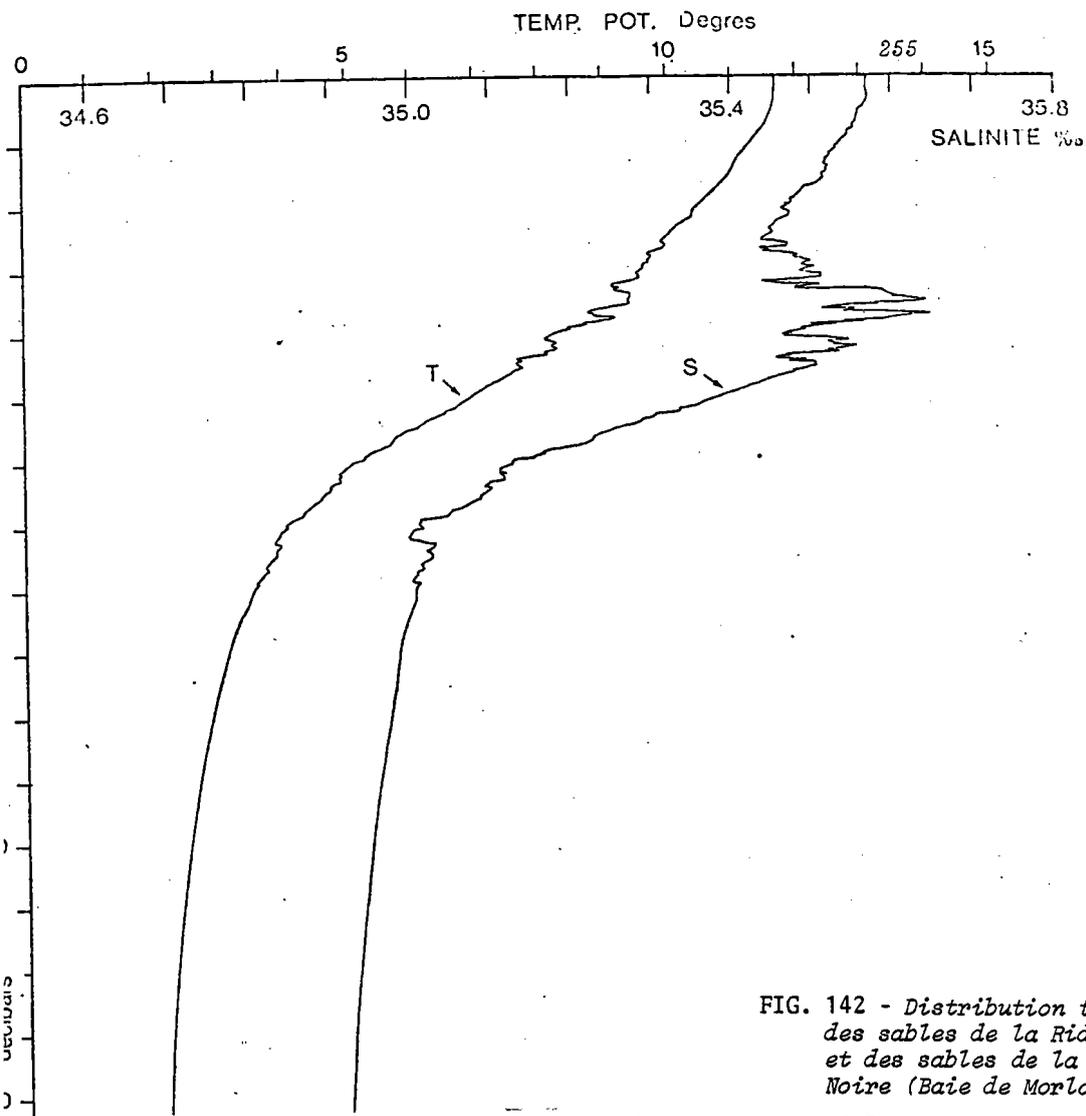
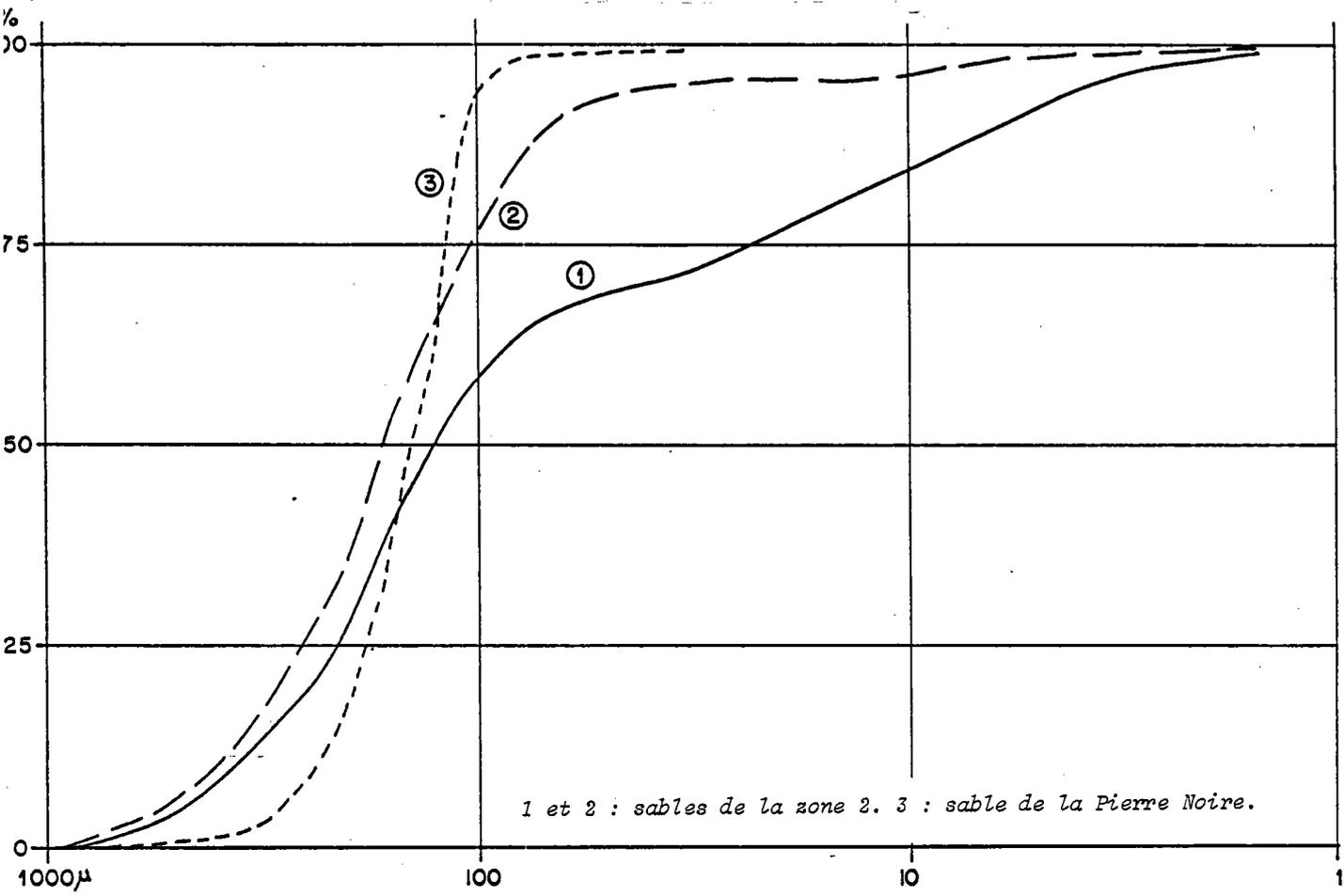


FIG. 141 - Diagramme température-salinité au voisinage de la Ride Aegis (A. Vangriesheim, sous presse).

FIG. 142 - Distribution texturale des sables de la Ride Aegis et des sables de la Pierre Noire (Baie de Morlaix).



1 et 2 : sables de la zone 2. 3 : sable de la Pierre Noire.

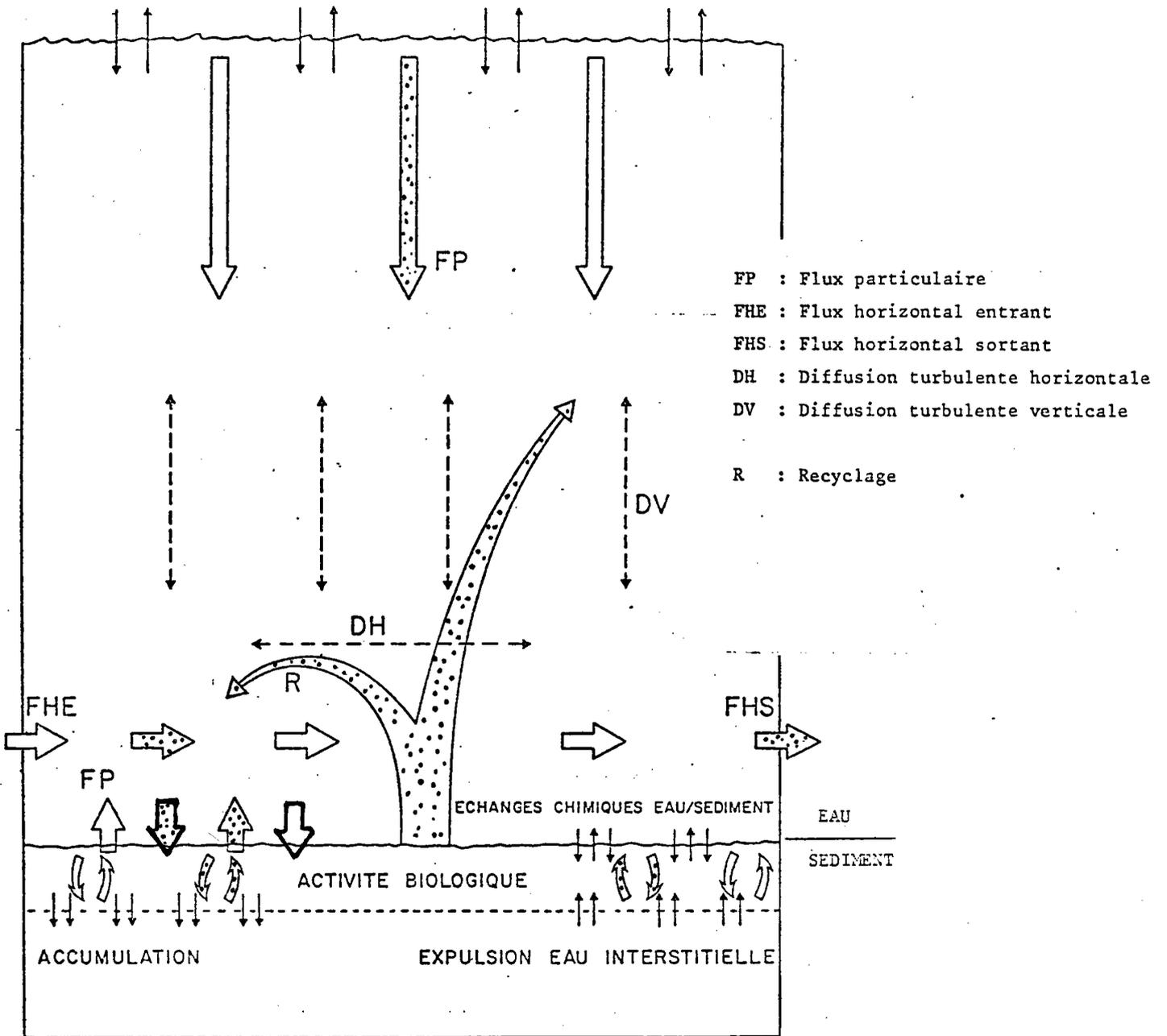
explication définitive ne peut être avancée pour expliquer la différence observée. On peut cependant observer que la limite entre les Eaux Profondes et les Eaux de Fond nord-Atlantique est située vers 2500 m et que cette limite hydrologique bien que "graduelle" pourrait être caractérisée par des manifestations hydrologiques particulières (marées internes, ondes internes ?). La figure 140, d'après A. VAN GRIESHEIM (sous presse) met bien en évidence cette limite hydrologique. Il est intéressant de comparer la morphologie des rides de la zone 2 avec celles observées en Baie de Morlaix (chapitre 3). Les sables de la zone 2 et de la Pierre Noire sont caractérisés par une médiane identique, le classement est moins bon dans la zone 2 en relation avec la présence d'une fraction fine plus abondante (fig. 142).

Dans le cas des sables de la Pierre Noire nous avons calculé une vitesse critique d'érosion de 20 cm/s et observé un remaniement des crêtes des rides pour des vitesses atteignant 30 cm/s. Ce remaniement consistant en une simple renverse de la polarité des rides, sans migration des crêtes.

Dans les deux cas, on peut admettre que les rides ont été établies sous l'influence de vitesses de courants plus élevés (courant de houle pour la Pierre Noire ?) et qu'elles sont simplement "façonnées" par les courants tidiaux, du moins lorsque ceux-ci ont des vitesses de 20 à 30 cm/s (on sait dans le cas de la Pierre Noire qu'ils peuvent atteindre 90 cm/s en vive-eau...).

Dans le cas de la Ride Aegis, l'orientation des crêtes des rides sableuses, impliquent une oscillation "transverse" à la marge, en ce sens on peut donc parler de "cross-contourites"...

FIG. 143 - Schéma des interactions hydrodynamiques, biologiques et sédimentaires à l'interface eau-sédiment.



V - LES TRANSFERTS DANS LE BASSIN PROFOND

Longtemps ignorés, les divers aspects de la dynamique sédimentaire dans les bassins profonds commencent à apparaître grâce aux études sédimentologiques de l'interface (sonar profond, photographies, prélèvements...) qui révèlent des morphologies, des structures sédimentaires et des gradients minéralogiques indicateurs de processus sédimentaires actifs; et aux mesures courantologiques de longue durée effectuées dans le cadre de grands programmes internationaux, tel le programme NEADS.

Nous avons représenté schématiquement dans la figure 143 divers types d'interactions qui contrôlent la dynamique sédimentaire du domaine abyssal. Les phénomènes d'érosion et de dépôt sont tributaires de la circulation profonde qui engendre et/ou entretient le transport en suspension de matériaux particulaires dans des couches néphéloïdes épaisses de quelques dizaines de mètres. La bioturbation est également un facteur important en ce sens qu'elle peut favoriser le remaniement et l'érosion des sédiments pendant une longue période (MAUVIEL, 1982 ; MAUVIEL *et al.*, 1982). Les phénomènes d'expulsion de l'eau interstitielle sont fondamentaux, d'une part à travers leur influence sur la cohésion du sédiment et donc sur son aptitude à l'érosion, d'autre part par le flux de sels minéraux injectés dans le milieu marin qui serait équivalent à celui des apports fluviaux (MANHEIM, 1976).

Les questions que nous nous posons sont les suivantes :

- Quelle est l'importance des intensités des courants susceptibles de prévaloir, intensité moyenne et maximum ?
- Quelles sont les causes des variations observées ?
- Quels sont les facteurs qui contrôlent la distribution des sédiments dans les bassins profonds ? Les paroxysmes ont-ils à cet égard plus d'importance que les vitesses résiduelles calculées à l'échelle annuelle ?

Nous ne répondrons pas de façon définitive à ces questions, mais les données actuellement disponibles permettent déjà de les aborder. Pour ce faire, nous examinons les caractéristiques de la circulation profonde au point 7 du programme NEADS d'après les résultats publiés par le Département

Etudes Océaniques du Centre Océanologique de Bretagne (KARTAVTSEFF et BILLANT, 1979, 1980 ; VANGRIESHEIM, sous presse) et d'autre part la distribution des résiduelles des courants de fond, d'après DICKSON et GOULD (1983), MADELAIN et KERUT (1978), JAMES (1982).

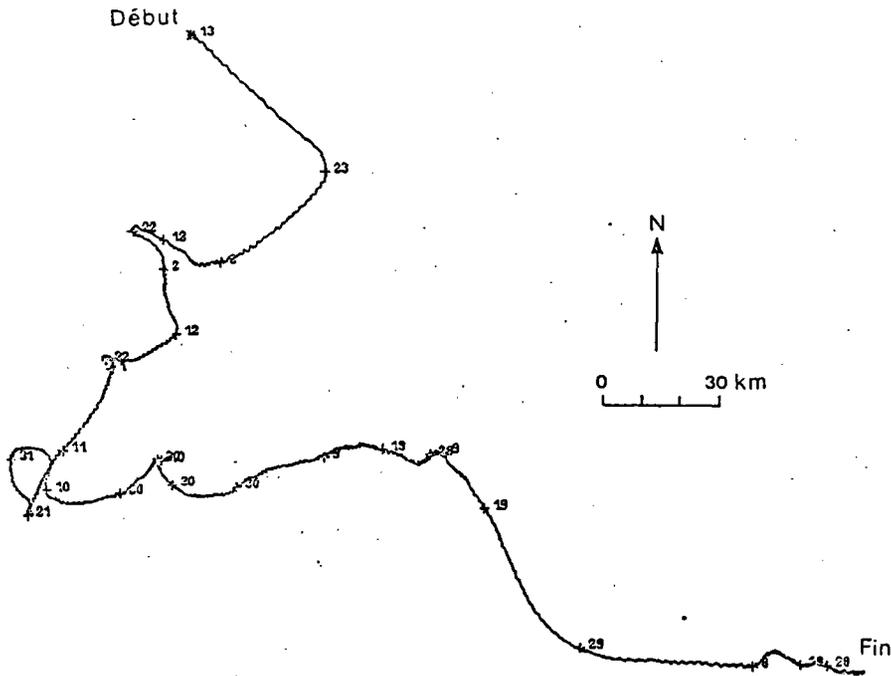
- La circulation profonde au point NEADS 7, 500 m au-dessus du fond (fig. 5).

Le courant profond a été enregistré en ce point pendant une période de 2 ans, du 13 mai 1977 au 15 mai 1979.

. 13 mai 1977 au 5 février 1978 (fig. 144)

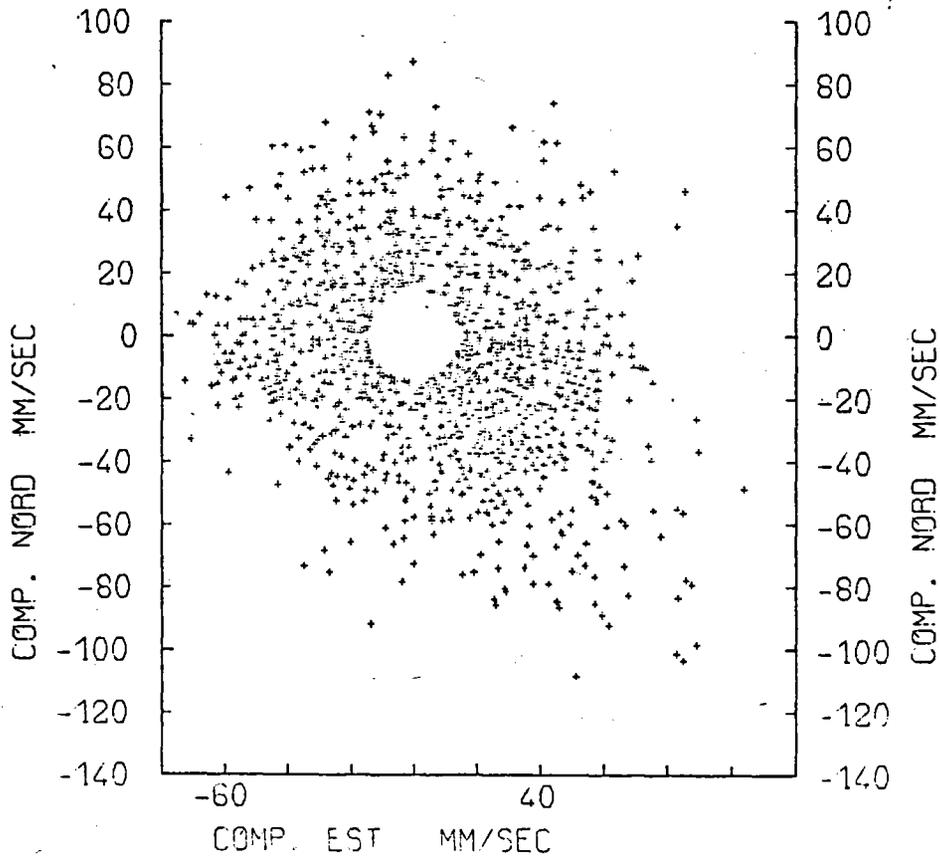
Le graphe de composantes Nord-Sud et Ouest-Est des vitesses (moyennes mesurées sur 1 h ; 1 mesure sur 5) montre une asymétrie marquée avec une prédominance des valeurs supérieures à 10 cm/s vers le Sud-Est. L'intensité maximum est 15,5 cm/s ; l'intensité moyenne 4,2 cm/s.

FIG. 144 - Hod ographie intégré et distribution des vitesses de courant (intégrées sur une heure) point NEADS 7.



NA77A1C5C60M

3975 M



. 6 février 1978 au 23 octobre 1978

L'hydrodynamisme a été beaucoup plus modéré au cours de cette période, on note seulement une légère prépondérance des vitesses portant vers le Sud/Sud-Est. Du 31 mars au 7 avril, les courants ont porté de façon prédominante dans cette direction. La vitesse maximum est 14,5 cm/s, la vitesse moyenne 2,5 cm/s. La faible valeur de la vitesse moyenne rend suspect l'ensemble de cette série de mesures (A. VAN GRIESHEIM, communication personnelle).

. 23 octobre 1978 au 15 mai 1979

Il n'y a pas d'asymétrie, l'axe Nord-Nord-Ouest/Sud-Sud-Est est néanmoins plus marqué. Des courants portant vers le Sud-Sud-Est ont été observés du 18 au 21 novembre mais leurs intensités n'atteignaient généralement pas 10 cm/s. La vitesse maximum est 12,5 cm/s, la vitesse moyenne 4 cm/s.

Au cours de la première période la vitesse résiduelle est dirigée vers le Sud-Est, c'est-à-dire dans la même direction que la vitesse maximum ; par contre, au cours de la deuxième période la vitesse résiduelle est dirigée vers le Sud-Sud-Ouest, et au cours de la troisième période vers l'Est, c'est-à-dire dans des directions différentes de celles des vitesses maximums observées. Néanmoins sur la période de deux ans considérée, les vitesses maximum et résiduelle au point 7 portent toutes les deux au Sud-Est. Il apparaît donc que pour une longue période ces deux directions pourraient coïncider, mais on doit souligner que l'évaluation de cette vitesse résiduelle doit être réalisée à partir de mesures d'une durée d'un an au moins.

- Les variations des intensités sont contrôlées par les périodes tidales (ondes M_2 et S_2), la période d'inertie plus élevée à la latitude du Golfe de Gascogne (16,4 H), les variations nictémérales.

Les événements observés au point 7 concernant des courants de fortes intensités portent vers le Sud-Est ou le Sud-Sud-Est, n'ont pas encore reçu d'interprétation définitive par les océanographes physiciens. Résultent-ils de phénomènes tourbillonnaires ?

D'après DICKSON et GOULD (1983), au Sud de 46°N, la période de ces tourbillons serait de l'ordre de la centaine de jours, tandis qu'au Nord de cette latitude un signal saisonnier serait prépondérant, la genèse des tourbillons étant liée à l'entraînement par le vent des masses d'eau superficielles dont le mouvement, en l'absence de thermocline (en hiver et au printemps), se propagerait dans les couches profondes. Sur la figure 93, nous avons reporté, d'après DICKSON et GOULD (1983), JAMES (1982), MADELAIN et KERUT (1978) et VAN GRIESHEIM (sous presse) la distribution des vitesses résiduelles au voisinage du fond dans l'Atlantique Nord-Est.

L'ensemble de ces observations conduit DICKSON et GOULD à la conclusion que les derniers mille mètres de la tranche d'eau se sont animés d'une dérive vers le Nord à une vitesse moyenne de l'ordre de 1 à 2 cm/s, un tel flux serait en accord avec les modèles théoriques de STOMMEL (1958) et VERONIS (1978). Au voisinage de la marge (JAMES, 1982), cette vitesse pourrait atteindre 5 cm/s.

On doit néanmoins noter qu'en deux stations (dont la station 7), une résiduelle portant vers le Sud-Est a été mise en évidence.

Il est intéressant de confronter ces données aux hypothèses faites à partir de la nature minéralogique des sédiments du bassin profond. L'abondance des smectites notamment et l'évolution du rapport smectites/illites a été utilisée comme marqueur de la circulation profonde. Ainsi, ALVINERIE *et al* (1978) concluent de l'évolution de ce rapport à l'existence d'un courant de fond provenant des hautes

latitudes. LABRACHERIE et MOYES (1978) ont pu tracer la progression de l'eau de la Mer de Norvège sur le bord ouest du Bassin de Rockall, grâce aux Radiolaires. ZIMMERMAN (1982) a fourni une carte de distribution de l'abondance des smectites qui montre effectivement un enrichissement vers une zone située par 47°N et 20°W. Il existe donc une apparente contradiction entre les résultats des mesures courantographiques (à l'échelle annuelle) et l'hypothèse d'un courant profond d'origine nordique qui serait le vecteur des smectites présentes dans le bassin profond. Deux remarques peuvent être faites :

L'existence d'un flux vers le Nord, le long de la marge paraît bien établie, ce flux n'est pas en contradiction avec la distribution des argiles sur la marge. En effet, la fraction argileuse sur le bord est du Bassin de Rockall à partir de l'Eperon de Goban est plus riche en illite que l'Ouest de ce bassin. PEYPOUQUET (1977) et MOYES *et al.* (1982) ont par ailleurs mis en évidence grâce à l'examen des Ostracodes, la présence d'eau profonde pauvre en oxygène à l'extrémité nord-est du Bassin de Rockall en accord avec une origine ancienne. Cette hypothèse est en accord avec les observations de LONSDALE *et al.* (1981) et LONSDALE (1982). Concernant le centre du bassin, la contradiction demeure, on peut l'interpréter de trois façons :

- soit la distribution des vitesses résiduelles ne reflète pas le sens effectif des transports qui se produiraient lors de paroxysmes (tempêtes benthiques de GARDNER et SULLIVAN, 1981)
- soit les smectites viennent du Sud,
- soit les smectites sont introduites dans le bassin profond du Golfe de Gascogne par des courants de fond en provenance de la Mer d'Irminger et ayant transité par la zone de fracture Gibbs (RUDDIMAN *et al.*, 1972 ; SHOR *et al.*, 1980 ; LONSDALE *et al.*, 1981).

La première hypothèse est plausible, mais seules des observations "in situ" pourraient nous permettre de la vérifier. La seconde hypothèse ne peut être exclue, la présence de forte teneur en smectites sur la Marge Armoricaire par 2000 m de profondeur, signalée par GROUSSET, peut impliquer des apports liés à la veine d'Eau Méditerranéenne. La troisième hypothèse est séduisante, mais on peut aussi bien penser à des courants de densité d'origine turbiditique qu'à des eaux profondes issues de la mer d'Irminger. RUDDIMAN *et al.* (1972), SHOR *et al.* (1980) ont montré que ce chenal profond avait été affecté par des courants de turbidité très actifs au cours du Pléistocène, mais il n'est pas prouvé que de tels processus soient encore actifs, aussi l'hypothèse d'apports par l'intermédiaire d'une circulation "normale" est-elle la plus vraisemblable.

En tout état de cause la zone de forte teneur en smectites située par ZIMMERMAN par 47°N et 20°W coïncide avec le débouché de cette source d'apports potentiels.

VI- DISCUSSION ET CONCLUSION

C'est dans le cadre des idées développées par SWIFT (1976B) et DRAKE (1976) que nous discutons les divers aspects des processus sédimentaires que nous avons exposés ci-dessus. SWIFT distingue deux types de régime pour les plateformes continentales : allochtones et autochtones. Dans le premier cas, le matériel des plateaux est d'origine locale et résulte du remaniement par la mer de formations préexistantes ; dans le second cas, la plateforme continentale est recouverte en majorité

par des lutites d'origine fluviatile.

La morphologie des premières est le plus souvent héritée des actions littorales, la morphologie des secondes tend vers un nivellement sous un drapage de sédiments actuels. La plateforme du Sud de la Manche occidentale et en Mer Celtique montre clairement une dominance du régime allochtone. La morphologie des Grands Bancs et leur matériel sédimentaire est, comme nous le verrons dans la deuxième partie, héritée des processus littoraux ayant prévalu lors des bas niveaux marins du Würm. Les dépôts modernes sont essentiellement d'origine biologique, les dépôts terrigènes sont confinés aux baies abritées.

Les auteurs britanniques, quant à eux (BELDERSON *et al.*, 1970) distinguent : un conglomérat basal, une nappe mobile, des matériaux récents stabilisés. Cette classification nous paraît ambiguë en ce qui concerne la distinction entre les types 2 et 3. En effet, telle formation stable sous certaines conditions peut en effet être mobilisée lors des paroxysmes courantologiques. La plateforme interne armoricaine au contraire montre une tendance vers le régime autochtone. En effet, si les vases de la Grande Vasière sont en partie héritées, la possibilité d'apports actuels ne paraît pas devoir être écartée *a priori*.

Quant aux vasières internes de cette même région, leur engraissement actuel ne fait pas de doute.

La pente continentale et la zone abyssale paraissent, comme nous l'avons vu, alimentées par la remise en suspension de sédiments dans les zones externes, et dans une proportion difficile à préciser par des sédiments issus de la zone interne.

Une revue des résultats stratigraphiques résultant principalement de travaux de l'IGBA suggère que le taux de sédimentation pour l'Holocène supérieur serait de l'ordre de 4 cm/1000 ans (ceci équivaut à une épaisseur moyenne de 30 cm pour les dépôts Holocène supérieur en régime hémipélagique).

Une évaluation de la superficie du golfe, limitée à l'isobathe de 500 m, a fourni une valeur de $18 \times 10^{10} \text{ m}^2$; si cette surface était uniformément recouverte d'une épaisseur de 30 cm de sédiments et pour une densité humide de 2, le tonnage représenté serait de l'ordre de 10^{11} tonnes, équivalant à $1,5 \times 10^7$ tonnes d'apports annuels. En adoptant une teneur moyenne de 35 % de carbonate de calcium, la masse des sédiments terrigènes déposée annuellement sur les fonds du golfe serait donc d'environ 10^7 tonnes. Ce chiffre est supérieur à l'estimation des apports fluviaux annuels ($6,4 \times 10^6$ tonnes), mais l'ordre de grandeur est équivalent.

Compte tenu des réserves qu'impose le caractère approximatif de ces évaluations, il semble donc qu'il existe à l'échelle de l'Holocène supérieur un équilibre entre l'importance des apports fluviaux et la quantité de sédiment terrigène accumulée dans le Golfe de Gascogne. Dans cette hypothèse, le plateau continental serait court-circuité, mais il est plus vraisemblable d'admettre qu'il est le siège d'accumulations locales et temporaires.

Nous avons vu par ailleurs que des apports venant du Sud, du Nord ou de l'Ouest à la faveur de la circulation océanique profonde n'étaient pas à exclure, sans que l'on puisse encore prétendre évaluer leur importance.

DRAKE (1976) a posé clairement, à l'échelle globale, le problème de la relation entre la masse des apports fluviaux et celle des sédiments déposés sur les fonds marins. D'une part, les modèles théoriques (tels ceux proposés par SCHUBEL et OKUBO, 1972) prédisent une dispersion vers le

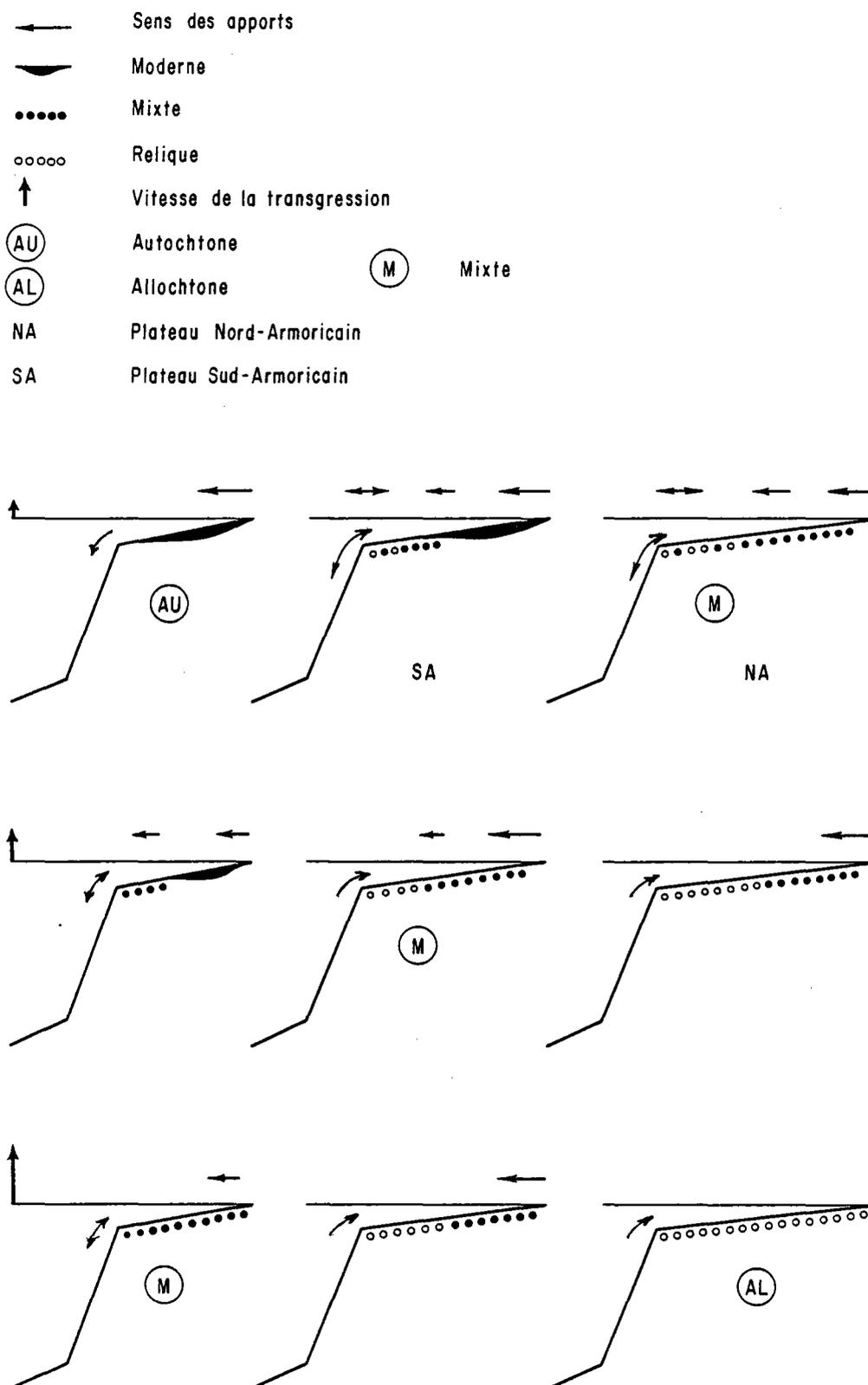


FIG. 145 -

Le modèle représente l'évolution théorique au cours de la transgression post-Würm 3 (stade 2) avec des conditions morphologiques différentes (trois largeurs du plateau continental). De bas en haut : la vitesse de remontée du niveau marin diminue. La colonne verticale du centre représente l'évolution théorique de la plateforme sud-armoricaine. La colonne de droite, celle de la plateforme nord-armoricaine. Les flèches représentent le sens possible des transports en suspension.

large quasi totale et instantanée des apports fluviaux introduits dans le milieu marin, tandis que d'autre part les bilans massiques des sédiments déposés sur les marges et dans les bassins profonds ne rendent compte que de 10 % environ des apports fluviaux annuels (18×10^9 tonnes).

DRAKE admet que 50 % de la différence (soit 8×10^9 tonnes) se dépose dans les deltas, estuaires et marais littoraux. Quant aux 50 % restants, il suppose qu'ils sont déposés sur la plateforme interne au débouché des grands émissaires.

En fait, toute la discussion repose sur les évaluations des masses sédimentaires déposées en milieu profond effectuées par Mc CAVE (1972) et LISITZIN (1972). Ainsi, sachant que 20 % des apports fluviaux sont constitués par le Fleuve Jaune et le Gange, on peut se demander avec quelle précision a été évaluée la masse des sédiments déposés sur les pentes continentales et dans le bassin vis à vis de ces deux grands émissaires.

DRAKE invoque, à juste titre, le piégeage des suspensions dans le domaine de la plateforme interne, mais on peut admettre qu'au moins une certaine proportion du stock peut parvenir sur la plateforme externe où le sens des transports résiduels est susceptible de s'inverser (BUMPUS, 1965) vers la rupture de pente du plateau continental (LARSEN, 1982). En outre, dans cette zone, le remaniement des sédiments reliques est susceptible d'alimenter la dispersion des matériaux en suspension vers le bas de la marge, ainsi que le suggère la distribution des sédiments sur la pente (fig. 93) et ce en accord avec les travaux de SPENCER et SACHS (1970).

Le modèle de Mc CAVE (1972) suggère que selon l'importance de l'hydrodynamisme et la largeur du plateau continental, la dispersion ou le recyclage des suspensions seraient favorisés. Il apparaît donc que l'on peut concevoir pour un marnage et un contexte climatique donnés, plusieurs types de situations favorables à l'accumulation ou à la dispersion des sédiments en fonction de la largeur du plateau continental (fig. 145).

Dans le cas présent, le bilan des dépôts terrigènes dans le Golfe de Gascogne est légèrement excédentaire par rapport à l'estimation des apports fluviaux. Il est évident que le remaniement des dépôts de la plateforme externe et des apports d'origine lointaine peuvent constituer une part importante de ces dépôts.

En outre, il faut reconnaître l'imprécision de cette évaluation. En effet, des taux de sédimentation de l'ordre de 500 cm/1000 ans ont été récemment mis en évidence au Sud du golfe (CREMER, 1982), selon l'importance des zones concernées par de tels apports, l'évaluation effectuée pourrait être multipliée par un facteur 2 (il en serait ainsi pour une zone de 100 km x 100 km).

Le bilan de la sédimentation carbonatée est également très difficile à appréhender. L'épaisseur des sédiments carbonatés d'âge Holocène supérieur sur le plateau continental est très variable. Pratiquement nulle sur la majeure partie de la plateforme continentale externe, elle peut atteindre la dizaine de mètres sur la plateforme interne dans des dunes hydrauliques. La prospection pour la recherche de sables calcaires dans ces accumulations a conduit à une évaluation de l'ordre de 6 km^3 pour le tonnage des sédiments calcaires d'âge Holocène supérieur présumé. A la périphérie du Massif Armoricaïn, l'accumulation annuelle serait donc de l'ordre de 2×10^6 t. Le tonnage annuel du carbonate de calcium déposé sur la pente et dans le bassin profond est de l'ordre de 3×10^6 t (le tiers des apports terrigènes). Les apports en calcium des fleuves des bassins versants concernés (fig. 133) sont de l'ordre de 28×10^2 t/an, ce pour une teneur moyenne de 14 mg/l ce qui correspond, transformé en carbonate, à 70×10^2 t/an.

Des observations satellites ont permis de mettre en évidence, à l'aplomb de la pente dans la zone de Meriadzek, des "blooms" de coccolithes, consistant essentiellement en *Emiliana huxleyi*. D'après les travaux britanniques, ces "blooms" représenteraient une production de 10^7 tonnes de carbonates en l'espace de quelques semaines (J.F. SAMAIN, communication personnelle), c'est-à-dire trois fois plus que l'évaluation de la masse des sédiments biogènes accumulés annuellement.

Il apparaît donc clairement que, tout comme à l'échelle globale, il existe un déficit des apports en calcium. En effet, d'après HAY et SOUTHAM (1977), alors que la masse de carbonate de calcium accumulée sur les plateaux continentaux est de 13×10^8 t, les apports fluviaux n'atteindraient que 12×10^8 t/an.

Au niveau global, ce déficit est essentiellement compensé par la dissolution de formations anciennes carbonatées par les masses d'eau profonde.

INTRODUCTION

Après avoir examiné la nature, la distribution des sédiments et l'importance des flux qui prévalent ou ont prévalu au cours de l'Holocène supérieur, nous abordons l'étude des régimes anciens. Ici encore nous ne pouvons prétendre être exhaustif, après l'exposé des méthodes d'étude que nous avons adoptées, nous présentons deux approches relatives à ce thème. D'une part, les principales étapes de l'évolution du paléoenvironnement depuis le début du Cénozoïque, d'autre part, une évaluation des flux sédimentaires ayant prévalu au cours du Würm 3.

CHAPITRE I

EVALUATION DES BILANS SEDIMENTAIRES ET RECONSTITUTION DES PALEOCIRCULATIONS PROFONDES

I - LE MATERIEL ETUDIE

Le matériel d'âge quaternaire supérieur que nous avons étudié provient de forages réalisés dans la rade de Brest pour les besoins de la Marine Nationale et des Travaux Maritimes ; nous remercions ces deux organismes qui nous ont permis d'étudier ce matériel.

Le matériel de la marge provient de carottages Killenberg réalisés par le Centre Océanologique de Bretagne sur les N.O. J. Charcot et Le Suroît au cours des campagnes Margas et Géomanche (1 et 2). Nous avons également fait largement référence aux résultats publiés par GROUSSET portant sur des carottes prélevées lors de la campagne Géogas organisée conjointement par l'IGBA et le COB.

Les échantillons d'âge tertiaire et quaternaire inférieur de la marge ont été prélevés à bord du N.O. Glomar-Challenger au cours du leg 48 (Brest-Aberdeen) (MONTADERT, ROBERT S *et al.*, 1979 ; AUFFRET et PASTOURET, 1979 ; AUFFRET, 1979).

II - ETABLISSEMENT DES BILANS SEDIMENTAIRES

L'histoire des variations du paléoenvironnement se trouve inscrite dans les "Archives" (selon le terme de PALLAS, 1779) constitué par l'accumulation des sédiments au cours des périodes géologiques. Pour reconstituer cette histoire, il est nécessaire d'établir le bilan des matériaux accumulés au cours des différentes périodes géologiques considérées. Nous résumons ci-dessous les principales étapes de ce processus fondé sur la détermination de la nature minéralogique du matériel et des taux d'accumulations.

Après examen sous la loupe binoculaire, les échantillons (d'un volume de 5 à 10 cc) sont divisés en deux parties, l'une d'entre elles est conservée comme témoin. Après confection d'un "frottis" et détermination de la couleur, le sédiment est séché à l'étuve à une température de 60°C. Le sédiment sec est de nouveau séparé en deux ; la première moitié est tamisée sous l'eau au tamis de 63 μ . L'autre moitié est broyée au mortier d'agate, puis 200 mg sont soumis à l'analyse diffractométrique en présence d'un étalon interne (50 mg de NaF) et 250 mg à une attaque à l'HCl pour détermination de la teneur en CaCO_3 à l'aide d'un calcimètre Bernard. La fraction granulométrique plus fine que 63 μ est échantillonnée et soumise à l'analyse microgranulométrique au compteur Coulter (modèle TA).

La composition lithologique des sédiments a été obtenue en suivant la méthode résumée dans le tableau 2. Nous avons récemment amélioré cette méthode en déterminant par diffractométrie la quantité d'opale d'origine biologique après chauffage à 1000°C et transformation en cristobalite. Nous avons également colligé les mesures de routine effectuées sur les sédiments des forages. L'ensemble des informations est traité par un ordinateur Hewlett-Packard et dessiné automatiquement sur une table traçante couplée à l'ordinateur.

Les variations des teneurs des différents composants du sédiment doivent être pondérées par les taux de sédimentation. En effet, la considération des pourcentages ne saurait être significative en elle-même que si les taux de sédimentation étaient restés constants. Seules les variations des flux de chacun des composants peut nous informer sur les changements intervenus dans les régimes sédimentaires.

III - RECONSTITUTION DES PALEOCIRCULATIONS PROFONDES

Introduction

La circulation océanique est, avec les processus gravitaires et la production biologique, un facteur essentiel de la sédimentation profonde. On conçoit donc pourquoi tant d'efforts sont consacrés à tenter de reconstituer ses caractéristiques à une époque donnée et son évolution au cours des périodes géologiques. Grâce à l'évaluation des températures et des salinités des eaux de surface, on a pu reconstituer les principaux traits de la circulation superficielle et ses variations annuelles vers 18000 BP (programme CLIMAP). On ne dispose pas encore d'une telle méthode pour la circulation profonde. Certes des indicateurs existent tels les assemblages d'ostracodes ou de foraminifères benthiques qui renseignent sur les températures, le degré d'oxygénation et le chimisme des eaux profondes (PUJOS-LAMY, 1971) ; PEYPOUQUET, 1977 ; STREETER, 1973), les rapports isotopiques $\text{C}^{13}/\text{C}^{12}$ -fonction de l'ancienneté des masses d'eau- (VERGNAUD-GRAZZINI *et al.*, 1981). Nous proposons une méthode fondée sur l'étude des propriétés texturales des silts (AUFFRET et PASTOURET, 1978A et 1978B ; AUFFRET *et al.*, 1981). ELLWOOD et LEDBETTER (1977) nous ont précédés dans cette voie de recherche.

Nous avons exposé dans la première partie (chapitre VI) le fondement théorique de notre approche et une application à la comparaison des niveaux énergétiques des zones 1 et 2 du glaciaire de Meriadzek.

Nous avons également testé notre hypothèse à partir de toutes les stations de l'océan Atlantique et de la Méditerranée où nous disposons de données sur l'interface eau-sédiment et la circulation profonde (AUFFRET *et al.*, 1981).

Les résultats obtenus n'ayant pas infirmé notre hypothèse, nous appliquons donc cette méthode à l'étude des paléocirculations. Nous examinons tout d'abord les conditions de son application : à savoir, vérifié au préalable, qu'une section sédimentaire donnée a été mise en place sous l'influence d'une circulation profonde "normale" de caractère continu et non à la suite d'épisodes successifs d'apports discontinus d'origine gravitaire. En fait, il s'agit là de distinguer contourites silto-argileuses et turbidites silto-argileuses définies dans le tableau 3B.

La recherche de critères structuraux ou texturaux pour tenter de différencier turbidites et contourites a donné lieu à de nombreux travaux (BOUMA et HOLLISTER, 1973 ; TUCHOLKE *et al.*, 1976 ; PIPER, 1973 ; RUPKE et STANLEY, 1974 ; STOW, 1977 ; STOW et BOWEN, 1978 ; STOW et LOVELL, 1979).

A l'intérieur du large éventail des processus sédimentaires et des dépôts qui leur sont associés, nous nous intéresserons aux critères susceptibles de permettre une discrimination entre turbidites et contourites silto-argileuses.

La distinction entre turbidites et contourites silto-argileuses doit être fondée sur un ensemble de critères portant sur le contexte régional, le taux de sédimentation, les structures sédimentaires, la texture et la nature pétrographique du matériel.

1 - Distinction entre contourites silto-argileuses et turbidites "distales"

a) Contexte régional

Le glaciaire continental est parcouru par des chenaux situés dans le prolongement des canyons qui entaillent la pente continentale. Ces chenaux canalisent les courants de turbidité ; lors de tels événements une partie du panache turbide est susceptible de déborder par-dessus les levées. Lors de ce débordement et postérieurement à son dépôt, ce matériel peut être pris en charge ou remanié par les courants de contour (NELSON *et al.*, 1977). Il existe donc des termes de passage entre turbidite fine et contourite ; STOW et LOVELL l'ont particulièrement bien mis en évidence sur la marge de Terre Neuve. Seul l'examen des gradients texturaux, des structures sédimentaires et des taux de sédimentation à l'échelle régionale peut permettre d'évaluer l'importance relative des apports gravifiques et des produits de leur remaniement par les courants de contour. En tout état de cause, il apparaît que les hauts fonds ou les plateaux marginaux constituent des zones privilégiées pour la mise en évidence de l'influence de la circulation profonde, dans la mesure où ils sont moins exposés à l'influence des courants de densité se propageant au voisinage du fond.

b) Taux de sédimentation

La majorité des auteurs (DAVIES et LAUGHTON, 1972 ; HOLLISTER, EWING *et al.*, 1972 ; KLASIK et PILKEY, 1975 ; STOW et LOVELL ; PIPER, 1978) considère que les taux de sédimentation supérieurs à 10 cm/1000 ans sont associés au moins *pro-parte* à des apports gravifiques.

c) Structures sédimentaires

Les structures sédimentaires associées aux courants de turbidité constituent, lorsqu'elles sont toutes présentes, une série caractéristique comprenant généralement les termes c, d, e de la série de BOUMA (1962). Lorsque les termes de base sont absents, il devient difficile de distinguer turbidite silto-argileuse, hémipélagite et contourite silto-argileuse. Le passage vertical ou latéral à des séries de turbidites complètes peut, en ce cas, être d'une aide précieuse. Les radiographies de carottes révèlent fréquemment dans un sédiment d'apparence homogène, des laminations (interrompues occasionnellement par des terriers de fuite). Quand elles sont observées, ces laminations sont l'indice d'un dépôt rapide, généralement associé aux apports gravifiques. La section e représente la sédimentation "hémipélagique" ; elle s'oppose à la section d par les traces des remaniements organiques. Les dépôts turbidiques et hémipélagiques sont également susceptibles d'être distingués au niveau de leur microstructure (O'BRIEN *et al.*, 1980 ; RUPKE et STANLEY, 1974) (fig. 40).

d) Textures

PASSEGA (1964) a proposé un critère de distinction des dépôts d'origine turbidique sur la base d'une relation linéaire entre le premier percentile et la médiane. Cette relation linéaire implique un tri hydrodynamique qui est également présent dans les contourites ; aussi ce critère de distinction ne nous paraît pas *a priori* utilisable.

e) Minéralogie

La présence dans un sédiment d'organismes déplacés depuis les zones hautes n'implique pas nécessairement une mise en place finale, à partir de courants de densité. Néanmoins STOW et LOVELL indiquent que les contourites de la marge des Caraïbes seraient moins riches en matériel d'origine littorale que les dépôts turbidiques, mais, sur ce point, les particularités géologiques locales peuvent être déterminantes. Néanmoins, on peut remarquer que les passées sableuses des contourites auront "en principe" la même composition que la fraction sableuse des sédiments silto-argileux dans

lesquels elles sont interstratifiées, tandis que la même règle ne s'applique pas aux passées sableuses d'origine turbiditique.

En conclusion, ce n'est que par la considération de l'ensemble des facteurs : régionaux, structures sédimentaires, taux de sédimentation, que la distinction entre turbidite et contourite silto-argileuses peut être établie. Il est également nécessaire de souligner qu'il peut exister une continuité entre turbidites et contourites silto-argileuses d'une part, hémipélagites et contourites silto-argileuses d'autre part.

2 - Indice d'activité hydrodynamique

Nous avons défini dans le chapitre précédent un indice d'hydrodynamisme fondé sur les médianes des fractions résiduelles et carbonatées des sédiments superficiels et leur coefficient de corrélation dans une région donnée. Nous pouvons également définir pour un point donné un indice d'hydrodynamisme pour un intervalle stratigraphique donné.

$$C_3 = \frac{\overline{M}_{dsr} \times \overline{M}_{dsc}}{23} \times r \times 100$$

avec \overline{M}_{dsr} et \overline{M}_{dsc} respectivement moyennes des médianes des fractions résiduelles et carbonatées du sédiment pour un intervalle stratigraphique donné.

Aux conditions d'application discutées ci-dessus, il convient également d'ajouter l'absence d'épigénie sur les grains carbonatés (phénomènes de recristallisation). Ce phénomène intervient généralement pour des profondeurs d'enfouissement supérieures à 1000 m. Quand il existe, il est clairement mis en évidence par les rapports isotopiques O^{18}/O^{16} des tests de foraminifères.

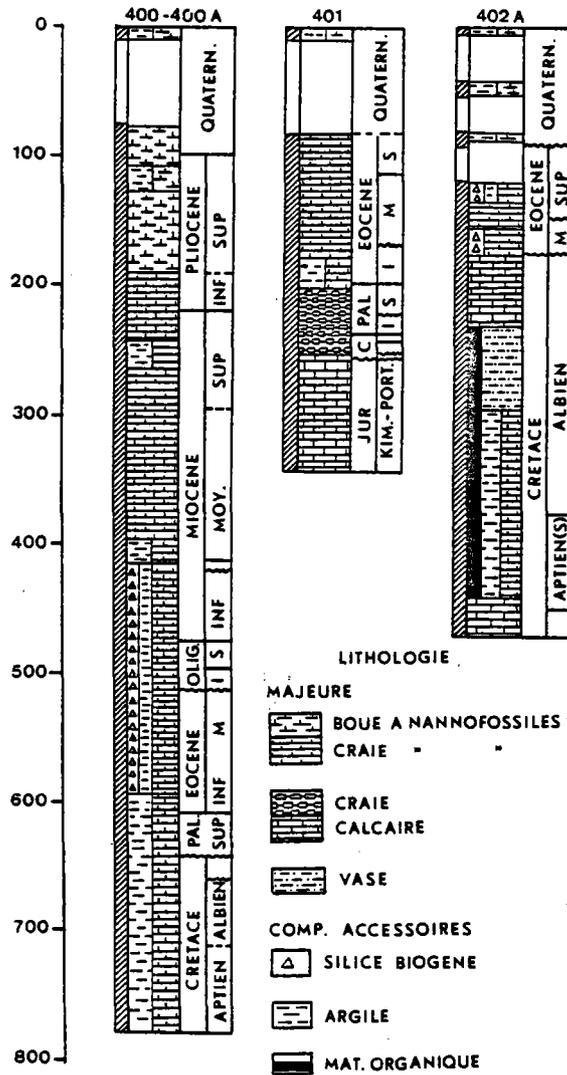


FIG. 146 - Log lithologique et stratigraphique des forages 400, 401 et 402

CHAPITRE II

EVOLUTION DES REGIMES SEDIMENTAIRES DEPUIS LE CRETACE SUPERIEUR

INTRODUCTION

Cette deuxième approche concerne l'évolution des régimes sédimentaires ayant prévalu depuis le Crétacé supérieur sur la Marge Celtique. Nous nous fondons sur l'étude des sédiments que nous avons prélevés à bord du Glomar Challenger lors du leg 48 du programme IPOD. Pour le Quaternaire supérieur nous ferons référence pour l'essentiel aux travaux de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine (CARALP et VIGNEAUX, 1976 ; GROUSSET, 1977 ; PEYPOUQUET, 1977 ; FUJOL, 1980).

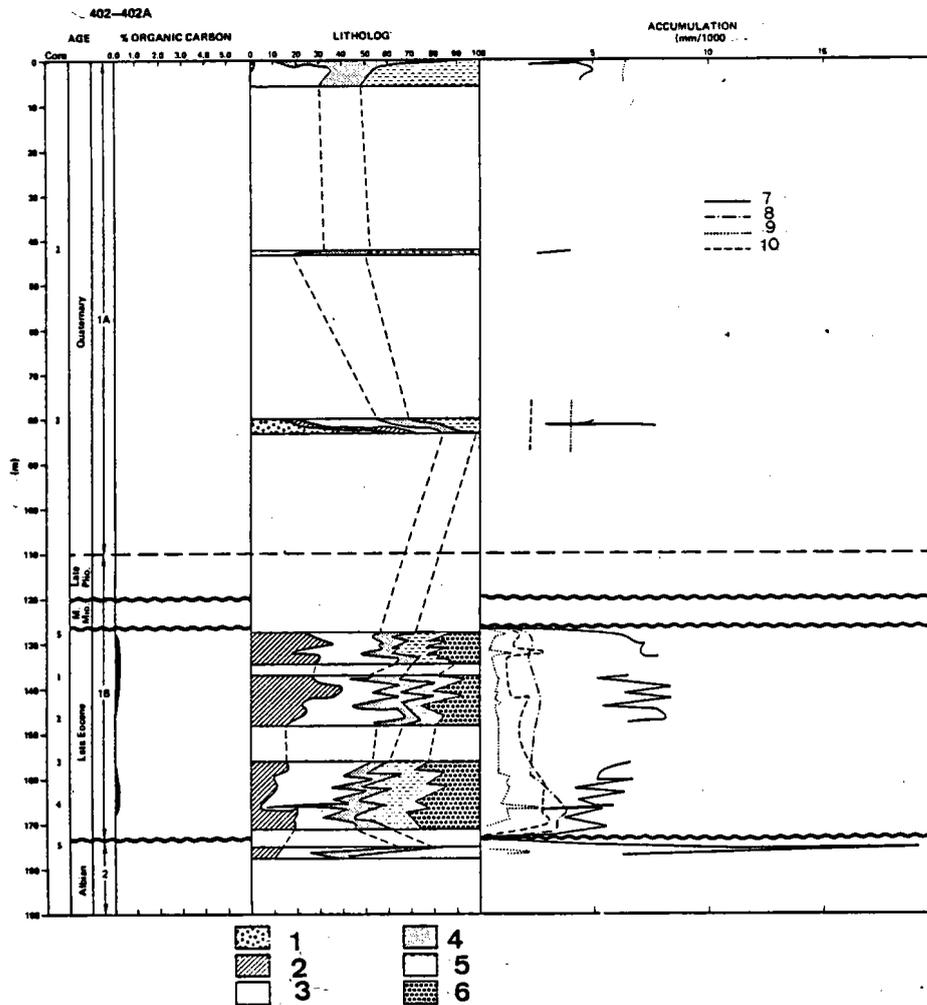
Après un rappel des principales étapes de l'évolution structurale du Golfe de Gascogne, nous exposons les résultats de nos études sur les forages 400, 401 et 402 et les données concernant le Quaternaire supérieur. Enfin, nous discutons l'évolution des taux d'accumulation des composants terrigènes et biogènes à la lumière des principaux événements ayant affecté la paléogéographie et l'environnement du golfe depuis la fin du Crétacé supérieur.

I - EVOLUTION STRUCTURALE DU GOLFE DE GASCOGNE

La marge nord du Golfe de Gascogne est une marge "passive". L'évolution de ce type de marge est classiquement décrite par une succession de phases : pré-rift, rift et post-rift. Durant la dernière phase la marge subsiste du fait de son refroidissement (subsidence thermique) et de la charge sédimentaire (compensation isostatique).

Dans le golfe on a pu mettre en évidence une phase de rift qui se serait achevée au cours de l'Aptien (MONTADERT, ROBERTS *et al.*, 1979 A). Une subsidence essentiellement thermique a accompagné l'ouverture du golfe à partir de l'Albien. Cette évolution classique

FIG. 147 - Bilan sédimentaire au site 402.



Pourcentages : 1 : foraminifères. 2 : nannofossiles. 3 : carbonates indéterminé. 4 : quartz.
5 : argile. 6 : opale.
Taux d'accumulation : 7 : carbonates. 8 : opale. 9 : quartz. 10 : argile.

(Intervall ± cm)	CaCO ₃	Foram.	Nanno.	Ind.	Quartz	Ar.	Silicéz	Md (µm)	So	Sk	1% (µm)	Md (µm) Silt	Md (µm) Silt (résidu)
402													
1-1, 30-32	25	2	14	9	62	10		25	2.45	0.96	160	33	25
1-1, 35-37	24	3	16	5	58	17		40	2.74	0.73	450	32	
3-1, 123-125	35	20	7	8	43	21		60	1.94	0.65	400	41	26
3-1, 127-129	48	25	10	13	29	23		60				29	24
3-1, 137-139	49	21	11	17	29	32		60	3.08	1.06	420	28	23
5-1, 19-23	61		24	37	10	15	14	16	2.31	0.75	70	23	18
5-3, 133-137	48		19	29	12	22	18	16	2.31	0.75	1000	23	18
5-3, 145-147	55		23	32	6	19	20	13	1.83	0.77	90	22	18
5-4, 81-84	67		30	37	5	10	18	16	1.77	0.78	70		
402A													
1-4, 27-30	70		30	40	6	12	12	13	2.04	0.96	230	22	18
1-4, 33-37	61		26	35	6	18	15	16	2.31	0.75	450	22	18
1-4, 122-127	53		23	30	8	17	22	16	2.31	0.75	260	24	18
3-2, 147-149	40		10	30	11	30	19	16	2.00	1.00	500	21	17
3-4, 20-21	43		11	32	10	24	23	16	1.77	0.78	70	22	17
4-1, 78-79	44		20	24	10	23	23	13	2.04	0.96	60	22	20
4-2, 16-19	45		20	25	23	32	32	13	2.04	0.96	70	21	19
4-3, 13-17	36		19	17	9	26	29	13	2.04	0.96	56	23	19

TABL. 38 - Lithologie des sédiments du forage 402.

s'est trouvée interrompue quand, à l'Eocène supérieur, le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe provoqua une compression responsable d'une paléosubduction au niveau de la marge nord de l'Espagne (BOILLOT et CAPDEVILLA, 1977 ; OLIVET, 1978) et des bombements de moindre importance sur la Marge Celtique (MONTADERT, ROBERTS *et al.*, 1979A). Les forts taux de sédimentation du Néogène ont pu par la suite entraîner des réajustements isostatiques.

On note également (OLIVET, 1978 ; AUZENDE *et al.*, 1981) une phase compressive vers le Miocène moyen. Le taux de subsidence moyen depuis l'Aptien au niveau de la rupture de pente du plateau continental serait d'après MONTADERT, ROBERTS *et al.* (1979) de l'ordre de 6 mm/1000 ans. Une synthèse structurale du golfe a été présentée par DEREGNAUCOURT et BOILLOT (1982).

II - EVOLUTION DES DEPOTS SEDIMENTAIRES DE LA MARGE NORD DU GOLFE DE GASCOGNE DU CRETACE SUPERIEUR AU PLEISTOCENE SUPERIEUR

Nous reprenons dans ce chapitre les conclusions de notre étude des forages (AUFFRET et PASTOURET, 1979) en omettant la majeure partie des développements descriptifs. Les résultats analytiques sont résumés dans les tableaux 38 à 40 et les figures 146 à 151 (MONTADERT, ROBERTS *et al.*, 1979 B).

A - CRETACE SUPERIEUR

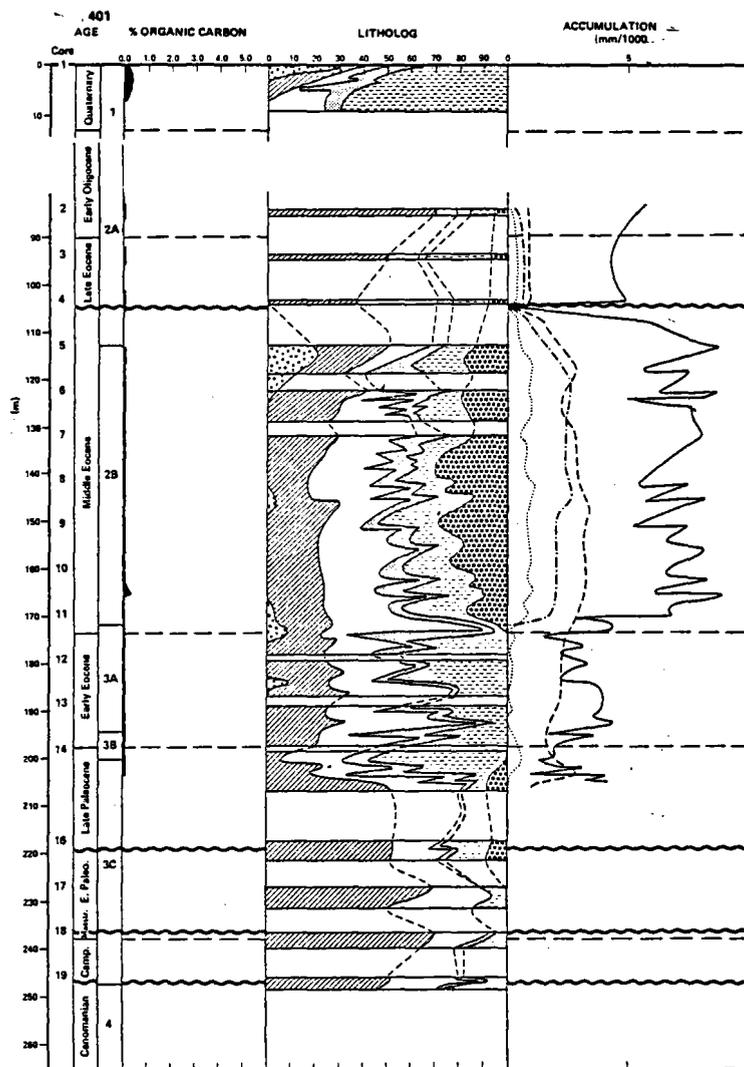
Aux trois sites forés, le début du Crétacé supérieur est absent. Ce hiatus coïncide dans le temps avec les fluctuations importantes du niveau marin : régression à la fin de l'Albien, puis transgression de grande ampleur au cours du Cénomaniens. On doit souligner la généralité de ce hiatus au niveau de l'Atlantique Nord (HOLLISTER, EWING *et al.*, 1972 ; RONA, 1973 ; AUFFRET et PASTOURET, 1978A ; il coïncide avec un épisode d'expansion océanique (y compris l'ouverture du Golfe de Gascogne : WILLIAMS, 1975 ; OLIVET *et al.*, 1976), en ce sens sa logique est explicable (remontée de la CCD, réduction des apports terrigènes). Mais comment expliquer l'absence de dépôt dans sa première phase, c'est-à-dire au début du Cénomaniens ?

Il faut admettre d'une part que la régression qui s'est produite à la fin de l'Albien a été d'amplitude limitée, et que d'autre part, du fait de conditions d'aridité exceptionnelle, les sources d'apports continentaux se sont tarées.

Au site 400, la sédimentation reprend au Campanien et au Maestrichtien au site 401. Dans les deux cas, il s'agit d'une craie à nannofossiles de couleur rosâtre qui se déposent avec un taux d'accumulation très faible.

Cette faiblesse des apports sur les pentes continentales atlantiques au Crétacé supérieur est un fait général signalé par RONA (1973) qui s'oppose à l'important développement des dépôts de craie dans les bassins et les mers épicontinentales telles la Manche, le Bassin de Paris et le Bassin de Londres. Nous avons dragué sur la Marge Celtique (AUFFRET *et al.*, 1979) des croûtes phosphatées d'âge Crétacé supérieur à Eocène qui témoignent d'épisode de productivité élevée. LETOLLE *et al.* (1979) ont estimé à 14°C la température des eaux de surface.

FIG. 148 - Bilan sédimentaire au site 401.



(Interval - cm)	CaCO ₃	Foram.	Nunno.	Ind.	Quartz.	Arg.	Silica	Md (μm)	So	Sk	1% (μm)	Md (μm) Silt	Md (μm) Silt (residu)
1-1, 8-10	63	49	13		12	25		32	3.96	0.55	500	29	18
1-1, 50-52	26	19	7		33	41		50	3.90	0.95	400		
1-3, 103-105	13		13		25	62		16	2.58	0.60	180	26	21
2-1, 40-42	76	70		6	5	13	6	12	2.58	0.98	150	28	18
4, CC	70	1	35	35	7	14	9	20	2.58	0.60	350	31	19
5-3, 49-52	50	15	15	20	8	22	20	16	2.31	0.75	310	26	19
6-2, 43-45	53	1	29	23	8	18	21	12	2.28	0.77	150	23	22
5-3, 53-56	57	21	23	13	7	19	17	16	2.58	0.60	380	25	21
6-3, 15-17	52		30	22	8	22	16	12	2.28	0.77	130	25	19
7-1, 113-115	52		22	30	12	22	12	16	2.31	0.75	130	29	20
7-2, 21-23	55		30	25	6	16	21	16	2.31	0.75	170	28	21
8-3, 92-94	64		30	34	10	16	10	12	2.58	0.98	160	25	19
8-3, 106-109	54	4	15	35	7	18	21	25	2.24	0.51	220	33	22
8-4, 98-100	49		30	19	9	26	16	16	2.31	0.75	220	28	19
9-2, 137-140	49		20	29	8	24	17	20	2.58	0.60	160	29	19
9-2, 140-143	49		26	23	7	25	15	10	2.58	1.20	220	22	19
10-7, 16-18	54	5	21	28	7	24	15	12	2.58	0.98	280	26	19
11-3, 69-72	46	10	20	16	7	47		16	2.18	0.94	200	28	23
11-3, 78-79	38	2	20	16	7	50		10	2.04	1.50	260	22	18
11-4, 28-31	51		30	21	7	42		12	2.58	0.98	250	27	23
12-4, 15-17	50	10	16	24	4	46		16	2.58	0.98	400	28	21
13-1, 82-85	73		25	48	5	22		20	2.58	0.60	400	30	15
13-4, 126-128	55		21	34	9	36		12	2.9	0.78	300	25	20
14-2, 10-12	32		16	16	14	54		16	2.58	0.60	180	27	19
14-3, 124-127	31		15	16	5	59		20	3.98	0.60	300	33	21
14-5, 51-53	65		50	15	3	22	10	12	2.58	0.98	200	23	18
16-2, 126-129	77		52	25	1	15	7	16	2.58	0.94	180	28	21
17-1, 37-40	93		70	23		7		6	2.05	1.69	200	23	18
17-3, 20-22	86		46	40		14		20	2.89	0.75	250	36	18
18-1, 24-26	94		70	24	3	3		6	1.81	1.31	250	22	17
19-1, 118-120	73		50	23		15		20	12.91	15.0	10000	17	19

TABL. 39 - Lithologie des sédiments du forage 401.

B - PALEOCENE

Aux sites 400 et 401, le Paléocène débute par un hiatus dont les durées sont respectivement 8 et 2 MA.

Les taux d'accumulation du carbonate de calcium des sites 400 et 401 sont peu différents. Le taux légèrement plus élevé observé au site 401 suggère que les sédiments du site 400 ont été soumis à une dissolution plus active.

L'augmentation des apports terrigènes, la présence d'attapulgite et de sépiolite (DEBRABANT *et al.*, 1979) et les mesures isotopiques (LETOLLE *et al.*, 1979) suggèrent la prépondérance d'un climat chaud et humide au Paléocène moyen. Cette observation est corroborée par des faciès littoraux (calcarénites et grès) affleurant sur la plateforme continentale et le continent.

C - EOCENE

Des sédiments d'âge Eocène inférieur à moyen au site 400 et des dépôts d'âge Eocène supérieur sommital au site 401 ont été prélevés. Au site 402 on ne trouve par contre que des dépôts d'âge Eocène supérieur. Le hiatus de l'Eocène supérieur est donc particulièrement marqué dans le bassin profond. De l'Eocène inférieur à l'Eocène moyen on observe, aux sites 400 et 401, une évolution parallèle des taux d'accumulation du carbonate de calcium, de la silice, des argiles et du quartz. Le taux de la silice augmente de façon importante à cette époque. Pendant l'Eocène supérieur le taux d'accumulation du carbonate de calcium est légèrement plus important au site 402 qu'au site 401, tandis que le taux d'accumulation de la silice est quatre fois plus important, suggérant l'influence d'une zone littorale de productivité élevée. Au site 400 à l'Eocène inférieur l'indice d'activité hydrodynamique (fig. 151) est négatif ; nous l'interprétons par une faible activité courantologique. A l'Eocène moyen, le coefficient de corrélation + 0,83 indique un renforcement du contrôle hydrodynamique corroboré par les structures sédimentaires et la composition de la fraction grossière. Ce renforcement précède le hiatus sédimentaire de l'Eocène supérieur.

Le renforcement de la circulation profonde au cours de l'Eocène a été attribué par BERGGREN et HOLLISTER (1977) à l'initiation de l'overflow d'eau de fond de la Mer de Norvège par-dessus la Ride Islande-Facroe. Les résultats du leg 38 (TALWANI, UDINTSEV *et al.*, 1978) ont montré que cette ride n'avait été immergée de façon substantielle qu'au cours du Miocène moyen. Le hiatus sédimentaire de l'Eocène supérieur initialement interprété comme la conséquence des mouvements pyrénéens par LAUGHTON et BERGGREN (1971) a, de même que ces mouvements, une signification plus générale comme le montre sa distribution. Il est probablement la conséquence d'un réajustement du régime sédi-

TABL. 40 - Lithologie des sédiments du forage 400.

(Intervalle cm)	CaCO ₃	Foram.	Nanno.	Ind.	Quartz	Ar.	Silice	Md (µm)	So	Sk	1% (µm)	Md (µm) Silt	Md (µm) Silt (residu.)
400													
1-1, 48-50	56	10	30	16	16	21		13	2.04	0.61	200	20	33
1-1, 60-62	54	35	15	4	8	37		16	2.04	0.59	200	23	18
1-1, 85-87	38	7	25	6	5	55		10	2.29	0.76	200	18	
400A													
2-2, 120-123	31	27	3	1	16	53		40	2.42	0.94	220	25	25
2-2, 125-126	41	30	10	1	20	39		25	2.43	1.20	450	24	20
4-4, 88-90	43	2	30	11	29	25	3	6	2.31	1.33	56	21	19
6-2, 78-80	73	5	50	18	7	20		13	2.56	0.61	270	22	18
9-3, 20-22	49	10	22	17	10	36	4	13	2.9	0.78	140	24	28
10-2, 86-87	44	10	10	24	11	30	5	25	1.58	1.02	1000	27	26
13-6, 53-55	54	5	35	14	7	39		13	2.28	0.77	70	25	22
13-6, 60-61	61	10	30	21	5	34		16	1.79	1.25	70	21	19
13-6, 63-64	78	3	50	25	3	19		16	2.0	1.0	76	23	17
14-2, 38-40	72	20	40	12	4	18		13	2.88	0.77	200	23	20
15-4, 75-77	60		45	15	6	34		8	2.29	1.19	50	23	18
17-1, 43-44													
20-5, 132-134	50		40	10	7	41	2	5	2.31	2.08	48	21	22
24-6, 127-129	75		60	15	4	17	4	5	2.04	1.63	52	22	13
27-1, 127-128	88		80	8	2	10		16	1.41	1.22	50	18	16
31-1, 100-102	89		80	9	2	9		8	2.05	0.95	65	21	28
31-1, 124-126	72		62	10	6	20	2	8	2.05	0.95	54	22	17
36-2, 72-74	15		10	5	22	64		8	2.05	0.95	42	18	22
37-2, 95-97	21		15	6	10	40	25	8	2.29	1.19	48	20	23
37-2, 130-132	67		55	12	5	22	6	10	2.90	1.22	105	28	27
39-2, 38-40	5		5		16	69	10	10	2.28	1.20	50	22	22
39-2, 145-147	45		20	25	4	31	10	32	1.26	0.98	110	33	22
40-1, 9-11	48		40	8	7	30	15	8	1.83	1.20	50	20	22
40-1, 33-36	39		30	9	9	42	10	8	2.29	1.19	54	23	25
41-1, 2-5	28		20	8	9	43	20	10	2.04	0.96	60	20	23
41-1, 10-13	58		45	13	7	25	10	25	2.0	0.64	90	33	18
43-1, 13-15	60		50	10	4	25	15	40	1.58	0.63	150	45	17
43-2, 82-84	58		40	18(?)	4	28	10	25	2.58	0.38	64	36	25
43-2, 145-148	66		50	16		15	15	16	2.58	0.60	54	34	
43-3, 23-26	50	2	23	25	3	27	20	32	2.24	0.49	-	43	50
43-3, 92-95	53		30	22	10	23	15	13	2.28	0.77	65	23	
43-3, 129-131	65		40	25	5	18	12	32	1.77	0.78	60	40	29
43-4, 8-10	65		30	35	5	17	13	40	1.77	0.50	70	45	28
43-4, 14-16	65	4	40	21	3	12	20	40	1.77	0.50	125	39	26
43-5, 70-73	73		60	13	4	19	4	32	2.50	0.39	63	38	24
43-5, 118-121	71		60	11	3	10	16					37	21
43-5, 143-146	59		40	19	7	14	20	25	2.24	0.51	80	33	26
44-1, 109-111	66		10	56	7	22	5	25	2.58	0.38		37	27
44-1, 143-145	66		10	56	2	7	25					37	
45-2, 49-53	57		40	17	7	23	13	16	2.28	0.47	70	24	24
45-2, 55-57	84		5	79	3	3	10					29	44
46-5, 84-87	60		45	15	5	30	5	16	2.31	0.75	70	30	22
46-6, 50-51	63		40	23	8	27	2	12	2.58	0.98	60	27	19
47-1, 56-58	8		5	3	10	52	27	10	2.29	0.76	60	22	19
47-6, 98-100	7		7		13	40	39	16	2.58	0.60	70	30	24
48-2, 126-129	11		11		11	47	30	12	2.28	0.77	100	25	26
49-4, 4-6	30		25	5	7	50	13	12	2.28	0.77	120	25	24
49-4, 64-66	13		10	3	8	69	10					20	21
51-5, 20-21	33		10	23	5	42	20					22	24
51-5, 67-70	28		20	8	10	52	17	10	2.56	0.95	200	24	22
52-1, 136-139	46		36	10	7	43	4	8	2.29	1.19	140	22	21
52-1, 139-141	43		30	13	5	37	15					20	21
53-1, 5-7	19		6	13	5	54	12	16	2.58	0.60	300	24	23
53-1, 14-16	8		3	5	4	53	25	12	2.58	0.98	180	24	23
54-3, 74-77	36		20	16	6	58						24	33
54-3, 95-98	37		20	17	6	53						24	20
55-2, 78-80	54		44	10	3	43		10	2.56	0.95	200	22	25
55-2, 87-89	48		35	13	5	44		8	2.29	1.19	140	20	17
57-2, 32-34	24		20	4	13	63		8	2.29	1.19	60	21	27
59-1, 14-16	56		30	26	3	36		12	2.28	0.77	200	26	25
59-1, 19-22	66		45	21	3	41		12	2.56	0.61	130	24	23
59-1, 81-84	60		30	30	2	33		16	2.31	0.75	170	25	24
60-6, 148-150	87		70	17		11	2	8	2.04	1.05	50	23	19

mentaire en réponse à des changements du régime de l'ouverture océanique dans l'Atlantique Nord (SHERIDAN, 1976).

OLIVET *et al.* (1976) ont également signalé la large extension d'une discordance acoustique d'âge éocène moyen à supérieur dans les bassins profonds du Golfe de Gascogne et au large de l'Ibérie.

Sur le plateau continental, d'après VANNEY (1977), les dépôts du Crétacé supérieur et/ou de l'Eocène supérieur fossilisent une morphologie anté-cénomaniennne (zone externe) et/ou Eocène moyen (zone interne). Ceci indique donc que le hiatus sur la marge accompagnait une sédimentation importante sur la plateforme continentale.

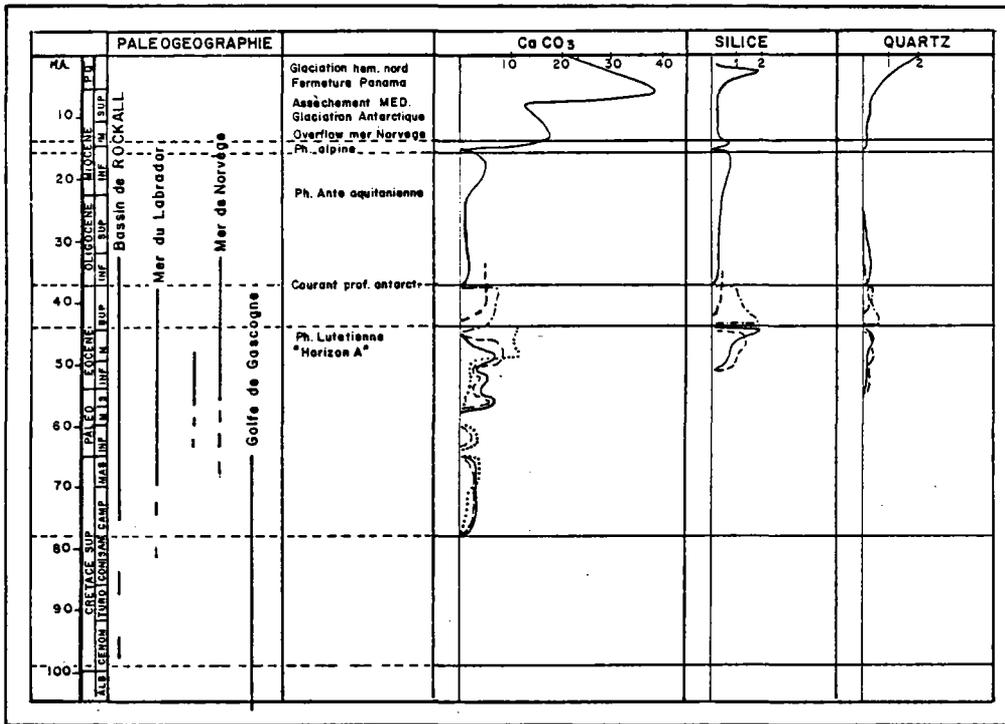
D - OLIGOCENE

Des changements importants du régime sédimentaire se sont produits pendant cette période, particulièrement au site 400 où des marnes siliceuses à nannofossiles de couleur gris verdâtre succèdent aux craies rosâtres de l'Eocène. En outre, en ce même site, dans la fraction siliceuse, les spicules d'éponge succèdent aux Radiolaires. L'indice d'hydrodynamisme évalué est de 102. Cette valeur élevée est corroborée par la présence de contourites sableuses (spiculites) résultant du vannage des débris d'une abondante épifaune de Spongiaires, organismes filtreurs adaptés aux biotopes ventilés. Ce renforcement du courant est accompagné d'une dissolution relativement modérée et par un refroidissement sévère des eaux de surface et de fond (11° et 7°5 respectivement, LETOLLE *et al.*, *op. cit.*). Ce refroidissement de l'hydrosphère observé à l'échelle globale est lié au début de la formation de glace de mer autour de l'Antarctique vers 38 MA, et d'une baisse du niveau de compensation des carbonates dans les zones équatoriales (KENNETT, 1977). Des modifications importantes affectant les paramètres géochimiques (DEBRABANT *et al.*, 1979) et micropaléontologiques (DUCASSE et PEYPOUQUET, 1979) sont également observées dans ces dépôts. Ces changements considérables ont été attribués par la majorité des auteurs à une extension vers le Nord de l'influence d'un courant profond d'origine antarctique.

E - MIOCENE

Au site 400, au Miocène inférieur, les taux de sédimentation s'accroissent notablement (1 cm/1000 ans). Ce taux d'accumulation de la silice biologique est plus élevé que celui de l'Oligocène. Il apparaît également que l'augmentation du taux de sédimentation du carbonate de calcium s'est accompagnée d'une dissolution active. Le régime sédimentaire du Miocène inférieur apparaît donc comme la prolongation de celui de l'Oligocène, avec toutefois une augmentation considérable de la production des organismes calcaires. Un hiatus sédimentaire a été observé dans cette série. Il est contemporain de manifestations tectoniques illustrées par une discordance acoustique observée dans

FIG. 150 - Comparaison des bilans sédimentaires.



Trait plein : site 400. Tiretés : site 401. Points-traits : site 402.

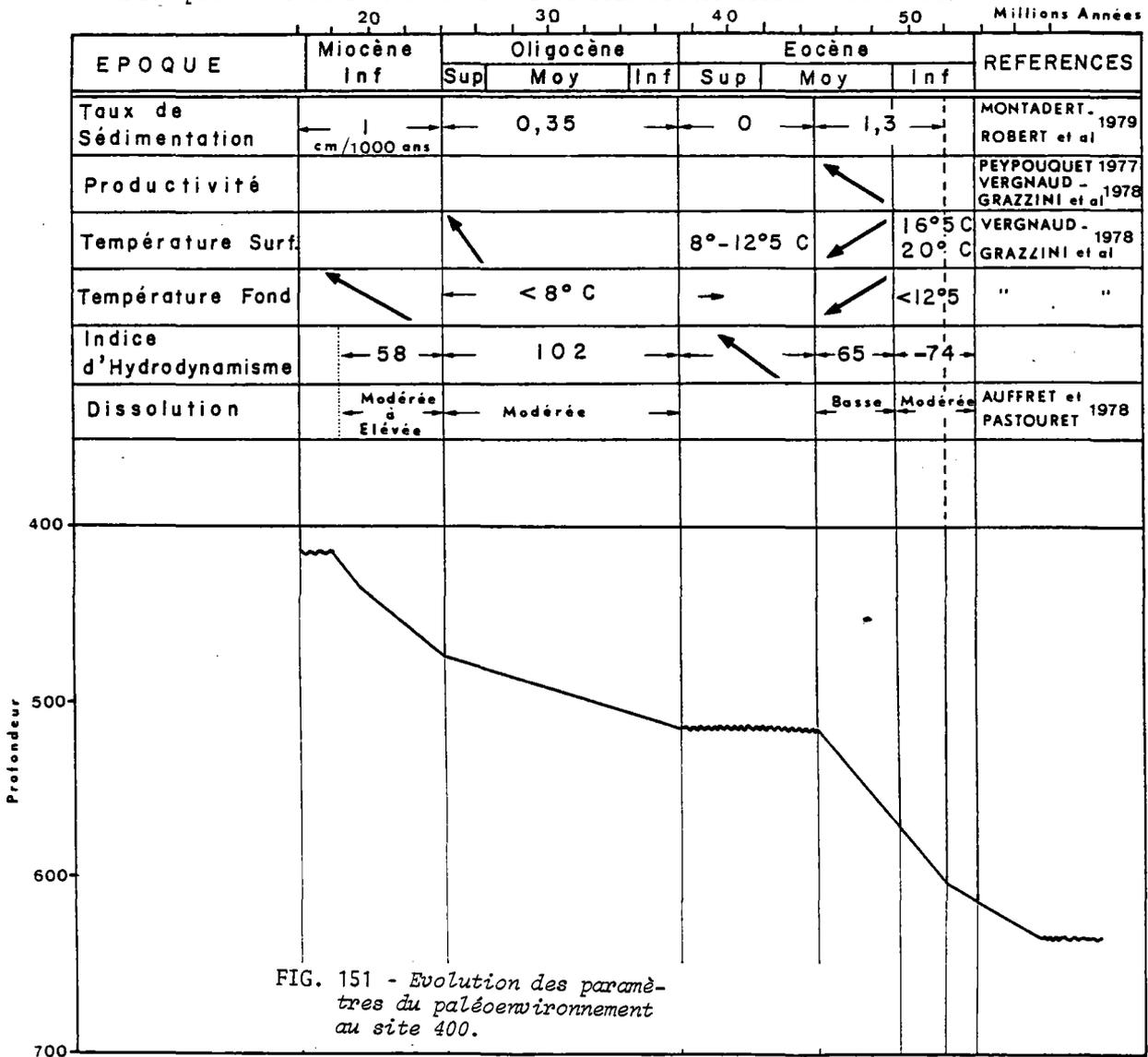


FIG. 151 - Evolution des paramètres du paléoenvironnement au site 400.

les zones profondes du Golfe de Gascogne (OLIVET *et al.*, 1976). La conjonction de ces manifestations tectoniques et d'un épisode de dissolution particulièrement actif (HEATH, 1969 ; BERGER, 1974 ; BERGER et WINTERER, 1974 ; VAN ANDEL *et al.*, 1975) est donc susceptible d'être à l'origine de ce hiatus.

Le Miocène moyen et supérieur est caractérisé par une nouvelle augmentation des taux de sédimentation qui atteignent 2,2 cm/1000 ans. Cette période paraît avoir été caractérisée par une circulation profonde moins active, des taux de dissolution modérés à élevés, une production biologique élevée (essentiellement carbonatée) et des apports terrigènes abondants probablement favorisés par l'érosion des reliefs nouvellement formés. Ces taux de sédimentation considérables ont également prévalu dans le Bassin d'Aquitaine en même temps qu'une progradation des faciès peu profonds vers l'Ouest (PEYPOUQUET, 1977). L'augmentation des apports terrigènes au Miocène supérieur a été également favorisée par la première grande régression eustatique du Tertiaire, liée au développement de la calotte glaciaire antarctique (KENNET, 1977) dont résulta l'isolement et l'assèchement de la Méditerranée (BERGGREN et HOLLISTER, 1977).

Au cours de cette régression (VANNEY, 1977) le plateau continental fut soumis à une érosion très importante. On observe donc au cours du Miocène une succession de phase d'accumulation et d'érosion au cours desquelles l'érosion subaérienne de la plateforme interne, la progradation des zones externes et le creusement des canyons façonnèrent les traits morphologiques majeurs de la marge.

F - PLIOCENE

Au site 400, le dépôt des boues marneuses à nannofossiles paraît s'être effectué sous le contrôle d'un régime de courant actif et des conditions de dissolution réduite. Le taux de sédimentation passe de 2,2 à 5,3 cm/1000 ans. Au Pliocène supérieur, une sédimentation rythmique de boue à nannofossiles et de boue marneuse à nannofossiles prévaut ; l'épaisseur d'un rythme de 1 m environ correspond à une durée approximative de 20000 ans. L'origine de ces rythmes est probablement d'origine climatique et pourrait correspondre aux changements liés au début des glaciations dans l'hémisphère nord, datés de 2,5 à 3 MA (BERGGREN et HOLLISTER, 1977).

G - QUATERNAIRE

1 - Forages du Glomar Challenger

Au cours des forages, les séries quaternaires n'ont été qu'épisodiquement prélevées. Aux sites 400 et 402, l'épaisseur totale du Quaternaire est de l'ordre de 100 m, le taux de sédimentation moyen est donc de l'ordre de 6 cm/1000 ans. Le forage 399 a permis de prélever, de 0 à 8 m, une boue marneuse riche en débris carbonatés (zone nannofossiles NN21). De 63 à 72,5 m, il s'agit de boues marneuses et de vases calcareuses attribuées à la zone de nannofossiles NN20. Dans le forage 400 réali-

sé à quelques dizaines de mètres du forage 399, on trouve en surface des boues marneuses à nannofossiles et foraminifères qui passent en profondeur à des vases à nannofossiles (zone NN21). De 74,5 à 84 m, on trouve dans ce même forage des boues marneuses à nannofossiles et des vases à nannofossiles de la zone nannofossiles NN19. De 84 à 98 m, il s'agit de boues marneuses à nannofossiles (et foraminifères) dont les teneurs en carbonates présentent des fluctuations rythmiques, le passage au Pléistocène s'effectue dans ce type de faciès.

Nous avons étudié les propriétés texturales et la minéralogie d'âge quaternaire inférieur (zone NN19) (400 A 2-2, 122-123 cm et 2-2, 125-126 cm) riches en Foraminifères et quartz. Ces niveaux paraissent traduire des remaniements par les courants de fond. En surface le niveau 1-1 (48-50 cm) est remarquable. Il contient en effet 10 % de carbone organique, 5 % de Diatomées et de la pyrite ; c'est le seul échantillon de ce genre rencontré dans le Quaternaire des forages, il correspond vraisemblablement à un épisode de haute productivité.

Dans le forage 401 on trouve :

- de 0 à 2,20 m, des boues marneuses à nannofossiles et foraminifères présentant des fluctuations de teneurs en CaCO_3 ,
- de 2,20 à 9 m, des vases calcareuses.

Ces deux lithologies appartiennent à la zone nannofossile NN21. Ces dépôts présentent des niveaux granoclassés qui suggèrent une mise en place par des processus gravitaires.

Dans le forage 402 on observe :

- de 0 à 4 m, des vases calcareuses et des boues marneuses (zone NN21),
- de 42 à 51 m, des vases calcareuses (zone nannofossiles NN20),
- de 80 à 89,5 m, des boues marneuses à nannofossiles passant en profondeur à des boues à foraminifères.

Cette section est également caractérisée par l'occurrence de graviers d'origine erratique (ceux-ci sont enduits d'une fine pellicule de manganèse) et de quelques passées grossières résultant d'apports gravitaires ou/et d'un remaniement par les courants de fond.

2 - Carottes KULLENBERG

L'essentiel des connaissances portant sur les dépôts Quaternaire supérieur de la marge nord Gascogne (région Meriadzek-Trevelyan) provient de l'étude des carottes prélevées lors de la mission Geogas (BERTHOIS *et al.*, 1973 ; GIRAUDET, 1975 ; GROUSSET, 1977 ; PEYPOUQUET, 1977 ; PUJOL, 1980). Les dépôts les plus anciens qui ont été prélevés sur la Marge Nord-Gascogne sont datés du Riss. Nous résumerons ici les conclusions de GROUSSET sur l'évolution des paléoenvironnements au cours du Würm et plus particulièrement les conclusions de CARALP *et al.* (1982) sur l'interstade Würm 2 - Würm 3.

a) Riss (200000 à 125000 BP)

Deux carottes prélevées l'une au sommet de Trevelyan, l'autre sur son flanc sud ont permis de prélever ces dépôts. Ils furent mis en place lors du stade isotopique 6, époque où le paroxysme du froid aurait été atteint sur l'Europe occidentale (PRATT et DILL, 1974). Le niveau marin

aurait été situé vers -200 m. Les poulriers dont la présence a été signalée par PINOT (1974) au sommet de la pente continentale sud-armoricaine auraient été mis en place dès cette époque. Les dépôts sont des vases calcaireuses (CaCO_3 , 15 à 20 %) ; la fraction grossière comprend des débris de roches et des cendres volcaniques.

b) Interglaciaire Riss-Würm (125000 à 75000 BP)

Le climat aurait été humide et plus chaud que celui de l'Holocène (BROECKER-VAN DONK, 1970). Le niveau marin était identique au niveau actuel et la forêt s'étendait largement sur l'Europe occidentale. La sédimentation est de caractère hémipélagique ; dans la fraction terrigène, la montmorillonite est abondante.

c) Würm 1 (75000 à 64000 BP)

Les calottes glaciaires se reconstituent, le niveau marin aurait été situé vers -30 m ; sur la marge l'apport détritique est important, l'illite est dominante sur la montmorillonite, des cendres volcaniques en provenance de l'Atlantique nord se trouvent mélangées aux sédiments "autochtones".

d) Würm 1-Würm 2 (64000 à 55000 BP)

Le niveau marin occupe de nouveau le niveau actuel, la calotte glaciaire disparaît des Îles Britanniques, une sédimentation à caractère hémipélagique prévaut sur la marge, les taux de sédimentation et les teneurs en carbonate de calcium sont néanmoins relativement dispersées.

e) Würm 2 (55000 à 32000 BP)

Le niveau marin est situé vers -50 m (PINOT, 1974). Les apports grossiers sont plus importants, on note encore des apports volcaniques "allochtones" (cendres bulleuses), les taux de sédimentations sont encore très variables.

f) Würm 2-Würm 3 (32000 à 28500 BP)

Des taux d'accumulations très importants ont caractérisé l'interstade Würm 2-3 entre 32000 et 28000 BP (CARALP *et al.*, 1982). Ces dépôts rythmés présentent des alternances de vases à nannofossiles de couleur claire et de vases riches en matières organiques et sulfures de fer de couleur noire (qui s'oxydent rapidement au contact de l'air). L'épaisseur d'un rythme est de l'ordre de 3 à 4 cm.

Le taux moyen de carbonate est de l'ordre de 20 %, les taux d'accumulation de l'ordre de 75 cm/1000 ans peuvent atteindre jusqu'à 180 cm/1000 ans sur la pente continentale.

Le taux de matière organique peut atteindre 2,2 % (DUMON et GROUSSET, 1977).

La valeur du rapport matière humifiée/matière organique totale est élevée, elle témoigne d'une dégradation de la matière organique très avancée.

Les paramètres environnementaux seraient les suivants :

- Température des eaux de surface : été (10 à 13°) - hiver (5°) (PUJOL, 1980),
- Niveau marin : niveau actuel (BAZILLE, 1976)
 - 20 m à - 70 m (GRAINDOR, 1964 ; MONACO, 1973),
- Forte humidité et recul des glaces sur le continent,
- Turbidité des eaux de surface (peu de Foraminifères pélagiques),
- Tendence réductrice sur le fond (Foraminifères benthiques),
- Développement important de la zone d'oxygène minimum vers 1000 m de profondeur (Ostracodes).

On observe donc des apports continentaux exceptionnellement élevés. Le modèle de CARALP *et al.* propose l'intervention de mécanismes gravitaires (courants de turbidité de faible densité) pour rendre compte de leur importance et de leur rythmicité. Il nous apparaît important d'insister sur l'aspect varvé des dépôts qui implique effectivement une rythmicité des processus responsables de leur mise en place. On peut cependant se demander si cette rythmicité ne pourrait pas traduire un signal "climatique", à savoir des épisodes de crues exceptionnelles dont la périodicité, compte tenu des taux d'accumulation considérables et de l'épaisseur des rythmes, pourrait être de l'ordre de la dizaine d'années.

g) Würm 3 (28000 à 13500 BP)

Nous développons les aspects particuliers de cette époque dans le chapitre suivant .

h) Würm 3-Würm 4 (13500 à 11000 BP)

Le niveau marin remonte à la cote -80 m ; la sédimentation sur la marge est de caractère hémipélagique.

i) Würm 4 (11000 à 10000 BP)

Le niveau marin est situé vers -50 m ; les dépôts de la marge sont peu différents de ceux de l'époque précédente.

3 - L'évolution post-glaciaire

L'étude détaillée de la carotte 6932 prélevée par 4300 m au Sud du golfe (45°24'24"N, 5°09'48"O) a permis à PUJOL et TURON (1974) de préciser la stratigraphie du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Ces auteurs ont pu mettre en évidence les différentes phases du réchauffement post-glaciaire et notamment vers 7500 BP, le passage du Boréal à l'Atlantique, c'est-à-dire d'un climat tempéré chaud sec à un climat tempéré chaud humide. Cette transition coïncide avec une augmentation de la teneur en CaCO₃ de 20 % à la base à près de 50 % dans les niveaux superficiels. Située vers 30 cm de profondeur, cette augmentation est un précieux repère pour l'établissement des taux de sédimentation au cours du dernier millénaire. Si l'on attribue un âge 18000 BP à la limite supérieure du Würm III, un âge de 10000 BP à la limite Würm IV - Holocène inférieur et un âge de 7500 à la limite Boréal-Atlantique, on obtient pour la carotte 6932 des taux de sédimentation de 5 cm/1000 ans pour la période couvrant l'interstade Würm III - Würm IV et le Würm IV, 8 cm/1000 ans pour le Boréal, et 3 cm/1000 ans pour l'Atlantique. PEYPOUQUET (1977) cite les résultats de PUJOL sur la stratigraphie du Quaternaire terminal de la carotte 72101, prélevée lors de la campagne Geogas, les taux obtenus pour l'Holocène inférieur et supérieur sont respectivement 32 cm et 9 cm/1000 ans. PEYPOUQUET signale en outre une forte productivité des eaux de surface à l'Holocène inférieur.

L'enrichissement relatif en carbonate de calcium observé à l'Holocène supérieur ne traduit donc pas une augmentation de la production biologique, mais une diminution des apports terrigènes. Il peut paraître paradoxal que ceux-ci aient diminué alors que le climat est devenu plus humide, mais il faut noter : - que le climat sec, à condition d'être contrasté, peut favoriser l'érosion sur le continent ; - que la montée du niveau marin qui s'est produite de 16000 ans BP à 7500 ans BP a eu pour conséquence le remaniement par la mer des sédiments fluviaux déposés pendant la régression précédente sur le plateau continental. Cette source d'apports s'est "tarie" au cours de l'Holocène supérieur.

Ces deux observations peuvent expliquer :

- 1 - l'importance des apports terrigènes au cours du Boréal,
- 2 - leur réduction relative au cours de l'Holocène supérieur, et par voie de conséquence, l'augmentation relative des teneurs en carbonate au Boréal, en dépit de flux moins élevé.

III - BILAN DE LA SEDIMENTATION TERRIGENE ET BIOGENE

A - LA SEDIMENTATION TERRIGENE (figs 150, 151)

Les apports terrigènes ont été abondants à l'Eocène moyen (10 mm/1000 ans) au Miocène inférieur, vers la fin du Miocène moyen, au Miocène supérieur et enfin au Plioquaternaire.

Les deux premiers épisodes coïncident avec les phases tectoniques anté-aquitaniennes d'une part et alpine d'autre part. Les deux derniers épisodes se sont produits au cours de périodes durant

lesquelles d'importantes régressions sont survenues notamment au Messinien et au cours du Pliocène. Deux logiques paraissent donc responsables du contrôle des apports terrigènes : celle des phases tectoniques et celle des fluctuations du niveau marin. Les phases tectoniques induisent une augmentation de l'altitude moyenne des zones émergées et la création de dénivelée qui favorisent l'érosion mécanique ; les régressions marines ont un effet similaire en déplaçant le niveau de base et surtout en permettant le remaniement des dépôts précédemment accumulés sur la plateforme continentale externe (le rôle respectif de ces deux types de contrôle a été bien mis en évidence par HAY et SOUTHAM, 1977).

B - LA SEDIMENTATION BIOGENE (figs 150, 151)

Du Crétacé supérieur au Miocène inférieur les taux d'accumulation de carbonate ont augmenté de 3 mm/1000 ans à 5 mm/1000 ans, c'est à dire leur modestie. Au Miocène moyen une augmentation considérable est observée, les taux atteignent près de 20 mm/1000 ans. Au Pliocène une seconde augmentation intervient et les taux atteignent 46 mm/1000 ans.

Les facteurs susceptibles d'expliquer ces variations sont les fluctuations de la productivité primaire, l'importance de la dissolution et l'importance des remaniements. Examinons l'influence possible de ces trois paramètres.

L'intensité de la dissolution élevée au Paléocène a diminué jusqu'à l'Eocène moyen pour augmenter de nouveau de l'Oligocène au Miocène. Il n'existe pas un contrôle des taux d'accumulation par la dissolution, puisque les taux élevés au Miocène sont accompagnés par une dissolution élevée.

L'abondance des organismes siliceux peut être considérée comme un indicateur de la productivité. De l'Oligocène au Miocène inférieur et au Pliocène on observe une bonne corrélation entre les taux d'accumulation de l'opale et des carbonates. Par contre cette corrélation est moins bonne du Miocène moyen au Miocène supérieur.

Les possibilités de remaniement sont également à prendre en considération. Au cours des périodes de bas niveaux marins, les apports gravitaires sont susceptibles d'augmenter considérablement les taux d'accumulation. De tels processus ont pu être actifs au Miocène moyen et supérieur, au Pliocène supérieur et bien entendu lors des bas niveaux marins du Quaternaire.

De façon générale, on observe une évolution parallèle des apports terrigènes et biogènes, deux remarques importantes résultent de cette observation :

1 - elle signifie que la productivité primaire est susceptible d'être favorisée lors des périodes où les apports terrigènes sont élevés,

2 - poussée à son paroxysme "négatif" la réduction des apports terrigènes entraîne une diminution de la production biogène telle que les apports sont nuls. On aboutit ainsi aux conditions de genèse d'un hiatus sédimentaire, d'autant plus marqué que se produisant au cours d'une transgression ; il en résulte une remontée du niveau de compensation des carbonates et une augmentation de la dissolution.

La logique de certains hiatus sédimentaires peut être ainsi éclairée, à une période de bas niveau marin favorable aux apports terrigènes, à la production primaire, aux remaniements de formations préalablement déposées et caractérisée par une dissolution faible ou modérée, peut succéder une période de haut niveau marin, avec des apports terrigènes faibles, une production primaire limitée et une remontée de la CCD.

Poussé à l'extrême, ce dernier régime peut conduire à un arrêt des dépôts depuis la pente continentale supérieure jusqu'au bassin profond.

CHAPITRE III

LE WÜRM 3

INTRODUCTION

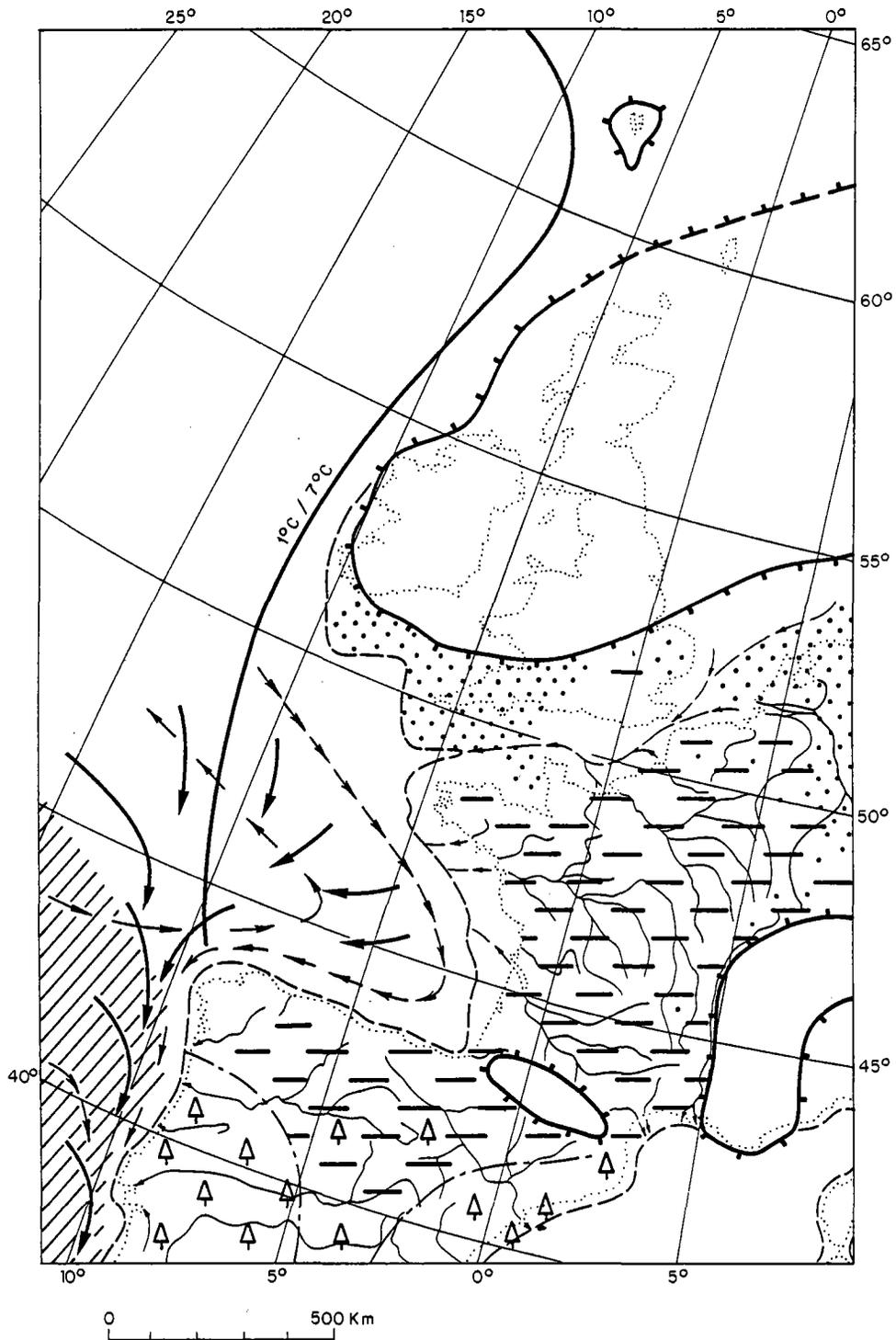
Cette période est l'avant-dernier stade glaciaire. Elle se situe entre 28500 et 13000 BP. Le dernier stade glaciaire de courte durée s'est produit entre 12000 et 10000 BP (Würm 4) (PUJOL, 1980).

Nous avons choisi de consacrer un chapitre particulier à cette période car elle a présenté des caractéristiques climatiques radicalement différentes, pour ne pas dire opposées à celles du régime actuel. Il était intéressant d'observer comment, dans un même cadre géographique, des conditions différentes d'environnement se traduisaient au niveau des dépôts sédimentaires.

En fait, cette période est l'un des paroxysmes d'une série d'oscillations climatiques qui se sont succédées depuis 700000 ans au rythme moyen de une tous les 100000 ans. L'ensemble des auteurs s'accorde pour admettre que le niveau marin était vers 18000 BP, 120 m environ plus bas que le niveau actuel (compte tenu de la surcharge produite par la transgression qui a provoqué une subsidence de 60 m) on peut supposer que l'ancien littoral est actuellement à la profondeur de 180 m. CHAPPELL (1974) admet en effet que l'essentiel du réajustement hydroisostatique s'est effectué depuis les quelque 6000 ans que la mer a atteint son niveau actuel. Selon que l'on admet ou non ce réajustement, l'aspect du paysage vers 18000 BP apparaît sensiblement différent. Dans l'hypothèse basse (-180 m ; fig. 5) on note que les têtes des canyons s'enracinent au voisinage du trait de côte et les "pouliers" décrits par PINOT (1974) occupent effectivement une position littorale.

L'obstruction de la mer du Nord par l'inlandsis aurait entraîné le drainage des fleuves nordiques (Rhin, Escault, Tamise) à travers la Manche immergée. Le cadre paléogéographique vers 18000 BP est illustré par la figure 152. Sur le continent, le paroxysme du refroidissement est atteint (CARALP, 1971), tandis que l'inlandsis occupe la majorité de la Grande-Bretagne et de l'Europe du Nord, la France et la Manche immergée sont le domaine de la toundra (Mc INTYRE *et al.*, 1976).

FIG. 152 - Paléogéographe du Würm
3 (d'après Grousset, 1977 ;
Molina-Cruz et Thiede, 1971).



- . Ligne crénelée : limite des calottes glaciaires. Zones avec points : végétation périglaciaire.
 Zones avec tirets : steppe et/ou tundra.
 Triangles : forêts de feuillus.
 Petites flèches : circulation de surface en été.
 Grosses flèches : circulation de surface en hiver.
 Zone hachurée : position du front polaire.
 1°C/7°C : isotherme d'hiver et d'été.

Un climat très froid sévissait en Bretagne au Weichselien (100000 à 10000 BP). A Plouezec (Côtes-du-Nord) une végétation de toundra à *Betula* et *Pinus*, très clairsemée a été mise en évidence grâce à l'étude d'un niveau argileux interstratifié dans les limons (MORZADEC-KERFOURN, 1974). Une nappe de sables et galets fluviatiles attribués également au Weichselien recouvrait le fond du marais de Dol-de-Bretagne. Ces sables et galets sont le plus souvent déposés sur des limons. Un niveau de vase grise, interstratifié dans les sables et galets, a montré une prédominance de plantes herbacées indicatrices de conditions climatiques très sévères.

La figure 152, d'après PUJOL (1980), MOLINA-CRUZ et THIEDE (1978), illustre le cadre paléogéographique et la distribution des températures en hiver et en été, la position du front polaire et les grands traits de circulation de surface. Les connaissances sur la circulation profonde sont moins bien établies. Pour DUPLESSY *et al.* (1980) la température des eaux de fond était 1,3°C plus froide que les températures actuelles. Pour PEYPOUQUET (1977) les assemblages d'ostracodes suggèrent que l'eau de fond de l'Atlantique nord à cette époque étaient de type "antarctique" c'est-à-dire sous-saturée en CaCO_3 et riches en SiO_2 .

PUJOL (1980) suggère qu'il pourrait s'agir seulement d'une ressemblance liée à un même processus de formation (augmentation de la densité des eaux superficielles par évaporation et congélation au voisinage d'une marge continentale), la richesse en silice serait dans les deux cas liée à la présence de zones de forte productivité à proximité de la zone de formation des eaux profondes.

I - LE DOMAINE PERIARMORICAIN AU WÜRM

A - LA REGION DE BREST

Introduction

Comme toutes les zones estuariennes la Rade de Brest se trouvait à cette époque largement émergée. Grâce aux nombreux sondages effectués en rade, nous disposons d'informations sur le matériel déposé dans les vallées fluviatiles au Würm et sur les étapes de la transgression marine jusqu'aux conditions actuelles (BERTHOIS et AUFFRET, 1968 ; BABIN *et al.*, 1969 ; MORZADEC-KERFOURN, 1974).

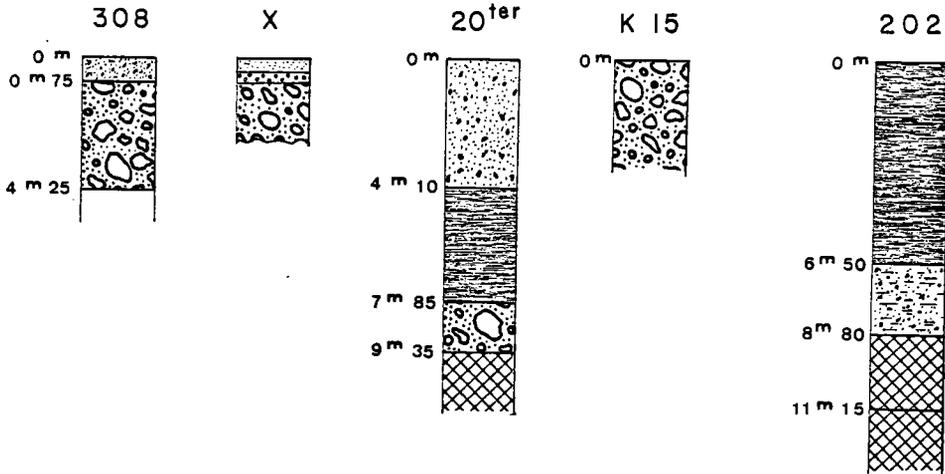
Nous avons étudié les échantillons prélevés au Nord de la rade portant les numéros 20 ter, 202, 308 et K 15, puis ceux de l'Anse du Fret portant les numéros 1, 2, 3, 4 (rive est vers la pointe de Lanvéoc) et 5, 12, 13 (rive ouest près de l'Ile Longue) (fig. 68).

a) Nord de la Rade

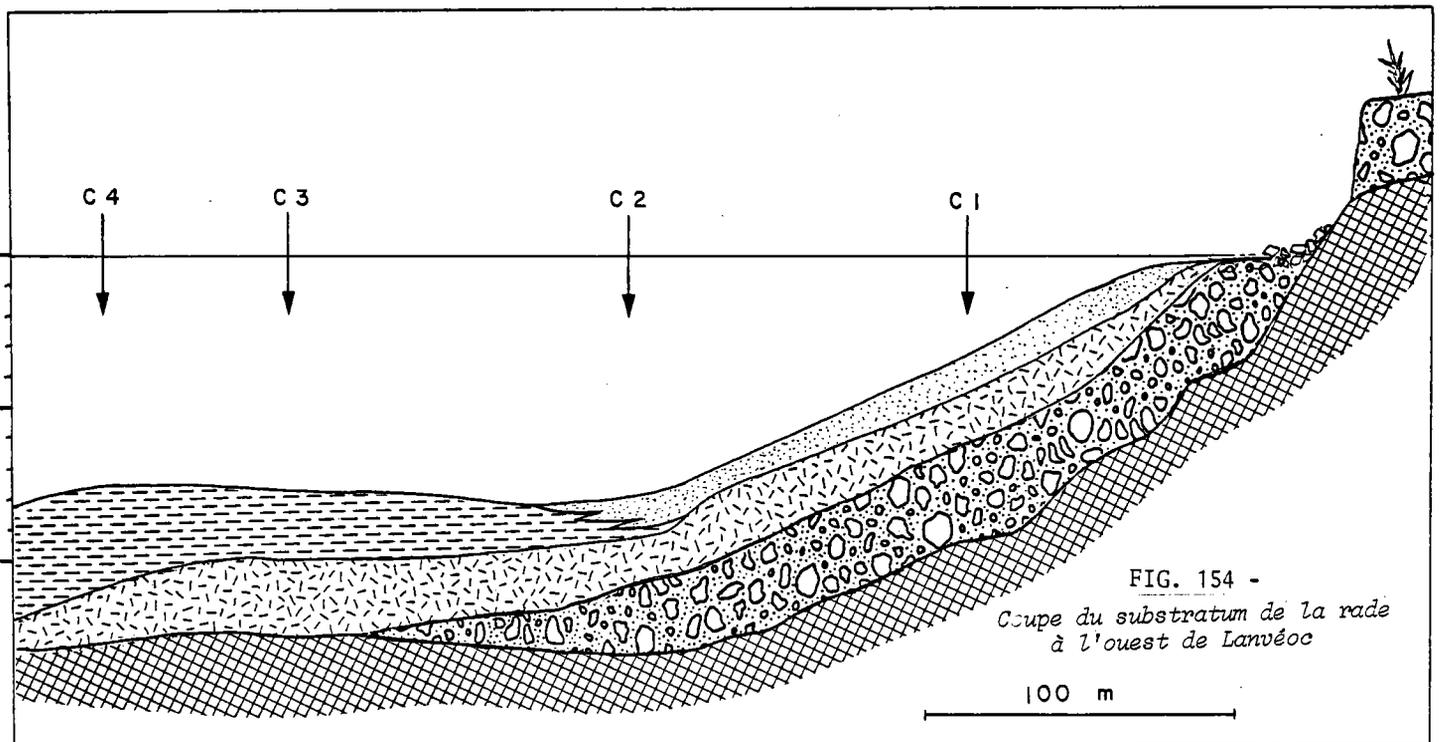
La succession stratigraphique au Nord de la rade peut s'établir comme suit (fig. 153) :

- *Lit rocheux*, à dominance de chlorito-schiste plus ou moins riche en quartz ;
- *Sédimentation quaternaire continentale*, dépôts de "head" et limons minéralogiquement constitués au cours d'un faible remaniement des roches sous-jacentes altérées.

FIG. 153 - Forages au Nord de la Rade de Brest.



Quadrillage : socle rocheux, conglomérat : head et limons. Finement stratifié : vases.
 Pointillés : sable.



Tirets diversement orientés : limon
 Tirets parallèles : vase.

les limons procèdent du remaniement des matériaux d'altération par les eaux courantes et les coulées de solifluxion ; ils ont également subi un transport qui explique les différences minéralogiques avec le substrat rocheux.

La vase de la carotte n° 5 est composée exclusivement de quartz emballant des arbuscules de maërl. C'est probablement un résidu de vannage du limon, enrichi en matière organique par l'activité biologique.

c) Est de l'Anse du Fret (fig. 154)

La succession des dépôts est identique dans ses grandes lignes à celle de la partie ouest de l'Anse du Fret, mais quelques faits sont particuliers à la région étudiée.

- Head et limon

Le limon est presque exclusivement composé de quartz dans les carottes 1 et 2 (altération du grès de Landevennec) ; dans le carottage n° 3, apparaissent la pyrophyllite et l'attapulгите.

- Sables et vases

Les vases sont identiques à celles de l'Ouest de l'anse ; elles se chargent de sable et de maërl près de la côte montrant ainsi un changement dans les conditions de sédimentation. Il est intéressant de noter, à cet égard, qu'à proximité de la côte les sédiments fins sont quasi-totalement quartzeux, tandis que vers le large la fraction argileuse augmente rapidement. Ce triage minéralogique est vraisemblablement lié à l'agitation induite par la houle.

Les dépôts du Nord de la rade ont été également étudiés par BABIN *et al.* (1969) et MORZADEC-KERFOURN (1974).

BABIN *et al.* soulignent l'existence au niveau des hauts topographiques d'un niveau de galets présent sur le socle altéré auquel ils attribuent un âge eemien (≈ 110000 BP). Ce niveau serait lui-même recouvert par un "limon ocre à blocs et galets mis en place au cours de la dernière glaciation". La succession de la carotte X est, par contre, très semblable aux niveaux caractérisés par des galets lessivés décrits par ces auteurs. Une mise en place de ces galets fluviatiles au tardi-Weichselien est proposée par BABIN *et al.* La présence de traces de limons à la base de ce niveau de galets suggère qu'ils pourraient résulter du remaniement fluviatile d'un "head" périglaciaire (BERTHOIS, 1959 A). MORZADEC-KERFOURN a étudié les sédiments marins superposés à ces formations continentales. Les attributions stratigraphiques qu'elle a effectuées grâce aux pollens montrent que des faciès semblables (sables fins, sables coquilliers...) peuvent être d'âges différents, en relation avec les migrations de faciès accompagnant la remontée du niveau marin. MORZADEC-KERFOURN signale par ailleurs la rareté des spores d'Hystrichosphères dans ces sédiments Holocène supérieur. Ceux-ci sont considérés comme des marqueurs de l'influence marine et sont par exemple très abondants dans les sédiments holocènes de la vallée de la Vilaine. Cette observation suggère que les relations entre la rade et la

mer ouverte ont été pendant longtemps relativement restreintes ; le régime marin actuel n'aurait été atteint qu'au cours du Subboréal entre 5000 et 3000 BP.

B - LA PLATEFORME CONTINENTALE

Selon que l'on adopte d'isobathe de -120 m ou l'isobathe de -180 m, la position des Grands Bancs est au-dessous ou au-dessus du niveau marin de 18000 BP (figs 5, 152). Nous rappellerons que pour de nombreux auteurs (BERTHOIS, 1955 ; VANNEY, 1977...) les Grands Bancs sont hérités de formations littorales datant de la régression. Certes le matériel qui les compose est en grande partie hérité, mais dans quelle mesure leur morphologie l'est encore après que ces formations aient subi les assauts de la mer lors de la transgression ? Que l'on considère l'isobathe de 180 m ou celui de 120 m, on peut noter que le rivage, lors du maximum de la régression ou au début de la transgression, dessinait un arc d'hyperbole depuis le Canyon de Cap Ferret jusqu'à la pointe sud-ouest de l'Irlande.

On peut noter (fig. 152) que tout comme aujourd'hui la largeur du plateau continental diminuait du Nord-Ouest vers le Sud-Est. On sait que, dans ces conditions, pour une amplitude de marée égale, le volume marné et, par voie de conséquence, les vitesses de courant sont d'autant plus importantes que le plateau continental est plus large. L'atténuation de l'amplitude des dénivelées et de l'allongement des Grands Bancs en direction du Sud-Est paraît donc corroborer un façonnement marin lors des bas niveaux marins ou au début de la dernière transgression.

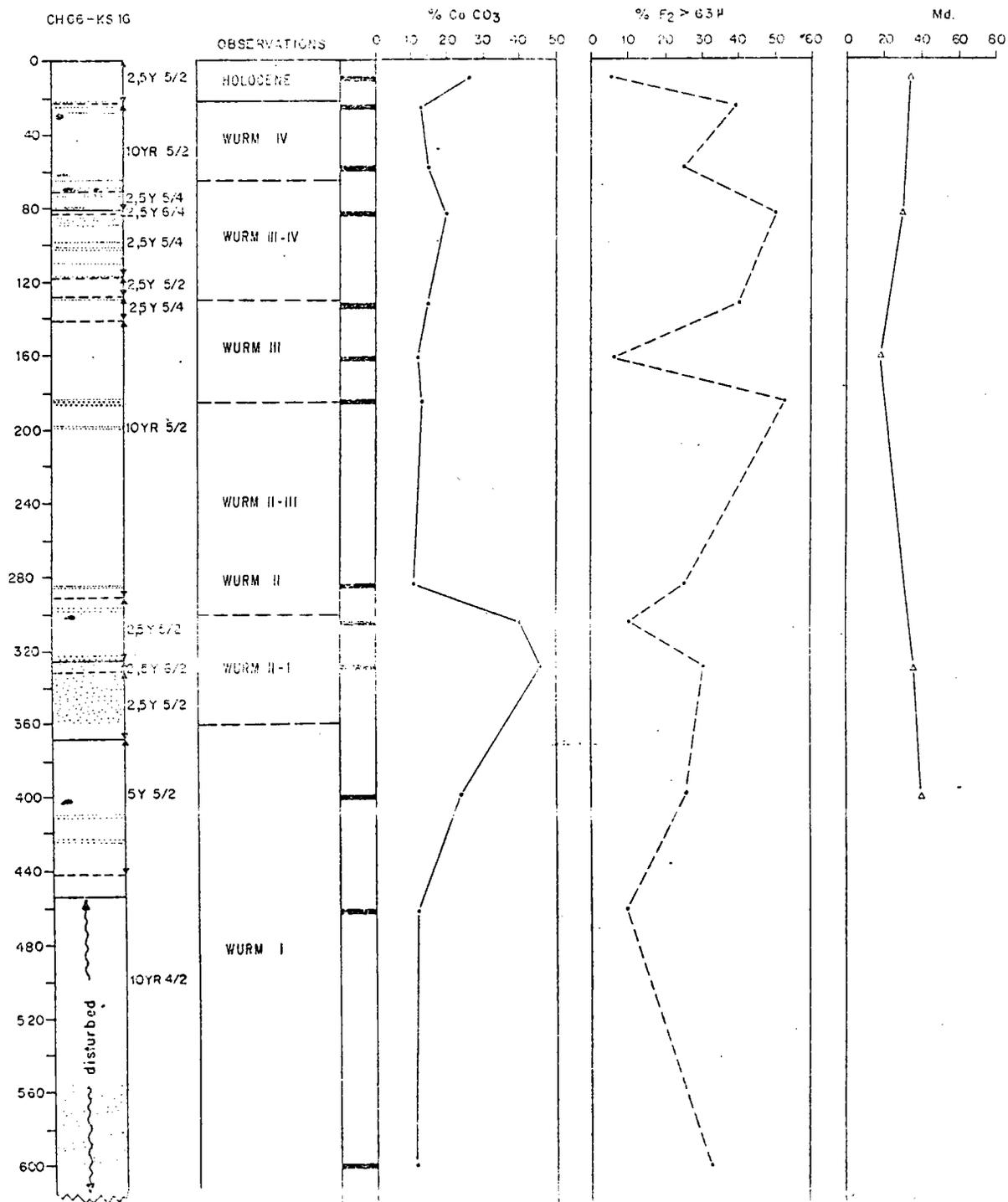
C - LA PENTE CONTINENTALE ET LE GLACIS

1 - *Sédimentation sur la Ride Aegis*

La carotte CH 66 KS 16 prélevée sur la Ride Aegis présente une succession lithologique qui illustre les changements de régime sédimentaire intervenu à la fin du Pléistocène (fig.155). L'examen de cette carotte permet de distinguer :

- 0 à 5 cm : boue marneuse à nannofossiles de couleur beige,
- 5 cm à 20 cm : vase à nannofossiles,
- 20 cm à 200 cm : vase avec passée silteuse et graviers erratiques dont un fragment d'origine volcanique à 30 cm,
- 200 cm à 280 cm : alternance de niveaux de vases de couleur sombre (présentant des traces de réduction) et de niveaux clairs,
- 280 cm à 300 cm : vase avec passées silteuses et graviers d'origine erratique,
- 300 cm à 380 cm : boue marneuse à nannofossiles ou boue marneuse à foraminifères et nannofossiles. Entre 320 et 360 cm on note la présence d'un niveau sableux riche en débris de foraminifères présentant un granoclassement inverse.
- 380 cm à 455 cm : vase à nannofossiles avec passées silteuses et graviers erratiques.

FIG. 155 - Log lithologique et stratigraphie de la carotte CH 66 KS 16.



L'observation des assemblages de foraminifères pélagiques (PUJOL, communication personnelle) a permis d'établir la stratigraphie ci-dessous :

- 0 à 20 cm : Holocène
- 20 à 130 cm : Würm 4 et Interstade Würm 3 - Würm 4
- 130 à 190 cm : Würm 3
- 190 à 300 cm : Interstade Würm 3 - Würm 2 ; Würm 2
- 300 à 360 cm : Interstade Würm 2 - Würm 1
- 360 à la base : Würm 1.

Les dépôts du Würm 3, sont caractérisés par des teneurs en carbonate de calcium comprises entre 10 et 15 %. Ces carbonates comprennent une proportion importante de matériaux détritiques. Les sédiments sont de texture fine, au sommet et à la base de l'intervalle on note cependant la présence d'un lit sableux consistant essentiellement en matériel terrigène. Les Foraminifères planctoniques sont représentés essentiellement par *Globigerina pachyderma* (senestre) et quelques *Globigerina bulloides*.

Nous avons étudié la texture de quelques échantillons de cette carotte ; on peut noter que la médiane des silts résiduels du Würm 3 est la plus faible parmi l'ensemble des niveaux examinés. Rien ne peut être bien entendu conclu à partir de cette seule observation.

Les lits sablo-silteux peuvent résulter du délestage épisodique d'icebergs mais on ne peut, *a priori*, exclure une mise en place par l'action de courants océaniques ou l'intervention de courants de densité. Par ailleurs, on doit noter la similitude du niveau attribué à l'interstade W1-W2 (granoclassement inverse, forte teneur en carbonates) et des dépôts de surface observés dans la même zone (1^{re} partie, chapitre V).

2 - Dépôts gravitaires au pied de la Marge Armoricaire

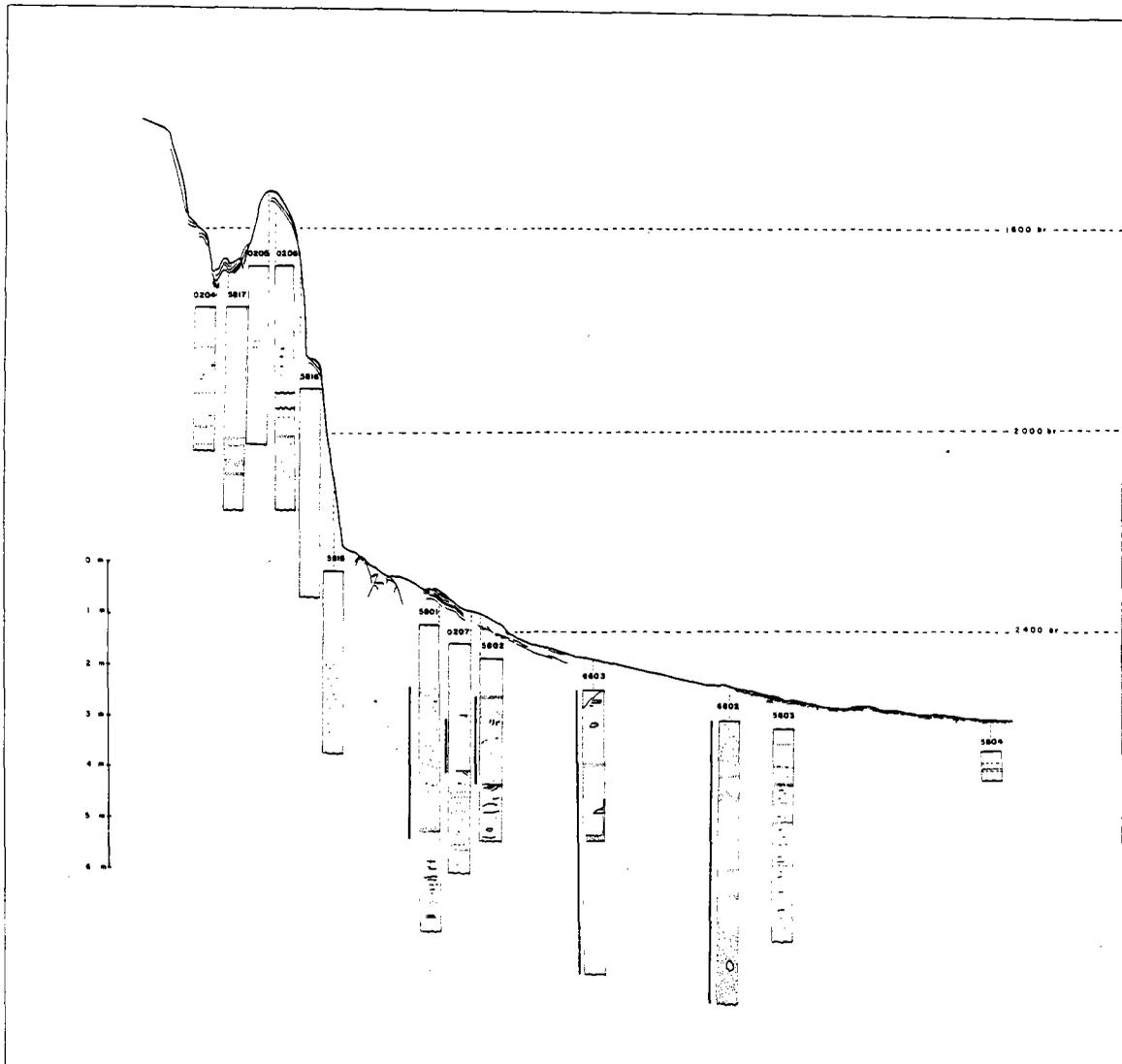
Trois profils 3,5 KC réalisés au pied de la marge armoricaire (fig. 110) ont montré l'existence de dépôts superficiels perturbés. Une série de carottages effectuée dans ces dépôts lors des campagnes Margas, Géomanche 1 et 3 a montré la présence de niveaux sableux et de zones perturbées (figs 156, 157).

Ces séries présentent des structures sédimentaires (niveaux contournés, troncatures...) suggérant fortement la possibilité de glissements en masse. Des niveaux sableux sont superposés aux niveaux déplacés dans les carottes 5801 et 5802. Ces niveaux déplacés reposent eux-mêmes par un contact "érosif" sur des séries de faciès analogue aux dépôts du Würm 2-3 décrits par GRCUSSET (1977).

Dans la carotte 5803, prélevée dans la zone d'"ondulations", une turbidite sableuse de 30 cm d'épaisseur à débris coquilliers (*Mytilus* sp.) se termine par un niveau de sables gris, dont on pourrait avoir l'équivalent dans 5801 et 5802 au-dessus des dépôts déplacés.

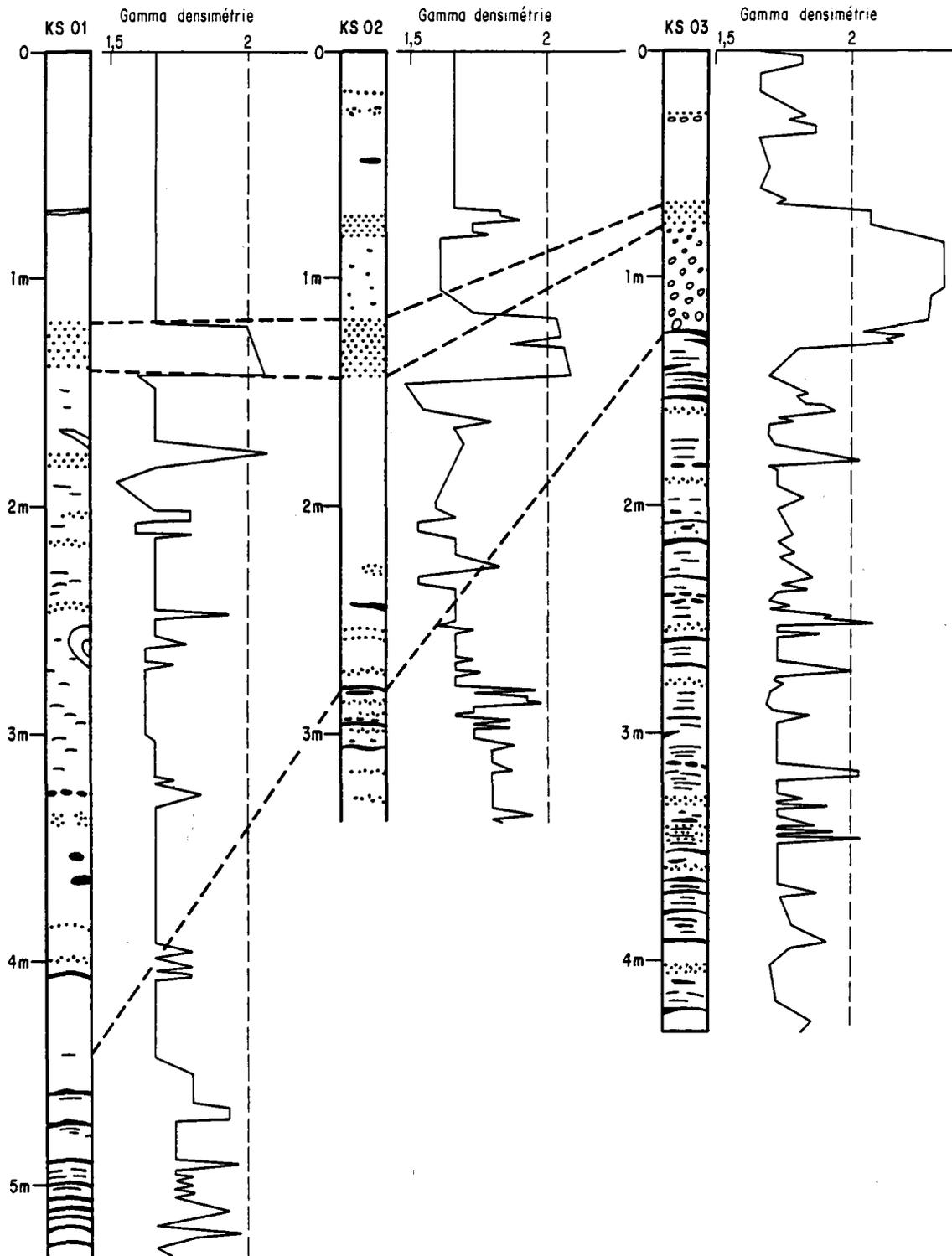
Les paramètres texturaux de ces sables sont résumés dans le tableau 41 et ont été situés sur un diagramme CM selon PASSEGA (fig. 158). Cette représentation met en évidence la grande variété des processus sédimentaires susceptibles d'avoir été impliqués. Quand ces dépôts ont-ils été mis en place ?

FIG. 156 - Radiale de carottage
au pied de la Marge armoricaine.



Ligne verticale : sédiments remaniés (dépôts gravitaires).

FIG. 157 - Log lithologique et densimétrie des carottes CH 58 - 01 - 02 et 03.



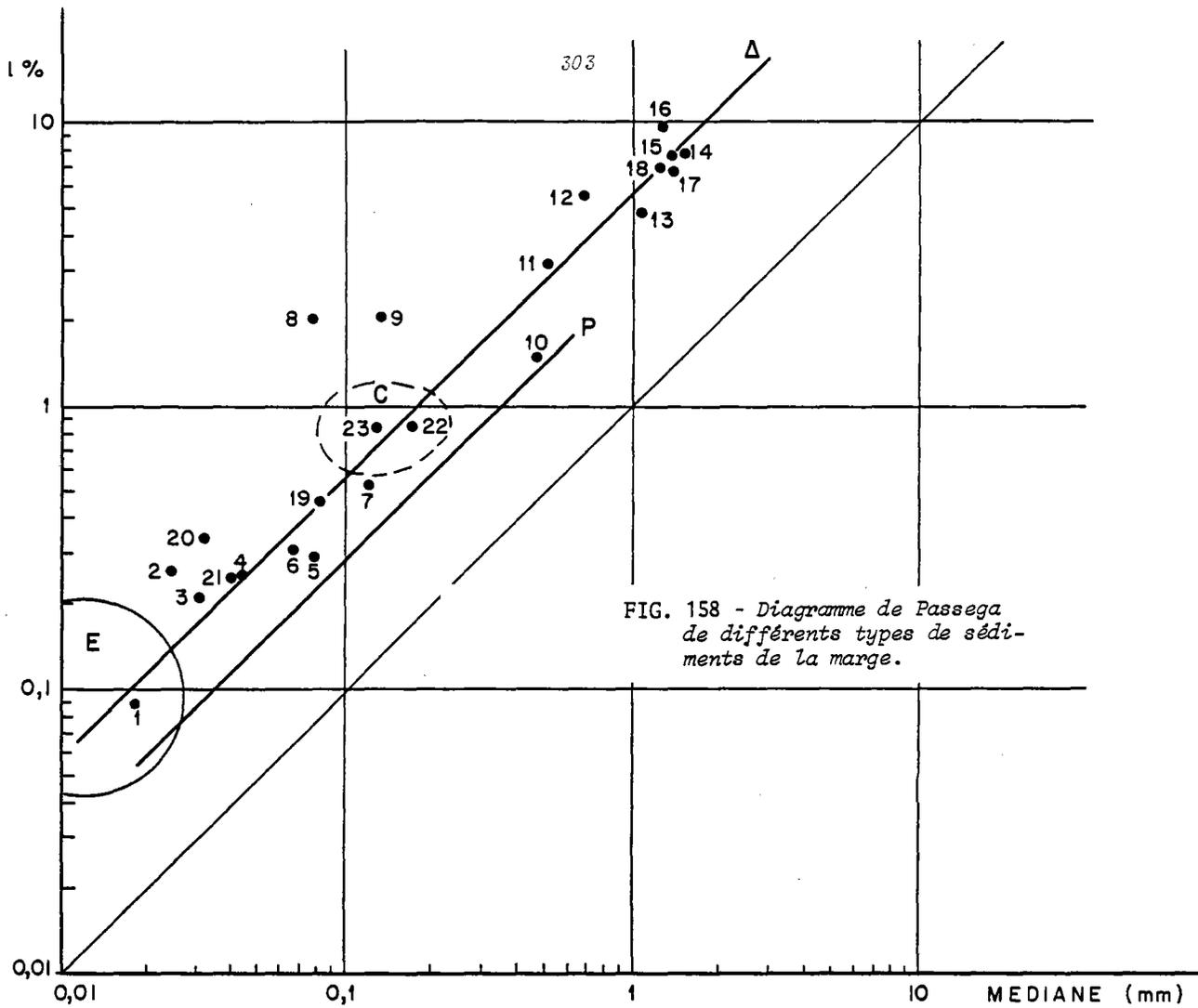


FIG. 158 - Diagramme de Passega de différents types de sédiments de la marge.

FIG. 160 - Taux de sédimentation au Wärm 3.

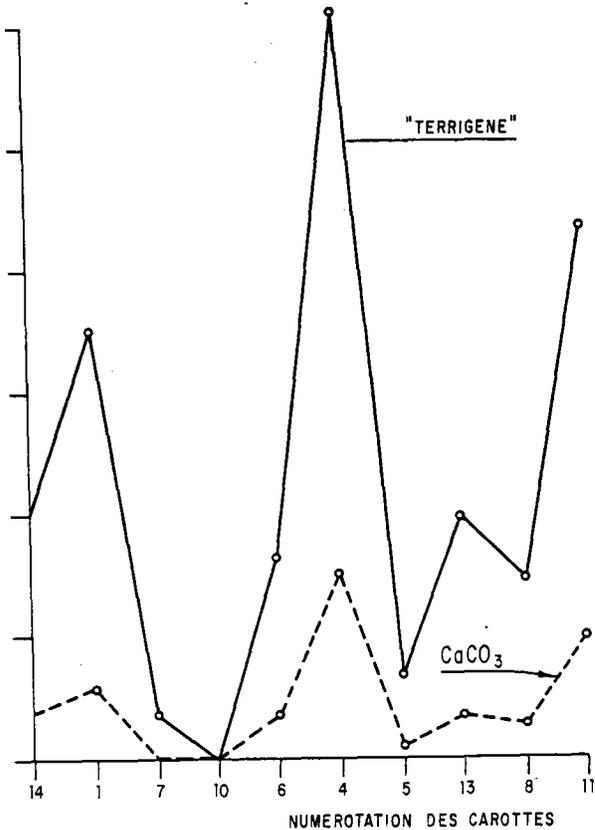
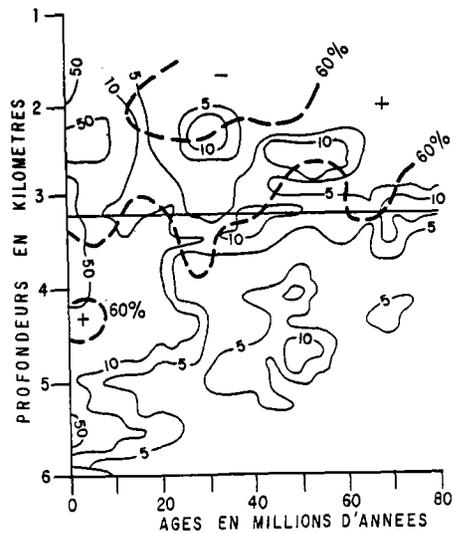


Diagramme de Passega. P : axe des turbidites d'après Passega.

E : zone des sédiments pélagiques. C : contourites (cette étude).

FIG. 161 - Taux de sédimentation en fonction des paléop profondeurs dans l'Atlantique nord depuis le début du Cénozoïque (d'après Thiede, 1980 ; Thiede et al., 1980).

Traits pleins : taux de sédimentation en mm/1000 ans.
Tirétés : isoteneurs en carbonate de calcium.

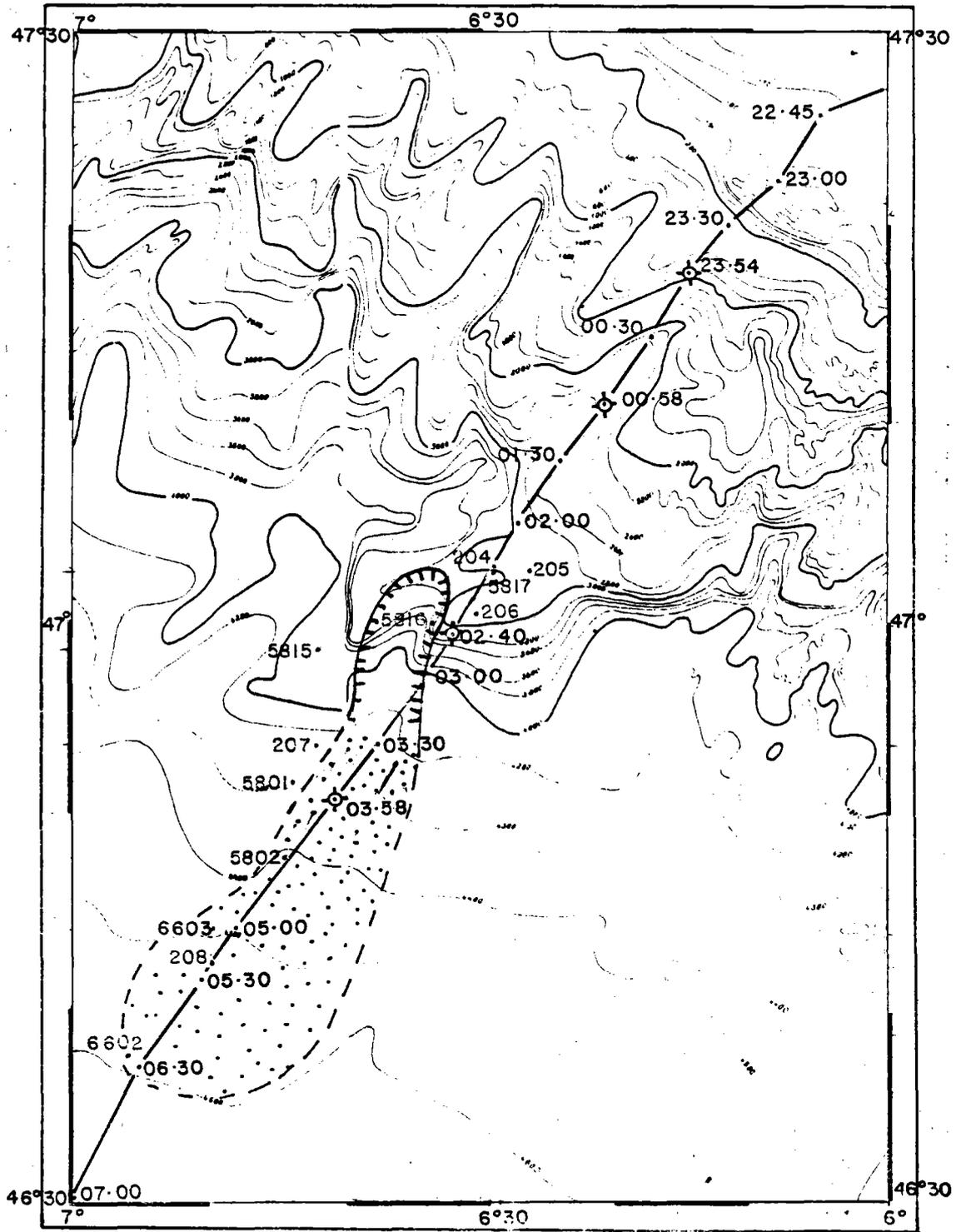


TABL. 41 - Paramètres texturaux des sédiments de la marge.

Niveaux cm	> 63 μ	P1	P25	Md	P75	So	SK
<u>CH58 - O3</u>							
1 63 - 65	0,5	0,09	0,03	0,018	0,009	1,83	0,83
2 65 - 66	14	0,25	0,045	0,022	0,013	1,86	1,21
3 66 - 69	2	0,20	0,04	0,030	0,022	1,35	0,98
4 69 - 71	9	0,25	0,056	0,042	0,031	1,34	0,98
5 71 - 73	24	0,25	0,062	0,047	0,035	1,33	0,98
6 73 - 73,5	43	0,3	0,125	0,064	0,032	1,98	0,98
7 73,5 - 74	64	0,5	0,180	0,120	0,016	3,35	0,20
8 74 - 75	55	2	0,170	0,075	0,033	2,27	1,00
9 75 - 76	76	2	0,270	0,130	0,064	2,05	1,02
10 76 - 80	94	1,58	0,55	0,35	0,16	1,85	0,72
11 80 - 85	89	3,2	0,98	0,40	0,17	2,4	1,04
12 85 - 90	95	5,5	1,5	0,7	0,2	2,74	0,61
13 90 - 95	95	4,8	2,3	1,1	0,16	3,79	0,31
14 95 - 100	95	7,7	3,1	1,5	0,28	3,33	0,39
15 100 - 105	95	7,6	2,8	1,4	0,28	3,16	0,40
16 105 - 110	94	9,5	3	1,3	0,25	3,46	0,44
17 110 - 115	94	6,8	2,9	1,4	0,26	3,34	0,38
18 115 - 122	87	6,9	3,1	1,3	0,21	3,54	0,39
<u>CH66 - O2</u>							
19 0-2	69	0,45	0,12	0,08	0,06	1,41	1,13
20 130-132	31	0,36	0,13	0,033	0,014	3,05	1,67
<u>CH66 - O3</u>							
21 150-152	43	0,25	0,10	0,040	0,014	2,67	0,58
<u>Biogas KRO5</u>							
22 0-0,5 cm	90	0,8	0,250	0,160	0,100	1,58	0,8
<u>Biogas KR34</u>							
23 1-1,5 cm	67	0,8	0,210	0,125	0,023	3,02	0,31

> 63 μ : % de sable, P1 : premier percentile, P25 et P75 : 1er et 3ème quartile (mm), Md : médiane (mm), So : coefficient de classement, SK : coefficient d'assymétrie.

FIG. 159 - Extension possible d'un glissement en masse au pied de la Marge armoricaine.



Dans de telles séries perturbées les datations posent un problème délicat, on ne peut guère espérer mieux que d'"encadrer" cette période. L'examen des assemblages de coccolithes par C. MULLER nous permet de préciser cette question. Ainsi, dans la carotte 6603 (fig.157) la série perturbée est recouverte par 35 cm de boue marneuse caractérisée par un assemblage abondant et bien préservé de coccolithes, caractérisant une période chaude.

A partir de 45 cm, des silts carbonatés d'origine détritique sont abondants, à 95 cm on note la présence d'un assemblage de coccolithes (*Coccolithus pelagicus*, *Gephyrocapsa* sp., *Emiliana huxleyi*) d'affinité froide. De 194 à 576 m, les carbonates détritiques sont très abondants, les nanofossiles sont généralement remaniés. On peut donc penser que les sédiments remaniés ont été mis en place pendant ou à la fin d'un stade froid, le niveau supérieur représentant un stade chaud (interglaciaire W2-W3 ou Holocène ?).

Les 25 premiers centimètres de la carotte 5803 présentent une abondante population de nanofossiles bien préservés. A partir de 28 cm, leur abondance décroît tandis que le nombre d'espèces remaniées croît ; cette limite pourrait correspondre au passage Holocène-Pléistocène. Les niveaux 30 et 31 cm sont riches en quartz et pourraient correspondre à un stade froid (W4). De 34 à 65 cm, les nanofossiles sont de nouveau abondants et bien préservés (W3-W4). De 67 cm à 148 cm, c'est-à-dire dans le niveau comprenant le niveau sableux, l'assemblage paraît de nouveau froid (W3 ?). En ce qui concerne 6602, nous avons examiné deux niveaux marneux intercalés dans les sables. A 85 et 120 cm, les assemblages de nanofossiles sont abondants et bien préservés : aucune attribution stratigraphique précise n'est possible, ces niveaux pouvant correspondre aussi bien à l'Holocène supérieur qu'à un quelconque épisode interglaciaire.

Les profils 3,5 KC et les carottages effectués nous ont donc permis de mettre en évidence une zone de glissement sédimentaire qui affecte le bas de la Marge Armoricaire. La localisation de la zone de départ et l'extension de la zone de glissement (60 km²) ont été situées sur la figure 159. La figure 110 montre à une échelle plus large la situation des zones affectées au pied de la marge, et leur position par rapport aux chenaux issus des canyons. La mise en place de ces dépôts pourrait être intervenue soit lors des bas niveaux marins du Würm 3, soit au cours ou à la fin de l'interstade W2-W3, époque pendant laquelle les conditions de la sédimentation étaient tout à fait propices aux déclenchements de mouvements gravitaires (fort taux de sédimentation, teneurs en matière organique élevées...). La diversité des faciès observés montre que leur mise en place a fait intervenir tout un ensemble de processus gravitaires de nature variée : glissement, slump, coulée boueuse, coulée sableuse, courant de turbidité de haute densité...

II - DISCUSSION

L'évaluation des taux de sédimentation et la lithologie des sédiments du Würm 3, d'après les résultats de GROUSSET (fig. 160) nous conduit à faire deux observations : 1) les taux de sédimentation observés de la pente au bassin sont très variables, 2) on observe des taux de sédimentation élevés jusque dans le bassin profond.

Les apports terrigènes sont particulièrement importants sur le Glacis de Meriadzek (3401) au débouché du Canyon Blackmud (3404) et au Sud de Trevelyan (3411).

Le taux d'accumulation des carbonates (teneur moyenne 15 à 20 %) dans le bassin profond est plus important que celui de l'Holocène supérieur, en dépit d'une lysocline plus élevée, située d'après GROUSSET vers 4000 m de profondeur.

Des apports terrigènes considérables ont donc alimenté la marge et le bassin profond au Würm 3, par l'entremise de courants de turbidité de densité élevée ou de faible densité. Ce dernier type d'apports pourrait avoir été favorisé par l'introduction des apports solides fluviaux au voisinage de la rupture de pente lors de débâcles glaciaires. La réduction des gradients de densité thermique est également un facteur susceptible d'avoir facilité la formation de tels courants de densité (voir chapitre VI).

Les importants taux d'accumulation de carbonate de calcium peuvent s'expliquer par un enfouissement rapide les ayant soustraits à la dissolution. Quant à l'origine de ces carbonates nous avons noté dans les sédiments de cette époque la présence de silts de nature carbonatée qui pourraient être d'origine glaciaire, d'autre part, une proportion importante des assemblages de nannofossiles sont des espèces remaniées. Il semble donc que ce taux important n'implique pas obligatoirement une forte productivité des eaux de surface.

Les caractéristiques de la circulation profonde à cette époque ont été l'objet de nombreuses discussions que nous avons déjà évoquées. La répartition des smectites constitue encore un marqueur particulièrement riche d'informations. Comparativement à l'Holocène on observe une diminution du rapport smectite/illite lié à l'abondance des apports d'illites en provenance des zones émergées limitrophes.

D'autre part, ZIMMERMAN (1982) a mis en évidence l'existence d'une source potentielle de smectites dans le Bassin de Rockall. La majeure partie de ces smectites est, selon lui, transportée vers le bassin est de l'Atlantique au niveau de la Fracture Gibbs, mais une fraction se dirigerait vers le Sud pour atteindre le bassin européen. La distribution de la smectite au niveau de l'Atlantique Nord au Würm est par ailleurs caractérisée par une distribution latitudinale avec des gradients très marqués qui traduisent vraisemblablement la faiblesse des circulations profondes méridiennes, ce en accord avec les conclusions de DUPLESSY (1982).

En résumé, on peut estimer que les taux des apports terrigènes au cours du Würm 3 sur les pentes et dans le bassin profond du Golfe de Gascogne étaient au moins dix fois plus élevés que les taux de l'Holocène supérieur. Le taux des apports en carbonate, quant à lui, pourrait avoir été également cinq fois plus important (ce malgré une dissolution qui aurait été plus active).

Deux sources principales d'apports contribuent aux valeurs élevées de ces flux :

- apports gravitaires (courants de turbidité de forte densité), canalisés par les canyons, érodant des dépôts anciens et distribuant leur charge sédimentaire (sables, silts et argiles) jusqu'au centre du bassin ;

- apports glaciels : matériel morainique, blocs, cailloutis, graviers, sables, silts, argiles, délestés par les icebergs issus des inlandsis groënlandais, islandais ou britanniques. Ces apports glaciels consistent pour l'essentiel en débris de roches éruptives (acides généralement) ou métamorphiques ; ils pourraient comprendre également des silts carbonatés et un matériel volcanique

déposé initialement sur les glaciers ou la banquise et dispersés à la faveur de la dérive, suivie de la fonte des glaces (RUDDIMAN et GLOVER, 1972 ; BERTHOIS et AUFFRET, 1975).

Le régime sédimentaire du Würm 3 paraît donc avoir été dominé essentiellement par les processus gravitaires ; il se distingue donc clairement du régime de l'Holocène supérieur par l'importance des flux sédimentaires qui ont atteint le bassin. Le régime de l'Holocène supérieur, comme nous l'avons vu précédemment, est caractérisé par la triple influence de la production biologique, de la circulation océanique et des courants de densité faiblement chargés. Les modalités de la circulation profonde au Würm restent néanmoins encore discutées. Plus importante que de nos jours dans le Bassin de Rockall, en relation avec la formation possible d'eau profonde, elle apparaît néanmoins avoir été moins vigoureuse dans l'Atlantique Nord.

CHAPITRE IV

CONTROLE DES REGIMES SEDIMENTAIRES
DU CRETACE SUPERIEUR AU QUATERNAIRE SUPERIEUR

INTRODUCTION

D'après BERGER et VINCENT (1981) les dépôts sédimentaires peuvent être considérés comme un enregistrement des fluctuations d'états d'un "système géochimique" dont les principales variables sont : la situation géologique, le climat et la "production" de matériels sédimentaires.

Ainsi les dépôts sédimentaires peuvent être considérés comme des "archives" dans lesquelles se trouveraient enregistrés d'une part des signaux ayant une signification globale et, d'autre part, un "bruit" traduisant les perturbations locales. Il s'agit donc pour nous de discuter ce qui dans les forages et les carottages que nous avons étudiés revient à l'un et à l'autre. Nous discuterons successivement, l'évolution des régimes sédimentaires du Crétacé supérieur au Miocène terminal, puis ceux du Miocène terminal au Quaternaire supérieur. Dans la première partie de la discussion nous rappellerons les résultats obtenus lors du leg 80 du Glomar Challenger sur l'Eperon de Goban (DE GRACIANSKY, POAG *et al.*, 1982) puis les conclusions de la synthèse de THIEDE (1980) portant sur l'ensemble des forages réalisés dans l'Atlantique nord, enfin les modèles globaux proposés par FISCHER et ARTHUR (1977) et BERGER (1977).

I - DU CRETACE SUPERIEUR AU MIOCENE MOYEN

Au cours du leg 80 du N.O. Glomar Challenger (DE GRACIANSKY, POAG *et al.*, 1982), quatre sites disposés selon un transect à la marge ont été forés (fig. 5). L'évolution des taux d'accumulation est comparable dans ses grandes lignes à celle des sites 400, 401 et 402. Cependant, au site 550, les dépôts maestrichtiens sont caractérisés par des taux plus élevés en relation avec des apports gravitaires, tandis qu'au Miocène les taux sont au contraire plus faibles que ceux qui prévalurent dans la région de Mériadzek.

Des hiatus ont été mis en évidence ; ils se sont produits au cours de cinq périodes : Paléocène moyen, Eocène moyen, Oligocène moyen, Miocène moyen et supérieur. Seuls les hiatus de l'Oligocène moyen et du Miocène supérieur sont particuliers à ce secteur de la marge, les trois autres affectent également les dépôts sédimentaires de la marge de Mériadzek où l'Oligocène moyen est également caractérisé par une notable réduction des apports.

Le hiatus du Miocène supérieur, quant à lui, n'affecte les dépôts que du seul site 549. Dans les dépôts du Pliocène supérieur du site 548 on observe, tout comme au forage 400, le passage de craies à nannofossiles à des alternances de boues à nannofossiles et de boues marneuses.

Les forages 118 et 119 du Glomar Challenger effectués lors du leg XII sur et à l'Ouest du Dôme Cantabria (LAUGHTON et BERGGREN *et al.*, 1972) avaient mis en évidence respectivement :

118 - Un hiatus de 32 my entre l'Eocène moyen sous un faciès d'argile brune et le Miocène inférieur. Ce hiatus est attribué par LAUGHTON, BERGGREN *et al.* à la phase compressive de l'Eocène moyen/supérieur ; des taux relativement élevés (7 cm/1000 ans) au Miocène moyen.

119 - De forts taux de sédimentation au Paléocène inférieur (5 cm/1000 ans) sans faciès de turbidites ; des taux réduits et un hiatus de 8 MA entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène (correspondant à la surrection du dôme), des taux relativement modérés (1,6 cm/1000 ans) au Miocène moyen.

THIEDE (1980) a effectué une synthèse des forages du Glomar Challenger dans l'Atlantique nord. La distribution des taux de sédimentation en fonction des âges est particulièrement riche d'informations. Elle met en évidence, d'une part les grandes tendances de la distribution bathymétrique des dépôts et, d'autre part, leur fluctuation depuis le Crétacé. Deux zones préférentielles de dépôts, vers 3,2 et de 4,5 à 5,5 km respectivement, et trois périodes d'apports importants (Crétacé inférieur, Eocène et Plioquaternaire) sont mises en évidence.

Trois périodes d'apports réduits alternent avec ces épisodes de fortes accumulations. Elles se situent au début du Crétacé inférieur, au Paléocène et à l'Oligocène. THIEDE a également étudié la distribution dans le temps et dans l'espace des hiatus sédimentaires. Ceux-ci se concentrent autour de certaines périodes : limite Crétacé inférieur - Crétacé supérieur (100 MA), Paléocène supérieur (54 MA), Oligocène supérieur (25 MA), limite Miocène-Pliocène (5 MA). Ils se manifestent préférentiellement aux profondeurs de 2500 et 4700 m. La première de ces profondeurs est située au-dessus de la première zone d'accumulation maximum, la seconde est située dans l'intervalle 4,5-5,5 km qui correspond au second maximum de dépôt. Cette dernière zone est donc caractérisée par des régimes sédimentaires très contrastés : forts apports en relation avec des processus gravitaires et/ou extrême réduction en relation avec la remontée du niveau de compensation des carbonates. On doit cependant noter que nul niveau bathymétrique et/ou stratigraphique n'est exempt de hiatus.

Selon THIEDE, les trois périodes de fort taux d'accumulation (140 à 105 MA, 60 à 40 MA, 5 MA à 10000 BP) seraient déterminées par une importante production organique accompagnée de bonnes conditions de conservation des matériaux biogènes après leur dépôt (calcaire, silice et matière organique au Crétacé inférieur ; calcaire et silice à l'Eocène, calcaire au Plioquaternaire).

Pour THIEDE à l'échelle de l'Atlantique Nord, ce sont donc les variations des composants biogènes qui contrôlent la variabilité des dépôts, les apports terrigènes n'étant qu'un bruit de fond sans fluctuations majeures.

Nous avons conclu pour notre part à l'évolution parallèle de ces flux à l'échelle du Golfe de Gascogne. En serait-il autrement au niveau de l'Atlantique Nord ? Certes, on pourrait penser que les influences terrigènes sont mieux enregistrées au niveau d'un golfe, mais l'Océan Atlantique nord lui-même est un océan étroit... La figure 161, d'après THIEDE *et al.* (1980), montre en fait que pour chacune des périodes de forts apports les taux moyens de CaCO_3 étaient voisins de 50 %, aussi nous notons qu'une évolution synchrone des deux sources d'apports est également observable au niveau de l'Atlantique Nord. Comme dans le cas du Golfe de Gascogne on peut admettre que les périodes de forts apports terrigènes, correspondent ou induisent dans l'ensemble de l'Atlantique Nord une production biogène importante.

FISCHER et ARTHUR (1977) ont proposé un modèle d'évolution des régimes sédimentaires de l'océan mondial depuis le Crétacé inférieur, jusqu'au Pléistocène. Ils interprètent la succession

des dépôts sédimentaires comme une réponse à un cycle dont la période serait de 30 MA et correspond à l'alternance de deux modes de fonctionnement de l'océan mondial (tableau 42).

Le mode oligotaxique, correspondant à une diversité spécifique relativement faible, est associé à des régressions majeures.

Le mode polytaxique correspondrait à des océans plus chauds que les océans pléistocènes et actuels, et à des gradients climatiques latitudinaux atténués. Dans ces conditions le taux de renouvellement des océans serait réduit et la circulation des courants profonds moins active. La zone d'oxygène minimum connaîtrait un maximum d'expansion favorisant le dépôt de sédiment riche en matière organique. Le niveau de compensation des carbonates s'élèverait et la diversité spécifique augmenterait. Cette situation, en outre, est concomitante de hauts niveaux marins.

Les caractéristiques de ces deux régimes sont résumées dans le tableau 42

Le type de dépôts oligotaxiques pourrait être illustré sur la marge nord du golfe de Gascogne par les craies rosâtres du Paléocène inférieur. Les températures des eaux de surface (12°) et de fond (10°) sont relativement basses et peu différenciées (VERGNAUD-GRAZZINI *et al.*, 1978). La circulation au niveau du fond semble active et la dissolution faible (fig. 151).

Le type de dépôt polytaxique pourrait être représenté par les marnes de l'Eocène moyen riche en silice. Elles montrent une légère tendance à la réduction, la température des eaux de surface est comprise entre 15° et 18°C. Le rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ (VERGNAUD-GRAZZINI *et al.*) passe par un maximum qui est vraisemblablement en relation avec une augmentation de la productivité, corroborée par les assemblages d'ostracodes (DUCASSE et PEYPOUQUET, 1979). Les propriétés texturales des silts suggèrent une activité courantologique faible. Les carbonates paraissent néanmoins peu affectés par la dissolution.

La fin du Miocène moyen (avant la régression du Messinien) paraît également un exemple de réalisation de ce type sédimentaire.

Le Paléocène inférieur d'une part, et l'Eocène moyen d'autre part, paraissent donc de bonnes illustrations du modèle de FISCHER et ARTHUR, mais seulement dans une certaine mesure, ainsi que nous le verrons ci-dessous, après avoir discuté les variations des niveaux marins.

A l'échelle de l'océan mondial, BERGER (1977) oppose également pour le Cénozoïque deux types de régime sédimentaire. Le premier type est caractérisé par de hauts niveaux marins, un niveau de compensation des carbonates élevés, de faibles teneurs en carbonate, des eaux de surface aux températures élevées et des valeurs élevées du carbone 13; le second type est à l'opposé du précédent.

SOUTHAM et HAY (1977) ont présenté une synthèse de l'évolution des bilans sédimentaires globaux, les observations de FISCHER et ARTHUR et de BERGER doivent être situées dans l'évolution retracée par SOUTHAM et HAY aux échelles de 10^9 à 10^6 années. A l'échelle du milliard d'années, en se fondant sur la composition chimique moyenne des continents des arcs volcaniques et des sédiments océaniques, ils montrent que le développement du plancton calcaire qui s'est particulièrement manifesté à partir de 110 millions d'années (Foraminifères pélagiques, nannoplancton...) a entraîné un déficit considérable plus le bilan du cycle du calcium. Ce déficit aurait d'ores et déjà entraîné la consommation de 10 % du réservoir de calcium des masses continentales. Les flux de calcium ne pourraient être équilibrés que si la totalité de la sédimentation pélagique se faisait sous forme d'argile brune et/ou de boue siliceuse.

A l'échelle de 10^8 années ils observent que la formation de l'Océan Atlantique et de l'Océan Indien s'est accompagnée de flux terrigène particulière de l'ordre de 22×10^{14} g/an. L'essentiel de ces apports se sont accumulés dans les glacis continentaux de l'Océan Atlantique et de l'Océan Indien. Ils observent également que le volume des océans devrait avoir décré depuis 200 millions d'années, et qu'un minimum aurait été atteint à l'Oligocène. Cette observation a des implications importantes pour les niveaux marins sur lesquels nous reviendrons plus loin.

MOORE et ROSS HEATH (1977) ont étudié la distribution des hiatus sédimentaires à l'échelle mondiale. Deux conclusions essentielles résultent de cette étude.

1) Dans les séries forées d'âge supérieur à l'Oligocène supérieur, 50 % de l'échelle stratigraphique fait défaut, cette proportion atteint 90 % pour les sédiments d'âge paléocène inférieur.

- 2) Trois périodes de paroxysmes pour l'abondance des hiatus sont mises en évidence :
- la limite Mésozoïque-Cénozoïque
 - la limite Eocène supérieur - Oligocène inférieur
 - la limite Miocène moyen - Miocène supérieur.

La première période a été interprétée comme la conséquence d'apports continentaux réduits en relation avec la faiblesse des reliefs continentaux (BRAMLETTE, 1965) et l'ouverture de l'Atlantique Nord. La seconde période résulterait de la formation de la Tethys et de l'ouverture simultanée d'un Océan Circum Antarctique. Nous pouvons attribuer la troisième période aux phases orogéniques alpines *s.s.* Inversement les périodes de sédimentation continues sont bien représentées à l'Eocène inférieur et à la limite Oligocène supérieur - Miocène inférieur.

D'après VAIL *et al.*, une décroissance du niveau marin de l'ordre de 200 m ou plus se serait produite depuis le Crétacé supérieur. Cette évaluation fondée sur l'estimation des volumes des dorsales océaniques par PITMAN (1978) est nettement supérieure à celle proposée par BOND (1978), WATTS et STECKLER (1979) qui n'admettent qu'une amplitude de 100 m.

Parmi les facteurs susceptibles d'expliquer les fluctuations du niveau marin, les variations de volume des bassins océaniques est le plus souvent invoqué. Selon cette hypothèse il faudrait donc admettre que l'âge moyen de l'océan mondial a augmenté depuis le Crétacé supérieur. Pour que cet âge puisse augmenter il faut que les taux d'expansion aient diminué ; or, toutes les observations montrent que celui-ci est resté relativement constant, avec peut-être des taux plus élevés dans les dix derniers millions d'années.

PARSONS (1982) a suggéré que la migration de l'axe d'expansion du Pacifique vers le bord est de cet océan pourrait rendre compte de cette augmentation "apparente" de l'âge moyen, sans changement des taux d'expansion.

Une autre explication consisterait à admettre que les calottes glaciaires auraient commencé à se former sur l'Antarctique dès le Crétacé supérieur, mais aucune preuve décisive en ce sens n'a jusqu'ici été avancée.

En résumé, bien qu'un consensus se dégage donc sur une tendance régressive depuis le Crétacé supérieur, ses étapes restent donc discutées, tant, quant à leur chronologie qu'à leurs amplitudes.

Ainsi pour RUSSELL (1968) des "tendances régressives" auraient caractérisé le Paléocène et l'Oligocène et des tendances transgressives l'Eocène et le Miocène. Cette interprétation est en accord avec celle de FISCHER et ARTHUR. Les courbes de VAIL *et al.* (1977) et VAIL et HARDENBOHL (1979) conduisent à considérer trois périodes principales dans l'évolution des niveaux marins :

Crétacé supérieur à Paléocène inférieur (90 à 60 MA) :	très haut niveau prédominant	
Paléocène supérieur à Oligocène inférieur (60 à 32 MA) :	haut niveau	"
Oligocène supérieur à Miocène supérieur (32 à 7 MA) :	bas niveau	"
Miocène supérieur à Pléistocène (7 MA à 10000 BP) :	très bas niveau	"

Cette interprétation est en bon accord avec les conclusions de TERMIER et TERMIER (1960), WISE (1974), SOUTHAM et HAY (1977). Elle est difficilement compatible (à volume liquide égal) avec l'hypothèse de SOUTHAM et HAY (1977) d'une diminution de volume des bassins océaniques. Il faudrait dans ce cas admettre une élévation des masses continentales de l'ordre de 400 m pour expliquer la localisation actuelle des dépôts jurassique et crétacé des bassins sédimentaires, tels le Bassin Parisien et le Bassin Aquitain.

Nous nous fonderons donc sur l'évolution des niveaux, d'après VAIL et HARDENBOL, gardant en mémoire que plus que les côtes absolues, ce sont les variations qui sont susceptibles d'être significatives pour l'interprétation des dépôts sédimentaires.

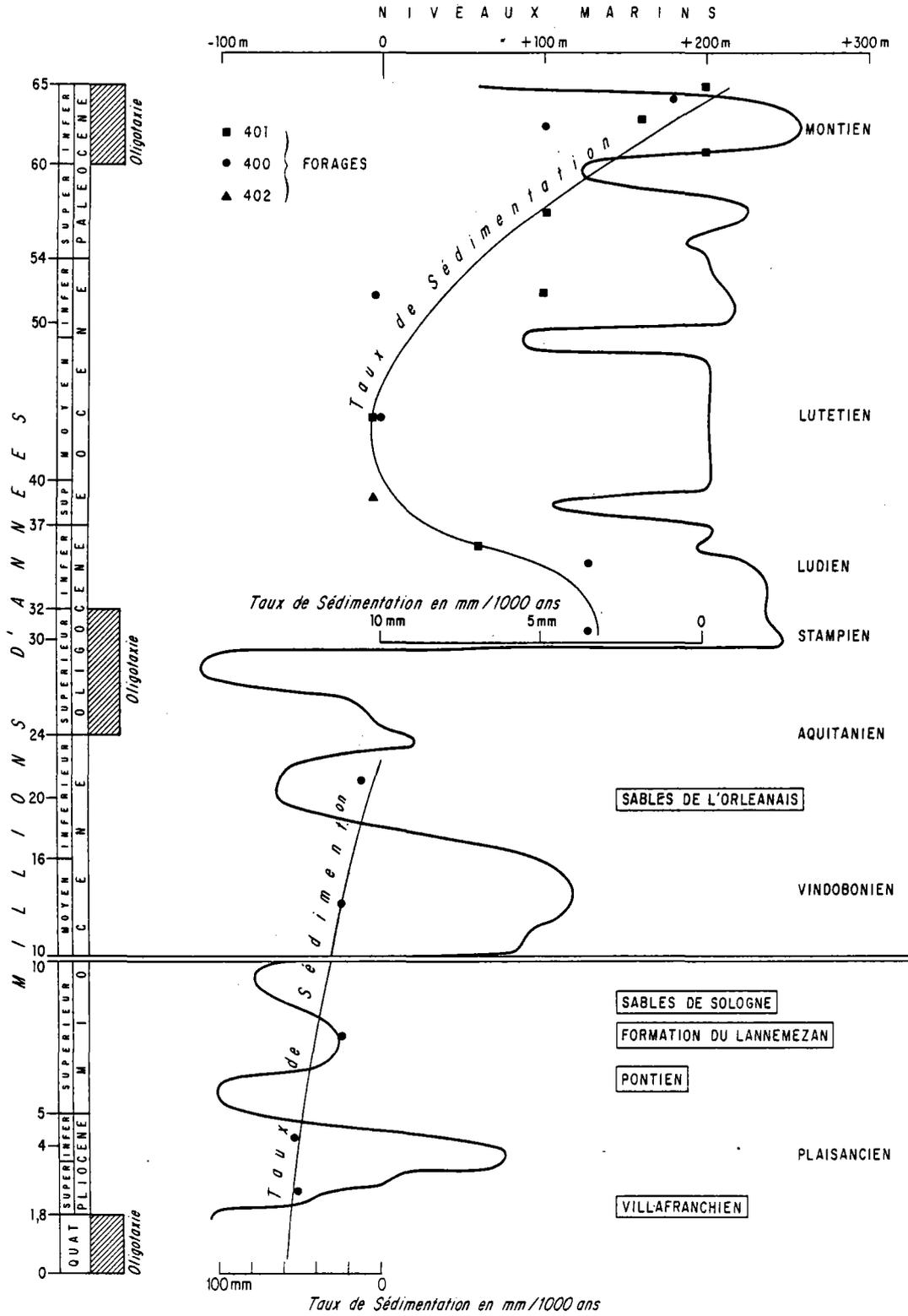
Dans cette perspective du Paléocène inférieur à l'Oligocène inférieur on aurait un cycle d'ordre supérieur, conduisant d'un haut niveau marin au Paléocène inférieur à un autre à l'Oligocène inférieur, en passant par des bas niveaux relatifs à l'Eocène moyen. Les taux de sédimentation sur la marge (fig. 162) sont élevés à l'Eocène inférieur et moyen. Dans les bassins épicontinentaux : Bassins Parisien et Aquitain, on observe durant cette période l'alternance de dépôts sableux (sables de Cuis, Yprésien ; sables d'Auvers, Bartonien) mis en place lors des épisodes régressifs, et de dépôts marins (calcaires de St Ouen, Lutétien ; calcaires de Blaye, Lutétien) correspondant aux transgressions. On doit noter également au Nord du domaine pyrénéen, le début de la mise en place des poudingues de Pallassou. L'Eocène supérieur est caractérisé par une phase régressive au cours de laquelle un important remblaiement est observé sur la plateforme continentale (VANNEY, 1977).

Les calcaires à Astéries du Bordelais correspondent, quant à eux, à la transgression de l'Oligocène inférieur.

Nous avons vu qu'un hiatus sédimentaire correspondant à tout ou partie de l'Eocène supérieur affectait les dépôts des sites 400 et 401 ; ce hiatus, compte tenu du contexte régional, ne peut s'interpréter que comme la conséquence d'un changement de la géométrie des fonds marins en liaison avec les mouvements compressifs entre les plaques Europe et Ibérie (OLIVET, 1978). La diminution brutale du niveau marin entre l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur a eu pour conséquence une augmentation considérable des taux de sédimentation au Miocène inférieur ; au Miocène moyen, des taux élevés sont encore notés, et ce, dans un contexte transgressif, mais ces apports élevés sont interrompus par un hiatus sédimentaire, coïncidant avec une nouvelle phase des mouvements compressifs intraplaques (AUZENDE *et al.*, 1981).

Les apports importants du Miocène moyen résultent peut-être de processus gravitaires et de remaniements favorisés par l'activité tectonique, on note par ailleurs vers 13,2 MA (BP) le début de l'overflow d'eau profonde de la mer de Norvège (BLANC et DUPLESSY, 1982).

FIG. 162 - Variations du niveau marin et fluctuations des taux de sédimentation du Cénozoïque (forages du leg 48).



(d'après Vail et Hardenbol, 1979).

VANNEY (1977) a retracé les étapes de l'évolution morphologique de la marge. Quatre traits morphologiques majeurs correspondent chacun à un épisode essentiel de son évolution :

- une surface "antécénomaniennne" façonnée à la fin du Crétacé inférieur, une surface antélutétienne ;
- une topographie façonnée à l'Eocène moyen et fossilisée par des dépôts de l'Eocène supérieur sur la plateforme continentale (cuesta) tandis que dans le domaine abyssal la structuration du dôme de Trevelyan est attribuable au même épisode ;
- enfin, à la fin du Miocène supérieur, le façonnement de la surface "pontienne" polygénétique, sur laquelle se trouve bien marquée l'empreinte du paléocours de la Loire établi à la fin du Miocène moyen.

KLINGEBIEL *et al.* (1970), BOUYASSE *et al.* (1976) ont particulièrement souligné l'importance de l'évolution morphologique au cours du Miocène, illustrée par la progradation de la plateforme externe et l'établissement de têtes de canyons entaillées jusqu'à -210 m dans les formations néogènes de la Mer Celte et postérieurement colmatées.

Les surfaces antécénomaniennes et antélutésiennes ont été probablement façonnées lors de régressions majeures, de telles régressions se seraient produites au début du Cénomanienn et au Paléocène inférieur. Elles peuvent également résulter de reprises d'érosion lors de phases régressives successives.

En résumé, l'évolution des taux de sédimentation de la marge nord du Golfe de Gascogne, au cours du Cénozoïque, est contrôlée par les fluctuations du niveau marin. On y trouve la marque de signaux de valeur globale. Ainsi, aux périodes de transgression correspond une diminution des taux d'accumulation et aux périodes de régression une augmentation. Nous avons vu précédemment que les apports terrigènes et biogènes fluctuaient sensiblement de façon parallèle, illustrant le rôle des influences continentales sur la productivité océanique ; cette influence semble donc claire au moins au niveau de l'Océan Atlantique nord.

L'activité hydrothermale est également susceptible d'influencer la productivité biologique à l'échelle océanique. D'après EDMOND *et al.* (1979), 30 % de la masse de calcium et une proportion importante du phosphore pourrait, d'après ces auteurs, être introduit dans le domaine océanique au niveau des dorsales médio-océaniques. On conçoit donc que les fluctuations de l'activité des dorsales peuvent affecter la productivité océanique, et ce d'autant plus que l'on se trouvera dans un océan jeune à taux d'ouverture élevé.

Au niveau de l'océan mondial, ainsi que nous le signalions ci-dessus, le taux d'expansion moyen semble s'être accéléré au cours des derniers dix millions d'années. Un raisonnement simple (peut-être simpliste...) conduit à la conclusion qu'une accélération de l'activité des dorsales et des processus hydrothermaux, aurait pour conséquences une diminution de l'âge moyen des océans et, par voie de conséquence, une diminution du volume des bassins océaniques et une transgression sur les marges. Ainsi, en phase transgressive, les modalités de la productivité biologique seraient contrôlées par les dorsales océaniques, tandis qu'en phase régressive, celles-ci reposeraient essentiellement sur les apports continentaux. On peut également observer que l'élévation du niveau de compensation des carbonates, accompagnant les transgressions, doit induire un rapide recyclage, et une faible préservation de la masse du matériel biogène de nature carbonatée produite.

En fonction de l'âge d'un océan, et de sa largeur, les influences respectives de la dorsale et des apports terrigènes sur la productivité biologique seront dominantes.

Les dépôts de l'Atlantique Nord paraissent traduire, quant à eux, une prédominance de l'influence des apports terrigènes.

Les hiatus que nous avons notés au Paléocène, à l'Eocène et au Miocène correspondent précisément aux périodes de fréquences maximales que MOORE et ROSS HEATH ont mises en évidence pour l'océan mondial, il s'agit donc encore une fois de signaux à l'échelle globale. Les seules exceptions à la règle précédente, concernent le cas où de forts taux de sédimentation peuvent être liés à des apports gravitaires en relation, ou non, avec une activité tectonique, ainsi, du Maestrichtien du forage 550, du Paléocène du forage 119 ou du Miocène du forage 400. En dehors de ces "exceptions" la "logique sédimentaire" est donc respectée : les phases d'apports réduits correspondent aux hauts niveaux marins, et les phases d'apports importants aux bas niveaux.

Nous rejoignons donc la conclusion de SOUTHAM et HAY, pour qui "les niveaux marins, et les ajustements isostatiques concomitants seraient les régulateurs principaux des apports détritiques à l'océan".

L'influence des variations de niveau serait donc "globalement" plus importante que celles qui pourraient résulter d'un changement de l'altitude moyenne des masses continentales en relation avec les mouvements orogéniques (HAY et SOUTHAM, 1977). Néanmoins on ne peut douter qu'à l'échelle régionale, ces mouvements pouvaient avoir une importance considérable sur les bilans sédimentaires. Restent également à préciser les relations qui pourraient éventuellement exister entre paroxysme de l'activité orogénique et les variations du niveau marin...

RONA (1973) a discuté cette question ; pour lui, nombre d'évidences suggèrent que les périodes orogéniques coïncident avec un ralentissement de l'expansion océanique du fait des blocages mécaniques aux frontières des plaques (VAN HOUTEN, 1969 ; RONA, 1970 ; CONEY, 1971). Elles apparaissent ainsi contemporaines des périodes de régression. Augmentation du volume des bassins océaniques et phases orogéniques pourraient donc combiner leurs effets pour accroître les flux terrigènes lors des périodes de ralentissement des taux d'expansion.

En tout état de cause, la logique des phases oligotaxiques et polytaxiques de FISHER et ARTHUR, quant aux variations concomitantes des niveaux marins, nous paraît difficilement soutenable. Néanmoins, cette stimulante discussion ne pourra être close que lorsque l'amplitude et la chronologie des variations des niveaux marins et des taux de sédimentation associés seront établies avec une meilleure définition. Les variations géodésiques postulées par MORNER (1976) sont un facteur de "bruits" dont on devra également tenir compte.

II - DU MIOCENE SUPERIEUR AU PLEISTOCENE SUPERIEUR

A - DU MIOCENE SUPERIEUR AU PLEISTOCENE INFÉRIEUR

A partir du Miocène moyen (14 MA), un seuil dans l'évolution des régimes sédimentaires est marqué par le développement de la calotte glaciaire antarctique.

Ce développement a précédé ou suivi (RYAN *et al.*, 1974) la régression du Messinien qui a vu la formation de dépôts salifères dans la Méditerranée. Au Pléistocène inférieur une nouvelle transgression marine voit le retour définitif de la mer en Méditerranée et l'envahissement de la vallée du Rhône.

L'interruption des communications entre Méditerranée et Atlantique au Messinien puis leur reprise au Pliocène aurait entraîné l'arrêt puis la reprise de formation d'eau profonde dans l'Océan Atlantique Nord (BLANC et DUPLESSY, 1982).

Sur le Massif Armoricaïn, la surface de Plougastel (GUILCHER, 1948 ; GUILCHER et SAINT-REQUIER, 1969) aura été façonnée au cours de cette période. La régression du Pliocène supérieur a été accompagnée de la formation d'importants épandages détritiques sur le pourtour du Massif Armoricaïn (sables rouges, sables roux *pro parte* de la plateforme). A partir de cette époque, les dépôts sédimentaires ont enregistré des fluctuations dont l'amplitude a continué à s'accroître jusqu'au Pléistocène supérieur.

Après avoir rappelé les données relatives au Quaternaire obtenues lors du leg 80, nous discuterons, comme nous l'avons fait pour la période précédente, la signification des fluctuations ayant affecté les apports terrigènes et biogènes.

Dans le forage 549 du leg 80, on note un hiatus correspondant au Miocène supérieur.

Au cours du Pliocène supérieur on observe, dans ce même forage, le passage de craies à nannofossiles à des alternances de boues à nannofossiles et de boues marneuses.

Au site 548, les dépôts quaternaires ont été prélevés de façon continue sur une épaisseur de 110 m, au site 549 leur épaisseur est réduite à 40 m.

Au site 548, la magnétostratigraphie permet d'évaluer un taux de sédimentation de 10 cm/1000 ans pour la période Bruhnes (700000 BP à l'Actuel) et 4 cm/1000 ans pour la période Matuyama ; au site 549, le taux pour Bruhnes est de l'ordre de 2 cm/1000 ans.

Au site 400, les alternances rythmiques entre boue à nannofossiles et boues marneuses à nannofossiles avec des intercalations sableuses à foraminifères et quartz se manifestent dans les zones NN16 (Nannofossiles) et N21 (Foraminifères) correspondant à un âge de 2,7 MA (HAILWOOD *et al.*, 1979). Les alternances "vases calcaires, marnes sombres" du forage 548, apparaissent à la même époque (DE GRACIANSKY *et al.*, 1982).

Nous avons pu préciser les caractéristiques des alternances observées au site 400.

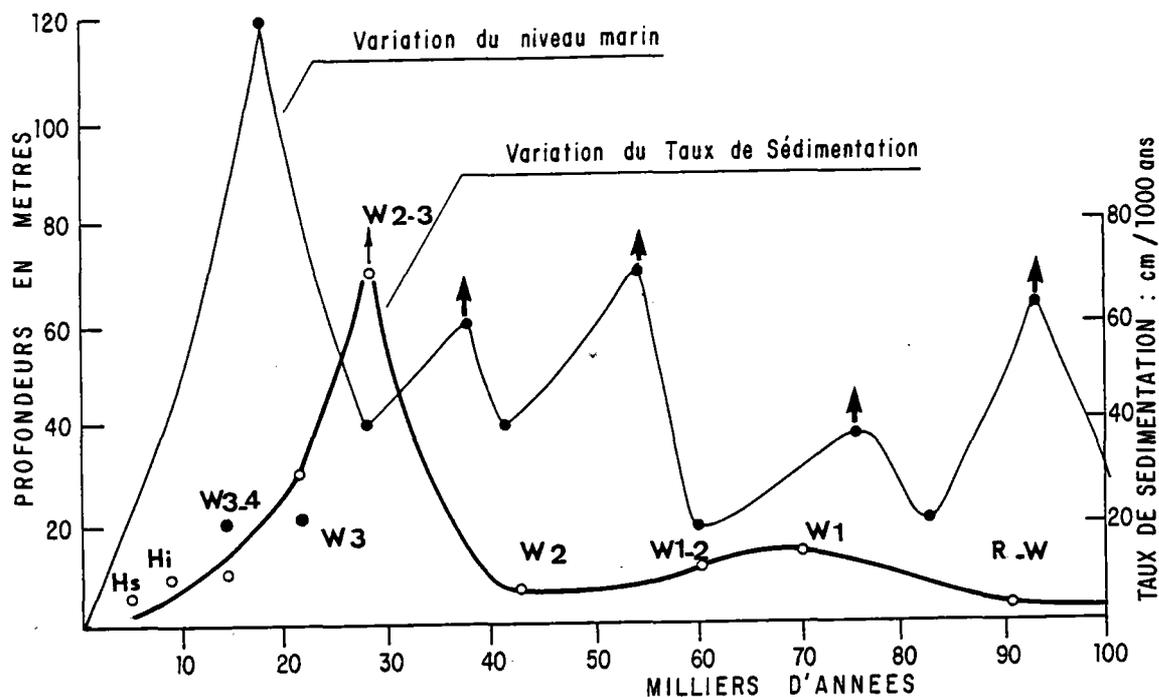
Les bancs de boues à nannofossiles ont des épaisseurs comprises entre 0,5 et 1 m ; ils sont séparés par des bancs marneux de 25 à 50 cm d'épaisseur. L'épaisseur moyenne d'un rythme est donc de l'ordre du mètre ; le taux de sédimentation moyen étant de l'ordre de 5 cm/1000 ans cet intervalle représente environ 20000 ans.

Nous avons également observé que les boues marneuses pouvaient elles-mêmes être constituées de rythmes d'ordre secondaire d'une épaisseur de 5 à 10 cm, qui représenteraient donc des périodes de 1000 à 2000 ans.

Le changement de régime sédimentaire observé vers 2,7 MA suit le troisième "événement" jalonnant l'entrée dans l'âge glaciaire (le deuxième événement fut la transgression qui, vers 5 MA, permit le rétablissement des échanges entre l'Atlantique et la Méditerranée).

Il s'agit de l'instauration vers 3,2 MA d'une calotte glaciaire dans l'hémisphère nord (SHACKLETON et OPDYKE, 1977). Cet événement a été associé soit à une phase orogénique (HAMILTON, 1965) soit à la formation de l'Isthme de Panama (SAITO, 1976 ; KEIGWIN, 1978). Cette fermeture entraînant le détournement des eaux du Gulf Stream vers le Nord, aurait été responsable de l'accroissement du volume des précipitations sur le Nord-Ouest de l'Amérique du Nord, le Groënland, l'Islande et le Nord-Est de l'Europe (RUDDIMAN *et al.*, 1980).

FIG. 163 - Variations du niveau marin et fluctuation des taux de sédimentation au Pléistocène terminal.



Les flèches verticales indiquent qu'il s'agit d'une profondeur minimum.
Les cercles évidés et pleins correspondent au W 3 et au W 3-4, correspondant respectivement aux durées postulées par Grousset (1977) et Pujol (1980).

VARIABLES	PHASE POLYTAXIQUE	PHASE OLIGOTAXIQUE
tivité magmatique océanique.....	importante	faible
tivité volcanique continentale....	faible	importante
veau marin.....	haut	bas
imat continental.....	chaud et homotherme	froid et hétérotherme
drologie marine.....	stagnation	taux de renouvellement rapide
pôt sédimentaire.....	tendance à la réduction CCD haute, (opale, zéolithe, phosphorite, hydrocarbure)	tendance à l'oxydation, hiatus, CCD basse
versité spécifique.....	grande	faible
emple.....	Crétacé supérieur, Eocène, Miocène moyen	Paléocène inférieur Oligocène supérieur

TABL. 42 - Caractéristiques des régimes oligotaxiques et polytaxiques (d'après FISCHER et ARTHUR).

BACKMAN (1983) a mis en évidence dans le forage 552 A du leg 83 au Sud du Plateau de Rockall, l'apparition de délestages d'iceberg à la limite Gauss-Matuyama (2,4 à 2,5 MA), c'est-à-dire peu après l'apparition des rythmes climatiques.

B - LE PLEISTOCENE SUPERIEUR

Introduction

L'augmentation des taux de sédimentation observée au forage 548, lors du passage de l'époque Matuyama de polarité magnétique inverse à l'époque Bruhnes, marque le passage à un nouveau régime sédimentaire ; en fait, ce changement est marqué dès l'évènement Jaramillo (fig. 9) dans les fluctuations des rapports isotopiques O^{18}/O^{16} des tests de foraminifères. Onze phases glaciaires (2, 4, ..., 22) alternant avec douze phases interglaciaires (1, 3, ..., 23) ont été reconnues au cours de cette époque.

Les variations des rapports isotopiques reflètent, à la fois les changements de températures et les variations du niveau marin qui se sont succédées au cours de ces 900000 ans.

HAYS *et al.* (1976) ont montré que les variations lithologiques des dépôts furent dominées au cours de cette époque par les périodes de 100000 ans (50 % de variance), 40000 ans (25 %) et 20000 ans (10 %).

Les périodes de 40000 et 20000 ans pourraient correspondre respectivement aux périodes de l'obliquité et de la précession de l'orbite de la terre autour du soleil. L'origine de la période la plus importante est moins évidente, elle peut être rattachée à la périodicité affectant l'excentricité de l'orbite de la terre, mais les calculs théoriques prédisent que cette variation ne devrait rendre compte que d'une fluctuation de 0,1 % de l'insolation de la terre. Il faudrait donc admettre qu'un changement quantitatif aussi faible puisse conduire à un bouleversement des climats.

Nous discuterons, à titre d'exemple, les fluctuations des régimes sédimentaires qui ont accompagné le dernier cycle glaciaire, à partir du dernier optimum climatique correspondant à l'interglaciaire Riss-Würm (Normannien ou Tyrrhenien) au stade isotopique 5 (125000 à 75000 BP).

Nous examinerons successivement les fluctuations des apports terrigènes, puis les variations de la fraction biogène résultant des changements de productivité et des conditions de dissolution.

1 - Les apports terrigènes

Les seules variations du niveau marin (BLOOM *et al.*, 1974 ; fig. 163) sont une bonne indication de l'extrême variabilité des paléoenvironnements au cours de cette période.

Les périodes de hauts niveaux correspondent à l'interglaciaire Riss-Würm (stade isotopique 5) (+10 m vers 125000 BP) à l'interstade W_1 - W_2 (57000 BP) et à l'Holocène. L'interstade W_2 - W_3 pourrait avoir été caractérisé par un niveau de l'ordre de -50 m. Les teneurs en carbonates de calcium des sédiments sont généralement de l'ordre de 20 %, à l'exception des stades 5,3et1 où elles sont susceptibles d'atteindre 50 % (GROUSSET, 1977). Durant l'interglaciaire Riss-Würm les taux d'accumulation sont faibles, ils augmentent nettement au Würm 1, très variables à l'interstade Würm 1 - Würm 2 et au Würm 2, ils sont à nouveau très élevés à l'interstade Würm 2 - Würm 3. Élevés au Würm 3, ils décroissent encore de l'Holocène inférieur à l'Holocène supérieur.

Les apports terrigènes suivent donc cette évolution, ils sont notablement réduits, au cours des interstades W_1 - W_2 et à l'Holocène. Il existe donc une corrélation relativement bonne entre l'importance des apports terrigènes et les niveaux marins, néanmoins l'interstade W_2 - W_3 constitue une "anomalie" puisque pour des niveaux marins relativement élevés, les taux de sédimentation les plus élevés enregistrés dans le Golfe de Gascogne ont prévalu. Cette anomalie a été soulignée par GROUSSET (1977) et CARALP *et al.* (1982). En revanche, au Würm 3, malgré l'importance de la régression, les taux sur la marge sont moins importants que lors de l'interstade précédent.

Néanmoins, nous n'avons, il faut encore le signaler, que très peu de données sur les taux qui ont pu prévaloir dans le bassin profond où l'essentiel des dépôts pourrait être localisé, en relation avec la prédominance des processus gravitaires.

GROUSSET (1977) a étudié les dépôts et l'évolution du paléoenvironnement au cours de l'interstade W_2 - W_3 . Il distingue, de la base au sommet :

- Le faciès A qui consiste en une vase "marno-silteuse" caractérisée par une association microfaunistique d'affinités froides dont 5 à 10 % de *Globorotalia scitula*.
- Le faciès B, de couleur sombre en relation avec la présence de mono-sulfures de fer. Il est caractérisé par un assemblage microfaunistique d'affinité tempérée froide. La proportion de *Globorotalia scitula* dans l'assemblage atteint 10 à 20 %. Ce faciès est également caractérisé par la présence de Ptéropodes dont les tests aragonitiques n'ont donc pas été affectés par la dissolution.

GROUSSET propose l'existence de trois phases climatiques au cours de l'histoire de cet interstade :

- *Phase 1* - Climat froid et sec, favorable à la glyptogénèse. Ce climat est contrôlé par la présence de la calotte glaciaire sur les îles britanniques qui induit un flux anté-cyclonique.
- *Phase 2* - Réchauffement accompagné d'une augmentation de l'humidité. Une forêt ouverte très diversifiée s'installe ; des sols se constituent. Les apports terrigènes, très fins, comprennent une fraction organique importante. GROUSSET postule qu'un régime de vent d'Est pourrait avoir favorisé un régime d'"upwelling".
- *Phase 3* - Refroidissement accompagné d'une pluviosité exceptionnelle, en relation avec l'instauration du régime cyclonique. La dégradation du couvert végétal et la mobilisation des stocks détritiques disponibles engendrent des taux de sédimentation très importants.

Ainsi que GROUSSET le propose, c'est donc le changement brutal des conditions climatiques, entre les phases 2 et 3 qui entraînent le paroxysme des flux observés au cours de la phase 3. La phase 2 peut être considérée comme une phase de "biostasie" au cours de laquelle, sous un couvert végétal dense, des sols s'élaborèrent ; dans ces conditions, seuls les colloïdes les plus fins sont entraînés par les eaux courantes. Le refroidissement brutal qui suivit entraîna la régression de la forêt, et une érosion intense des sols, tous phénomènes caractéristiques d'une phase de "biorexistie" (ERHART, 1955).

La conjonction d'un niveau marin relativement bas (-50 m) et d'une rupture des équilibres écologiques, a donc provoqué un paroxysme des flux sédimentaires du continent vers la marge.

HAY et SOUTHAM (1977) ont bien mis en évidence le fait qu'à débit liquide spécifique égal, les débits solides spécifiques pouvaient être dans un rapport de 10 en fonction de la masse des matériaux disponibles. La capacité de transport des eaux courantes n'est pas dans la plupart des cas le facteur limitant des débits solides, ce dernier est, en fait, déterminé par la quantité de matériaux "aptes" au transport.

L'étude des fractions argileuses a permis à GROUSSET de mettre en évidence l'augmentation relative de la smectite lors des périodes chaudes. Illite et chlorite, au contraire, augmentent relativement lors des périodes froides telle le Würm 2. Les interstades Würm 1 - Würm 2, Würm 2 - Würm 3 et Würm 4, sont caractérisés par une variabilité plus importante des assemblages.

Ces observations sont en bon accord avec l'hypothèse d'une abondante genèse d'illite et chlorite sous climat froid ; par contre, l'augmentation relative de la smectite, pendant les périodes chaudes, ne traduit peut-être pas une production plus importante, les taux de sédimentation étant généralement plus faibles. Cette observation nous conduit à considérer avec prudence l'hypothèse d'une origine pédogénétique proche pour les smectites... C'est d'ailleurs la conclusion à laquelle semble se rallier GROUSSET, mais la localisation de la source lointaine de ces smectites reste encore à préciser.

HAY et SOUTHAM (1977) ont discuté les variations des apports terrigènes entre phases glaciaires et interglaciaires. Tout d'abord ils notent la réduction des surfaces des bassins versants en phase glaciaire du fait de l'extension des inlandsis, mais ils notent également qu'en relation avec la baisse du niveau marin, de nouvelles zones sont soumises à l'érosion subaérienne. Ils admettent que 29×10^6 km² du globe furent occupés par les glaciers tandis que 13×10^6 km² de plateforme furent exondés. La diminution au niveau global est donc de 16×10^6 km², mais si l'on pousse jusqu'au bout les hypothèses de HAY et SOUTHAM on doit admettre que dans un cas on a 148×10^6 km² avec un taux moyen d'érosion 0,01 g/cm²/an et dans l'autre cas 132×10^6 km² avec un taux double du fait de l'augmentation de l'altitude moyenne et que, par conséquent, les apports fluviaux au niveau global peuvent être considérés comme deux fois plus élevés lors des phases glaciaires que lors des phases interglaciaires. Néanmoins, au niveau de l'Atlantique Nord dont les bassins versants sont largement affectés par la glaciation, cette différence peut être atténuée. Un autre facteur doit être également considéré : HAY et SOUTHAM admettent que la position actuelle de la rupture de pente du plateau continental résulte d'un ajustement aux bas niveaux marins du Quaternaire supérieur.

Ils supposent que lors des hauts niveaux un prisme sédimentaire d'une centaine de mètres d'épaisseur s'élabore et qu'entièrement dégradé lors des régressions il alimente la pente et le bassin profond d'un flux égal ou supérieur aux apports fluviaux. Le flux détritique de la plateforme à la pente et aux bassins pourrait donc être au total quatre fois plus élevé lors des périodes glaciaires que lors des interglaciaires. Nous avons calculé un rapport de 6 pour le Nord du Golfe de Gascogne d'après les résultats de GROUSSET.

Ce modèle ne permet pas néanmoins de rendre compte des flux exceptionnels de l'interstade W_2-W_3 .

2 - Les apports biogènes

a) Variations de la productivité

Le bilan des apports carbonatés d'origine biogène est la résultante de divers processus : production planctonique primaire, remaniements, taux de dissolution... Les taux d'accumulation des carbonates en phase glaciaire sont généralement plus importants qu'en phase interglaciaire, ou que dans les interstades, à l'exception du Würm 2 - Würm 3.

Ces forts taux d'accumulation sont liés pour une part importante mais qui reste difficile à préciser aux remaniements de dépôts antérieurs à la faveur de processus essentiellement gravitaires et aux apports glaciels.

Les oscillations de la position du front polaire entre l'Islande et le Sud du cap Finis-terre ont provoqué l'envahissement du golfe par des masses d'eaux arctiques, impropres au développement des nannofossiles.

b) La dissolution

D'après GROUSSET, la lysocline aurait oscillé dans le Golfe de Gascogne entre 4700 m à l'interglaciaire Riss-Würm, 4000 m au Würm 3 et 4600 m à l'Holocène. GROUSSET admet donc implicitement une dissolution plus importante lors des phases glaciaires que lors des phases interglaciaires en relation avec une augmentation du flux des Eaux Antarctiques de Fond.

On doit, à ce propos, faire quelques observations :

1) la dissolution est généralement évaluée à partir de l'état des tests des Foraminifères planctoniques. Or, une usure ou une fragmentation des tests, peut aussi bien être provoquée par un transport ; par ailleurs, nous avons noté que le matériel organogène des phases froides était susceptible d'inclure une importante fraction remaniée...

2) il n'est pas évident que le flux d'Eau de Fond Antarctique ait été plus actif lors des périodes glaciaires ;

3) un flux plus actif d'Eau Antarctique de Fond pourrait signifier une eau plus jeune, donc moins chargée en CO_2 , donc moins corrosive...

Le bilan de la sédimentation carbonatée pour le Plioquaternaire a été examiné par HAY et SOUTHAM (1977). La moyenne des carbonates accumulés pour la période post-miocène serait de $2,7 \times 10^{14}$ g/an pour les plateformes continentales et de $4,6 \times 10^{14}$ g/an pour les pentes continentales avec probablement un excès disponible pour les dépôts dans les bassins profonds. Pour l'Holocène, les taux seraient 7×10^{14} g/an sur les plateformes et 6×10^{14} g/an pour les pentes continentales, ce qui représente au total un excès de 10^{14} g par rapport aux apports de calcium des fleuves. L'importance

de la production pélagique pléistocène estimée à elle seule à 12×10^{14} g/an par MILLIMAN (1974) et 18×10^{14} g/an par BROECKER suffit à démontrer qu'une importante dissolution doit nécessairement intervenir pour maintenir ce niveau de production, ce malgré la contribution des solutions hydrothermales évaluées à 30 % du total des apports fluviaux.

Les modalités des variations de l'intensité par la dissolution dans l'Océan Atlantique ont été et sont toujours l'objet de controverses. Pour VOLAT *et al.* (1979) du stade 5 au stade 2, la dissolution paraît augmenter dans l'Atlantique en suivant des fluctuations relativement indépendantes de la stratigraphie isotopique ; une évolution opposée est observée dans les océans Pacifique et Indien. Dans les trois océans, la dissolution paraît néanmoins augmenter à partir de la base du stade 1, lentement dans l'Atlantique, rapidement dans le Pacifique...

CONCLUSION

Trois épisodes peuvent donc être distingués dans la période allant du Crétacé supérieur au Pléistocène supérieur. Le passage de l'une à l'autre se marquant par un changement de nature ou d'intensité des paramètres contrôlant les régimes sédimentaires.

Du Crétacé supérieur au Miocène moyen, l'essentiel du contrôle paraît assuré par les variations du niveau marin, elles-mêmes, sans doute, déterminées par les modalités de l'expansion océanique.

Dans l'hypothèse de la simultanéité des ralentissements de l'expansion océanique et des phases orogéniques, ces périodes devraient se manifester par une recrudescence des apports terrigènes à l'océan. Les taux de sédimentation élevés que nous avons mis en évidence pour l'Eocène moyen et le Miocène inférieur, coïncidant respectivement avec les phases tectoniques lutétienne et anté-aquitaine, sont en bon accord avec cette hypothèse.

Du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur, l'influence du glaci-eustatisme s'ajoute et probablement domine le contrôle "ride eustatique". L'importance des régressions et l'érosion des reliefs entraînent une recrudescence des flux sédimentaires terrigènes du continent vers l'océan.

Au Pléistocène supérieur, les oscillations climatiques prennent une ampleur telle que les conditions d'altération et d'érosion subissent des variations considérables en fonction de l'alternance de climat de type arctique et tempéré. L'importance des transferts au cours de cette période est fortement influencée par la formation de matériaux meubles, pris en charge au début des phases de réchauffement qui coïncident avec des réajustements isostatiques positifs et des niveaux marins encore relativement bas. On doit souligner par ailleurs la simultanéité du changement de régime climatique du Pléistocène supérieur et le passage de la période Matuyama de polarité inverse à la période Bruhnes de polarité magnétique normale.

longueur des grandes flèches ouvertes est proportionnelle aux taux d'expansion, les flèches fines schématisent le type de circulation (a : les plateformes fonctionnent comme des bassins de concentration. b : circulation de type estuarien avec "upwelling").
 (a : par exemple l'Oligocène inférieur. b : par exemple l'Oligocène supérieur)

(a : par exemple l'Oligocène inférieur. b : par exemple l'Oligocène supérieur)

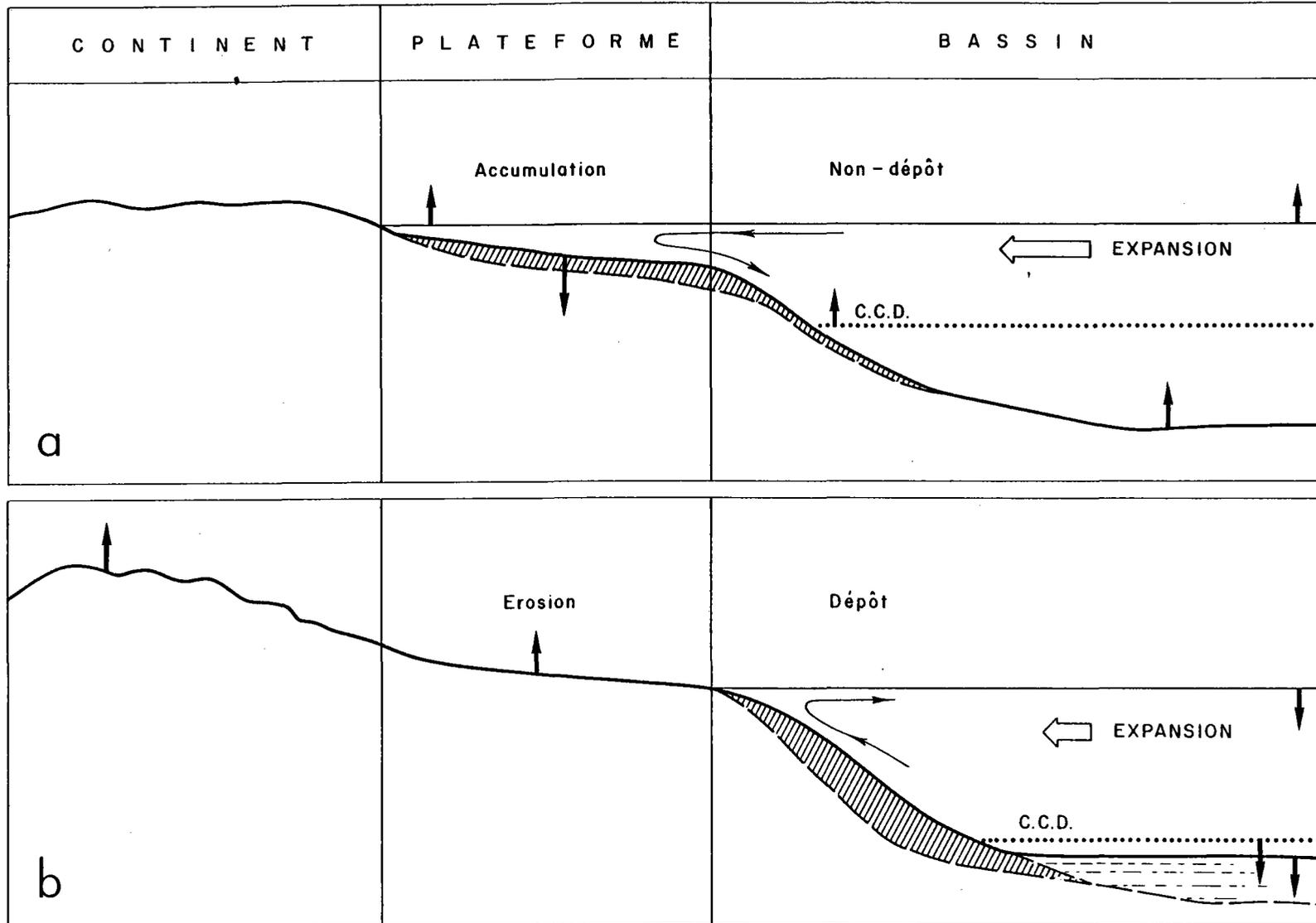


FIG. 164 - Modèle théorique de la sédimentation sur les marges continentales.

Nous présentons dans la figure 164 un modèle théorique qui intègre nos observations à celles de RONA (1973) sur la sédimentation des plateformes continentales de l'Atlantique Nord. Ce modèle s'applique essentiellement à la période Crétacé supérieur - Miocène moyen. Il distingue deux types de situations :

1) correspondant à une phase d'expansion océanique active et une quiescence tectonique sur le domaine continental :

- un haut niveau marin,
- des dépôts essentiellement carbonatés sur la plateforme continentale,
- une CCD haute et de faibles apports sur la pente, le glacis et le bassin profond,
- une productivité océanique induite par les apports hydrothermaux.

2) correspondant à une phase de ralentissement de l'expansion océanique, et une activité tectonique importante dans le domaine continental :

- un bas niveau marin,
- une érosion des dépôts précédemment déposés sur la plateforme continentale,
- une CCD basse et d'importants apports sur la pente, le glacis et le bassin profond,
- une productivité océanique induite par les apports terrigènes.

Le passage de la phase 1 à la phase 2 nous semble propice aux hiatus : dans le bassin profond par non dépôt et érosion de la faible couverture des sédiments déposés au cours de la phase 1, sur la plateforme par érosion et non dépôt consécutifs à la baisse du niveau marin.

On notera, en outre, que les dépôts des plateformes continentales ne représentent vraisemblablement qu'un faible pourcentage des dépôts effectivement déposés, que la subsidence dont nous n'avons pas parlé doit contrôler pour une large part l'importance des accumulations préservées.

Nous soulignerons enfin le caractère purement théorique de ce modèle ; il sera néanmoins possible de le tester quand les résultats des forages d'exploration pétrolière réalisés en Iroise seront publiés, par ailleurs, bien que dans le détail des différences notables apparaissent, nombre d'idées de ce modèle furent antérieurement énoncées par J. BOURCART (1938, 1947 D, 1949).

CONCLUSION GENERALE

LE REGIME SEDIMENTAIRE DE L'Holocène SUPERIEUR : ABOUTISSEMENT DE L'EVOLUTION CENOZOIQUE.
EMERGENCE DE L'IMPACT DES ACTIVITES HUMAINES.

Au terme de ce cheminement à travers l'espace marin et les temps géologiques, quelles sont les réponses aux questions que nous posions à notre point de départ ? A savoir, quels sont les paramètres essentiels qui ont contrôlé les régimes sédimentaires de la marge nord du Golfe de Gascogne depuis la fin du Crétacé supérieur, et quelles sont les particularités éventuelles du régime de l'Holocène supérieur ? Nous terminons en situant les conclusions auxquelles nous sommes parvenus dans le cadre du grand débat sur les *Causes actuelles*, et des problèmes de prévision qui se posent aujourd'hui.

DU CRETACE SUPERIEUR A L'Holocène

Nous avons discuté les régimes sédimentaires anciens en distinguant deux périodes. La première, du Crétacé supérieur au Miocène moyen, la seconde, du Miocène terminal au Pléistocène supérieur. Pour la première, nous avons mis en évidence le contrôle de la sédimentation par la variation des niveaux marins. En effet, au cours de cette période les conditions climatiques et la distribution des masses continentales, paraissent avoir été suffisamment "stables" pour que le seul jeu des transgressions et des régressions détermine l'importance des apports et leur fractionnement

entre la plateforme et le glacis continental. Les périodes d'apports réduits correspondent aux hauts niveaux marins, les périodes d'apports importants aux bas niveaux. Lors de ces dernières, les apports terrigènes et biogènes sont simultanément abondants, le remaniement de matériaux antérieurement déposés est une contribution importante au bilan sédimentaire, et un bas niveau de compensation assure une meilleure préservation des carbonates déposés.

L'augmentation de l'activité des dorsales océaniques est susceptible d'entraîner une transgression sur les marges et simultanément une augmentation de la productivité. Néanmoins, l'élévation concomitante du niveau de compensation des carbonates qui en découle devrait conduire à un faible taux de préservation de la masse de carbonate produite durant ces périodes.

Deux hiatus sédimentaires, le premier à l'Eocène supérieur, le second au Miocène moyen, observés sur la marge nord du Golfe de Gascogne, ont une large extension au niveau de l'Atlantique Nord et sont en relation avec des réajustements majeurs du système des plaques et des phases tectoniques.

- Au cours de cette période, le contrôle des apports de sédiments paraît donc assuré par l'eustatisme, l'importance des facteurs tectoniques implique que les phases de compression affectant la lithosphère ont des répercussions jusqu'à l'interface eau-sédiment : arrêt de dépôt, érosion et redistribution des sédiments, l'ensemble de ces phénomènes se traduisant par une discordance angulaire sur les coupes sismiques. Au cours de cette évolution, l'Oligocène apparaît comme une période charnière, mais les causes de l'importante régression eustatique de l'Oligocène supérieur restent à établir.

- Lors de la deuxième période, du Miocène supérieur au Pléistocène inférieur (900 000 BP environ), l'évolution des niveaux marins contrôle encore, pour une large part, les régimes sédimentaires mais le démantèlement de reliefs nouvellement formés et la dégradation du climat se traduisent par une augmentation considérable du flux des matériaux d'origine terrigène.

- Au Pléistocène supérieur, l'évolution des taux de sédimentation obéit au double contrôle des niveaux marins et des fluctuations climatiques. Les périodes froides correspondent à des bas niveaux marins et sont caractérisées par des taux de sédimentation plus élevés. Nous avons observé que des fluctuations climatiques rapides pouvaient conduire à des ruptures d'équilibre telles que des flux sédimentaires considérables ont pu prévaloir pour une situation du niveau marin relativement haute, ainsi de l'interstade Würm 2 - Würm 3 (fin du stade isotopique 3).

- Au cours de l'Holocène, à partir de 10 000 BP, se produit une remontée rapide du niveau marin, celui-ci atteignant un niveau légèrement inférieur au niveau actuel, vers 7 500 BP, c'est-à-dire au début de l'Holocène supérieur. BARBAROUX *et al.* ont montré que les apports de la Loire, importants au début de l'Holocène supérieur, ont connu des recrudescences à la fin du Subboréal et au Subatlantique. Nous avons souligné le fait que ces périodes d'apports abondants semblaient coïncider, précéder ou suivre de près les périodes de refroidissement, tel le "Petit Age Glaciaire", ces périodes correspondant elles-mêmes à des minimums de l'activité solaire (minimum de Spörer 1400 à 1510 et minimum de Maunder 1645 à 1715 A.C.).

- Durant le siècle écoulé, nous avons vu que les débits liquides et solides de la Loire montraient d'importantes fluctuations et, qu'ici encore, les changements de régime (une année pluvieuse suivant une série d'années sèches) se manifestaient par des apports considérables. La corrél-

lation entre les débits liquides, solides et l'activité solaire n'a pu être établie avec certitude. Néanmoins, deux périodes ont pu être distinguées : une période de fort débit de 1910 à 1935, et une période de "faible débit" de 1935 à 1975 ; le passage de l'une à l'autre paraissant coïncider avec une augmentation de l'activité solaire.

A l'échelle annuelle, le régime sédimentaire de la zone côtière est caractérisé par l'alternance de deux phases climatiques. La *phase cyclonique* dure d'octobre à mars ; pendant sa première partie, la majeure partie des apports fluviatiles pourrait, comme c'est le cas pour la Rade de Brest, être bloquée dans les estuaires. En mars, à la faveur d'un changement de la circulation sur la plateforme, une phase majeure d'évacuation des apports terrigènes pourrait intervenir. D'avril à septembre, en *régime anticyclonique*, le sens des transferts pourrait s'inverser, c'est-à-dire procéder du large vers les estuaires, au moins dans le cas des rias où le débit fluvial devient précaire.

Sur la plateforme continentale, ces deux phases s'opposent également, une activité considérable prévaut dans la première avec la possible conjonction des courants de marée, des courants de dérive et de l'agitation due à la houle. Néanmoins, l'existence d'une circulation cyclonique sur la Plateforme Armoricaire pendant cette période, entrave sans doute la dispersion des suspensions vers les zones externes. Durant la seconde phase climatique, les fonds du plateau sont soumis à la seule influence des courants de marée.

Le rôle sédimentaire et les conditions d'initiation des phénomènes de "cascading" et d'"upwelling" restent à préciser.

On peut également émettre l'hypothèse que cette influence climatique saisonnière se manifeste jusqu'aux fonds abyssaux à la faveur de la propagation de la surface vers le fond de l'énergie des tourbillons engendrés par les perturbations atmosphériques.

Les conséquences de telles perturbations pourraient être essentielles pour la dynamique sédimentaire de la zone abyssale.

SINGULARITE DU REGIME SEDIMENTAIRE DE L'HOLOCENE SUPERIEUR

- Singularité géologique

Venons-en au second aspect de nos interrogations initiales, à savoir les particularités éventuelles de l'Holocène supérieur par rapport aux régimes antérieurs. Nous avons noté au Quaternaire le passage d'un contrôle essentiellement eustatique et tectonique à un contrôle essentiellement climatique et eustatique. Dans cette optique, il est évident que l'Holocène supérieur, période de climat relativement tempéré et de haut niveau marin se singularise au sein du Quaternaire supérieur, caractérisé par des climats plus sévères et une prépondérance des bas niveaux marins. La situation de la rupture de pente du plateau continental vers -180 m apparaît comme un héritage de ces périodes de bas niveaux. Cependant, en ce sens, l'Holocène supérieur n'est pas plus singulier que l'Eemien (interglaciaire Riss-Würm) ou que l'interstade Würm 1 - Würm 2. Est-il également utile de rappeler que le Quaternaire supérieur lui-même est singulier par rapport au Quaternaire

inférieur ? Que la période qui va du Pliocène supérieur au Quaternaire inférieur marque une rupture avec la période Miocène moyen - Pliocène inférieur ? Que cette dernière période elle-même voyait l'instauration d'un régime sédimentaire nouveau par rapport à la période Paléocène - Miocène inférieur ?

Comme les époques précédentes, l'Holocène supérieur constitue l'aboutissement d'une histoire et comporte donc, de ce fait, une part d'héritage et une part d'innovation.

- *Singularité anthropique*

Néanmoins, l'Holocène supérieur terminal se singularise radicalement par rapport aux périodes précédentes par l'impact des activités de l'"*Homo sapiens*" sur les régimes sédimentaires.

Nous avons noté que, d'après BARBAROUX *et al.*, les premières traces de l'activité humaine, marquant les débuts de l'agriculture et la déforestation, se manifestèrent dans les assemblages polliniques des sédiments de l'estuaire de la Loire dès l'époque gallo-romaine.

Au cours des âges, l'impact de ces activités ira grandissant. Les apports dissous actuels des petits fleuves bretons et de la Loire semblent sans commune mesure avec les quantités qu'ils devraient avoir dans des conditions naturelles. Bien qu'elle soit difficile à quantifier, l'influence des amendements des sols doit largement contribuer à cette "anomalie".

Qu'il s'agisse de la réduction des apports d'eau douce par la construction de barrages, ou de l'augmentation des apports solides et dissous du fait des façons culturales, le milieu côtier est le premier exposé à ces perturbations.

Sur la plateforme continentale externe, l'exploitation des sables coquilliers prélève également dans des réserves qui ont mis 7500 ans à se constituer et qui peuvent par conséquent s'épuiser plus vite qu'elles ne se reconstituent.

Le littoral et le plateau continental ont été également touchés par les marées noires ; nous avons noté comment, dans le cas de la Baie de Morlaix, les modalités de circulation de type estuarien pouvaient rendre le milieu vulnérable : un processus de pollution se substituant au mécanisme de renouvellement des eaux profondes.

VALIDITE DE L'ACTUALISME

Tentons maintenant de situer nos conclusions dans le cadre du grand débat sur les *Causes actuelles*. L. CAYEUX, en 1941 énonçait que la géologie du siècle précédent s'était développée sous l'empire de la théorie des *Causes actuelles*, connue et propagée par Ch. LYELL (1873), en réaction à la *théorie des cataclysmes* de CUVIER. Le postulat de LYELL s'énonce ainsi : "Les anciens changements produits à la surface de la terre sont dus à des causes analogues, quant à la *nature* et à l'*intensité*, à celles qui agissent de nos jours".

CAYEUX, quant à lui, tout en reconnaissant la légitimité de cette approche et la nécessité d'"étudier le passé à la lumière du présent" développait dans cet ouvrage l'idée que : "bien des Causes anciennes n'ont pas d'équivalent parmi les Causes actuelles... Ne savons-nous pas que la terre a été soumise à plusieurs reprises à des phénomènes orogéniques dont l'époque moderne ne connaît pas la moindre manifestation".

La première mention des *Causes actuelles* est, selon ELLENBERGER (1981) à mettre au crédit de DE LUC (1790) et remonterait donc à la fin du XVIIIe siècle. DE LUC entend bien par là les causes à l'oeuvre dans le présent et non, comme une mauvaise traduction anglaise de 1831 le laisse entendre, les causes réelles (actual). Pour DE LUC, le monde actuel est radicalement différent du monde passé, les mers actuelles ne feraient que promener des sédiments, sans en créer aucun...

Sans aller aussi loin que DE LUC, sur le particularisme de la nature actuelle, nous devons néanmoins admettre qu'en nous éloignant dans le temps, nous rencontrerons à un certain moment, une limite, un seuil, à partir duquel le principe des *Causes actuelles* sera pris en défaut. Ainsi, certains admettront que les conditions climatiques du globe durant une phase glaciaire étaient radicalement différentes de celles prévalant aujourd'hui au point que le principe des *Causes actuelles* serait déjà difficilement applicable. D'autres reculeront cette limite au Précambrien, période où la composition de l'atmosphère était sensiblement différente de celle que nous connaissons...

Ceci posé, il apparaît que l'Holocène supérieur n'aurait aucune raison de se singulariser par rapport à telle période interglaciaire ou interstade du Quaternaire supérieur, n'étaient-ce le développement et l'impact des activités humaines. En parcourant l'échelle stratigraphique depuis la fin du Crétacé supérieur, nous avons distingué différentes périodes qui correspondent apparemment à des changements des régimes sédimentaires à l'échelle planétaire. Des changements d'intensité et d'extension aussi considérables peuvent néanmoins résulter simplement du franchissement de seuils critiques au-delà duquel les conditions du fonctionnement du système exogène passent d'un état à un autre sans jamais parvenir à un état de stabilité définitif. Dans ce contexte, les passages d'un état à un autre peuvent être considérés comme des phases critiques, pouvant se traduire de façon spectaculaire dans les dépôts sédimentaires, ainsi du passage de hauts niveaux à de bas niveaux marins, d'une phase sèche à une phase humide ou inversement. Aux effets de ces crises naturelles, viennent s'ajouter ceux de la crise anthropique.

Les activités de l'industrie humaine ont, en effet, atteint aujourd'hui un niveau tel que leurs impacts sur l'environnement est perceptible à l'échelle planétaire. Qu'il s'agisse des conséquences de l'augmentation de la teneur en CO₂ de l'atmosphère, de la déforestation, de la gestion des déchets industriels, nous nous trouvons confrontés à la nécessité de la prévision de leurs effets sur l'évolution climatique et les ressources alimentaires.

PROSPECTIVE

L'importance de ces discussions prend toute sa valeur lorsque, considérant l'avenir, l'on renverse le sens des propositions. C'est l'objet d'une nouvelle branche des sciences géologiques, que l'on pourrait appeler : prospective ou prévisionnelle.

Dans cette perspective nous aimerions pouvoir formuler un postulat complémentaire de celui de LYELL qui s'énoncerait ainsi :

Les futurs changements susceptibles de se produire à la surface de la terre seront dus à des causes analogues, quant à leur nature et à leur intensité, à celles ayant agi dans les périodes antérieures...

Là encore, les connaissances astronomiques sur l'évolution future du système solaire, laissent prévoir un terme à ce postulat ; mais, d'ores et déjà, les perturbations apportées par l'homme le rendent caduque. La considération des fluctuations climatiques du Quaternaire supé-

rieur de période 100 000 ans nous conduisent à considérer que l'époque actuelle pourrait être l'équivalent de l'interglaciaire Riss-Würm.

Un aspect essentiel de la géologie prospective est donc la projection dans le futur des résultats des études paléoclimatiques.

Un autre domaine d'application de cette géologie "prévisionnelle" concerne l'évaluation de la stabilité géologique des formations, à savoir la probabilité d'occurrence d'évènements "exceptionnels" : séismes, avalanches, érosions... La durée considérée pour l'établissement de ces prédictions peut varier de quelques dizaines d'années au million d'années dans le cas de la gestion de déchets nucléaires de haute radioactivité. Cette durée implique la considération des changements possibles de l'environnement à ces échelles de temps, c'est-à-dire pour le moins l'éventualité du retour d'une nouvelle phase glaciaire.

Les conséquences d'une telle démarche sont considérables ; nous devons, en effet, prendre en considération les conséquences possibles de processus de fréquences "rares" et de haute énergie, tels les courants de turbidité et tenir compte d'une des conclusions essentielles de notre étude, à savoir que les périodes de changements climatiques peuvent engendrer des paroxysmes dans les transferts sédimentaires.

EPILOGUE

Que nous apporte une meilleure compréhension des régimes sédimentaires anciens et actuels ? En ce qui concerne l'ancien il est évident qu'une bonne compréhension du déterminisme des périodes de fortes accumulations est utile pour guider la prospection pétrolière. Nous avons insisté sur l'analogie qui existe entre les dépôts sédimentaires et les archives sur lesquelles sont fondés les travaux des historiens. Telles les archives anciennes, la lecture des dépôts sédimentaires nécessite la découverte de clés, telle la Pierre de Rosette, pour en déchiffrer le message.

L'hypothèse du contrôle des dépôts sédimentaires par la variation des niveaux marins et les corrélations avec l'activité des dorsales océaniques, les phases tectoniques et les climats doivent être encore rigoureusement testées en des sites convenables, avec des marqueurs chronostratigraphiques appropriés et en prenant en compte les effets des mouvements verticaux de l'écorce (épiorogénie et subsidence).

En ce qui concerne l'actuel, nous avons noté que la difficulté essentielle concernait l'évaluation quantitative des flux entre les différents compartiments du domaine marin. Cette évaluation est d'autant plus difficile que l'essentiel des transferts est susceptible de prévaloir lors de paroxysmes se situant en dehors des périodes d'observations. Il apparaît donc, qu'en plus des campagnes de mesures à la mer qui restent bien entendu nécessaires, il est indispensable d'enregistrer en permanence la variation de ces flux.

Deux méthodes peuvent être conjuguées pour atteindre cet objectif : informations fournies par satellites (dans la mesure où l'observation est possible) et stations d'observations permanentes équipées de courantographes, de néphélomètres et de caméras. Deux ou trois radiales au travers de la marge continentale depuis la zone estuarienne externe jusqu'au bassin profond devraient "idéalement" être équipées de telles stations.

Par ailleurs, les images fournies aujourd'hui en abondance par les sonars latéraux, entraînent une révolution dans l'étude des fonds marins que nous cessons désormais d'étudier "en aveugle".

Les résultats obtenus fourniront une base de données essentielles pour l'aménagement de la plateforme continentale et la prévision des impacts sur l'environnement des interventions humaines dans le domaine marin.

Le message que nous retenons de ce long cheminement dans l'espace et dans le temps : des rias bretonnes aux canyons, des courants de jusant d'aujourd'hui aux grandes régressions d'hier est que l'apparente immobilité du Monde du Silence de J.Y. COUSTEAU est tout aussi illusoire que la permanence des plus hauts sommets. A mesure que le regard du géologue s'enfonce dans le passé, les événements de fréquences rares et de haute énergie à l'échelle historique glissent du domaine de l'exceptionnel à celui de l'ordinaire, les images statiques des fonds abyssaux s'animent et, sous-jacent à l'apparence inerte, transparait le dynamisme des forces qui les modèlent.

BIBLIOGRAPHIE

- AHNERT F., 1970.
Functional relations between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *Amer. Jour. Sc.*, 268, 243-263.
- ALBUISSON M., GUERIN O., PINOT J.P., 1975.
L'expansion en mer des eaux de la Loire en mars 1975. *Bull. U.O.F.*, VII, No 3-4, 4.
- ALLEN G.P., 1972.
Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. *Thèse Doc. Etat, Sc. Nat.*, Bordeaux, 314 p.
- ALLEN G.P., SALOMON J.C., BASSOULET P., DU PENHOAT Y., DE GRANDPRE C., 1980.
Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuaries. *Sedimentary Geology*. Amsterdam, 26, 69-90.
- ALOISI J.C., AUFFRET G.A., AUFFRET J.P., BARUSSEAU J.P., HOMMERIL P., LARSONNEUR C., MONACO A., 1977.
Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), t. XIX, No 2, 183-185.
- ALVINERIE J., CARALP M., LATOUCHE C., MOYES J., 1978.
Apports à la connaissance de la paléohydrologie de l'Atlantique nord-oriental pendant le Quaternaire terminal. *Oceanologica Acta*, Paris, V. 1, No 1, 87-98.
- ANDREIEFF P., BOUYASSE P., CHATEAUNEUF J.J., L'HOMER A., SCOLARI G., 1971.
La couverture sédimentaire meuble du plateau continental externe de la Bretagne méridionale (Nord du Golfe de Gascogne). *Cahiers Océanographiques*, 23 (4), 343-381.
- ANGELL J.K., KORSHOVER J., 1974.
Quasi-biennial and long term, fluctuations in the centers of action. *Monthly Weather Review*, 102 (10), 659-678.
- ARMI L. et MILLARD R.C. Jr, 1976.
The bottom boundary layer of the deep ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, 4893-4990.
- ARRHENIUS G., 1963.
Pelagic sediments. *The Sea III*, 655-727, Ed. M.N. Hill, Interscience New-York.

- AUFFRET J.P., HOMMERIL P., LARSONNEUR C., 1975.
La mer de la Manche, modèle de bassin sédimentaire épicontinental sous climat tempéré.
IXe Congrès International de Sédimentologie, Nice (1975), thème 5, 25-33.
- AUFFRET G.A., 1968.
Contribution à l'étude sédimentologique de la Ria de la Penzé (Finistère). *Thèse 3ème Cycle*, Paris, 127 p.
- AUFFRET G.A., MARECHAL A., BERTHOIS L., 1970.
Essai d'application de la géostatistique à la cartographie sédimentaire dans la zone couverte par la carte bathymétrique au 1/40 000 de l'île de Batz aux Trépieds. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 9, 121-136.
- AUFFRET G.A., BERTHOIS L., CABIOCH L., 1971.
Aperçu sur la bathymétrie, la sédimentologie et les peuplements benthiques du large de Roscoff d'après la carte bathymétrique au 1/40 000 et les photographies sous-marines. *Cah. Biol. Mar.*, XII, 497-504.
- AUFFRET G.A., BERTHOIS L., CABIOCH L., DOUVILLE J.L. et KENYON H., 1972.
Aperçu sur les structures sédimentologiques à grande et petite échelle et les processus sédimentaires actuels au Sud de la Manche Occidentale. *Ann. Inst. Océanogr. Fr.*, XLVIII, 2, 157-172.
- AUFFRET G.A., DOUVILLE J.L., 1974.
Observations sur la dynamique des sables de la Pierre Noire. *Bull. du B.R.G.M.*, 2ème série, sect. IV, 1, 5-17.
- AUFFRET G.A., PASTOURET L., CHAMLEY H., LANOIX F., 1974.
Influence of the prevailing current regime on the sedimentation in the Alboran Sea. *Deep Sea Res.*, V. 21, 839-849.
- AUFFRET G.A., PASTOURET L., 1975.
Processus sédimentaires actuels dans le Vema Channel (Atlantique Sud). *IXème Congrès International de Sédimentologie*, Nice, thème 8, 1-5.
- AUFFRET G.A., BERTHOIS L. et DOUVILLE J.L., 1975 A.
Observations sur les rides sous-marines du plateau continental. *La Houille Blanche*, No 7/8, 467-478.
- AUFFRET G.A., PASTOURET L., KERBRAT R., 1975 B.
Dynamique sédimentaire au bas de la Marge continentale Armoricaire, exemple de la Ride Aegis. *IXème Congrès International de Sédimentologie*, Nice, thème 8, 1-7.
- AUFFRET G.A., BERTHOIS L., ALLEN G.P. et DOUVILLE J.L., 1976.
Intérêt de la connaissance des processus sédimentaires actuels sur la façade atlantique du plateau continental français pour le contrôle des rejets industriels. *Soc. Hydro-techn. Fr.*, XIVe Journées de l'Hydraulique, II, 9, 10 p.
- AUFFRET G.A. et PASTOURET L., 1977.
Sur les modalités de la sédimentation profonde actuelle dans le Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XIX, No 2, 243-248.
- AUFFRET G.A. et PASTOURET L., 1978 A.
Evolution sédimentaire comparée des marges armoricaines et de Blake Bahama depuis le Crétacé supérieur, d'après les résultats des legs 48 et 44 du Glomar Challenger. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XX, 4, 453-464.
- AUFFRET G.A. et PASTOURET L., 1978 B.
La fraction silteuse des sédiments traceurs de l'intensité des courants profonds ; application à la sédimentation tertiaire dans le Golfe de Gascogne. *VI RAST*, Orsay (résumé).

- AUFFRET G.A., 1979.
Essai de caractérisation de quelques régimes sédimentaires ayant prévalu sur la marge Nord du Golfe de Gascogne depuis le début de Cénozoïque. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XXI, No 5, 575-584.
- AUFFRET G.A. et PASTOURET, L., 1979.
Upper Cretaceous to Quaternary sedimentary processes in the Bay of Biscay from textural, mineralogical and coarse fraction studies. In L. Montadert, D.G. Roberts *et al.* *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, V. 48, Washington (U.S. Government Printing Office), 791-829.
- AUFFRET G.A., PASTOURET L., CASSAT G., DE CHARPAL O., CRAVATTE J., GUENNOC P., 1979.
Dredged rocks from the armorican and celtic margins. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, V. XLVIII, Washington (U.S. Government Printing Office), 995-1013.
- AUFFRET G.A., SICHLER B., COLENO B., 1981.
Deep-sea sediments texture and magnetic fabric, indicators of bottom current regime. *Oceanologica Acta*, V. 4, No 4, 475-488.
- AUFFRET G.A., SICHLER B., 1982.
Holocene sedimentary regime in two sites of the Northeastern Atlantic slope. *Actes Coll. Intern. C.N.R.S.*, Bordeaux, *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, No 31, 181-193.
- AUZENDE J.M., BEUZART P., OLIVET J.L., BONNIN J., 1981.
The Atlantic opening and the relative movements between the European, Iberian and African plates, AGU, Spring meeting, Baltimore (Abstract).
- BABIN C., DIDIER J., MOIGN A., PLUSQUELLEC Y., 1969.
Goulet et Rade de Brest : essai de géologie sous-marine. *Rev. Geog. phys. Geol. dyn.*, XI, I : 55-63.
- BACKMAN J., 1983.
The age of the first cycle of ice rafted debris in the north-atlantic ocean. *2nd E.U.G. meeting*, Strasbourg (résumé).
- BAGNOLD R.A., 1956.
Flow of cohesionless grains in fluids. *Roy. Soc. Philos. Trans.*, 249, 235-297.
- BAGNOLD R.A., 1966.
An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 422-1, 37 p.
- BAJARD J., 1966.
Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la Baie du Mont Saint-Michel. *Rev. Geog. phys. Geol. dyn.*, V. VIII, 1, 39-112.
- BARBAROUX L., BROSSE R., GOULEAU D., GROVEL A., MARGEREL J.P., OTTMAN F. et SORIANO J., 1969.
Etude de la carotte Charcot 6701. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 6 : 274-316.
- BARBAROUX L. et GALLENNE B., 1973.
Répartition des minéraux argileux dans les sédiments récents de l'estuaire de la Loire et du plateau continental voisin. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 277, 1609-1612.
- BARBAROUX L., GALLENNE B., OTTMANN F., MARGEREL J.P., 1974.
Evolution de l'estuaire de la Loire au Quaternaire. *Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, No 7, 267-274.
- BARBAROUX L., 1980.
Evolution des propriétés physiques et chimiques des sédiments dans le passage continent-océan. L'effet estuarien (estuaire de la Loire et ses parages). *Thèse d'Etat*, Université de Nantes, 432 p.

- BARBAROUX L., DUPLAIX S., VISET L., 1980.
Les dépôts du Quaternaire récent (Atlantique actuel) et le remaniement flandrien du Weichselien dans la région de St Nazaire (Loire-Atlantique). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, No 27, 61-85.
- BARBAROUX L., 1981.
Evolution hydrologique et sédimentologique de la Basse-Loire estuarienne depuis le début de l'ère industrielle, poids des facteurs anthropiques. *J. Rech. Océan.*, Paris, V. VI, No 2, 1-21.
- BARUSSEAU J.P., 1973.
Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène, les processus actuels de la sédimentation. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, 363 p.
- BARY B.MCK, 1963.
Temperature salinity and plankton in the North Atlantic and coastal waters of Britain, 1957. I : the characteristics and distributions of surface water. *J. Fish. Bd. Canada*, 20 (3), 789-826.
- BASSOULET P., 1979.
Etude de la dynamique des sédiments en suspension dans l'estuaire de l'Aulne (Rade de Brest). *Thèse 3ème Cycle*, Université de Bretagne Occidentale, 136 p.
- BAZILLE F., 1976.
Les lignes de rivage quaternaires du Languedoc méditerranéen. "La Préhistoire française", tome 1, Paris, Ed. C.N.R.S., 9ème Congrès UISPP, 326-329.
- BEIGBEDER Y., 1963.
Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique de la partie orientale de la Baie de St Brieuc. *Thèse 3ème Cycle*, Lab. Geomorphol. Ecol. Prat. Haut. Etud. Paris 342 p.
- BELDERSON R.H., STRIDE A.H., 1966.
Tidal currents fashioning of a basal bed. *Marine Geology*, 4(4) : 237-257.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H., STRIDE A.H., 1970.
Holocene sediments on the continental shelf west of the British Isles. *Inst. Geol. Sc. Rep.*, No 70, 157-210.
- BELDERSON R.H., KENYON N.H., STRIDE A.H., STUBBS A.R., 1972.
Sonographs of the Sea Floor. Amsterdam : Elsevier, 185 p.
- BERGER W.H., 1974.
Deep-Sea sedimentation. In *Geology of continental margins*, 213-24. Ed. C.A. Burk and C.L. Drake. 1009 p.
- BERGER W.H. et WINTERER E.L., 1974.
Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In *Pelagic sediments : on land and under the sea*. Ed. K.J. Hsü et H.C. Jenkins, Blackwell-Oxford : IAS. Pub. No 1, 11-98.
- BERGER W.H., 1977.
Carbon dioxide excursions and the deep sea record : aspects of the problem. In *The Fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*. Ed. N.R. Andersen and A. Malahoff, Plenum Press, 505-542.
- BERGER W.H., VINCENT E., 1981.
Chemostratigraphy and biostratigraphy correlation exercises in systemic stratigraphy. Pub. du 26e congrès géologique international. *Oceanologica Acta*. Suppl. au V. 4, 115-127.

- BERGGREN W.H., HOLLISTER L.D., 1977.
Plate tectonics and paleocirculation commotion in the ocean. *Tectonophysics*, 38, 11-48.
- BERTHOIS L., 1946.
Recherches sur les sédiments du plateau continental atlantique. *Ann. Inst. Océanogr.*, Paris, 23 (1) : 1-63.
- BERTHOIS L., 1950.
Méthode d'étude des galets. Application à l'étude des galets marins actuels. *Rev. Geom. Dyn.*, No 5, 1-26.
- BERTHOIS L., 1955
Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le Golfe de Gascogne. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 19 (4), 501-580.
- BERTHOIS L., BERTHOIS C., 1955
Etude de la sédimentation dans l'estuaire de la Rance. 2ème partie : minéralogie des sédiments. *Bull. Labo. Marit. Dinard*, 41, suppl. 3-8.
- BERTHOIS L., BRENOT R., 1957.
Note préliminaire sur la topographie du talus du plateau continental dans le Golfe de Gascogne. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, XXI, 3, 435-437.
- BERTHOIS L., 1958.
La formation des estuaires et des deltas. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 247, No 13, 947-950.
- BERTHOIS L., BRENOT R., 1958.
La morphologie sous-marine du talus du plateau continental entre le Sud de l'Irlande et le Cap Ortegal (Espagne). *Journal du Conseil International pour l'Exploitation de la Mer*, V. 25, No 2, 111-114.
- BERTHOIS L., 1959 A.
Les formations périglaciaires de la région de Lanvéoc (Finistère). *Soc. Scient. de Bretagne*, T. 34, 1 et 2, 171-173.
- BERTHOIS L., 1959 B.
Remarques sur les rides sous-marines. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 23 (2) : 225-239.
- BERTHOIS L., 1959 C.
Technique d'analyse granulométrique. Ed. Sedes, Paris, 64 p. 19 fig., 13 tabl.
- BERTHOIS L., LE CALVEZ Y., 1959.
Deuxième contribution à l'étude de la sédimentation dans le Golfe de Gascogne. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 23, No 3, 323-377.
- BERTHOIS L., 1960 A.
La répartition des sédiments actuels sur les plateformes continentales. *C. R. Acad. Sc.* Paris, T. 250, 2239-2240.
- BERTHOIS L., 1960 B.
Etude dynamique de la sédimentation dans la Loire. *Cahiers Océanographiques*, XII, No 9, 632-657.

- BERTHOIS L., BRENOT R., 1960.
La morphologie sous-marine du talus du plateau continental entre le Sud de l'Irlande et le Cap Ortegal (Espagne). *Journal du Conseil International pour l'Exploration de la mer*, XXV, No 2, 111-114.
- BERTHOIS L., MORIZE J., 1960.
Première évaluation du débit solide total de la Loire. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, T. 251, 1543-1545.
- BERTHOIS L., BRENOT R., 1961.
Carte bathymétrique en 12 feuilles au 1/300 000, du talus du plateau continental entre l'Irlande et l'Espagne. *Pub. I.S.T.P.M.*
- BERTHOIS L., GUILCHER A., 1961.
Etude des sédiments et fragments de roches dragués sur le banc Porcupinè et ses abords (Atlantique Nord). *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, T. 25, No 3, 355-385.
- BERTHOIS L., BRENOT R., 1962.
Bathymétrie du secteur atlantique du Banc Porcupine (Ouest de l'Irlande) au Cap Finis-terre (Espagne). Morphologie et géologie sous-marine. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 26, No 2, 219-272.
- BERTHOIS L., SALMON J., 1963.
Etude dynamique de la sédimentation dans la rivière du Trieux. *Cahiers Océanographiques*, XV, 6, 388-395.
- BERTHOIS L., 1964 A.
L'érosion du sol dans le Bassin de la Loire. *Acad. Agr. de Fr.*, procès verbal séance 22 avril, 634-640.
- BERTHOIS L., 1964 B.
Essai de corrélation entre la sédimentation actuelle sur le bord externe des plateformes continentales et la dynamique fluviale. *Deep Sea Res.*, Vol. 3, 61-74.
- BERTHOIS L., 1964 C.
Etudes de dynamique estuarienne dans le fleuve "La Loire". *Rapp. 4ème Cong. Int. Port. Anvers*, 3-12.
- BERTHOIS L., BRENOT R., 1964.
Bathymétrie du talus du plateau continental à l'Ouest de la Péninsule Ibérique du Cap Finisterre au Cap Saint-Vincent. *Procès verbal de la 32ème Réunion de la Commission Internationale pour l'Exploration de la Mer*,
- BERTHOIS L., 1965 A.
Techniques d'études estuariennes. *C.D.U.*, Paris, 144 p., 46 fig.
- BERTHOIS L., 1965 B.
Essai de corrélation entre la sédimentation actuelle sur le bord externe des plateformes continentales et la dynamique fluviale. *In* : M. Sears, ed. *Progress in Oceanography*, Pergamon Press, 3 : 49-62.
- BERTHOIS L., BRENOT R., AILLOUD P., 1965.
Essai d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie Sud-Est du Golfe de Gascogne. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 29, No 3, 321-342.

- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1966.
Dynamique de la sédimentation dans les rias et les estuaires des petits cours d'eau tributaires de la Manche. *Cahiers Océanographiques*, XVIII, 9, 761-774.
- BERTHOIS L., BRENOT R., 1967.
Carte bathymétrique du talus du plateau continental. 11 feuilles. Publiée avec le concours du C.N.R.S. Tirage de 150 exemplaires.
- BERTHOIS L., 1968.
Analyse microgranulométrique des sédiments. *Centre Doc. Univ. Paris*, 168 p.
- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1968.
Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la Rade de Brest. Minéralogie et granulométrie sédimentaire. *Cahiers Océanographiques*, XX, 10, 893-920.
- BERTHOIS L., BRENOT R., DEBYSER J., 1968.
Remarques sur la morphologie de la marge continentale entre l'Irlande et le Cap Finistère. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, XXIII, No 9, 1046-1048.
- BERTHOIS L., ROMANOVSKY V., 1968.
Observation sur l'existence de rides dans un canyon de la pente continentale du Golfe de Gascogne. *Tr. C.R.E.O.*, Vol. VII, Fasc. III et IV, 5-13.
- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1969.
Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la Rade de Brest. Dynamique des dépôts littoraux. *Cahiers Océanographiques*, XXI, 5
- BERTHOIS L., BRENOT R., DEBYSER J., 1969.
Carte bathymétrique de la marge continentale du Golfe de Gascogne et de la mer Celtique à l'échelle de 1/1 000 000. Notice explicative. *Publ. I.F.P.*, réf. 17419.
- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1970 A.
Etude des caractéristiques minéralogiques du transport des sédiments en suspension dans la Loire et applications à l'étude de la sédimentation dans l'estuaire. *Actes du 93ème Cong. Soc. Sav.*, Tours, 57-68.
- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1970 B.
Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la Rade de Brest. Hydrologie et courantométrie. *Cahiers Océanographiques*, XXI, 7, 701-725.
- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1970 C.
Contribution à l'étude des conditions de sédimentation dans la Rade de Brest. Etude analytique des apports fluviaux. *Cahiers Océanographiques*, XXII, 10, 981-1010.
- BERTHOIS L., COURTOIS R.G., AUFFRET G.A. et JEANNEAU B., 1970.
Etude du transport sableux par charriage dans la Loire. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, T. 270, S. D. No 9,
- BERTHOIS L., DUPRAT J., GONTHIER E., PUJOL C., PUJOS-LAMY A., 1973.
Résultats préliminaires de l'étude effectuée par l'I.G.B.A., concernant la mission GEOGAS (5 au 17 novembre 1972), au Nord-Ouest du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, No 14, 143-177.
- BERTHOIS L., 1974.
Carte bathymétrique du Golfe de Gascogne à l'échelle de 1/500 000 à 46° de latitude Nord, en 6 feuilles. *Publication du C.N.E.X.O.*

- BERTHOIS L., AUFFRET G.A., 1975.
Courants de surface et courants profonds dans l'Atlantique du Nord-Est pendant la période actuelle et pendant la glaciation du Würm. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, No 18, 19-58.
- BERTHOIS L., 1976.
Carte bathymétrique provisoire au 1/250 000 de l'entrée de la Manche. *Publication du C.N.E.X.O. et I.F.P.*
- BERTHOIS L., 1976-1977.
Pratique de la bathymétrie. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*
- BESLIER A., 1981.
Les hydrocarbures de l'AMOCO-CADIZ dans les sédiments subtidiaux au Nord de la Bretagne. Distribution et évolution. *Thèse 3ème Cycle*, Géologie, Caen, 204 p.
- BILLET P., 1978.
Analyse des données historiques de climatologie sur le proche Atlantique. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Paris VI, 54 p.
- BLANC P.L., DUPLESSY J.C., 1982.
The deep water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis. *Deep Sea Research*, 29, No 12 A, 1391-1414.
- BLAZHCHISHIN A.I., 1972.
Shelf sediments in the Bay of Biscay. *Okeanologija/Oceanology*, 12 (2) : 235-246.
- BLOOM et al., 1974.
Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast : New $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates from the Huon Peninsula, New-Guinea. *Quat. Res.*, 4 : 185-205.
- BOILLOT G., 1964.
Géologie de la Manche Occidentale. *Ann. Inst. Oceanog.*, X, 1 (1), 220 p.
- BOILLOT G., CAPDEVILLA R., 1977.
The Pyrenees subduction and collision. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 35, 151-160.
- BOND G., 1978.
Speculations on real sea-levels changes and vertical motions of continents at selected times in the Cretaceous and Tertiary periods. *Geology*, 6, 247-250.
- BONNEFILLE R., 1963.
Essai de synthèse des lois de début d'entraînement des sédiments sous l'action d'un courant en régime continu. *Bull. Centre de Rech. et d'Essais de Chatou*, 5, 67-72.
- BONNEFILLE R., PERNECKER, 1966.
Le début d'entraînement des sédiments sous l'action de la houle. *Bull. Centre de Rech. et d'Essais de Chatou*, 15, 27-32.
- BOUMA A.H., 1962.
Sedimentology of some flysch deposits. Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUMA A.H., HOLLISTER C.D., 1973.
Deep ocean basin sedimentation. In G.V. Middleton and A.H. Bouma (Ed.). Turbidites and deep water sedimentation. *Soc. Econ. Paleontol. Min. Tulsa, Okla.*, 79-118.
- BOURCART J., 1938.
La marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), 8 (3) : 393-474.

- BOURCART J., 1947 A.
La répartition des sédiments de la zone néritique. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 325-327.
- BOURCART J., 1947 B.
Les sables roux du plateau continental français. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 225 : 316-318.
- BOURCART J., 1947 C.
Sur les vases du plateau continental français. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 255, 137-139.
- BOURCART J., 1947 D.
Sur les causes de la pénéplénation du Pays du Léon (Finistère). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 224, 1337-1339.
- BOURCART J., 1948.
Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), T. XVIII, 181-197.
- BOURCART J., 1949.
Géographie du fond des mers. Payot, Paris, 307 p.
- BOUYSSSE P., LE CALVEZ Y., 1967.
Etude des fonds marins compris entre Penmarc'h et Groix (Sud-Finistère). *Bull. B.R.G.M.* 7 (2) : 39-73.
- BOUYSSSE P., HORN R., LAPIERRE F., LE LANN F., 1976.
Etude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Marine Geology*, 20, 251-275.
- BOUYSSSE P., LE LANN F., SCOLARI G., 1979.
Les sédiments superficiels des approches occidentales de la Manche. *Marine Geology*, 29, 107-135.
- BOWDEN K.F., GILLIGAN R.M., 1971.
Characteristic features of estuarine circulations as represented in the Mersey estuary. *Limnology and Oceanography*, London, V. 16, No 3, 490-502.
- BRAMLETTE M.N., 1965.
Massive extinctions in the biota at the end of Mesozoic time. *Science*, 148, 1696-1699.
- BROECKER W.S., 1974.
Chemical oceanography. Harcourt Brace Jovanovich, Inc., New-York, 214 p.
- BROECKER W.S. et Van DONK J., 1970.
Insolation changes ice volume and O 18 record in deep sea cores. *Rev. Geoph. Sp. Phys.*, Richmond, 8 (1), 169-198.
- BUMPUS D.F., 1965.
Residual drift along the bottom on the continental shelf in the middle Atlantic bight area. *Limnology and Oceanography*, 10, 50-53.
- CABIOCH L., 1968.
Contribution à la connaissance des peuplements benthiques de la Manche Occidentale. *Cah. Biol. Mar.*, 9 (5), 493-720.
- CABIOCH L., DOUVILLE J.L., 1979.
La circulation des eaux dans la Baie de Morlaix et ses abords : premières données obtenues par suivis de flotteurs dérivants. *Trav. Stat. Biol. Roscoff (NS)*, XXV, 11-20.
- CACCHIONE D.A., SOUTHARD J.B., 1974.
Incipient sediment movement by shoaling internal gravity waves. *J. Geophys. Res.*, 79 : 2237-2242.

- CARALP M., KLINGEBIEL A., LAMY A., LATOUCHE C., MOYES J., VIGNEAUX M., 1968.
Etude micropaléontologique, sédimentologique et géochimique de quelques carottes de sédiments récents du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 5, 3-73.
- CARALP M., DUMON J.C., KLINGEBIEL A., LATOUCHE C., MOYES J., 1969.
Contribution à la connaissance géologique du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 6, 126-272.
- CARALP M., 1970.
Essai de stratigraphie du Pléistocène marin terminal d'après les paléoclimats observés dans les carottes du Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 71, XII, 1, 114-119.
- CARALP M., PUJOS M., 1970.
Les Foraminifères benthiques et planctoniques d'une carotte atlantique (Golfe de Gascogne) : variations climatiques du milieu marin au cours du Quaternaire récent. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XII, 1, 114-119.
- CARALP M., MOYES J., VIGNEAUX M., 1970.
Essai d'utilisation des mélanges de microorganismes benthiques dans la reconstitution des environnements. Application à un canyon du Golfe de Gascogne. *Deep-Sea Res.*, 17 (3) : 661-670.
- CARALP M., 1971.
Les Foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne, interprétation biostratigraphique et paléoclimatique. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, Univ. Bordeaux I, No 333 et *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 11-1, 187 p.
- CARALP M., VIGNEAUX M., 1976.
Données actuelles sur la sédimentation récente dans le Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 19 : 87-147.
- CARALP M., GROUSSET F., MOYES J., PEYPOUQUET J.P., PUJOL C., 1982.
L'environnement du Golfe de Gascogne précédant le maximum glaciaire. *Actes Coll. Int. C.N.R.S. - Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 411-422.
- CARRE J.L., 1978.
L'extension en mer des eaux de la Loire. *J. Rech. Océanogr.*, III, 3, 35-46.
- CASTAING P., 1981.
Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, Univ. Bordeaux I, 530 p.
- CAVANIE A., 1975.
Application à la zone au large du Finistère d'une méthode d'estimation statistique des courants de houle au voisinage du fond. *La Houille Blanche*, 718, 497-500.
- CAVANIE A., HYACINTHE J.L., 1976.
Etude des courants et de la marée à la limite du plateau continental d'après les mesures effectuées pendant la campagne Golfe de Gascogne 1970. *Rap. Scient. Techn. C.N.E.X.O.* 23, 40 p.
- CAYEUX L., 1941.
Causes anciennes et causes actuelles en géologie. Masson et Cie, Paris, 79 p.
- CHAPPELL J., 1974.
Late Quaternary glacis and hydro-isostasy on a layered earth. *Quat. Res.*, 4, 411-429.
- CHASSE C., GLEMAREC M., 1977.
Milieu naturel. Nature des fonds sédimentologiques. In SAUM de la Rade de Brest. Direction Départementale de l'Equipement, 35-38.
- CLARK J.A., FARRELL W.E., PELTIER W.R., 1978.
Global changes in sea level : a numerical calculation. *Quat. Res.*, 9, 265-267.

- CLOCCHIATI M., LAFOND L.R., PERONNE D., MOREL Y., RIVIERE A., 1969.
Etude de trois carottes de sédiments récents dans le Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 6 : 318-355.
- COLLIN L., 1921.
Géologie probable du fond de la Rade de Brest et de ses environs. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 2, 3, 354-472.
- CONEY P.J., 1971.
Cordilleran tectonic transitions and motion of the North American plate. *Nature*, 233, 462-465.
- COOPER L.H.N., 1967.
The physical oceanography of the Celtic Sea. *Ocean Mar. Biol. Ann. Rev.*, 5, 99-110.
- CORMAULT P., 1971.
Détermination expérimentale du débit solide d'érosion des sédiments fins cohésifs. *C. R. du 14ème Cong. de l'A.I.R.H.*, V. 4, D 2, 1-8.
- CREMER M., 1982.
La sédimentation quaternaire de l'éventail subaquatique du Cap Ferret. *Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux - Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 31, 73-88.
- CURRAY J.R., 1969.
Quaternary influence, coast and continental shelf of western U.S.A. and Mexico. Colloque sur les rivages et plates-formes continentales dans leurs relations réciproques au Quaternaire. *Cong. I.N.Q.U.A.*, Paris.
- DANGEARD L., 1923.
Quelques observations sur la nature géologique et l'origine des surfaces pierreuses de la Manche. *Bull. Soc. Géol. Minéral. de Bretagne*, Rennes, T. 4, 44-46.
- DANGEARD L., 1928.
Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Ann. Inst. Océanogr.*, Paris, N.S., T. VI, 1, 296 p.
- DAVIES T.A., LAUGHTON A.S., 1972.
Sedimentary processes in the North Atlantic. In : A.S. Laughton, W. Berggren et al. *Initial Rep. D.S.D.P.*, 12, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 905-934.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON G., MAILLOT H., 1979.
Mineralogy and geochemistry of upper Cretaceous and Cenezoic sediments from North Biscay and Rockallplateau. *Initial Rep. D.S.D.P.*, V. 48.
- DEBYSER J., 1961.
Contribution à l'étude géochimique des vases marines. Paris, Technip. (I.F.P.), 249 p.
- DELESSE M., 1871.
Lithologie des mers de France et des mers principales du globe. Paris, *Lib. Sc. Ind. Agr. E. Lacroix* : 479 p., 136 p. (tabl.).
- DELMAS R., 1981.
Etude de l'évolution saisonnière des sels nutritifs dans la Rade de Brest en fonction des apports fluviaux et des échanges avec l'Iroise. *Thèse 3ème Cycle*, Océanographie physique, mention Chimie, Univ. de Bretagne Occidentale, 163 p.
- DEREGNAUCOURT D., BOILLOT G., 1982.
Structure géologique du Golfe de Gascogne. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, No 3, 149-178.

- DICKSON R.R., GOULD W.J., 1983.
Interim oceanographic description of the North-East Atlantic site for the disposal of low-level radioactive waste. Ch. 5 currents, 5 A The flow field. NEA, OECD, Ed. P.A. Gurbutt et R.R. Dickson : 30-41.
- DIETRICH G., 1950.
Die anomale Jahresschwankungen des Warmehaltis im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen. *Deutsche Hydrogr.*, Z, 3, 184-201.
- DOLET M., GIRESSE P., LARSONNEUR C., 1965.
Sédiments et sédimentation dans la Baie du Mont Saint-Michel. *Bull. Soc. Lin. Normandie*, Sér. 10, V. 6, 51-65.
- DOUVILLE J.L., 1974.
Estimation de l'hydrodynamisme dû à la houle au niveau du fond en Baie de Morlaix. *Bull. de l'U.O.F.*, VI, 4, 18-23.
- DOUVILLE J.L., 1975.
Cartographie des intensités maximales des courants de marée au large de Roscoff. *Trav. Stat. Biol. Roscoff (N.S.)*, 21-26.
- DRAKE C.L., BURK C.A., 1974.
Geological significance of continental margins. *The Geology of continental margin*, 3-12, Ed. Springer-Verlag, 1009 p.
- DRAKE D.E., 1976.
Suspended sediment transport and mud deposition on continental shelves. In : Marine sediment transport and environmental management. Eds D.J. Stanley, D.J.P. Swift, John Wiley and Sons, NY London, Sydney, Toronto, 127-158.
- DRAPER L., 1967.
Wave activity at the sea bed around Northwestern Europe. *Marine Geology*, 5, 133-140.
- DUCASSE O., PEYPOUQUET J.P., 1979.
Cenozoic ostracoda. Their importance for bathymetry, hydrology and biogeography. *Initial Rep. of D.S.D.P.*, V. 48
- DUMON J.C., GROUSSET F., 1977.
Variations verticales de certains constituants et paramètres organiques dans deux colonnes sédimentaires d'âge Riss à Actuel (Golfe de Gascogne). Essai d'interprétation. *Bull. Soc. Géol. Fr.*
- DUPLAIX S., BOILLOT G., 1968.
Sur la minéralogie et l'origine des sables siliceux contenus dans les sédiments de la Manche occidentale. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, X, 2, 147-161.
- DUPLESSY J.C., MOYES J. et PUJOL C., 1980.
Deep water formation in the North Atlantic ocean during the last ice age. *Nature*, 286, 479-482.
- DUPLESSY J.C., 1982.
Circulation des eaux profondes nord-atlantiques au cours du dernier cycle climatique. *Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux - Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 31, 379-391.
- EDDY J.A., 1976.
The maunder minimum. *Science*, V. 192, ND. 4245, 1189-1202.
- EDMOND J.M., MEASURES C., McDUFF R.E., CHAN L.H., COLLIER R., GRANT B., GORDON L.I., CORLISS J.B., 1979.
Ridge crests hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean : the Galapagos data. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 46, 1-18.

- EITTREIM S., EWING M., 1972.
Suspended particulate matter in the deep waters of the North American basin. In : A.L. Gordon (Ed.), Studies in physical oceanography, 2. Gordon and Breach, New York, N.Y. - 123-167.
- ELLENBERGER F., GOHAU G., 1981.
A l'aurore de la stratigraphie paléontologique : Jean-André De Luc, son influence sur Cuvier. *Rev. Hist. des Sc.*, XXXIV, 3-4, 218-257.
- ELLWOOD B.B., LEDBETTER M.T., 1977.
Antarctic bottom water fluctuation in the Vema Channel, effects of velocity changes in particle alignment and size. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 35, No 2.
- EMERY K.O., 1952.
Continental shelf sediments of southern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63, 1105-1108.
- EMERY K.O., 1968.
Relict sediments on continental shelves of the World. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 52 (3), 445-464.
- EMERY K.O., 1980.
Continental margins. Classification and petroleum prospects. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 297-315.
- ERHART H., 1955.
"Biostasie" et "Rhexistasie". Esquisse d'une théorie sur la rôle de la pédogénèse en tant que phénomène géologique. *C. R. Acad. Sc.*, 241, 1218-1220.
- EWING J.A., 1973.
Wave induced bottom currents on the outer shelf. *Marine Geology*, 15, M 31 - M 35.
- FISCHER A.G., ARTHUR M.A., 1977.
Secular variation in the pelagic realm. *S.E.P.M. Special publication*, No 25, 19-50.
- FOURNIER F., 1960.
Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Univ. Paris, 201 p.
- FRANCIS-BOEUF C., 1947.
Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires. *Thèse Etat Sc. Nat.*, Univ. Paris, 344 p.
- FRUCHAUD LAPARRA B., LE FLOCH J., LE ROY C., LE TAREAU J.Y., MADELAIN F., 1976.
Etude hydrologique et variations saisonnières dans le proche Atlantique en 1974. *Rap. Scient. Techn. C.N.E.X.O.*, No 26, 11 p.
- FURNESTIN J., 1937.
Compte rendu des dragages géologiques de la 4ème croisière du "Président Théodore Tissier" (8 mai-11 juillet 1935). *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 10 (2), 233-258.
- FURNESTIN J., 1939-1943.
Remarques sur la géologie sous-marine du plateau continental de la mer Celtique et de la mer du Nord. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, Paris, T. 13, 479-489.
- GALLENNE B., 1974 A.
Sélection dynamique de la montmorillonite au sein du bouchon vaseux de l'estuaire de la Loire. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, T. 278, 831-834.

- GALLENNE B., 1974 B.
Les accumulations turbides de l'estuaire de la Loire. Etude de la "crème de vase". *Thèse 3ème Cycle*, Nantes, 323 p.
- GARDNER W.D., SULLIVAN L.G., 1981.
Benthic storms : temporal variability in a deep-ocean nepheloid layer. *Sciences*, 213, 329-331.
- GENNESSEAU M., GUIBOUT P., LACOMBE H., 1971.
Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Matitimes). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 273, 2456-2459.
- GIBBS R.J., 1967.
The geochemistry of the Amazon river system. Part 1 : the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 1023-1032.
- GIRAUDET G., 1975.
Apport des Foraminifères planctoniques à la connaissance paléoclimatique du Quaternaire terminal dans l'Atlantique nord-oriental. *Thèse 3ème Cycle*, Bordeaux I, 128 p.
- GIRESSE P., 1965.
Modalités de la sédimentation dans l'estuaire de la Sienne. Principales zones de dépôts. *Cahiers Océanographiques*, Paris, 17, 45-52.
- GIRESSE P., 1967.
Mécanismes de répartition des minéraux argileux des sédiments marins actuels sur le littoral sud du Cotentin. *Marine Geology*, 5, 61-69.
- GIRESSE P., FILY G., DANGEARD L., 1969.
Commentaires de photographies sous-marines prises sur la marge continentale du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 6, 64-66.
- GLANGEAUD L., 1941.
Evolution morphologique et dynamique des estuaires. *Bull. Ass. Geol. Fr.*, 140-141 : 95-103.
- GLEMAREC M., 1963.
Bionomie benthique de la partie orientale du Golfe du Morbihan. *Thèse 3ème Cycle Océanogr. Biol.*, Paris, 85 p.
- GLEMAREC M., 1969.
Les peuplements benthiques du plateau continental Nord Gascogne. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.* Paris, Brest, 1967 p.
- GONTHIER E., 1972.
Faciès et processus sédimentaires dans un canyon sous-marin du Golfe de Gascogne : le canyon Gascogne I. *Thèse 3ème Cycle*, Bordeaux I, No 983, 130 p.
- GONTHIER E., KLINGEBIEL A., 1973.
Faciès et processus sédimentaires dans le canyon sous-marin Gascogne I. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, No 13, 163-262.
- GONTHIER E., FAUGERES J.C., WEBER O., 1981.
Signification des méthodes granulométriques pour la reconstitution des processus hydrodynamiques à partir des sédiments terrigènes et carbonatés de milieux marins profonds. *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, No 30, 31-49.
- GORSLINE D.S., 1980.
Deep-water sedimentologic conditions and models. *Marine Geology*, 38, 1-21.

- GOULD W.J., Mc KEE W.D., 1973.
Vertical structure of semi-diurnal tidal currents in the Bay of Biscay. *Nature*, 244, 5411, 88-91.
- GOULD W.J., 1974.
Current meter and deep sea gauge recovery cruise. *Institute of Oceanographic Sciences*, Cruise report, No 9.
- GOULEAU D., 1975.
Les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales atlantiques. Rôle de l'émersion. *Thèse Doc. Etat*, Nantes, No 8, 2 T., 241 p.
- GRACIANSKY P.C. de, POAG W., CUNNINGHAM R., LOUBERE P., MASSON D., MAZZULO J., MONTADERT L., MULLER C., OTSUKA K., REYNOLDS L., SIGAL J., SNYDER S., TOWNSEND H., VAOS S., WAPLES D., 1982.
La croisière 80 du vaisseau de recherches Glomar Challenger au pied de la Marge Celtique (Atlantique Nord). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 294, S. II, 793-798.
- GRAINDOR M.J., 1964.
Contribution à l'étude du Quaternaire marin de Normandie. *Bull. Soc. Géol. Normandie*, Le Havre, 54, 1-16.
- GROUSSET F., 1977.
Etude géologique du Quaternaire terminal de la zone Meriadzek-Trevelyan (Golfe de Gascogne). *Bull. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, No 22, 75-122, 36 fig.
- GROVEL A., 1970.
Etude d'un estuaire dans son environnement. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, Nantes, 248 p.
- GUERIN O., MONGET J.P., 1975.
Intérêt et limite de la télédétection pour la connaissance du milieu estuarien. Exemple de l'embouchure de la Loire. *Bull. U.O.F.*, VII, No 1-2, 47-54.
- GUILCHER A., 1948.
Le relief de la Bretagne méridionale, de la baie de Douarnenez à la Vilaine. Potier, La Roche-sur-Yon, 682 p.
- GUILCHER A., BERTHOIS L., 1957.
Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires témoins de l'Ouest de la Bretagne. *Rev. Géom. Dyn.*, No 5-6, 2456-2459.
- GUILCHER A., VALLANTIN P., ANGRAND J.P., GALLOY P., 1957.
Les cordons littoraux de la Rade de Brest. *Bulletin d'information du C.O.E.C.*, IX, 1, 25-54.
- GUILCHER A., PRULEAU M., 1963.
Morphologie et sédimentologie sous-marine de la partie orientale de la Rade de Brest. *Com. Trav. Hist. Scient. Bull. Soc. Géol.*, Paris, T. 75.
- GUILCHER A., 1965.
Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson Ed., Paris, 389 p.
- GUILCHER A., 1969.
Pleistocene and Holocene sea-level changes. *Earth Sc. Rev.*, V. 5, 69-97.
- GUILCHER A., SAINT-REQUIER A., 1969.
Les galets et les sables du Menez Lus (Finistère) et leur signification morphologique. *Norois*, 16 (62), 245-251.
- HADLEY M.L., 1964.
Wave induced bottom currents in the Celtic Sea. *Marine Geology*, 2, 164-167.

- HAILWOOD E.A., BOCK W., COSTA L., DUPEUBLE P.A., MULLER C., SCHNITKER D., 1979.
Chronology and biostratigraphy of northeast Atlantic sediments, DSDP, Leg 48. In :
L. Montadert, D.G. Roberts et al. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*,
V. 48, Washington (U.S. Government Printing Office) : 1119-1142.
- HALLEGOUET B., 1971.
Le Bas-Léon (Finistère, France). Etude géomorphologique. *Thèse 3ème Cycle, Lettres*,
260 p., Brest.
- HAMILTON D., CHANNON R.D., GRIFFITHS E.C., SOMMERVILLE J.H., 1974.
Sediments and tidal energy in the Southwestern Approaches to Britain and the Severn
Estuary. *Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine*, 7, 259-265.
- HAMILTON D., SOMMERVILLE J.H., STANFORD P.N., 1980.
Bottom currents and shelf sediments, southwest of Britain. *Sedim. Geol.*, 23, 115-138.
- HAMILTON D., 1982.
Sand size populations, transport paths and currents, southwest Britain. *11e Cong. Int.
Sedim.*, abstract
- HAMILTON M.A., 1965.
Cenozoic climatic change and its causes. *Meteor. Monag.*, V. 8. Ed. J.M. Mitchell, Jr.
Boston
- HANSEN D.V., RATTRAY M., 1965.
Gravitational circulation in straits and estuaries. *J. Marine Res.*, New-Haven, V. 23,
104-122.
- HARLEMAN M., IPPEN A.T., 1969.
Salinity intrusion effects in estuary shoaling. *Proc. Am. Soc. Civ. Engin., J. Hydraul.
Div.*, N-Y, V. 95, No HY 1, 9-27.
- HAY W.W., SOUTHAM J.R., 1977.
Modulation of marine sedimentation by the continental shelves. *The fate of fossil fuel
CO₂ in the oceans*, Ed. N.R. Andersen et A. Malahoff, Plenum Press, New York et Londres,
569-604.
- HAYS J.D., PITMAN W.C., 1973.
Lithospheric plate motion, sea-level changes and climatic and ecological consequences.
Nature, 246, 18-22.
- HAYS J.D., IMBRIE J., SHACKLETON N.J., 1976.
Variations in the Earth's orbit : Pacemaker of the ice ages. *Sciences*, 194, 1121-1132.
- HEAPS N.S., 1980.
A mechanism for local upwelling along the european continental slope. *Oceans Act.*, V. 3,
No 4, 449-454.
- HEATH G.R., 1969.
Carbonate sedimentation in the abyssal equatorial Pacific during the past 50 millions
years. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 689-694.
- HEEZEN B.C., THARP M., EWING M., 1959.
The floors of the oceans. I : The North Atlantic. *Geol. Soc. America*, special paper,
65, 122 p.
- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D., 1964.
Deep-sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geology*, 1, 141-174.

- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D., 1971.
The face of the deep. London and New York : Oxford University Press, 659 p.
- HENAFF G., 1973.
Contribution à l'étude de l'océanographie physique du secteur Nord-Gascogne. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. de Bret. Occid., Brest.
- HINSBERGER F., 1970.
L'Iroise et les abords d'Ouessant et de Sein. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. *Thèse Doc. Etat, Lettres*, Paris, Caen, 310 p.
- HJULSTROM F., 1939.
The morphological activity of rivers as illustrated by rivers of the Fyrishafven. *Bull. Geol. Inst.*, Uppsala, V. 25 (chap. III).
- HOLLISTER C.D., HEEZEN B.C., 1972.
Geologic effects of ocean bottom currents. *In* : A.L. Gordon (Ed.). *Studies in physical oceanography. A tribute to G. Wüst*, Gordon and Breach, N.Y., 37-66.
- HOLLISTER C.D., EWING J.L. *et al.*, 1972.
Initial reports of the deep sea drilling project, XI, U.S. Government printing office, Washington D.C.
- HOLM-HANSEN O., 1971.
Determination of microbial biomass in the deep-ocean profiles. *In* : *Fertility of the Sea*. Ed. J.D. Costlow, Gordon and Breach, 197-207.
- HOMMERIL P., 1965.
Répartition des sédiments sous-marins des îles anglo-normandes. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 260, 231-234.
- HOMMERIL P., 1967.
Etude de géologie marine concernant le littoral bas normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. *Fac. Sc. Rouen*, 304 p.
- HOMMERIL P., LARSONNEUR C., PINOT J.P., 1972.
Les sédiments du précontinent armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 14, 237-247.
- HOUBOLT J.J., 1968.
Recent sediments in the southern bight of the North Sea. *Marine Geology*, V. 11, 287-323.
- INMAN D.L., BRUSH B.P., 1973.
The coastal challenge. *Science*, 181, 20-32.
- JAMES I.D., 1982.
Tidal currents at two deep-sea moorings near the shelf edge. *Deep Sea Res.*, V. 29, No 9 A, 1099-1111.
- JOHNSON D., 1919.
Shore processes and shoreline development. New York : Wiley, 585 p. (2nd 1938).
- JONES N.S., KAIN J.M., STRIDE A.H., 1965.
The movement of sand waves on a warts bank, Isle of Man. *Marine Geology*, 329-336.
- KARTAVTSEFF A., BILLANT A., 1979.
Experience needs, volume 1. *C.N.E.X.O. Rev. Camp. à la mer*, No 18, 237 p.
- KARTAVTSEFF A., BILLANT A., 1980.
Experience needs, volume 2. *C.N.E.X.O. Rev. Camp. à la mer*, No 18, 76 p.

- KEIGWIN L.D. Jr, 1978.
Pliocène closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from Near by Pacific ocean and Caribbean sea cores. *Geology*, 6, 630-634.
- KELLER G.H., LAMBERT D., ROWE G., STARESINIO N., 1973.
Bottom currents in the Hudson canyon. *Science*, 180, 181-183.
- KENNETT J.P., 1977.
Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic ocean and their impact on global oceanography. *J. Geophys. Res. and Atm.*, vol. 82, 27, 3843-3860.
- KENYON N.H., 1970.
Sand ribbons of european tidal seas. *Marine Geology*, 9, 25-39.
- KENYON N.H., STRIDE A.H., 1970.
The tide swept continental shelf sediments between the Shetland isles and France. *Sedimentology*, 14, 159-175.
- KHRIPOUNOFF A.S., 1979.
Relations trophiques dans l'écosystème benthique abyssal atlantique : description et bilan énergétique. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Paris VI, 132 p.
- KING J.W., 1973.
Solar radiation changes and the weather. *Nature*, 245, 443-446.
- KLASIK J.A., PILKEY O.H., 1975.
Processes of sedimentation on the Atlantic continental rise off the Southeast United States. *Marine Geology*, 19, 69-89.
- KLINGEBIEL A., LAPIERRE F., LATOUCHE C., 1966.
Sur la nature et la répartition des minéraux argileux dans les sédiments récents du Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 263, S. D, 1195-1198.
- KLINGEBIEL A., LAPIERRE F. et LATOUCHE C., 1967.
Les minéraux argileux des sédiments récents du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 3, 117-136.
- KLINGEBIEL A., PUJOL C., VIGNEAUX M., 1970.
Sur la stabilité relative du plateau et du talus continental dans le Golfe de Gascogne depuis le Miocène moyen. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 270, 3175-3176.
- KRONE R.B., 1976.
Engineering interest in the benthic boundary layer. In : *The Benthic Boundary Layer*. Ed. I.N.M. Mc Cave, Plenum Press, New York, London, 143-156.
- KRUMBEIN W.C., PETTIJOHN F.J., 1938.
Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts, New York, 549 p.
- KUENEN PH. H., 1950.
Turbidity currents of high density, 18 th. *Int. Cong. London Rep.*, PT 8, 44-52.
- KUENEN PH. H., MIGLIORINI C.I., 1950.
Turbidity currents as cause of graded bedding. *J. Geol.*, 58, 91-127.
- KUENEN PH. H., 1967.
Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology*, 9, 203-243.
- LABORATOIRE CENTRAL D'HYDRAULIQUE DE FRANCE, 1971-1977.
La baie du Mont Saint-Michel : études sédimentologiques et hydrologiques. Rapports inédits, Maison Alfort.

- LABRACHERIE M., 1978.
Distribution des thanatocoenoses récentes de radiolaires dans l'Atlantique nord-oriental et le Sud de la mer de Norvège. *Boreno*, 7, 205-213.
- LABRACHERIE M., MOYES J., 1978.
Les radiolaires indicateurs de la circulation des eaux océaniques profondes. Exemple de l'Atlantique nord-oriental dans la région de Facroe-Rockall. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 286, S. D, 1425-1428.
- LACOMBE H.M., 1953.
Méthode de trace directe des orthogonales de houle à partir de la formule finie de propagation. *Bull. C.O.E.C.*
- LACOMBE H., 1965.
Cours d'Océanographie physique. Gauthiers Villars, Paris, 392 p.
- LALOU C., DUPLESSY J.C., 1976.
Sea level variations interest for neotectonic studies. Symp. Int. Geodynamics in South West Pacific. Ed. Technip, Paris, 405-412.
- LAMB H., 1945.
Hydrodynamics. Dover publications, New York, 738 p.
- LANCELOT Y., NESTEROFF W.D., MELIERES F., 1970.
Sur la mise en place des dépôts grossiers du plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 12 (5), 748-754.
- LAPIERRE F., 1966.
Répartition et chronologie relative des sédiments sableux dans le Golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 263, 1044-1047.
- LAPIERRE F., 1967.
Etude de la répartition des sédiments dans le Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 3, 93-126.
- LAPIERRE F., 1969.
La répartition des sédiments dans le Golfe de Gascogne : intérêt des minéraux lourds. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine. Thèse*, Bordeaux, 182 p.
- LARSEN L.H., 1982.
A new mechanism for seaward dispersion of midshelf sediments. *Sedimentology*, 29, 279-283.
- LARSONNEUR C., 1965.
Recherches sédimentologiques et géologiques en Manche Centrale. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 29 (2), 225-242.
- LARSONNEUR C., 1971.
Manche orientale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Caen (offset), 394 p.
- LARSONNEUR C., 1972.
Le modèle sédimentaire de la Baie de Seine à la Manche Centrale dans son cadre géographique et historique. *Coll. Geol. Manche, Mém. B.R.G.M.*, 79, 204-214.
- LARSONNEUR C., 1973.
Tidal deposits, Mont Saint-Michel bay, France. Ed. R. Ginsburg, Springer-Verlag, New York, 21-30.
- LARSONNEUR C., 1977.
La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français : méthode mise au point et utilisée en Manche. *J. Rech. Oceanogr.*, 11 (2), 33-39.

- LARSONNEUR C., 1980.
La baie du Mont Saint-Michel. In : Notice de l'excursion 130 A, 26e Cong. Géol. Int.,
Eds : A. Klingebiel et C. Larssonneur, 146-154.
- LARSONNEUR C., VASLET D., AUFFRET J.P., 1980.
Les sédiments superficiels de la Manche. Notice explicative de la carte au 1/500 000.
Ed. B.R.G.M.
- LARSONNEUR C., BOUYASSE P., AUFFRET J.P., 1982.
The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29, 851-864.
- LATOUCHE C., 1970.
Nature et évolution des cortèges argileux dans le système Garonne-Dordogne-Gironde.
C. R. Acad. Sc., Paris, 271, 2030-2033.
- LATOUCHE C., PARRA M., 1970.
Contribution à la connaissance des caractéristiques géochimiques des vases récentes et
subactuelles du Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 9, 167-188.
- LATOUCHE C., 1971.
Les argiles des bassins alluvionnaires aquitains et des dépendances océaniques. Contri-
bution à l'étude d'un environnement. *Thèse Doc. Etat*, No 344, Univ. Bordeaux I, 2 t.,
415 p.
- LATOUCHE C., 1972.
La sédimentation argileuse marine au voisinage de l'embouchure de la Gironde ; interpré-
tation et conséquences. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 274, 2929-2932.
- LAUBIER L., SIBUET M., 1977.
Campagnes Biogas. Résultats des campagnes à la mer. *Publ. C.N.EX.O.*, No 11, 57 p.
- LAUGHTON A.S., BERGGREN W.A., 1971.
Deep-sea drilling in the Bay of Biscay (DSDP Leg XII). In : Histoire structurale du
Golfe de Gascogne, Paris, Technip, VI (1), 1-4.
- LAVAL D., 1964.
Cours de travaux maritimes. Ecole Nat. des Ponts et Chaussées, Paris, T. I.
- LECLERC J.P., BELLESSORT B., MIGNIOT C., 1976.
Action des houles sur les sédiments. *Pub. C.N.EX.O.*, 191 p.
- LE DANOIS E., 1921.
Recherches sur le régime des eaux atlantiques au large des côtes de France et sur la
biologie du thon blanc et du germon. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, Notes et mémoires, No 9,
1-16.
- LE DANOIS E., 1936.
Résultats des croisières scientifiques du navire "Président Théodore Tissier" : observa-
tions hydrologiques des quatre premières croisières (1933-1935). *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*,
9 (2), 135-250.
- LE DANOIS E., 1948.
Les profondeurs de la mer (trente ans de recherches sur la faune sous-marine au large
des côtes de France). Payot, Paris, 303 p.
- LEFEVRE-LEHOERFF G., 1972.
Populations planctoniques d'un estuaire à marée : la rivière de Morlaix. Leurs relations
avec les conditions hydrologiques. *Thèse 3ème Cycle*, Brest, 121 p.

- LE FLOCH J., 1961.
Propagation de la marée dans l'estuaire de la Seine et en Seine-Maritime. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, Paris, 507 p.
- LE FLOCH J., 1969.
Sur la circulation de l'eau d'origine méditerranéenne dans le Golfe de Gascogne et ses variations à courtes périodes. *Cahiers Océanographiques*, XXI, 7.
- LE FLOCH J., 1978.
Quelques aspects de l'océanographie physique du plateau continental américain. *J. Rech. Oceanogr.*, V. III, No 2, 5-18.
- LEFORT J.P., 1969.
Etude géologique de la Manche au Nord du Tregor. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, (C), 1, 2, 93-115.
- LE GORGEU V.P., BOILLLOT G., 1964.
La migration de sables marqués au large de Roscoff (Finistère). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 259, 4082-4085.
- LE LANN F., L'HOMER A., SCOLARI G., 1973.
Analyses granulométriques. Emploi et signification des principaux paramètres statistiques. *Pub. B.R.G.M.*, 73 SGN 112 GEO, 27 p.
- LE MAGUERESSE A., 1974.
La structure thermique sur le plateau continental dans le secteur ouest Bretagne, son évolution annuelle et quelques aspects de sa variabilité dans une zone frontale. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Bret. Occid., Brest.
- LETOLLE R., VERGNAUD-GRAZZINI C., PIERRE C., 1979.
Oxygen and carbon isotopes from bulk carbonates and foraminiferal shells at DSDP sites 400, 401, 402, 403 and 406. *Initial Reports of the D.S.D.P.*, V. 48, 741-755.
- LIZITZIN A.P., 1972.
Sedimentation in the world ocean. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 17, 218 p.
- LONSDALE P., HOLLISTER C.D., MAYER C., 1981.
Erosion and deposition in interplain of the Maury Channel system, northeast Atlantic. *Oceanologica Acta*, V. 4, 185-201.
- LONSDALE P., 1982.
Les rides sédimentaires du nord-est Atlantique et leurs relations avec les courants de fonds actuels. *Actes Coll. Int. C.N.R.S.*, *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 31, 141-149.
- LUC J.A. de, 1790.
Lettres à Delamétherie. In : Observations sur la physique, sur l'histoire naturelle et sur les arts.
- LUDWICK J.C., 1973.
Tidal currents, sediments transports and sand banks in Chesapeake Bay entrance, Virginia. In : M.O. Hayer, ed., Second Intern. Estuarin Conf. Proc. Myrtle Beach, South Carolina.
- LYELL Ch., 1873.
Principes de Géologie ou illustrations de cette science empruntées aux changements modernes de la terre et de ses habitants. Traduction J. Ginestou, de la dixième et dernière édition, V. I (première édition en 2 volumes 1830, 1832).
- MADELAIN F., KERUT E.G., 1978.
Evidence of mesoscale eddies in the Northeast Atlantic from a drifting experiment. *Oceanologica Acta*, V. 1, No 2, 159-168.
- MADSEN O.S., 1976.
Wave climate of the continental margin : elements of its mathematical description. In : "Marine sediment transport and environmental management". J. Wiley and Sons, New York, 65-90.
- MANHEIM F.T., 1976.
Interstitial waters of marine sediments. In : Chemical oceanography, 3. Eds J.P. Riley and G. Skirrow.

- MAUVIEL A., 1982.
La bioturbation actuelle dans le milieu abyssal de l'Océan Atlantique Nord. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Bret. Occid., Brest, 103 p.
- MAUVIEL A., NGUYEN H.V., CHESSELET R., SIBUET M., YOKOHAMA Y., AUFFRET G.A., 1982.
Etude des variations des taux de bioturbations par la spectrométrie gamma non destructive (GeHP), dans trois zones sédimentaires de l'Atlantique nord, à 2000 m et à plus de 4000 m de profondeur. Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 31, 257-274.
- MAZE R., 1973.
Recherche et étude de mouvements à période propre du domaine des ondes internes dans l'Iroise. *Thèse 3ème Cycle*, Océanogr. Phys., Univ. Bret. Occid., Brest, 93 p.
- Mc CAVE I.N., 1971.
Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine Geology*, 10, 149-227.
- Mc CAVE I.N., 1972.
Transport and escape of fine grained sediment from shelf areas. In : Shelf sediment transport. Eds D.J.P. Swift, D.B. Duane et O.H. Pilkey, Dowden-Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, 225-248.
- Mc CAVE I.N., SWIFT S.A., 1976.
A physical model for the rate of deposition of fine grained sediments in the deep-sea. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87, 541-546.
- Mc INTYRE A., KIPP N.G., BE A.W.H., CROWLEY T., KELLOG T., GARDNER J.V., PRELL W., RUDDIMAN W.F., 1976.
Glacial North Atlantic 18000 years age. A climap reconstruction. In : *Geol. Soc. Am. Memoir*, 145. Eds R.M. Cline and J.D. Hays, 43-76.
- MELOU H., PLUSQUELLEC Y., 1967.
Répartition de la pyrophyllite dans quelques niveaux du Briovérien et du Primaire armoricain. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, T. 265.
- MIDDLETON G.V., HAMPTON A.M., 1976.
Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows in marine sediment transport and environmental management. Eds D.J. Stanley, D.J.P. Swift, J. Wiley and Sons, 197-218.
- MIGNIOT C., 1968.
Etude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche*, Grenoble, No 7, 591-620.
- MIGNIOT C., 1977.
Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche*, Grenoble, No 1, 9-47.
- MILLIMAN J.D., 1974.
Marine carbonates. Recent sedimentary carbonates. In : J.D. Milliman, G. Mueller and V. Foerstner, Springer-Verlag, New York - Heidelberg - Berlin, 1, 375 p.
- MOIGN Y., 1968.
Contribution à l'étude sédimentologique de la Rade et du Goulet de Brest. *Dipl. Ecole Prat. Hautes Etudes*, Lab. Dinard, 135 p.
- MOLINA-CRUZ A., THIEDE J., 1978.
The glacial eastern boundary current along the Atlantic Eurofrican continental margin. *Deep-Sea Research*, Londres, 25, 337-356.
- MONACO A., 1973.
The Roussillon continental margin (Gulf of Lions). Plio-Quaternary paleogeographic interpretations. *Sediment. Geol.*, Amsterdam, 10, 261-284.
- MONTADERT L., ROBERTS D.G., DE CHARPAL O., GUENOC P., 1979 A.
Rifting and subsidence of the northern continental margin of the Bay of Biscay. In : L. Montadert, D.G. Roberts et al. *Initial Rep. of the D.S.D.P.*, V. 48, Washington (U.S. Government Printing Office), 1025-1060.

- MONTADERT L., ROBERTS D.G., AUFFRET G.A., BOCK W.D., DUPEUBLE P.A., HALLWOOD E.A., HARRISON W.E., KAGAMI H., LUMSDEN D.N., MULLER C.M., SCHNITKER D., THOMPSON R.W., THOMPSON T.L., TINOFEEV P.P., 1979 B.
Initial Rep. of the D.S.D.P., V. 48, Washington (U.S. Government Printing Office).
- MOORE D.G., 1969.
Reflection profiling studies of the California continental borderland structure and Quaternary turbidite basin. *Geol. Soc. Am.*, Spec. Pap., 107, 142 p.
- MOORE T.C. Jr, Van ANDEL T.H., SANCETTA C., PISIAS N., 1978.
Cenozoic hiatuses in pelagic sediments. *Micropaleontology*, V. 24, No 2, 113-138.
- MORNER N.A., 1969.
Eustatic and climatic changes during the last 15000 years. *Geol. en Mijnb.*, 48, 389-399.
- MORNER N.A., 1976.
Eustasy and geoid changes. *Journal of Geology*, 84, 123-51.
- MORZADEC-KERFOURN M.T., 1972.
Chronologie des formations littorales pléistocènes du Massif Armoricain. *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr.*, 3, p. 133.
- MORZADEC-KERFOURN M.T., 1974.
Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, Rennes, 17, 208 p.
- MOSS A.J., 1962.
The physical nature of common sandy and pebbly deposits (part I). *Am. J. Sc.*, 260, 337-373.
- MOSS A.J., 1963.
The physical nature of common sandy and pebbly deposits (part II). *Am. J. Sc.*, 261, 297-343.
- MOSS A.J., 1972.
Bedload sediments. *Sedimentology*, 18, 159-219.
- MOYES J., LABRACHERIE M., PEYPOUQUET J.P., PUJOL C., TURON J.L., 1982.
Microorganismes indicateurs de la circulation océanique dans l'Atlantique nord-oriental durant le dernier cycle climatique du Quaternaire. Act. Coll. Int. C.N.R.S., Bordeaux. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 31, 365-378.
- MURRAY J., RENARD A.F., 1891.
Report on deep-sea deposits based on the specimen collected during the voyage of "H.M.S. Challenger". London, Longmans. Ed. New York, Johnson Reprint Co, 1965.
- MURRAY J.W., STURROCK S., WESTON J., 1982.
Suspended load transport of foraminiferal tests in a tide -and wave- swept sea. *J. Foram. Res.*, V. 12, No 1, 51-65.
- MUTTI E., RICCI-LUCCHI F., 1972.
Le torbiditi dell'appenino settentrionale introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- NELSON H., MUTTI E., RICCI-LUCCHI F., 1977.
Upper cretaceous resedimented conglomerates at wheeler gorge, California, description and field guide. A discussion. *J. Sediment. Petrol.*, 47, 926-928.
- O'BRIEN N.R., NAKAZAWA K., TOLURASHI S., 1980.
Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts. *Sedimentology*, V. 27, No 1, 47-62.

- OLIVET J.L., BONNIN J., AUZENDE J.M., 1976.
 Manifestation des phases de compression tertiaire dans l'Atlantique Nord-Est. 4ème Réunion des Sciences de la Terre, Paris, résumé.
- OLIVET J.L., 1978.
 Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord et Central. *Thèse Doc. Etat.*, Paris VII, 234 p.
- PALLAS P.S., 1979.
 Observations sur la formation des montagnes... *In* : F. Ellenberger et G. Gohan. *Rev. Hist. Sc.*, XXXIV, 1981, 3-4.
- PARSONS B., 1982.
 Causes and consequences of the relation between area and age of the ocean floor. *J. Geophys. Res.*, 87, No B 1, 289-302.
- PASSEGA R., 1964.
 Grain size representative by QM pattern as a geological tool. *J. Sediment. Petrol.*, 34, No 4, 830-847.
- PASTOURET L., AUFFRET G.A., AUZENDE J.M., BEUZART P., DUBOIS P., SEGURET M., SIGAL J., VANNEY J.R., 1981.
 La marge continentale armoricaine, résultats d'observation en submersible et de dragages dans le caryon Shamrock. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 292, S. II, 741-748.
- PASTOURET L., BEUZART P., MONTI S., 1982.
 Présentation de cartes bathymétriques de la marge continentale armoricaine et Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXIV, No 2, 407-411.
- PAUC H., 1976.
 Comportement dynamique des matériaux en suspension. Etude de divers secteurs côtiers du Golfe du Lion. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, Alger, 67, 3-4, 151-169.
- PAUTOT G., 1976.
 Un volcan sur la pente armoricaine. *La Recherche*, 71, 866-867.
- PENG T.H., BROCKER W.S., KIPPHUT G., SHACKELTON N., 1977.
 Benthic mixing in deep sea cores, as determined by C 14 dating, and implication regarding climate, stratigraphy and the fate of fossil fuel CO₂ in the fate of fossil fuel CO₂ in the oceans. Ed. by N.R. Anderson and A. Malahoff, Plenum Press, New-York, London, 335 à 374.
- PEYPOUQUET J.P., 1977.
 Les ostracodes et la connaissance des paléomilieus profonds. Application au Cénozoïque de l'Atlantique Nord-Oriental. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, Bordeaux, 443 p.
- PINOT J.P., 1961.
Thèse 3ème Cycle, Inst. Geogr. Paris.
- PINOT J.P., 1966 A.
 Quelques hauts niveaux marins quaternaires de la côte du Trégor central. *Bull. Assoc. fr. Et. Quat.*, 2 (2), 139-150.
- PINOT J.P., 1966 B.
 La disposition générale du précontinent entre Penmarc'h et Belle-Ile. *Bull. Ass. Geol. Fr.*, 340-341, 4-19.
- PINOT J.P., 1972.
 Canyons et vallées du précontinent breton : hypothèse sur le mécanisme et l'âge de leur formation. *C. R. Somm. S.G.F.*, 3, 149-150.

- PINOT J.P., 1974.
Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental. Etude géomorphologique. Lannion I.N.P.R.A.M., 256 p.
- PIPER D.J.W., 1973.
The sedimentology of silt turbidites from the Gulf of Alaska. In : L.D. Kulm, R. Von Huene et al., *Initial Reports of the D.S.D.P.*, 18 U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 847-867.
- PIPER D.J.W., 1978.
Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In : D.J. Stanley and Kelling (Ed.), *Submarine canyon and fan sedimentation*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, 163-176.
- PITMAN W.C., III, 1978.
Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1389-1403.
- POCMEPUY M., MANAUD F., MOMBET Y., ALLEN G., SALOMON J.C., GENTIEN P., L'YAVANC J., 1979.
Etude océanographique appliquée au SAUM de la Rade de Brest. *Publ. C.N.EX.O.*, Actes des Coll. No 9, 211-216.
- POSTMA H., 1967.
Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In : Lauff G.H., ed. *Estuaries. Am. Ass. Adv. Sc. Publ.*, 83, 158-179.
- PRATJE O., 1950.
Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals und die maximalen Gezeitenstrom geschwindigkeiten. *Deutsche Hydr. Zeit.*, Hambourg, T. 3, 201-205.
- PRATT R.M., DILL R.F., 1974.
Deep eustatic terraces levels : further speculations. *Geology*, V. 2, No 3, 155-159.
- PRITCHARD D.W., 1955.
Estuarine circulation pattern. *Proc. Am. Soc. Ci. Engin.*, New York, V. 81, 1-11.
- PUJOL C., DUPRAT J., GONTHIER E., MOYES J., PUJOS-LAMY A., 1973.
Résultats préliminaires de l'étude effectuée par l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine sur les carottes prélevées dans le Golfe de Gascogne lors de la mission Gestlante IV (1re partie 6-14 mars 1972). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 13, 147-162.
- PUJOL C., TURON J.L., 1974.
Paléoclimatologie et stratigraphie du Quaternaire terminal du Golfe de Gascogne déduites de l'analyse des Foraminifères planctoniques et des ensembles sporopolliniques des sédiments marins. *BOREAS*, Oslo, 3, 99-104.
- PUJOL C., 1980.
Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire. *Ecologie - Stratigraphie - Environnement. Mém. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 10, 254 p.
- PUJOS-LAMY A., 1971.
Les foraminifères benthiques abyssaux : leur utilisation pour la mise en évidence des variations climatiques dans une carotte du Quaternaire récent. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 272, 215-218.
- PUJOS-LAMY A., 1973.
Le déplacement des faunes de foraminifères benthiques actuels sur la pente continentale et dans la plaine abyssale du Golfe de Gascogne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, XV, No 3-4, 392.

- RIALUX C., 1977.
Contribution à l'étude de facteurs déterminant l'évolution de la biomasse phytoplanctonique dans l'estuaire de la Penzé (Nord-Finistère). Evolution comparée des phénomènes dans l'eau et les sédiments sous-jacents. *Thèse 3ème Cycle*, Paris VI, 137 p.
- RIVIERE A., 1951.
Sur la sédimentation vaseuse au large des côtes. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 232, 1503-1505.
- ROMANOVSKY V., 1971.
Etude près du fond à grande profondeur. *Coll. Int. Expl. Océans*, thème 4 (1), 1-20.
- RONA P.A., 1970.
Comparison of continental margins of eastern North America at Cape Hatteras and north-western Africa at Cap Blanc. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 54, 129-157.
- RONA P.A., 1973.
Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spready and eustacy infened from the central North Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2851-2872.
- ROWE G.T., 1974.
The effects of the benthic fauna on the physical properties of deep-sea sediments. *Deep-Sea Sediments*, 381-400.
- RUDDIMAN W.F., BOWLES F.A., MOLNIA B., 1972.
Maury channel and fan. *24th I.G.C.*, sect. 8, 100-108.
- RUDDIMAN W.F., GLOVER L.K., 1972.
Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments. *Bull. Geol. Soc. Am.*, Boulder color, 83, 2817-2836.
- RUDDIMAN W.F., Mc INTYRE A., NIEBLER-HUNT V., DURAZZI J.T., 1980.
Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. *Quat. Res.*, 13, 33-64.
- RUMEAU J.L., VANNEY J.R., 1968.
Eléments-traces de vases marines du plateau continental atlantique au Sud-Ouest du Massif Armoricaïn (Grande Vasière). *Bull. Centre Rech.*, Pau S.N.P.A., (3), 1, 125-146.
- RUMEAU J.L., VANNEY J.R., 1969.
Caractères géochimiques et origine des sédiments récents du plateau continental atlantique dans le Nord du Golfe de Gascogne. *Bull. Centre Rech.*, Pau S.N.P.A., 3, 11, 125-146.
- RUPKE N.A., STANLEY D.J., 1974.
Distinctive properties of turbidite and hemipelagic mud layers in the Algero-Balearic basin, Western Mediterranean sea. *Smithson. Contribution Earth Science*, 13, 40 p.
- RUSSELL K.L., 1968.
Oceanic ridges and eustatic changes in sea level. *Nature*, 218, 861-862.
- RUXTON B.P., Mc DOUGALL I., 1967.
Denudation rates in Northeast Prapua from potassium-argon dating of lavas. *Am. Journ. Sc.*, 265, 545-561.
- RYAN W.B.F., CITA M.B., DREYFUS RAWSON M., BURCKLE L.H., SAITO T., 1974.
A paleomagnetic assignment of neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Ocean in order to investigate the response of world ocean, to Mediterranean salinity crisis. *Rev. Ital. Paleont.*, 8014, 631-88.
- SAITO T., 1976.
Geologic significance of coiling direction in the planktonic Foraminifera, "Pulloniatina". *Geology*, 4, 305-309.

- SALOMON J.C., 1976.
Modèle mathématique de la propagation de la marée en estuaire et des transports sableux associés. Applications aux estuaires de la Loire et de la Seine. *Thèse Doc. Etat Sc. Nat.*, Brest, 257 p.
- SANDREA A., 1960.
Contribution à la lithologie de la côte nord de la Bretagne, de l'île de Sieck à la baie de Perros. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, T. LVI, No 258, 505-605.
- SARUKHANYAN E.I., SMIRNOV N.P., 1970.
On the use of a genetic method to forecast year to year water temperature fluctuations in the barents sea. *Oceanology*, 10, (4), 471-478.
- SALM, 1977.
Rade de Brest. Schéma d'Aptitude et d'Utilisation de la Mer. Département du Finistère, Direction Départementale de l'Équipement. 167 p.
- SCHOU A., 1945.
Det marine forland. *Soertryk of folio geographica Danica*, T. IV, K - benhaw.
- SCHUBEL J.R., OKUBO A., 1972.
Some comments on the dispersal of suspended sediment across continental shelves. In : *Shelf Sediment transport : process and pattern*. Eds : D.J.P. Swift and O.H. Pilkey, Stroudsburg, Pa : Dowden - Hutchinson and Ross, 333-346.
- SCHUMM S.A., 1963.
The disparity between rates of denudation and orogeny. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 454-H, 13 p.
- SCHUMM S.A., 1968.
Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79, 1573-1589.
- SERRA J., 1967.
Echantillonnage et estimation locale des phénomènes de transition miniers. *Thèse Doc.-Ingénieur*, Nancy.
- SERVAIN J., 1976.
Étude statistique de l'ensemble des données hydrologiques recueillies depuis le début du siècle en mer Celtique. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Bret. Occid., Brest.
- SHACKLETON N.J., KENNETT J.P., 1974.
Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. *Initial Reports of the D.S.D.P.*, V. 29, U.S. Government Printing Office, Washington, 743-755.
- SHACKLETON N.J., 1977.
The oxygen isotope stratigraphy record of the late Pleistocene. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 13, Londres, 280, 169-182.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D., 1977.
Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early northern hemisphere glaciation. *Nature*, 270, 216-219.
- SHEPARD F.P., 1932.
Sediments on continental shelves. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 43, 1017-1034.
- SHEPARD F.P., DILL R.F., 1966.
Submarine canyons and other sea valleys. Chicago : Rand, Mc Nally and Co.
- SHEPARD F.P., Mc LOUGHLIN P.A., MARSHALL N.F., SULLIVAN G.G., 1977.
Current-meter recording of low-speed turbidity currents. *Geology*, 5, 297-301.
- SHERIDAN R.E., 1976.
Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America. *Tectonophysics*, 36, 113-132.

- SHOR A., LONSDALE P., HOLLISTER C.D., SPENCER D., 1980.
Charlie-Gibbs fracture zone : bottom-water transport and its geologic effects. *Deep-Sea Research*, V. 27 A, 325-345.
- SOUTHAM J.R., HAY W.W., 1977.
Time scales and dynamic models of deep-sea sedimentation. *J. Geophys. Res.*, V. 82, No 27, 3825-3842.
- SOUTHARD J.B., CACCHIONE D.A., 1972.
Experiments on bottom sediment movement by breaking internal waves. In : *Shelf sediment transport : process and pattern*. Stroudsburg, Pa. Dowden, Hutchinson and Ross, 83-97.
- SPENCER D.W., SACHS P.L., 1970.
Some aspects of the distribution, chemistry and mineralogy of suspended matter in the Gulf of Maine. *Marine Geology*, 9, 117-136.
- STERNBERG R.W., 1968.
Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marine Geology*, Netherl., 6, 243-260.
- STERNBERG R.W., 1972.
Predicting initial motion and bed load transport in shelf sediment transport. In : *Shelf sediment transport*, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Eds., 61-82.
- STETSON H.C., 1939.
Summary of sedimentary conditions on the continental shelf of the east coast of the United States. In : P.D. Trask (Ed.), *Recent Marine sediments : a symposium*. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa (Okla), 230-244.
- STOMMEL H., 1958.
The abyssal circulation. *Deep-Sea Research*, V. 5, 80-82.
- STOW D.A.V., 1977.
Late quaternary stratigraphy and sedimentation on the Nova Scotian outer continental margin. *Thesis* Dalhousie University, Halifax, N.S., 361 p.
- STOW D.A.V., BOWDEN A.J., 1978.
Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. *Nature*, 274, 324-328.
- STOW D.A.V., LOVELL J.P.B., 1979.
Contourites : their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sciences Review*, 14, 251-291.
- STRAKHOV N.M., 1967.
Principles of lithogenesis, Vol. 1. New York, Consultants Bureau, 245 p.
- STREETER S.S., 1973.
Bottom water and benthonic Foraminifera in the North Atlantic. Glacial. Interglacial contrasts. *Quaternary Research*, New York, 3, 131-141.
- STREETER S.S., SHACKLETON N.J., 1979.
Paleocirculation of the deep-north Atlantic : 150 000 years record of benthic foraminifer oxygen 18. *Science*, V. 203, 168-170.
- STRIDE A.H., 1970.
Shape and size trends for sand waves in a depositional zone of the North Sea.
- SVERDRUP H.U., JOHNSON N.W., FLEMING R.H., 1942.
The oceans. Englewood Cliffs N.J. : Prentice Hall, Inc., Stride, 1970.

- SWIFT D.J.P., STANLEY D.J., CURRAY J.R., 1971.
Relict sediments, a reconsideration. *J. Geol.*, 79, 322-346.
- SWIFT D.J.P., KOFOED J.W., SAUSBURY F.P., SEARS P., 1972.
Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic coast of North America. In ; D.J.P. Swift, D.B. Duane et O.H. Pilkey, Eds. *Shelf sediment transport : Process and Pattern*, Stroudsburg, Dowden, Hutchinson and Ross, 499-574.
- SWIFT D.J.P., 1976 A.
Coastal sedimentation. *Marine sediment transport and environmental management*. Eds. D.J. Stanley, D.J.P. Swift, John Wiley and Sons, New York, London, Sydney, Toronto, 255-310.
- SWIFT D.J.P., 1976 B.
Continental shelf sedimentation. *Marine sediment transport and environmental management*. Eds : D.J. Stanley, D.J.P. Swift, John Wiley and Sons. New York, London, Sydney, Toronto, 255-310.
- SWIFT D.J.P., LUDWICK J.C., 1976.
Substrate response to hydraulic process : grain size frequency distributions and bed forms. In : *Marine sediment transport and environmental management*. J. Wiley and Sons, New-York, 159-199.
- TALWANI M.K., UDINTSEV G. et al., 1976.
Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 38. Washington (U.S. Government Printing Office).
- TCHERNIA P., 1969.
Cours d'océanographie régionale. Service Central Hydrographique Ecole d'Application, Paris.
- TERMIER H., TERMIER G., 1960.
Atlas de Paléogéographie. Masson et Cie, Paris.
- TERZHAGI K., 1959.
Varieties of submarine slope failure. Howard soil mechanics series No 52, 41 p.
- THIEDE J., 1980.
History of the north Atlantic ocean : evolution of an asymmetric zonal paleoenvironment in a latitudinal ocean basin. In : Maurice Ewing Series AGU 3 : 275-396.
- THIEDE J., AGDESTAIN T., STRAND E.J., 1980.
Depth distribution of calcareous sediments in the mesozoic and cenozoic north Atlantic ocean. *Earth Plan. Sc. Lett.*, 47, 416-422.
- TREGJER P., LE CORRE P., GRALL J.R.
The seasonal variations of nutrients in the upper waters of the Bay of Biscay region and their relation to phytoplankton growth. *Deep-Sea Research*, V. 26, No 10 A, 1121-1152.
- TUCHOLKE B.E., HOLLISTER C.D., WEAVER F.M., VENNUM W.R., 1976.
Continental rise and abyssal plain sedimentation in the southeast Pacific basin - Leg 35 Deep Sea Drilling Project. In : C.D. Hollister, C.D. Craddock et al. *Initial Reports of the D.S.D.P.*, 35 U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 359-400.
- VACHER A., 1919.
La Rade de Brest et ses abords, essai d'interprétation morphonénique. *Ann. Géogr.*, 28, 117-207.

- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S., 1977.
Global cycles of relative changes of sea level seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration, 83-97. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. Ed. C.E. Payton. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 26, 83-97.
- VAIL P.R., HARDENBOL J., 1979.
Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22, 71-79.
- VAN ANDEL Tj.H., HEATH G.R., MOORE T.C. Jr, 1975.
Cenozoic tectonics, sedimentation and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 143.
- VANGRIESHEIM A. (sous presse)
Hydrologie et circulation profonde de la zone BIOGAS. *Publ. Sc. Techn. C.N.E.X.O.*
- VAN HOUTEN F.B., 1969.
Molasse facies : records of worldwide crustal stress. *Science*, 166, 1506-1508.
- VANNEY J.R., 1969.
Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne : recherches géomorphologiques. Ecole Pratique des Hautes Etudes. Lab. Géomorph. Dinard, mémoire 16, 365 p.
- VANNEY J.R., 1977.
Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine. SEDES (Paris), 473 p.
- VERGNAUD-GRAZZINI C., PIERRE C., LETOLLE R., 1978.
Paléoenvironnement of the North-East Atlantic during the Cenozoic oxygen and carbon isotope analyses at DSDP sites 398, 400 A and 401. *Oceanologica Acta*, 1, No 3.
- VERGNAUD-GRAZZINI C., AUFFRET G.A., PASTOURET L., 1981.
Variations du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ chez les foraminifères du néogène méditerranéen. Leurs relations avec les paléocirculations et l'hydrodynamisme local. Réunion sp. Océans et Paléocéans, *S.G.F.* (résumé).
- VERONIS G., 1978.
Model of world ocean circulation. III : Thermally and wind driven. *J. Mar. Res.*, 36, 1-44.
- VIGNEAUX M., CARALP M., DUMON J.C., KLINGEBIEL A., LATOUCHE C., MOYES O., PRUD'HOMME R., 1970.
Bilan des travaux de géologie marine effectués en 1969 dans le Golfe de Gascogne par l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No Sp., 107 p., 19 pl., 32 cartes.
- VIGNEAUX M., CARALP M., KLINGEBIEL L., LATOUCHE C., MOYES J., 1972.
Sur l'origine des sédiments fins superficiels du plateau continental atlantique au large de la Gironde (France). *2e Int. Ocean. Dev. Conf. Tokyo*, V. 1, 372-394.
- VIGNEAUX M., 1974.
The geology and sedimentation history of the Bay of Biscay. In : *The ocean basins and margins*, vol. 2. The North Atlantic A.E.M. Nairn and F.G. Stehli, New York, London, Ed. Plenum Press, 273-314.
- VINCENT A., KURC G., 1969.
Hydrologie. Variations saisonnières de la situation thermique du Golfe de Gascogne en 1967. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 33 (1), 79-96.
- VINCENT A., 1973.
Les variations de la structure thermique dans le Golfe de Gascogne en 1969 et 1970. *Rev. Trav. I.S.T.P.M.*, 37 (1), 5-18.

- VISHER G.S., 1969.
Grain size distributions and depositional processes. *J. Sedim. Petrol. U.S.A.*, 39, 3, 1074-1106.
- VOGT J., 1979.
Les tremblements de terre en France. *Mém. du B.R.G.M.*, No 96, 220 p.
- VOLAT J.L., PASTOURET L., VERGNAUD-GRAZZINI C., 1980.
Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores : a review. *Marine Geology*, 34, 1-28.
- WALCOTT R.I., 1972.
Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. *Quaternary Research*, 2, 1-14.
- WALCOTT R.I., 1980.
Rheological models and observational data of glacio-isostatic rebound. In : N.A. Mörner (Ed.), *Earth Rheology, Isostasy, Eustasy*. Wiley, New York, N.Y., 3-10.
- WALKER R.G., 1973.
Mopping up the turbidite mess. A history of the turbidity current concept. In ; R.N. Ginsberg, Ed. *Evolving concepts in sedimentology*, Baltimore, Johns Hopkins Press, 1-7.
- WANLESS H.R., 1976.
Intracoastal sedimentation. In : *Marine sediment transport and environmental management*. Eds D.J. Stanley, D.J.P. Swift. John Wiley and Sons, New York, London, Sydney, Toronto, 221-239.
- WATTS A.B., STECKLER M.S., 1979.
Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America. In : *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : continental margins and paleoenvironment*, Maurice Ewing Ser., V. 3. Eds M. Talwani, W. Hay and W.B.F. Ryan, AGU Washington D.C. 235-248.
- WILLIAM C.A., 1975.
Sea-floor spreading in the Bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic. *Earth Planet. Sc. Lett.*, V. 24, 440-456.
- WIMBUSH M., 1976.
The physics of the benthic boundary layer. In : *The benthic boundary layer*. Ed. I.N. McCave, Plenum Press, New York et Londres, 323 p, 3-10.
- WISE D.U., 1974.
Continental margins, freeboard and the volumes of continents and ocean through time. In : *The Geology of continental margins*. Eds C.A. Burk and C.L. Drake, Springer, New York, 45-58.
- ZIMMERMAN H.B., 1982.
Distribution des sédiments fins dans l'Atlantique Nord au cours du Pléistocène terminal/Holocène. *Actes Coll. Int. C.N.R.S., Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, No 31, 337-357.

LISTE DES FIGURES

	Page
1 - Distribution des marges continentales à l'échelle du globe.....	1
2 - Modèle géophysique des marges.....	3
3 - Unités morphologiques des marges.....	5
4 - Bathymétrie de la Manche occidentale et du Golfe de Gascogne.....	6
5 - Manche occidentale et Marge nord du Golfe de Gascogne ; bathymétrie et localisation des zones étudiées.....	7
6 - Evolution des niveaux marins du Crétacé supérieur au Cénozoïque.....	9
7 - Evolution des niveaux marins au cours du Würm.....	9
8 - Evolution des niveaux marins au cours de l'Holocène supérieur.....	10
9 - Stratigraphie du Plioquaternaire (d'après Pujol, 1980).....	10
10 - Evolution climatique au cours de la période historique (d'après Eddy, 1976).....	15
11 - Relation entre la température de l'eau de mer et l'activité solaire depuis 1860 dans le proche Atlantique.....	17
12 - Variation de l'activité solaire depuis 1610.....	19
13 - Evolution climatique au Nord de l'Ecosse en fonction de l'activité solaire de 1920 à 1970.	19
14 - Eaux superficielles du Golfe de Gascogne en janvier et en juillet.....	21
15 - Situation du "bourrelet froid" en automne.....	23
16 - Champ de pression moyen sur l'Atlantique Nord-Est en janvier.....	25
17 - Champ de pression moyen sur l'Atlantique Nord-Est en juillet.....	26
18 - Propagation de l'onde marée dans l'Atlantique Nord.....	27
19 - Propagation de l'onde marée en Mer d'Irlande et en Manche Occidentale.....	27
20 - Amplitude de la marée et intensités maximums des courants de marée en Manche Occidentale..	27
21 - Intensités maximums des courants de marée en profondeur au Sud de la Manche Occidentale...	29
22 - Probabilité de non-dépassement de U 1/3 à l'Ouest de la Bretagne par 100 m de profondeur..	31
23 - Classification des sédiments bathyaux et abyssaux.....	35
24 - Distribution texturale, définition des paramètres Q_{25} , Md et Q_{75}	37
25 - Abaque de HJULSTROM.....	39
26 - Mode de transport sédimentaire en fonction du nombre de FROUDE.....	41

	Page
27 - Relation de STERNBERG.....	43
28 - Abaque de BONNEFILLE.....	45
29 - Abaque de SHIELDS.....	47
30 - Abaque de SHIELDS.....	49
31 - Abaque de MIGNIOT.....	49
32 - Abaque de BAGNOLD.....	49
33 - Abaque de STERNBERG.....	51
34 - Vitesse de chute des sphères de quartz.....	51
35 - Abaque de DRAPER.....	55
36 - Abaque d'EWING.....	55
37 - Abaque de CASTAING.....	57
38 - Abaque de CASTAING.....	57
39 - Pression interstitielle et pression effective.....	59
40 - Dépôts gravifiques.....	61
41 a et b - Bilan hydrologique de la circulation estuarienne.....	69
42 - Abaque de HANSEN et RATRAY.....	71
43 - Rade de Brest, topographie des côtes et situation des points de mesures.....	73
44 - Profil en long des rias de l'Elorn et de l'Aulne.....	75
45 - Bassins versants tributaires de la Rade de Brest.....	75
46 - Teneurs en suspension des fleuves et de la Rade de Brest pour les années 1967 et 1968.....	77
47 à 52 - Campagnes hydrologiques de septembre-octobre 1966.....	81-85
53 à 58 - Campagnes hydrologiques de février-mars 1967.....	86-90
59 - Localisation des zones de diffusion et d'advection lors des campagnes de mesures.....	95
60 - Evolution hydrologique des eaux de la Rade de Brest 1967 et 1968.....	98
61 - Températures et salinités en Rade de Brest, 1967/1968 et 1975-1976.....	99
62 - Températures et salinités en Rade de Brest et dans les anses de Bertheaume et Camaret en 1975-1976.....	98
63 - Diagramme températures-salinités des eaux de la Rade de Brest et de l'Iroise.....	101
64 - Grands traits de la circulation en rade.....	103
65 - Courantologie vive eau. Sections 2 et 3.....	104
66 - Courantologie vive eau dans le Goulet.....	105
67 - Courantologie morte eau. Sections 2 et 3.....	104
68 - Localisation des prélèvements sédimentaires.....	106
69 - Distribution des sédiments superficiels.....	107
70 - Topographie du littoral du Loc'h.....	111
71 - Variation de la turbidité dans la Ria de l'Elorn.....	113
72 - Turbidité en Rade de Brest, septembre-octobre 1966.....	113
73 - Turbidité en Rade de Brest, février-mars 1967.....	115
74 - Relation turbidité-salinité.....	115
75 a, b et c - Détermination de la vitesse de frottement en vive eau aux postes 5, 2 et 4. (5 mars 1967, 2 et 4 septembre 1966).....	119

	Page
76 - Relation entre vitesse de frottement et C_{100} (: jusant ; o : flot).....	121
77 - Modèle d'évolution hydrologique de la Rade de Brest.....	123
78 - Situation de la Rade de Brest sur l'abaque de PRITCHARD et BOWDEN.....	125
79 - Bathymétrie de la Baie de Morlaix.....	129
80 - Carte bathymétrique des dunes du Rater et de la Pierre Noire.....	131
81 - Bassins versants tributaires de la Baie de Morlaix.....	133
82 - Salinités de surface à basse-mer en vive eau et en crue.....	135
83 - Roses des courants de fond, coefficient 95.....	137
84 - Vitesses maximums de courants induites au fond par les houles.....	137
85 - Distribution des peuplements benthiques.....	138
86 - Variabilité locale des distributions texturales.....	143
87 - Enveloppe des distributions texturales.....	143
88 - Distribution spatiale des fractions texturales supérieures à 315μ et inférieures à 100μ	138
89 - Turbidités de surface à basse-mer en vive eau et en crue.....	145
90 - Profils longitudinaux des turbidités en Baie de Morlaix en vive eau, étiage et crue (d'après BESLIER) 14	
91 - Photographies du fond en morte eau pendant un cycle de marée au point Y.....	147
92 - Situation des sédiments de la Rade de Brest et de la Baie de Morlaix sur l'abaque de BONNEFILLE.147	
93 - Carte de distribution des sédiments superficiels.....	157
94 - Bathymétrie, localisation des prélèvements des profils I15, I20, G32, F46, et des zones sédimentaires au Nord-Est de l'Île de Batz.....	161
95 - Profils morphostructuraux dans la zone pré littorale côtière.....	165
96 - Enveloppe des distributions granulométriques de la zone pré littorale côtière.....	169
97 - Résultante des vitesses de courant dans la zone pré littorale côtière.....	170
98 - Bathymétrie et localisations des prélèvements et des observations sur la Plateforme interne Nord-Armoricaine.....	171
99 - Evolution du modelé sédimentaire en fonction du gradient des maximums d'intensité des courants de marée.....	173
100 - Distribution des barkanes, localisation de la zone des rubans sableux et directions inférées des transports sédimentaires.....	173
101 - Levé bathymétrique d'une barkane.....	175
102 - Lithologie des dragages.....	177
103 - Enveloppe des distributions granulométriques dans la zone des dunes.....	179
104 - Enveloppe des distributions granulométriques dans la zone des rubans sableux.....	179
105 - Coupe schématique illustrant la distribution des divers composants de la fraction sableuse en fonction de la bathymétrie et de l'hydrodynamisme.....	186
106 - Faciès sédimentaire sur la plateforme externe et distribution de divers composants.....	189
107 - Evolution des fonds de la Plateforme Sud-Armoricaine au cours de la transgression.....	189
108 - Profil bathymétrique transverse de la Marge Celtique.....	203
109 - Carte bathymétrique du Glacis de Meriadzek.....	203
110 - Glacis de la Marge Armoricaire, localisation de zones affectées par des processus gravitaires.	207
111 - Profils 3.5 KC, montrant des zones d'éboulements en masse.....	209
112 - Profil L3, contact de la zone perturbée par les glissements et des sédiments faillés du glacis.	209
113 - Diagramme lithologique (zone 1).....	211
114 - Log lithologique de KR 17.....	213
115 - Faciès granulométrique, zone 1.....	214

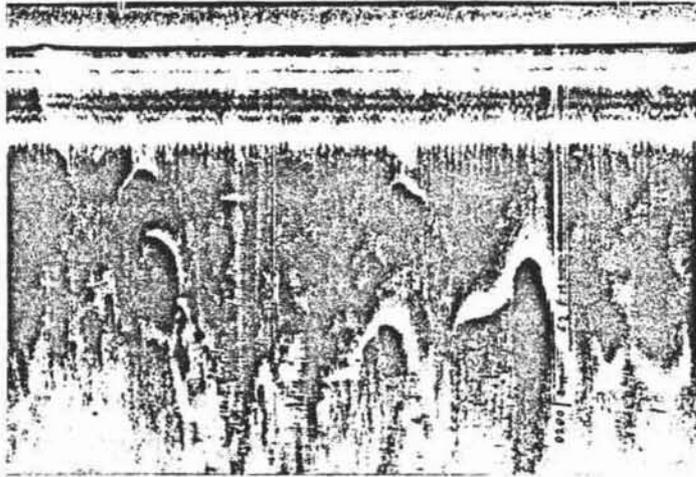
	Page
116 - Diagramme lithologique, zone 2.	215
117 - Log lithologique de KR 11.	217
118 - Faciès granulométrique, zone 2.	218
119 - Diagramme lithologique, zone 3.	219
120 - Log lithologique de KR 20.	221
121 - Faciès granulométrique, zone 3.	222
122 - Carte bathymétrique, zone 4.	223
123 - Diagramme lithologique, zone 4.	222
124 - Log lithologique de KR 51.	225
125 - Faciès granulométrique, zone 4.	226
126 - Carottes Kullenberg étudiées par GROUSSET.	227
127 - Taux de sédimentation Holocène supérieur des carottes étudiées par GROUSSET.	227
128 - Diagramme lithologique des zones 1 à 4.	227
129 - Pourcentage de Foraminifères pélagiques, en fonction des teneurs en carbonate de calcium dans les zones 1 à 4.	229
130 - Diagramme CaCO ₃ , carbone organique des zones 1 à 4.	229
131 - Débits liquides de la Loire de 1864 à 1977.	237
132 - Débits liquides (1953 à 1975) et solides (1953-1968) de la Loire et variations de l'activité solaire.	237
133 - Bassins versants tributaires du Golfe de Gascogne.	239
134 - Situation dans l'abaque de BONNEFILLE des sédiments de surface des différentes zones étudiées sur le plateau.	243
135 - Banc accidenté de dunes sableuses au voisinage de la rupture de pente du plateau continental.	243
136 - Distribution schématique des transports sédimentaires sur les marges Celtique et Armoricaire.	245
137 - Cascading au voisinage de la rupture de pente du plateau.	247
138 - Figures sédimentaires liées au transport, dans les domaines bathyaux et abyssaux.	247
139 - Diagramme des vitesses d'érosion et des vitesses de chute pour les particules de dimension comprise entre 1 μ et 8 mm.	249
140 - Diagramme d'érosion simplifiée et distribution des vitesses maximums de courant observées en milieu abyssal.	249
141 - Diagramme température-salinité au voisinage de la Ride Aegis (A. VANGRIESHEM, sous presse)..	255
142 - Distribution texturale des sables de la Ride Aegis et des sables de la Pierre Noire (Baie de Morlaix).	255
143 - Schéma des interactions hydrodynamiques, biologiques et sédimentaires à l'interface eau-sédiment. ²⁵⁷	
144 - Hodographe intègre et distribution des vitesses de courant (intégréées sur une heure) point NEADS 7.	259
145 - Modèle théorique d'évolution de la sédimentation sur les plateformes continentales.	263
146 - Log lithologique et stratigraphique des forages du Leg 48.	275
147 - Bilan sédimentaire au site 402.	277
148 - Bilan sédimentaire au site 401.	279
149 - Bilan sédimentaire au site 400.	hors texte
150 - Comparaison des bilans sédimentaires.	283
151 - Evolution des paramètres du paléoenvironnement au site 400.	283

	Page
152 - Paléogéographie du Würm 3 (d'après GROUSSET, 1977 ; MOLINA-CRUZ et THIEDE, 1971).....	293
153 - Forages au Nord de la Rade de Brest.....	295
154 - Forages dans l'Anse du Fret.....	295
155 - Log lithologique et stratigraphique de la carotte CH 66 et KS 16.....	299
156 - Radiale de carottage au pied de la Marge Armoricaïne.....	301
157 - Log lithologique et densimétrie des carottes CH 58 - 01 - 02 et 03.....	302
158 - Diagramme de PASSEGA de différents types de sédiments de la marge.....	303
159 - Extension possible d'un glissement en masse au pied de la Marge Armoricaïne.....	305
160 - Taux de sédimentation au Würm 3.....	303
161 - Taux de sédimentation en fonction des paléop profondeurs dans l'Atlantique Nord depuis le début du Cénozoïque (d'après THIEDE, 1980 et THIEDE et al., 1980).....	303
162 - Variations du niveau marin et fluctuations des taux de sédimentation du Cénozoïque (forages du leg 48).....	315
163 - Variations du niveau marin et fluctuation des taux de sédimentation au Pléistocène terminal.	319
164 - Modèle théorique de la sédimentation sur les marges continentales.....	325

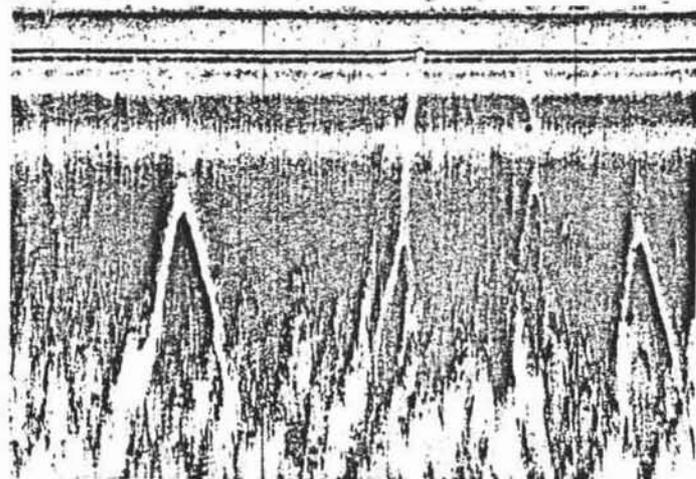
LISTE DES TABLEAUX

	Page
1 - Classification des sédiments.....	5
2 - Technique d'évaluation des principaux composants des sédiments.....	23
3 A et B - Processus sédimentaires et dépôts associés.....	63-64
4 - Débit des fleuves tributaires de la Rade de Brest.....	77
5 - Indices de stratifications en étiage.....	91
6 - Indices de circulation en étiage.....	91
7 - Nombre d'estuaires en étiage.....	92
8 - Indices de stratification en crue.....	93
9 - Indices de circulation en crue.....	93
10 - Nombre d'estuaires en crue.....	94
11 - Volume d'eau douce et tonnage en suspension inclus dans les eaux de la rade en étiage et en crue.....	97
12 - Résultante des courants de fond et comparaison des vitesses de frottement maximums aux postes G, 1, E, 5 et 2 avec les vitesses critiques d'érosion.....	121
13 - Vitesses de frottement en flot et en jusant, en morte eau et vive eau.....	125
14 - Caractéristique des courants au Pont de la Corde sur la Ria de la Penzé, en fonction du coefficient de marée.....	133
15 - Lithologie des sables de la Pierre Noire.....	141
16 - Vitesse critique d'érosion des sédiments aux stations U, V, X et Y.....	149
17 - Nombre de REYNOLDS, pour les dimensions 150 μ et 630 μ et les vitesses de 20 et 30 cm/s.....	149
18 - Déplacements virtuels en flot et en jusant et résultantes aux points U, V, X, Y, W, Z, 7028 et 7029.....	149
19 - Lithologie des sédiments de la zone pré littorale côtière.....	163
20 - Vitesses maximums des courants de marée et vitesses critiques d'érosion dans la zone pré littorale côtière.....	165
21 - Evaluation des vitesses critiques d'érosion pour les trois populations granulométriques.....	169
22 - Lithologie des sédiments dans la zone pré littorale du large.....	178
23 - Vitesses maximums des courants de marée et vitesses critiques d'érosion.....	181
24 - Evaluation des vitesses critiques d'érosion dans la zone pré littorale du large.....	181

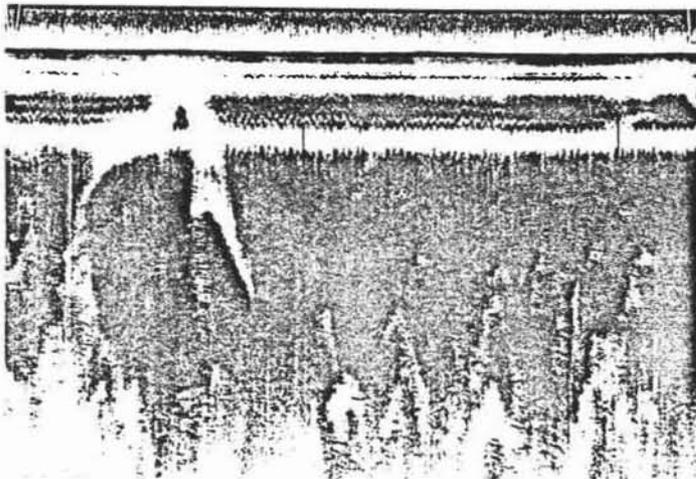
25 - Vitesses maximums liées à la conjugaison des courants de marée et de l'agitation due à la houle.	181
26 - Lithologie des sédiments de la plateforme interne Nord-Armoricaine.	183
27 - Lithologie des diverses fractions granulométriques des sédiments de la plateforme interne Nord-Armoricaine.	185
28 A et B - Identification des prélèvements de surface.	205-206
29 - Lithologie des sédiments de la zone 1.	211
30 - Lithologie des sédiments de la zone 2.	215
31 - Lithologie des sédiments de la zone 3.	219
32 - Lithologie des sédiments de la zone 4.	223
33 - Caractéristiques moyennes des sédiments des zones 1 à 4.	233
34 - Agitations maximums liées au courants de marée et à la houle sur le plateau continental en Manche et dans le Golfe de Gascogne.	241
35 - Intensité maximum des transports sableux au Sud de la Manche Occidentale.	241
36 - Corrélation entre indices d'hydrodynamisme et vitesses du courant.	253
37 - Paramètres texturaux et indices hydrodynamiques des sédiments des zones 1 et 2.	253
38 - Lithologie des sédiments du forage 402.	277
39 - Lithologie des sédiments du forage 401.	279
40 - Lithologie des sédiments du forage 400.	281
41 - Paramètres texturaux des sédiments de la marge.	304
42 - Caractéristiques des régimes oligotaxiques et polytaxiques.	319



PL. 1 A - P1

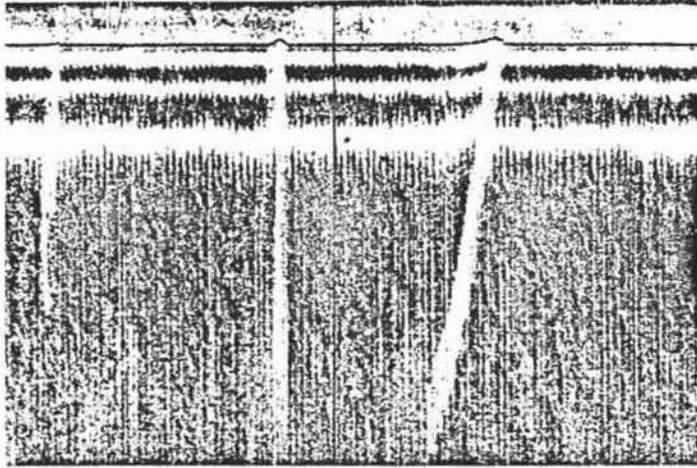


PL. 1 B - P2

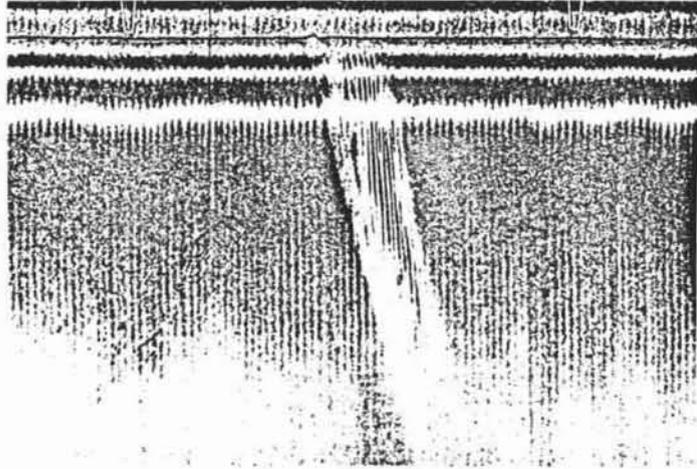


PL. 1 C - P3

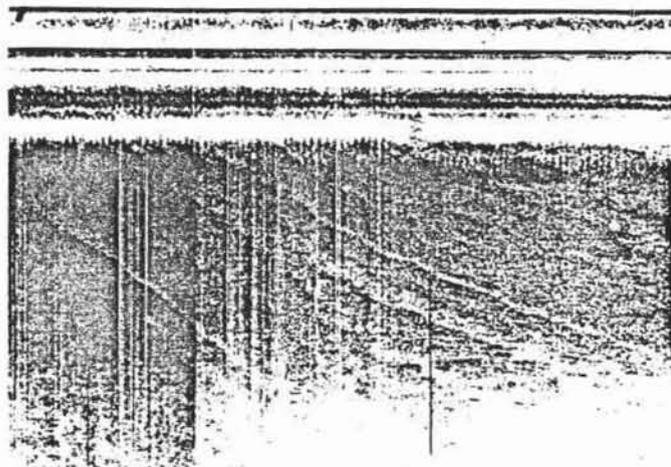
*Enregistrement National Institute of Oceanography
(Wormley, Grande-Bretagne).*



PL. 2 A - P4

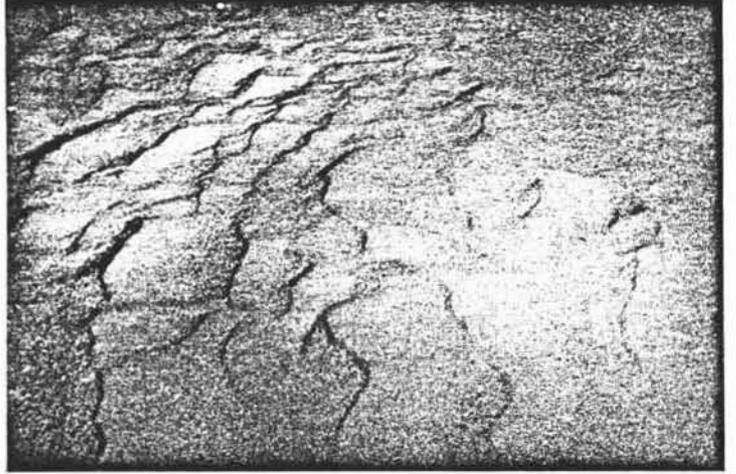


b P5



PL. 2 C - P6

1. Station biologique de Roscoff.
Point Y. Fond de sable fin (mode
150 μ) accidenté de rides asy-
métriques (sous-faciès à *Abra*
prismatica et *Glycymeris glycy-*
meris) (longueur d'onde 30 à
50 cm, amplitude : 5 à 10 cm ?).



2. Station biologique de Roscoff.
Point 7029. Fond de sable grossier
(limite du faciès à *Venus fasciata*
et du sous-faciès à *Abra prismati-*
ca et *Glycymeris glycymeris*). On
remarque la présence de nombreuses
coquilles de Pétoncles (*Glycymeris*
glycymeris). A l'arrière-plan un
nuage de particules en suspension
est mis en évidence par la diffu-
sion de la lumière.



3. Station biologique de Roscoff.
Point 7028. Faciès à *Abra alba* et
Corbula gibba, sous-faciès à
Hyalinoecia bilineata.



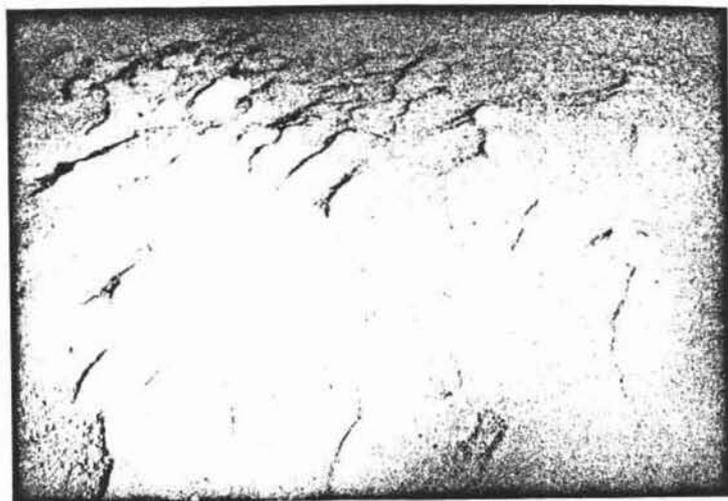


PHOTO 4 -



PHOTO 8 -



PHOTO 11 -

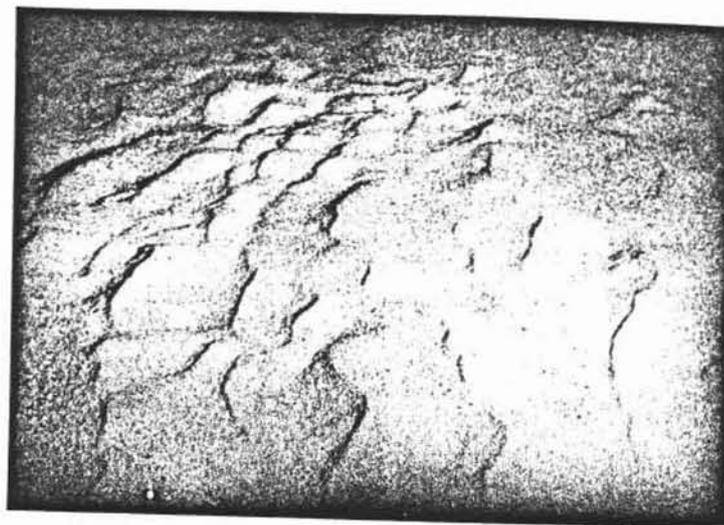
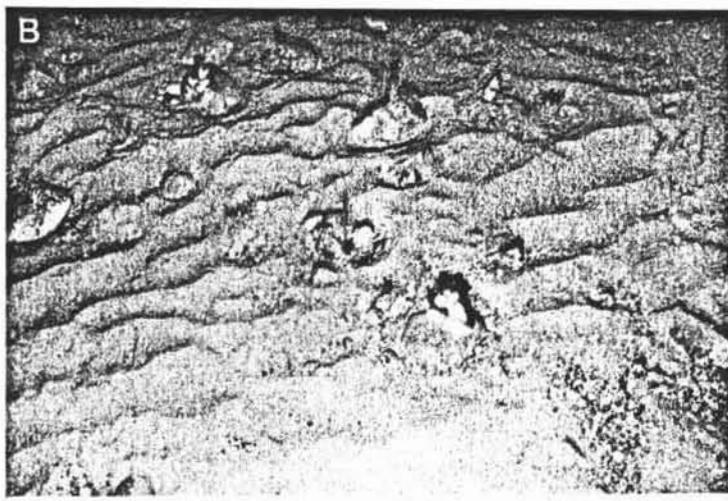
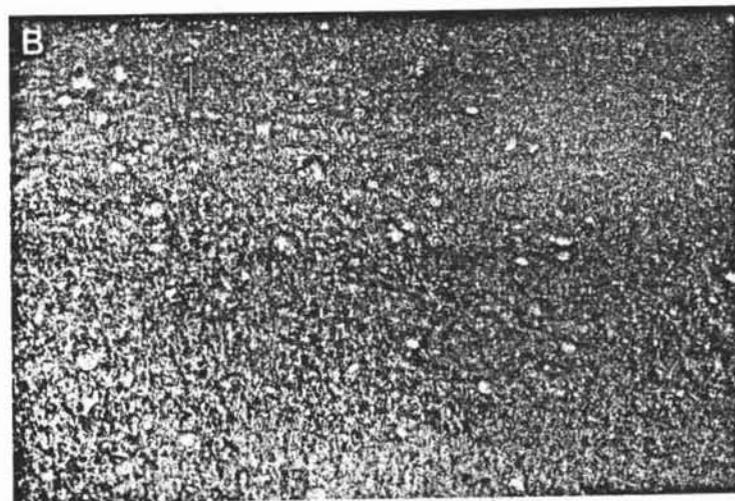
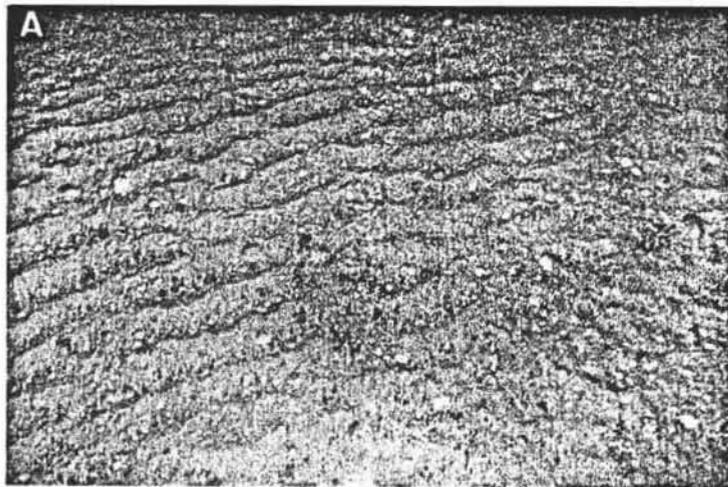
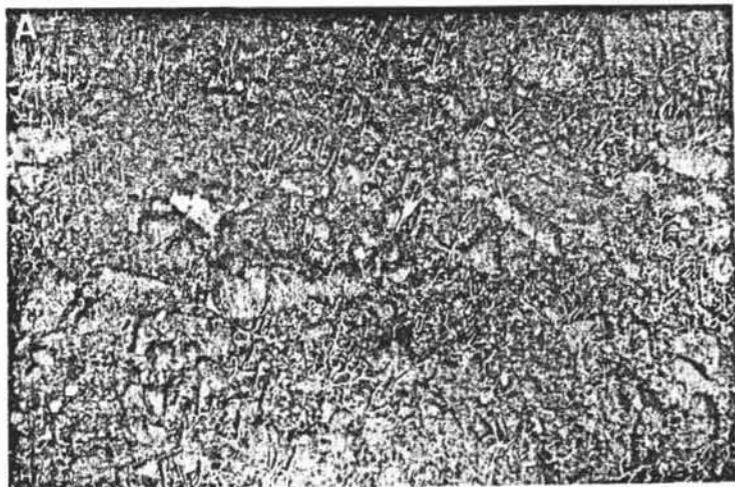


PHOTO 28

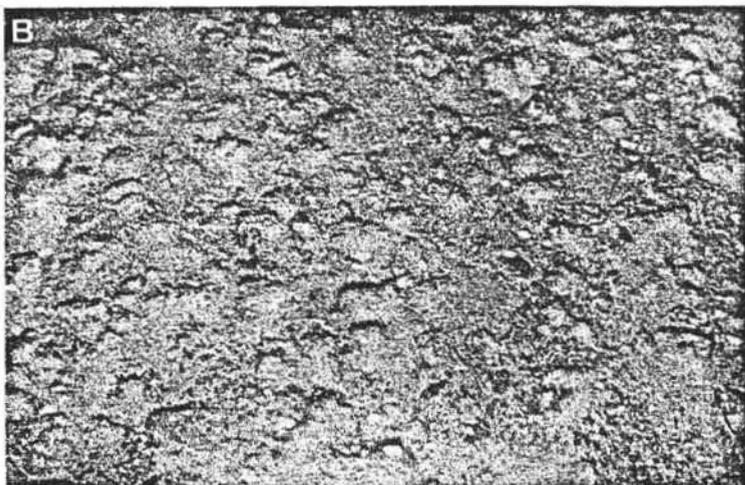
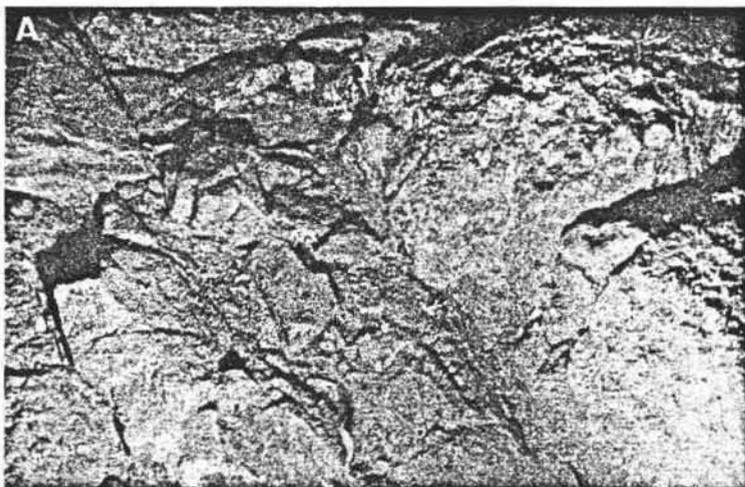


- A. Station P 486 : 48°50'11"N ; 03°52'36"W. Sonde : 71 m.
Cailloutis et graviers, au S.E. du Trezen Vraz. Les
Ophiures (*Ophiothrix fragilis*) sont relativement
clairsemés. Sur les cailloux : *Alcyonium digitatum*.
26 août 1966, 10 h 54 (TU + 1).
- B. Station P 483 : 48°51'25"N ; 03°53'35"W. Sonde : 74 m.
Fonds sablo-graveleux du Trezen Vraz.
26 août 1966, 10 h 32 (TU + 1).
(largeur approximative du champ : 2 m).

- A. Station P 485 : 48°50'34"N ; 03°52'57"W. Sonde : 71 m.
Fonds sablo-graveleux à *Venus fasciata* de la bordure
orientale du Trezen Vraz.
26 août 1966, 10 h 47 (TU + 1).
- B. Station P 481 : 48°52'22"N ; 03°54'13"W. Sonde : 75 m.
Cailloutis ensablés, dans le secteur Nord du Trezen
Vraz. Epifaune : *Alcyonium digitatum*, *Stelligera*
stuposa (?) etc.
26 août 1966, 10 h 17 (TU + 1).
(largeur approximative du champ : 2 m).

Prélittoral côtier - clichés L. Cabioch

A. Station P 84 : $48^{\circ}47'12''N$; $03^{\circ}55'02''W$. Sonde : 63 m.
Fonds rocheux à 3,5 miles au N. des Duons.
26 juin 1965, 9 h 32 (TU + 1).



B. Station P 153 : $48^{\circ}46'31''N$; $03^{\circ}59'17''W$. Sonde : 57 m.
Fonds caillouteux ("head" ?) sur le socle paléozoïque,
avec trainées de sable (faciès d'épifaune à *Sabellaria*
spirulosa). N.-N.-E. de l'île de Batz.
28 juin 1965, 15 h 43 (TU + 1).
(largeur approximative du champ : 2 m).

Prélittoral du large - clichés L. Cabioch

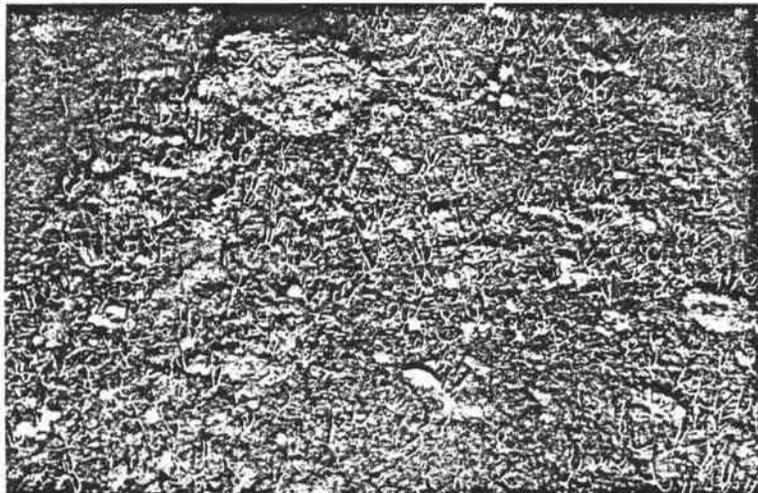


Photo 374 -



Photo 428 -

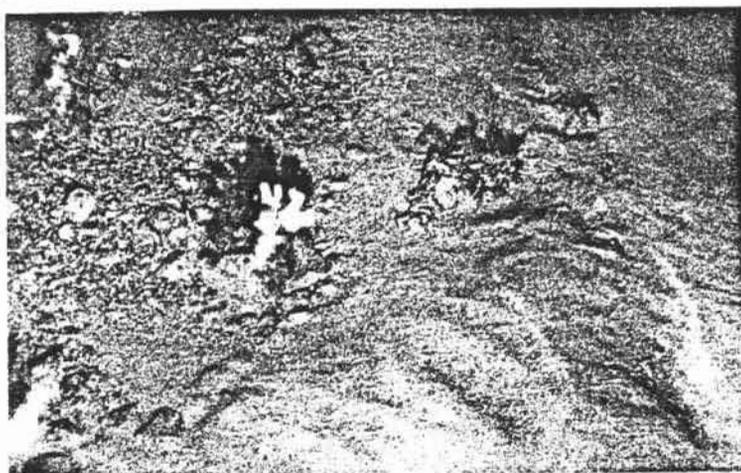


Photo 430 -

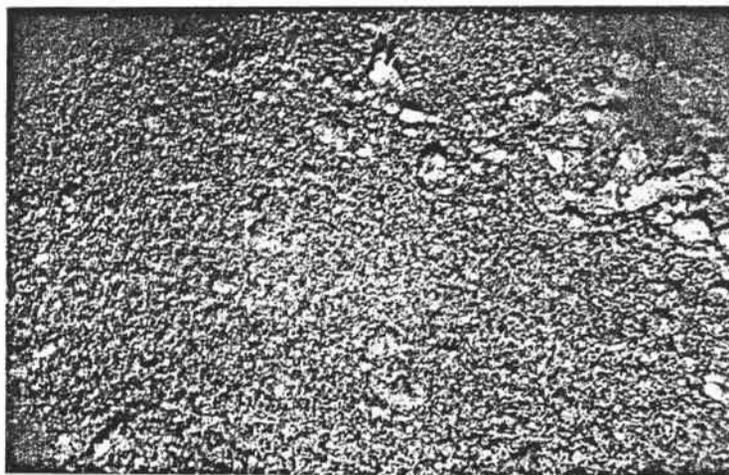
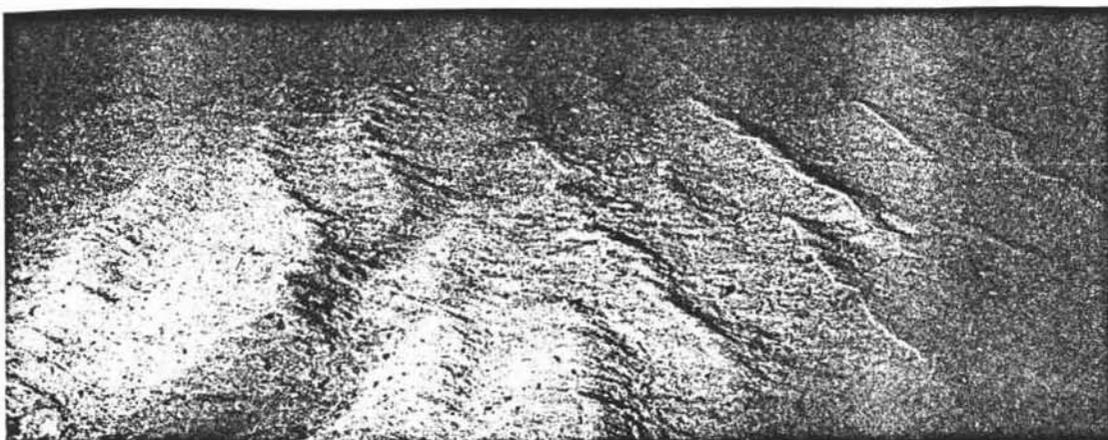
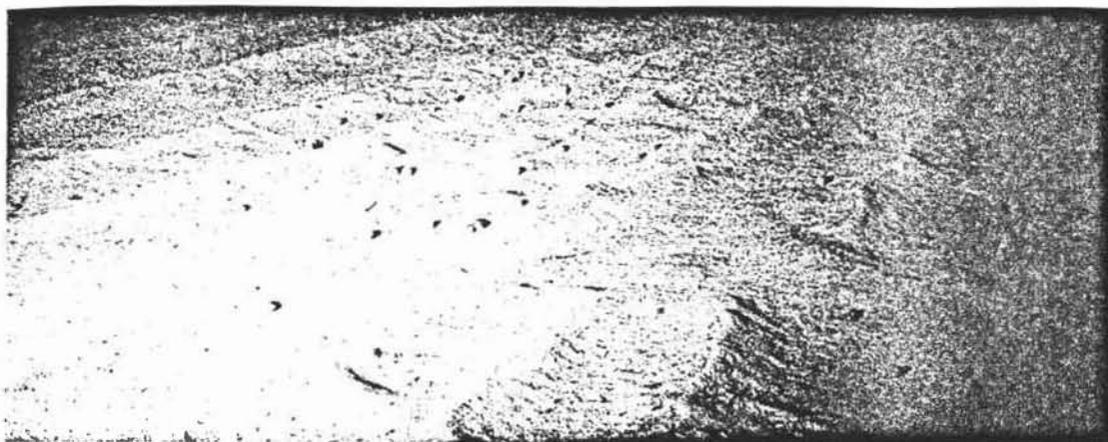
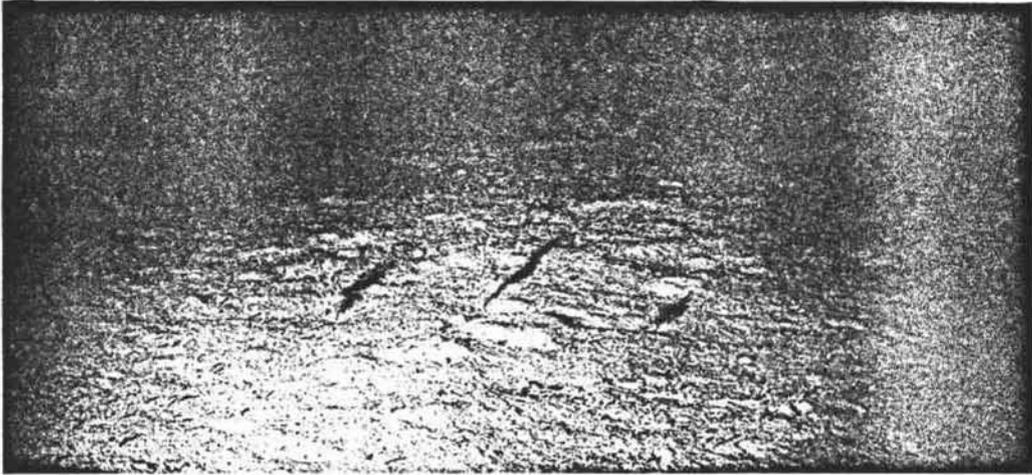


Photo 436 -

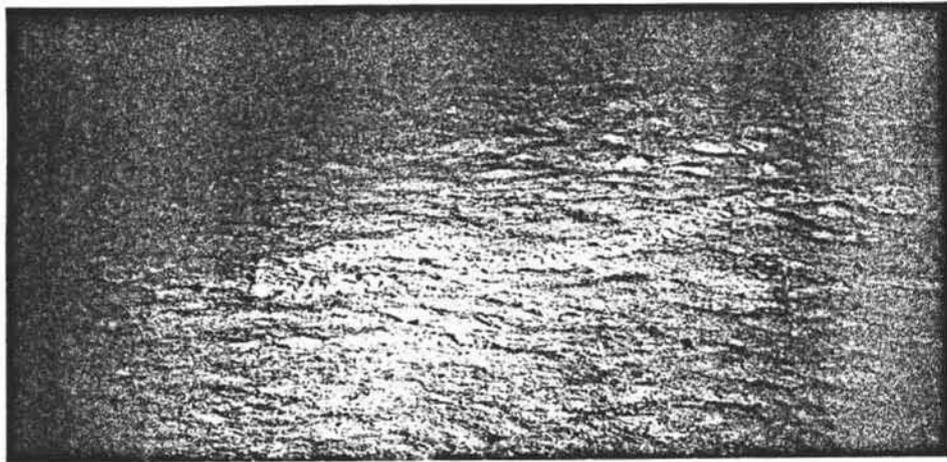


Polygas TR 03 - zone 2 - Fond de sable ridé à Pteropodes et Rhizopodes (en cours de transport voir les deux photos du bas prise alors que la trofka était immobile).

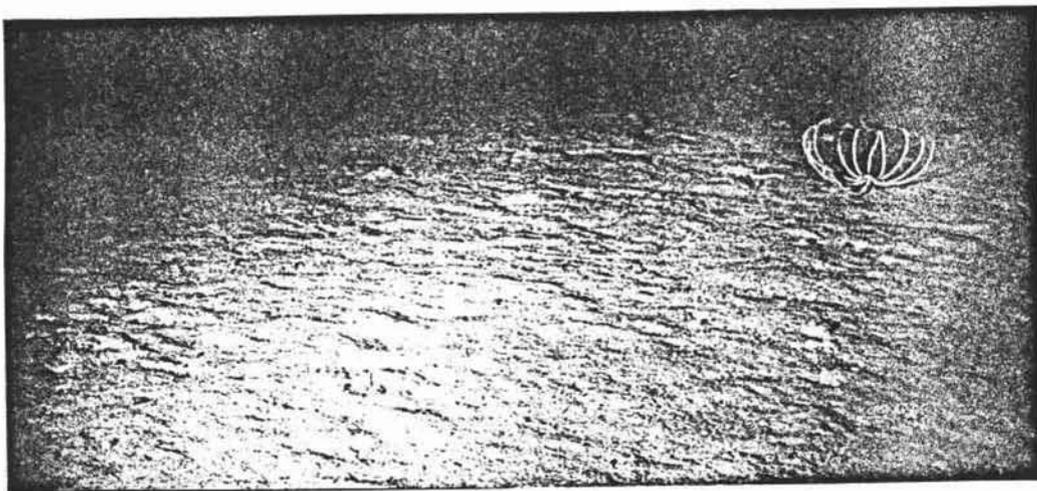
(clichés COB (Département scientifique - Programme BIOGAS).



Polygas TR 01 - zone 1 - Fond à Acanella



Polygas TR 04 - zone 3 - Piste d'organismes



Polygas TR 04 - zone 4 - Brisingidés