

Université de Caen

Laboratoire de Géologie Marine



LE GOLFE NORMAND-BRETON:

SYNTHESE SEDIMENTOLOGIQUE

* * * * *

CONTRAT CNEXO 81/6646



C.Larsonneur

Responsable scientifique

et

P.Walker
Collaborateur

Université de Caen

Laboratoire de Géologie Marine



LE GOLFE NORMAND-BRETON:

SYNTHESE SEDIMENTOLOGIQUE

* * * * *

CONTRAT CNEXO 81/6646



C.Larsonneur

Responsable scientifique

et P.Walker
Collaborateur

I N T R O D U C T I O N

Le Golfe normand-breton constitue la partie sud-est de la Manche occidentale. Il est limité à l'Ouest par une ligne allant de l'île de Bréhat au cap de la Hague et passant à l'Ouest des îles anglo-normandes (fig. 1). A l'Est, le littoral du Cotentin s'étend sur près de 130 km tandis que les baies de Saint-Brieuc, de Saint-Malo et du Mont Saint-Michel constituent l'essentiel de la partie méridionale du golfe. Sa superficie est d'environ 10 000 km², sa profondeur souvent faible, ne dépasse pas 60 m. Les fonds sont souvent irréguliers, accidentés de basses et d'écueils, notamment à l'approche des îles, des archipels ou des caps.

L'objectif est ici de faire la synthèse des différents travaux concernant la nature et la répartition des sédiments dans le golfe; il est également de faire le point sur les connaissances relatives à la dynamique sédimentaire. Auparavant, les principaux traits de la morphologie, de la géologie et de l'hydrologie seront rappelés.

-°-°-°-°-°-°-°-

C H A P I T R E I

LE CADRE GÉOLOGIQUE, MORPHOLOGIQUE, HYDROLOGIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

A. LE CADRE GÉOLOGIQUE

La carte géologique de la Manche au 1/1 000 000 (extrait fig. 2) fait la synthèse des données acquises par de nombreux auteurs, principalement Dangeard (1928), Graindor (1957), Curry (1960), Boillot (1964), Hommeril (1967), Larssonneur (1971), Fily (1972), Andreieff et Lefort (1972), Boillot et al. (1972), Lefort (1970 et 1976), Lefort et Deunff (1974).

Les informations proviennent de prélèvements par dragages ou carottages et de l'interprétation de profils d'enregistrement sismique réflexion.

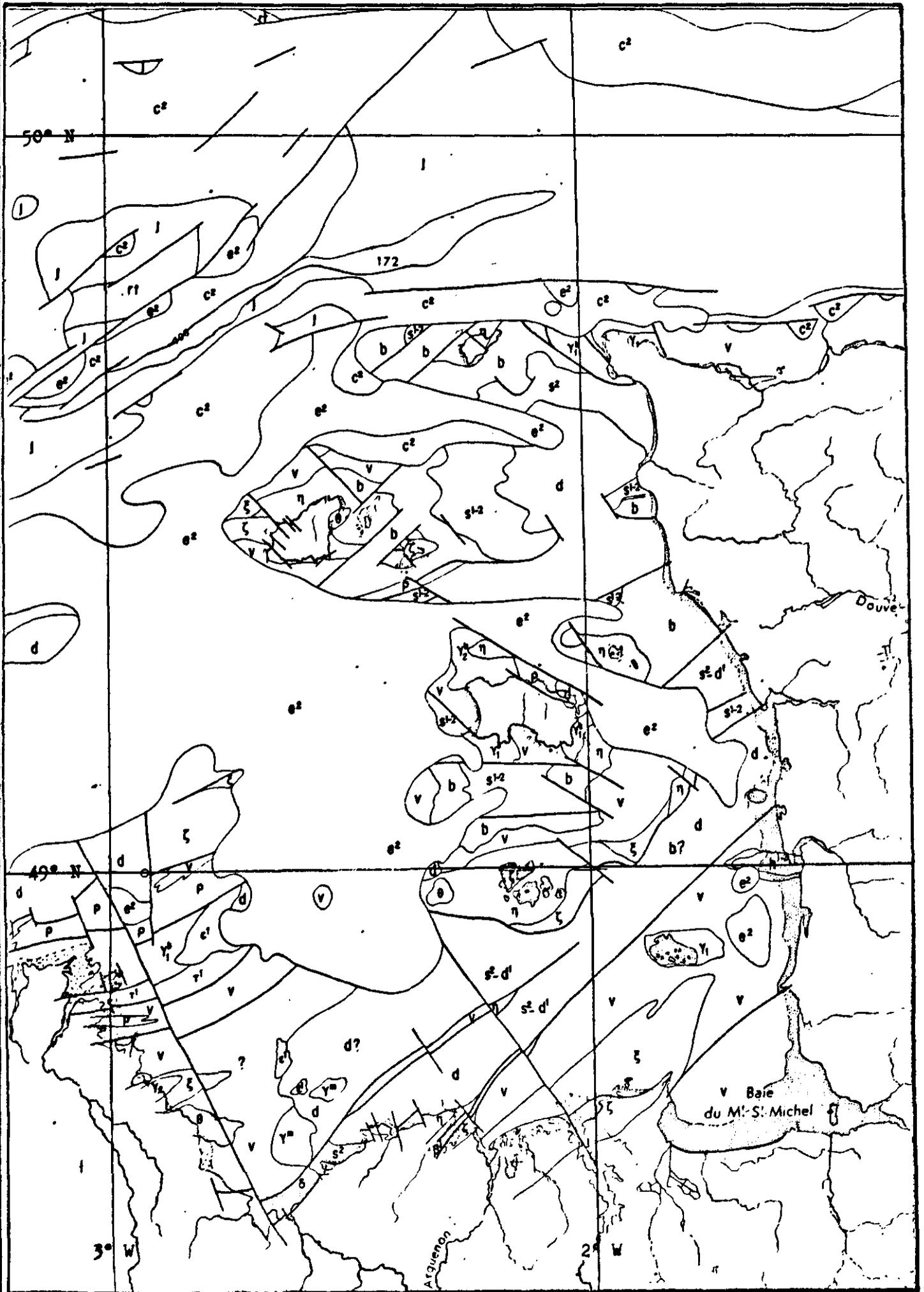
En prolongement du socle armoricain émergé, le substrat du golfe normand-breton est constitué de terrains anté-cambriens ou paléozoïques, plissés, métamorphisés et localement percés d'intrusions de roches endogènes. Vers le large, des formations crétacées et éocènes viennent reposer en discordance sur le socle ancien.

La connaissance lithologique du bed-rock apporte des enseignements sur l'origine du matériel terrigène, surtout grossier.

A.1. Le SOCLE ANTEHERCYNIEN (fig. 3)

La partie septentrionale du golfe normand-breton est en majeure partie constituée par le synclinal de Siouville, d'âge hercynien et à coeur de Dévonien. Aux flancs nord et sud de cette unité, affleurent des orthogneiss granitiques ou granodioritiques d'âge pentévrien (cap de la Hague, Aurigny, Guernesey, Serk) et des granites cadomiens (Bouysse et al., 1980; Doré, 1977). La granodiorite intrusive de Flamanville, d'âge sudète, s'est mise en place sur le bord méridional du synclinal de Siouville; elle est bordée par une auréole de cornéennes calciques (Doré, 1977).

Fig. 2 - LE GOLFE NORMAND-BRETON: CADRE GEOLOGIQUE



LEGENDE : Fig. 2

Formations sédimentaires

e ²	Eocène supérieur
c ²	Crétacé supérieur
c ¹	Crétacé inférieur
j	Jurassique indifférencié
r ¹	Permo-Trias
h ¹⁻³	Carbonifère
d	Dévonien indifférencié
s ² d ¹	Siluro-Dévonien
s ¹ z	Siluro-Ordovicien
b	Cambrien
v	Briovérien

0 10 20 km

Formations métamorphiques et plutoniques

ξ	Micaschistes
ζ	Gneiss
δ	Amphibolites
γ ₁ γ ₁ ^a	Granite précambrien Granite précambrien à biotite
γ ₂ γ ₂ ^a	Granite paléozoïque Granite paléozoïque à biotite
γ ^a	Granite à muscovite
η	Diorites, diorites quartziques, granodiorites
θ	Gabbros

Formations volcaniques

ρ	Rhyolites
	Primaire et Précambrien
τ ¹	Trachytes et trachy- andésites
β ¹	Basaltes (Spilites)
ε ¹	Dolérites, diabases

Au Sud du synclinal, les schistes et grès du Paléozoïque sont largement représentés avec successivement du Nord au Sud :

- les grès dévoniens à Platyorthis monnieri,
- les schistes et quartzites de la série compréhensive carado-gédinienne,
- les schistes et grès de Carteret, les schistes et calcaires de St-Jean de la Rivière, les schistes et grès de la Feuillie, d'âge Cambrien.

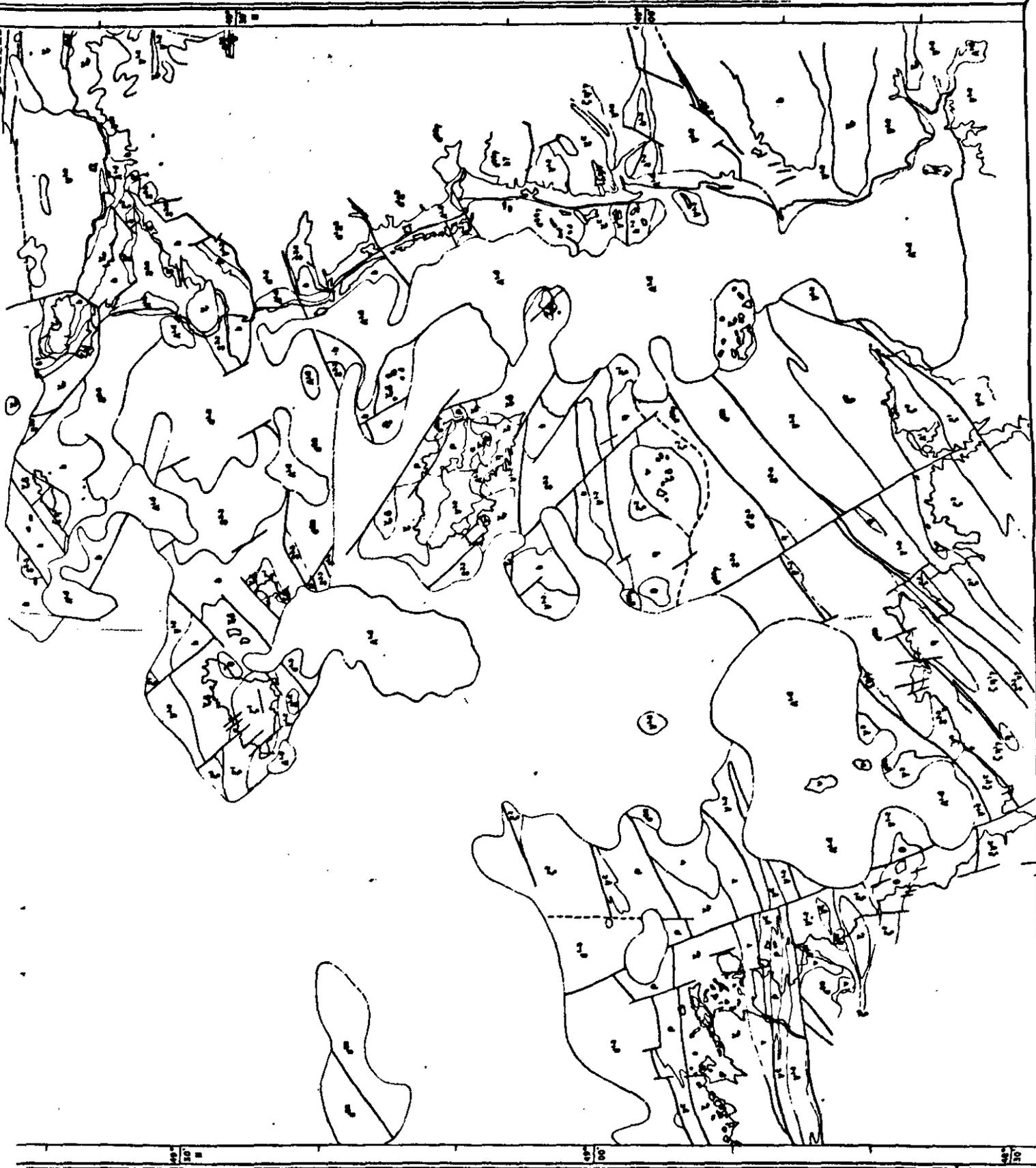
Le Briovérien domine dans la partie sud-est du golfe :

- spilites et kéraatophyres de Montsurvent, d'âge Briovérien inférieur,
- diorite de Coutances,
- schistes et grès de la série de St-Pair (Briovérien moyen),
- flysch de la série de Granville (Briovérien supérieur),
- gneiss et micaschistes du massif de Saint-Malo formés aux dépens de roches briovériennes durant l'orogénèse cadomienne.

Ces formations antécambriennes ont été injectées par des plutons granodioritiques intrusifs cadomiens : granite de Chausey, granite de Carolles, et par des leucogranites cambriens : Mt-Dol, Mont-St-Michel.

Sur le littoral de la baie de St Brieuc ont été reconnues, d'Est en Ouest, les assises suivantes, :

- diorites cadomiennes de Fort-la-Latte (Vidal, 1976),
- vieux Grès rouges d'Erquy et du Cap Fréhel, d'âge dévonien (Lefort, 1976),
- spilites et kéraatophyres d'Erquy, dont la radiométrie a fourni un âge ordovicien (Vidal et al., 1971),
- amphibolites de Lanvollon et poudingue de Cesson du Briovérien inférieur, recouverts en discordance par la série turbiditique de Binic du Briovérien supérieur (Cogné, 1974),
- schistes et phtanites du Briovérien moyen (étage de Lamballe),
- gabbro - diorite de St-Quay,
- spilites de Paimpol et kéraatophyres de Tréguier mises en place au Briovérien supérieur (Auvray et Vidal, 1973),
- ignimbrites de Lézardieux, datées de 550 M.A.,
- granite monzonitique ou granodiorite de Perros-Guirec à Bréhat injecté au Briovérien moyen dans le Pentévrien (Auvray, 1979).



Terrains sédimentaires

A^d

Olmes et alluvions

n³

Carbonifère

d^{1,2,3}

Dévonien et faciès "Vieux grès rouges"

S^{2,3}

Silurien et Ordovicien supérieur et moyen et volcanites ordoviciennes

S¹

Ordovicien inférieur (grès amonites)

b

Combrien

v^{1,2}

Briovérien supérieur et moyen

v^c

Volcanites Briovériennes

Schistes cristallins

cycle cadomien

ξ²

Schistes soûlés

ξ¹

Micaschistes

ξ v^c

Amphibolites

ξ²

Gneiss des Roches Douvres et de S¹ Malo

ξ η²

Gneiss dioritiques

cycle pentévrien

ξ¹

Gneiss et amphibolites

ξ η¹

Gneiss dioritiques et diorites

Fig. 3

Le socle ancien (Lefort, 1976)

Roches intrusives

Y²

Microgranites

Y¹

Granites à muscovite et biotite

Y_v

Granites calca-alcalins à biotite

Y_v

Granites anciens (cadomiens)

Y, δ η

Différenciations granodioritiques et diorites cadomiennes

θ

Gabbros

p

Rhyolites

α τ

Andésites et trachytes

v

Porphyrites



Aux Roches Douvres, des gneiss et des micaschistes sont attribués au Briovérien inférieur ou moyen (Lefort, 1976).

Le Tréfonds de l'île de Jersey et de ses abords est constitué par des schistes et grès d'âge briovérien supérieur recoupés d'intrusions magmatiques cadomiennes à ordoviciennes et de montées volcaniques post-briovériennes (Lefort, 1976) :

- granite cadomien de la pointe des Corbières au Sud-Ouest et de la plature rocheuse de la pointe de la Roque au Sud-Est,
- rhyolites et andésites cambriennes au Nord-Est,
- granite de la pointe du Gros Nez, d'âge siluro-ordovicien, au Nord-Ouest.

Enfin, au Nord-Est de l'île, affleure le poudingue du Rozel daté, par comparaison avec d'autres faciès de type "Vieux Grès rouges" du Dévonien supérieur.

Aux Minquiers, Graindor (1957) a reconnu quatre groupes de roches auxquelles Lefort (1976) attribue un âge briovérien :

- des diorites au Nord et au Nord-Ouest,
- des gneiss au Nord-Ouest de l'îlot des Maisons,
- des granitoïdes au centre de l'archipel.
- une série gneissique au Sud-Ouest de la Maîtresse Ile.

Entre Jersey et Les Minquiers, un synclinal paléozoïque à coeur de Ludlowien a été reconnu (Lefort et Deunff, 1974). Plus au Sud, un grand synclinorium paléozoïque, orienté N 60, paraît chevauché par les formations gneissiques des Minquiers (Lefort, 1976).

A.2. La COUVERTURE POSTHERCVNIENNE

Elle repose en discordance sur le socle armoricain et affleure depuis les îles anglo-normandes jusqu'aux marges externes du golfe (fig. 2).

A.2.a. Les témoins mésozoïques

Des grès grossiers à ciment calcaire, des microbrèches recueillis au Nord et au Nord-Ouest d'Aurigny ont été attribués au Trias (Fily, 1972).

De son côté Hommeril (1967) a signalé la présence de pélites rouges (Permo-Trias ?) entre Serk et Jersey.

Le Jurassique est peu représenté. Les enregistrements sismiques montrent qu'il existe sous le Crétacé, au Nord de Guernesey, et qu'il pend vers le Sud; il est en contact par faille avec le socle (Boillot et al., 1971). A l'affleurement, des calcaires gris, argileux, du Lias ont été reconnus au Nord d'Aurigny (Fily, 1972) et des marnes grises du Bathonien supérieur et du Callovien ont été carottées au Nord-Ouest des Casquets (Andreiff et Lefort, 1972).

Au Nord-Est d'Aurigny, affleure également un calcaire crayeux à Bryozoaires attribué au Crétacé supérieur. D'autre part, des galets de craie ont été dragués à l'Ouest des Casquets, au Sud-Ouest d'Aurigny et au Nord-Ouest de Guernesey. La fragilité de ces blocs est telle, qu'il est impossible qu'ils aient subi un long transport (Fily, 1972). Des enregistrements sismiques montrent qu'au Nord de Guernesey, le Crétacé supérieur est discordant sur le Jurassique disloqué par des failles (Boillot et al., 1972). Un affleurement crayeux du Sénonien inférieur, reconnu en plongée, a été décrit par Graindor (1959) au Sud-Ouest de l'archipel des Chausey. Il est certain que la transgression sénonienne s'est largement étalée sur le golfe normand-breton.

A.2.b. Les dépôts cénozoïques

De nombreux témoins de la vaste transgression lutétienne ont été identifiés dans le golfe normand-breton, il s'agit de faciès calcaires grossiers, mal consolidés :

- Calcaires à algues mélobésiées et ciment calcitique crypto-cristallin,
- Calcaires bioclastiques à ciment calcitique cristallin.

Ces roches sont d'âge lutétien terminal, elles se rencontrent principalement aux abords de Jersey, au NW des Minquiers et au large de Guernesey (Bignot et al., 1968; Giresse et al., 1972).

Plusieurs gisements oligocènes sont connus autour du golfe normand-breton : dépôts saumâtres du Cotentin (Dangeard, 1951), argiles marines au Sud de la baie de St-Brieuc (Apostolescu et al., 1963). Des faciès saumâtres, carottés au Nord-Est du Trégor, ont également été attribués au Stampien (Andreiff et Lefort, 1972). Enfin, des faluns à Bryozoaires affleurent sur le littoral du Cotentin, à Gouville-sur-Mer, ils sont rapportés à l'Helvétien (Hommeril, 1967).

La Manche occidentale et le golfe normand-breton ont probablement été recouverts par la mer au cours du Plio-Pleistocène mais aucun témoin n'en a été retrouvé. Sans doute les dépôts mal consolidés ont-ils été remaniés durant les périodes froides, d'émersion, du Quaternaire

B. LE CADRE MORPHOLOGIQUE (fig. 4)

B.1. La MORPHOLOGIE COTIERE

Les côtes du golfe normand-breton présentent des aspects morphologiques très variés.

Le littoral ouest du Cotentin est formé d'une alternance de falaises taillées dans la roche ou dans les coulées de solifluxion (head) et de cordons sableux interrompus par des havres : havres de Carteret, Portbail, Surville, Lessay, Geffosses, Blainville, Regnéville, Bricqueville et Lingreville. Souvent des zones marécageuses se développent en arrière des massifs dunaires côtiers. Les secteurs rocheux sont plus développés au Nord : presque l'île de la Hague, pointe du Rozel, cap de Flamanville, falaises de Carteret, et plus discrets au Sud : pointes de Granville et de Champeaux.

Au Nord du cap de Carteret, les cordons sableux sont accrochés aux pointes rocheuses. Par contre, au Sud, leurs extrémités sont libres et déterminent des flèches qui s'allongent à l'entrée des havres. Ces derniers présentent la zonation classique des marais maritimes avec slikke et schorre ou herbu.

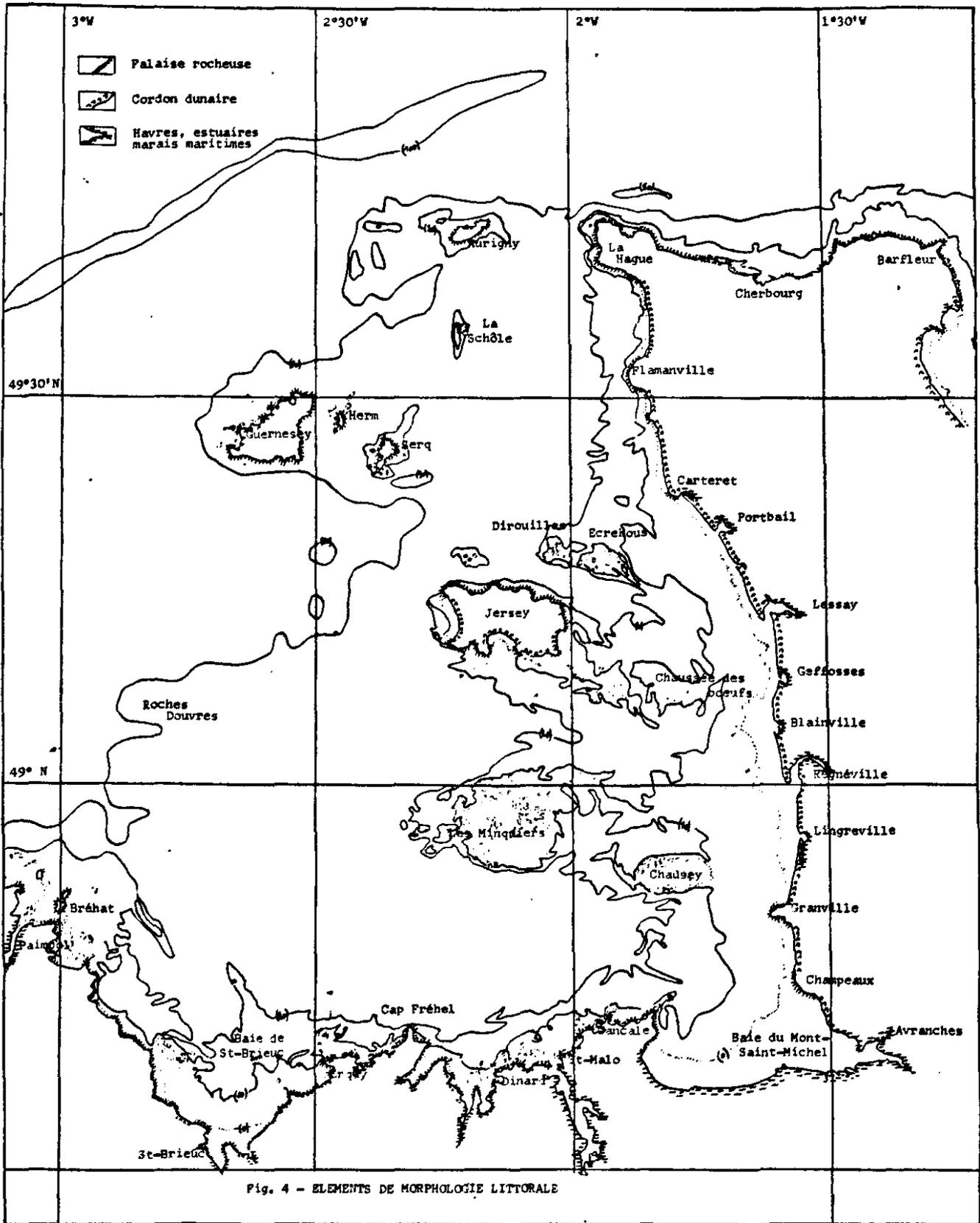


Fig. 4 - ELEMENTS DE MORPHOLOGIE LITTORALE

Dans l'angle formé par la Bretagne et le Cotentin, s'étend la baie du Mont-Saint-Michel, vaste cuvette régulièrement inclinée vers le Nord-Ouest. Au fur et à mesure de son comblement, les marais ont progressé au fond de la baie avant d'être mis en valeur et aménagés par l'homme. De larges surfaces ont ainsi été conquises sur le domaine maritime formant aujourd'hui de riches terres agricoles.

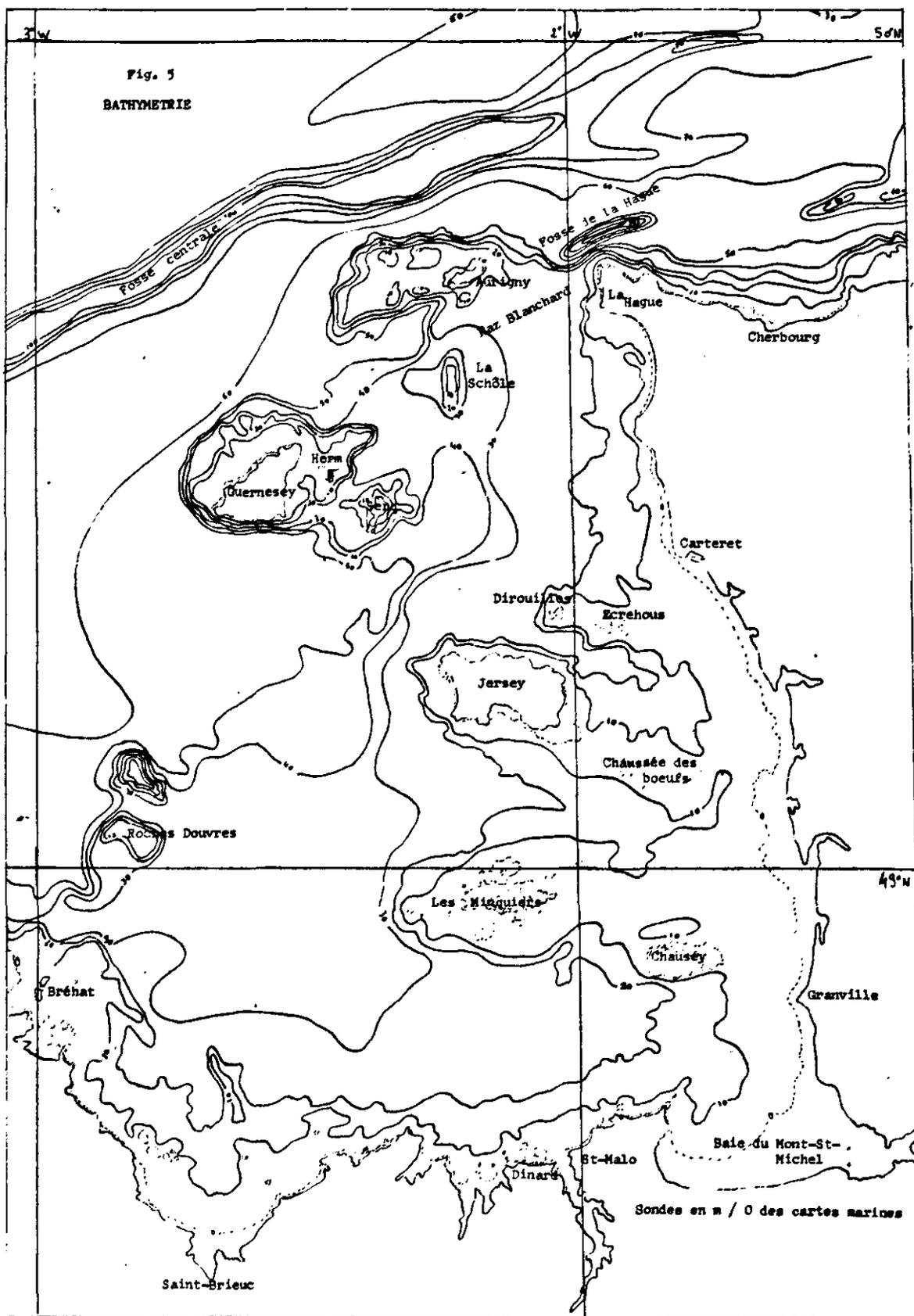
A partir de Cancale, la côte septentrionale de la Bretagne montre une succession de promontoires rocheux entre lesquels s'appuient des plages étroites. Au débouché des rias, se sont formées de petites baies plus ou moins comblées au cours de la transgression flandrienne : baies de Lancieux, Arguenon, La Fresnaye, anse d'Iffiniac. La côte est bordée par de nombreux îlots parfois reliés à la terre par des tombolos.

Les îles anglo-normandes présentent une morphologie assez simple avec falaises vives (Nord et Sud-Ouest de Jersey, Sud et Sud-Est de Guernesey, Sud-Ouest d'Aurigny, îles de Serk et de Herm) et baies inscrites entre des pointes rocheuses. Ces dernières sont bordées de cordons dunaires en avant d'une falaise morte (secteurs ouest et sud-est de Jersey, nord et nord-ouest de Guernesey, nord-est d'Aurigny).

Les archipels de Chausey et des Minquiers sont constitués par une multitude d'îlots affleurant à peine à pleine mer et qui forment de vastes plateaux rocheux à basse mer.

B.2. La morphologie sous-marine (fig. 5)

Le golfe normand-breton est une région de faibles profondeurs, toujours inférieures à 60 m. De vastes surfaces se situent entre - 20 et - 40 m tandis que l'isobathe - 10 m se détache largement du rivage dans les baies et surtout à l'Ouest du Cotentin où elle enveloppe les Ecrehous, Jersey, les archipels de Chausey et des Minquiers. Seule la dépression du Ruau, au Nord-Ouest de Jersey, augmente sensiblement la tranche d'eau dans cette zone.



Les fonds sont souvent monotones et faiblement inclinés vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Cette régularité est cependant troublée par de nombreux pointements rocheux à l'approche des îles ou des caps et par quelques bancs sableux : bancs des Casquets, de la Schôle, de la Hague, de la Catheue, de Paimpol; Great bank, bancs Fêlés notamment.

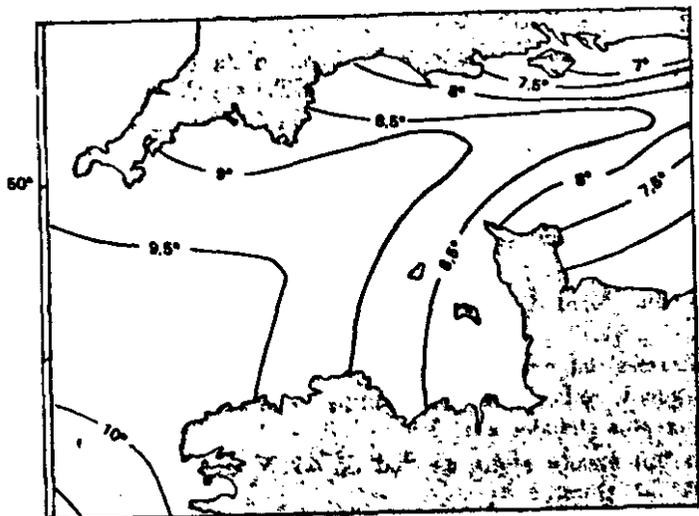
Ces bancs s'allongent parfois sur plusieurs kilomètres (7,5 km pour la Schôle par exemple (Quesney, 1982), ils reposent sur une surface horizontale antéflandrienne qu'ils dominent de 15 à 30 m. Ils sont généralement accidentés de grandes dunes hydrauliques et affectés de petites rides dissymétriques de courants (Hommeril, 1967; Retière, 1979; Quesney, 1982). La mise en place de ces bancs s'est faite au cours de la transgression flandrienne en liaison avec le régime très fort des courants de marée. C'est également cette forte énergie qui détermine de nombreuses zones de non dépôt où affleure le bed-rock localement recouvert de placages gravelo-caillouteux.

C. LE CADRE HYDROLOGIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

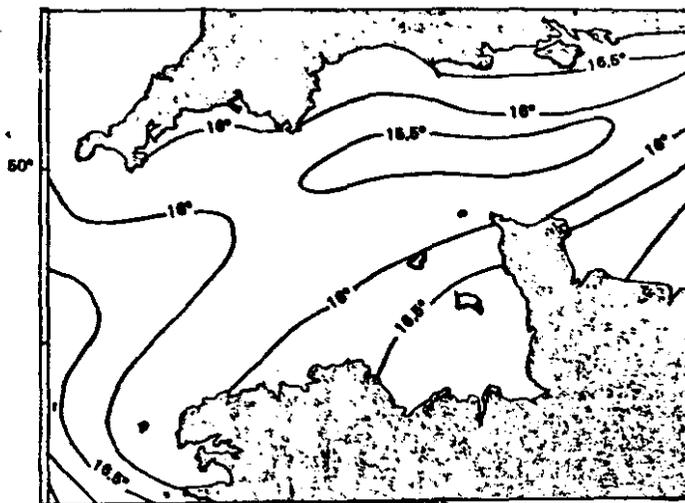
C.1. QUELQUES DONNEES HYDROLOGIQUES

C.1.a. Les températures

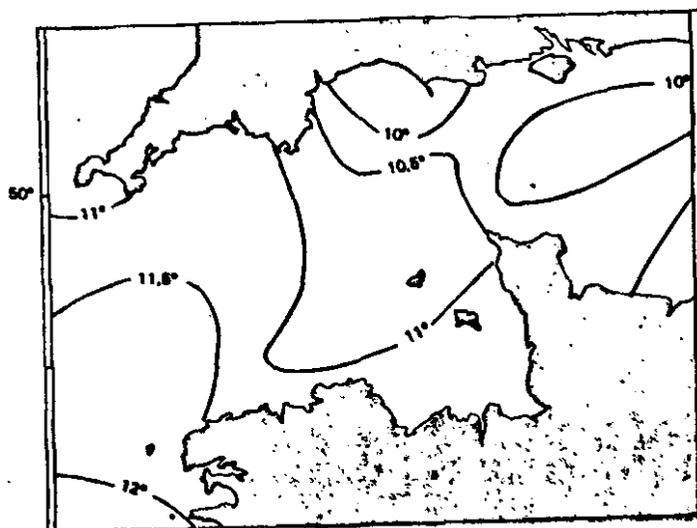
Les températures subissent de faibles variations au cours de l'année, de 8 à 16°C en moyenne dans la partie externe du golfe (fig. 6a-b-c-d). De plus, les températures de surface sont sensiblement identiques à celles du fond compte tenu de l'important brassage des eaux (fig. 6e). Le réchauffement estival se fait donc sur toute la tranche d'eau (Retière, 1979), sachant que l'été, la température augmente du Nord-Ouest vers le Sud-Est alors que c'est l'inverse l'hiver. Les eaux côtières sont donc légèrement plus froides l'hiver et plus chaudes l'été, les écarts s'amplifient du large vers la côte.



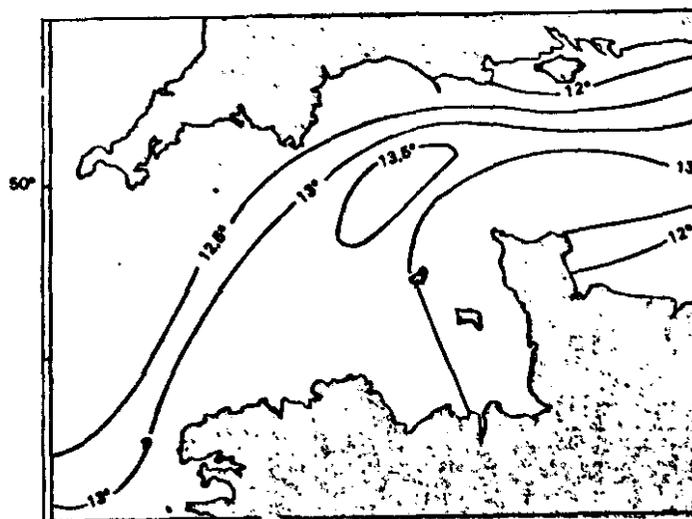
6a - Températures de surface en février



6c - Températures de surface en août

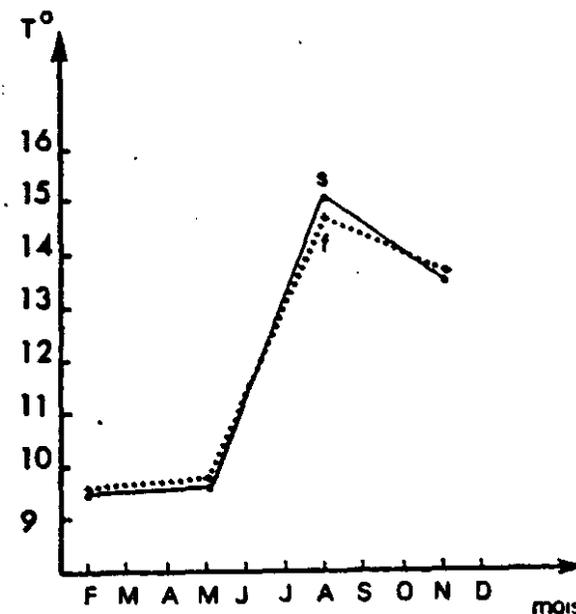


6b - Températures de surface en mai



6d - Températures de surface en novembre

Fig. 6 - Températures



6e - Variations saisonnières des températures de surface et de fond a point de coordonnées 49°29' N et 2°33' W.

C.1.b. Les salinités

Les salinités des eaux du golfe sont en moyenne de l'ordre de 35 ‰. Elles augmentent du Sud-Est vers le Nord-Ouest avec de très faibles variations saisonnières - les eaux semblent plus salées l'hiver (S.H.O.M., 1973).

C.2. QUELQUES DONNEES HYDRODYNAMIQUES

C.2.a. Les marées et les courants de marée

Les marées et les forts courants qu'elles engendrent jouent un rôle essentiel dans le golfe normand-breton. C'est là un point très important que nous ne développerons pas ici sachant qu'il est largement traité par ailleurs, dans le bilan des connaissances du golfe.

Soulignons seulement quelques points primordiaux pour l'étude de la couverture de sédiments meubles et de sa dynamique.

Le marnage, très élevé, varie de 9 m environ à l'entrée du golfe à 15 m dans la baie du Mont-Saint-Michel où s'observent des marées qui sont parmi les plus fortes du monde. Sur les côtes peu inclinées cela engendre de larges estrans soumis à deux marées par jour.

Les courants de marée, de flot et de jusant, atteignent souvent en vives eaux des vitesses supérieures à 2,5 noeuds, soit environ 1,25 m/s (fig. 7). Ils s'accélèrent localement pour dépasser 3 (abords de Jersey) et même 5 noeuds (Est de Guernesey), voire davantage (jusqu'à 10 noeuds dans le raz Blanchard). Les courants s'amortissent dans les baies et à l'approche de la côte du Cotentin. Il s'agit de courants alternatifs ou giratoires. Les courants sont également très violents dans les havres et les estuaires où ils sont chenalisés.

Les données disponibles concernent principalement des mesures près de la surface, les vitesses près du fond sont peu connues, ils semblent qu'elles ne soient pas très amorties. Nos connaissances sont nettement insuffisantes en ce domaine.

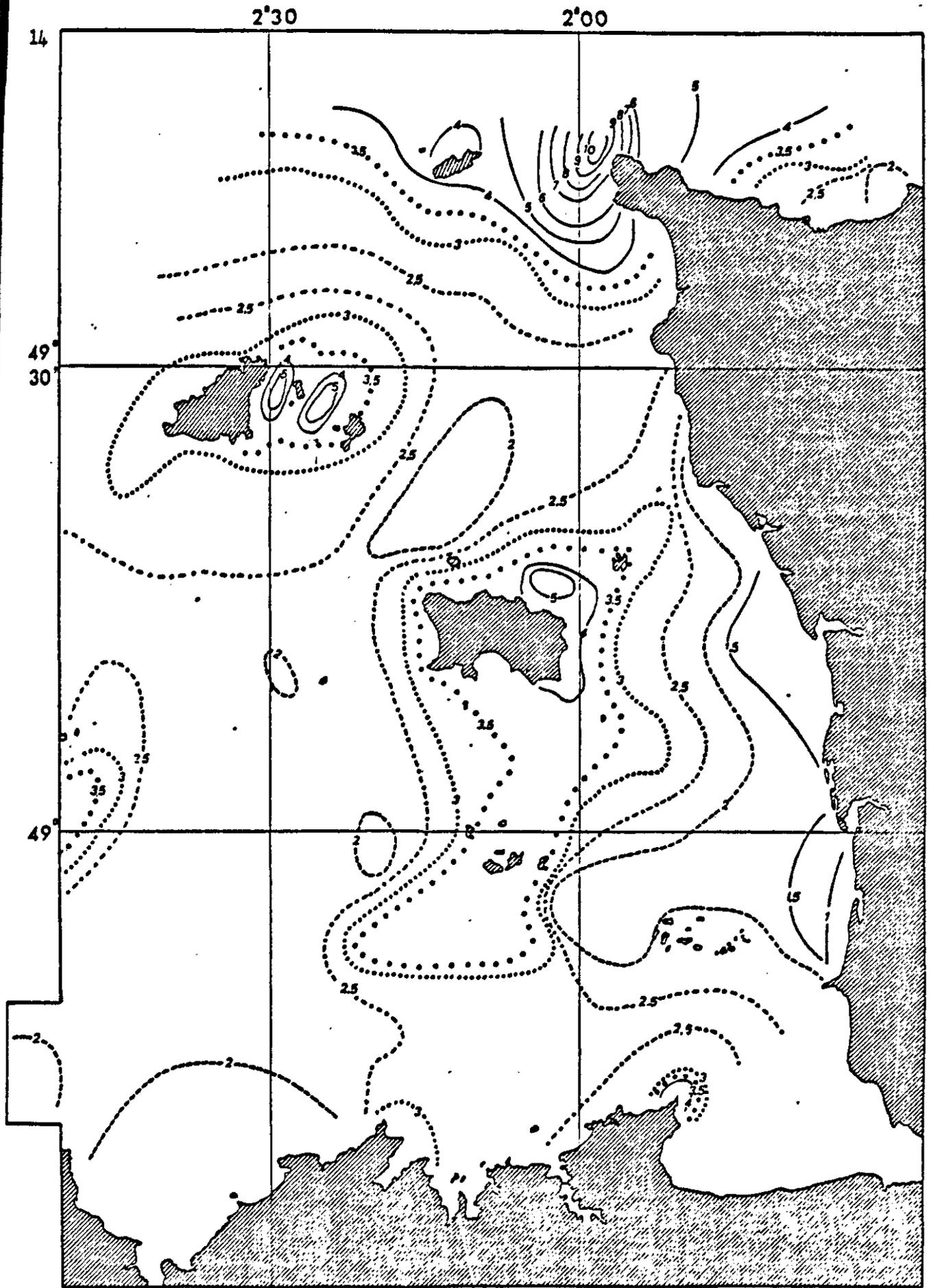


Fig. 7 - Distribution des vitesses maximales des courants de marée de vive-eau moyenne dans le golfe normand-breton. (In Rétière, 1979)

C.2.b. Les vents et les houles

C'est le second facteur déterminant sur la dynamique sédimentaire, il s'exerce principalement sur la frange côtière.

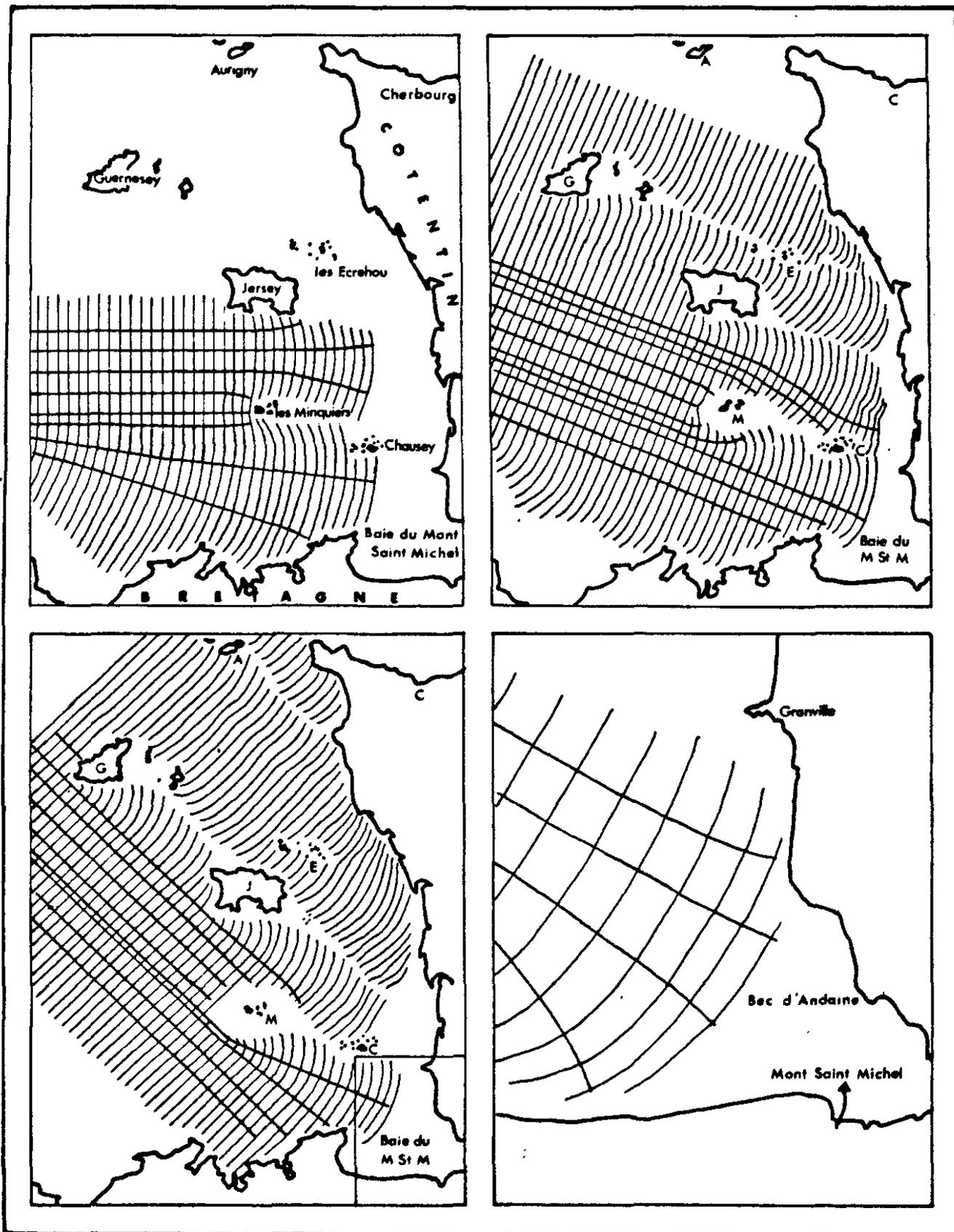
Dans la région, les vents les plus fréquents et les plus forts sont ceux d'Ouest et de Sud-Ouest, dans ces conditions, c'est la presqu'île du Cotentin qui est la plus exposée aux houles.

C'est à Flamanville qu'ont été observées les houles les plus fortes avec une hauteur maximum annuelle de 6,1 m (fig. 8); pour les houles décennales et centenaires les valeurs sont respectivement de 8,4 m et de 10,6 m (L.C.H.F., 1980). Les amplitudes s'atténuent rapidement vers le fond du golfe; à Granville, la hauteur maximum n'est plus que de 1,9 m.

Compte tenu de la géométrie côtière et de la morphologie sous-marine, l'orientation de la houle est primordiale quant à ses effets. Les houles de Sud-Ouest ont un fetch relativement court pour l'ensemble de la région considérée. Les houles d'Ouest perdent une grande partie de leur énergie par diffraction sur les nombreux îlots et hauts-fonds; la partie sud du golfe est d'ailleurs abritée vis à vis de ces houles. Ce sont les houles de Nord-Ouest qui pénètrent le plus profondément dans le golfe et qui occasionnent les mouvements sédimentaires les plus importants. Les plans de vagues établis par Le Bouteiller et Portugal (1973) illustrent ces faits (fig. 9).

La turbulence créée par la houle dépend non seulement de son amplitude mais également de la morphologie plus ou moins accidentée des fonds et de sa direction par rapport à celle des courants de marée. Lorsque le courant porte contre le vent, l'agitation de la mer croît rapidement et l'amplitude des vagues peut devenir élevée.

Au total, nos connaissances sont encore insuffisantes à ce sujet, elles doivent être améliorées sachant que c'est là un facteur essentiel pour la dynamique sédimentaire littorale.



Epures de propagation des houles d'ouest, d'ouest-nord-ouest, et de nord-ouest dans le golfe Normand-Breton et dans la baie du Mont-Saint-Michel, d'après Le Boutellier & Portugal (1973) et L.C.H.F. (1977).

Fig.9

C H A P I T R E II

NATURE ET RÉPARTITION DES SÉDIMENTS

Les sédiments du golfe ont été étudiés par divers auteurs, principalement depuis une vingtaine d'années. Il s'agit de matériel essentiellement détritique, d'origine terrigène ou biogène.

Cette double provenance confère une grande variété à la nature des dépôts. Avant d'étudier leur répartition, examinons les caractéristiques des deux fractions.

A. NATURE DES SÉDIMENTS

A.1. La FRACTION TERRIGÈNE

Cette fraction est constituée d'éléments lithoclastiques (débris de roches) de natures et de tailles variées :

- galets et cailloutis (diamètre des éléments supérieurs à 20 mm)
- graviers, sables et sablons (diamètre des grains compris entre 0,05 mm et 20 mm,
- silts et argiles (particules inférieures à 0,050 mm).

A.1.a. Les galets et les cailloutis

A.1.a.1. Granulométrie

Elle a notamment été étudiée par Hommeril (1967) dans la région des îles anglo-normandes et sur les estrans de Guernesey, Serk et Jersey.

A Serk, les galets de la Dixcart Bay sont bien classés et leur taille décroît de l'arrière cordon au bas cordon. Sur les cordons littoraux de Jersey et de Guernesey, la granulométrie ne semble pas dépendre de l'orientation de la côte mais des variations transversales apparaissent : la grosseur des galets augmente du haut vers le bas du cordon, et le classement est meilleur sur le sommet.

En Baie de Saint-Brieuc, Beigbeder (1964) a effectué une étude granulométrique du cordon de la grève de Caroual. La médiane est comprise entre 80 et 90 mm et le triage du matériel est meilleur dans la partie basse du cordon.

Les résultats obtenus par Hommeril (1967) en domaine subtidal sont rassemblés sur la figure 10. Les tailles sont assez dispersées avec une moyenne arithmétique des médianes de 48 mm.

A.1.a.2. *Émoussé*

- - - -

L'usure des galets littoraux, étudiée par Hommeril (1967), est fonction de la nature pétrographique et du degré d'action des houles sur le cordon. Ainsi, les schistes sont souvent moins émoussés car ils se brisent facilement. Les gneiss, granites et granitoïdes présentent des indices à peu près comparables, de l'ordre de 300 à 400. Les laves (rhyolites, andésites) résistent mieux à l'usure marine.

Les galets de bas-estran sont en général moins usés. Il en est de même de ceux qui sont protégés de l'action des houles par des rochers ou déposés sur de larges platiers. En Baie de Saint-Brieuc, Beigbeder (1964) a obtenu des résultats comparables pour le cordon de Caroual.

En domaine subtidal, les cailloutis sont moins usés que les galets de cordons littoraux (indice d'émoussé compris entre 100 et 200). Ce sont généralement les éléments les plus petits qui présentent l'émoussé le plus accusé à l'inverse des observations faites sur les estrans (fig. 10 B). Quelques échantillons montrent cependant une usure accentuée, équivalente à celle des galets littoraux. Au Sud de Guernesey, ils correspondent à des dépôts situés entre 50 et 60 m de profondeur qui représentent probablement les restes d'anciens cordons littoraux façonnés par les houles durant la transgression flandrienne. Pour le reste, les épandages de cailloutis témoignent d'actions fluviatiles s'exerçant durant les phases d'émersion du Quaternaire.

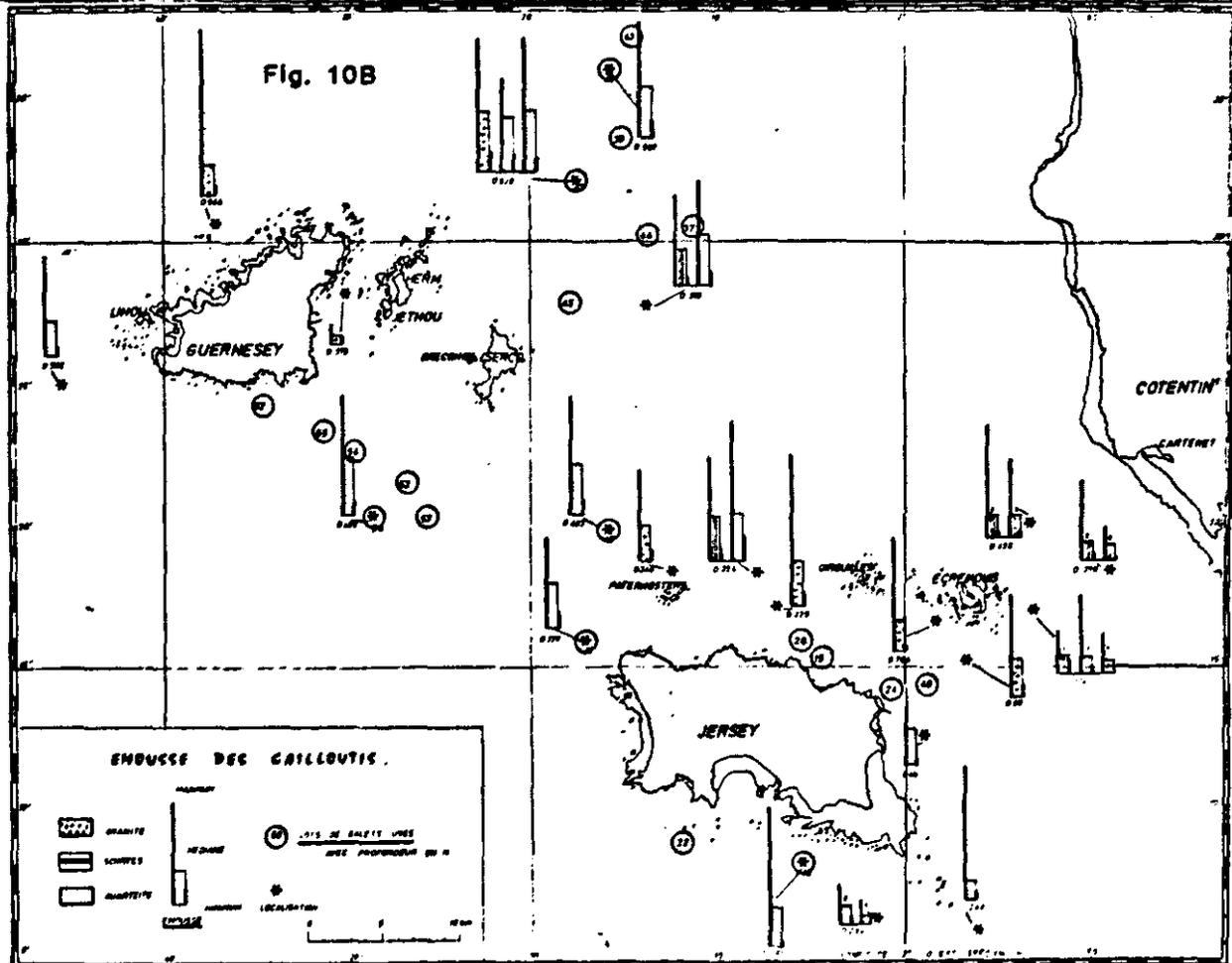
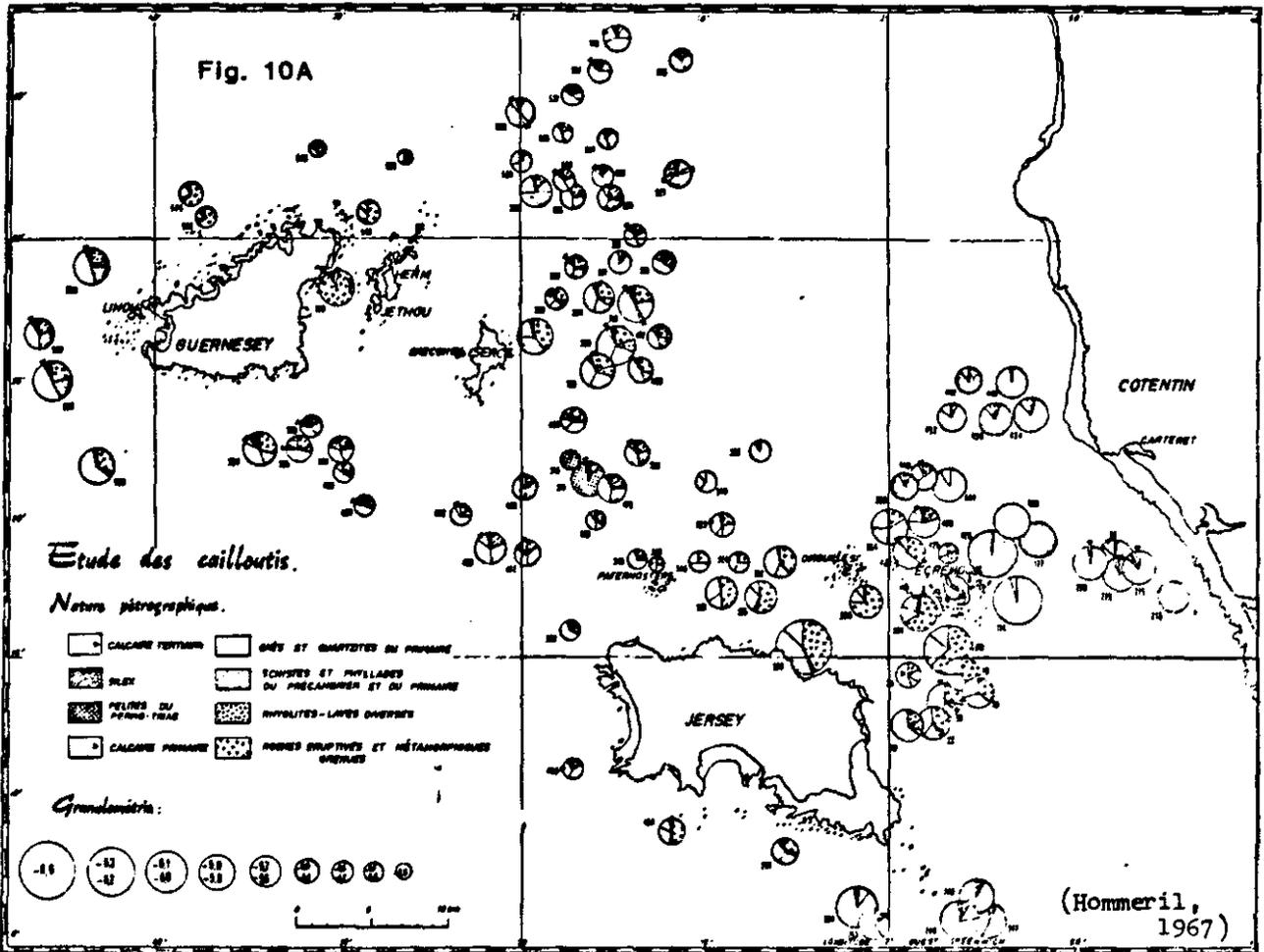


Fig. 10 - Nature pétrographique et émoussé des cailloutis.

A.1.a.3. *Nature pétrographique*

L'analyse pétrographique des galets littoraux montre que leur migration est très faible à nulle. Cela a été particulièrement bien mis en évidence sur les plages de Jersey où la lithologie est très variée. Ainsi, à la diversité pétrographique du substrat répond une diversité pétrographique dans les cordons sachant que les constituants sensibles à l'érosion (schistes notamment) sont peu représentés.

Des résultats comparables se retrouvent en domaine subtidal (Hommeril, 1967) où les cortèges pétrographiques suivent d'assez près la nature du bed-rock (fig. 10 A). Cette liaison est particulièrement nette pour les calcaires, éléments très sensibles aux agents d'érosion. Ainsi, les galets de calcaires lutétiens sont-ils seulement abondants près des zones d'affleurement (Bignot et al., 1968). Par contre, les silex sont assez largement répartis, depuis la région des Casquets jusqu'à la baie de Saint-Brieuc; ils sont souvent très éloignés de leur source (Hommeril, 1967; Ruellan et al., 1972).

A.1.a.4. *Origine et mise en place*

Les cailloutis ont été mis en place au cours des régressions contemporaines des périodes froides du Pléistocène.

Pour Hommeril (1967), la genèse de ces sédiments peut être expliquée par l'importance de la gélifraction sur les platiers rocheux abandonnés par la mer. Le faible émoussé des roches, la localisation des sédiments à proximité d'un substrat de même nature pétrographique, sont autant d'arguments en faveur de cette hypothèse. Il admet également que les coulées de solifluxion ont pu jouer un certain rôle. Ruellan et al., (1972) font aussi intervenir ces coulées, elles ont pu entraîner vers le Nord-Ouest d'abondants débris cryoclasés. La transgression flandrienne les a ensuite débarrassés de leur gangue limono-argileuse et seuls les cailloutis sont restés en place.

Des apports fluviaux doivent également être envisagés (Vaslet et al., 1978). Les puissantes nappes alluviales de la Manche orientale (Alduc et al., 1980) n'ont pas été retrouvées (Quesney, 1982) mais, les rivières

convergeant dans la région, en régime périglaciaire, ont apporté du matériel grossier. Comme en témoignent, çà et là des restes de terrasses conservées sur le continent, en bordure de la Sélune par exemple, près d'Avranches.

Les remaniements marins lors des oscillations du niveau marin ont érodé, déplacé et façonné les matériaux; les plus résistants étant souvent les seuls conservés. C'est ainsi que les galets de silex et de quartzites sont relativement abondants, leur histoire étant probablement complexe.

L'existence de gros blocs exotiques sur le fond, en baie du Mont-Saint-Michel notamment (Graindor, 1976), ne peut s'expliquer dans la région que par des transports par glaces flottantes.

Signalons enfin la présence de fragments conglomératiques à ciment calcaire et qui renferment parfois des coquilles de mollusques marins (Hommeril, 1967); Fily, 1972). Le ciment a été déposé dans des cailloutis par des eaux qui ont percolé à travers des formations calcaires (loess, craie), dissolvant les carbonates (Vaslet et al., 1978).

A.1.b. Les graviers et les sables

A.1.b.1. Granulométrie

La classe granulométrique la plus fréquente est celle des sables fins. Sur les plages, les sédiments s'affinent du haut cordon vers le bas estran et les sables prélevés sur la dune sont généralement identiques à ceux de la haute plage (Hommeril, 1967). C'est dans les zones abritées que se rencontrent les dépôts les plus fins mais l'origine du matériel intervient également sur la granulométrie du sédiment. Aussi, aux îles Chausey, par remaniement d'arène, observe-t-on localement des sables relativement grossiers (Fortin, 1972). La comparaison des fractions siliceuse et bioclastique (fig. 11 A) montre que cette dernière, essentiellement coquillièrre, est toujours un peu plus grossière (Hommeril, 1967).

Les caractéristiques sont tout à fait semblables en zone pré-littorale. La fraction siliceuse est riche en sables fins et sablons mais les sables grossiers et les graviers sont parfois largement représentés couvrant de vastes surfaces. Ces sédiments grossiers sont généralement mal classés à l'exception de dépôts issus d'une arène proche (Hommeril, 1967).

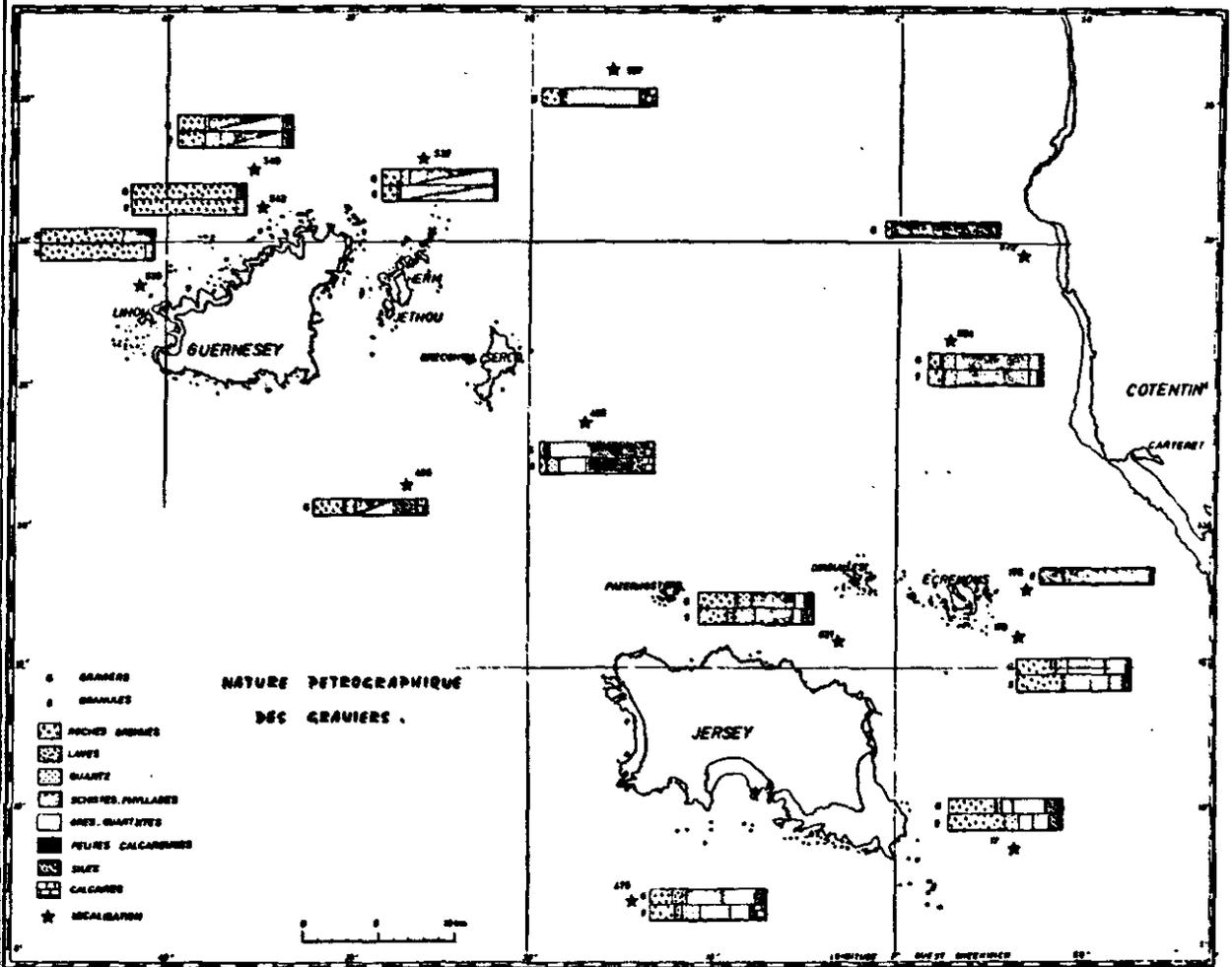
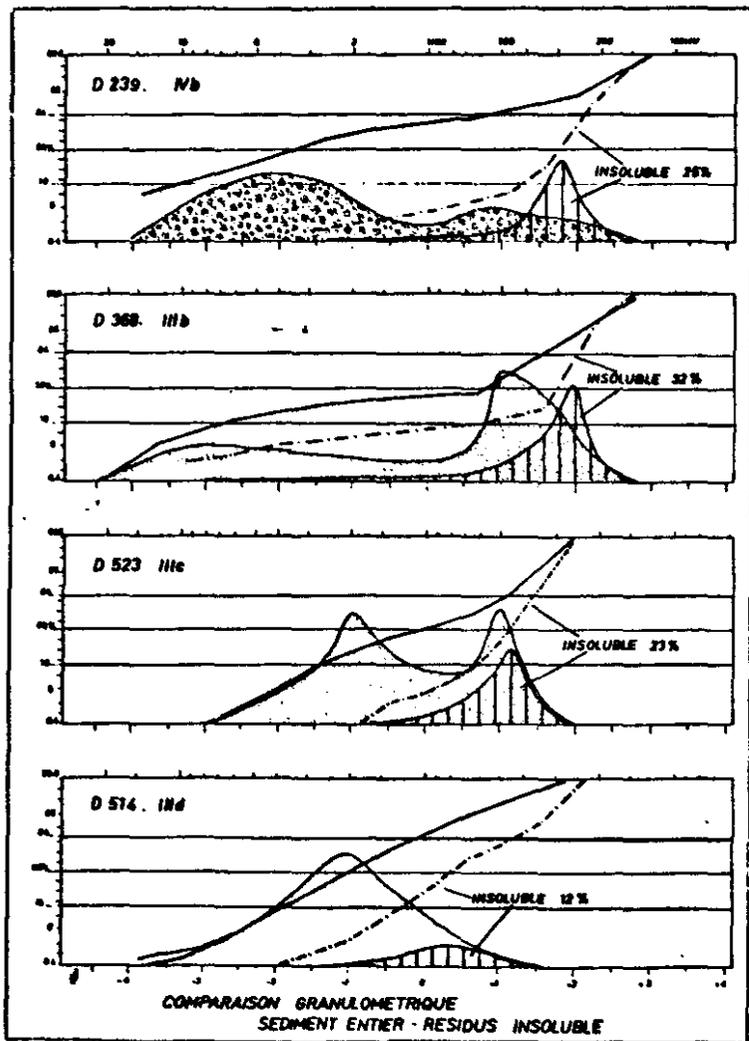


Fig. 11 - Granulométrie des sables (Hommeril, 1967)

A.1.b.2. *Nature pétrographique des graviers*

D'après Hommeril (1967), les graviers peuvent être classés en 8 catégories : roches grenues, laves, quartz, schistes et phyllades, grès et quartzites, pélites calcareuses, silex, calcaires éocènes (fig. 11 B). Les roches grenues, les schistes et les grès sont les mieux représentés. Les autres catégories n'apparaissent en quantité conséquente qu'à proximité des affleurements dont ils sont issus. Il apparaît également qu'aux petites tailles seuls restent abondants les silex, les granites et les quartz. La relation avec la nature du substrat est parfois nette, c'est ainsi que les graviers de granite sont très abondants sur l'archipel des Chausey (Fortin, 1972). En s'éloignant vers le large, la pétrographie des graviers devient beaucoup plus variée par mélange avec d'autres apports (Giresse et Hommeril, 1969).

A.1.b.3. *Composition minéralogique des sables et des sablons*

La composition minéralogique des sables dépend de 2 facteurs : l'environnement pétrographique, le comportement des minéraux soumis aux agents hydrodynamiques.

* *Les minéraux légers*

Sur le littoral du Cotentin, le quartz est le minéral dominant des sables (Hommeril, 1967). Cependant, les teneurs en feldspaths sont relativement élevées, de 20 à 25 % en moyenne d'après Giresse (1969) pour les dépôts compris entre Cancale et le havre de Regnéville. Ce sont les feldspaths potassiques qui dominent.

Aux îles anglo-normandes, les teneurs en feldspaths des sables d'estran sont plus élevées : 71 % à Brelade, à Jersey, 45 % à l'Anerese bay à Guernesey, 43 % à la Grande Grève à Serk. A Chausey, Fortin (1972) constate que le rapport quartz/feldspath est supérieur à 1 pour les arènes et inférieur à 1 pour les sables d'estran. En outre, les feldspaths sont un peu plus nombreux à l'Ouest de l'archipel où le transit sédimentaire est faible. Le matériel est d'origine locale comme l'indique la prédominance des feldspaths calco-sodiques dans les sables d'estran comme dans les arènes. L'origine proche du matériel ressort également de l'étude de Hommeril (1967) à Boulay bay (Jersey). Le sable est en effet constitué de micro-débris de verre volcanique provenant des produits d'altération des rhyolites et andésites locales.

Dans les environnements sédimentaires à faible énergie, les minéraux en paillettes (micas, hornblendes) maintenus plus longtemps en suspension, se trouvent souvent concentrés : grève de Lecq à Jersey, havres de la côte ouest du Cotentin par exemple (Hommeril, 1967; Giresse, 1969).

Dans les dépôts subtidaux, les sables sont à dominante quartzeuse et souvent très évolués. Sans doute ont-ils été remaniés à diverses reprises comme ceux du banc de la Schôle (Hommeril, 1967).

* Les minéraux lourds

Quatre minéraux dominent les cortèges minéralogiques des sables du golfe normand-breton : la hornblende, le grenat, l'épidote et la tourmaline (Dupleix et Boillot, 1968). Les teneurs relatives dépendent de la proximité des sources et de l'hydrodynamique.

La hornblende est abondante à Chausey, notamment dans les zones abritées où elle se concentre (Fortin, 1972). De fortes teneurs existent également plus à l'Ouest jusqu'au-delà de l'archipel des Minquiers. Partant de cette aire de distribution, Giresse (1969) a montré que les concentrations diminuent rapidement tant vers le Nord que vers le Sud ou vers l'Est (fig. 12). L'influence des sources est également mise en évidence par les teneurs élevées en grenats trouvées au NW des Minquiers et par une concentration particulière en hypersthène sur la plage de Terlabouet, au Sud de Cancale (fig. 13 e). Il s'agit là de sédiments sableux fortement marqués par le remaniement flandrien d'arènes locales et en général on constate une faible dispersion.

La contamination par des apports récents ressort également des analyses de Giresse (1969) entre Cancale et Granville. Les sables littoraux montrent en effet des pourcentages en tourmaline, andalousite et zircon assez élevés tandis que ces minéraux sont rares dans les échantillons prélevés au large. Or, dans cette région, tourmaline, andalousite et zircon sont bien représentés dans les limons périglaciaires côtiers; leur remaniement a donc alimenté les sables d'estran.

Fig. 12 - Schéma des aires de distribution pétrographique
 dans la partie sud-est du Golfe normand-breton
 (Giresse, 1969)

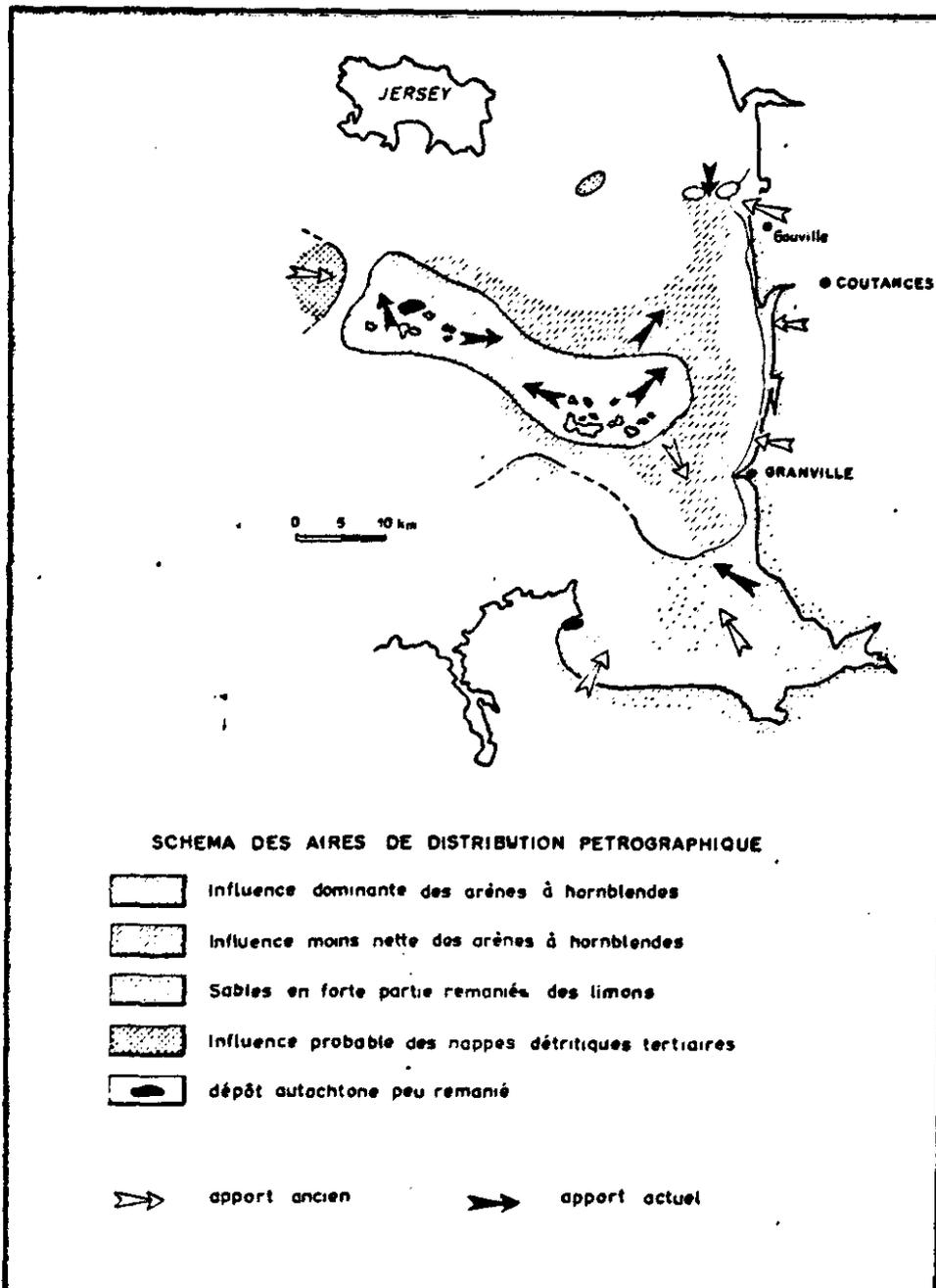
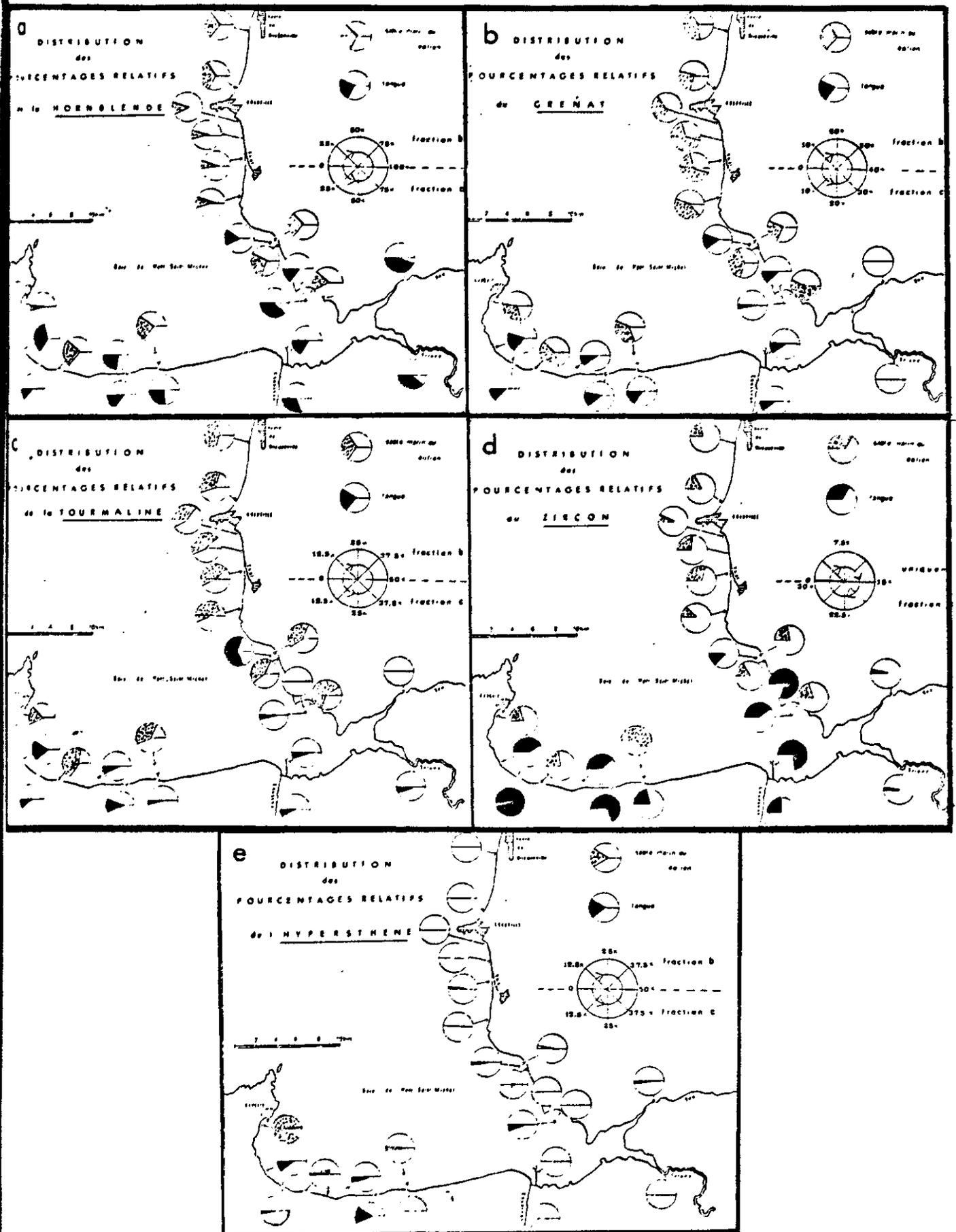


Fig. 13 - Les minéraux lourds en baie du Mont-Saint-Michel
(Giresse, 1969)



De même, dans la baie d'Ecalgrain, à la pointe de la Hague, Auffret et Le Gall (1972) ont relevé jusqu'à 70 % de hornblendes et d'épidotes mêlées à des minéraux ubiquistes et à des minéraux de métamorphisme dans les sables fins de la plage. Ce matériel tire son origine du remaniement des limons et des coulées de solifluxion locaux, la baie fonctionne comme un piège à sédiments, son hydrodynamisme est faible.

Dans les estuaires enfin, Giresse (1969) a montré qu'un triage par densité s'effectue. Ainsi les grenats se déposent-ils à l'embouchure tandis que les hornblendes dont la flottabilité est meilleure, envahissent profondément rivières et chenaux et se déposent au fond des havres, sur les hautes slikkes. Cette distribution, régie par les courants de marée, a été particulièrement bien mise en évidence dans le havre de la Sienne où tourmaline et zircon, largement répartis à l'amont, caractérisent en outre le domaine fluviatile (fig. 14).

A.b.1.4. Morphoscopie des grains de quartz

Les grains de quartz présentent des traces d'usure très variables. Les non usés apparaissent surtout en domaine côtier étant issus du remaniement d'arènes ou du démantèlement des falaises taillées dans le head. L'aspect des grains est le résultat de plusieurs actions d'usure successives, par exemple : émoussé éolisé lustré, au large de la baie d'Ecalgrain, émoussé luisant, avec picotis éolien parfois, dans la baie de St-Brieuc. Le stock sédimentaire a été émoussé par le vent, lustré par actions marines et il est bien difficile de discerner la succession des deux phénomènes sachant qu'ils ont pu s'exercer à plusieurs reprises au cours du Quaternaire (Giresse, 1969). Dans l'ensemble, le matériel est assez homogène et très évolué; les apports récents se limitent aux plages alimentées par érosion littorale. La fraîcheur du matériel quartzeux, pourtant placé dans un environnement de haute énergie, souligne le façonnement très lent des grains de quartz (Larsonneur, 1971).

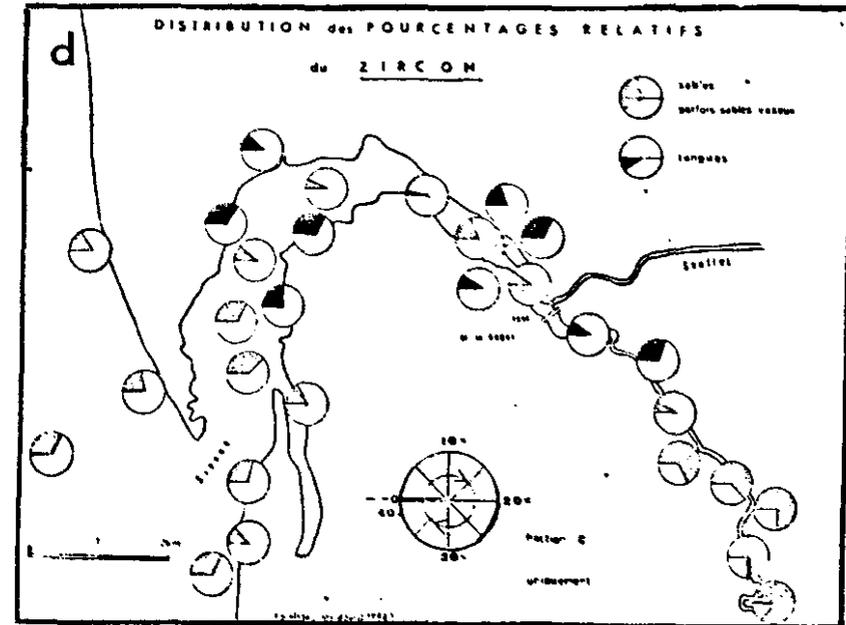
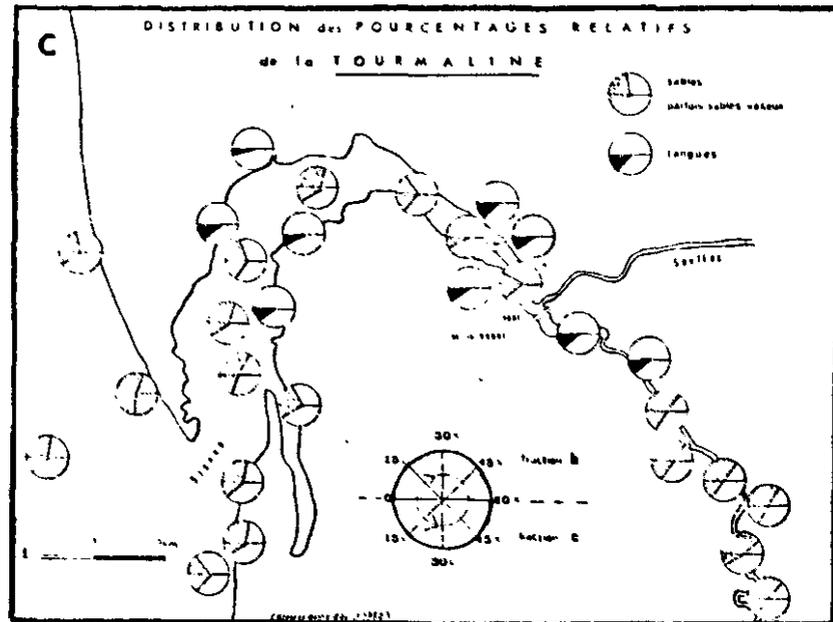
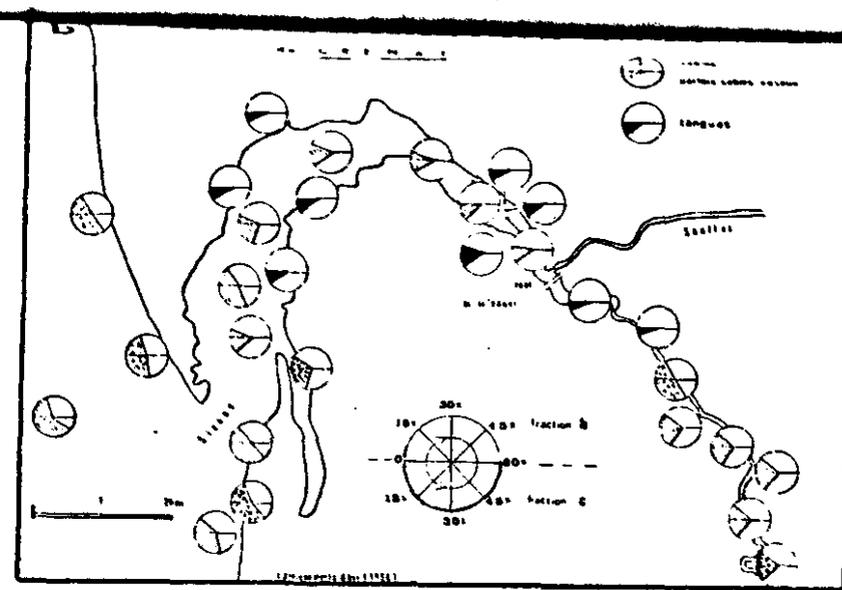
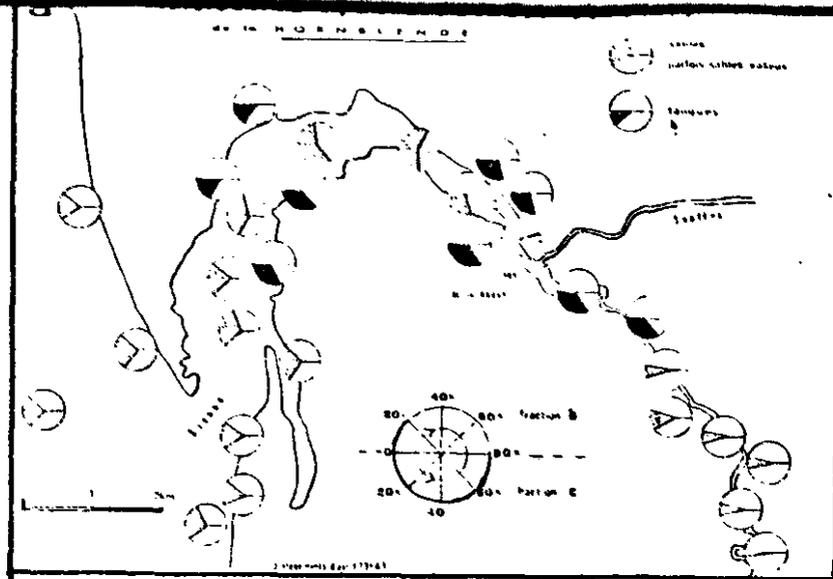


Fig. 14 - Les minéraux lourds dans l'estuaire de la Sienne (Giresse, 1969)

A.1.b.5. *Origine et mise en place*

Dans l'ensemble, les sables et les graviers du golfe normand-breton ont des caractères granulométriques et minéralogiques qui traduisent une longue évolution. Des remaniements successifs et variés au cours du Quaternaire leur confèrent aujourd'hui une certaine homogénéité surtout pour les sables. Les transferts n'ont cependant pas été très longs sachant que la nature pétrographique des graviers et la minéralogie des sables sont en concordance avec les faciès des diverses formations géologiques connues dans le golfe et sur sa marge armoricaine.

Les apports actuels sont faibles, limités aux zones côtières en érosion. Du matériel frais se trouve ainsi introduit localement dans le stock sédimentaire résiduel. Il peut être identifié par les caractères morphoscopiques des grains de quartz et les cortèges de minéraux lourds. On constate généralement une faible dispersion à partir du point d'émission et un façonnement très réduit. C'est là, un trait caractéristique de la sédimentogénèse dans la Mer de la Manche (Auffret et Larsonneur, 1975; Vaslet et al., 1978; Larsonneur et al., 1982).

A.1.c. Les lutites

Il s'agit là de l'ensemble du matériel inférieur à 0,05 mm, il est relativement peu abondant dans le golfe compte tenu des fortes énergies en présence. Les lutites n'apparaissent qu'en des lieux où les suspensions ont la possibilité de se décanter : estuaires et havres, baies abritées telles que la baie de Saint-Brieuc, la baie du Mont-Saint-Michel, les baies de Sainte-Catherine et de Bouley-bay à Jersey; elles se rencontrent également dans les ports.

Les lutites sont souvent associées aux sablons et aux sables, voire à des sédiments plus grossiers comme le maërl. Ce matériel fin se caractérise par sa grande homogénéité. Aussi, renferme-t-il des teneurs en carbonates assez constantes de l'ordre de 40 %. Cette propriété se retrouve même dans les nappes de maërl où le sédiment entier renferme jusqu'à 90 % de calcaire (Hommeril, 1967). Les cortèges de minéraux argileux sont également homogènes. La kaolinite (4 à 5 pour 10) et l'illite (3 à 5 pour 10) en sont les minéraux cardinaux, associés à la chlorite et à des interstratifiés : illite-chlorite, illite-vermiculite, chlorite à feuillets gonflants notamment (Giresse, 1969). Le rapport kaolinite/illite est généralement supérieur à

1, mais dans les estuaires et les fonds de baie il devient inférieur à 1 en raison semble-t-il de la plus grande aptitude à flocculer de l'illite qui se dépose préférentiellement dans les parties les plus internes (Giresse, 1969). Le rapport $\frac{I\ 001}{I\ 002}$ des pics de l'illite est également assez constant dans les dépôts vaseux subtidiaux du golfe, il varie entre 1,37 et 1,75 ce qui correspond à des illites alumineuses. Ce rapport est beaucoup plus variable (de 1 à 3) dans les limons ou les produits d'altération littoraux. Quant à la teneur en matière organique de cette fraction fine, elle est généralement comprise entre 2 et 4 %.

Ces diverses propriétés caractérisent le golfe normand-breton, qui constitue une province minéralogique au sein de la mer de la Manche. C'est là le résultat d'apports successifs et variés au cours du Quaternaire et d'une homogénéisation en milieu marin. Actuellement, grâce aux remaniements fréquents des dépôts vaseux et aux brassages répétés des suspensions, cette homogénéisation du matériel fin se poursuit, il s'agit donc d'un stock sédimentaire en majeure partie hérité, en équilibre avec les basses énergies des zones abritées (Auffret et Larsonneur, 1975; Vaslet et al., 1978; Larsonneur et al., 1982).

A.2. La FRACTION BIOGENE

Les sédiments du golfe normand-breton ont généralement des teneurs assez élevées en carbonates, supérieures à 30 %. Ces carbonates sont presque uniquement d'origine biogène : débris coquilliers, fragments algaires dans les nappes de maërl notamment. Ça et là, sur substrat calcaire, se mêlent quelques granules détritiques.

A.2.a. Répartition granulométrique

Comme l'ont montré les travaux de Hommeril (1967) sur le banc de la Schôle ou d'Auffret et Le Gall (1972) en baie d'Ecalgrain (fig. 15), les particules organogènes sont souvent d'une taille supérieure aux éléments d'origine terrigène. Ce résultat s'explique par le caractère aplati de la plupart des débris coquilliers qui sont ainsi plus aptes à flotter.

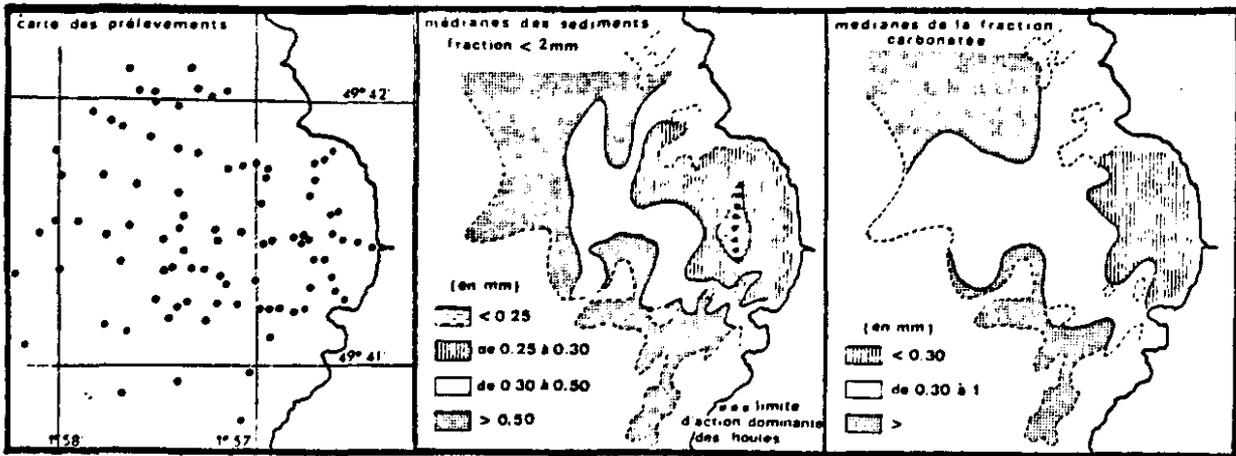


Fig. 15 A - Comparaison du sédiment entier et de la fraction carbonatée en Baie d'Ecalgrain (Auffret et Le Gall, 1972).

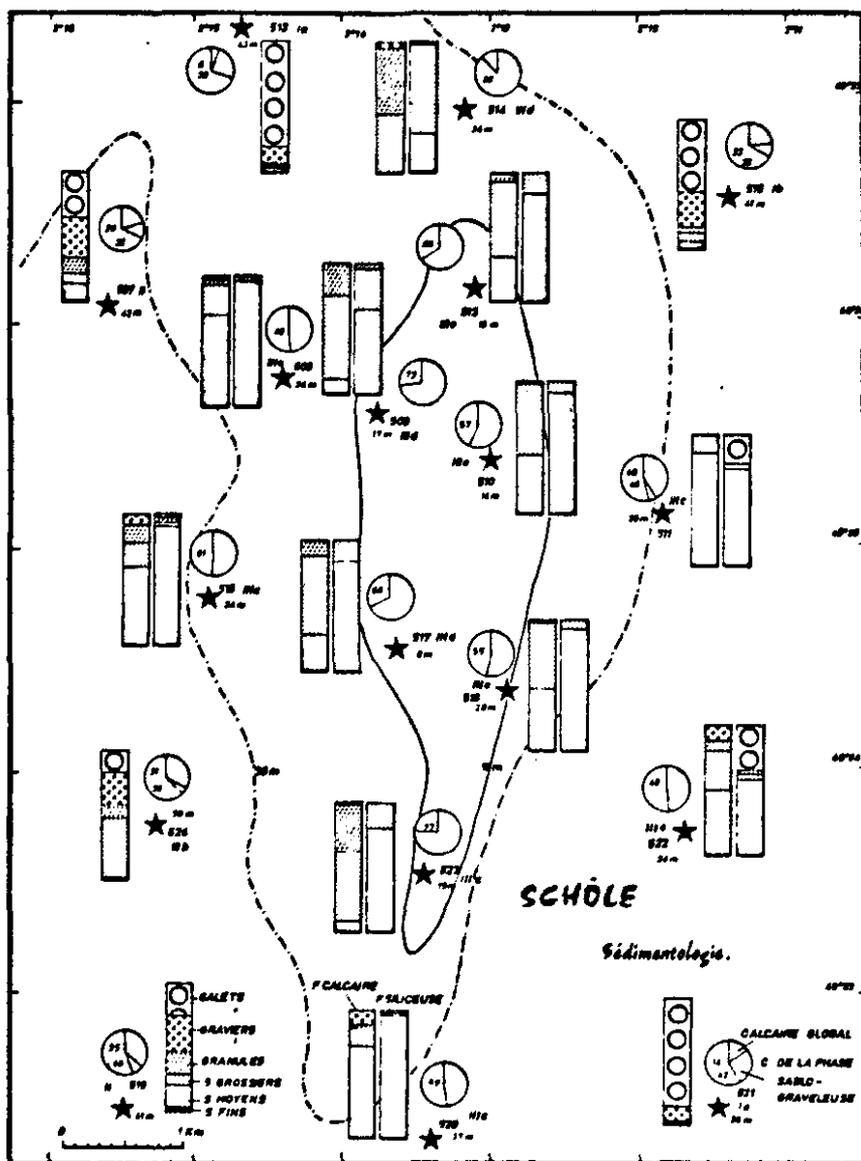


Fig. 15 B - Comparaison du sédiment entier et de la fraction carbonatée sur le banc de la Schôle (Hommeril, 1967)

En outre, le matériel biogène est plus ou moins abondant selon les fractions granulométriques. En considérant les débris de mollusques, d'ophiures, de balanes et de Cellaria, Lefort (1970) a montré qu'ils étaient surtout fréquents entre 0,2 et 1 mm (fig. 16). Ce résultat rejoint celui de Larsonneur (1971) en Manche centrale et en baie de Seine.

A.2.b. Nature des débris

Les débris de Lamellibranches sont les plus abondants et ils sont très largement répartis. Les Gastéropodes ou leurs fragments sont moins bien représentés, préférentiellement localisés à proximité des milieux rocheux côtiers. Il en est de même des pièces de balanes tandis qu'au contraire les articles de Cellaria apparaissent vers le large sachant qu'ils deviennent abondants en Manche occidentale (Boillot, 1964). Les spicules et sclérites d'ophiures, compte tenu de leur fragilité, se rencontrent exclusivement près des biocoenoses correspondantes (Lefort, 1970).

Les débris phycogènes jouent également un rôle important avec les fragments de lithothamniées qui constituent le maërl. Ces dépôts se trouvent à des profondeurs inférieures à 20 m, leur nature est sablo-graveleuse ou légèrement vaseuse sachant que la morphologie des thalles arborescents favorise le piégeage des lutites. Il s'agit toujours de sédiments riches en calcaire (80 à 90 % le plus souvent), d'une faible densité et très hétérogènes. Ils abritent une faune associée importante. Dans les zones de forts courants, les thalles deviennent trappus. Lithothamnium calcareum montre les frondes les plus ramassées, il s'établit dans les zones d'énergie élevée : débouché du Ruau, chenaux des roches de Saint-Quay et d'Erquy (Hommeril, 1967; Giresse et Hommeril, 1969; Ruellan et al., 1972).

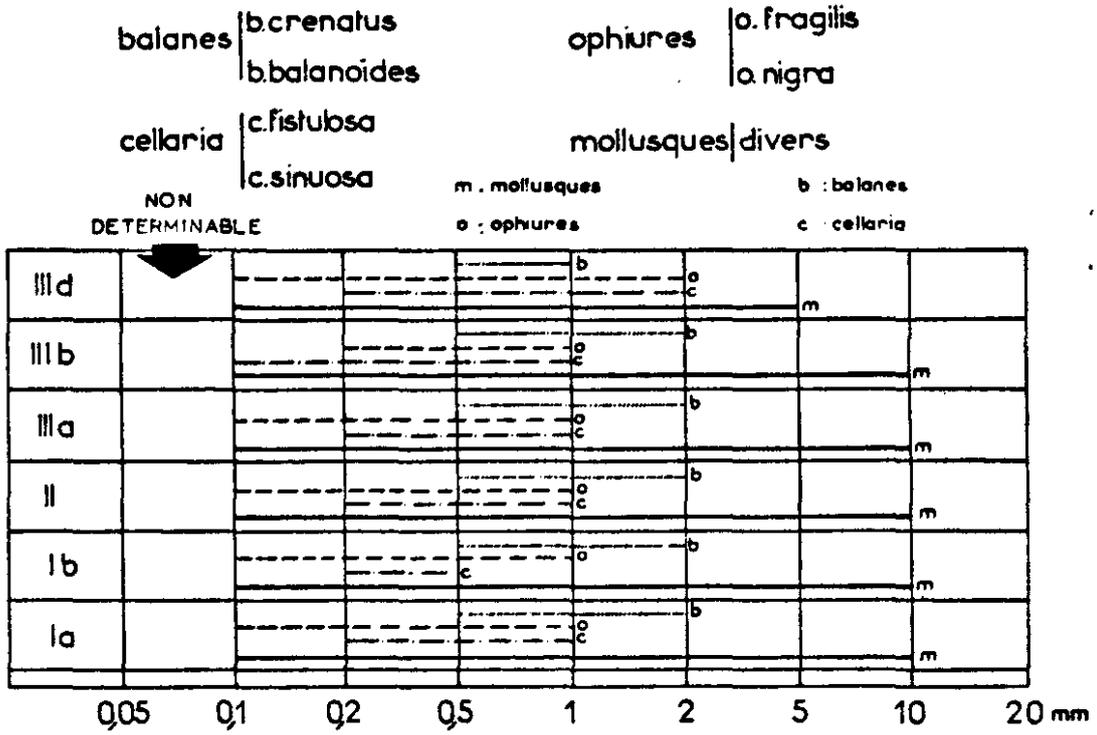


Fig. 16 - Répartition des débris organogènes dans les diverses fractions granulométriques au large du Trégor (Lefort, 1970).

A.2.c. Origine et mise en place de la fraction bioclastique

Pour l'essentiel, le matériel biogène est d'âge Flandrien. Nous avons signalé ci-dessus la présence de restes coquilliers dans des fragments de conglomérats calcaires pleistocènes mais leur rôle est très subordonné.

Hommeril (1971) a tenté la datation absolue de certaines accumulations coquillières du golfe, les âges obtenus sont compris entre 1300 et 4 600 ans B.P. Si elles confirment bien l'âge flandrien des dépôts, ces datations doivent être considérées avec prudence sachant qu'il s'agit de mesures d'âges sur des mélanges contenant du matériel autochtone et allochtone, non contemporain. Quoiqu'il en soit, des relations étroites entre les biocoenoses actuelles et les thanatocoenoses s'observent fréquemment, elles résultent du fait que, depuis 7 000 ans environ, le climat et le niveau marin ont faiblement varié. Compte tenu de la force des courants dans ces parages il existe également des transports de telle sorte que certains bancs sableux, représentent essentiellement l'accumulation de bioclastes allochtones : bancs situés entre le Cotentin et les îles anglo-normandes par exemple (Hommeril, 1967).

Au total, il apparaît qu'un matériel bioclastique d'âge flandrien pour l'essentiel, vient progressivement contaminer des dépôts résiduels lithoclastiques antéflandriens. Etant donné que les constituants organogènes sont plus abondants que les éléments terrigènes entre 0,5 et 2,5 mm (Larsonneur, 1971 et 1972) cette tranche granulométrique est la première affectée par la contamination en bioclastes (Vaslet et al., 1978).

B. RÉPARTITION DES SÉDIMENTS

Des cartographies régionales ont été réalisées par différents auteurs selon des critères basés sur la granulométrie et la teneur en calcaire des dépôts. Boillot (1964) est le premier à avoir introduit la notion de zone sédimentaire. Ses principes cartographiques ont été repris par Hommeril (1967), Giresse et Hommeril (1969), Fily (1972), Ruellan et al., (1972). La synthèse de tous les documents disponibles a été faite pour la réalisation de la carte des sédiments superficiels de la mer de la Manche au 1/500 000 (Vaslet et al., 1978). Selon une méthode inspirée de celle de Boillot et mise au point par Larsonneur (1977); exposons-en les principes.

B.1. PRINCIPES CARTOGRAPHIQUES

La méthode utilisée consiste à représenter chaque station par un type de sédiment défini d'après sa granulométrie et sa teneur en calcaire (tableau).

B.1.a. Rôle de la granulométrie

Quatre catégories principales de dépôts ont été retenues : cailloutis, graviers, sables, sédiments vaseux, selon des critères granulométriques indiqués dans le tableau. Ces critères donnent une importance privilégiée au matériel fin (lutites) d'une part, au matériel grossier d'autre part, fractions qui jouent un rôle déterminant sur les propriétés physiques et chimiques des dépôts, par conséquent sur les caractéristiques des biotopes et sur les processus diagénétiques susceptibles de se développer. Dans le cas d'un sédiment hétérogène, à la fois grossier et vaseux, c'est ce dernier caractère qui prime, il se range dans la catégorie des sédiments vaseux. La nomenclature précise alors la nature du dépôt : gravier lithoclastique vaseux par exemple.

B.1.a. Rôle de la teneur en calcaire

Comme nous l'avons vu ci-dessus, pour l'essentiel, la fraction calcaire des sédiments est d'origine organogène. Les débris de roches calcaires sont assez rares, ne modifiant pas de manière sensible la nature du sédiment. En ce qui concerne les sédiments vaseux, l'origine bioclastique du calcaire est également principale, elle peut n'être pas exclusive (présence d'une fraction détritique), nous avons néanmoins conservé les subdivisions fondamentales, l'essentiel étant de différencier les dépôts fins en fonction de leur teneur en calcaire.

Trois coupures à 30, 50 et 70 % (en % du sédiment total y compris les lutites et la fraction grossière supérieure à 2 cm) ont été retenues permettant de distinguer les quatre catégories suivantes de dépôts :

- Sédiments lithoclastiques (moins de 30 % de calcaire)
- Sédiments litho-bioclastiques (de 30 à 50 %)
- Sédiments bio-lithoclastiques (de 50 à 70 %)
- Sédiments bioclastiques (plus de 70 %).

Remarque : Le terme lithoclastique est pris dans un sens très large, il s'applique à tous les débris de roches quelle que soit leur nature.

B.1.c. Choix et utilisation des Symboles

Les subdivisions précédentes conduisent à la définition de 48 types de sédiments symbolisés par une association de lettres et de chiffres faciles à interpréter.

Les deux premières lettres correspondent à la tranche granulométrique principale du dépôt et à sa nature lithoclastique (L) ou bioclastique (B), par exemple :

- GL = gravier lithoclastique ou litho-bioclastique
- SB = sable bio-lithoclastique ou bioclastique

Le chiffre suivant, 1 ou 2, se rapporte à la teneur en calcaire, tranche basse (1) ou élevée (2) des dépôts à dominante lithoclastique ou bioclastique, par exemple :

- GL 1 = gravier lithoclastique
- GL 2 = gravier litho-bioclastique
- SB 1 = sable bio-lithoclastique
- SB 2 = sable bioclastique.

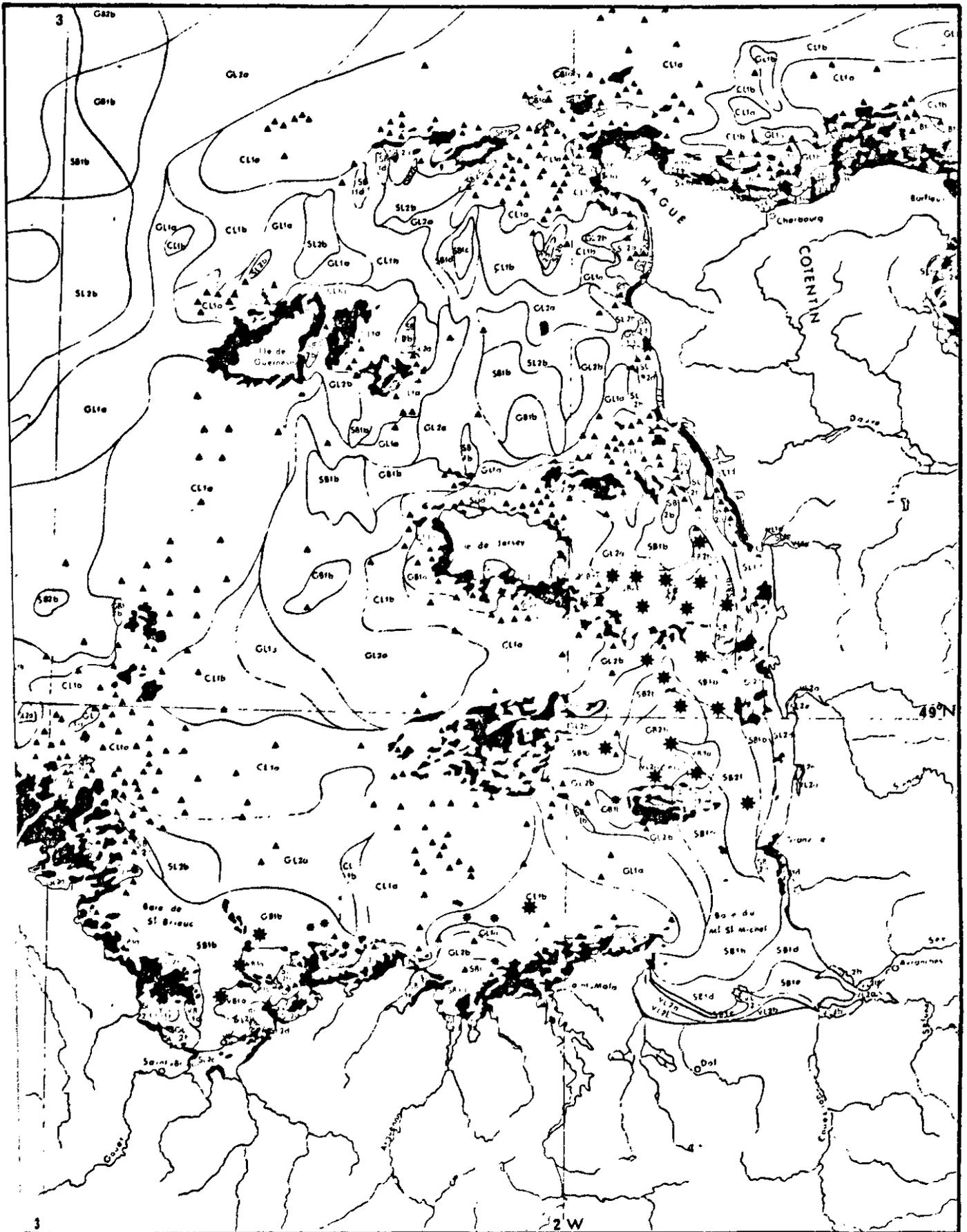


Fig. 17 → Répartition des sédiments (Vaslet, Larsonneur et Auffret, 1978)

SUBDIVISIONS PRINCIPALES	CAILLOUTIS ou COQUINITES $L < 5\% - GAL+COQ \geq 50\%$		GRAVIERS $L < 5\% - GAL+COQ < 50\%$ $Md \geq 2\text{ mm}$		SABLES $L < 5\% - S + L > 50\% - Md < 2\text{ mm}$					SEDIMENTS VASEUX $L \geq 5\%$		
	SEDIMENTS LITHOCLASTIQUES		GRAVIERS LITHOCLASTIQUES		SABLES LITHOCLASTIQUES					SEDIMENTS VASEUX		
CALCAIRE < 30	$GAL+COQ \geq 70$ CL1a C. Litho.	$GAL+COQ < 70$ CL1b C. Litho-grave- leux (sabio- graveleux).	$GAL+COQ \geq 15$ GL1a Gr. litho- caillouteux (coquillier)	$GAL+COQ < 15$ GL1b Gr. litho.	$15 \leq \text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 50$ $GAL+COQ \geq GR$ SL1a S. Litho. caill. (coquillier)	$\text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 15$ $GR > GAL+COQ$ SL1b * S. Litho. graveleux	FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,2 \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,05 \dot{a} 0,2\text{ mm}$			$L < 25$ VL1a Séd. (sable) Litho-vaseux (Silto-argi- leux) #	$25 \leq L < 75$ VL1b Vase (silto-arg. Sableuse (grav. ou caill.) #	$L > 75$ VL1c Vase (silto- argileuse) #
	SEDIMENTS LITHO-BIOCLASTIQUES $30 \leq \text{CALCAIRE} < 50$	$GAL+COQ \geq 70$ CL2a C. Litho. bio. coquillier	$GAL+COQ < 70$ CL2b C. Litho. bio. graveleux (Sab. grav.)	$GAL+COQ \geq 15$ GL2a Gr. Litho. bio. coquillier ou caillouteux	$GAL+COQ < 15$ GL2b * Gr. Litho. bio.	$15 \leq \text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 50$ $GAL+COQ \geq GR$ SL2a S. Litho. bio. caillouteux ou coquillier	$\text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 15$ $GR > GAL+COQ$ SL2b * S. Litho. bio. graveleux	FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,2 \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,05 \dot{a} 0,2\text{ mm}$			$L < 25$ VL2a Séd. (sable) Litho-bio. vaseux (silto-argileux) #	$25 \leq L < 75$ VL2b Marne sableuse # (grav. ou caill.) ou coq.
SEDIMENTS BIO-LITHOCLASTIQUES $50 \leq \text{CALCAIRE} < 70$		$COQ+GAL \geq 70$ CB1a Coq. Litho.	$COQ+GAL < 70$ CB1b Coq. Litho. grav. (Sab. grav.)	$COQ+GAL \geq 15$ GB1a Gr. bio. Litho. coquillier (caillouteux)	$COQ+GAL < 15$ GB1b * Gr. bio. Litho.	$15 \leq \text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 50$ $COQ+GAL \geq GR$ SB1a * S. bio. Litho. coq. caillouteux	$\text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 15$ $GR > COQ+GAL$ SB1b * S. bio. Litho. grave- leux	FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,2 \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,05 \dot{a} 0,2\text{ mm}$			$L < 25$ VB1a Séd. (sable) * bio-litho. vaseux (silto- argileux)	$25 \leq L < 75$ VB1b Marne Calcaire * sableuse (grav. ou caill. ou coq.)
	SEDIMENTS BIOCLASTIQUES CALCAIRE ≥ 70	$COQ+GAL \geq 70$ CB2a Coquinite	$COQ+GAL < 70$ CB2b Coq. gravel. (sabio. grav.)	$COQ+GAL \geq 15$ GB2a Gr. bioc. coquillier	$COQ+GAL < 15$ GB2b * Gr. bio	$15 \leq \text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 50$ $COQ \geq GR$ SB2a * S. bioclasti- que coquil- lier	$\text{Sup. } \dot{a} 2\text{ mm} < 15$ $GR > COQ$ SB2b * S. bio. graveleux	FRACTION DOMINANTE $\text{Sup. } \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,2 \dot{a} 0,5\text{ mm}$ $\text{de } 0,05 \dot{a} 0,2\text{ mm}$			$L < 25$ VB2a Séd. (sable) * bio. vaseux (silto-argileux) #	$25 \leq L < 75$ VB2b Boue calcaire sableuse * (grav. ou coq.)

GAL = Galets, COQ. $\geq 20\text{ mm}$ = Coquilles, GR = Gravier, S = Sables, L = Lutites,
Sédiments silto-argileux, argilo-silteux ou argileux.

* Sédiments pouvant en outre être qualifiés de zoogènes (z) ou de phycogènes (p)

Les lettres minuscules a, b, c, d servent à différencier les types de sédiments d'après leurs caractéristiques granulométriques secondaires, par exemple :

- SB la = sable bio-lithoclastique caillouteux (ou coquillier)
- SB lb = sable bio-lithoclastique graveleux
- SB lc = sable bio-lithoclastique grossier
- SB ld = sable bio-lithoclastique fin
- SB le = sablon bio-lithoclastique

La nomenclature complète est donnée dans le tableau, on notera que l'adjectif coquillier remplace ou s'adjoint à l'adjectif caillouteux lorsque tout ou partie de la fraction supérieure à 2 cm est composée de coquilles. Le terme de coquinite est proposé pour désigner des sédiments où la fraction coquillièrè supérieure à 2 cm est dominante. En ce qui concerne les sédiments vaseux, calcaireux à carbonatés, en l'absence d'une nomenclature spécifique, des termes empruntés à la terminologie des roches sédimentaires sont introduits : marne pour des dépôts contenant 30 à 50 % de calcaire et plus de 25 % de lutites, marne calcaire pour des sédiments de même granulométrie renfermant de 50 à 70 % de calcaire. La nature silteuse ou (et) argileuse du dépôt peut en outre être précisée.

B.2. ETUDE de la REPARTITION des SEDIMENTS (fig. 17)

Dans le golfe, comme en d'autres régions de la Manche, il est possible de distinguer 2 domaines principaux :

- un domaine du large où la dynamique est essentiellement contrôlée par les courants de marée,

- un domaine côtier où les houles deviennent dominantes.

A leur limite prend place une zone d'énergie minimum (Larsonneur, 1971 et 1972) où s'observent des sédiments relativement fins. Comme cela a été mis en évidence par Auffret et Le Gall (1972) en baie d'Ecalgrain (fig. 15). Cette limite se trouve à quelques mètres sous les plus basses mers le plus souvent, c'est-à-dire dans la zone la moins bien prospectée de telle sorte que des imprécisions demeurent.

B.2.a. Le domaine du large

Cailloutis et graviers couvrent les plus vastes surfaces du golfe. Ces nappes grossières, interrompues de pointements rocheux, correspondent à des zones de forts courants souvent supérieurs à 1m/s. Les particules fines, sableuses à vaseuses, sont entraînées par les eaux, il s'agit donc de dépôts résiduels sur lesquels se développe une riche épifaune sessile (Rétière, 1979).

Partant de ces zones à forte énergie les courants s'affaiblissent vers la côte et plus graduellement vers le fond des baies. Ainsi se mettent en place des dépôts de plus en plus fins, sableux, parfois vaseux. Des enchaînements sédimentaires se forment donc, leur granulométrie décroît tandis que leur teneur en calcaire passe fréquemment par un maximum dans les sables graveleux, bio-lithoclastiques ou bioclastiques (SB1b ou SB2b). Les teneurs élevées en calcaire traduisent la contamination du matériel lithoclastique par des bioclastes depuis le début du Flandrien, cette contamination est particulièrement importante entre 1 et 3 mm, c'est-à-dire dans une tranche granulométrique pauvre en lithoclastes (Larsonneur, 1971; Auffret et Larsonneur, 1975, Vaslet et al., 1978). Les enchaînements les plus nets s'observent depuis la région des Minquiers vers la côte du Cotentin ou les baies du Mont-Saint-Michel, de Saint-Malô et de Saint-Brieuc. Les teneurs élevées en bioclastes correspondent à de riches peuplements benthiques où dominent les Lamellibranches (Rétière, 1979). Localement, les débris phycogènes sont également abondants, formant le maërl.

Le maërl est particulièrement bien représenté à l'Ouest du Cotentin, d'une part entre Jersey et Blainville sur Mer, d'autre part au Nord de l'archipel des Chausey (fig. 18). Dans ces zones, le sédiment contient fréquemment plus de 50 % de débris d'algues sachant que les thalles vivants se rencontrent préférentiellement en marge des aires d'accumulation tout spécialement au Sud-Est de Jersey. Les teneurs en calcaire atteignent 90 % et localement des lutites se trouvent piégées dans les débris donnant

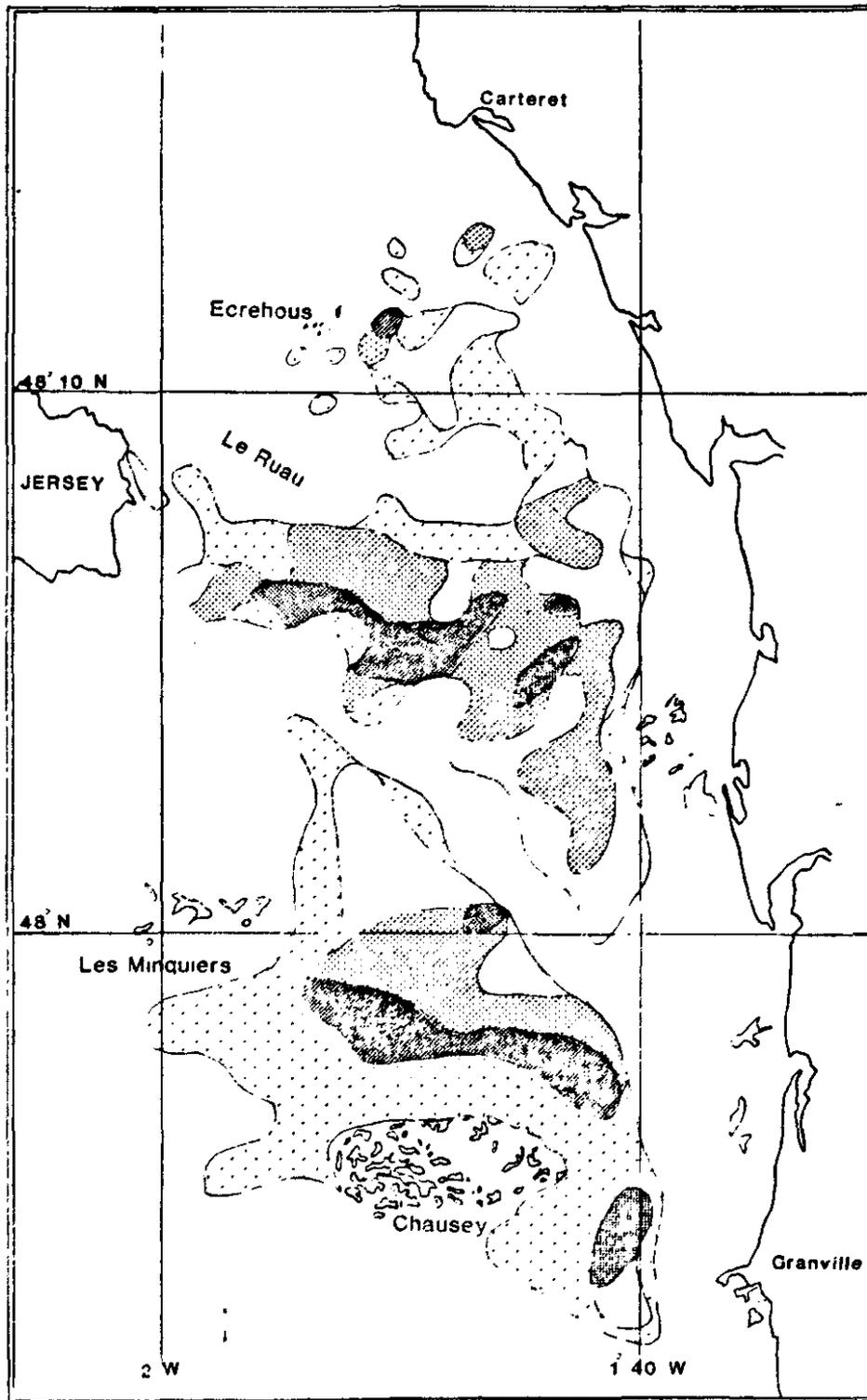


Fig. 18 - Répartition du maërl à l'Ouest du Cotentin
(En pourcentage pondéral du sédiment total, Hommeril, 1967)

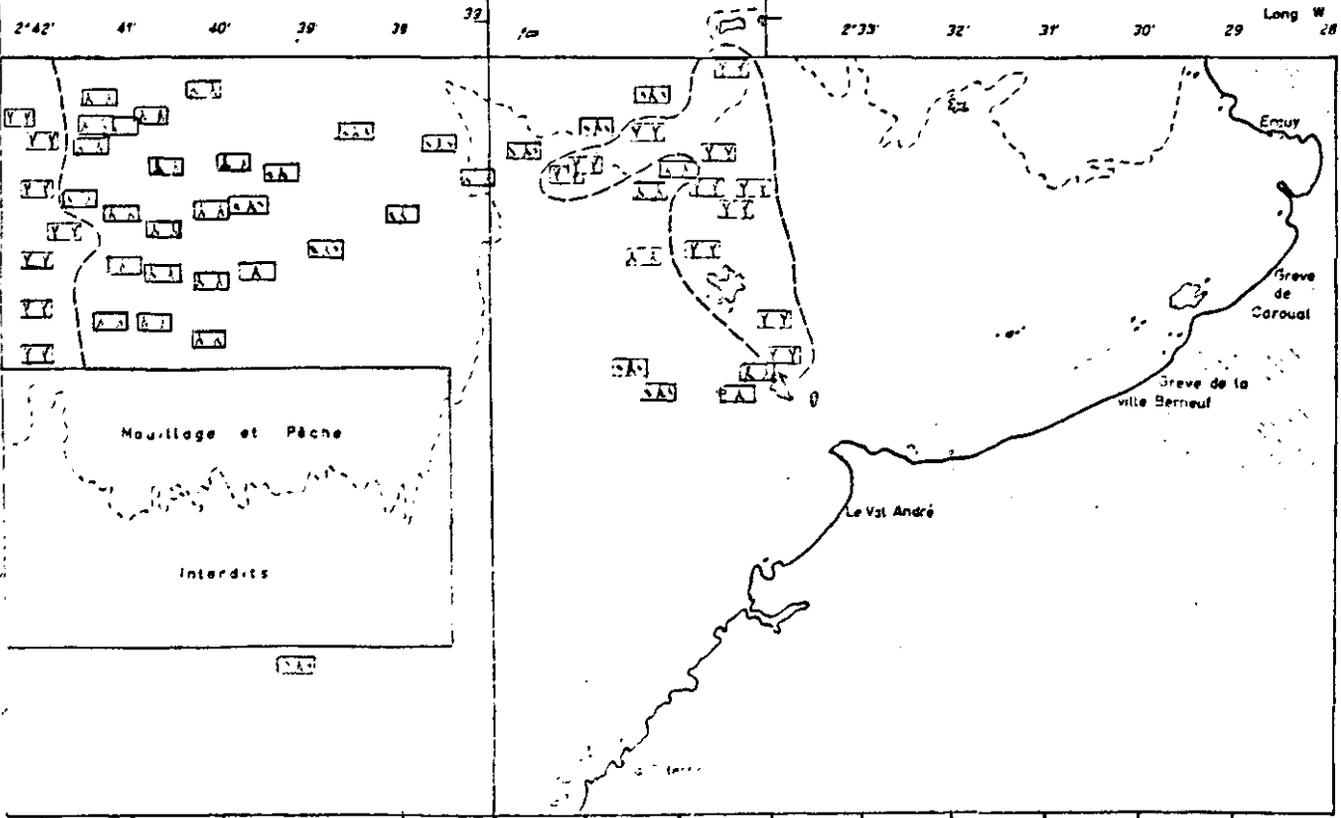


RÉPARTITION GÉNÉRALE
DES LITHOTHAMNIÉES
(maërl) DANS LA RÉGION
ORIENTALE DE LA BAIE
DE SAINT-BRIEUC

(Beigbeder, 1964)

Fig. 19

-  Prédominance de maërl vivant
-  Prédominance de maërl mort
-  Maërl vivant dispersé
-  Maërl mort dispersé



des sédiments envasés (Hommeril, 1967; Giresse et Hommeril, 1969). Des gisements de maërl sont également présents en baie de Saint-Brieuc, au large d'Erquy (fig. 19) et de Paimpol; également au Nord de la baie du Mont Saint-Michel (Beigbeder, 1964; Rétière, 1979). Les informations concernant la puissance de ces nappes manquent, il conviendrait d'en recueillir compte-tenu de l'exploitation active qui en est faite, en baie de Saint-Brieuc notamment.

Plusieurs bancs sableux sont également présents dans ce vaste domaine du large. Il s'agit d'accumulations bioclastiques à bio-lithoclastiques de 15 à 30 m d'épaisseur qui prennent place dans des zones de fortes énergies où existe un piège hydraulique. Aussi relève-t-on bien souvent le passage assez brusque des cailloutis aux sables.

B.2.b. Le domaine côtier

Sur cette frange littorale, la répartition des sédiments dépend principalement de l'exposition de la côte vis-à-vis des houles. Ainsi distingue-t-on les domaines ouverts et les domaines abrités. (Aloisi et al., 1977; Vaslet et al., 1978).

B.2.b.1. Le domaine côtier ouvert

Il concerne la majeure partie de la frange littorale du golfe normand-breton. La côte est alors rocheuse ou bordée d'un cordon dunaire qui isole une dépression souvent marécageuse s'étendant jusqu'au pied des premiers reliefs qui correspondent à l'ancienne falaise interglaciaire (fig. 20). A l'influence décroissante des houles vers le large correspond un gradient d'affinement des dépôts qui se développe d'autant mieux que l'influence des courants de marée est modérée à faible près du rivage. Exception faite de la haute plage où s'accumulent des bioclastes mal triés, on observe généralement une augmentation des teneurs en calcaire de la côte vers le large (Auffret et Le Gall, 1972; Hommeril, 1967; Vaslet et al., 1978 et fig. 17 et 20). D'immenses plages sableuses se développent ainsi à l'Ouest du Cotentin et de manière plus limitée, entre des pointes rocheuses, sur le littoral breton ou à Jersey. En périodes de tempêtes, les vagues s'attaquent violemment aux cordons littoraux, surtout en fortes marées. Des démaigrissements spectaculaires apparaissent, le trait de côte recule. La vitesse d'érosion dépend

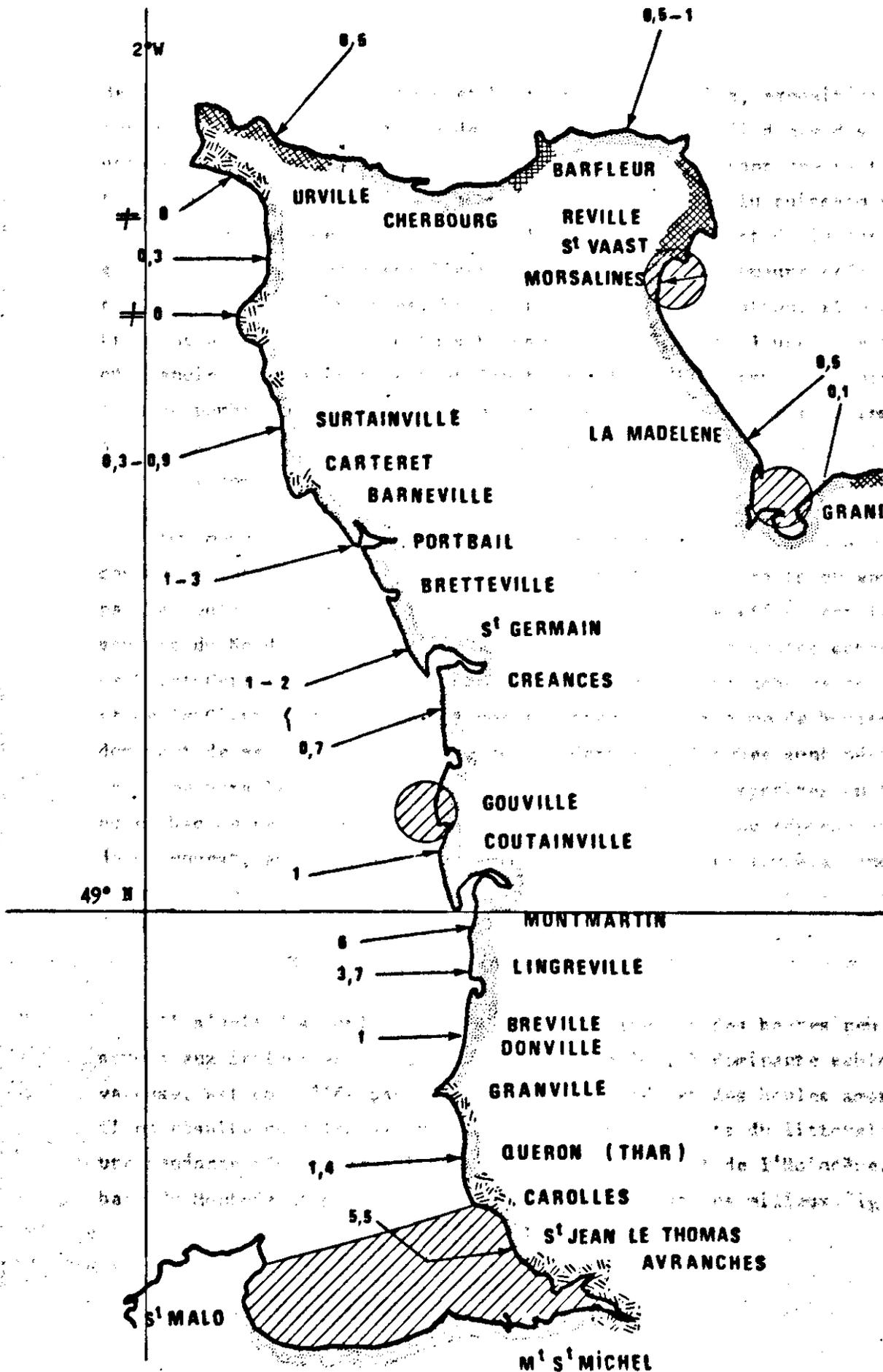


Fig. 21 - Evolution du littoral : recul moyen annuel (L.C.H.P.)

de divers paramètres : nature et hauteur de la falaise, exposition, pente et protection naturelle de la plage. La figure 21 donne des valeurs chiffrées pour la côte ouest du Cotentin montrant une nette tendance transgressive. En de nombreux points il a fallu puissamment protéger le trait de côte, de multiples blockaust datant de la dernière guerre gisent désormais sur l'estran et la situation demeure préoccupante en plusieurs stations. En fonction de cette évolution, il est fréquent de passer d'une côte sableuse bordée de dunes à une côte rocheuse où l'ancienne falaise redevient fonctionnelle. Il en résulte la mise à nu de nombreux gisements tourbeux sur les plages et, par remaniements de limons ou d'arènes, l'introduction de matériel frais dans les sédiments littoraux comme nous l'avons noté ci-dessus.

Aux mouvements sédimentaires perpendiculaires à la côte s'ajoutent des mouvements de dérive littorale sous l'action de courants engendrés par la houle. Sur la côte du Cotentin, ces transits s'effectuent le plus souvent du Nord vers le Sud engendrant des flèches littorales comme celles de Saint-Germain-sur-Ay où de la pointe d'Agon aux embouchures de l'Ay et de la Sienne. Ces mouvements correspondent à un régime de houles dominant de secteur ouest à nord-ouest. Certaines flèches sont néanmoins tournées vers le Nord déterminant aux embouchures des systèmes en tenaille ou en bec de perroquet. Ces mouvements inverses sont une réponse aux houles de sud-ouest, assez fréquentes, sur une côte où chaque rivière constitue une barrière hydraulique interrompant tout transport de dérive littorale.

B.2.b.2. Le domaine côtier abrité

Il s'agit des fonds de baies, des estuaires et des havres peu soumis aux influences du large. La sédimentation, à dominante sablo-vaseuse, est contrôlée par les courants de marée et des houles amorties. Il en résulte un colmatage progressif de ces rentrants du littoral et une tendance régressive qui s'exerce depuis le début de l'Holocène. La baie du Mont-Saint-Michel est le plus important de ces milieux (fig. 20 c).

Les environnements sédimentaires s'y succèdent régulièrement depuis les zones infralittorales externes vers le schorre ou herbu en fonction d'une énergie décroissante du milieu. Les dépôts deviennent de plus en plus fins vers l'intérieur où ils acquièrent le plus souvent une structure litée liée au rythme des marées. La tangue constitue le plus typique de ces dépôts, il est caractéristique du golfe normand-breton. Il s'agit d'un sédiment sablo-silto-argileux finement feuilleté et renfermant de 40 à 50 % de carbonates (Dolet, 1966; Giresse, 1969 et 1970; Larsonneur et Doré, 1975; Klingebiel et Larsonneur, 1980.

* L'estuaire de l'Ay (fig. 22)

Encore appelé havre de Lessay ou de Saint-Germain, l'estuaire de l'Ay a été étudié par Hommeril (1972); il constitue un exemple de havre.

L'Ay est une modeste rivière fortement déviée vers le Sud par l'avancée de la pointe de Saint-Germain. A l'embouchure s'observent des sables moyens ornés de mégarides, fortement soumis au mouvement alterné des courants de marée. Vers l'intérieur, sur les vastes slikkes abritées du large par la pointe de Saint-Germain, se déposent des sables fins dont les médianes oscillent entre 0,24 et 0,33 mm. Le triage est bon, les teneurs en carbonates varient de 15 à 25 %. Les sédiments s'affinent vers l'intérieur et sur les berges des chenaux, les premières plantes apparaissent, c'est la haute slikke. Vient ensuite le schorre ou herbu principalement constitué de silts et de sablons qui forment les tangues. Les teneurs en calcaire sont plus élevées, de 36 à 42 %. Ainsi, le gradient d'affinement longitudinal allant de l'aval vers l'amont, se double d'un gradient transversal entre le lit sableux des chenaux et les tangues de la partie supérieure des berges.

* La baie du Mont-Saint-Michel

Située dans l'angle formé par la Bretagne et le Cotentin, c'est le domaine abrité le plus vaste du golfe normand-breton (fig. 23). Au gradient décroissant des vitesses de courants depuis l'entrée de la baie jusqu'aux rivages correspond un gradient granulométrique également décroissant qui s'intègre à la distribution générale des sédiments dans la partie sud-est du golfe (fig. 17).

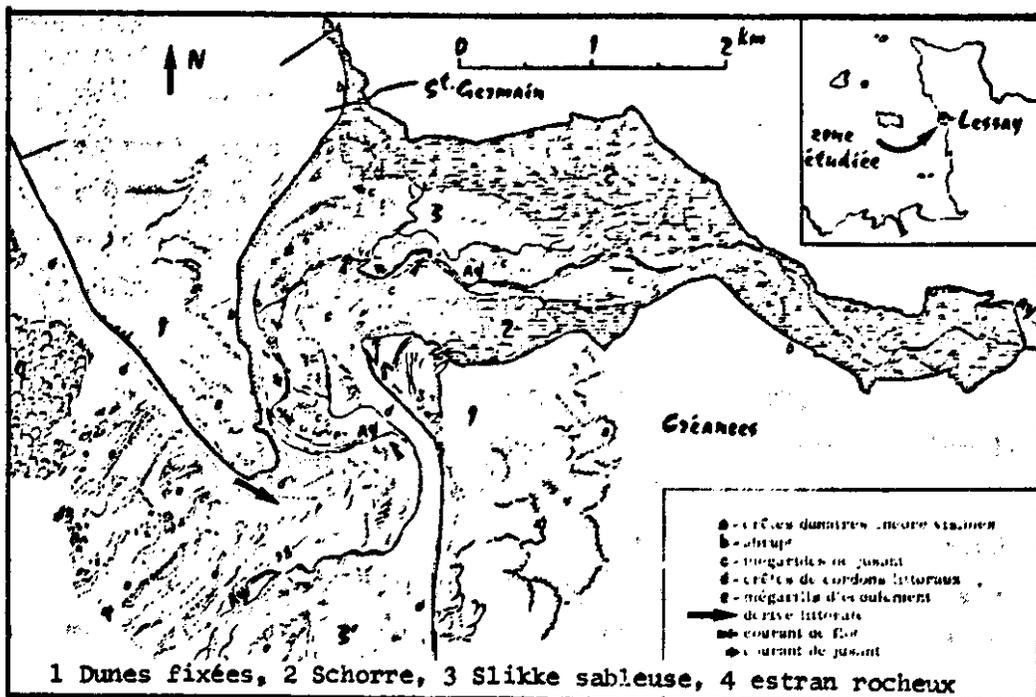
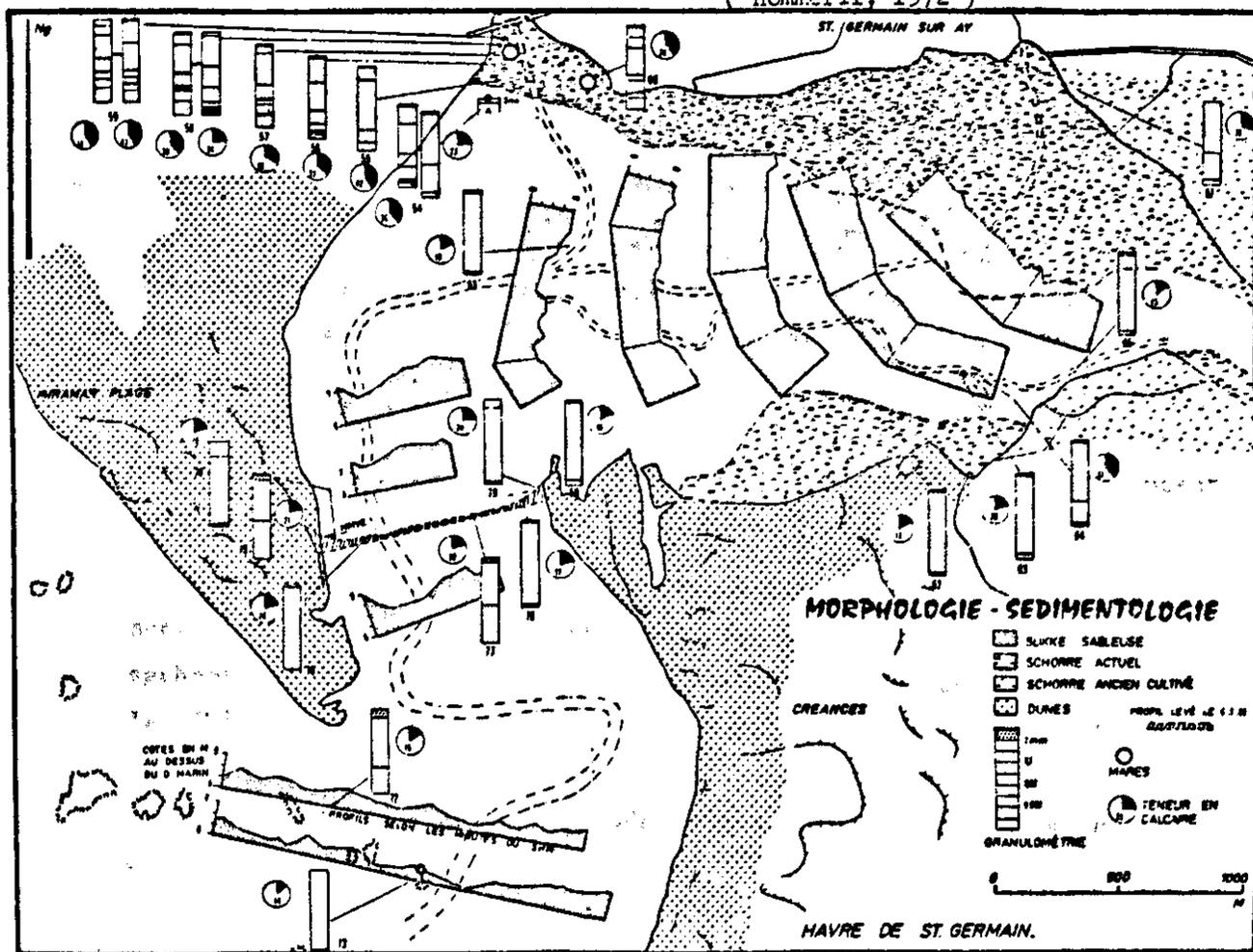


Fig. 22 - Le havre de St-Germain - Lessay : morphologie et sédimentologie (Honnéril, 1972)



Aux dépôts caillouteux des abords du Grouin de Cancale succèdent des sédiments graveleux (entre - 15 m et 0), des sables (bas et moyen estran), puis des sablons se chargeant peu à peu en particules inférieures à 0,05 mm (lutites). Les dépôts les plus fins se rencontrent sur le haut estran, principalement dans les zones abritées, au Sud de Cancale notamment. Sablons et sables fins, ornés d'une large panoplie de figures mécaniques, occupent la majeure partie des grèves tandis qu'en domaine infralittoral, sables grossiers et graveleux, zoogènes et phycogènes, forment de vastes épandages ou s'organisent en grands bancs allongés selon les directions principales de courant. La distribution des sédiments est en outre contrôlée par les rivières qui déterminent autant de chenaux de marée. De l'axe du lit vers les berges, au fur et à mesure que l'altitude s'accroît, les sédiments deviennent de plus en plus fins. Au Nord du bec d'Andaine, l'action dominante des houles se traduit par d'immenses plages sableuses bordées de dunes. Ce schéma d'ensemble, légèrement affecté par des fluctuations saisonnières liées à la turbulence du milieu, est à l'origine de la disposition étagée des environnements sédimentaires. Ces derniers se caractérisent chacun par des peuplements benthiques particuliers qui obéissent à des règles spécifiques de temps d'émergence, de taux d'humidité et de salinité (Rétière, 1979).

Localement, des bancs de sable grossier altèrent la distribution générale des dépôts. Poussés peu à peu vers le rivage par les houles de tempêtes, ces derniers viennent finalement s'entasser sur l'herbu (côte sud) pour former de puissantes langues coquillières. De plus, au large de Cherrueix, un bioherme à hermelles (*Sabellaria alveolata*) accompagné d'un banc de sable coquillier constitue un énorme brise-lame à l'abri duquel se décantent les suspensions.

Actuellement, ces zones de faible énergie tendent à se combler par accrétion verticale et latérale. Des séquences régressives apparaissent sachant que les apports proviennent essentiellement du domaine marin; le débit des rivières est très faible. Ainsi, en Baie du Mont-Saint-Michel, un prisme d'une quinzaine de mètres d'épaisseur s'est accumulé depuis le début de l'Holocène (fig. 24). Adossé aux anciennes falaises du Sud de la

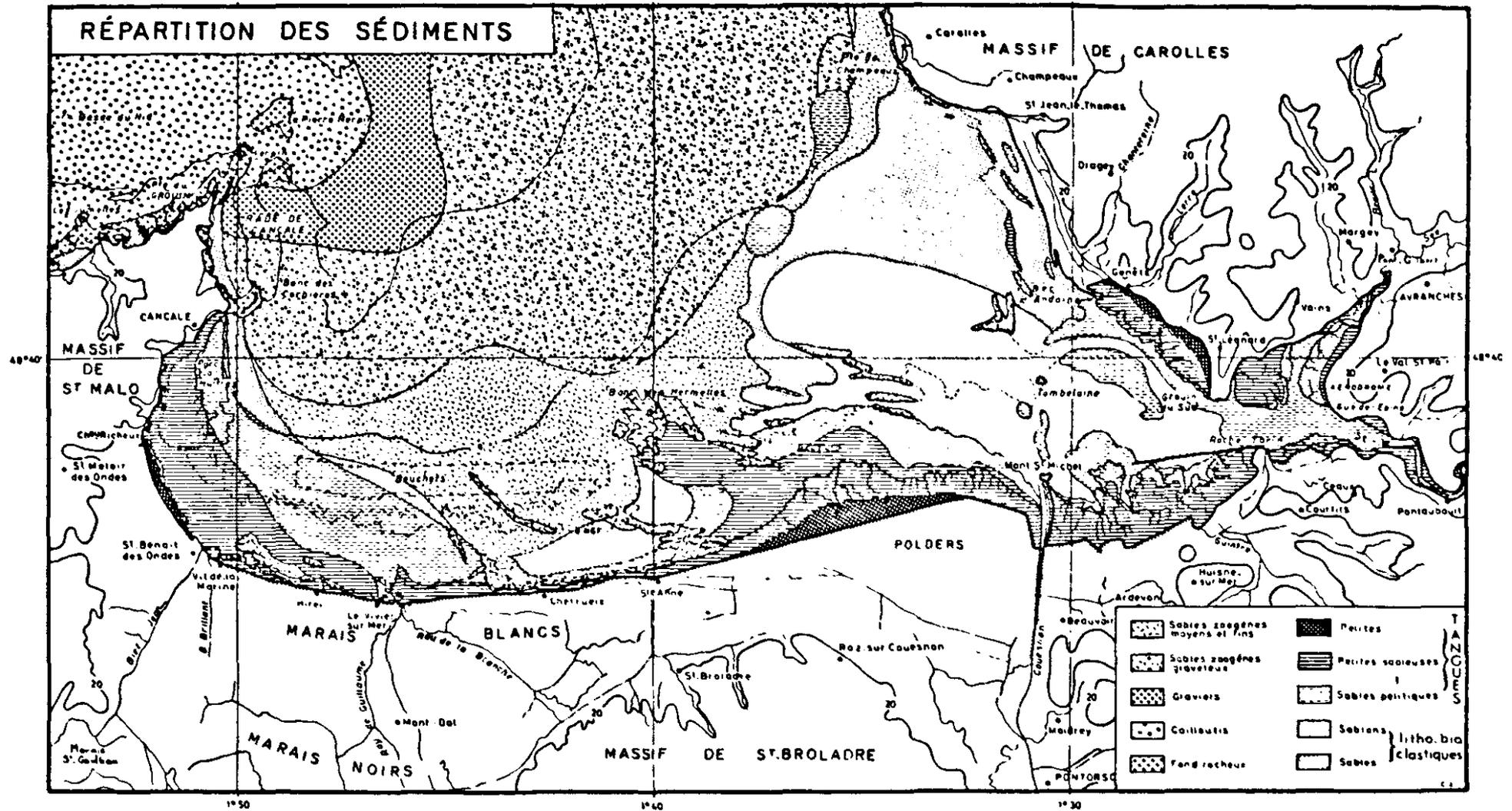


Fig. 23 - Répartition des sédiments dans la baie du Mont-St-Michel.

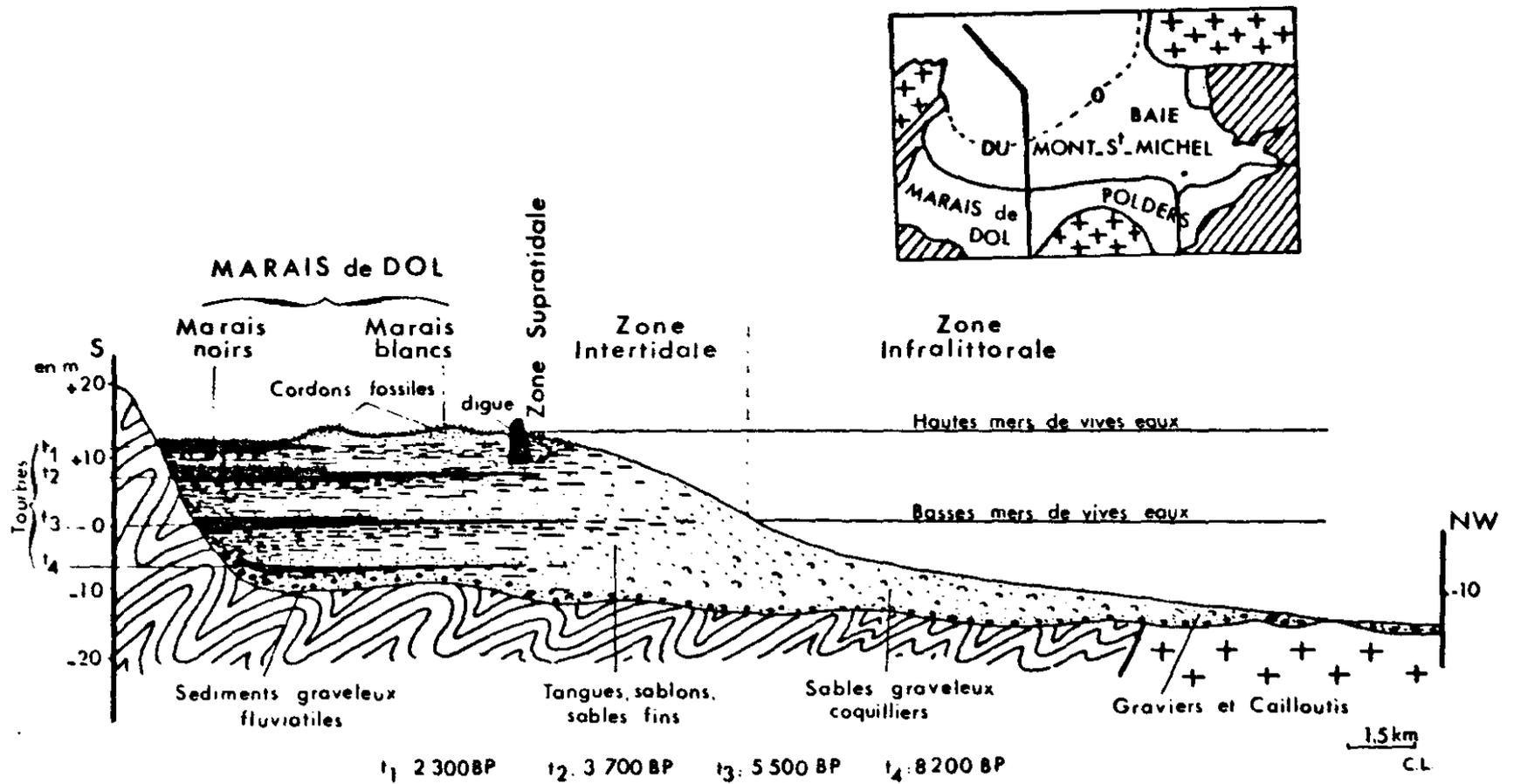


Fig. 24 - LE PRISME SEDIMENTAIRE HOLOCENE

(Coupe schématique d'après M.T. Morzadec, 1974)

baie, ce prisme sédimentaire contient, dans sa partie interne, une alternance de niveaux tourbeux et d'horizons de sables ou de tangles.

C'est là le résultat des fluctuations de la ligne de rivage durant le Flandrien en réponse au colmatage de la baie et à la montée oscillatoire du niveau marin. Au cours de la période historique et surtout depuis 1850, d'importants travaux de mise en valeur et d'aménagement ont été réalisés donnant à la baie sa configuration actuelle (Larsonneur et Doré, 1975; Klingebiel et Larsonneur, 1980; Larsonneur, 1982).

Pour conclure, la répartition des sédiments dans le golfe normand-breton se caractérise par une très vaste distribution du matériel caillouteux à graveleux. Il s'agit là de dépôts résiduels mis en place au cours du Pleistocène. Les sables ne s'accumulent qu'au niveau de pièges hydrauliques où s'érigent des bancs, dans les baies et sur la frange côtière en fonction d'une énergie plus modérée. Les bioclastes sont abondants, ils viennent progressivement contaminer les sédiments terrigènes plus anciens et plus évolués. Les suspensions ne se déposent que dans les zones de faible énergie où elles mènent à la formation de vases et surtout de tangles caractérisées par leur litage et leurs teneurs élevées en carbonates. Actuellement, la tendance est transgressive en milieu côtier ouvert, tandis qu'elle est régressive en milieu côtier abrité où s'accumulent d'importantes masses de sédiments. Ailleurs la couverture meuble est généralement mince sauf au niveau des bancs sableux dont la puissance atteint 15 à 30 m. Les paléovallées sont très discrètes dans l'ensemble du golfe normand-breton (Quesney, 1982).

C H A P I T R E III

QUELQUES ASPECTS DE LA DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE

Les données concernant les mouvements sédimentaires sont peu nombreuses. Comme nous l'avons vu ci-dessus, l'étude de la couverture de dépôts meubles fournit des informations sur l'énergie relative du milieu mais les transports sédimentaires sont mal connus. Nous disposons cependant de quelques résultats précis concernant la dynamique des suspensions. Divers travaux portent par ailleurs sur les déplacements sableux en domaine côtier.

A. SUR LA DYNAMIQUE DES SUSPENSIONS

A.1. L'ESTUAIRE de la SIENNE

Une étude hydrologique a été réalisée par Giresse (1969 et 1970) en coefficients de vive eau. D'après cet auteur, le flot pénètre brutalement dans l'estuaire, les eaux marines diluent rapidement les eaux douces peu abondantes, il n'existe pas de véritable coin salé. La durée du flot diminue d'aval en amont.

Les mesures de turbidité montrent que les suspensions, au large de l'embouchure, sont peu denses (de l'ordre de 20 mg/l) caractérisant peut être les eaux du golfe. Au flot, les courants chenalés dans l'estuaire remanient les sédiments fins, la turbidité des eaux s'accroît. Du matériel se décante à la pleine mer de telle sorte que le débit solide est plus faible au jusant qu'au flot (mesures du Pont-de-la-Roque); d'ailleurs les vitesses de courant relevées au jusant sont plus faibles que celles du flot. D'après Giresse il n'y aurait pas de véritable bouchon vaseux.

Ces résultats sont déjà anciens et ne tiennent pas suffisamment compte du débit, ni de la variation des coefficients de marée. D'après les études effectuées récemment dans des rivières comme celle de Morlaix (Beslier, 1981) ou l'Orne (Dubrulle, 1982), il existe un bouchon vaseux qui se déplace, se

se gonfle et se décante au cours du cycle de marée. Le bouchon se trouve en position amont en étiage et près de l'embouchure en crue. Il est essentiellement constitué de matériel remis en suspension par les courants; c'est là un caractère très spécifique aux estuaires macrotidaux comme ceux qui se jettent dans le golfe normand-breton. Les apports fluviaux sont très faibles et le matériel sédimentaire qui se dépose aujourd'hui dans ces milieux provient pour l'essentiel de la mer; il constitue notamment à la formation des tangles.

A.2. La BAIE du MONT-SAINT-MICHEL

C'est là que les études ont été les plus poussées principalement en raison de leurs applications en matière de conchyliculture ou de protection du site du Mont-Saint-Michel (L.C.H.F., 1971-1977-1979; Larsonneur et Doré, 1975; Klingebiel et Larsonneur, 1980; Larsonneur, 1982).

A.2.a. Dynamique sédimentaire dans la partie occidentale de la baie

Au large de Cancale, il est courant d'observer une frange d'eaux turbides bordant l'estran d'autant plus nette que la mer est agitée. On peut suivre cette frange jusqu'à la pointe du Grouin, au large de laquelle elle s'épanouit lors du jusant en un vaste panache bien visible sur certaines vues satellites. A l'intérieur de la baie, les teneurs en matières en suspension mesurées par temps calme, aux alentours de l'étale de pleine mer, oscillent entre 10 et 50 mg/l (Nikodic, 1981). Ces teneurs diminuent vers le large, de même que la taille moyenne des particules (Zbinden, 1981).

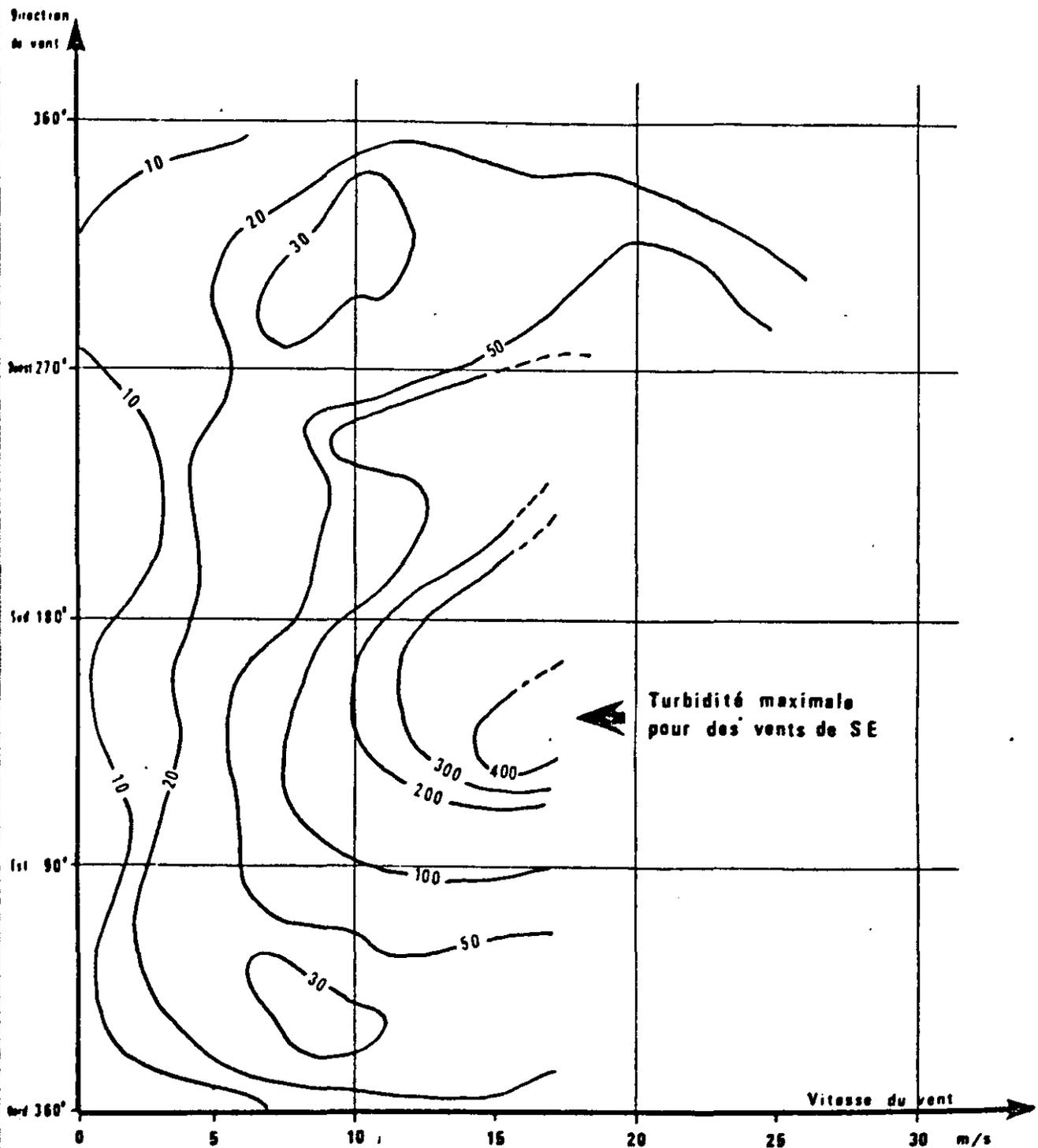
Des expériences par lâchers de flotteurs accompagnées de prises d'échantillons d'eau durant un cycle de marée ont eu lieu en 1981 dans la baie de Cancale (Nikodic, 1981). Alternatifs à l'Est (région d'Hirel), les mouvements deviennent giratoires et plus courts à l'Ouest, dans la zone ostréicole. Les trajectoires décrites font apparaître une résultante vers l'Ouest qui souligne la vocation de lieu d'accumulation des sédiments vaseux de l'anse de Cancale.

Dans cette partie de la baie il a été montré que les mouvements des suspensions, les charges remobilisées ou décantées, sont contrôlés par les facteurs hydrologiques (courants, amplitudes des marées) et par les facteurs météorologiques (vent, état de la mer). Il y a remise en suspension des sédiments fins au flot et au jusant, et décantation aux étales, notamment à celles de pleines mers. Le bilan d'un cycle tidal va dans le sens d'un déplacement des sédiments fins vers le haut de l'estran.

En outre, les charges en suspension varient avec l'état de la mer qui dépend de la vitesse et de la direction du vent. Il apparaît que la baie de Cancale est très sensible aux vents d'Est et de Sud (turbidités atteignant 400 mg/l) alors que les vents dominants du Nord et de l'Ouest sont sans effets appréciables sur les remises en suspension (fig. 25). Ce fait est bien entendu attribuable à la morphologie de la baie, bien protégée par des reliefs situés à l'Ouest. Il en résulte des fluctuations sédimentaires importantes sur l'estran et par conséquent des nuisances pour les activités mytilicoles et ostréicoles. Belessort et Migniot (1979) ont estimé à 2 millions de m³ le stock de vases présent sur l'estran et susceptible d'être partiellement remobilisé puis resédimenté en d'autres lieux. Il ressort en baie de Cancale que les envasements préjudiciables aux ostréiculteurs, sont le résultat de coups de vent de Sud et d'Est. Par contre, les vents d'Ouest ont tendance à dévaser.

Nikodic (1981) et Sornin (1981) ont montré par ailleurs que le développement de l'ostréiculture et de la mytiliculture s'accompagne de profondes modifications du régime sédimentaire de la baie de Cancale. Elles résultent, d'une part de la présence physique des installations (tables, bouchots), d'autre part de l'activité biologique des mollusques.

Les équipements conchylicoles réduisent la vitesse des eaux, modifient la direction des courants et favorisent la décantation tout en préservant l'érosion des dépôts. Ainsi assistons-nous à l'exhaussement des sols et à leur stabilisation. Parallèlement, l'activité biologique des moules et des huîtres conduit à la formation de pelotes fécales dont la décantation est rapide; la sédimentation se trouve donc accélérée.



— ligne d'isoturbidité

30 : turbidité en mg/l

Fig. 25 - Courbes d'isoturbidité établies en fonction du régime des vents (force et direction) à Cancale. Décembre 1978 à avril 1979 (J. Nikodic, 1981).

A.2.b. Dynamique sédimentaire de la zone estuarienne

Là, c'est le jeu alternatif des marées qui contrôle l'essentiel de la dynamique estuarienne mais il s'exerce dans des milieux variés et changeants qui engendrent une grande diversité des processus.

A.2.b.1. Les cycles de marée successifs

A chaque marée, notamment en vives eaux, le flot, aux eaux encore turbides, remet en suspension une fraction importante de particules fines déposées sur l'estran. Celles-ci sont transportées vers l'amont et pénètrent profondément à l'intérieur de tous les estuaires. Parallèlement, des sables fins sont entraînés près du fond par roulement et en saltation. Dès que la vitesse de courant diminue, à l'approche de la pleine mer, les particules grossières se déposent puis la sédimentation affecte des particules de plus en plus fines. Les suspensions se décantent, spécialement aux alentours de la pleine mer dans les zones calmes du haut des grèves. Au jusant, les eaux s'abaissent peu à peu, abandonnant une partie de leur charge par adhérence sur le schorre et la haute slikke. Ainsi se forment les tanguas où la superposition des doublets répond au rythme des marées. Sur la slikke, l'agitation de l'eau au reflux interdit le dépôt des suspensions de telle sorte qu'à marée basse la mer abandonne de vastes étendues sablonneuses et sableuses. Ce processus se renouvelle à chaque marée et l'influence prépondérante du courant de flot, l'asymétrie du cycle tidal, tendent à faire progresser le matériel sédimentaire vers l'intérieur. Au niveau de la tanguaie l'émersion qui suit le dépôt amène un début de déshydratation et de tassement, un film de diatomées le recouvre, autant de facteurs qui contrarient le remaniement par la marée suivante.

Une étude hydrologique réalisée à l'entrée de ce secteur par le L.C.H.F. (1977) a montré qu'au cours d'une marée de coefficient 90, c'est environ 100 millions de m³ d'eau qui pénètrent dans la zone estuarienne. Ces eaux transportent plus de 60 000 m³ de sédiments en suspension et sont préférentiellement évacuées au jusant par le chenal axial de la Sée-Sélune réunies. Les bilans solides approximatifs montrent que 3 % des apports se déposent, soit environ 2 000 m³ par marée. A l'échelle de l'année cela représente un volume de l'ordre de 1,5 million de m³, résultat confirmé par comparaison des levés topographiques de 1958 et de 1975.

Des expériences par traceurs radioactifs et fluorescents ont également été réalisées (L.C.H.F., 1977). Elles soulignent la grande mobilité des sédiments dans les chenaux où les recouvrements peuvent atteindre plusieurs centimètres par jour et les tendances au transport vers l'amont. Aussi, dans le chenal de la Sélune, au niveau de la Pointe de Roche Torin, la résultante du transit dirigée vers l'Est est évaluée à 0,7 m³/m/jour.

A.2.b.2. *Le rôle des chenaux*

Les chenaux et les rivières exercent un rôle primordial sur le couple érosion-sédimentation en canalisant les courants de marée et en concentrant leur énergie. L'érosion progresse par sapement latéral des berges, au niveau des rives concaves, notamment dans la zone supratidale où la cohésion des tangues détermine parfois des microfalaises appelées "tallards". Les éboulements accélèrent le processus qui entraîne le remaniement d'un volume important de matériel à chaque marée. De plus, les rivières divaguent entraînant pour leurs affluents des modifications du niveau de base et par conséquent de leur évolution sédimentaire. Les changements de cours des chenaux se produisent sur les parties peu inclinées de l'estran, à partir de sillons creusés en court-circuit (filandres) par des eaux dont la vitesse élevée ne permet pas de suivre le cours sinueux initial.

Ces divagations se répercutent sur le modelé des grèves à la manière de l'évolution schématisée sur la figure 26 pour le tronç estuarien drainé par l'important chenal Sée-Sélune. Dans la région considérée, un déplacement du chenal vers Genêts entraîne l'exhaussement des grèves à l'Est du Mont-Saint-Michel (Grand banc) et des démaigrissements sur l'autre rive. C'est en particulier cette tendance qui favorise la progression des herbus aux abords du Mont menaçant ainsi son insularité. Dans ces conditions, on comprend que les travaux de poldérisation se heurtèrent constamment au problème de la divagation des rivières et que l'un des principaux objectifs fut toujours de s'efforcer d'en fixer le lit.

D'autres facteurs interviennent également sur le couple érosion - sédimentation, mais leur rôle est subordonné. Les houles, en périodes de tempêtes, accroissent la turbulence et par conséquent amplifient les remaniements et le transport. Jadis elles furent à l'origine d'importants dommages causés aux enclos. La végétation du schorre et de la haute slikke augmente au contraire la cohésion des dépôts et favorise l'exhaussement

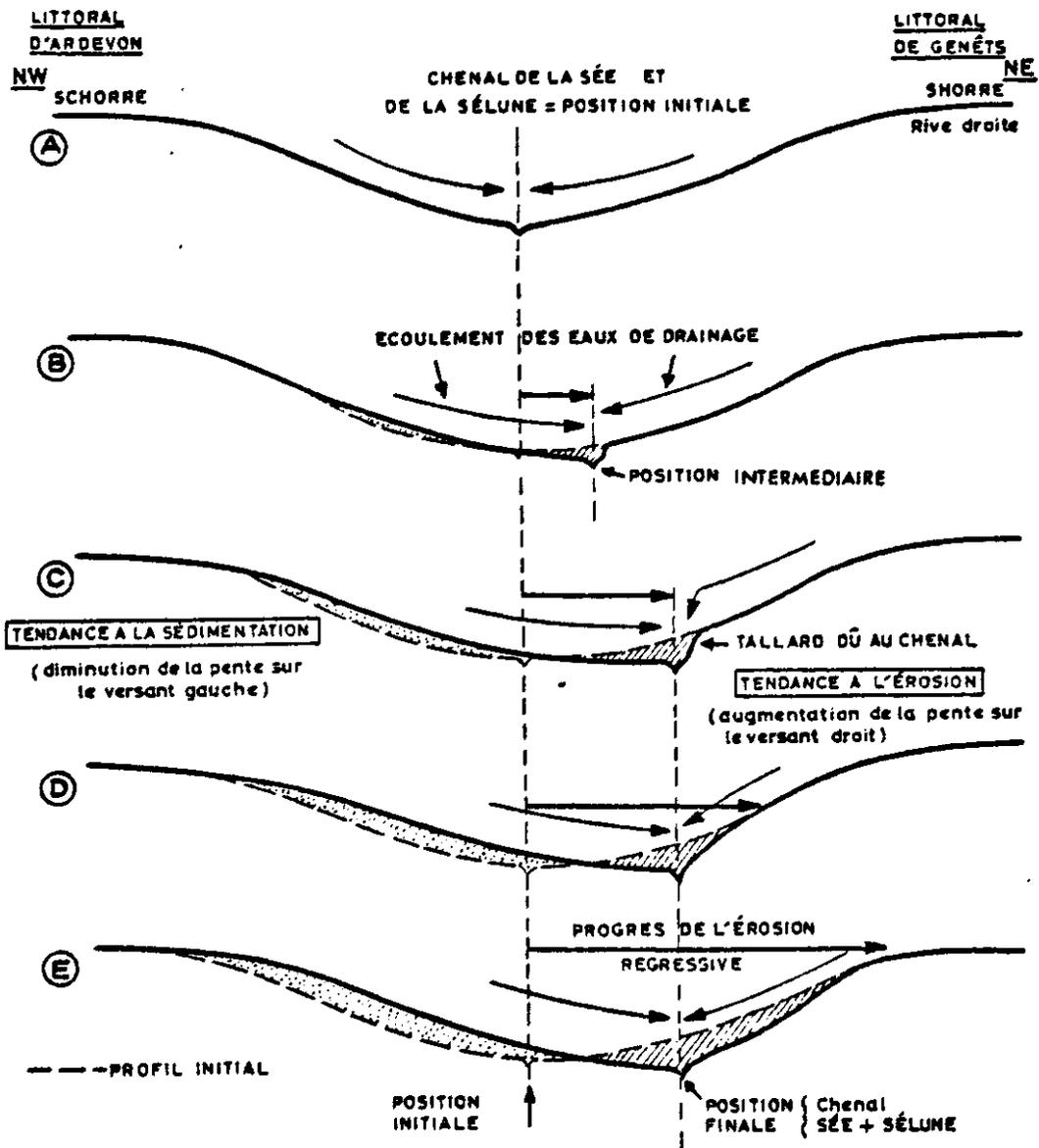


Fig. 26 - Evolution schématique du profil transversal des grèves en fonction du déplacement du chenal Sée - Sélune dans la zone estuarienne.

(Larsonneur et Doré, 1975)

des grèves, mais son action ne s'exerce que sur le haut estran, là où les périodes d'exondation sont suffisamment longues. Destinés le plus souvent à assurer la mise en valeur des terres maritimes, les ouvrages contrarient les processus d'érosion et accélèrent la sédimentation. Soulignons enfin que jadis les extractions de tangues qui s'élevaient vers 1830 à 500 000 ou 600 000 m³/an pour la zone estuarienne représentaient un facteur de démaigrissement non négligeable.

A.2.b.3. Bilans

Toutes les études réalisées dans la zone estuarienne de la baie du Mont-Saint-Michel concluent à des mouvements sédimentaires excessivement rapides, atteignant parfois plusieurs décimètres par mois. Mais les érosions, actives au niveau des chenaux, ne compensent pas les apports, le bilan sédimentaire de cette zone est largement positif. On estime à 2 cm l'épaisseur moyenne des apports. Sachant qu'ils sont très irrégulièrement répartis, le taux de sédimentation est localement très élevé; sur le haut des grèves il peut atteindre 5 à 10 cm/mois, soit environ 1m/an. A l'échelle du secteur estuarien ces apports représentent environ 1,5 million de m³/an. Cette évaluation provient, comme nous l'avons vu ci-dessus, des mesures hydrologiques et de comparaison de levés-topographiques; elle ressort également du calcul des volumes de sédiments accumulés de part et d'autre du Couesnon depuis sa canalisation en 1857 (L.C.H.F. 1971 et 1977). Il est intéressant de constater que le prisme sédimentaire flandrien s'est constitué au rythme moyen annuel de 1,5 million de m³ depuis 8 000 ans environ. A l'échelle de la baie, tout se passe comme si le colmatage s'effectuait de manière constante, la localisation des dépôts se modifiant au cours du temps. Depuis le siècle dernier, l'essentiel de la sédimentation se concentre à l'intérieur d'une ligne bec-d'Andaine - Chapelle Sainte-Anne, en majeure partie dans la zone estuarienne (Larsonneur, 1982).

Cette évolution menace aujourd'hui l'insularité du Mont-Saint-Michel. De nombreuses études ont été faites (L.C.H.F., 1971-1979) et des solutions ont été proposées pour conserver au site son environnement maritime (Doullcier et al., 1978).

A.3. DISPERSION des RADIONUCLÉIDES REJETES à la POINTE de la HAGUE

L'usine de retraitement des déchets nucléaires de la Hague effectue des rejets en mer et les radionucléides ainsi éliminés constituent d'excellents traceurs des masses d'eau et particules en suspension. Guéguéniat et al. (1979 et 1981) ont étudié la répartition de ces radionucléides dans les sédiments fins du littoral français de la Manche, entre Brest et Dunkerque. Ces auteurs ont montré que la fraction soluble migre principalement vers la Manche orientale tandis que la fraction particulaire se retrouve préférentiellement dans le golfe normand-breton. Ainsi, le piégeage du ^{144}Ce dans cette région met en évidence l'existence d'une cellule de circulation résiduelle cyclonique des masses d'eau entre la Hague et le Penthièvre. La limite vers l'Ouest de la migration particulaire détectable semble se situer en baie de Lannion.

L'activité des sédiments piégés dans la baie du Mont-Saint-Michel représente au moins 10 % de celle rejetée par la Hague. Une forte proportion de particules en suspension au large de la Hague migre donc vers le Sud et se dépose dans les zones de faible énergie.

Les rejets de ^{144}Ce ont fortement diminué de 1975 à 1978. Cette diminution du taux d'activité a été presque immédiatement observée dans le port de Fermanville à l'Ouest de Cherbourg. Par contre, elle apparaît avec un décalage de l'ordre de 2 ans en baie du Mont-Saint-Michel. Aussi les auteurs envisagent-ils l'existence d'aires de stockage intermédiaires, des remaniements s'effectuant lors des tempêtes. Il faut également souligner la parenté des dépôts de Granville et de Cancale. De plus, en carotte, la présence de ^{144}Ce a été parfois retrouvée jusqu'à 1,60 m (partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel) ce qui traduit là une vitesse de sédimentation très élevée.

Ces études mettent en évidence des transits importants de matières en suspension dans le golfe. Celui-ci semble constituer une cellule sédimentaire au sein de laquelle les particules tendent surtout à se déplacer vers le Sud notamment vers la baie du Mont-Saint-Michel. De toutes manières, il y a là une voie de recherches très fructueuse qui devra être développée.

B. TRANSITS SABLEUX EN DOMAINE CÔTIER

Ils ont surtout été étudiés sur le littoral ouest du Cotentin où l'action des houles induit des mouvements dans le profil et des transports longitudinaux parallèles au rivage.

B.1. Les MOUVEMENTS dans le PROFIL

Ces mouvements sont contrôlés par l'orientation et la vitesse des vents. Par vent de terre ou en périodes de vents faibles, les plages engraisent. A l'inverse, les fortes houles provoquent des démaigrissements spectaculaires. Comme l'ont observé Auffret et Le Gall (1972) en baie d'Ecalgrain, les variations d'épaisseur sont décimétriques à métriques. Ces auteurs ont également montré que la partie nord de la baie, plus exposée, est moins ensablée que les autres zones. De leur côté, Bajard et Gautier (1969) ont mis en évidence d'importants démaigrissements du haut estran sur la plage de Vauville suite à l'action prolongée de vents violents.

B.2. Les MOUVEMENTS LONGITUDINAUX

Ces transits n'apparaissent qu'en périodes de fortes houles; les expériences par traceurs radioactifs réalisées en baie d'Ecalgrain (Auffret et Le Gall, 1972), ou à l'embouchure de la Sienne (Giresse et Courtois, 1970) par temps calme, n'ont fait apparaître que de très faibles déplacements. Pourtant il s'agissait de périodes de vives eaux.

C'est la conjonction de tempêtes et de fortes marées qui produit les effets les plus importants de telle sorte que l'érosion progresse de manière discontinue. Comme nous l'avons vu ci-dessus (fig. 21) de nombreux secteurs côtiers du Cotentin sont en recul alimentant une dérive littorale le plus souvent orientée vers le Sud.

Une étude récemment réalisée sur le littoral de Saint-Jean-le-Thomas - bec-d'Andaine illustre précisément ces phénomènes (Larsonneur, 1982).

Cette côte sableuse, bordée de dunes, est sensiblement orientée Nord-Sud. Située à l'entrée orientale de la baie du Mont-Saint-Michel, elle est exposée aux houles de secteur W à NW dominantes qui déterminent des processus d'érosion et de sédimentation particulièrement spectaculaires.

Les tempêtes provoquent l'érosion de la partie nord de ce littoral, sur Saint-Jean-le-Thomas. Le matériel sableux mobilisé subit ensuite une dérive vers le Sud engendrant flèches et barres sableuses. L'addition puis la fixation de ces dernières conduit à un engraissement de la côte au lieu-dit "La Dune" (Commune de Dragey) et au bec d'Andaine (fig.27). La progression s'effectue par barres successives ménageant des dépressions intermédiaires où s'accumulent des tangles fines par décantation. Le vent contribue à la sédimentation en périodes de mortes eaux.

L'analyse des photographies aériennes réalisées depuis 1947 a permis de préciser l'ampleur et la vitesse des phénomènes en présence.

A Saint-Jean-le-Thomas, depuis 1947, le recul du trait de côte atteint 240 m soit une vitesse moyenne d'érosion de 7,5 m/an. .

Par contre, durant la même période, le rivage s'est avancé de 130 m à La Dune et de 190 m au bec d'Andaine (fig. 27).

Dans ces conditions, à la fin des années 60, une protection par enrochements a été mise en place sur une partie du littoral de Saint-Jean-le-Thomas. Cet aménagement a légèrement déplacé les zones d'érosion maximum vers le Sud où la situation devient préoccupante. Il apparaît en outre que cette évolution n'est pas régulière. Des périodes de quasi-stabilité du trait de côte sont entrecoupées d'érosions brutales, ainsi a-t-on mesuré un recul de 33 m entre septembre 1971 et mars 1973, de 20 m entre juin et novembre 1977. Cette irrégularité dans l'évolution résulte d'une part des conditions météorologiques aléatoires, d'autre part de la résistance variable du cordon dunaire. Une estimation volumétrique du transit pour la période 1966-1982 donne un mouvement de 50 000 m³/a, en moyenne dans le sens Nord-Sud. Ce matériel sableux vient contribuer au colmatage de la baie du Mont-Saint-Michel et plus précisément des abords du Mont dont l'insularité est fortement menacée.

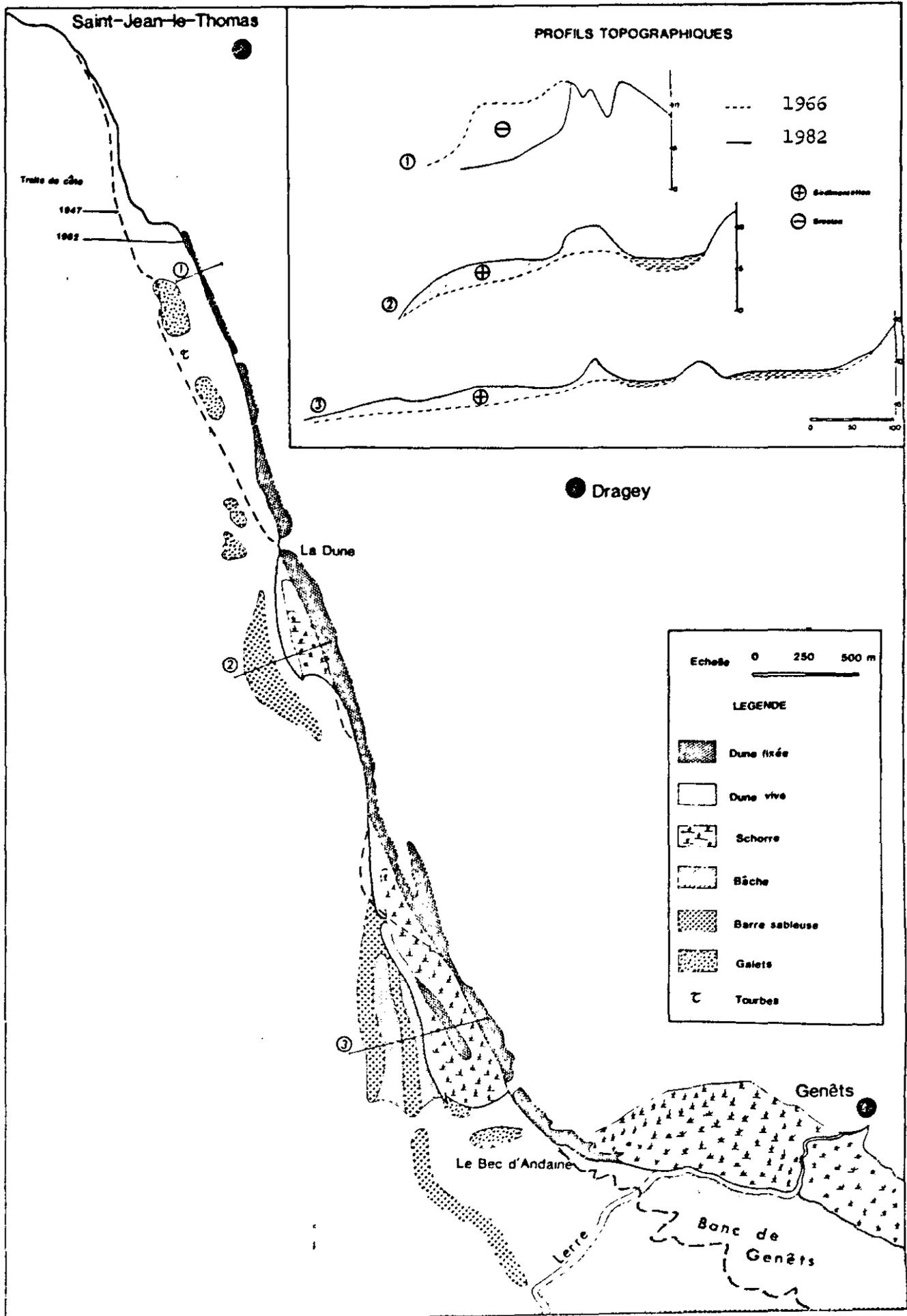


Fig.27 - Le littoral de Saint-Jean-le-Thomas - Le Bec d'Andaine :
 corps sédimentaires et évolutions depuis 1947
 (P. Compain, C. Larssonneur, B. Simon, P. Walker)

Il est intéressant de noter que la tendance à l'érosion dans le secteur de Saint-Jean-le-Thomas n'est apparue que depuis 1939 si l'on se réfère à des plans anciens. De 1927 à 1939, l'évolution était au contraire à l'engraissement. Ces modifications de tendances trouvent probablement leur origine dans les variations morphologiques de l'estran soumises dans cette région aux divagations de "rivières" chenalisant la marée. En l'occurrence il s'agit d'un bras de la Sélune plus ou moins proche de la ligne de rivage, sa proximité, augmente la pente de la plage et par conséquent l'énergie des houles sur le haut estran.

Plusieurs situations analogues existent sur la côte ouest du Cotentin du fait des nombreux havres qui s'y succèdent du Nord au Sud.

C O N C L U S I O N

Le golfe normand-breton, surtout depuis une vingtaine d'années, a fait l'objet de nombreux travaux géologiques et sédimentologiques mais la connaissance est plus ou moins avancée selon les domaines.

En ce qui concerne la GEOLOGIE du SUBSTRAT, elle est connue dans ses grandes lignes et les résultats, notamment ceux de Lefort consacrés au socle hercynien, ont été synthétisés pour dresser la carte géologique de la Manche au 1/1 000 000 (B.R.G.M., 1975).

Toute approche à une échelle plus grande implique des recherches complémentaires.

Dans leurs grandes lignes, la NATURE et la REPARTITION des SEDIMENTS sont bien connues. Les données disponibles ont été rassemblées par le Laboratoire de Géologie marine de l'Université de Caen pour établir la carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/500 000, carte qui pour le golfe normand-breton constitue la synthèse des connaissances actuelles (Vaslet et al., 1978). Il apparaît que les sédiments grossiers, lithoclastiques, sont largement répartis en réponse à une énergie élevée des fonds balayés par de forts courants de marée. Le matériel bioclastique est également abondant notamment dans les dépôts sableux à sablo-graveleux. D'âge

flandrien, il contamine progressivement là des sédiments lithoclastiques plus anciens fortement évolués. Les dépôts vaseux sont rares; ils ne se rencontrent, en domaine ouvert, que dans les accumulations de débris phylogènes formant le maërl. En domaine côtier, ils apparaissent également dans toutes les zones abritées : baies, havres, estuaires.

Il convient de souligner que l'ensemble des informations sédimentologiques actuellement disponibles est de qualité variable selon les zones considérées. La frange côtière, notamment le domaine compris entre le niveau des basses mers et l'isobathe - 10 m, ainsi que la région située aux alentours de l'archipel des Minquiers, mériteraient des compléments d'investigation. Une attention particulière devrait également être portée aux dépôts de maërl et aux rares zones vaseuses (nature, cartographie exacte, fluctuations saisonnières...).

L'ÉPAISSEUR de la COUVERTURE des DÉPÔTS MEUBLES est très mal connue si l'on se réfère aux documents publiés. Des études ponctuelles ont été réalisées dans le cadre de la recherche de granulats (baie de Saint-Brieuc, baie de Saint-Malo, abords des Chausey) et, en 1981, une couverture sismique de l'ensemble du golfe a été effectuée. Cette campagne menée par le Laboratoire de Géologie marine de l'Université de Caen en collaboration avec le B.R.G.M. et le Centre Océanologique de Bretagne est en cours de dépouillement (Quesney, 1982); près de 2 000 km d'enregistrements ont été réalisés. Les résultats concernant la géométrie des bancs sableux et du prisme sédimentaire côtier sont fort intéressants. Il apparaît en outre que le réseau de paléovallées est très mal inscrit dans le bed-rock et bien difficile à reconstituer; le remplissage est mince. Mais la maille de ces profils sismiques était de 10 km environ de telle sorte que toutes investigations de détail restent à faire. De plus, la nature lithologique de cette couverture meuble dans son épaisseur est presque totalement inconnue; des vibrocarottages sont nécessaires.

Quant à la DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE, elle est mal connue dans son ensemble. Sa meilleure connaissance passe d'abord par un accroissement des données physiques tant en ce qui concerne les houles que les courants.

Il apparaît que les courants de marée jouent un rôle déterminant sur la sédimentation et les interprétations sédimentologiques proposées jusqu'alors se basent sur des données de surface en général. Un gros effort doit donc être fait en la matière. Il conviendra de compléter ces mesures par des prospections au sonar latéral, des photographies... Les modalités précises de transfert en charriage sont inconnues.

En domaine côtier, les houles deviennent évidemment très efficaces mais leurs effets n'ont été considérés que localement, souvent en tenant compte des observations faites sur les vents. Il conviendrait de mieux apprécier le rôle respectif des houles et des courants, d'étudier les relations éventuelles entre le domaine du large et le domaine côtier, de suivre les variations saisonnières.

En matière de suspensions, les connaissances sont maigres, elles concernent les zones abritées de dépôts (baies, estuaires, ports) ou de piégeage biologique (fonds de maërl). L'origine, le transfert de ces suspensions sont peu connus. Les seules données modernes et importantes portent sur les radionucléides artificiels rejetés par l'usine de la Hague, transportés à l'état particulaire et identifiés en plusieurs sites côtiers, notamment en baie du Mont Saint-Michel et dans le port de Granville. Il est certain que des travaux en ce domaine mériteraient d'être développés en collaboration avec des recherches en télédétection. L'étude sédimentologique des suspensions reste entièrement à faire (minéralogie, granulométrie, composition...) en considérant dans la mesure du possible leur transit, leur origine.

Une attention toute spéciale devrait être portée aux biosédiments. Rôle du maërl dans le piégeage des particules fines, rôle des fousseurs, rôle des filtreurs, en particulier, des mollusques comestibles. Le développement de l'ostréiculture, de la mytiliculture ne sont pas sans influences mécaniques et biologiques sur la sédimentation. Des suivis précis devraient être faits.

Ces aspects dynamiques ont également des conséquences sur les problèmes d'envasement et de colmatage; en la matière, seules des recherches ponctuelles ont été réalisées, en baie du Mont-Saint-Michel notamment.

R É F É R E N C E S

- ALDUC D., AUFFRET J.-P., LARSONNEUR C. et SMITH A. (1980).- Cartographie des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. Ann. Inst. Océanogr., t. 56, (3), 21-35.
- ALOISI J.C., AUFFRET G., 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. Géol. Fr., (7), XIX, 183-195.
- ANDRIEFF P. et LEFORT J.-P. (1972).- Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche occidentale. Colloque sur la géologie de la Manche. Mém. B.R.G.M.; 79, 49-56.
- APOSTOLESCU V., DURAND S., ESTEOULE J., ESTEOULE-CHOUX J., LE CALVEZ Y. (1963).- Découverte d'Oligocène marin fossilifère à 8 km au Sud de la Baie de Saint-Brieuc. C.R. Ac. Sc., Paris, 256, 4690-4692.
- AUFFRET J.-P. et LE GALL J. (1972).- Etude sédimentologique de la Baie d'Ecalgrain (NW du Cotentin). Bull. Soc. Lin. Norm., (10), 3, 9-25.
- AUFFRET J.-P. et LARSONNEUR C. (1975).- Le modèle sédimentaire de la Manche orientale. IX^e Congrès intern. sédim., Nice, 5, 33-39.
- AUVRAY B. (1979).- Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. Thèse, Rennes, 680 p., ronéot.
- BAJARD J. et GAUTIER M. (1969).- Dynamique des plages du Nord-Cotentin. Cah. Océanogr., XXI, 635-651.
- BEIGBEDER Y. (1964).- Contribution à l'étude géomorphologique de la partie orientale de la Baie de Saint-Brieuc. Thèse 3^eème cycle, Mém. Lab. Géomorphol. Ec. Prat. Htes Et., 4, 342 p.
- BESLIER A. (1981).- Les hydrocarbures de l'Amoco Cadiz dans les sédiments subtidaux au Nord de la Bretagne. Thèse 3^e cycle, Caen, 204 p. ronéot.
- BIGNOT G., HOMMERIL P. et LARSONNEUR C. (1968).- Le Lutétien au large du Cotentin. Colloque sur l'Eocène, Mém. B.R.G.M., 58, 405-416.
- BOILLOT G. (1964).- Géologie de la Manche occidentale : fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Thèse, Paris, Ann. Inst. océanogr., XLII (I), 1-129.
- BOILLOT G., HORN R. et LEFORT J.-P. (1972).- Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. Colloque sur la géologie de la Manche. Mém. B.R.G.M., Fr., 79, 79-86.

- BOURCART J. et BOILLOT G. (1960).- La répartition des sédiments dans la baie du Mont Saint-Michel. Rev. Géog. phys. et Géol. dyn., n.s., 3, 189-199.
- CALINE B. (1981).- Le secteur occidental de la baie du Mont Saint-Michel : morphologie, sédimentologie et cartographie de l'estran. Thèse 3^e cycle, Orsay, 308 p., ronéot.
- CALINE B., LARSONNEUR C. et L'HOMER A. (1982).- La baie du Mont Saint-Michel : principaux environnements sédimentaires. Livre jubilaire G. Lucas, sous presse.
- CURRY D. (1960).- Eocene limestones to the west of Jersey. Geol. Mag., 97, 289-298.
- DANGEARD L. (1928).- Observations de géologie marine et d'océanographie relatives à la Manche. Ann. Inst. océanogr., N.S., t. 6, 295 p.
- DOLET M. (1966).- Sédiments et sédimentation dans la Baie du Mont-Saint-Michel. D.E.S., Caen, 68 p., ronéot.
- DOLET M., GIRESSSE P. et LARSONNEUR C. (1965).- Sédiments et sédimentation dans la baie du Mont Saint-Michel. Bull. Soc. Linn. Normandie, 10, t. 6, 51-65.
- DOULCIER J., GEFFRE P., MIGNIOT C., PRESCHÉZ P., SIMON G. et VIGUIER P. (1978).- Le Mont Saint-Michel entre terre et mer. Monuments historiques, n°3, 33-44.
- DORE F. (1977).- Normandie. Guides géologiques régionaux. Masson édit.
- DUBRULLE L. (1982).- Etude hydrosédimentaire de l'estuaire de l'Orne et de ses abords. Thèse 3^e cycle, Caen, 212 p., ronéot.
- DUPLAIX S. et BOILLOT G. (1968).- Sur la minéralogie et l'origine des sables siliceux contenus dans les sédiments de la Manche occidentale. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., (2), X, 147-161.
- DURAND S. (1977).- Bretagne - Guides géologiques régionaux. Masson édit.
- ELHAI H. (1963).- La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton. Etude morphologique. Thèse. Bordeaux, impr. Bière, 624 p.
- FILY G. (1972).- Sédimentologie et géologie des fonds sous-marins entre Guernesey et les Casquets-Aurigny. Colloque sur la géologie de la Manche. Mém. B.R.G.M., Fr., 79, 171-184.
- FORTIN J. (1972).- Les sédiments et la dynamique sédimentaire dans l'archipel des Iles Chausey (Manche). Thèse 3^e cycle, Caen, 89 p., ronéot.
- GAUTIER M. (1971).- Le maërl sur le littoral de la Bretagne. Cah. océanogr. 2, 171-191.

- GIRESSE P. (1969).- Essai de sédimentologie comparée des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. Thèse, Caen, 2 vol., 730 p., ronéot.
- GIRESSE P. (1970).- Etude hydrologique de l'estuaire de la Sienne et application au dépôt de la tange. Cah. océanogr., XXII, 367-393.
- GIRESSE P. et COURTOIS G. (1966).- Une application de la méthode des traceurs radioactifs : l'étude des déplacements des sédiments dans le cours et l'embouchure de la Sienne. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), VIII, 193-208.
- GIRESSE P. et HOMMERIL P. (1969).- Les fonds sous-marins de la carte de Granville au 1/100 000. Rev. Soc. sav. Hte Norm., (Sc.), 56, 23-50.
- GIRESSE P., HOMMERIL P. et LAMBOY M. (1972).- Résultats préliminaires d'une campagne de sismique réflexion dans le Golfe Normand-Breton. Colloque sur la géologie de la Manche. Mém. B.R.G.M., Fr., 79, 193-200.
- GIRESSE P. et LAUTRIDOU J.-P. (1973).- Les formations quaternaires du littoral du golfe normand-breton entre Coutainville et Avranches. Bull. A.F.E.Q., 2, 89-101.
- GUEGUENIAT P., AUFFRET J.-P. et BARON Y. (1979).- Evolution de la radioactivité artificielle gamma dans les sédiments littoraux de la Manche pendant les années 1976, 1977, 1978. Océanol. Acta, vol. 2, 2 p. 165-180.
- GUEGUENIAT P. et AUFFRET J.-P. (1981).- Etude des transferts des radionucléides artificiels dans les sédiments de la baie du Mont-Saint-Michel. Océanis, 7, 3, 295-308.
- GRAINDOR M.J. et MARIE P. (1959).- Le Sénonien inférieur au S-SW des Iles Chausey (Manche). C.R. somm. Soc. géol. Fr., 66-68.
- GRAINDOR M.J. et ROBLOT M.M. (1957).- Géologie des Minquiers. Premières observations. Bull. Soc. géol. Fr., (6), t. 7, 221-228.
- GRAINDOR M.J. et ROBLOT M.M. (1976).- Géologie sous-marine de la baie du Mont Saint-Michel et de ses abords. Bull. Min. Et. et Rech. 1/2, éd. La Houille Blanche, 262 p.
- HOMMERIL P. (1967).- Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel anglo-normand. Thèse, Caen, 304 p. Fac. Sc. Rouen impr.
- HOMMERIL P. (1969).- Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100 000, feuille de Bricquebec. Paris, Inst. géogr. nat.

- HOMMERIL P. (1970).- Dynamique du transport des sédiments organogènes calcaires dans la partie nord du Golfe normand-breton. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XII, 31-41.
- HOMMERIL P. (1971).- Datation absolue des sédiments bioclastiques provenant des bancs sous-marins du Golfe normand-breton. C.R. somm. Soc. géol. Fr., 112-113.
- HOMMERIL P. (1972).- Le havre de Lessay. Etude géomorphologique et sédimentologique. Bull. Inf. Géologues Bassin Paris, 33, C10-C17.
- HOMMERIL P., LARSONNEUR C. et PINOT J.P. (1972).- Les sédiments du précontinent armoricain. Bull. Soc. géol. Fr., (7), t. 14, 237-247.
- KLINGEBIEL A. et LARSONNEUR C. (1980).- Modèle de sédimentation littorale en zone tempérée. La façade maritime française de l'Atlantique à la Manche. Bull. Inst. Géol. du Bass. Aquit., Bordeaux, n°27, 113-164.
- LABORATOIRE CENTRAL d'HYDRAULIQUE de FRANCE (1971-1977).- La baie du Mont Saint-Michel : études sédimentologiques et hydrologiques. Rapports inédits, Maisons Alfort.
- LABORATOIRE CENTRAL d'HYDRAULIQUE de FRANCE (1979).- Etude de l'envasement des parcs ostréicoles de Cancale. Rapport inédit., Maisons-Alfort.
- LABORATOIRE CENTRAL d'HYDRAULIQUE de FRANCE (1980).- Catalogue sédimentologique des côtes de France : de la baie du Mont Saint-Michel à l'estuaire de la Seine. Rapport inédit., Maisons-Alfort.
- LARSONNEUR C. (1971).- Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse, Caen, 393 p.
- LARSONNEUR C. (1977).-La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français. Méthode mise au point et utilisée en Manche. J. Rech. Océanogr. Vol. II, 2, 33-40.
- LARSONNEUR C. (1979).- La baie du Mont Saint-Michel : un modèle de sédimentation en zone tempérée. Film 16 mm couleurs, Serv. Film, Rech. Sc., Paris.
- LARSONNEUR C. (1982).- La baie du Mont Saint-Michel, modèle de sédimentation en zone tempérée. Rev. Pal. de la découverte, Paris, vol. 10, n°94, p. 50-69.
- LARSONNEUR C. (1982).- Histoire d'une baie. Film 16 mm couleurs. Serv. Film. Rech. Sc., Paris.
- LARSONNEUR C. (1982).- La baie du Mont Saint-Michel. Livret-guide Ass. Sédim., Fr., 77 p., ronéot.

- LARSONNEUR C. et DORE F. (1975).- Normandie : baie du Mont Saint-Michel et Massif armoricain. 9° Cong. intern. Sédim., Nice, 1975, Excursion n°1, 128 p.
- LARSONNEUR C., BOUYASSE P. et AUFFRET J.-P. (1982).- The Superficial sediments of the English channel and its western approaches. Sedimentology, sous presse.
- LEBOUTEILLER G. et PORTUGAL (1973).- Côte ouest du Cotentin. Etude des évolutions du littoral. Deuxième phase : analyse des phénomènes. Rapport R 11214, SOGREAPH, Grenoble.
- LEFORT J.P. (1970).- Etude géologique de la Manche au N du Trégor. II : Le problème des sables calcaires, la sédimentation actuelle. Bull. Soc. géol. et minéral. Bret., (C), II, (1), II-23.
- LEFORT J.P. (1976).- Le socle périarmoricain. Etude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France. Thèse, Rennes, 212 p.
- LEFORT J.P. et DEUNFF J. (1974).- Etude géologique de la partie septentrionale du golfe normano-breton. Bull. B.R.G.M., IV, 2, 73-83.
- L'HOMER A. (1981).- Bilan de sédimentation - érosion en baie du Mont Saint-Michel depuis 1857. Séminaire "La gestion régionale des sédiments". Documents du B.R.G.M., n°30, p. 245-252.
- MATHIEU R. (1966).- Contribution à l'étude du domaine benthique de la baie du Mont Saint-Michel. Thèse, Paris, 287 p., ronéot.
- MATHIEU R. (1967).- Le banc des Hermelles de la baie du Mont Saint-Michel : bioherme à Annélides. Bull. Soc. Géol. France, (7), IX, p. 68-78.
- NIKODIC J. (1981).- Dynamique sédimentaire dans la partie occidentale de la baie du Mont Saint-Michel : influence des installations ostréicoles. Univ. Nantes, Thèse 3° cycle, 180 p., ronéot.
- PHILIPPONNEAU M. (1956).- La baie du Mont Saint-Michel : étude de morphologie littorale. Mém. Soc. Géol. et Min. de Bretagne, t. 11, p. 1-125.
- QUESNEY A. (1982).- Cartes en isopaques des paléovallées et des bancs sableux en Manche occidentale. Thèse de 3° cycle, Caen, en préparation.
- RETIERE Ch. (1979).- Contribution à la connaissance des peuplements benthiques du golfe normanno-breton. Univ. Rennes. Thèse Doctorat d'Etat, 430 p., ronéot.
- RUELLAN F. et BEIGBEDER Y. (1963).- Quelques observations préliminaires sur la répartition des sédiments sous-marins en baie de Saint-Brieuc. C.R. Ac. Sc., 7, 1566-1569.
- RUELLAN F., DAGORNE A. et BEIGBEDER Y. (1972).- Les feuilles de Saint-Malo et de Saint-Brieuc de la carte sédimentologique des fonds marins au 1/100 000. Colloque sur la géologie de la Manche. Mém. B.R.G.M., 79, Fr., 281-290.

- SERVICE HYDROGRAPHIQUE de la MARINE (1953).- Les courants de marée dans la Mer de la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique, n°550, Paris, 176 p.
- SORNIN J.M. (1981).- Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture : baie de Cancale, anse de l'Aiguillon, bassin de Marennes - Oléron. Univ. de Nantes, Thèse 3^e cycle, 188 p., ronéotyp.
- VASLET D., LARSONNEUR C. et AUFFRET J.-P. (1979).- Carte des sédiments superficiels de la Manche au 1/500 000. B.R.G.M. éd., Orléans.
- VERGER F. (1968).- Marais en wadden du littoral français. Thèse Paris, Biscaye imp., Bordeaux, 541 p.
- VIDAL P. (1976).- L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn. Apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du Sr. Thèse, Rennes, 142 p.
- ZBINDEN R. (1980).- Microgranulométrie du seston de la baie du Mont Saint-Michel. Mém. Lab. géomorph., E.P.H.E., Dinard, 171 p.

AUTRES DOCUMENTS

- Carte géologique des fonds de la Manche au 1/1 000 000. B.R.G.M. éd. 1975.
- Cartes du Serv. Hydrog. et Océanog. de la Marine, Brest
- Carte de l'Inst. Géogr. National, Paris
- Ouvrage n°1, guide du navigateur S.H.O.M., 1977.
- Instructions Nautiques, France, côtes Nord et Ouest, C 2. S.H.O.M., 1974.
- Atlas des courants de marée, Manche de Dunkerque à Brest, n°551, S.H.O.M., 1973.



C. LARSONNEUR
Professeur

Alex. A. NARIE
(Vérifier si P. CHARDY)
(Sens. Directeur)

Titre du Rapport,
Auteur,
Nombre de pages

de golfe normanno-breton : synthèse géo-
muntologique
Cl. Larssonneur et P. Walker
79

N° du Contrat

81 / 6646

Intitulé du Contrat

Synthèse géomuntologique du golfe
normanno-breton

Titulaire du contrat :
(Organisme,
Responsable Scientifique)

Laboratoire de géologie marine. Dr Larssonneur.
Université de Caen

Date de Réception : novembre 1982

Nombre d'exemplaires : 5

Diffusion : libre

- restreinte (sous réserve de l'accord du propriétaire de l'étude)
- non autorisée

Diffusé à : - Chef d'Opération

- Département concerné (2 ex.) *
- BNDO/DOC (2 ex.)
- Responsable sectoriel (DPC ou DFT) *
- BBST (2 ex.)

* non servi si réception en 5 exemplaires seulement

Diffusion effectuée le : 25.11.82
par : Laurent d'Ozouville

Reçu par le Chef Opération le : 25/11/82
Nom : Laurent d'Ozouville
Visa : *[Signature]*